

РЕЛЬЕФ ДНА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЕГО В ГОЛОЦЕНЕ

В настоящей статье рассматриваются особенности формирования рельефа дна юго-западной части Карского моря под воздействием современных гидродинамических процессов, близких по характеру их проявления для всего голоценового периода. Основные черты доголоценовой истории его развития изложены в работах А.Н. Ласточкина [1977, 1982].

В геоморфологическом, гидрологическом и ледовом отношении юго-западную полузамкнутую часть Карского моря обычно выделяют в особый район. На рис. 1 представлена схема рельефа дна этого района, построенная на основе батиметрических карт. В современном рельефе дна рассматриваемой части Карского моря выделяются крупные разноуровневые геоморфологические районы: прибрежная пологонаклонная равнина, тектонический уступ, холмисто-западинная равнина и Новоземельский желоб.

Прибрежная пологонаклонная равнина с глубинами от 0 до 50-60 м широкой полосой окаймляет п-ов Ямал, включая Байдарацкую губу. К северу от о-ва Белого она переходит в обширную Ямало-Гыданскую отмель [Дибнер, 1968]. Со стороны моря пологонаклонная равнина ограничена бровкой тектонического уступа, ориентированного субпараллельно береговой линии. У Югорского полуострова, о-вов Вайгач и Новая Земля, где тектонический склон приближается к берегу, равнина сужается, уклоны ее увеличиваются. У п-ова Ямал и в Байдарацкой губе профиль прибрежной равнины приобретает ступенчатый вид. На участке от берега до глубины 20 м уклоны подводного берегового склона равны 0,0025, затем в профиле отмечается перегиб и далее до бровки уступа они уменьшаются до 0,0005. Однозначно объяснить причину этого перегиба в настоящее время трудно, но не исключено, что он возник в результате увеличения ледовитости арктических морей и ослабления в связи с этим процессов термоабразии прибрежной суши в заключительную стадию послеледниковой трансгрессии. На участках, осложненных локальными положительными структурами (м. Бурунный, Шараповы Кошки), в профиле подводного склона на глубине 5-6 м выявляется дополнительно еще одна ступень. По современным гидродинамическим признакам она соответствует морской границе волноприбойной зоны для волн обеспеченностью около 6% [Ветер и волны..., 1974].

В рельефе дна Байдарацкой губы с глубины 12-15 м достаточно четко обозначается фрагмент крупной реки. Долина ее шириной 25-45 км прослеживается по оси губы на расстоянии 225 км. Несомненно, что такие размеры ее не соответствуют современной гидросети прибрежной суши, поэтому формирование ее следует отнести к доголоценовому времени. В ходе послеледниковой трансгрессии эта долина была затоплена и подверглась незначительной переработке. В ее пределах выявляются два уровня низких террас с относительными превышениями 7-10 м и 14-16. На глубинах 30-35 м с морской стороны долины прослеживается древняя дельта, заметно переработанная в процессе трансгрессии. В западной части ее сохранились крупные морские аккумулятивные формы длиной 20-25 км, с поверхности сложенные песками и илистыми песками. Дистальные концы этих форм (значительно суженные) направлены в сторону моря и ориентированы вдоль оси губы. В целом подводный склон в пределах Байдарацкой губы до глубин 20 м выположен, в привершинной части осложнен ступенями, сформированными в процессе голоценовой трансгрессии.

На отдельных участках пологонаклонной равнины сохранились следы древних береговых линий, сформированных при более низких стояниях уровня моря. Они представлены затопленными абразионными террасами и уступами, более четко

сохранившимися в рельефе дна Байдарацкой губы (на глубинах 25, 32-34; 37-38; 43-44 м), где гидродинамические процессы несколько ослаблены.

