

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ШЕЛЬФЕ И НА ПОБЕРЕЖЬЕ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

УДК 551.345

ДИНАМИКА БЕРЕГОВ КАРСКОГО МОРЯ

А.А. Васильев, И.Д. Стрелецкая*, Г.А. Черкашев**, Б.Г. Ванштейн**

Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия, z_v_a_a@dio.ru

* Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический ф-т,
119992, Москва, Ленинские горы, Россия

** ВНИИОкеангеология, 190240, Санкт-Петербург, Английский пр., 1, Россия

Представлены данные о факторах природной среды Карского моря и результаты изучения динамики его берегов. Приведены данные о составе, криогенном строении и льдистости типичных разрезов четвертичных отложений берегов Карского моря. Рассмотрена геоморфологическая структура берегов и их динамическая типизация. Показано, что эрозионные берега составляют менее 20 % общей протяженности берегов. Приведены данные о динамике термоабразионных берегов на различных участках побережья Карского моря. Максимальная скорость отступления берегов отмечалась в районе Марре-Сале (Западный Ямал) в 1989 г. и составила около 3,5 м/год. Средняя многолетняя скорость отступления берега изменяется от 1,4–2,0 м/год на побережье Югорского полуострова и Западном Ямале до 0,5 м/год и менее на побережье Обской губы и Енисейского залива.

Карское море, факторы природной среды, динамика берегов, криогенное строение, льдистость

COASTAL DYNAMICS OF THE KARA SEA

A.A. Vasiliev, I.D. Streletskaya*, G.A. Cherkashev**, B.G. Vanshtein**

Earth Cryosphere Institute SB RAS, 625000, Tyumen, P/O box 1230, Russia, z_v_a_a@dio.ru

*Lomonosov Moscow State University, Department of Geography, 119992, Moscow, Leninskie Gory, Russia

**VNIIOkeangeologia, 190240, St. Petersburg, Angliyskiy pr., 1, Russia

The paper presents data on the environmental forcing of the Kara Sea and results obtained during the study of the coastal dynamics and coastal permafrost. It includes data on the composition, cryogenic structure and ice content of the Quaternary sections of the Kara Sea. The geomorphological structure of coasts and their dynamic coastline types are considered as well. Erosional coasts are shown to amount to less than 20 % of the total extent of the coasts. Dynamics of the erosional coasts is given for different sites of the Kara Sea coast. The maximum coastal retreat rate was recorded in Marre-Sale area (Western Yamal) in 1989 and was about 3.5 m/y. An average multiyear coastal retreat rate varies from 1.4–2.0 m/y on Yugorskiy peninsula coast and Western Yamal up to 0.5 m/y and less on the Gulf of Ob coast and in Enisey Bay.

Kara Sea, environmental forcing, coastal dynamics, cryogenic structure, ice-content

ВВЕДЕНИЕ

Исследование динамики берегов Карского моря представляет интерес как с научной точки зрения для улучшения понимания проблемы взаимодействия суши и моря в Арктике, так и с практической точки зрения в связи с тем, что этот регион рассматривается как один из основных источников углеводородного сырья в будущем. Здесь на морском побережье и континентальном шельфе расположено несколько крупных нефтегазовых месторождений, таких как Бованенковское, Русановское, Харасавэйское, Крузенштерновское и др.

Кроме того, побережье Карского моря является областью проживания коренных народов Севера. Поэтому планирование освоения нефтегазовых месторождений следует осуществлять с учетом их интересов при условии полного сохранения биоразнообразия Арктики.

Карское море относится к западному сектору Российской Арктики. Естественной западной границей Карского моря является архипелаг Новая Земля, восточной – архипелаг Северная Земля.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В геологическом строении побережья Карского моря принимают участие несколько крупных разновозрастных геологических структур (с запада на восток): Урало-Новоземельская горная система, эпигерцинская Западно-Сибирская плита, горная система Таймыра, включающая Таймырско-Североземельскую складчатую область.

Берега Новой Земли, о-ва Вайгач и западной части Югорского п-ова сложены преимущественно коренными породами. Далее, к востоку берега полуостровов Югорского, Ямала и Гыданского, а также западный берег п-ова Таймыр представлены четвертичными средне- и верхнеплейстоценовыми и голоценовыми глинистыми и песчаными отложениями. Отложения здесь слагают систему морских и лагунно-морских террас – от V морской террасы высотой 50–80 м до современных лайд высотой 0,5–3,5 м над уровнем моря. Часть террас являются цокольными с основанием, представленным коренными породами. Берега северного Таймыра и архипелаг Северная Земля сложены главным образом коренными породами. Ледяные берега распространены на архипелагах Новая Земля и Северная Земля.

На протяжении плейстоцена наблюдались периодические глобальные потепления и похолодания, развитие и деградация крупных ледниковых покровов, трансгрессия моря и осушение шельфа с последующим его затоплением, глубокое промерзание пород, сопровождаемое образованием мощных залежей подземных льдов, и последующее их оттаивание, полное или частичное. Относительно пространственно-временного взаимодействия между этими явлениями на территории Российской Арктики, особенно ее западного сектора, единого мнения среди исследователей нет. Несмотря на обширный материал по прибрежным четвертичным отложениям Карского моря, данные об их возрасте, стратификации и генезисе крайне запутаны. По этим вопросам, в зависимости от методических и теоретических воззрений, предлагаются исключаящие друг друга представления. Одна из известных позиций в современной палеогеографии – гипотеза о существовании в позднем плейстоцене Панарктического ледникового покрова, располагавшегося на арктическом шельфе и прилегающих низменностях, с центрами оледенения на Баренцевоморском и Карском шельфах. Эта гипотеза развивается М.Г. Гроссвальдом [Гроссвальд, 1983; Grosswald, 1998], В.И. Астаховым [Астахов, 1976; Astakhov, 1997, 2001; Астахов и др., 2002], Й.И. Свендсеном [Svendsen et al., 1999] и др. Согласно этой гипотезе мощные толщи льда двигались с шельфа в сторону суши (низменности северо-востока Европейской части России, север Западной Сибири, Северо-Сибирская низменность).

С арктического шельфа ледниками сюда выносились огромная масса глинистого материала, включающего морскую фауну. Однако новейшие исследования показывают, что последнее оледенение на берегах Карского моря носило сравнительно ограниченный характер [Forman et al., 1999; Stein et al., 2002]. Детальные геологические исследования в районе полярной станции Марре-Сале и находки там древесных остатков показали, что в последние 50 тыс. лет на Западном побережье Ямала ледники отсутствовали или имели столь ограниченное распространение и мощность, что никак нельзя говорить о преимущественно гляциальной истории развития севера Западной Сибири [Forman et al., 1999].

