

УДК 551.46(470)

А. Н. ЛАСТОЧКИН, Б. Г. ФЕДОРОВ

**РЕЛЬЕФ И НОВЕЙШАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ
СЕВЕРНОГО ШЕЛЬФА ЕВРАЗИИ**

На основе анализа гидрографических материалов выделены формы рельефа северного шельфа Евразии, определены их возраст и генезис, описаны шесть этапов развития рельефа в миоцен-антропогенное время, связанные с колебаниями уровня Мирового океана, и следы двух оледенений (плиоценового и позднелайстогенового) в Евразийском секторе шельфа.

Известные палеогеографические реконструкции северного шельфа Евразии основаны или на изучении осадков дна, или на геолого-геоморфологических данных по побережью и островам, или на материалах изучения четвертичных отложений суши и морского дна. Наиболее полно весь этот комплекс фактических данных обобщен в работе О. В. Суздальского (1976). Вместе с тем детальный палеогеографический анализ подводного рельефа проведен лишь в отдельных работах, посвященных Норвежскому (У. Хольтедаль, 1958), Баренцеву (Nansen, 1920; Матишов, 1974) и Карскому (Куликов, Мартынов, 1961) морям. Для всего шельфа гидрографические материалы практически не анализировались, хотя именно они дают наиболее однозначно интерпретируемую информацию о плейстоценовой истории северных морей СССР, на что особое внимание обращал Я. Я. Гаккель (Говоруха, 1968). Анализ отечественных и зарубежных гидрографических материалов позволил составить геоморфологическую карту всего северного шельфа Евразии, а также провести палеогеографические реконструкции с учетом геолого-геоморфологических данных по шельфу и прилегающей суше.

Субазральные формы и элементы рельефа. В пределах Арктического шельфа повсеместно распространены линейно-вытянутые отрицательные формы рельефа, которые вслед за Ф. Нансеном (Nansen, 1920), Н. Н. Куликовым и В. Г. Мартыновым (1961), Дж. Л. Джонсоном и Д. Б. Миллиганом (Johnson, Milligan, 1967), М. Д. Холмсом и И. С. Кригером (Holmes, Creager, 1974), И. Науглером и др. (Naugler and al., 1974), И. С. Кригером и Д. А. Манусом (Creager, Manus, 1965) и О. В. Суздальским (1976) нами рассматриваются в качестве долин субазрального происхождения. По своему морфологическому облику и плановому расположению долины четко делятся на эрозионные и ледниковые (Ласточкин, 1977б).

Эрозионные долины установлены на шельфе практически повсеместно. На их происхождение указывают признаки, характерные для речных долин современной суши: постепенное расширение вниз по течению, V-образные поперечные профили ряда мелких долин, плавные изгибы; в плане они образуют дендритовые, радиальные и концентрические системы, закономерно сочетающиеся с тектоническими структурами (например, центростремительные системы долин в пределах Южно-Баренцевской впадины и тектонического прогиба к западу от п-ова Ямал или центробежный рисунок долин на Демидовском мегавале). Многие подводные долины продолжают современные речные долины или вскрытые скважинами на суше погребенные врезы, выполненные четвертичными

отложениями. Эрозионная природа этих образований подтверждается данными сейсмоакустики, полученными в результате совместных морских исследований ВСЕГЕИ и ВНИГРИ, а также Кольским филиалом АН СССР и ВИТРОм на Белом, Печорском и Баренцевом морях.

Наряду с типичным для современной гидросети расположением долин на шельфе Карского и Баренцева морей нередко встречаются такие плановые соотношения долин, которые свидетельствуют об их принадлежности по крайней мере к двум разновозрастным генерациям¹. На гидрографических схемах видно, что antecedentные участки крупных древних долин, ранее пересекавших зоны интенсивных поднятий, впоследствии были частично (либо полностью) уничтожены абразионно-аккумулятивными процессами и затем (в последующую регрессию) были вновь освоены молодыми долинами более низкого порядка с противоположным направлением стока. Развитие субмеридиональной зоны новейшего поднятия Баренцева моря (Мурманское поднятие, Центральное плато, Центральная возвышенность с Демидовским плато, возвышенность Персея) привело к созданию полностью замкнутого гидрографического узла с озерным бассейном в центре («желоб» Самойлова) и разветвленной сетью долин молодой генерации, имеющих уклон (в зоне поднятий), противоположный древнему направлению стока. Все основные древние долины достигают современной бровки шельфа с отметками до —500 м. На Карском море смена плана речной сети помимо того выражается в образовании новых эрозионных врезов, параллельных древним долинам первой генерации и согласующихся с ними по общему направлению стока.

