

Статья

«**Belova N.G.**, Shabanova N.N., Ogorodov S.A., Kamalov A.M., Kuznetsov D.E., Baranskaya A.V., Novikova A.V. Erosion of permafrost coasts of the Kara Sea near Kharasavey Cape, Western Yamal // *Earth's Cryosphere*, 2017, Vol.21, 6»

является переводной версией статьи:

Белова Н.Г., Шабанова Н.Н., Огородов С.А., Камалов А.М., Кузнецов Д.Е., Баранская А.В., Новикова А.В. Динамика термоабразионных берегов Карского моря в районе мыса Харасавэй (Западный Ямал) // *Криосфера Земли*, 2017, Т. 21, № 6, стр. 85-96.

По завершении согласования перевода между авторами, переводчиками и редакторами статья будет доступна по данной ссылке вместо этого файла. Ниже приведена русскоязычная версия.

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ШЕЛЬФЕ И ПОБЕРЕЖЬЕ
АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

УДК 551.345.3; 551.435

DOI:

ДИНАМИКА ТЕРМОАБРАЗИОННЫХ БЕРЕГОВ КАРСКОГО МОРЯ
В РАЙОНЕ МЫСА ХАРАСАВЭЙ (ЗАПАДНЫЙ ЯМАЛ)

Н.Г. Белова, Н.Н. Шабанова, С.А. Огородов, А.М. Камалов, Д.Е. Кузнецов,
А.В. Баранская, А.В. Новикова

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т,
НИЛ геоэкологии Севера, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; nataliya-belova@ya.ru*

На основе анализа одновременных космоснимков и результатов многолетнего полевого мониторинга динамики берегов определены среднесуточные скорости отступления берегового уступа на 7-километровом участке побережья между пос. Харасавэй и мысом Харасавэй на Западном Ямале. Береговые уступы высотой 7–12 м, сложенные многолетнемерзлыми дисперсными породами, отступают со среднесуточной скоростью 1.1 м/год (за 52-летний период). Наибольшие среднесуточные скорости разрушения (>2 м/год) обусловлены особенностями криогенного строения пород берегового уступа и характерны для термоабразионных берегов, сложенных сильнольдистыми суглинистыми отложениями. В 2006–2016 гг. средняя скорость отступления выросла до 1.2 м/год по сравнению с 1.0 м/год в 1964–2006 гг., прежде всего за счет ускорения размыва берегов, сложенных льдистыми суглинками. Выявлен рост гидрометеорологического потенциала разрушения берегов в районе пос. Харасавэй в конце XX–начале XXI в.

Западный Ямал, многолетнемерзлые породы, динамика берегов, термоабразия, термоденудация, под-земные льды, гидрометеорологические факторы динамики берегов

THE COASTAL THERMOEROSION DYNAMICS OF THE KARA SEA
IN THE CAPE KHARASAVEY AREA, WESTERN YAMAL

N.G. Belova, N.N. Shabanova, S.A. Ogorodov, A.M. Kamalov, D.E. Kuznetsov,
A.V. Baranskaya, A.V. Novikova

*Lomonosov Moscow State University, Department of Geography, Laboratory of Geoecology of the North,
1, Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia; nataliya-belova@ya.ru*

Analysis of multi-temporal satellite imagery and results of long-term field monitoring of coastal dynamics allowed to determine retreat rates of a 7-km coastal section between Kharasavey settlement and Cape Kharasavey, Western Yamal, whose coastal cliffs, 7–12 m in height, composed of dispersed permafrost deposits retreat at average annual rate of 1.1 m per year (over a 52-year period). The cryogenic structure of cliffs determining the highest mean annual retreat rates (>2 m per year) is characteristic of thermoerosion-affected coasts composed of very ice-rich fine silty clays. During the period of 2006–2016, average retreat rates increased to 1.2 m/year compared with the 1.0 m/year rate in 1964–2006, primarily due to the accelerated erosion rates of icy silty clays in the coastal cliffs. The impact of hydrometeorological forcing on the coastal area of Kharasavey has shown an increasing trend for the late XX–early XXI centuries.

Western Yamal, permafrost, coastal dynamics, thermal abrasion, thermal denudation, ground ice, hydrometeorological forcing

ВВЕДЕНИЕ

Около половины протяженности берегов арктических морей России сложены многолетнемерзлыми дисперсными породами (ММП) и слабоустойчивы к термомеханическому воздействию. Средние скорости отступления арктических берегов составляют 0.5 м/год [Lantuit et al., 2012], од-

нако темпы отступления характеризуются большой локальной и региональной изменчивостью [Арэ, 1980, 2012; Васильев и др., 2006; Григорьев и др., 2006; Камалов и др., 2006; Кизяков и др., 2006; Крицук и др., 2014; Пижанкова, 2016; Lantuit et al., 2012, 2013; Ogorodov et al., 2016]. В естественных

условиях морей Российской Арктики такие берега могут разрушаться со среднемноголетней скоростью порядка 0.1–3.0 м в год. Определение и прогнозирование темпов отступления берегов особенно актуальны в условиях активной разработки газовых месторождений на севере Западной Сибири, создания в береговой зоне объектов для хранения и транспортировки углеводородов (порты Сабетта и Харасавэй, подводный проход трубопроводов через Байдарацкую губу).