Другая позиция предполагает существование ледяных покровов только в пределах суши и преимущественно морскую историю геологического развития обширной части морского побережья от м. Шпиндлер в центральной части побережья Югорского п-ова и далее к востоку, включая Ямал, Гыдан и западное побережье Таймыра [Данилов, 1978, 1987; Дубиков, 2002; Лазуков, 1972; Полуостров..., 1975; Шполянская и др., 2002]. Это подтверждают существующие биостратиграфические материалы по малакофауне и фораминиферам. Центры оледенений располагались только на возвышенных и горных участках суши и в процессе своего развития могли испытывать небольшое смещение. Согласно этой позиции для холодных этапов позднего плейстоцена реконструируется система автономных ледниковых покровов на континенте и островах, не смыкавшихся между собой. Эту позицию традиционно разделяет большая часть российских исследователей.

Скорее всего, следует согласиться со схемой, предложенной Р. Штейном [Stein et al., 2002], в соответствии с которой последнее оледенение захватывало архипелаг Новая Земля, северную часть Таймыра, архипелаг Северная Земля и, возможно, включало западную часть Югорского п-ова. Вся остальная территория побережья Карского моря развивалась без существенного влияния оледенения.

Считается, что современные очертания береговой линии Карского моря сформировались примерно 5–6 тыс. лет назад [Бирюков, Совершаев, 1998].

ФАКТОРЫ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

Индекс осцилляции. Поле атмосферного давления и связанная с ним циркуляция атмосферы имеют хорошо выраженные особенности, которые определяют синоптическую ситуацию в атмосфере полярной области, включая ветер и волны на море. Замечено, что изменение режимов давления в атмосфере имеет некоторую периодичность [Hurrell,

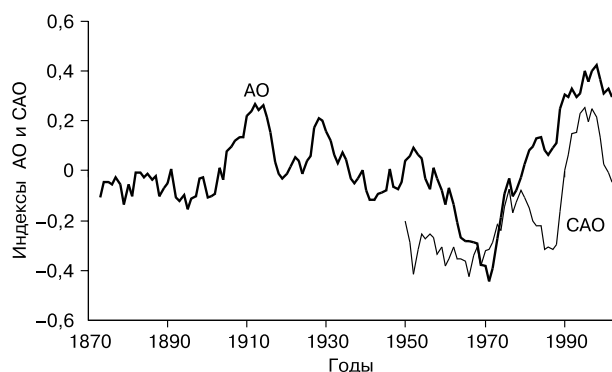


Рис. 1. Изменение индексов арктической осцилляции и североатлантической осцилляции во времени.

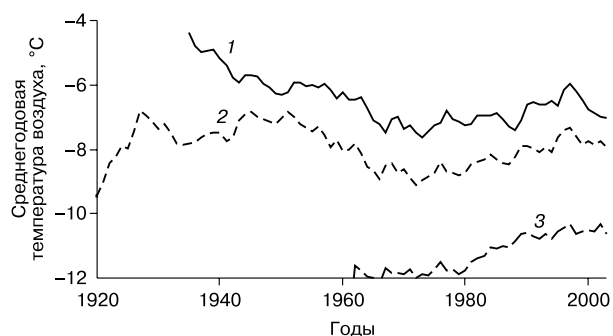


Рис. 2. Изменение среднегодовой температуры воздуха во времени на побережье Карского моря. Метеостанции: 1 – Амдерма, 2 – Марре-Сале, 3 – Гыда.

1995; Thompson, Wallace, 1998]. Средние многолетние чередования режимов изменения атмосферного давления принимаются за климатический шаблон (стандарт), а отклонения от него принято характеризовать индексом арктической осцилляции (АО). По физическому смыслу индекс арктической осцилляции определяется как относительная скорость изменения атмосферного давления в циркулярной области. Если расчеты проводятся для всей области Северной Атлантики, тогда принято употреблять термин „индекс САО”.

Известно, что при положительных значениях индекса САО (АО) вдоль морского побережья в западном секторе Арктики формируется устойчивая полоса с повышенным волнением на море или даже полоса штормов. Наоборот, при отрицательных величинах индекса САО полоса штормов смещается к югу и затрагивает побережье западной и южной Европы. В арктической зоне в это же время формируется спокойная обстановка, без повышенного волнения на море. На рис. 1 приведено изменение индексов АО и САО во времени по данным, опубликованным на веб-сайтах (www.cpc.ncep.noaa.gov) и (www.ldeo.columbia.edu/NAO). Как видно из рисунка, изменение индекса САО (АО) во времени имеет колебательный характер. Начиная с 1970-х гг. индекс имеет явную тенденцию к повышению, достигает максимума в середине 1990-х гг. и далее снижается.

Доказано, что наблюдается высокая корреляция между значениями индекса САО и высотой волн в Северной Атлантике [Kushnir et al., 1997]. Д. Аткинсон и С. Соломон [Atkinson, Solomon, 2003] показали, что для всей циркулярной области существует также высокая корреляция между значениями индекса АО и скоростью и направлением ветра.

Температура воздуха. Для западного сектора Российской Арктики в целом и для побережья

Карского моря в частности характерно ярко выраженное увеличение суровости климата с запада на восток. На рис. 2 приведено изменение среднегодовой температуры воздуха во времени по данным береговых метеостанций Амдерма, Марре-Сале и Гыда, расположенных с запада на восток. Среднегодовая температура воздуха последовательно снижается от $-6,8^{\circ}\text{C}$ в Амдерме до $-8,0^{\circ}\text{C}$ в Марре-Сале и $-10,9^{\circ}\text{C}$ в Гыде. Наименьшая температура воздуха отмечается в самой восточной части побережья и составляет $-11,2^{\circ}\text{C}$ в Диксоне. Как видно из рис. 2, линии хода температуры воздуха имеют колебательный характер и одинаковые тенденции изменения во времени. Это означает, что изменения среднегодовой температуры воздуха во времени происходят в целом синхронно на всем побережье Карского моря. Аналогичный результат был получен ранее на основе анализа метеорологических данных по другим полярным станциям [Васьев, 2005]. С середины 1940-х гг. наблюдалось понижение среднегодовой температуры воздуха, примерно до 1970 г., затем ее повышение вплоть до 1996–1998 гг.

Вследствие того, что берега Карского моря сложены мерзлыми отложениями, их разрушение может происходить преимущественно в течение теплого периода. Продолжительность теплого периода по данным полярной станции Марре-Сале изменяется в относительно узких пределах и составляет 102–137 дней.