Выраженность долин в рельефе шельфа, обусловленная степенью их переработанности абразионно-аккумулятивными процессами, существенно различается в разных диапазонах современных глубин, а также в пределах положительных и отрицательных морфоструктур. Относительные превышения «водоразделов» над «талъвегами» долин меньше всего зависят от первичной (субаэральной) глубины эрозионных врезов и водности создавших их рек. На отдельных отрезках крупных долин, таких, как Обь, Гыда и др., эти превышения могут составлять всего несколько метров.

Наименее четко подводные долины выражены в рельефе современной прибрежной зоны. С увеличением глубин их морфологическая выраженность возрастает. При этом выделяются диапазоны глубин, в пределах которых эрозионные врезы повсеместно уменьшаются или увеличиваются и долины представлены на батиметрических картах цепочками четко коррелируемых в плане одинаково ориентированных замкнутых отрицательных форм рельефа. Анализ распространения этих форм (выделенных по верхней замкнутой изобате, фиксирующей переход от заполненных к частично заполненным участкам долин на разных участках шельфа Карского и Баренцева морей) показал приуроченность максимумов их встречаемости к глубинам 50—60, 90—100, 140—150 м. Такая выраженность подводных долин на различной глубине объясняется неравномерным ходом трансгрессий. В период относительной стабилизации уровня моря бо́льшая длительность аккумулятивно-абразионных процессов обеспечивает усиленное заполнение осадками отрезков долин в зоне волнового воздействия того времени. В периоды ускоренного подъема уровня моря заполнение подводных долин было минимальным.

На эту «эвстатическую», общую для всего шельфа закономерность накладывается тектонический фактор, определяющий существенную дифференциацию в переработке рельефа абразионно-аккумулятивными процессами. На положительных морфоструктурах восходящие движения, характеризующиеся тем же порядком скоростей, что и подъем уров-

¹ В восточном секторе шельфа эти соотношения не обнаружены.

ня моря, в частности в поздне-последнедевическую трансгрессию (*мм/год*), значительно продлевают время нахождения подводной поверхности в зоне активного волнового воздействия. Происходит полное или значительное уничтожение подводных долин. На отрицательных морфоструктурах, наоборот, опускающаяся поверхность наиболее быстро проходит через зону волнового воздействия, что определяет минимальную переработку долин абразионно-аккумулятивными процессами. Именно это объясняет лучшую сохранность и выраженность в рельефе крупных подводных долин, которые в основном приурочены к зонам новейших опусканий и значительным глубинам. В то же время многие долины первых порядков на поднимающихся и сильно выровненных водораздельных пространствах подверглись полному или частичному уничтожению.

Ледниковые долины зафиксированы только на Баренцево-Карском шельфе и характеризуются обычно постоянной или слабо меняющейся шириной, прямолинейностью, трогообразным поперечным профилем, наличием крутостенных порогов и положительных форм (ригелей либо стадияльных морен), осложняющих их продольные профили. На Норвежском и Западно-Шпицбергенском шельфах (У. Хольтедаль, 1958), а также на Земле Франца-Иосифа (Советская Арктика, 1970) и подводном склоне северного острова Новой Земли четко выделяются две системы троговых долин двух возрастных генераций. Троги поздней генерации продолжают на шельфе фиорды, удаляясь от современных берегов не более, чем на 10 км, и только на склонах Гусиного, Северо-Канинского плато и Центрально-Карского поднятия полностью затоплены. Эти долины нередко заканчиваются грядами напорных морен, фиксирующих фронт оледенения (Матишов, 1974).

Троговые долины ранней генерации развиты от глубин 25—50 м до бровки шельфа на глубине около 400—500 м. От долин поздней генерации они обычно отделены проходящим параллельно берегу продольным, по У. Хольтедалю, узким тектоническим желобом, имеют крутую заднюю стенку и резко отличаются от молодых долин, намного превосходя их по глубине и в 4—10 раз по ширине (Х. Хольтедаль, 1964). Верховья трогов ранней генерации повсеместно уничтожены процессами денудации. Реликтами их, возможно, являются фиорды Финмаркена и их короткие подводные продолжения, существенно отличные от норвежских фиордов поздней генерации, а также трог Кандалакшской губы Белого моря, дно которого, по данным сейсмоакустических исследований 1976 г. на судне «В. Альбанов», выполнено рыхлыми отложениями мощностью до 160 м. Троговые долины ранней генерации на бортах Медвежинского и Зюйдкапского желобов являются висячими, нигде не достигающими их дна. Вероятно, древними трогами являются также глубокие (до 600 м) проливы на Земле Франца-Иосифа и Северной Земле. На склоне северного острова Новой Земли ледниковые долины опускаются до бровки Новоземельского желоба и (севернее широты 76°) в пределы Баренцева моря.