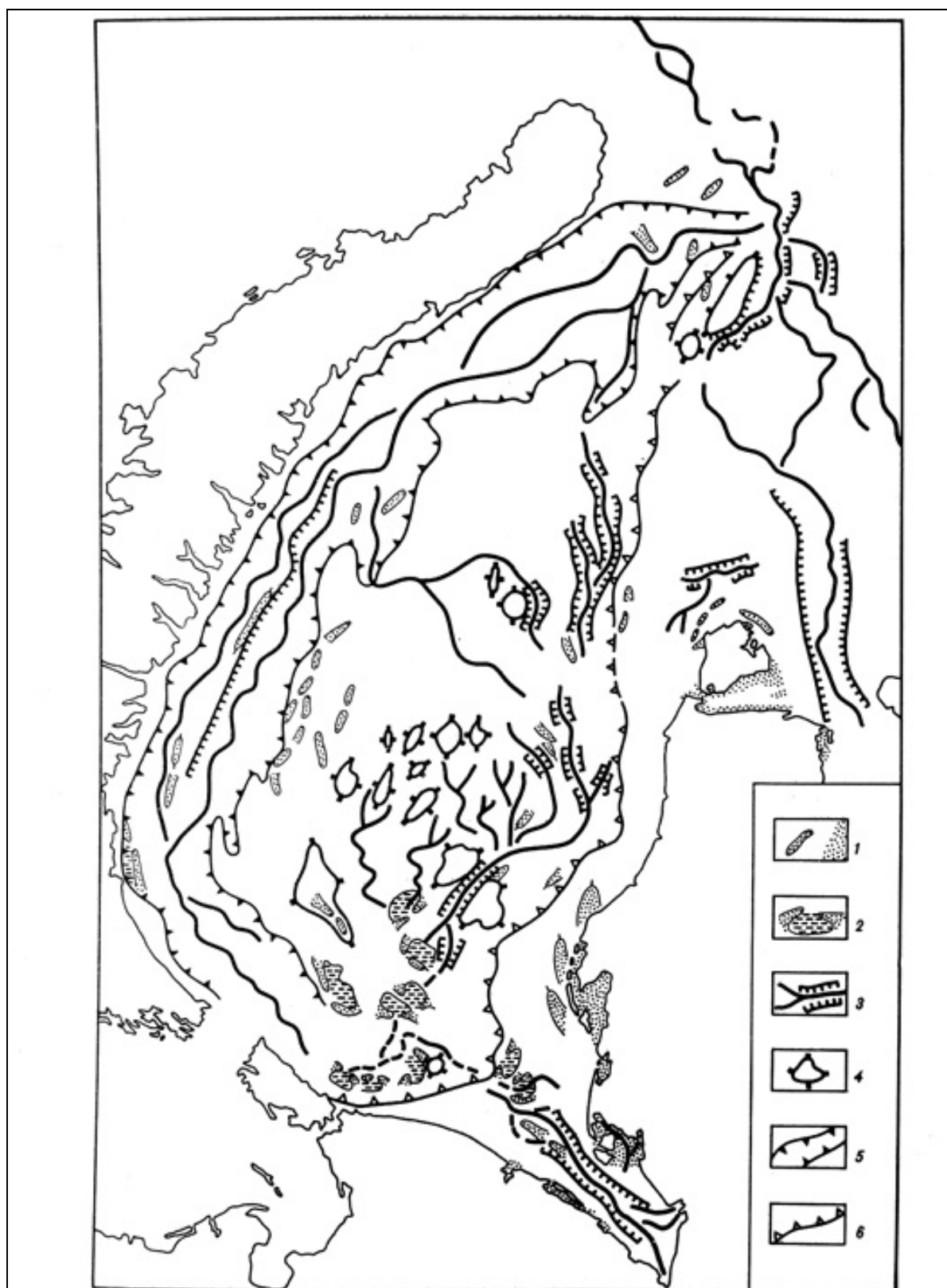


Рис. 1. Схема рельефа дна юго-западной части Карского моря

1 — подводные аккумулятивные формы и прибрежные участки аккумуляции; 2 — затопленные лагуны; 3 — затопленная гидросеть; 4 — локальные положительные структуры (формы); 5 — Новоземельский желоб; 6 — нижняя граница пологонаклонной равнины

Пологонаклонная равнина на глубинах 50-60 м переходит в тектонический склон, бровка которого в общих чертах повторяет контуры современной береговой линии. Основание склона достигает глубин 110-130 м у берегов п-ова Ямал и 200 м в Югорской котловине. Профиль склона вогнутый, более крутой в верхней части и выположен в нижней, где он осложнен несколькими ступенями, уклоны его изменяются от 0,01 до 0,004.