В долгосрочной перспективе отступление берегов арктических морей обусловлено относительным изменением уровня моря, в масштабе десятилетий скорости их разрушения зависят от варибельности гидрометеорологических параметров и неоднородности строения береговой зоны.

Ф.Э. Арэ [2012] выделяет три процесса, определяющих динамику разрушающихся многолетнемерзлых берегов: 1) термоабразия – разрушение береговой зоны под совместным воздействием механической и тепловой энергии воды; 2) термоденудация – разрушение берегового уступа под воздействием положительных температур воздуха и солнечной радиации; 3) осадка при оттаивании ММП на пляже и подводном береговом склоне. На эти процессы влияют как гидрометеорологические факторы (частота и интенсивность штормов, направление ветра, длина разгона волн, температуры воздуха и воды, солнечная радиация), так и состав отложений и геоморфологическое и криолитологическое строение береговой зоны.

Среди гидрометеорологических факторов динамики берегов выделяют две основные группы: термические факторы, связанные с передачей тепловой энергии берегу от воздуха (и воды), и ветроволноэнергетические, связанные с механическим воздействием волн на берега. Так как гидрометеорологические факторы являются основной движущей силой динамики берегов, то следует ожидать отклика береговой системы на колебания климата. В последние десятилетия в Российской Арктике фиксируются заметные климатические изменения [Алексеев, 2015; Романенко и др., 2015; Анисимов, Кокорев, 2016; IPCC, 2014]. Увеличение среднегодовой температуры воздуха в Арктике в 2 раза превышает среднемировую величину [Второй... доклад..., 2014; Доклад..., 2017]. Ученые прогнозируют ускорение отступления берегов благодаря сокращению площади морских льдов, увеличению продолжительности безледного периода и длины разгона волн, что приведет к усилению воздействия волн на берег [Manson, Solomon, 2007; Forbes, 2011; Ogorodov et al., 2016]. На арктических побережьях Аляски и Восточной Сибири многие исследователи отметили рост скоростей размыва берегов во второй половине XX в. и особенно в начале XXI в., связываемый с уменьшением площади морских льдов [Пижанкова, 2016; Lantuit et al.,

2013]. Однако следует принимать во внимание, что гидрометеорологические условия определяют потенциал разрушения берега, который может реализоваться или не реализоваться на конкретном участке в зависимости от его строения. Поэтому, говоря об изменениях гидрометеорологических характеристик, авторы имеют в виду формирование более (или менее) благоприятных условий для разрушения берегов, которое определяет вероятность более (или менее) интенсивного отступления, но не влечет его за собой напрямую.

На скорость отступления термоабразионных берегов при прочих равных условиях влияют особенности геоморфологического и криолитологического строения, такие как форма поперечного профиля береговой зоны, состав отложений, величина общей льдистости, наличие залежеобразующих льдов: пластовых, повторно-жильных (ПЖЛ), штоков льда. Вскрытие крупных ледяных тел в результате отступления берегового уступа запускает процессы термоденудации и термоэрозии. Кроме того, при разрушении уступов со значительной макрольдистостью на пляж поступает меньший объем оттаявшего материала, что способствует его ускоренному удалению волнами и также увеличивает темп отступления берега.

Задачи данной статьи: определить среднемноголетние скорости отступления берегов в районе активного хозяйственного освоения (у пос. Харасавэй на Западном Ямале) на основании анализа космоснимков и данных многолетнего полевого мониторинга; выделить особенности строения берега, определяющие изменчивость скоростей отступления вдоль исследованного участка побережья; количественно охарактеризовать изменчивость гидрометеорологических факторов, влияющих на темпы отступления берегов.

РАЙОН И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Криолитологическое строение отложений береговых уступов

В районе пос. Харасавэй сеть мониторинга динамики берегов, организованная сотрудниками научно-исследовательской лаборатории геоэкологии Севера географического факультета МГУ, охватывает 20-километровый участок побережья от м. Харасавэй на юге до м. Бурунный на севере. Северная часть побережья представлена низкими, относительно стабильными аккумулятивными берегами, здесь же мы рассмотрим динамику южного 9-километрового абразионного берега высотой 7–12 м.

На протяжении 9.5 км между пос. Харасавэй на севере и м. Харасавэй на юге (рис. 1) береговые уступы сложены дисперсными многолетнемерзлыми четвертичными отложениями (рис. 2). Отложения и содержащиеся в них пластовые льды

Рис. 1. Типы берегов между мысами Бурунный и Харасавэй.

1 – аккумулятивные берега; 2 – медленно отступающие термоабразионные берега (0.1–2.0 м/год); 3 – быстро отступающие берега (>2 м/год); 4 – профили сети мониторинга динамики берегов; 5 – метеостанции: В – Варандей, МС – Марре-Сале, П – им. М.В. Попова. Квадратом выделен участок берега на рис. 3.