Формы рельефа ледниковой аккумуляции неоднократно описаны на Баренцево-Карском шельфе (Дибнер и др., 1971; Матишов, 1974, и др.), где они представлены холмисто-западинными и грядовыми полями на разных глубинах. Однозначно определить тенезис этих форм на современном уровне изученности практически невозможно. Наблюдениями В. Д. Дибнера (Дибнер и др., 1971) в батискафе установлено незначительное распространение морен на дне Баренцева моря на глубинах до 200 м и широкое распространение абразионных останцов, нередко принимаемых за моренные образования. По сборам донно-каменного материала было выяснено его местное происхождение. С большой степенью вероятности можно допустить ледниковое происхождение гряд и холмов в пределах трогов (стадияльные морены?) и гряд серповидной формы с крутым проксимальным склоном, замыкающих ледниковые доли-

ны. Такая морена напора высотой до 220 м обнаружена, например, в конце крупного трога, спускающегося от северного острова Новой Земли в Баренцево море до глубины 300 м. Ледниковой аккумуляцией создан узколокализированный в пространстве холмисто-западинный рельеф на восточном подводном склоне Новой Земли (Ласточкин, 1977в) и на поверхности Медвежинского поднятия. Вместе с тем, как показал проведенный нами анализ сейсмоакустических материалов по Печорскому морю, ледниковые формы рельефа отсутствуют как на поверхности дна, так и в погребенном состоянии (в акустико-геологическом разрезе), а на дне Баренцева моря локальные положительные формы рельефа чаще всего представляют собой новейшие структуры, либо абразионные останцы. В Карском море (Куликов, Мартынов, 1961) и море Лаптевых (Holmes, Creager, 1974) фиксируются затопленные дельты.

Представлениям о развитии мощных ледниковых покровов в пределах Баренцева (Гросвальд, 1967, и др.) и Карского (Астахов, 1977) морей явно противоречат данные о рельефе дна этих бассейнов. Исходя из их представлений, следует ожидать в центральных областях этих шельфов наиболее высокоамплитудные гляциоизостатические поднятия, в то время как именно этот сектор Арктического шельфа характеризуется всеми признаками наибольших погружений — максимальными глубинами, хорошей сохранностью субаэральных форм рельефа и меньшими мощностями новейших осадков.

Субаквальные элементы рельефа. На северном шельфе Евразии известны локально развитые морские террасы с шириной площадок от первых до десятков км (Матишов, 1975), но в целом на шельфе, особенно в западном его секторе, полную абразионно-аккумулятивную переработку прошли только древние ныне затопленные водораздельные пространства. Расчленение по вертикали и корреляция в пространстве поверхностей абразионно-аккумулятивного выравнивания с разными уклонами на ныне подводных водоразделах позволило нам (Ласточкин, 1977а) выявить морские «террасовые уровни» в следующих диапазонах глубин: 13—18, 25—32, 40—50, 60—75, 105—115 и 125—140 м. Представленные здесь графики (рис. 1) отражают наличие поверхностей такого же генезиса в западном секторе шельфа и на больших глубинах.

Возрастная характеристика рельефа. В Баренцево-Карском секторе шельфа выделяются по крайней мере две разновозрастные генерации субаэрального рельефа и на всем шельфе — семь аккумулятивно-абразионных поверхностей, «террас», фиксирующих относительную стабилизацию уровня Полярного бассейна. Возрастная характеристика поверхностей и форм рельефа проводилась путем установления их пространственных взаимоотношений (в плане и по вертикали), определения последовательности (этапности) их формирования и привязки отдельных этапов к геохронологической шкале методом возрастных рубежей. В связи с недостатком геохронологических данных по осадкам выделенные нами (Ласточкин, 1977а) аккумулятивно-абразионные поверхности «террас» датированы преимущественно косвенным путем. Для этого использовались надежные радиоуглеродные датировки, полученные на море Лаптевых (Holmes, Creager, 1974) и Чукотском море (Creager, Mapus, 1965). Применялся также метод сравнения батиметрического положения «террас» с известными кривыми колебаний уровня Мирового океана (Fairbridge, 1961; Currag, 1961), включая кривую Н. А. Мёрнера (Mörner, 1971) построенную с учетом гидростатических опусканий шельфа. Самая нижняя абразионно-аккумулятивная поверхность развита на глубинах 225—250 м (Карское море) и 220—280 м (Баренцево море) (рис. 1). На более древней (допозднеплейстоценовый) возраст этой поверхности косвенно указывает батиметрическое положение и значительный диапазон глубин, в котором она непрерывно прослежи-

