

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ОБРАЗОВАНИЯ

УДК 551.345.3; 551.435

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2019-1(28-39)

ДИНАМИКА БЕРЕГОВ БЕРИНГОВА МОРЯ В РАЙОНЕ ПОСЕЛКА ЛОРИНО
(ЧУКОТСКИЙ АВТОНОМНЫЙ ОКРУГ)

А.А. Маслаков

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т, НИЛ геоэкологии Севера,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; alexey.maslakov@geogr.msu.ru

Представлены результаты мониторинга отступления участка побережья Берингова моря в районе пос. Лорино. Исследуемый берег представляет собой останец морской террасы длиной 750 м. Проведен анализ количественных взаимосвязей между скоростью отступления бровки абразионного уступа и параметрами береговой зоны. Оценено влияние процессов термоабразии и термоденудации на интенсивность разрушения и скорость выноса береговых отложений. В результате исследований выявлено, что за последние 50 лет скорость отступления изучаемого участка берега возросла на порядок: с 0.4 м/год за период 1967–2014 гг. до 4.2 м/год за 2014–2017 гг. Наблюдаемая пространственная дифференциация береговой динамики объясняется преобладающими деструктивными процессами, морфометрией берега, а также эрозийной стойкостью пород, подвергающихся размыву.

Термоабразия, термоденудация, динамика берега, Лорино, Чукотка, Берингово море

COASTAL DYNAMICS OF THE BERING SEA
(LORINO SITE, CHUKCHI PENINSULA, RUSSIA)

A.A. Maslakov

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Laboratory of Geoecology of the North,
1, Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia; alexey.maslakov@geogr.msu.ru

The study presents results of coastal retreat monitoring within a 750 m long remnant of a marine terrace near Lorino community, on the Bering Sea coast. The monitoring data are used to estimate the rate of coastal retreat (landward movement of bluff edge) as a function of coast parameters, and the relative contributions of thermal abrasion and thermal denudation to coastal erosion and material loss. The retreat rates at the Lorino site vary both in time and in space: they were about ten times faster in 2014–2017 than in 1967–2014 (4.2 m/year against 0.4 m/year), while lateral variations have been controlled by coast parameters and mechanic strength of rocks exposed to wave action.

Thermal abrasion, thermal denudation, coastal dynamics, Lorino, Chukchi Peninsula, Bering Sea

ВВЕДЕНИЕ

Климатические изменения, происходящие в Арктике [IPCC, 2014], и связанные с ними рост температур воздуха и многолетнемерзлых пород, увеличение глубины сезонного протаивания, а также сокращение ледовитости [Comiso et al., 2008; Barber et al., 2017; Romanovsky et al., 2017] приводят к увеличению темпов отступления морских арктических берегов [Forbes, 2011; Overeem et al., 2011; АМАР, 2017]. Заметное усиление разрушения пород в результате увеличения периода открытой воды происходит в конце календарного года (октябрь–декабрь), когда ветровая активность в регионах восточного сектора Российской Арктики наиболее высокая [Зимич, 2002; Atkinson, 2005], тогда как на прежде скованные льдом берега штормы не оказывают никакого воздействия.

Рост скоростей отступления морских берегов отмечается на многих участках арктического побережья [Крицук и др., 2014; Пижанкова, 2016; Белова и др., 2017; Lantuit, Pollard, 2008; Forbes, 2011; Maslakov, Kraev, 2016; Irrgang et al., 2018]. Регулярные комплексные (полевые и дистанционные) исследования темпов отступления арктических берегов, покрывающие участки береговой линии общей протяженностью не более 100 тыс. км (25 % общей протяженности побережья арктических морей), позволили оценить среднюю скорость отступления берегов в Арктике в 0.5 м/год [Lantuit et al., 2012]. Однако на целом ряде участков она превышает это значение: по берегам морей восточного сектора Российской Арктики, сложенным в основном тонкодисперсными сильнольдистыми отло-

жениями, скорость отступления берега составляет 2.0–3.8 м/год в зависимости от характера слагающих берега отложений [Григорьев и др., 2006].

Если средние значения скоростей отступления морских берегов в Арктике до определенной степени установлены, то вклад различных природных факторов и экзогенных процессов в пространственно-временную динамику морского берега изучен недостаточно [Арэ, 2012]. Сложными представляются оценка роли основных деструктивных береговых процессов (термоабразии и термоденудации) в разрушении мерзлых берегов, что связано с современной и прогнозной изменчивостью метеорологических и гидродинамических параметров, а также учет баланса наносов в прибрежной зоне арктических морей.

В работе представлены результаты мониторинга и анализа динамики участка морского побережья Берингова моря в районе пос. Лорино (Восточная Чукотка). Цель работы – найти взаимосвязь между скоростью отступления берега, параметрами береговой зоны и преобладающими деструктивными процессами.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Поселение Лорино (рис. 1) расположено в восточной части Чукотского полуострова на берегу Берингова моря (Мечигменский залив). Первые упоминания о поселении встречаются в XVI в., и на данный момент оно является одним из крупнейших на полуострове [Чукотский... район..., 2017]. Изучаемая территория представляет собой низкое нагорье, сложное мезозоидами и окруженное узкими участками приморских равнин [Пармузин, 1968]. Область расположена в зоне субарктического и арктического морского климата. Лето пасмурное и прохладное (средняя температура июля 8...10 °С), зима длинная, умеренно холодная (средняя температура января –24...–26 °С) [Кобышева, 2001]. В речных долинах

распространены типичные тундры, а на склонах и вершинах гор – лишайниковые тундры и голыцы [Исаченко, 1985]. Многолетнемерзлые породы в этом регионе имеют сплошное распространение и мощность от 600 м на вершинах гор в наиболее отдаленных от моря районах до 100 м на приморских низменностях. Температура пород варьирует от –9 °С в горных районах до –4...–6 °С вблизи побережья Берингова моря [Афанасенко и др., 1989; Колесников, Плахт, 1989].

Участок берега в пределах поселения является основным местом исследований современной береговой динамики в регионе и является репрезентативным, поскольку около 80 % берингово-морского побережья Чукотского полуострова относится к абразионным типам берега [Национальный Атлас..., 2018]. Побережье в районе Лорино характеризуется ровной береговой линией северовосточного простирания, открытой для волнения южных и юго-восточных румбов, в том числе со стороны мало защищенной Алеутскими и Командорскими островами акватории Тихого океана. Подводный береговой склон выражен переработанным волновыми процессами однородным рельефом с типичным профилем динамического равновесия [Maslakov, Kraev, 2016].

Рассматриваемый участок берега представляет собой эрозионный уступ останца пологой морской средне-верхнеплейстоценовой террасы (II³–III¹) протяженностью 750 м, высотой 22–25 м над уровнем моря. В центральной части, где заложено термоэрозионный овраг, уровень поверхности понижается до 10 м. Уступ представляет собой крутой незадернованный осыпной склон с субвертикальным обнажением оттаивающих пород в верхней части. В восточной части останца сформировалась оползневая терраса (рис. 2). Среднегодовая температура мерзлых пород варьирует в пределах –3.4...–4.8 °С на глубинах 10–15 м, однако на пляже мерзлые породы до глубины 10 м не

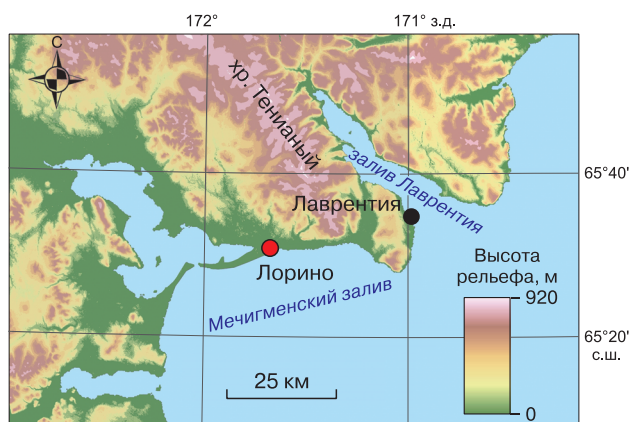


Рис. 1. Расположение объекта исследования.