Продолжительность безледного периода. Термоабразия морских берегов непосредственно связана с продолжительностью безледного периода. К сожалению, очень немногие береговые полярные станции проводят наблюдения и имеют относительно длинные ряды наблюдений за продолжительностью безледного периода. На рис. 3 приведено изменение продолжительности безледного периода во времени для побережья Карского моря

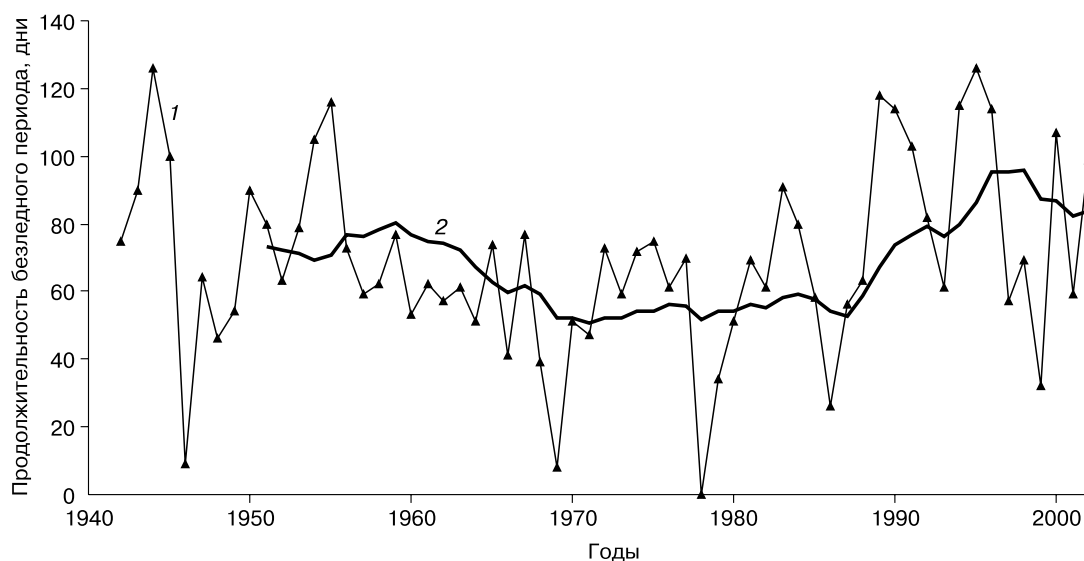


Рис. 3. Изменение продолжительности безледного периода во времени по данным м/с Марре-Сале:
1 – фактические данные, 2 – сглаженная кривая.

по данным метеостанции Марре-Сале. Средняя продолжительность безледного периода за время наблюдений с 1942 по 2004 г. составила около 70 дней, максимальная продолжительность была в 1942 и 1995 гг. и составила 126 дней. Минимальная продолжительность безледного периода (0 дней) наблюдалась в 1978 г. В этом году ледовый покров на море не разрушался, и лед стоял у берега все лето.

Как следует из рис. 3, изменение продолжительности безледного периода во времени аналогично временным изменениям температуры воздуха. Наблюдалось снижение продолжительности безледного периода с 1940-х гг. до 1970 г. и затем ее возрастание до 1998 г. Таким образом, можно утверждать, что изменения среднегодовой температуры воздуха и продолжительности безледного периода во времени происходят синхронно. Вероятно, уничтожение ледового покрова на море зависит от температуры воздуха в теплый период. На рис. 4 приведена корреляция между продолжительностью безледного периода и среднелетней температурой воздуха. Как видно из рисунка, положительная связь между этими величинами присутствует, но коэффициент корреляции (R^2) составляет всего 0,4. Это соответствует представлениям о том, что разрушение ледового покрова на море происходит не только из-за теплого воздуха, но главным образом под влиянием ветра и волн.

Ветер и волны. Ветер и инициированные им волны являются основными факторами разрушения морских берегов. Для анализа использованы среднесуточные характеристики ветров по данным

метеостанции Марре-Сале, как наиболее представительной, по крайней мере, для центральной части рассматриваемого региона. Анализ данных за 1996–2004 гг. показал, что в распределении скоростей ветра имеется ярко выраженный максимум, соответствующий скоростям 2–5 и 5–10 м/с. В целом их повторяемости близки друг к другу. Повторяемость ветров со скоростью выше 10 м/с (штормовые ветра) составляет, как правило, не более 5 %, за исключением 1998 г., когда доля ветров со штормовой скоростью достигла 18 %.

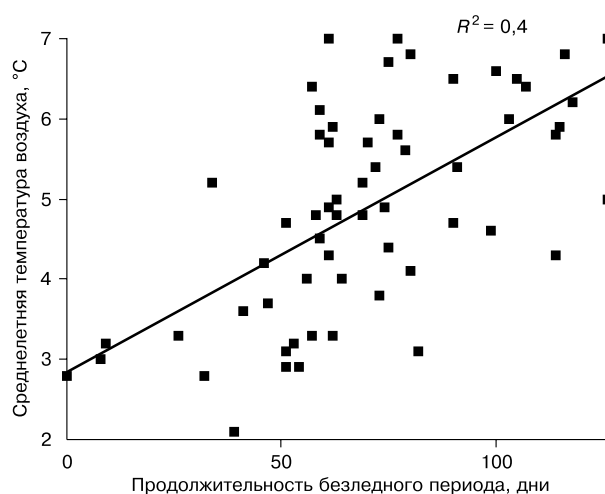


Рис. 4. Корреляция между продолжительностью безледного периода и среднелетней температурой воздуха по данным м/с Марре-Сале.

В преобладающих направлениях ветра в течение безледного периода превалируют ветра северных и северо-западных румбов.

Волны являются главным фактором разрушения морских берегов. При этом в литературе, посвященной разрушению берегов, рассматривается преимущественно влияние штормов. Считается, что разрушение берегов происходит в основном под действием штормовых волн в сочетании с большими нагонами. Между тем количественные доказательства решающей роли штормов в процессах разрушения берегов Карского моря, сложенных многолетнемерзлыми породами, отсутствуют. Действительно, после крупных штормов повсеместно наблюдаются волноприбойные ниши, и можно ожидать обрушения крупных блоков мерзлого грунта. Таким образом, если исходить из модели чисто термоабразивного механизма разрушения, следует согласиться с решающей ролью штормов. Однако реальный механизм разрушения берегов далеко не всегда ограничивается процессом термоабразии [Vasiliev, 2003]. Для побережья Карского моря, скорее наоборот, термоабразия является всего лишь одним из механизмов разрушения берегов. В этом случае необходимо оценить роль волн доштормовой высоты в разрушении морских берегов Карского моря.

Анализ влияния волнения на разрушение морских берегов затруднен еще и потому, что практически нет фактических данных о параметрах морских волн в сочетании с наблюдениями за динамикой морских берегов как в пределах одного сезона, так и в многолетнем режиме.

Для проведения детального анализа были собраны данные о ежесуточных значениях высоты волн в течение безледного периода за 1989–2003 гг. в районе полярной станции Марре-Сале. В соответствии с принятой в российской гидрометеорологии методикой наблюдения за высотой волн проводятся в открытом море на расстоянии примерно 1 км от берега. Глубина моря здесь составляет 5–6 м. Из данных реальных наблюдений следует, что подавляющее преимущество имеют волны с высотой до 0,5 м. Их повторяемость достигает 65–85 %, этот параметр для остальных волн значительно ниже.