Вследствие больших уклонов в его пределах происходит, очевидно, перемещение материала из береговой зоны к основанию уступа. В этом процессе основную роль играют течения различного генезиса (компенсационные и плотностные). К основанию склона примыкает холмисто-западинная равнина, приподнятая в центральной части, рельеф которой осложнен многочисленными котловинами. В пределах этой равнины наиболее четко выражена Югорская котловина, расположенная в южной части, на продолжении Новоземельского желоба, ограничивающего равнину с севера и северо-запада. Рельеф дна холмисто-западинной равнины носит следы как субаэральных, так и субаквальных процессов. Из субаэральных форм сохранились следы тальвегов и фрагменты долин древней гидросети, из субаквальных форм выработанные в условиях мелководий - лагуны, мелкие аккумулятивные перемычки в затопленных долинах и др.

Самый глубокий участок дна в пределах юго-западной части Карского моря - Новоземельский желоб. Он представляет собой вытянутую субпараллельно островам Новая Земля глубоководную замкнутую депрессию с крутыми ступенчатыми бортами. Профиль его в средней части приобретает двуступенчатый вид (рис. 2). Приподнятая ступень на западном склоне желоба прослеживается вдоль длинной его оси. В рельефе дна желоба выявлена долина древней реки с раздваивающимся руслом (см. рис. 1). Разница в превышениях этих русел составляет около 70 м, что свидетельствует об активных тектонических движениях данного района. В северо-восточной части желоба оба русла сливаются вместе, прерываясь на севере выступом поднятия Брусилова.



Рис. 2. Батиметрический профиль через Новоземельский желоб

На основе данных по стратиграфии рыхлого чехла суши, окружающей юго-западную часть Карского моря [Лазуков, 1972; Данилов, 1974; Трофимов, 1975], результатами анализа колонок, взятых со дна моря [Куликов, 1974], и особенностями морфологии дна можно предположить, что рельеф Новоземельского желоба и холмисто-западинной равнины в основных своих чертах был сформирован к плиоцен-раннеплейстоценовому времени [Ласточкин, 1982]. На протяжении всего четвертичного времени поверхности их находились ниже уровня моря, что обеспечило относительную сохранность субаэральных форм. Длительные ледниковые периоды в нижнем и среднем плейстоцене, сопровождавшиеся ингрессиями моря, затрудняли переработку и осадконакопление в Карском море.

На основе анализа морфологических признаков можно предположить, что к началу трансгрессии уровень моря был ниже отметок -60 м и выше -100 м относительно современного уровня Карского моря. Нижний предел его на отметке -110 м

свидетельствует об отсутствии следов экзарации на поверхности холмисто-западной равнины.

Следовательно, к началу послеледниковой трансгрессии шельфовый ледник примыкал к тектоническому уступу и по мощности не достигал поверхности холмисто-западной равнины. Прибрежная пологонаклонная равнина находилась к этому времени в субэральных условиях. В процессе трансгрессии поверхность ее от бровки уступа до современной береговой линии переработана волновыми процессами. При этом на участках стабилизации уровня были сформированы береговые линии, фрагменты которых отмечены нами на разных глубинах.

Послеледниковая трансгрессия в юго-западной части Карского моря, как и во всех арктических морях, происходила на фоне колебаний ледовитости моря [Совершаев, 1983]. Вследствие этого волновая переработка прибрежной равнины была прерывистой, кратковременные периоды гидродинамической активности сменялись периодами полного или частичного их затухания. Как показывают многолетние наблюдения, выполненные в арктических морях за последние 30-40 лет, на фоне крупных многовековых колебаний ледовитости проявляются мелкие ритмы с периодом несколько десятков лет [Захаров, 1976]. В целом морские льды в течение голоценового периода сдерживали активное проявление литодинамических процессов в береговой зоне и на шельфе арктических морей. В настоящее время морские льды в юго-западной части Карского моря большую часть времени блокируют береговую зону от волнового воздействия и только в течение 20-25% годового времени море свободно ото льдов.