обнаружены [Краев и др., 2011]. По данным радиолокационного зондирования, глубина сезонного оттаивания в пределах застройки поселка изменяется от 1.0 до 3.5 м, составляя в среднем 1.8 м [Трегубов и др., 2017]. Берег сложен мерзлыми дисперсными морскими и гляциально-морскими отложениями неоплейстоцена и голоцена, представленными перечисленными ниже типами пород (по описаниям автора с использованием материалов В.Ф. Иванова [1986] и инженерно-геологических изысканий [Краев и др., 2011]) (рис. 3).

Суглинки темно-серые тугопластичные (см. рис. 3, усл. зн. 9) вскрыты бурением на пляже в интервале 1.5–8.5 м ниже уровня моря и наблюдались также в основании разреза (1.5–2.0 м над урезом моря) в 2012–2016 гг. Основной разрез террасы до глубин 0.5–1.0 м от ее поверхности сложен песками различной крупности, иногда с включениями гальки и тонкими прослоями гравийного материала, представляющими собой отложения мичигменской (m III³) и крестовской (f II⁴) свит, а также погребенным аллювием [Иванов, 1986]. Мелкозернистые пески серого цвета расположены в виде слоев и линз в толще средне- и крупнозернистых песков серого и желтовато-серого цвета с включениями гальки. Наблюдаемая мощность отложений в скважинах и обнажении достигает 15 м, их подошва местами уходит под уровень моря [Краев и др., 2011]. Эти отложения локально перекрываются в центральной части засоленными льдистыми мелкозернистыми песками с примесью растительных остатков (см. рис. 3, усл. зн. 6). Они распространены в виде линз в центральной части разреза, в интервалах глубин 4.0–6.0 м. С поверхности терраса сложена торфом, супесью (см. рис. 3, усл. зн. 2, 7) и насыпным грунтом (в пределах застройки). Торф коричневого цвета, включает гнезда супеси до 30–40 %. В районе термоэрозийных оврагов (центральная часть разреза) мощность его достигает 4 м. В центральной части обнажения в торфе встречаются клинья жильных льдов голоценового возраста, вскрывающихся с глубины 0.5–1.0 м от поверхности и имеющих вер-



Рис. 2. Оползневая терраса и термоэрозийные овраги, осложняющие береговой уступ в пос. Лорино (фото А.А. Маслакова, 2012 г.).

тикальную протяженность 1.5–3.0 м [Васильчук и др., 2018]. Лед чистый, иногда матовый, с включениями пузырьков воздуха вертикальной ориентировки. Основания жил вклиниваются в супесь. Супесь льдистая, засоленная, серого цвета с включениями гравия (10–30 %) встречается в интервале от 0.5–1.3 до 2.5–5.0 м от поверхности. Насыпной грунт представлен гравийно-галечником с супесчаным заполнителем.

Отложения основания берегового уступа перекрываются осыпным материалом, который при оттаивании отложений аккумулируется у основания уступа, образуя чехол для мерзлых пород. Осыпь покрывает склон террасы до высоты 6–8 м над уровнем моря. Иногда склоновый материал перекрывает и сохраняет береговые снежники.

Пляж с поверхности (1.5 м выше уреза моря) сложен песками различной крупности с галькой желтовато-коричневого цвета; отложения – талье. Пляж отделяет урез моря от берегового склона полосой шириной 7–10 м, которая затапливается во время штормов и нагонов, поэтому отложения берегового уступа подвергаются прямому волновому воздействию.

Ввиду мерзлотно-фациальной изменчивости разреза льдистость отложений варьирует от 10 до 100 %. В целом ее значения уменьшаются от поверхности к основанию разреза. Максимальная льдистость наблюдается в торфе и оторфованных супесях – 50–65 %; в супесях, мелкозернистых песках, а также в песках с включениями органики она варьирует в пределах 20–40 %, в крупнозернистых песках и песках с большим содержанием гальки – 15–30 %. Наименьшие значения льдистости отмечаются в основании разреза в песках различной крупности и суглинках (10–15 %). Следует также отметить, что определенная на основе результатов бурения [Краев и др., 2011] средняя

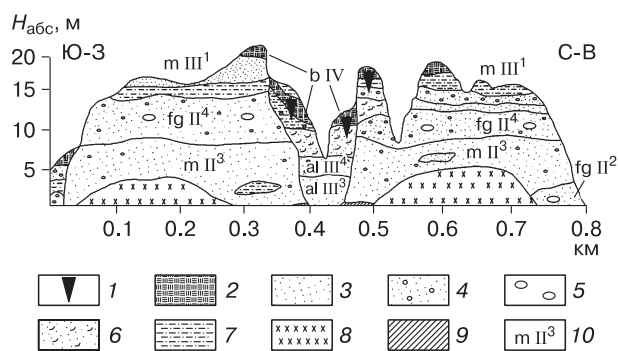


Рис. 3. Геологический разрез берегового уступа в пос. Лорино [Иванов, 1986, с изменениями].

1 – повторно-жильный лед (схематичное отображение); 2 – торф; 3 – песок; 4 – песок с включениями гальки и дресвы; 5 – валуны; 6 – песок с растительными остатками; 7 – супесь; 8 – осыпи; 9 – суглинок/глина; 10 – индекс возраста и генезиса отложений. $H_{абс}$ – абсолютная высота берега, м.

льди́стость по разрезу в западной и восточной частях обрыва составляет 23–24 %, в центральной – 42 %. Криогенная текстура песчаных отложений массивная; в суглинках и супесях лед представлен тонкими шлирами толщиной до 3 мм, в торфе – в виде горизонтальных и, реже, вертикальных линз толщиной до 10 см. Как указано выше, в верхней части разреза, преимущественно в торфяных отложениях, встречаются залежи повторно-жильного льда, увеличивающие общую льдистость отложений в центральной части изучаемого участка берега.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Данные по динамике отступления бровки и основания берегового уступа, а также по его высотам были получены в результате анализа архивных топографических планов поселка прошлых лет [Краев и др., 2011], космического снимка сверхвысокого разрешения GeoEye 2010 г. (разрешение 0.5 м), а также в процессе геодезических съемок 2012, 2013, 2014 и 2017 гг., проведенных автором в условной системе координат в конце летнего периода. В программном пакете ArcGIS на космический снимок были наложены планы поселения Лорино за 1967, 1979 и 1992 гг. с последующей оцифровкой положения бровки и основания берегового уступа, а также эрозионной сети. Привязка снимка к картам и планам осуществлялась по углам сохранившихся строений, что позволило без ортотрансформации сократить погрешность космического снимка. Поверх полученной мозаики накладывались результаты полевых геодезических измерений. Статистический анализ выполнен в программе MS Excel, в которой были определены средние значения и стандартные отклонения (σ) различных величин. Для проведения количественных оценок береговая линия была разбита на поперечные створы через каждые 15–20 метров. По каждому створу строился временной ряд отступления бровки берегового уступа.