Повторяемость волн высотой более 1 м, которые условно можно отнести к штормовым, составляет, как правило, не более 5 %. Исключением стал 1999 г., когда повторяемость волн высотой 1,0–1,5 м достигала 10 %.

Преобладающими направлениями подхода волн к берегу являются направления западных румбов – ЮЗ, З, СЗ. Здесь важно отметить, что не наблюдается прямого соответствия между преобладающими направлениями ветров и направлением подхода волн к берегу. Если для ветров максимум приходится на С и СЗ румбы, то для волн характерно явное преобладание западного направления.

МЕРЗЛОТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Побережье Карского моря расположено в зоне сплошного распространения мерзлоты. Мощность многолетнемерзлых пород в этом регионе изменяется от 100 до 300 м и более. На участках распространения засоленных четвертичных отложений мерзлота имеет двухъярусное строение: верхняя твердомерзлая толща подстилается охлажденными (отрицательно-температурными) немерзлыми отложениями. Двухъярусное строение мерзлой толщи характерно для юго-восточной части Югорского п-ова, Ямала и Гыданского п-ова. Среднегодовая температура мерзлоты изменяется от –2 до –10 °С.

Криогенная текстурная структура отложений, слагающих морские берега, определяется как геологическими условиями осадконакопления, так и условиями криогенеза. Изучение криогенной текстуры в более чем 40 геологических разрезах на побережье Карского моря и анализ опубликованных данных показывают, что в криогенной текстуре отложений всех морских террас, кроме современной лайды, основное место занимает эпикриогенез [Каневский и др., 2005].

Синкриогенные отложения могут слагать только верхние части разреза этих террас. Ведущими криогенными текстурами для эпигенетических отложений являются сетчатые, реже слоистые. Как разновидность могут наблюдаться неполносетчатые и линзовидно-слоистые криогенные текстуры. Как правило, толщина шпиров льда составляет первые сантиметры. Общая льдистость эпигенетических отложений изменяется в широких пределах – от 20 до 40 %. В отдельных случаях верхняя часть разреза морских террас сложена сингенетическими песчано-глинистыми отложениями лагунно-морского, аллювиального или озерного генезиса. Ведущей криогенной текстурой синкриогенных отложений является микролинзовидно-слоистая. Толщина шпиров не превышает 1–2 мм. Общая льдистость часто выше, чем у подстилающих эпигенетических толщ и может достигать 60 %. В этих толщах встречаются синкриогенные повторно-жильные льды.

Современные лайды относятся к типичным синкриогенным толщам. Для суглинков лайд характерна микролинзовидная тонкослоистая криогенная структура с высоким содержанием льда (до 60 %, а в отдельных случаях и более). В песчаных прослоях льдистость может снижаться до 40 %.

На побережье Карского моря в береговых обрывах и буровых скважинах часто встречаются пластовые льды. Распространены они крайне неравномерно, характеризуются различными условиями залегания и, соответственно, находятся в разных взаимоотношениях с береговой зоной. Пласты льда залегают на разных глубинах – от

поверхности до 100 м и более, имеют толщину от нескольких метров до 50 м, а протяженность – от десятков метров до нескольких километров [Streletskaya et al., 2003]. По составу и строению выделяется несколько типов пластовых залежей, сложенных различным по структуре льдом. Отмечается ярусность залегания льдов с разными свойствами. Большая часть геологических разрезов, включающих пластовые льды, приурочена к низменным равнинам, к территориям плейстоценовых морских трансгрессий, участкам длительного ледово-морского осадконакопления (полуострова Ямал и Гыданский). По краям древних морских бассейнов пластовые льды формировались на периодически затапливаемых прибрежных участках, где одновременно образовывались пластовые и полигонально-жильные льды (Югорский п-ов, Западный Ямал, низовья Енисея).

Вопрос генезиса части пластовых льдов до настоящего времени является дискуссионным. В районах субэарального развития территории, где имелись благоприятные гидрогеологические условия, часть пластовых льдов, вероятно, имеет инъеционный генезис (Приуральские и Приенисейские районы Западной Сибири). Погребенные наземные льды (остатки захороненных глетчеров) приурочены к побережьям горных районов (предгорья Полярного Урала и Бырранги).

ТИПИЗАЦИЯ БЕРЕГОВ И ИХ ДИНАМИКА

В рамках проекта Arctic Coastal Dynamics (ACD) разработана геоинформационная система (ГИС) арктических берегов России, в том числе Карского моря [Drozdov, Korostelev, 2003; Rachold et al., 2005]. В качестве слоев ГИС включает карты четвертичной геологии, ландшафтные карты и

карту сегментации береговой линии на гомогенные в геологическом и геоморфологическом отношении участки. На основе этой ГИС выполнена морфогеологическая типизация берегов Карского моря (табл. 1). Как видно из таблицы, общая протяженность берегов Карского моря составляет около 15 000 км. Большая часть береговой линии представлена лайдами и коренными породами. Протяженность берегов, представленных морскими террасами, составляет около 3100 км. Берега, сложенные глетчерами, занимают около 300 км. В табл. 1 также приведены данные о высоте клифа, литологии, криогенном строении и содержании льда.

Значительный интерес представляет типизация берегов Карского моря по их динамическим особенностям. Эта типизация также проведена на основе анализа ГИС Карского моря. Всего по динамическим особенностям выделены пять динамических типов берегов Карского моря. **Аккумулятивные** берега (лайды) занимают более 40 % общей протяженности берега. Многолетнемерзлое состояние практически не влияет на динамику берегов, сложенных коренными породами. Реальным механизмом разрушения таких берегов является классическая абразия. Поэтому берега, представленные коренными породами, отнесены к **абразионным**. Скорость отступления таких берегов, как правило, не превышает 0,2 м/год. Часть берегов, сложенных рыхлыми отложениями, являются **стабильными**. Как правило, берега такого типа наиболее распространены на побережье длинных и узких заливов, например Обской губы. **Термоабразионные** берега составляют менее 20 % всей протяженности берегов Карского моря. Наконец, в качестве особого типа выделены **берега, сложенные ледниками (ледовые берега)**. Динамика та-

Таблица 1. Морфогеологическая структура (типизация) берегов Карского моря

Состав пород	Геологический индекс	Геоморфология	Высота берега, м	Литология	Криогенное строение (криотекстура)	Объемная льдистость, %	Длина, км
Коренные породы	Палеозой–мезозой	Коренной берег	80–290	Кристаллические породы	Без видимого льда	< 5	4900
Рыхлые породы	gmII ²⁻⁴	V морская равнина	50–80	Глины с включениями валунов	Массивная, сетчатая, тонкошлифовая	20–40	250
	mIII ¹	IV морская равнина	40–60	Переслаивание глин и песков	Сетчатая, слоистая тонко- и толстошлифовая	20–50	900
	mIII ²⁻³	III морская терраса	20–40	Глины, суглинки, иногда перекрытые песками	Сетчатая, слоистая тонко- и толстошлифовая	30–60	1020
	mIII ⁴	II морская терраса	10–20	Глины, суглинки, перекрытые песками	Сетчатая, слоистая тонко- и толстошлифовая	30–60	950
	mIII–IV m, amIV	I морская терраса Лайда	5–10 0,5–3,5	Пески с прослоями суглинков Суглинки, пески	Массивная, слоистая тонкошлифовая Микролинзовидно-слоистая тонкошлифовая	20–40 40–60	500 6200
Лед		Ледовый берег		Глетчерный лед		100	~300