На первом этапе трансгрессии, когда темп ее был стремительным, происходила выработка элементов абразионных платформ, которые, не успев пройти полный цикл развития, затоплялись морем [Каплин, 1973]. Вследствие большой ледовитости и высокой скорости трансгрессии на первом ее этапе нижние участки пологонаклонной равнины испытали слабую переработку дна. Самые глубокие фрагменты береговых линий в виде затопленных лагун отмечены на глубинах 43-44 м. Как уже было сказано ранее, они могли быть сформированы в условиях относительно кратковременных очищений моря от морских льдов. Из сопоставления колебаний ледовитости и хода уровня за голоценовый период нами сделана попытка хотя бы в первом приближении определить время формирования выявленных береговых линий. Впервые за период трансгрессии благоприятные ледовые условия появились около 13 тыс. лет назад, поэтому береговые линии на глубинах 43-44 м мы приближенно отнесли к этому времени. Более четкие линии на глубинах 37-38 м соответствуют, по-видимому, первому значительному уменьшению ледовитости 11-12 тыс. лет назад. Следует заметить, что к этому же времени приурочены наиболее выраженные береговые линии, выявленные на дне Восточно-Арктических морей, возраст которых определен радиоуглеродным методом [Holmes, Creager, 1974]. Береговые линии на глубинах 32-34 и 25 м соответствуют уменьшению ледовитости, первая - в период около 10 тыс. лет назад, вторая - 8-9 тыс. лет назад. На втором этапе (6-7 тыс. лет назад) темп трансгрессии существенно замедлился, что обусловило более интенсивную переработку верхней зоны пологонаклонной равнины. В ледовом отношении самые благоприятные условия отмечались 4-6 тыс. лет назад. Этот период, когда уровень моря был близким к современному, характеризуется максимальной литодинамической активностью за весь голоценовый период. В последнюю стадию трансгрессии сформированы берега юго-западной части Карского моря.

Берега о-ва Новая Земля сформированы под воздействием субэральных и тектонических процессов, поэтому здесь широко развиты фиордовые берега ледниково-экзарационного типа [Каплин, 1962].

У о-ва Вайгач и Югорского полуострова преобладают абразионные берега, выработанные волновыми процессами в коренных породах. В Байдарацкой губе и у п-ова Ямал - абразионно-аккумулятивные берега. На отдельных участках, где лед срезается рыхлая четвертичная толща, развиты термоабразионные берега. Среднемноголетняя

скорость их отступления составляет 2-3 м/год, хотя на отдельных участках (м. Харасавэй) за последние 30 лет она достигает около 5 м/год.

В течение голоценового периода, когда уровень моря достиг современных отметок, береговая линия выравнивалась за счет срезания мысов, выступов и образования аккумулятивных форм. При этом наиболее высокий темп переработки и отступления берега был, очевидно, в период наименьшей ледовитости в климатический оптимум.

Согласно теории развития берегов, абразия при постоянном уровне является затухающим процессом [Зенкович, 1962], однако для клифов, сложенных рыхлыми многолетнемерзлыми породами с большим содержанием льдов, это положение не применимо. Согласно исследованиям Ф.Э. Арэ [1980], протаивание таких пород вызывает их просадку. Если просадка оказывается ниже поверхности уровня, то берег становится нестабилизирующимся и может отступать на большом протяжении. Если принять среднюю скорость отступления берега равной 3 м/год, то за период 6 тыс. лет берег у п-ова Ямал мог отступить на 18 км. Эта зона расположена сейчас в пределах 20-метровой изобаты. Термоабразия является одним из существенных источников поступления обломочного материала в береговую зону. По предварительной оценке, только за счет термоабразии берегов п-ова Ямал в море ежегодно поступает около 8,5 млн. т песчано-алевритового материала. Из других источников следует отметить твердый сток мелких рек и водотоков и перенос взвеси постоянным течением из Баренцева моря через новоземельские проливы. Однако количественные данные по этим источникам отсутствуют. Распределение наносов на подводном береговом склоне подчинено особенностям динамики береговой зоны. В Байдарацкой губе вдольбереговые потоки наносов направлены к югу, образуя в вершине губы зону конвергенции, где формируются обширные осушки. Вдоль берегов п-ова Ямал на участках ослабления волновой энергии формируются косы (Шараповы Кошки и Марресальские Кошки).