Объем выносимого материала измерялся в расчете на километр берега в год. Для подсчета этих величин принималось, что в поперечном профиле площадь выносимой области представляла собой трапецию, в которой нижние и верхние основания являлись поверхностью террасы и пляжа соответственно. Таким образом, для расчета объема выносимого материала использовалась формула

$$V_i = \frac{(TD_i + TA_i)h_i}{2},$$

где V_i – объем вынесенного материала в створе i , м³; TD_i – величина отступления бровки склона, м; TA_i – величина отступления основания склона, м; h_i – высота склона относительно уровня поверхности пляжа, м. Данная формула имеет весьма упрощен-

ный вид. Она не учитывает льдистость грунтов и наличие залежей льда, вследствие чего подходит лишь для берегов, слагаемых слабольдистыми отложениями, в которых лед представлен в основном в виде льда-цемента. Поэтому расчеты проводились для створов западной и восточной частей изучаемого берега и не учитывались два створа в центре, где помимо береговых процессов значительный вклад в размыв отложений вносит овражная термоэрозия. Объемы пород, выносимых между створами, определялись методом интерполяции значений по соседним створам.

На основании полевых наблюдений механизм отступления изучаемого участка берега можно представить следующим образом. В течение теплого периода происходит стаивание присклоновых снежников, дальнейшее оттаивание мерзлых отложений берегового уступа и их снос к его основанию. Дополнительным источником наносов являются конуса выноса термоэрозионных оврагов и небольших врезов. Во время сильных нагонов и штормовых явлений происходит удаление оттаявшего материала и обнажение мерзлых пород. При длительном волновом воздействии возможно формирование неглубоких волноприбойных ниш. При оттаивании крупнодисперсные породы осыпаются к основанию склона, а торф и оторфованные супеси комьями скатываются вниз. Важную роль в механизме сноса оттаявшего материала играют залежеобразующие льды в центре берегового участка: в процессе оттаивания они локально увеличивают скорость отступления бровки уступа, создают дефицит наносов на подводном береговом склоне, а также обводняют вмещающие отложения, которые, в свою очередь, в разжиженном состоянии образуют натеки на склоне и в основании уступа. Таким образом, взаимодействие морских волн с берегом осуществляется посредством размыва преимущественно талых отложений, слагающих береговую уступ.

Для оценки вклада процессов термоабразии и термоденудации в разрушение берега был использован нормализованный индекс соотношения термоденудации и термоабразии $NDTI$ (Normalized Difference Thermo-erosion Index) [Günther et al., 2012]. Данный индекс представляет собой отношение

$$NDTI = \frac{TD - TA}{TD + TA},$$

где TD – горизонтальное изменение бровки обрыва, в котором преобладает термоденудация; TA – такое же изменение основания склона, на которое влияет интенсивность абразии и термоабразии. Перемещение бровки уступа также зависит от скорости выноса отложений в его основании, однако в периоды интенсивного размыва обнажающиеся многолетнемерзлые породы, сцементированные льдом,

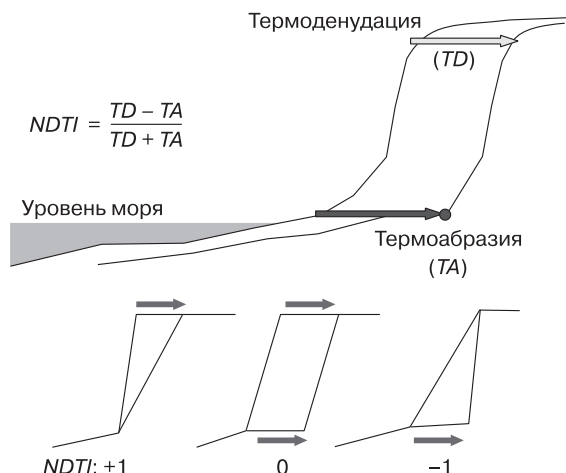


Рис. 4. Концептуальная схема расчета вклада термоденудации (TD) и термоабразии (ТА) в отступление морского берега, выраженная в нормализованном индексе соотношения термоденудации и термоабразии (NDTI) [Günther et al., 2012].

позволяют сохранять относительно крутые стенки обрыва. Индекс может принимать значения от -1 до $+1$. Положительные значения говорят о преобладании термоденудации морского берега, отрицательные – о преобладании термоабразии (рис. 4).

Влияние морфометрии берега и прочностных свойств оттаявших и мерзлых пород на скорость его отступления оценивалось при помощи нормализованного коэффициента размываемости (N). В свою очередь, N рассчитывается на основе прочностного показателя размываемости пород ($K_{пр}$), численно равного объему пород, вынесенному потоком воды с энергией 1 Дж [Лабораторные методы..., 1985]. Параметр $K_{пр}$ определяется в поле методом пенетрации. Однако данный вид работ слабо распространен в мерзлотных исследованиях, а результаты измерений могут сильно варьировать в одном образце в зависимости от криогенной текстуры и структуры грунта. Ниже представлена расчетная схема данного параметра.

Показатель $K_{пр}$ связан корреляционной зависимостью ($R^2 = 0.98$) с предельным напряжением сдвига породы ($R_{сд}$) [Лабораторные методы..., 1985]:

$$K_{пр} = \frac{10^{-3}}{R_{сд}}. \quad (1)$$

При условии, что изучаемый тип пород не засолен и в нем нет внутреннего трения, $R_{сд}$ можно принять равным предельно длительному сцеплению породы (C_{∞}). В противном случае вводится поправочный коэффициент M [Вялов, 1959]:

$$R_{сд} = C_{\infty}M. \quad (2)$$

Этот коэффициент зависит от угла внутреннего трения ϕ , который, в свою очередь, зависит от коэффициента пористости, определяемого по таблицам СП 22.13330.2011 [2011]:

$$M(\phi) = 0.0006\phi^2 - 0.0463\phi + 1.0056. \quad (3)$$

Несмотря на проведенную серию инженерно-геологических изысканий на изучаемой территории, фактических данных о свойствах многолетнемерзлых пород недостаточно. Поэтому величины C_{∞} для формулы (2) были взяты из опубликованных данных, представляющих собой серии лабораторных испытаний большого массива образцов с различными характеристиками [Вялов, 1959; Аксенов, 2008]. Таким образом, формула для расчета $K_{пр}$ преобразуется:

$$K_{пр} = \frac{10^{-3}}{C_{\infty}M(\phi)}. \quad (4)$$

С учетом того, что мерзлые породы при размыве обнажаются и взаимодействуют с воздухом и водой положительной температуры, их температура принималась максимально близкой к 0 °С.

В результате расчетов определено, что для оттаявших суглинков $K_{пр}$ составил $0.162 \cdot 10^{-6}$ м³/Дж, для супесей – $1.113 \cdot 10^{-6}$ м³/Дж, для различных песков – $(5.568 - 10.911) \cdot 10^{-6}$ м³/Дж. Ввиду того что для чистого льда и торфа предельно длительное сцепление C_{∞} не определяется (формула (2)), для них методом экспертной оценки было задано $N = 2 \cdot 10^{-5}$ м³/Дж.