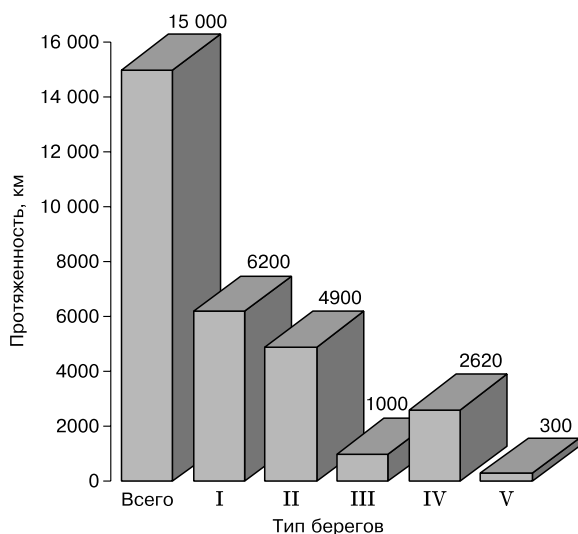


Рис. 5. Структура динамических типов берегов Карского моря.

Берега: I – аккумулятивные, II – абразионные, III – стабильные, IV – термоабразионные, V – ледовые.

ких берегов в большей мере определяется собственной динамикой ледников, чем взаимодействием моря и ледовых берегов. Структура динамических типов берегов Карского моря приведена на рис. 5.

В процессе исследований были собраны все опубликованные данные о динамике берегов Карского моря. Пространственное расположение участков побережья, для которых имеются результаты реальных наблюдений за динамикой берегов, приведено на рис. 6, а характеристика берегов и фак-

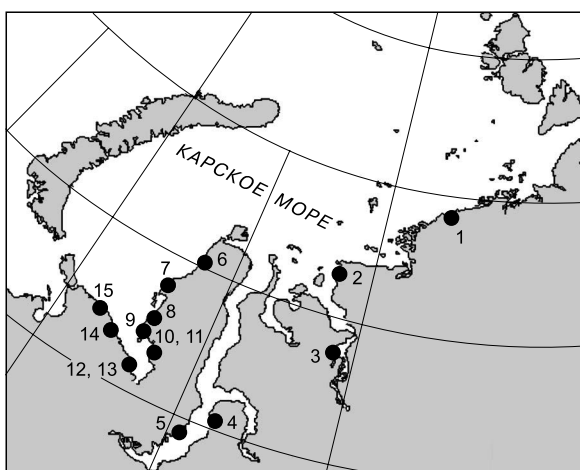


Рис. 6. Участки берега Карского моря, для которых измерена скорость отступления.

1–15 – номера участков наблюдений.

тические данные о скорости их отступления представлены в табл. 2.

Анализ полученных данных показывает, что даже для одного и того же района разными исследователями получены иногда существенно различные значения скоростей отступления берега, что хорошо видно на примере участков Харасавэй и Марре-Сале. Это связано с исключительно высокой пространственной и временной изменчивостью процесса разрушения берегов в криолитозоне. Поэтому величины разрушения берегов, полученные в разные годы или для различных промежутков времени, да еще и разными методами, часто различаются между собой [Шур и др., 1984; Vasiliev, 2003]. Тем не менее полученные данные вполне характеризуют пространственное распределение скорости отступления берегов Карского моря. В целом можно считать, что характерная скорость отступления термоабразионных берегов на открытых участках побережья Карского моря изменяется от 0,8 до 2,0 м/год. Берега узких заливов (Обская губа, Енисейский залив и др.) разрушаются с существенно более низкой скоростью – от 0,2 до 0,7 м/год.

Наиболее полные исследования динамики берегов Карского моря проводятся ежегодно начиная с 1978 г. в районе полярной станции Марре-Сале (Западный Ямал). Здесь на участке берега протяженностью около 4,5 км изучено геологическое и геокриологическое строение клифа, содержание льда, морфология клифа и прилегающего участка морского дна, механизм и скорость разрушения берега. Кроме того, собраны данные о факторах природной среды, влияющих на разрушение берегов. Полученные данные позволяют оценить основные закономерности динамики берегов Карского моря.

Сравнение скорости отступления берега с температурой воздуха и продолжительностью безледного периода показало, что прямой связи между этими характеристиками нет. Коэффициент корреляции между ними не превышает 0,15. Таким образом, можно говорить только об опосредованном влиянии летней температуры воздуха и продолжительности безледного периода на темпы разрушения берегов. Возможно, сравнительно низкое влияние теплого воздуха объясняется относительно невысокой льдистостью прибрежных отложений и небольшим вкладом процессов термоденудации в разрушение берегов. Для морских берегов, сложенных высокольдистыми породами, можно ожидать более тесной связи между среднелетними температурами воздуха и скоростью отступления клифа.

Вопрос о влиянии льдистости отложений на скорость разрушения берегов в Арктике до сих пор остается дискуссионным [Hequette, Barnes, 1990]. В 2002 г. в районе Марре-Сале были выполнены

Таблица 2. Скорость отступления берегов Карского моря

Номер на рис. 6	Район	Высота обрыва, м	Литология	Скорость разрушения берегов, м/год			Источник данных
				макс.	мин.	сред.	
1	Северное побережье Таймыра	1–20	Коренные породы	–	–	0,2	[Каплин и др., 1991]
2	Северо-западное побережье Таймыра	10–40	Глины, пески, подстилаемые коренными породами	0,4	0,2	–	[Романенко, 1998]
3	Гыданский п-ов, устье р. Танама	20–40	Глины с прослоями песков	0,4	0,2	–	Настоящая работа
4	Тазовский п-ов, Ямбург	10–30	Глины с прослоями песков	–	–	0,7	Там же
5	Юго-западное побережье Обской губы, м. Салета	8–10	Пески	0,7	–	0,33	[Медкова, 2002]
6	Северо-западный Ямал, от м. Скуратова до м. Бурунного	8	Пески с прослоями глин	–	–	0,8	[Воскресенский, Совершаев, 1998]
7	м. Харасавэй	10–25	Глины с прослоями песков, пески	4,5 2,0 3,0	0,4 – 0,5	– – 1,4	[Геоэкология..., 1992] [Камалов и др., 2002] Настоящая работа
8	м. Белужий	до 40	Пески	1,0	0,5	–	[Воскресенский, Совершаев, 1998]
9	м/с Марре-Сале	10–30	Глины, суглинки, пески	– – 1,9 1,8 3,3	– – 1,0 1,0 0,5	1,8 2,5 – 1,4 1,7	[Троицкий, Кулаков, 1976] [Фирсов и др., 2002] [Кришук, Дубровин, 2000] [Шур и др., 1984] [Васильев и др., 2001]
10	Юго-западное побережье Байдарацкой губы, устье р. Яра-Яха	10–25	Пески, подстилаемые суглинками	0,9	0,05	0,4–0,5	[Природные..., 1997]
11	Там же	6–10	Пески, торф	0,7	0,3	–	Там же
12	Юго-восточное побережье Байдарацкой губы, в районе о-ва Левдиев	5–17	Пески с прослоями супесей и суглинков	3,5	1,0	1,7	»
13	Там же	2–3	Пески, супеси	0,6	0,2	0,4	»
14	Югорский п-ов, м. Шпиндлера	30–50	Глины, пески	2,0	0,9	1,2	[Kizyakov, Perednya, 2003]
15	Югорский п-ов, р. Первая Песчаная	10–20	Глины	–	–	1,1	[Kizyakov, 2005]