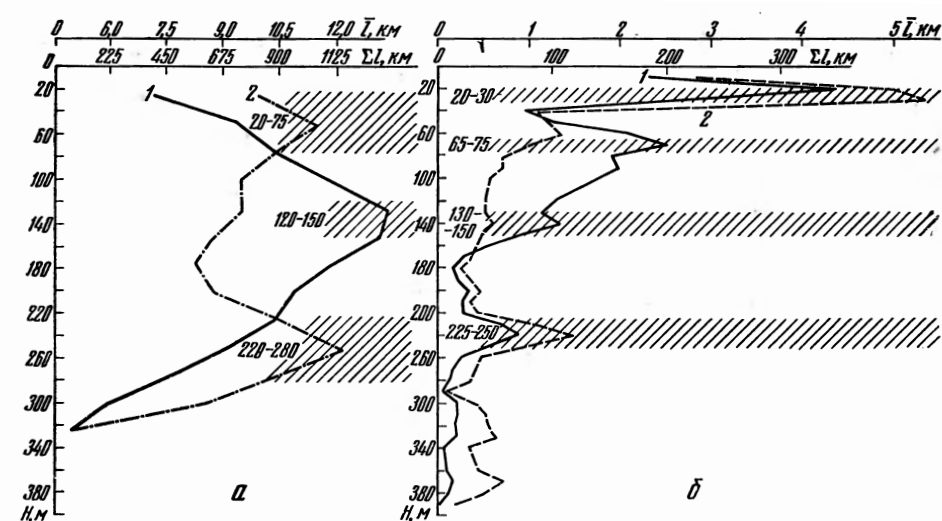


Рис. 1. Графики изменения (1) суммарной (Σl) и (2) средней ($\bar{l}$) величины заложения между изобатами на древних водораздельных линиях с глубиной (H) на Баренцевом (а) и Карском (б) морях. Сечение изобат 25 м

вается, и который, вероятно, обусловлен ее тектоническими деформациями. Дополнительные данные о возрасте этой поверхности дает анализ соотношения глубины ее развития на шельфе Баренцева моря с распространением эрозионных долин.

О древности эрозионных долин ранней генерации свидетельствует также хорошая разработанность разветвленной долинной сети, обширные площади водосборных речных бассейнов, наличие мощных конусов выноса в пределах современного континентального склона. Большая часть площади современного шельфа Баренцева моря вместе с областями Печорской и Мезенской синеклиз (включая Беломорскую впадину) и современными приморскими районами Кольского п-ова и северной Скандинавии представляли собой единую водосборную площадь крупной речной системы. Эта система выходила через Медвежинский желоб в пределы современного континентального склона, где долина замыкается обширным конусом выноса, мощность осадков которого, по данным сейсморазведки, достигает 2 км. Близкие по масштабам конусы выноса обнаруживаются по резкому уменьшению уклонов континентального подножия (Map of the Arctic Region, 1975) в районах желобов Св. Анны и Воронина и против устья прадолины Лены — Оленека. Таким образом, с трех крупнейших равнин Евразийского континента (Русской, Западно-Сибирской, Восточно-Сибирской) терригенный материал выносился транзитом по главным речным артериям в довольно ограниченные по площади районы.

Батиметрическое положение устьев рек ранней генерации указывает на их формирование в эпоху максимальной регрессии, миоцен-плиоценовый возраст которой установлен на суше по отложениям, выполняющим переуглубленные (до 300 м) погребенные долины (Зубаков, 1975, и др.). Верхний возрастной предел развития этих долин фиксируется в Медвежинском желобе налеганием нижнечетвертичных морских осадков на эрозионную поверхность, которая близ бровки шельфа прослеживается под ними сейсмоакустикой до 200 м ниже дна (Матишов, 1974). Очевидно, субэральная эрозионная поверхность образовалась раньше времени накопления указанной толщи осадков, которая фактически фиксирует время формирования континентального склона в его современных пределах.

На Норвежском и Медвежинско-Шпицбергенском шельфах эрозионная поверхность ранней генерации (с глубоко врезанными долинами) смыкается с экзарационной поверхностью, осложненной троговыми долинами того же возраста. Если возраст всего западного континентального склона, спускающегося к Лофотенской котловине, принять за единый или близкий (что наиболее вероятно), то экзарационную и эрозионную присклоновые поверхности следует признать одновозрастными, сформировавшимися до начала раннечетвертичной трансгрессии. Об этом же свидетельствует постепенный переход трогов «вниз по течению» в эрозионные долины в районе плато Копытова и Медвежинско-Надеждинской возвышенности.

В то же время ледниково-эрозионные образования (троги в верховьях, речные долины в низовьях) Медвежинско-Надеждинской возвышенности и склонов Шпицбергенской банки нередко обрываются к Медвежинскому и Зюйдкапскому желобам в виде висячих долин. Подобная картина зафиксирована у западного борта Восточно-Новоземельского желоба. Объяснить это можно сбросовой тектоникой, либо позднейшей активной абразией, либо, что наиболее вероятно, более поздним (по отношению к эрозионной поверхности) формированием трогов.