Для того чтобы абстрактный параметр $K_{пр}$ привести к конкретным природным условиям, общая размываемость пород берега на каждом измерительном створе приводится к нормализованному виду

$$N_a = \sum_{i=1}^n K_{прi} \frac{h_i}{h}, \quad (5)$$

где N_a – коэффициент размываемости для каждого створа, м³/Дж; n – количество слоев в разрезе; $K_{прi}$ – прочностной показатель размываемости пород для i -го слоя грунта; h_i/h – толщина i -го слоя грунта, отнесенная к высоте всего разреза h . Таким образом, показатель N_a является, по сути, средневзвешенным значением прочностного показателя размываемости пород по всему створу.

Чтобы учесть влияние морфометрии берега на скорость отступления, коэффициент N_a был поделен на сумму высоты клифа и ширины пляжа, поскольку чем больше значения этих параметров, тем медленнее (при прочих равных условиях) отступает берег [Вильнер, 1955; Качугин, 1959]:

$$N = \frac{N_a}{h+d}, \quad (6)$$

где N – нормализованный коэффициент размываемости для каждого створа с учетом морфометрии

берега, $m^2/Дж$; h – высота клифа, м; d – ширина пляжа, м.

Таким образом, нормализованный коэффициент размываемости для каждого створа рассчитывался по формуле

$$N = \frac{\sum_{i=1}^n K_{пр i} (h_i/h)}{h+d}. \quad (7)$$

Данный параметр имеет размерность [$m^2/Дж$], или [$m^3/(Дж \cdot м)$], что в физическом плане обозначает объем выносимой породы при энергии размывающего потока 1 Дж, соотносимый с суммарной высотой берега и шириной пляжа. Рассчитанный параметр позволяет учесть как эрозионные свойства пород, так и морфометрию берега. Формулы (1)–(7) являются относительно простым расчетным алгоритмом перевода характеристик мерзлых и талых грунтов, определяемых при стандартных инженерно-геологических изысканиях, в показатель, характеризующий восприимчивость побережья к размыву. Данная методика была апробирована автором [Maslakov, Kraev, 2016] и показала высокую корреляцию между рассчитанным коэффициентом N и измеренными скоростями отступления берега.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Пространственно-временная динамика отступления морского берега

Известно [Maslakov, Kraev, 2016], что с 1967 по 2014 г., т. е. за 47 лет, средняя величина отступления исследуемого берега составила 17 м, а средняя скорость отступления 0.36 м/год. Полевые геодезические измерения 2017 г. позволили уточнить картину современной береговой динамики. За

2014–2017 гг. берег отступил в среднем на 12.6 м, общая ширина разрушения берега за 1967–2017 гг. составила 29.6 м. Таким образом, за последние 3 года отступление берега составило 43 % от общей величины за исследуемый период. Скорость отступления берега изменилась за рассматриваемый период на порядок: в первые 43 года берег отступал со скоростями не более 0.5 м/год, за период 2010–2012 гг. скорость выросла до 1 м/год, в 2012–2014 гг. она превысила 2 м/год, а в 2014–2017 гг. достигла 4.2 м/год (табл. 1; рис. 5). Наряду с ростом скорости отступления берега наблюдалось уменьшение ширины пляжа за последние годы: за период 2010–2017 гг. она сократилась в среднем с 24 до 7.7 м. Таким образом, в динамике изучаемого участка берега выделяются два этапа: этап с относительно низкими скоростями отступления (1967–2010) и этап активизации разрушения берега (2010–2017).

Помимо временной неоднородности в динамике изучаемого участка берега наблюдается и пространственная дифференциация скоростей его отступления. Западная часть (створы 1–19) имеет высоту 22–25 м и занята селитебной частью пос. Лорино. Береговой обрыв представляет собой осыпной склон из песка разной крупности с включениями гальки и дресвы. Ширина пляжа в среднем составляет 7.7 м (здесь и далее данные по ширине пляжа даны на 2017 г.). Скорости отступления здесь невелики: среднее значение около 0.36 м/год, общая ширина отступившего участка за 50 лет составила 18.1 м. Разрушение берега происходит в основном за счет размыва талых осыпных отложений. Главными факторами, определяющими динамику разрушения пород, являются большая высота берега, позволяющая при небольшой скорости отступления обеспечивать поступление на

Таблица 1. Скорость отступления берега в пос. Лорино и ее изменение в течение 1967–2017 гг. [Maslakov, Kraev, 2016, с дополнениями]

Период (длительность)	Ширина отступившего берега, м	Среднеквадратичное отклонение, м	Скорость отступления, м/год	Использованные материалы
1967–1979 (12 лет)	2.3	3.0	0.19	Архивные карты и планы
1979–1992 (13 лет)	4.4	3.5	0.34	То же
1992–2010 (18 лет)	3.5	4.7	0.17	Архивные карты и планы, космический снимок
2010–2012 (2 года)	2.0	4.0	1.00	Космический снимок, полевые измерения
2012–2013 (1 год)	2.3	2.0	2.3	Полевые измерения
2013–2014 (1 год)	2.6	2.7	2.6	То же
2014–2017 (3 года)	12.6	10.0	4.2	»
Весь период 1967–2017 (50 лет)	29.7	14.1	0.6	–



Рис. 5. Участок берега в пос. Лорино, отступивший за 50 лет (1967–2017 гг.).

1 – бровка берега 2017 г.; 2 – бровка берега 1967 г.; 3 – створ и его номер. Снимок со спутника GeoEye в 2010 г.

пляж и подводный береговой склон достаточного количества наносов для данных гидродинамических условий, невысокая льдистость отложений и включения гравийно-галечникового материала, который при разрушении берега аккумулируется на пляже и способствует защите берега при интенсивном волновом воздействии.

Центральная часть берега (створы 20–21) имеет высоту 10–18 м (в среднем 14 м) и среднюю ширину пляжа 5.5 м. В береговом уступе обнажаются торф, оторфованные супеси, разнородные пески, а в основании – суглинки. В верхней части присутствуют повторно-жильные льды видимой мощностью 1.5–3.0 м и шириной до 5 м. Участок осложнен несколькими термоэрозийными оврагами, имеющими на морском пляже выраженные конусы выноса из мелкозема, сносимого с водосбора. Скорость и характер отступления здесь определяются в первую очередь высокой льдистостью отложений, наличием залежей льда и торфа, что в целом при разрушении берега создает дефицит наносов и формирует узкий пляж, слабо защищающий берег при ветровых нагонах и штормах. Эти же факторы способствуют формированию здесь термоэрозийных оврагов. Участок не был включен в дальнейший анализ динамики разрушения берега и выноса наносов, так как здесь отступление определяется не волновым воздействием, а термоэрозийным процессом.

Восточная часть террасы (створы 22–35) имеет абсолютную высоту 18–20 м и среднюю ширину пляжа 7.7 м. Отложения, вскрывающиеся в уступе, представлены песками различной крупности и фрагментарным обнажением серых суглинков в основании склона. Бровка берега – ровная, скорость разрушения 0.85 м/год при общей величине отступления за 1967–2017 гг. – 42.6 м, что более чем в 2 раза превышает аналогичные значения для западной части берега. Это может быть вызвано более дисперсным составом пород (меньшая примесь гальки, большая доля мелкозернистых песков), слагающих берег, меньшей высотой усту-

Таблица 2. Скорость размыва береговых отложений в районе пос. Лорино за 1992–2017 гг.