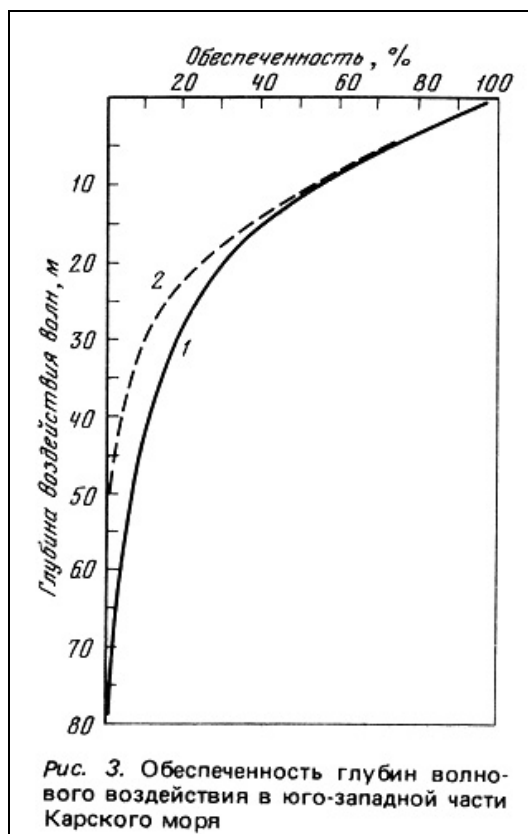
На подводном береговом склоне у берегов п-ова Ямал и в Байдарацкой губе выявлены крупные аккумулятивные формы. Дистальные концы их направлены к северу и подчинены преобладающим придонным течениям, скорости которых достаточны для перемещения материала любой крупности.

Существенным фактором в переносе обломочного материала из приурезовой зоны на глубину являются морские льды. Проведенные нами исследования показывают, что количество материала, выносимое льдами из зоны контакта лед-дно, составляет в среднем около 800 т на погонный километр береговой линии [Камалов и др., 1983]. Этот материал рассеивается на пути дрейфа льдов вдоль берегов п-ова Ямал и к северу от него.

В ходе послеледниковой трансгрессии различные участки пологонаклонной равнины испытывали волновые воздействия с разной степенью интенсивности. В настоящее время наиболее интенсивной донной переработке подвержена волноприбойная зона, достигающая при сильных штормах глубины 8-10 м.

В ее пределах перемещается основная масса материала. На рис. 3 показана обеспеченность волнового воздействия на подводный береговой склон юго-западной части Карского моря. Кривая (1) построена для открытой части моря, кривая (2) - для Байдарацкой губы. Для их построения использованы режимные данные по волнению исследуемого региона [Ветер и волны..., 1974]. Построение выполнено по методике, предложенной для районирования шельфа Восточно-Арктических морей [Понов, Совершаев, 1978]. На кривых достаточно четко выделяются три ветви: верхняя, пологая в интервале обеспеченности от 30 до 100%, промежуточная, соответствующая обеспеченности от 10 до 30%, и нижняя крутая, обеспеченностью менее 10%.

Первая ветвь кривой соответствует верхней зоне шельфа, где отмечаются интенсивные волновые воздействия на дно, до глубины 20-25 м для открытой части моря и 15-20 м для Байдарацкой губы. Промежуточная ветвь соответствует центральной части шельфа и ослабленному волновому воздействию на дно. Она расположена в пределах глубин от 20-25 до 40 м для открытой части моря и от 20 до 30 м для Байдарацкой губы.