специальные наблюдения за скоростью отступления берегов и одновременно детально изучено содержание льда в береговых отложениях. Наблюдения показали, что при увеличении объемной льдистости отложений с 25 до 45 % суммарное отступление верхней кромки берега за 1978–2002 гг. возрастает примерно в два раза. Вероятно, в течение одного теплого сезона скорости отступления бровки и основания клифа могут различаться, но в многолетнем режиме эти скорости приблизительно равны. Таким образом, можно полагать, что льдистость береговых отложений оказывает значительное влияние на скорость отступления берегов.

Данные мониторинга за динамикой морского берега в Марре-Сале и сведения о факторах природной среды позволяют количественно охарактеризовать связь энергии морских волн и скорости разрушения морских берегов. Эти данные нагляд-

но иллюстрируют, что доля штормов в общей энергии морских волн относительно невелика и в среднем составляет менее 10 %. Исключением был 1995 год, когда доля энергии штормовых волн возросла до 20 % [Васильев и др., 2001; Vasiliev, 2003].

На рис. 7 представлена корреляция между скоростью отступления берега и суммарной энергией волн (а), а также между скоростью отступления и энергией штормов (б) для района Марре-Сале. Энергия штормов рассчитана как общая энергия волн высотой более 1 м. Из рисунка следует, что основная роль в разрушении берегов Карского моря, сложенных относительно малолдыстыми рыхлыми отложениями, принадлежит волнам доштормовой высоты. Их постоянное воздействие на подводный склон и основание клифа вызывает нарушение равновесного профиля берега и инициирует деструктивные процессы в прибрежной зоне, которые в итоге приводят к отступанию бе-

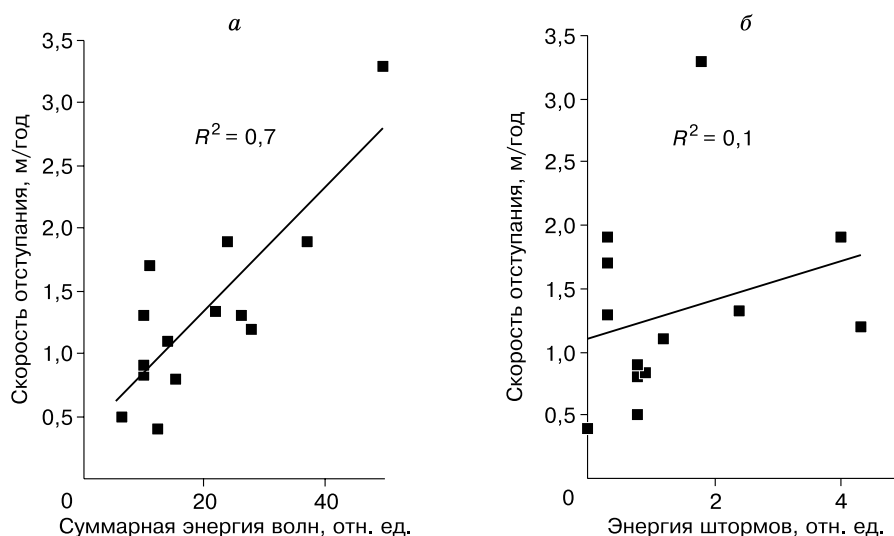


Рис. 7. Зависимость скорости отступления берега от суммарной энергии волн (а) и энергии штормов (б).

реговой линии. Интересно отметить, что на диаграмме рис. 7,а линия тренда не проходит через начало координат и отсекает на оси ординат отрезок, соответствующий 0,4 м/год. Это означает, что при отсутствии волнового воздействия на основание клифа в течение некоторого времени будет продолжаться отступление берега со скоростью 0,4 м/год за счет термоденудации клифа. Таким образом, при средней многолетней скорости отступления берега в 1,7 м/год вклад термоденудации составляет менее 25 % общей величины отступления. На берегах, сложенных более льдистыми отложениями, вклад термоденудации будет большим. Вероятно, предельным случаем являются берега, представленные ледовым комплексом. Здесь скорость термоденудации может превышать скорость отступления берега под влиянием волнового воздействия. При этом образуются термотеррасы.

В связи с тем, что изменения режима атмосферы непосредственно определяют интенсивность волнения на море и развитие штормов, можно ожидать достаточно высокого уровня связи между индексом САО (АО) и скоростью отступления берегов. Рассчитанный на основе данных мониторинга берегов коэффициент корреляции между скоростью отступления берега и индексом САО превышает 0,6. Из физической природы формирования режима атмосферы в циркумполярной области следует, что наивысший уровень связей между индексом САО (АО), ветром и волнением на море и скоростями отступления берегов будет наблюдаться в западной части Карского моря для берегов, открытых к западу и северу. По мере смещения к востоку эти связи будут ослабевать.

Результаты картографирования морских берегов и исследования состава, льдистости, содержания растворимых солей, органического углерода в прибрежных отложениях и данные об их динамике позволяют составить баланс материала, поступающего в Карское море при разрушении берегов.

На основе карт сегментации для каждого сегмента рассчитана его протяженность, средняя высота берегового обрыва и оценена ежегодная величина отступления берега. Таким образом, для каждого сегмента рассчитан объем материала, ежегодно поступающего в море. При известных плотностях пород и объеме вычислена масса материала. В расчетах принималось, что плотность мерзлых глинистых отложений составляет $1,9 \text{ г/см}^3$, песчаных – $1,7 \text{ г/см}^3$. Для каждого сегмента по данным о льдистости также рассчитывалась доля оттаявшего льда в общей массе поступившего материала.