Период	Объемная скорость размыва пород на погонную длину побережья 1 км, тыс. м ³ /(км·год)	
	Западный участок	Восточный участок
1992–2010	4.78 (±3.49)	–
2010–2014	27.8 (±18.2)	43 (±12.3)
2014–2017	–	101.4 (±30.4)
2010–2017 (по всему участку берега)	46.5 (±26.4)	

Примечание. В скобках указано среднее квадратичное отклонение.

па по сравнению с западной частью и наличием эрозионных врезов и оползневой террасы (см. рис. 2).

В целом представленную дифференциацию в скоростях отступления берега описывает полученный в работе [Maslakov, Kraev, 2016] нормализованный коэффициент размываемости N , учитывающий геоморфологическую неоднородность различных участков берега, а также эрозионную стойкость пород, вскрываемых в береговом обрыве.

Объем выносимых наносов

Детальные топографические съемки положения основания и бровки уступа, проводившиеся автором в 2014 и 2017 гг., а также топографические карты 1992 г. и космический снимок GeoEye 2010 г. позволили определить объемы выносимого в море материала и оценить вклад термоденудации и термоабразии в разрушение берега.

Положение бровки и основания эрозионного берегового уступа за 1992–2017 гг., а также объемы вынесенного материала за 2010–2017 гг., рассчитанные для каждого створа, представлены на рис. 6. Средняя объемная скорость выноса берегового материала составила 46.5 (±26.4) тыс. м³/(км·год), или 46.5 м³ с каждого погонного метра берега в год. При этом в расчете на весь участок берега за период 2010–2017 гг. здесь выносилось в море около 35 тыс. м³/год береговых отложений. Более подробные сведения об объеме размываемых пород представлены в табл. 2. Расчеты проводились для берегового уступа, исключая пляж.

Соотношение термоденудации и термоабразии

Индекс $NDTI$, характеризующий вклад термоденудации и термоабразии в процесс отступления берега, рассчитывался за 2010–2017 гг. За этот период среднее его значение по всем створам составило –0.18, что означает слабое преобладание термоабразии (основание уступа отступает

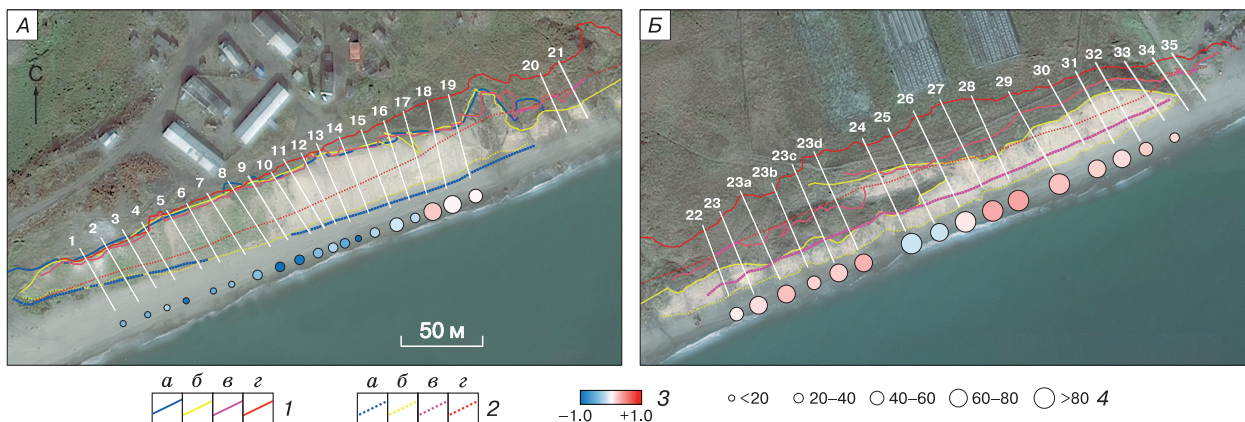


Рис. 6. Положение бровки и основания берегового уступа в пос. Лорино за 1992–2017 гг., объемы вынесенного материала за 2010–2017 гг. и значения $NDTI$ для створов западной (А) и восточной (Б) частей берега.

1 – положение бровки берегового уступа: а – 1992 г.; б – 2010 г.; в – 2014 г.; г – 2017 г.; 2 – положение основания берегового уступа: а – 1992 г.; б – 2010 г.; в – 2014 г.; г – 2017 г.; 3 – значения индекса $NDTI$; 4 – скорость размыва пород [тыс. м³/(км·год)] в период 2010–2017 гг. Основа – снимок GeoEye.

быстрее его бровки), однако по отдельным створам значения индекса сильно варьируют. Как видно, $NDTI$ изменяется от -1.0 до $+0.3$, при этом для западного участка берега (см. рис. 6, А) более значительна роль термоабразии за рассматриваемый период ($NDTI < 0$), а для восточного (см. рис. 6, Б) – термоденудации ($NDTI > 0$).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Причины временной изменчивости берега

Рост средней скорости отступления изучаемого участка берега, вероятно, связан с изменениями климата и гидродинамических параметров. В первую очередь это обусловлено сокращением площадей морских ледяных покровов в Арктике в целом и в Беринговом море в частности [ACIA, 2005; Comiso et al., 2008; Stroeve et al., 2014; Johnson, Eicken, 2016]. Площадь сезонных морских льдов в Беринговом море в 2005–2015 гг. сократилась на 37 % по сравнению с 1985–1995 гг. [Ледовитость..., 2018]. Отмечается также [Forbes, 2011; Barber et al., 2017], что первое десятилетие XXI в. было наименее ледовитым за период инструментальных наблюдений. Рост интенсивности воздействия морских волн, вызванный этими изменениями, привел к усилению деструкции морских берегов во многих регионах Арктики [Гусев, 2011; Кизяков и др., 2013; Jones et al., 2009; Overeem et al., 2011; Günther et al., 2015; Gavrilov, Pizhankova, 2018; Farquharson et al., 2018].

Для берингоморского побережья Восточной Чукотки наиболее значительное влияние на интенсивность разрушения береговых отложений имеет расширение периода открытой воды в осенне-зимние месяцы (октябрь–декабрь). В этот пе-

риод ветровая активность в регионе наиболее высокая [Зимич, 2002; Atkinson, 2005], хотя прежде на берега, скованные льдом, штормы не имели заметного деструктивного воздействия. Вариации температуры воздуха и морской воды за указанный период имели минимальный эффект, поскольку для слаболодистых отложений с редким включением подземных залежеобразующих льдов основную роль играет именно частота штормов в период открытой воды [Арз, 2012].

Вклад деструктивных процессов в интенсивность и характер отступления берега

Индекс $NDTI$ и объемы выносимого материала за 2010–2017 гг. с участка берега в пос. Лорино, рассчитанные по створам, имеют тесную взаимосвязь. Преобладание термоденудации в процессе разрушения берега способствует более интенсивному выносу береговых отложений в море. Это наглядно демонстрирует текущая картина отступления берега: для западной части, где наблюдаются относительно небольшие скорости отступления и объемы выносимого материала, характерно преобладание абразионных и термоабразионных процессов над термоденудацией; в то же время на более интенсивно отступающем восточном участке значительную роль играют термоденудационные процессы (см. рис. 6).