По В. В. Зубакову (1975), первое значительное (дунайское I—II?) оледенение развивалось параллельно второй плиоценовой трансгрессии, сопоставляемой многими исследователями с колвинско-устьсоленинской трансгрессией Полярного бассейна. Д. Д. Квасов (1973) на основании палеомагнитной датировки исландской морены, погребенной под базальтами, относит первое оледенение шельфа Баренцева моря к палеомагнитной эпохе Гаусса (3350—2430 тыс. лет назад). Поскольку нижняя экзарационная поверхность возвышенных участков шельфа древнее «обрезающего» ее континентального уступа (возраст последнего зафиксирован субгоризонтальным залеганием нижнечетвертичных осадков на флексуорообразно погруженной экзарационно-эрозионной поверхности), она может быть соотнесена либо с эпохой второй плиоценовой трансгрессии, либо с палеомагнитной эпохой Гаусса, в любом из этих вариантов — к плиоцену. Для более определенной ее датировки фактического материала пока нет.

Нижний предел распространения новообразованных эрозионных форм молодой генерации колеблется от 130—140 м на Карском до 270 м на Баренцевом море. Такое существенное различие глубин трудно объяснить разной интенсивностью тектонических погружений долин одного возраста. Если за время образования долин молодой генерации принять гримальдийскую регрессию, то исходя из наиболее распространенных представлений о максимальной глубине регрессии в 120—140 м придется оценить размах общего тектонического погружения дна Баренцева моря в 100 м за последние 20 тыс. лет. Более вероятно разновозрастность новообразованных эрозионных долин Баренцева и Карского морей. На Карском море глубины распространения этих долин укладываются в пределы максимального снижения уровня моря в позднем плейстоцене и, вероятно, относятся ко времени максимума гримальдийской регрессии. В таком случае новообразованные долины Баренцева моря имеют допозднеплейстоценовый возраст. «Устья» этих долин достигают нижнего предела глубин распространения нижней деформированной аккумулятивно-абразионной поверхности (—270 м) и на этом основании могут считаться одновозрастными ей. С учетом позднейшего гидроизостатического погружения аккумулятивно-абразионной поверхности, оцениваемого в $\frac{1}{3}$ мощности слоя воды (Bloom, 1967), глубина соответствующей ей регрессии Мирового океана достигала 180 м. Для такой глубокой регрессии во временном интервале между миоценом — ранним плиоценом (максимальная регрессия) и поздним плейстоценом