описывали многие авторы [Каплянская, 1982; Великоцкий, Мудров, 1985; Григорьев, 1987; Криосфера ..., 2006; Юрьев, 2009; Васильчук, 2012; Белова, 2014]. Большинство из них на основе данных по строению грунтов, результатов химического, фаунистического и микрофаунистического анализов признают изначально морской генезис большей части отложений береговых уступов. Берега высотой 7–12 м над уровнем моря сложены преимущественно морскими суглинистыми и песчаными отложениями, с вкладками торфяников, озерно-болотных, озерно-аллювиальных отложений, представленных песками или переслаиванием песков, супесей, суглинков и намывного детрита [Белова, 2014]. Плоские ровные террасовидные поверхности приморской низменности с одинаковыми высотными отметками могут быть сложены разными геологическими телами, крутопадающие контакты между которыми не выражены в современном рельефе.

На двух участках побережья (профили Р7–Р10 и Р22–Р26, см. рис. 1) в береговых обрывах вскрываются преимущественно льдистые суглинки, пронизанные с поверхности эпигенетическими ПЖЛ. Так, в 2.5 км к северу от м. Харасавэй (профили Р22–Р26, см. рис. 1, 2, рисунок на обложке) уступ высотой 9 м практически полностью сложен серыми оскольчататыми и плитчатыми суглинками,

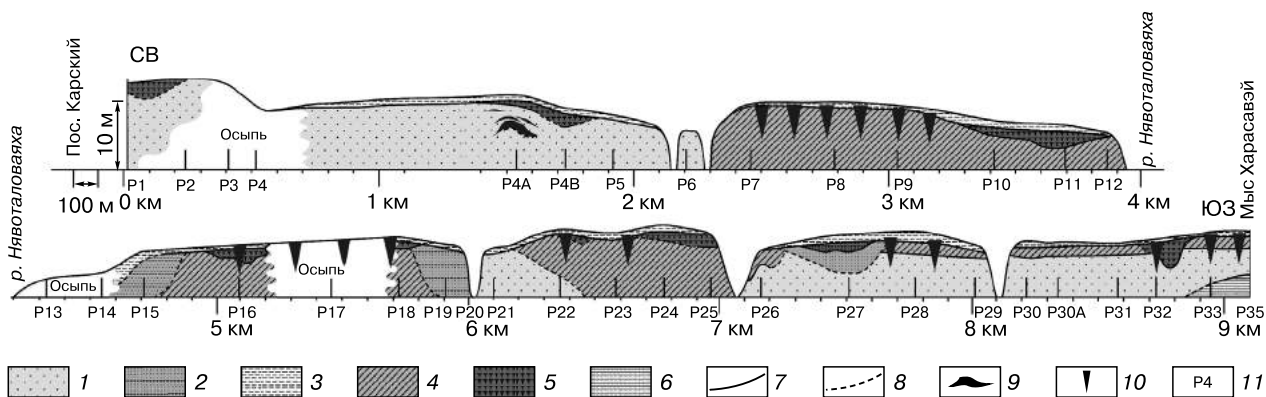
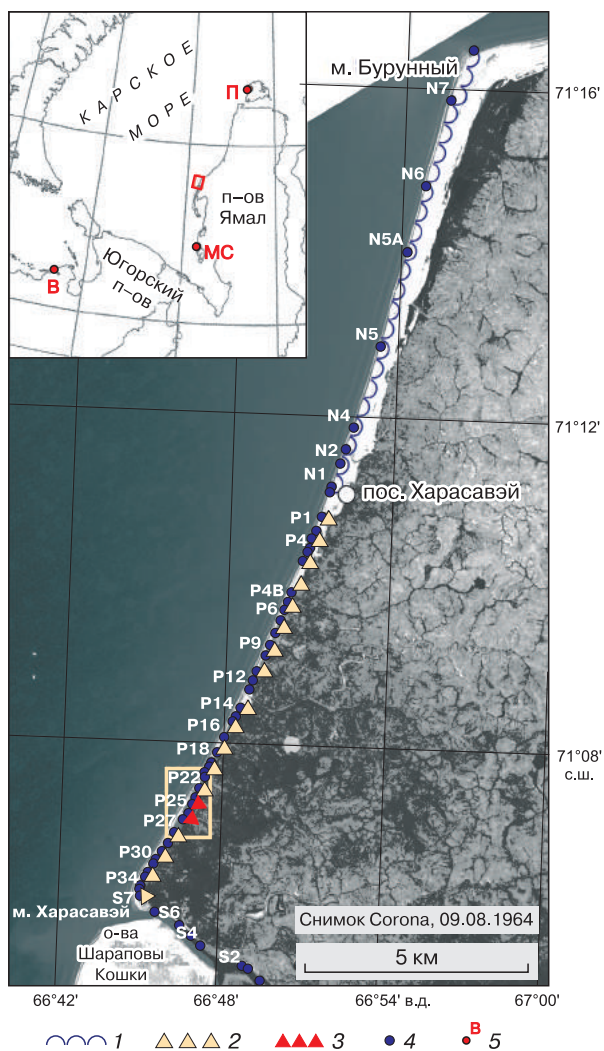


Рис. 2. Отложения береговых уступов между пос. Харасавэй и мысом Харасавэй.