Взаимосвязь пространственной динамики отступления берега с геоморфологическими и криолитологическими факторами

Интересным представляется сравнение параметров берега (высота уступа и ширина пляжа), объемов выносимых в море пород, а также нормализованного коэффициента размываемости с из-

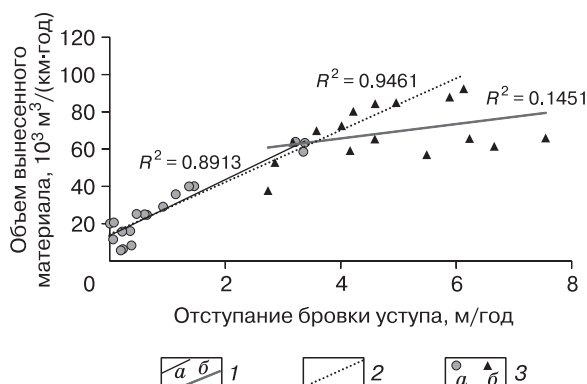


Рис. 7. Взаимосвязь скоростей отступления бровки уступа с объемами выносимого берегового материала по створам на участке берега в пос. Лорино за 2010–2017 гг.

1 – линии тренда для западной (а) и восточной (б) частей берега; 2 – линия тренда для всего участка берега без учета участка сегмента с оползневой террасой (створы 22–24); 3 – соотношение скоростей отступления бровки уступа с объемами выносимого материала по западным (а) и восточным (б) створам.

меренными скоростями разрушения изучаемого участка берега. Объем выносимых отложений зависит от скорости отступления берега (рис. 7). Следует ожидать, что эта скорость будет тем меньше, чем выше берег и шире пляж. Однако вычисленные коэффициенты корреляции (табл. 3), хотя и имеют отрицательные значения, корреляции не выявили. Это, вероятно, связано с мерзлотно-фациальной неоднородностью обнажающихся в обрыве пород, учитываемой коэффициентом N , с которым корреляция скоростей отступления берега оказалась достаточно высокой $R = 0.82$ (рис. 8).

Указанная выше тесная взаимосвязь скоростей отступления берега и выноса отложений нару-

Таблица 3. Сравнение различных показателей динамики берега (геоморфологических и расчетных) со скоростями отступления бровки берега по створам в районе пос. Лорино за 2010–2017 гг.

Параметр	Высота уступа	Ширина пляжа	Объем выносимых отложений*	N
Коэффициент корреляции (R) со скоростью отступления бровки по створам	-0.54 ($n = 37$)	-0.23 ($n = 37$)	0.89 ($n = 35$)	0.82 ($n = 35$)

Примечание. n – количество створов, включаемых в анализ.

* Корреляция скорости отступления бровки берега с объемом выносимых отложений производилась с учетом участка с оползневой террасой.

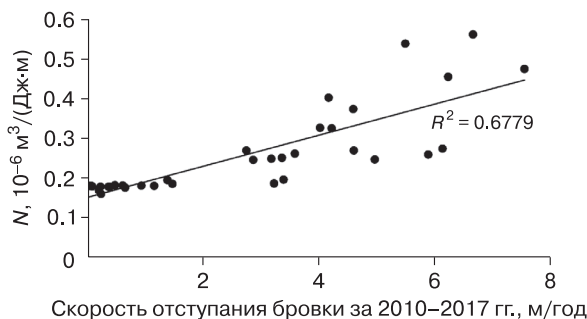


Рис. 8. Сопоставление нормализованного индекса размываемости (N) со скоростями отступления бровки эрозионного уступа за 2010–2017 гг.

шается на участке, где расположена оползневая терраса. Ее присутствие снижает коэффициент детерминации (R^2) для восточного участка берега (0.15 с учетом террасы и 0.82 без нее), что видно на рис. 7 по точкам, расположенным ниже аппроксимирующей кривой (усл. зн. 3б).

При представленном подходе к оценке вклада различных деструктивных процессов в интенсивность и характер отступления берега преобладание термоденудации на более быстро отступающих участках берега вполне закономерно (см. рис. 6). Если перемещение основания уступа ограничивается, с одной стороны, положением стыка мерзлых пород и пляжа (или глубиной термоэрозионной ниши) во время шторма, а с другой – углом естественного откоса склоновых отложений, то перемещение бровки эрозионного уступа (по которой обычно и измеряют скорости отступления берега) может иметь более широкие пределы, например, в случае образования криогенных оползней-сплывов, оврагов или термотеррас.

Следует также отметить, что для нормализованного индекса размываемости обозначенный коэффициент корреляции со скоростями отступления берега за период 2010–2017 гг. выше (см. табл. 3), чем за 2010–2014 гг., когда он составлял 0.782 [Maslakov, Kraev, 2016]. Это, вероятно, объясняется снижением роли случайных событий в размыве береговых отложений при увеличении срока наблюдений.

ВЫВОДЫ

По результатам анализа современной пространственно-временной дифференциации скоростей отступления берега, можно заключить следующее.

1. Скорости отступления участка берега в районе пос. Лорино за последние три года по сравнению с предшествующими годами выросли более чем на порядок: с 0.17–0.34 м/год в 1967–2010 гг. до 4.2 м/год в 2014–2017 гг., что может быть связано с увеличением периода открытой воды и, соот-

ветственно, ростом волнового воздействия на берег. При этом величина отступления западной половины изучаемого участка берега оказалась вдвое меньше, чем восточной: ширина разрушенного за 50 лет участка составила 18.1 м против 42.6 м.

2. Анализ нормализованного индекса соотношения термоденудации и термоабразии *NDTI* показал, что для западной части изучаемого берега характерно преобладание термоабразии, для восточной – термоденудации. Это связано с развитием термоэрозионных оврагов и врезов, а также наличием оползневой террасы, способствующих более быстрому продвижению бровки эрозионного уступа в восточной части за счет интенсивного размыва отложений террасы.

3. В период с 2010 по 2017 г. на участке берега в районе пос. Лорино ежегодный объем выносимых береговых пород в море (без учета выносимых пляжных отложений) составлял около 35 тыс. м³.

4. Нормализованный коэффициент размываемости *N*, учитывающий морфологию берега и эрозионную прочность береговых отложений, имеет хорошую связь со скоростями отступления изучаемого участка берега за период 2010–2017 гг. ($R = 0.82$), что выше по сравнению с исследованиями, выполненными в 2010–2014 гг. ($R = 0.78$). Это свидетельствует о том, что при существующей гидродинамической обстановке (активное волновое разрушение берега) геоморфологические и криолитологические факторы играют значительную роль в дифференциации скоростей отступления берега. Представленный алгоритм расчета коэффициента *N* может быть применен при оценке скоростей отступления берега на участках перспективного хозяйственного освоения, где ввиду сильной мерзлотно-фациальной изменчивости в береговом обрыве обнажаются и подвергаются волновому воздействию различные типы пород.

Автор выражает благодарность Зеленскому Г.М., д.б.н. Замолотчикову Д.Г., к.г.н. Краеву Г.Н. и к.г.н. Антонову Е.В. за помощь в организации и проведении полевых работ, а также благодарит к.г.-м.н. Тумского В.Е. и к.г.-м.н. Пижанкову Е.И., значительно улучшивших данную статью.