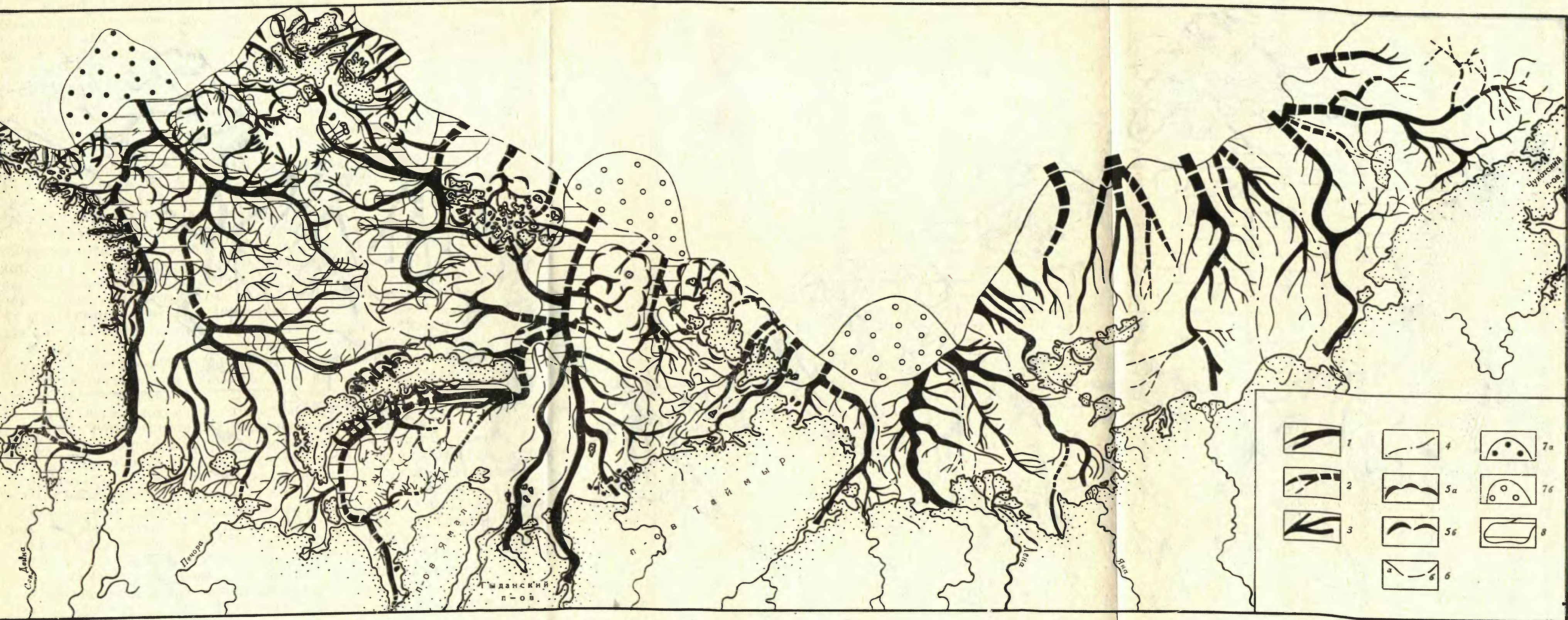


Рис. 2. Палеогеоморфологическая схема северного шельфа Евразии в плиоцене — раннем плейстоцене

1 — речные долины времени максимальной регрессии; 2 — предполагаемое положение долин; 3 — троговые долины первого (плиоценового) оледенения; 4 — границы водосборных бассейнов (водоразделы); 5 — границы распространения ледниковых форм рельефа плиоценового оледенения: *a* — установленные, *b* — предполагаемые; 6 — современное положение бровки шельфа: *a* — установленное, *b* — предполагаемое; 7 — конусы выноса на современном континентальном склоне: *a* — установленные, *b* — предполагаемые; 8 — моря и озера времени раннеплейстоценовой регрессии.



Рис. 3. Палеогеоморфологическая схема северного шельфа Евразии в позднем плейстоцене (этап гримальдийской регрессии)

1 — речные долины достоверно установленные; 2 — то же, предполагаемые; 3 — моря и озера; 4 — современное положение бровки шельфа: а — достоверное, б — предполагаемое; 5 — водоразделы; 6 — границы ледниковых щитов и куполов; 7 — острова с ледниковыми куполами

(гримальдийская регрессия) в современной геохронологической шкале находится лишь один эпизод геологической истории — раннеплейстоценовая тюркьянская (каспийско-нижеволжская) регрессия (Геохронология СССР, 1974). Поэтому этап формирования нижней выровненной поверхности и новообразованной эрозионной сети Баренцева шельфа отнесен нами к раннеплейстоценовому времени.

О молодости ледниковых форм рельефа поздней генерации можно судить по их хорошей сохранности (слабой переработке процессами абразии и аккумуляции), отчетливой связи с наземными ледниковыми формами, распространению их вблизи берегов на малых глубинах (обычно до 25—50 м), за исключением долин прежних островных центров оледенений, полностью затопленных в настоящее время (Гусиное и Северо-Канинское плато, Центрально-Карская возвышенность). Согласно большинству авторов (У. Хольтедаль, 1958; Дибнер и др., 1971 и др.), эти формы принадлежат последнему позднеплейстоценовому оледенению или последней стадии валдайского оледенения (Матишов, 1974). Наши данные (сопоставление площадей распространения ледниковых форм и абразионно-аккумулятивных поверхностей разного возраста) позволяют лишь отнестись ледниковые формы поздней генерации к позднему плейстоцену без расчленения их на этапы и стадии.

Этапы новейшей истории. В подводном рельефе запечатлено шесть палеогеографических этапов развития северного шельфа Евразии, из которых три этапа приходится на крупные регрессии Полярного бассейна. События новейшей истории между сильно разорванными во времени плиоцен-раннеплейстоценовым и позднеплейстоцен-голоценовым этапами фиксируются в разрезе отложений и в рельефе на суше, но не находят заметного отражения в рельефе дна и нами не рассматриваются.

В первый этап миоцен-плиоценовой (максимальной) регрессии (до уровня не менее —300 м) произошло эрозионное расчленение всей поверхности современного шельфа и, возможно, за его пределами (рис. 2)². На шельфе Баренцева моря основной сток шел в Атлантику, в Карском море пра-Обь проходила через современную Байдарацкую губу (к юго-востоку от которой вскрыт скважинами погребенный врез глубиной до 260 м), а водосборный бассейн современных рек Надыма, Пура и Таза имел выход по современному подводному продолжению р. Гыды. Восточный сектор современного шельфа представлял собой относительно возвышенную сушу.