1 – пески тонко- и среднезернистые с прослоями и линзами суглинков, морские; 2 – пески тонкозернистые с суглинистыми и торфяными прослоями, озерно-аллювиальные; 3 – покровные суглинки, супеси; 4 – суглинки морские (к югу от профиля Р26 – неуточненного генезиса); 5 – торф, местами с суглинистыми и песчаными прослоями; 6 – глины; контакты литологических разностей; 7 – установленные, 8 – предполагаемые; 9 – пластовые льды; 10 – полигонально-жильные льды; 11 – номер профиля сети мониторинга.

в верхних 1–3 метрах местами опесчаненными. Суглинки тяжелые, пылеватые, в них обнаружено значительное скопление раковин моллюсков типичных шельфовых морских видов и спикул губок (определение С.Д. Николаева) [Белова, 2014]. Криогенная текстура суглинков сетчатая, объемная льдистость составляет более 40 %.

Льдистость песчаных отложений в целом меньше, чем льдистых суглинков (обычно до 30 %), за исключением ПЖЛ в верхних частях уступа и участков развития пластовых льдов. Пластовые льды распространены в северной части исследованного участка на протяжении 2 км к югу от пос. Харасавэй (бывш. пос. Карский и Пионерный). Пластовые залежи представляют собой серию линз общей мощностью 1–2 м и длиной в первые десятки метров. В разные годы льды вскрываются на различных участках берега; пластовые льды залегают в верхней части песчаной толщи и приурочены к тем участкам, где толщина расположена выше уровня моря. Тонкозернистые пылеватые пески (местами с остатками фауны, в том числе раковин моллюсков) содержат прослойки, обогащенные растительным детритом.

Исследования динамики берегов в районе пос. Харасавэй

Наблюдения за динамикой берегов в районе пос. Харасавэй были начаты сотрудниками лаборатории геоэкологии Севера МГУ в 1981 г. На аккумулятивном участке побережья было заложено 10 профилей, на термоабразионном – 33 профиля. В последующие годы на термоабразионном берегу были установлены промежуточные профили, в том числе взамен утраченных. Профили сети мониторинга закладывались на участках берега, различающихся по криолитологическому (состав и льдистость отложений) и геоморфологическому строению (высота уступа, ширина пляжа и осушки и др.). Измерения проводились методом повторного тригонометрического нивелирования по поперечным створам от установленных на местности кольшков (минимум три кольшка на профиль через каждые 10 м). В результате отслеживалось изменение поперечного профиля берега; для расчета темпа отступления использовалась скорость отступления бровки берегового уступа.

По результатам полевого мониторинга, скорости отступления исследуемого участка берега в среднем составляют 1 м/год (среднее за 31 год, 1981–2012), однако в зависимости от морфологии берега и криолитологического строения пород, слагающих берег, среднемноголетние значения могут меняться от практически нулевых до 2.7 м/год. Несмотря на высокую точность прямых измерений, данные полевого мониторинга не всегда можно использовать для расчетов среднемноголетних скоростей отступления отдельных сегмен-

тов берега. В результате длительного перерыва между наблюдениями на некоторых наиболее быстро отступающих сегментах реперы сети мониторинга были утрачены; часть реперов утрачена в результате хозяйственной деятельности. В данной статье результаты наблюдений по профилям использовались для характеристики межгодовой изменчивости скоростей отступления, а средние скорости были получены в результате анализа космоснимков.

А.А. Васильев оценивает скорость разрушения берегов в районе м. Харасавэй в среднем в 1.4 м/год (от 0.5 до 3.0 м/год) для периода 1978–2001 гг. [Васильев и др., 2006, 2011]. На основе анализа аэрофотоснимков разных лет (1976, 1990, 2001), тахеометрических измерений (2006 г.) и дистанционного зондирования с применением цифровой аппаратуры с вертолета (2007 г.) сотрудниками ООО «Газпромдобыча Надым» получены данные по скоростям отступления берегов между м. Харасавэй и пос. Харасавэй [Юрьев, 2009]. Средняя скорость отступления береговой линии за 31-летний период (1976–2007) для всего участка составила 1.1 м/год, минимальная – 0.5 м/год, максимальная – 2,3 м/год (более детальных данных о пространственной и временной изменчивости темпов отступления в статье не приведено).

Таким образом, полученные в результате предыдущих изысканий величины скоростей отступления изменяются в широком диапазоне, что обусловлено применением разных методов исследований и высокой пространственной и временной изменчивостью процесса разрушения берегов в криолитозоне [Васильев и др., 2006].