Многочисленные полевые работы выполнены при финансовой поддержке U.S. National Science Foundation (OPP-0352957 grant). Статья подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-60300).

Литература

Аксенов В.И. Засоленные мерзлые грунты Арктического побережья как основание сооружений. М., Все о мире строительства, 2008, 340 с.

Aksenov, V.I., 2008. Saline permafrost in the Arctic coast as foundation for buildings and structures. All about Construction, Moscow, 340 pp. (in Russian)

Арз Ф.Э. Разрушение берегов арктических приморских низменностей. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2012, 291 с.
Are, F.E., 2012. Erosion of Arctic Coastal Plain. Academic Publ. House “Geo”, Novosibirsk, 291 pp. (in Russian)

Афанасенко В.Е., Замолотчикова С.А., Тишин М.И., Зуев И.А. Северо-Чукотский регион // Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток. М., Недра, 1989, с. 280–293.

Afanasenko, V.E., Zamolotchikova, S.A., Tishin, M.I., Zuev, I.A., 1989. The North Chukchi region, in: Geocryology of the USSR. East Siberia and Russian Far East. Nedra, Moscow, pp. 280–293. (in Russian)

Белова Н.Г., Шабанова Н.Н., Огородов С.А. и др. Динамика термоабразионных берегов Карского моря в районе мыса Харасавэй (Западный Ямал) // Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 6, с. 85–96.

Belova, N.G., Shabanova, N.N., Ogorodov, S.A., Kamalov, A.M., Kuznetsov, D.E., Baranskaya, A.V., Novikova, A.V., 2017. Erosion of permafrost coasts of Kara Sea near Kharasavey Cape, Western Yamal. Earth's Cryosphere XXI (6), 73–83.

Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К. и др. Изотопно-кислородный состав голоценовых подземных льдов Восточной Чукотки // Докл. РАН, 2018, т. 480, № 4, с. 474–479.

Vasil'chuk, Yu.K., Budantseva, N.A., Vasil'chuk, A.C., Maslakov, A.A., Chizhov, Ju.N., 2018. Oxygen isotope composition of Holocene ice wedges in Eastern Chukotka. Doklady Earth Sci. 480 (2), 758–762.

Вильнер Б.А. Особенности динамики берегов северных морей // Сб. работ Ин-та океанологии АН СССР, 1955, т. 4, с. 53–57.

Vilner, B.A., 1955. Features of coastal dynamics in Arctic seas, in: Transactions, Institute of Oceanography, 4, pp. 53–57.

Вялов С.С. Реологические свойства и несущая способность мерзлых грунтов. М., Изд-во АН СССР, 1959, 153 с.

Vyalov, S.S., 1959. Rheology and Bearing Capacity of Permafrost. Izd. AN SSSR, Moscow, 153 pp. (in Russian)

Григорьев М.Н., Разумов С.О., Куницкий В.В., Спектор В.Б. Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 4, с. 74–94.

Grigoriev, M.N., Razumov, S.O., Kunitskiy, V.V., Spektor, V.B., 2006. Dynamics of the Russian East Arctic Sea coast: major factors, regularities and tendencies. Earth's Cryosphere X (4), 74–94.

Гусев Е.А. Наблюдения за геоморфологическими процессами на севере Западной Сибири (на примере района Сопочной Карги) // Успехи соврем. естествознания, 2011, № 9, с. 19–22.

Gusev, E.A., 2011. Observations of geomorphological processes in northern West Siberia (case study of Sopochnaya Karga). Uspekhi Sovrem. Estestvoznaniya, No. 9, 19–22.

Зимич П.И. Ураганы побережья Чукотки и их прогнозирование. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2002, 177 с.

Zimich, P.I., 2002. Strong storms on the Chukchi Coast and their Prediction. SVKNII DVO RAN, Magadan, 177 pp. (in Russian)

Иванов В.Ф. Четвертичные отложения побережья Восточной Чукотки. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1986, 140 с.

Ivanov, V.F., 1986. Quaternary Deposits in the Eastern Chukchi Coast. DVNTC AN SSSR, Vladivostok, 140 pp. (in Russian)

Исаченко А.Г. Ландшафты СССР. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1985, 320 с.

Isachenko, A.G., 1985. Landscapes of the USSR. Leningrad University Press, Leningrad, 320 pp. (in Russian)

Качугин Е.Г. Инженерно-геологические исследования и прогнозы переработки берегов водохранилищ // Рекомендации по изучению переработки берегов водохранилищ. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 3–89.

Kachugin, E.G., 1959. Engineering geological surveys and prediction of shoreline retreat in water reservoirs, in: Recommendations for Studies of Erosion in the Shores of Water Reservoirs. Gosgeoltekhizdat, Moscow, pp. 3–89. (in Russian)

Кизяков А.И., Зимин М.В., Лейбман М.О., Правикова Н.В. Мониторинг скорости термоденудации и термоабразии на западном побережье острова Колгуев с использованием материалов космической съемки высокого разрешения // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 4, с. 36–47.

Kizyakov, A.I., Zimin, M.V., Leibman, M.O., Pravikova, N.V., 2013. Monitoring of the rate of thermal denudation and thermal abrasion on the western coast of Kolguev Island, using high resolution satellite images. Earth's Cryosphere XVII (4), 36–47.

Кобышева Н.В. Климат России. СПб., Гидрометеозидат, 2001, 654 с.

Kobysheva, N.V., 2001. Climate of Russia. Gidrometeoizdat, St. Petersburg, 654 pp. (in Russian)

Колесников С.Ф., Плахт И.Р. Чукотский район // Региональная криолитология / Под ред. А.И. Попова. М., Изд-во Моск. ун-та, 1989, с. 201–217.

Kolesnikov, S.F., Plakht, I.R., 1989. The Chukchi region, in: Popov, A.I. (Ed.), Regional Permafrost Studies, Moscow University Press, Moscow, pp. 201–217. (in Russian)

Краев Г.Н., Маслаков А.А., Гребенец В.И., Калыанто Н.Л. Инженерно-геокриологические проблемы на территориях поселений коренных народов Восточной Чукотки // Инж. геология, 2011, № 9, с. 52–57.

Kraev, G.N., Maslakov, A.A., Grebenets, V.I., Kalyanto, N.L., 2011. Engineering-geocryological problems in territories populated by indigenous peoples of the East Chukchi Peninsula. Inzh. Geologiya, No. 9, 52–57.

Крицук Л.Н., Дубровин В.А., Ястреба Н.В. Результаты комплексного изучения динамики береговой зоны Карского моря в районе метеостанции Марре-Сале с использованием ГИС-технологий // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 4, с. 59–69.

Kritsuk, L.N., Dubrovin, V.A., Yastreba, N.V., 2014. Some results of integrated study of the Kara coastal dynamics in the Marre-Sale meteorological station area, with the use of GIS technologies. Earth's Cryosphere XVIII (4), 52–62.

Лабораторные методы исследования мерзлых пород / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Изд-во Моск. ун-та, 1985, 350 с.

Ershov, E.D. (Ed.), 1985. Laboratory Studies of Permafrost. Moscow University Press, Moscow, 350 pp. (in Russian)

Ледовитость арктических морей по декадам и месяцам по данным SSMR-SSM/I (алгоритм NASATEAM). – URL: http://www.aari.ru/resources/d0021_22/_d0022.php (дата обращения: 29.03.2018).