Второй этап связан с развитием плиоценовой (колвинско-устьсоленинской) трансгрессии и похолоданием, приведшим к образованию ледниковых покровов, локализованных в «палеоприморских» западных и северных районах западного сектора шельфа (рис. 2). Оледенение этого этапа было максимальным на поднятиях современного шельфа, однако геоморфологические признаки развития ледников в центральных областях шельфа Баренцева и Карского морей и во всем восточном секторе шельфа отсутствуют.

Третий этап озаменовался раннеплейстоценовой регрессией с понижением ур. моря до —180 м. Он зафиксирован в рельефе только на Баренцевом и Карском морях, где к этому времени вследствие активизации неотектонических движений произошла существенная перестройка орографии и гидросети с образованием крупных замкнутых водоемов на месте Белого моря, впадины Самойлова, Новоземельского желоба. С этим временем связано прекращение стока из Печорского бассейна в Карское море через современный пролив Карские Ворота.

Четвертый этап формирования рельефа приходится на время максимума позднеплейстоценовой (гримальдийской) регрессии и развития покровных оледенений, обусловленного наибольшим за всю плейстоце-

² Границы шельфа того времени, по ряду данных, располагались в современных участках континентального склона к северу и западу от современного ее положения.

новую историю похолоданием (Серебрянный, 1975), или мерзлотным этапом четвертичной истории, по А. А. Величко (рис. 3). Восточный сектор северного шельфа Евразии полностью представлял собой сушу, на которой, видимо, развивалось подземное оледенение. Воды Карского моря в пределах шельфа через желоб Св. Анны проникали в Восточно-Новоземельский желоб, а Обь выработала новую долину на продолжении своего современного устья. Шельф Баренцева моря к этому времени испытал значительное (не менее 200 м) общее тектоническое погружение и был занят морским бассейном, по конфигурации близким к современному, а по площади немного уступавшим ему за счет осушения Печорского шельфа, Медвежинско-Надеждинского поднятия, Новоземельского мелководья и берегового склона современных островов. Архипелаги небольших островов были приурочены к поднятиям центральной части моря, а также к Норвежскому шельфу. Белое море представляло собой замкнутый бассейн. Позднеплейстоценовое оледенение (зафиксированное в ледниковых формах рельефа поздней генерации) почти не выходило за пределы островной суши того времени. При этом возникли несуществующие теперь центры ледниковых покровов: Медвежинский, Гусино-Северо-Канинский, Южно-Новоземельский и Центрально-Карский. На осушенных участках Печорского шельфа речные долины унаследовали северное и западное направления прежней речной сети.

Пятый этап характеризуется скачкообразным развитием поздне-последледниковой трансгрессии на всем северном шельфе Евразии (Ласточкин, 1977а). С ним связаны образование пологой и слабовыраженной «лестницы» выровненных абразионно-аккумулятивных поверхностей на древних, ныне затопленных водоразделах, уничтожение в пределах последних долин первых порядков, деградация ледников и многолетней мерзлоты на погружающейся под уровень моря территории, изоляция современных островов и вымирание на них арктических животных (мамонта, шерстистого носорога, северного оленя, песца).

Шестой этап истории развития рельефа шельфа начинается со среднего голоцена (около 6—5 тыс. лет назад) и характеризуется относительной стабилизацией уровня моря, в процессе которой сформировались современная береговая зона и многочисленные (особенно на Печорском и северо-восточных морях) в основном аккумулятивные формы в ее пределах.

Анализ рельефа Арктического шельфа Евразии позволяет сделать вывод об активной экзогенной деструкции северной окраины материка. Фестончатый характер бровки шельфа, пространственные соотношения вогнутых ее участков и окраинных поперечных желобов на шельфе с мощными подводными каньонами континентального склона отражают интенсивную субаквальную эрозию или деструкцию шельфа за счет деятельности мутьевых потоков и интенсивного развития гравитационных процессов. Миграция бровки шельфа в сторону суши и наступание внешнего края континентального подножия на океанические пространства сопровождаются расширением переходной зоны от континента к океану в Полярном бассейне. Деструкция континента усиливается в направлении с востока на запад, в котором возрастают глубина бровки шельфа (от 70 м на Чукотском море до 500 м и более на Баренцевом), субаэральное расчленение подводного рельефа и степень некомпенсированности новейших погружений осадконакоплением. Общей закономерностью является также большая экзогенная деструкция континентальной окраины в пределах молодых (эпикайнозойских и эпимезозойских) структур по сравнению с древними платформами.

ЛИТЕРАТУРА

- Астахов В. И. Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе. «Докл. АН СССР», т. 231, № 5, 1977.
Геохронология СССР. т. 3, Л., «Недра», 1974.