Для получения среднемноголетних величин отступления берега авторы данной статьи рассмотрели больший по сравнению с предшествующими работами временной интервал – 52 года по космическим снимкам (1964–2016). Временная изменчивость динамики бровки берегового уступа оценивалась по космическим снимкам и данным наземного мониторинга (до 2012 г.). Проведен сравнительный анализ космических снимков спутников Corona KH-4A (08.08.1964 г., пространственное разрешение 5 м, для удобства дешифрирования выполнена интерполяция методом кубической свертки в пакете ArcGIS до 4 м; см. рис. 1), ALOS PRIZM (16.07.2006 г., разрешение 2 м) и WorldView-2 (15.07.2016 г., разрешение 0.5 м, снимки предоставлены фондом ©Digital Globe Foundation). На снимках дешифрировалась бровка берегового уступа, так как в отличие от береговой линии положение бровки уступа не зависит от приливно-отливных и сгонно-нагонных явлений. Погрешность определения скоростей отступления берега за счет детальности снимков, точности привязки и дешифрирования составляет в среднем

0.1 м/год, максимально возможная погрешность 0.2 м/год. Участок, где по снимку Согона было затруднительно определить положение бровки (к северу от профиля Р4В, см. рис. 1), был исключен из расчетов. Средние скорости отступления рассчитывались для однородных по криолитологическому и геоморфологическому строению сегментов берега протяженностью 100–500 м (в среднем 250 м) (рис. 3), на каждом из которых имеется профиль сети наземного мониторинга.

Методы оценки гидрометеорологических факторов динамики берегов

Существуют различные способы количественной оценки термического и волноэнергетического факторов динамики берегов [Разумов, 2001; Леонтьев, 2003; Васильев и др., 2006; Jones et al., 2009]. В лаборатории геоэкологии Севера МГУ разработан и успешно применяется метод Попова–Совершаева для расчета потоков ветроволновой энергии [Попов, Совершаев, 1981, 1982; Ogorodov, 2002; Ogorodov et al., 2016]. Поток энергии на погонный метр фронта волны (WE) ставится в прямую зависимость от скорости ветра в третьей степени, повторяемости ветра данной скорости и направления, разгона волн и продолжительности безледного периода. Единица измерения потока ветроволновой энергии – тонны за единицу времени (в данном случае за безледный период); физический смысл величины – масса воды, поступившей на погонную длину береговой зоны 1 м за безледный период. К расчету принимаются ветры волноопасных направлений и скоростью более 5 м/с (показано, что вклад меньших скоростей в суммарный поток ветроволновой энергии пренебрежимо мал [Попов, Совершаев, 1982]).

Продолжительность безледного периода определялась объективным методом на основе информации спутниковых снимков. Был использован продукт Датского метеорологического института [EUMETSAT, 2015], который обладает максимальным временным охватом (1979–2014 гг.) и наилучшим (по сравнению с другими источниками анализа спутниковой информации) пространственным разрешением (около 12 км).

Термический фактор может быть оценен в соответствии с рекомендациями геологической службы [Andersland, Ladanyi, 2004] с помощью накопленных за год положительных и отрицательных среднесуточных температур. В иностранной литературе эти величины называют “индекс таяния” и “индекс замерзания” соответственно.

Данные по ветру и температуре воздуха получены на основе материалов реанализов ERA Interim [Dee et al., 2011] и ERA-20C [Poli et al., 2016]. Были использованы также данные метеостанции Харасавэй (1973–1987 гг., из архива Государственного океанографического института им.

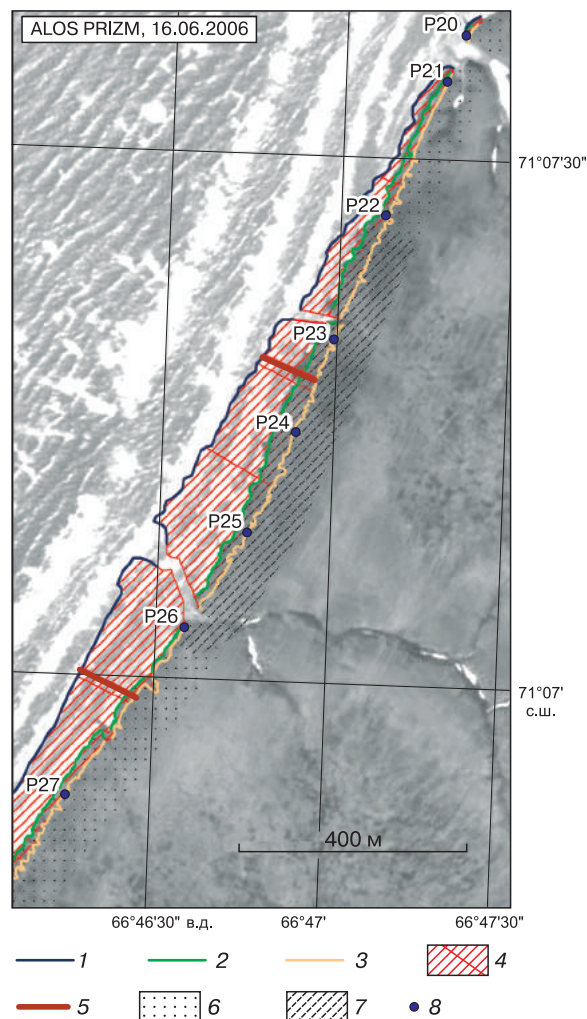


Рис. 3. Отступление бровки берегового уступа за 52-летний период.