Наконец, исходя из состава пород, среднего содержания органического углерода и растворимых солей, присущих данному литологическому типу породы, рассчитывался объем поступления солей и органического углерода за счет их содержания в прибрежных отложениях.

Общий баланс находился суммированием результатов по каждому сегменту. Результаты оценки баланса материала, ежегодно поступающего в Карское море за счет разрушения берегов, приведены на рис. 8. Как видно из рисунка, общее количество материала составляет около 35 млн т, из них: твердые осадки – примерно 27 млн т, оттаявший внутригрунтовый лед – 7,5 млн т, органический углерод – 0,4 млн т, растворимые соли – 0,3 млн т.

По данным В.В. Михайлова [1997], твердый сток (за счет выноса крупных рек) в Карское море составляет 27,3 млн т. Таким образом, поступление твердого материала в Карское море за счет разрушения берегов практически равно твердому стоку. Это подтверждает ранее высказанную точку зрения о значительной роли разрушения берегов в балансе твердого материала Карского моря [Васильев, 1999; Васильев и др., 2001].

Сравнение результатов, полученных по органическому углероду, с данными Е.А. Романкевича и А.А. Ветрова [2001] показывает, что в действительности поступление органического углерода в Карское море за счет разрушения берегов в 2,5 раза меньше по сравнению с приведенными авторами оценками в 1 млн т. Это объясняется двумя причинами. Во-первых, Е.А. Романкевич и А.А. Ветров не располагали достоверными данными о скорости отступления и протяженности термоабразионных берегов Карского моря. Это привело к значительному завышению объемов деструктивного материала. Во-вторых, в своих расчетах авторы, вероятно, использовали также завышенные значения содержания органического углерода в прибрежных отложениях, поскольку на момент написания книги достоверные данные не были известны. Эти два обстоятельства и привели к завышению в оценках потока органического углерода в Карское море за счет разрушения морских берегов примерно в 2,5 раза.

Вынос органического углерода крупнейшими реками в Карское море составляет около 10 млн т [Gordeev et al., 1996]. Таким образом, в сравнении с речным выносом поступление твердого материала примерно одинаково, органического углерода в 25 раз меньше, а поступление растворимых солей пренебрежимо мало из-за их низких содержаний в прибрежных отложениях.

ВЫВОДЫ

Таким образом, проведенные исследования геологического и геокриологического строения отложений на побережье Карского моря, данные изучения скорости отступления на различных участках побережья и результаты многолетнего мониторинга разрушения берегов, а также характеристики природной среды позволяют выявить следующие основные закономерности динамики берегов Карского моря.

- Изменения индекса АО (CAO), среднегодовой температуры воздуха, продолжительности безледного периода происходят синхронно во времени для всего побережья Карского моря. Это означает, что и вызываемые ими изменения в скорости разрушения морских берегов также будут происходить синхронно.

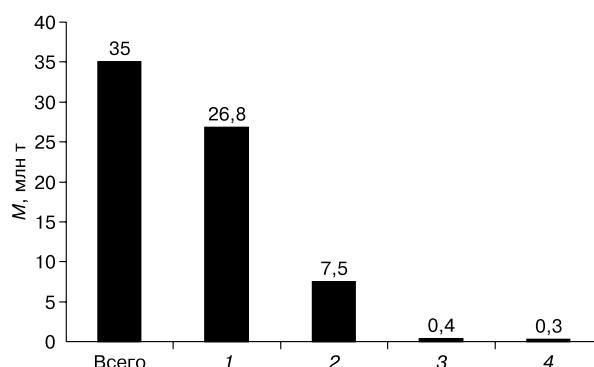


Рис. 8. Баланс материала (М), ежегодно поступающего в Карское море за счет разрушения морских берегов:

1 – твердые осадки, 2 – лед, 3 – органический углерод, 4 – растворимые соли.

- С использованием ГИС арктических берегов России рассчитана протяженность каждого из динамических типов берегов Карского моря. Аккумулятивные берега составляют 6200 км, абразионные берега, сложенные коренными породами, – 4900 км, стабильные берега, сложенные рыхлыми отложениями, – 1000 км, термоабразионные берега – 2620 км и ледовые берега – 300 км.

- Анализ данных по скорости отступления термоабразионных берегов, сложенных рыхлыми отложениями, показывает, что открытые участки побережья Карского моря характеризуются сравнительно низкими скоростями отступления, составляющими 0,8–2,0 м/год. Для побережья Обской губы и Енисейского залива характерны еще более низкие скорости отступления берегов – менее 1 м/год.

- Для мелководного Карского моря главную роль в разрушении морских берегов играют волны высотой до 1 м. Разрушение берегов за счет штормов, как правило, не превышает 20 %.

- Разрушающиеся берега представляют собой крупный источник поступления твердых осадков и органического углерода в бассейн Карского моря. Напротив, поступление растворимых солей за счет разрушения берегов пренебрежимо мало.

Авторы выражают глубокую благодарность всем участникам полевых работ из Института криосферы Земли СО РАН, МГУ им. М.В. Ломоносова, ВНИИОкеангеология и др.

Работа выполнена в рамках программы РАН „Мировой океан” и международного проекта Arctic Coastal Dynamics (ACD).

Литература

Астахов В.И. Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе // Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5, с. 1178–1181.

- Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Й.И.** Новые данные о последнем ледниковом веке Русской Арктики // Материалы Третьего Всерос. совещания по изучению четвертичного периода в Смоленске. Т. 1. Смоленск, 2002, с. 9–10.
- Бирюков В.Ю., Совершаев В.А.** Геоморфология дна Карского моря // Динамика арктических побережий России. М., Изд-во МГУ, 1998, с. 102–115.
- Васильев А.А.** Мониторинг морской термоабразии на Западном побережье Ямала // Тез. докл. Междунар. конф. „Мониторинг криосферы” (20–22 апр. 1999 г.). Пушино, 1999, с. 108–109.
- Васильев А.А.** Влияние факторов природной среды на динамику морских берегов западного сектора Российской Арктики // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 3, с. 64–72.
- Васильев А.А., Покровский С.И., Шур Ю.Л.** Динамика термоабразионных берегов Западного Ямала // Криосфера Земли, 2001, т. V, № 1, с. 44–52.
- Воскресенский К.С., Совершаев В.А.** Роль экзогенных процессов в динамике арктических побережий // Динамика арктических побережий России. М., Изд-во МГУ, 1998, с. 35–48.
- Геозология Севера** (введение в геоэкоэкологию) / Под ред. В.И. Соломатина. М., Изд-во МГУ, 1992, 270 с.
- Гросвальд М.Г.** Покровные ледники континентальных шельфов. М., Наука, 1983, 216 с.
- Данилов И.Д.** Плейстоцен морских субарктических равнин. М., Изд-во МГУ, 1978, 198 с.
- Данилов И.Д.** О гипотезе покровного оледенения Арктического шельфа и прилегающих равнин севера Евразии // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1987, № 2, с. 80–88.
- Дубиков Г.И.** Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М., ГЕОС, 2002, 246 с.
- Камалов А.М., Огородов С.А., Архипов В.В.** Динамика берегов Западного Ямала // Материалы Междунар. конф. „Экстремальные криосферные явления: фундаментальные и прикладные аспекты”. Пушино, 2002, с. 63–64.
- Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А.** Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 3, с. 16–27.
- Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г.** Берега. М., Мысль, 1991, с. 84–96.
- Кизяков А.И.** Динамика термоденудационных процессов в районах распространения залежей пластовых льдов: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 2005, 26 с.
- Крицук Л.Н., Дубровин В.А.** Подземные льды и криогенные процессы в районе Марре-Сале (Западный Ямал) // Гидрогеологические, инженерно-геологические и геоэкологические исследования. М., Геоинформмарк, 2000, с. 14–25.
- Лазуков Г.И.** Антропоген северной половины Западной Сибири (палеогеография). М., Изд-во МГУ, 1972, 250 с.
- Медкова О.Н.** Геоморфология и динамика береговой зоны южной части Обской губы // Материалы Междунар. конф. „Экстремальные криосферные явления: фундаментальные и прикладные аспекты”. Пушино, 2002, с. 80–81.
- Михайлов В.В.** Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М., ГЕОС, 1997, 413 с.
- Полуостров Ямал** (инженерно-геологический очерк) / Под ред. В.Т. Трофимова. М., Изд-во МГУ, 1975, 276 с.
- Природные условия Байдарской губы.** Основные результаты исследований для строительства подводного перехода / Под ред. Г.И. Дубикова. М., ГЕОС, 1997, 432 с.
- Романкевич Е.А., Ветров А.А.** Цикл углерода в арктических морях России. М., Наука, 2001, 302 с.
- Романенко Ф.А.** Некоторые особенности строения и динамики рельефа побережий Северного Таймыра // Динамика арктических побережий России. М., Изд-во МГУ, 1998, с. 154–169.
- Троицкий С.Л., Кулаков А.П.** Колебания уровня океана и рельеф побережий // Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 1. М., Наука, 1976, с. 351–426.
- Фирсов Ю.Г., Иванов М.В., Черкашев Г.А., Ванштейн Б.Г.** Полигонные исследования на динамически активных побережьях на примере станции Марре-Сале (Карское море) // Материалы Междунар. конф. „Экстремальные криосферные явления: фундаментальные и прикладные аспекты”. Пушино, 2002, с. 67–68.
- Шполянская Н.А., Бадю Ю.Б., Стрелецкая И.Д.** Развитие морских берегов Западного сектора Российской Арктики в четвертичном периоде // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 4, с. 13–24.
- Шур Ю.Л., Васильев А.А., Вейсман Л.И. и др.** Методы изучения скорости термоабразии // Береговые процессы в криолитозоне. Новосибирск, Наука, 1984, с. 5–12.
- Astakhov V.I.** Late glacial events in the central Russian Arctic // Quatern. Intern., 1997, vol. 41, No. 42, p. 17–25.
- Astakhov V.I.** The stratigraphic framework for the Upper Pleistocene of the glaciated Russian Arctic: changing paradigms // Global and Planet. Change, 2001, No. 31, p. 283–295.
- Atkinson D.E., Solomon S.M.** A circum-arctic environmental forcing database for coastal morphological prediction: development and preliminary analyses // Arctic Coastal Dynamics / V. Rachold, J. Brown, S. Solomon, J.L. Sollid (ed.). Rep. on Polar and Marine Res. Bremerhaven, AWI Publ., 2003, No. 443, p. 19–23.
- Drozhdov D.S., Korostelev Yu.V.** Environmental maps of the Russian Arctic as a base for the segmentation of the coastline and the analyses of coastal dynamics // 8th Intern. Conf. on Permafrost (21–25 July, 2003): Abstrs. Zurich, Switzerland, Glaciol. and Geomorphodyn. Group Geography Department Univ. of Zurich Switzerland, 2003, p. 27–28.
- Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V.N. et al.** Late Quaternary stratigraphy of western Yamal Peninsula, Russia: new constraints on the configuration of the Eurasian ice sheet // Geology, 1999, No. 27, p. 807–810.
- Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov I.S., Sidorova M.V.** A reassessment of the Eurasia river input of water, sediments, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean // Amer. J. Sci., 1996, vol. 296, p. 664–691.
- Grosswald M.G.** Late-Weichselian ice sheets in Arctic and Pacific Siberia // Quatern. Intern., 1998, vol. 45, No. 46, p. 3–18.
- Hequette A., Barnes P.W.** Coastal retreat and shoreface profile variations in the Canadian Beaufort Sea // Mar. Geol., 1990, No. 91, p. 113–132.
- Hurrell J.W.** Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation // Science, 1995, No. 269, p. 676–679.
- Kizyakov A.I., Perednya D.D.** Destruction of coasts on the Yugorsky Peninsula and on Kolguev Island, Russia // 8th Intern. Conf. on Permafrost (21–25 July, 2003): Abstrs. Zurich, Switzerland, Glaciol. and Geomorphodyn. Group Geography Department Univ. of Zurich Switzerland, 2003, p. 79–80.
- Kushnir Y., Cardone V.J., Greenwood J.G., Cane M.** On the recent increase in North Atlantic wave heights // J. Climate, 1997, No. 10, p. 2107–2113.

- Rachold V., Steenhuisen F., Odegard R.S., Atkinson D.A.** Geographical information system to visualize and analyze circum-arctic coastal dynamics // Terra Nostra Heft 2005/2: 2nd Europ. Conf. on Permafrost (12–16 June, 2005): Abstrs. Potsdam, Germany, 2005, p. 165.
- Stein R., Niessen F., Dittmers K. et al.** Siberian river run-off and late Quaternary glaciation in the southern Kara Sea, Arctic ocean: preliminary results // Polar Res., 2002, vol. 21, No. 2, p. 315–322.
- Streletskaya I.D., Ukraintseva N.G., Drozdov I.D.** A digital database on tabular ground ice in the Arctic // Proc. of the 8th Intern. Conf. on Permafrost (21–25 July, 2003), Zurich, Switzerland, A.A. Balkema Publ., 2003, vol. 1, p. 1107–1110.
- Svendsen J.I., Astakhov V.I., Bolshiyanov D.Yu. et al.** Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian // Boreas, 1999, No. 28, p. 234–242.
- Thompson D.W.J., Wallace J.M.** The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // Geophys. Res. Lett., 1998, No. 25, p. 1297–1300.
- Vasiliev A.A.** Permafrost controls of coastal dynamics at the Marre-Sale key site, Western Yamal // Proc. of the 8th Intern. Conf. on Permafrost (21–25 July, 2003). Zurich, Switzerland, A.A. Balkema Publ., 2003, vol. 2, p. 1173–1178.

*Поступила в редакцию
23 ноября 2005 г.*