- Говоруха Л. С. Я. Я. Гаккель об Арктике. В кн. «Проблемы полярной географии». Л., Гидрометеиздат, 1968.
- Гроссвальд М. Г. Оледенение Баренцева шельфа в позднем плейстоцене и голоцене. «Матер. гляциол. исслед.; хроника, обсуждение», вып. 13. М., 1967.
- Дибнер В. Д., Котенев Б. Н., Заферман М. Л. Геолого-геоморфологические наблюдения дна Баренцева моря из гидростата Север-1. В кн.: «Геология моря», вып. 1, «Тр. НИИГА», 1971.
- Зубаков В. А. Крупные колебания уровня океана в плиоплейстоцене. В кн. «Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене». Л., Изд-во Геогр. о-ва СССР, 1975.
- Квасов Д. Д. Гипотеза о возможных причинах четвертичного оледенения. «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», № 4, 1973.
- Куликов Н. Н., Мартынов В. Т. О древних береговых линиях на дне Карского моря. В кн. «Морские берега». Таллин, Изд-во АН ЭССР, 1961.
- Ласточкин А. Н. Отражение хода послеледниковой трансгрессии в уклонах абразионно-аккумулятивных поверхностей на северном шельфе Евразии. «Океанология», т. 17, вып. 4, 1977а.
- Ласточкин А. Н. Подводные долины северных морей СССР. «Изв. Всес. геогр. о-ва», № 5, 1977б.
- Ласточкин А. Н. Рельеф дна Карского моря. «Геоморфология», № 2, 1977в.
- Матишов Г. Г. Строение шельфа и некоторые вопросы четвертичной истории западной окраины Баренцева моря. В кн. «Географ. аспекты осадкообразования в бассейнах Баренцева и Белого морей». Л., Изд-во Геогр. о-ва СССР, 1974.
- Матишов Г. Г. Прибрежные конечноморенные гряды в южной части Баренцева моря. В кн. «Геология моря», вып. 4. «Тр. НИИГА», 1975.
- Серебрянный Л. Р. Хроностратиграфическая шкала плейстоцена Европы. «Изв. Всес. геогр. о-ва», вып. 3, 1975.
- Советская Арктика, М., «Наука», 1970.
- Суздальский О. В. Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. Л., «Наука», 1976.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии, т. 2. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
- Хольтедаль Х. Некоторые вопросы геологии и геоморфологии гляциальных шельфов. В кн. «Рельеф и геология дна океанов». М., «Прогресс», 1964.
- Bloom A. L. Pleistocene Shorelines; A New Test of Isostasy. «Geol. Soc. Amer. Bull.», v. 78, No. 12, 1967.
- Creager J. S., Mc Manus D. A. Pleistocene drainage patterns on the floor of the Chukchi Sea. «Marine Geol.», No. 3, 1965.
- Curry J. R. Late Quaternary sea level: a discussion. «Geol. Soc. Amer. Bull.», No. 72, 1961.
- Fairbridge R. W. Eustatic changes in sea level: Phys. Chem. «Earth», No. 4, 1961.
- Holmes M. D., Creager J. S. Holocene history of the Laptev sea continental shelf. «Marine Geol. and Oceanography of the Arctic», 1974.
- Johnson G. L., Milligan D. B. Some geomorphological observations in the Kara Sea. «Deep-Sea Res.», v. 14, No. 1, 1967.
- Map of the Arctic Region. Prepared by the cartographic Division of the American Geographical, 1975.
- Mörner N. A. Eustatic changes during the last 20000 years and a method of separating the isostatic and eustatic factors in an uplifted area. «Paleogeography, Paleoclimatology, Paleogeology», No. 9(3), 1971.
- Nansen F. En ferd til Spitsbergen. Kristiania, 1920.
- Naugler J. P., Silverberg N., Creager J. S. Recent sediments of the East Siberian Sea. «Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas». Berlin — Heidelberg — New-York, Springer-Verlag, 1974.

ВНИИГРИ

Поступила в редакцию
22.VI.1977

RELIEF AND CENOZOIC EVOLUTION OF THE NORTHERN EURASIAN SHELF

A. N. LASTOCHKIN, B. G. FEDOROV

Summary

At the northern continental shelf of Eurasia a submerged network of branching valleys still exists, which was formed between Miocene and Pliocene under conditions of the Ocean level lowering not less than 300 meters below the present one. Later on the valley pattern was slightly changed in connection with Early and Late Pleistocene regressions. The Pliocene — Pleistocene and Late Pleistocene transgressions resulted in the «flight» of graded abrasion-accumulative surfaces at the shelf. Two glaciations (in Pliocene and Late Pleistocene) can be distinguished at the submarine margin of Norway and northern archipelagos of the Eurasian Arctic shelf.