Положение бровки берегового уступа: 1 – в 1964 г. (по снимку Согона КН-4); 2 – в 2006 г. (по снимку ALOS PRIZM); 3 – в 2016 г. (по снимку WorldView-2); 4 – площадь размыва за 1964–2016 гг., тонкие поперечные линии – границы сегментов берега, по которым рассчитывалась средняя скорость отступления; 5 – границы быстро отступающего участка берега (>2 м/год за 1964–2016 гг.); преобладающие в береговом уступе отложения: 6 – пески, 7 – льдистые суглинки; 8 – профили сети мониторинга.

Н.Н. Зубова). Необходимость обращения к данным моделирования атмосферы (реанализа) обусловлена недостаточностью данных наблюдений (в первую очередь, за ветром) в районе исследования. Метеостанция Харасавэй была закрыта в 1990-х гг., и последние наиболее динамичные 20 лет не могут быть описаны наблюдениями. Основные особенности многолетнего хода температур можно проследить, используя данные действующей гидрометеостанции (ГМС) Марре-Сале (150 км к югу от м. Харасавэй), так как приземное

поле температур представляет собой гладкую поверхность. Температурный ряд для нее доступен с 1914 г. Однако и результаты наблюдений на станции Марре-Сале, хотя и покрывают длительный период, имеют существенные пропуски в рядах данных, которые требуют восстановления. Сравнительный анализ данных ERA и наблюдений на метеостанциях (им. М.В. Попова на о. Белом, Марре-Сале, Варандей в Печорском море, см. рис. 1) показал, что реанализ, имея систематические отклонения от данных наблюдений, адекватно воспроизводит межгодовую изменчивость накопленных положительных и отрицательных температур: коэффициент корреляции скорректированных на систематическое отклонение рядов реанализа и наблюдений составляет в среднем 0.87–0.89 и 0.94–0.96 для положительных и отрицательных накопленных температур соответственно [Shabanova et al., 2017]. В работе было решено использовать ряды реанализа для оценки межгодовой изменчивости термического фактора динамики берегов в районе пос. Харасавэй в сопоставлении с имеющимися данными наблюдений.

Поле приземного ветра представляет собой разрывную поверхность, поэтому описание ветрового режима в районе поселка и мыса Харасавэй по данным метеостанции, находящейся в 150 км к югу, возможно только с существенными погрешностями. В случае оценки долгопериодной изменчивости абразионного потенциала динамики арктических берегов данные моделирования атмосферы (реанализа) являются незаменимым источником информации о ветре.

Ряды скорости и направления приземного ветра и температуры были получены для ближайшего, расположенного на суше, узла сетки реанализа: 71°25' с.ш., 67°05' в.д. для ERA Interim (шаг сетки 0.75°) и 71° с.ш., 68° в.д. для ERA 20C (шаг сетки 1°).

ОТСТУПАНИЕ БРОВКИ БЕРЕГОВОГО УСТУПА

Участок от пос. Харасавэй до м. Харасавэй имеет практически прямую береговую линию, вытянутую с севера-северо-востока на юго-юго-за-

пад. Несмотря на сходные ветроволновые условия и экспозицию склонов, скорости отступления отдельных береговых сегментов весьма различны. Темпы разрушения береговых уступов определяются здесь их строением и объемом наносов, поступающих в зону пляжа и мелководья. Наиболее стабильные сегменты приурочены к участкам с широкими пляжами и осушками, сформировавшимся за счет выноса материала реками или привнесенного вдольбереговым потоком наносов.

Из 7 км побережья между профилями Р5 и Р35 с выраженным береговым уступом лишь на участках, имеющих суммарное протяжение около 3 км, среднемноголетние скорости отступления берега составляют более 1 м/год (здесь и далее приводятся скорости для 52-летнего периода, если не указано иное).

Для характеристики пространственной изменчивости динамики берегов были рассчитаны среднемноголетние скорости отступления по нескольким участкам берега, каждый из которых включает сегменты с близким криолитологическим строением отложений (табл. 1).