Ice Contents in Arctic Seas, 2018. Data over 10-day and monthly cycles, according to SSMR-SSM/I (NASATEAM algorithm). – URL: http://www.aari.ru/resources/d0021_22/_d0022.php (submittal date: 29.03.2018).

Национальный Атлас России. Т. 2. Берингово море. – URL: <http://национальныйатлас.rf/cd2/285-288/285-288.html> (дата обращения: 19.03.2018).

National Atlas of Russia. Book 2. Bering Sea. – URL: <http://национальныйатлас.rf/cd2/285-288/285-288.html> (submittal date: 19.03.2018).

Пармузин С.Ю. Дальний Северо-Восток // Физико-географическое районирование СССР / Под ред. Н.А. Гвоздецкого. М., Наука, 1968, с. 481–503.

Parmuzin, S.Yu., 1968. Russian Far Northeast, in: Gvozdet-sky, N.A. (Ed.), Physiographic Division of the USSR, Nauka, Moscow, pp. 481–503.

Пижанкова Е.И. Современные изменения климата высоких широт и их влияние на динамику берегов района пролива Дмитрия Лаптева // Криосфера Земли, 2016, т. XX, № 1, с. 51–64.

Pizhankova, E.I., 2016. Modern climate change at high latitudes and its influence on the coastal dynamics of the Dmitriy Laptev Strait area. Earth's Cryosphere XX (1), 46–59.

СП 22.13330.2011. Основания зданий и сооружений (актуализированная редакция СНиП 2.02.01-83). М., Минрегионразвития РФ, 2011, 155 с.

Building Norms and Regulations, 2011. Working Document SP 22.13330.2011. Basements and Foundations (Actual Edition SNiP 2.02.01-83). Minregionrazvitiya RF, Moscow, 155 pp. (in Russian)

Трегубов О.Д., Краев Г.Н., Маслаков А.А. Моделирование строения кровли многолетнемерзлых пород по данным георадиолокационного профилирования // Материалы 13-й науч.-практ. конф. “Инженерная геофизика – 2017” (Кисловодск, 23–28 апр. 2017). М., EAGE, 2017 [Электронный ресурс: <http://earthdoc.eage.org/publication>], DOI: 10.3997/2214-4609.201700389.

Tregubov, O.D., Kraev, G.N., Maslakov, A.A., 2017. Modeling of the permafrost top from GPR data, in: Proc. 13th Conf. “Engineering Geophysics – 2017” (Kislovodsk, 23–28 April 2017). EAGE, Moscow, <http://earthdoc.eage.org/publication>, DOI: 10.3997/2214-4609.201700389.

Чукотский муниципальный район Чукотского АО. Официальный сайт. – URL: www.chukotraion.ru (дата обращения: 30.11.2017).

Chukchi Municipal Area, Chukchi Autonomous District (Okrug), Official website. – URL: www.chukotraion.ru (submittal date: 30.11.2017).

ACIA: Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 2005, 1042 p.

AMAP, 2017. Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), AMAP, Oslo, 2017, 269 p.

Atkinson, D.E. Observed storminess patterns and trends in the circum-Arctic coastal regime // Geo-Marine Letters, 2005, vol. 25, No. 2–3, p. 98–109.

Barber, D.G., Meier, W.N., Gerland, S. Arctic sea ice // Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), AMAP, Oslo, 2017, p. 103–136.

Comiso, J.C., Parkinson, C.L., Gersten, R., Stock, L. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover // Geophys. Res. Lett., 2008, vol. 35, No. 1, DOI: 10.1029/2007GL031972.

Farquharson, L.M., Mann, D.H., Swanson, D.K., et al. Temporal and spatial variability in coastline response to declining sea-ice in northwest Alaska // Marine Geology, 2018, No. 404, p. 71–83, DOI: 10.1016/j.margeo.2018.07.007.

Forbes, D.L. (Ed.). State of Arctic Coast 2010 – Scientific Review and Outlook / IASC, LOICD, AMAP, IPA. Helmholtz-Zentrum Geesthacht, Geesthacht, 2011, 170 p.

Gavrilov, A.V., Pizhankova, E.I. Dynamics of permafrost in the coastal zone of Eastern-Asian sector of the Arctic // Geography, Environment, Sustainability, 2018, vol. 11 (1), p. 20–37.

Günther, F., Overduin, P., Sandakov, A., et al. Thermoo-rosion along the Yedoma Coast of the Buor Khaya Peninsula, Laptev Sea, East Siberia // Proc. of the 10th Intern. Conf. on Permafrost, Salekhard, Russia, 2012, vol. 1, p. 137–142.

- Günther, F., Overduin, P.P., Yakshina, I.A., et al.** Observing Muostakh disappear: permafrost thaw subsidence and erosion of a ground-ice-rich island in response to arctic summer warming and sea ice reduction // *Cryosphere*, 2015, No. 9, p. 151–178.
- IPCC**, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change // Core Writing Team, R.K. Pachauri, L.A. Meyer (Eds.). IPCC, Geneva, 2014, 151 p.
- Irrgang, A.M., Lantuit, H., Manson, G.K., et al.** Variability in rates of coastal change along the Yukon coast, 1951 to 2015 // *J. Geophys. Research: Earth Surface*, 2018, vol. 123, No. 4, p. 779–800, DOI: 10.1002/2017JF004326.
- Johnson, M., Eicken, H.** Estimating Arctic sea-ice freeze-up and break-up from the satellite record: A comparison of different approaches in the Chukchi and Beaufort Seas // *Elementa: Science of the Anthropocene*, 2016, No. 4, 000124, DOI: 10.12952/journal.elementa.000124.
- Jones, B.M., Arp, C.D., Jorgenson, M.T., et al.** Increase in the rate and uniformity of coastline erosion in Arctic Alaska // *Geophys. Res. Lett.*, 2009, vol. 36, L03503.
- Lantuit, H., Pollard, W.H.** Fifty years of coastal erosion and retrogressive thaw slump activity on Herschel Island, southern Beaufort Sea, Yukon Territory, Canada // *Geomorphology*, 2008, vol. 95, No. 1, p. 84–102.
- Lantuit, H., Overduin, P.P., Couture, N., et al.** The Arctic Coastal Dynamics database: a new classification scheme and statistics on Arctic permafrost coastlines // *Estuaries and Coasts*, 2012, vol. 35, p. 383–400, DOI: 10.1007/s12237-0109362-6.
- Maslakov, A., Kraev, G.** Erodibility of permafrost exposures in the coasts of Eastern Chukotka // *Polar Sci.*, 2016, No. 10, p. 374–381.
- Overeem, I., Anderson, R.S., Wobus, C.W., et al.** Sea ice loss enhances wave action at the Arctic coast // *Geophys. Res. Lett.*, 2011, No. 17 (38), L17503.
- Romanovsky, V., Isaksen, K., Drozdov, D.** Changing permafrost and its impacts // *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP)*, AMAP, Oslo, 2017, p. 65–102.
- Stroeve, J.C., Markus, T., Boisvert, L., et al.** Changes in Arctic melt season and implications for sea ice loss // *Geophys. Res. Lett.*, 2014, vol. 41, p. 1216–1225, DOI: 10.1002/2013GL058951.

*Поступила в редакцию 1 июня 2018 г.,
после доработки – 20 сентября 2018 г.,
принята к публикации 19 октября 2018 г.*