Нижняя крутая ветвь за пределами глубин 30-40 м соответствует нижней зоне шельфа, где преобладают течения неволнового генезиса.

Распределение наносов на подводном береговом склоне в целом соответствует гидродинамическому районированию. В волноприбойной зоне отмечается преимущественно песчаный материал. К нижней границе промежуточной зоны приурочены песчаные разности. В нижней зоне шельфа, где преобладают неволновые процессы, отмечаются глины и илстые глины.

В ходе трансгрессии поверхность пологонаклонной равнины испытала все стадии волновых воздействий. С повышением уровня в зону волновой деятельности включались участки суши, а глубокие ее участки перекрывались толщей воды и выходили из сферы волновых воздействий. Перестройка рельефа дна равнины происходила ритмично: периодам увеличения ледовитости моря соответствовали периоды затухания или консервации литодинамических процессов, с уменьшением ледовитости эти процессы активизировались. Именно в эти периоды малой ледовитости и относительного стояния уровня могли сформироваться береговые линии, выявленные на глубинах 43-44, 37-38, 32-34 и 25 м.

В процессе термоабразии уничтожаются прибрежные участки суши, сложенной многолетнемерзлыми четвертичными породами, ширина уничтоженной суши за период 6 тыс. лет может достигать 20 км.

Литература

- Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов. М.: Наука, 1980. 158 с.
- Ветер и волны в океанах и морях: Справочные данные. М.: Транспорт, 1974. 359 с.
- Данилов И.Д. Проблемы развития полярного шельфа Евразии и его побережий в кайнозое. - Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1974, вып. 1, с. 31-37.
- Дибнер В.Д. "Древние глины" и рельеф Баренцево-Карского шельфа - прямые доказательства его покровного оледенения в плейстоцене. - Тр. ААНИИ, 1968, т. 285, с. 118-122.

Захаров В.Ф. Многолетние изменения площади ледового покрова в Северном Ледовитом океане. - Тр. ААНИИ, 1976, с. 143-146.

Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.

Камалов А.М., Новиков В.Н., Совершаев В.А. Особенности литодинамики береговой зоны юго-западной части Карского моря. Тез. сообщ. Всесоюз. семинара проблем транспорта наносов в береговой зоне моря. Тбилиси: Изд-во Тбилис. ун-та, 1983, с. 53-55.

Каплин П.А. Фиордовые побережья Советского Союза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 188 с.

Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973. 265 с.

Куликов Н.Н., Кулешова О.Н., Хитрова Р.М. Стратификация донных отложений Карского моря. - В кн.: Геология моря. Л., 1974, вып. 3, с. 42-51.

Лазуков Г.И. Проблема плейстоценовых оледенений шельфовых морей арктического бассейна. - Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1972, вып. 5, с. 38-45.

Ласточкин А.Н. [Рельеф дна Карского моря](#) // Геоморфология, 1977, № 2, с. 84-90.

Ласточкин А.Н. Методы морского геоморфологического картографирования. Л.: Недра, 1982. 272 с.

Попов Б.А., Совершаев В.А. Принципы выделения динамических зон в области шельфа. - В кн.: Теоретические и методологические основы шельфов. Л.: ВГО, 1978, с. 116-119.

Совершаев В.А. [Динамика морского оледенения и формирования береговых линий на шельфе арктических морей](#) // Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1983, вып. 1, с. 88-90.

Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Кудряшов В.Г. и др. Полуостров Ямал: (инж.-геол. очерк). М.: Изд-во МГУ, 1975. 278 с.

Holmes M.L., Creager J.S. [Holocene history of the Laptev Sea continental shelf](#). - In: Marine geology and oceanography of the Arctic Seas. В. etc., 1974, p. 211-229.

Ссылка на статью:



Бирюков В.Ю., Совершаев В.А. Рельеф дна юго-западной части Карского моря и история развития его в голоцене. - В кн.: Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М., «Наука», 1985, с. 89-95.