Максимальные среднемноголетние скорости отступления (более 2 м/год, см. рис. 3, табл. 1) характерны для участка берега, контролируемого профилями Р22–Р25. Здесь на протяжении 0.8 км распространены берега с узкими (10–15 м) пляжами, уступы которых сложены сильнольдистыми суглинками (>40 %). В 1981–1987 гг. фиксировались еще более высокие темпы разрушения: скорость отступления отдельных профилей составила 4.2–4.5 м/год, максимальная – 11.8 м/год [Совершаев, Камалов, 1992]. За период 2006–2016 гг. средняя скорость отступления участка выросла в 1.5 раза по сравнению с 1964–2006 гг. (с 1.8 до 2.7 м/год, см. табл. 1). Еще больший рост скоростей (в 3 раза для тех же периодов) наблюдался на втором участке распространения сильнольдистых суглинков (Р7–Р9, см. табл. 1), хотя абсолютные величины скоростей не столь высоки (от 0.5 до 1.4 м/год соответственно).

На участках берега, сложенных песчаными или малольдистыми суглинистыми отложениями, средние скорости в 2006–2016 гг. практически не

Таблица 1. Среднемноголетние скорость отступления бровки берегового уступа, полученные по результатам дешифрирования спутниковых снимков

Профиль	Преобладающие отложения	Протяженность вдоль берега, км	Скорость отступления, м/год		
			1964–2006	2006–2016	1964–2016
Р5–Р6	Пески	0.8	0.4	0.4	0.4
Р7–Р9	Льдистые суглинки	0.9	0.5	1.4	0.7
Р10–Р12	Суглинки	0.6	0.8	0.7	0.8
Р22–Р25	Льдистые суглинки	0.8	1.8	2.7	2.0
Р26–Р35	Пески	2.1	1.5	1.5	1.5

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения скорости более 1 и 2 м/год.

изменились по сравнению с 1964–2006 гг. При этом по данным полевого мониторинга (рис. 4), межгодовая изменчивость отступления берегов на этих участках значительна. Так, высокие скорости разрушения обрывов в отдельные годы наблюдались на м. Харасавэй (P35). Построенные здесь в 1953 г. полярная станция м. Харасавэй и маяк с одноименным названием через 30 лет оказались под угрозой разрушения, поэтому были демонтированы и перенесены на другое место [Совершаев, Камалов, 1992]. Высокие скорости были обусловлены положением на мысу, а главное, неоднократным изъятием пляжевых наносов для нужд строительства порта. Однако в последние годы темпы отступления в районе м. Харасавэй значительно снизились, что может объясняться дноуглубительными работами в устье р. Харасавэй, в результате которых на мелководье поступает много взвешенного материала, откладывающегося на пляже.

Гидрометеорологические факторы: периоды и тенденции

Воспроизведение термических факторов динамики берегов в XX–начале XXI в. с помощью данных реанализов ERA-20C [Poli et al., 2016] и ERA Interim [Dee et al., 2011] показывает, что накопленные за год положительные и отрицательные суточные температуры (суммы температур) претерпевали существенные изменения (рис. 5).

Величина суммы отрицательных температур характеризуется изменчивостью, сходной с вековым ходом среднегодовой температуры, имеет максимум в 1940-е гг., минимум в 1960-е и возрастает начиная с 1980-х гг. до настоящего времени

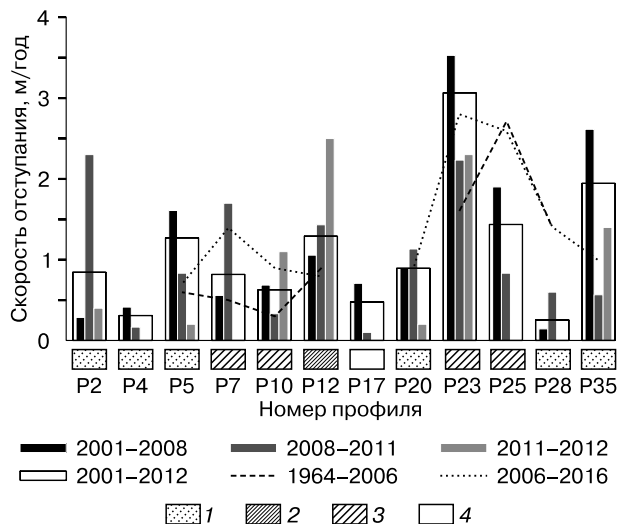


Рис. 4. Скорости отступления бровки берегового уступа в районе пос. Харасавэй по данным полевого мониторинга (2001–2012 гг.) и результатам анализа разновременных космоснимков (1964–2006 и 2006–2016 гг.).

1 – пески; 2 – суглинки; 3 – льдистые суглинки; 4 – осыпь. Для космоснимков приведены средние скорости отступления сегментов берега, контролируемых соответствующими профилями.

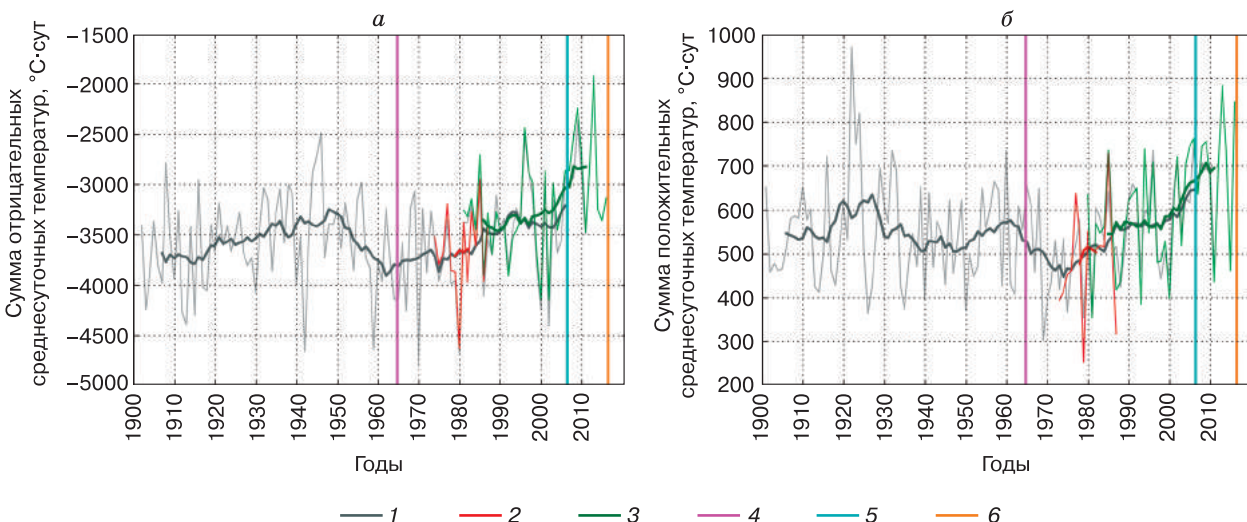


Рис. 5. Изменение термических факторов динамики берегов в районе пос. Харасавэй в XX–XXI вв. по данным реанализов ERA Interim и ERA-20C и наблюдений на ГМС Харасавэй:

а – сумма отрицательных среднесуточных температур за год (индекс замерзания); б – сумма положительных среднесуточных температур за год (индекс таяния). Жирные линии – 11-летнее скользящее среднее, вертикальные линии – даты снимков. Данные по температуре: 1 – реанализ ERA 20C, 2 – наблюдения на ГМС Харасавэй, 3 – реанализ ERA Interim; даты снимков: 4 – Corona 09.08.1964, 5 – ALOS PRISM 16.06.2006, 6 – WorldView 15.06.2016.

Таблица 2. Характеристики трендов гидрометеорологических параметров за 1980–2014 гг.

Гидрометеорологический параметр	Значение тренда	Прирост за 35 лет			<i>p</i> -значение
		абс. величина	% от среднего 1981–1990	доля от СКО 1981–1990	
Индекс таяния, °С·сут/год	4.7	165	30	2.3	0.0074
Индекс замерзания, °С·сут/год	20	696	21	2.5	0.014
Продолжительность безледного периода, сут/год	1.4	50	53	1.85	0.02
Ветроволновая энергия, тыс. т/год	6.35	222	34	0.62	0.27

Пр и м е ч а н и е. Тренды, значимые на уровне 0.01, выделены жирным курсивом, на уровне 0.05 – курсивом.

талое состояние в теплый период года потребует меньшего количества тепловой энергии. Оттаявший материал эффективно удаляется волнами (при достаточной силе шторма). Таким образом, потепление последних лет повышает вероятность более интенсивной (по сравнению, например, с 1960-ми гг.) термоденудации. Однако определяющим фактором для термоденудации является количество тепловой энергии, расходуемой на таяние ММП, которая может быть оценена с помощью накопленных положительных среднесуточных температур (см. рис. 5, б).

Величина суммы положительных суточных температур демонстрирует ход, отличный от такового для отрицательных и среднегодовых значений. Наиболее резко выраженными были потепления XXI в., 20-х гг. XX в., рубежа 1950–1960-х гг. и 1980–1990-х гг. Летние сезоны 40-х и 70-х гг. были самыми холодными на Харасавэе (как и во

всем Баренцево-Карском регионе) в XX в. Анализируя ход отрицательных и положительных накопленных температур можно утверждать, что до 1980-х гг. зимние и летние температуры изменялись в противофазе. Однако современное потепление не следует этому правилу, демонстрируя беспрецедентно высокие значения и зимой, и летом. Это означает, что гидрометеорологический потенциал термоденудации в конце XX–начале XXI в. существенно возрос по сравнению с наблюдаемым ранее. Отметим также, что для полученных для Харасавэя данных характерна высокая изменчивость в 2000-е гг. – рекордно высокие значения сменяются заметно низкими (холодные 2011, 2013 и 2014 гг. и “жаркие” 2009, 2012 гг.).

Количественная оценка трендов показывает, что наблюдаемое повышение индекса таяния значимо на уровне 0.01 (см. табл. 2), а замерзания – на уровне 0.02 (*p*-значения 0.0074 и 0.014 соответственно). За 35 лет (с 1980 по 2014) летние температуры повысились на 30 % (по сравнению со средним значением за 1981–1990 гг.), а зимние – на 21 %. В эти годы существенно увеличилась продолжительность безледного периода (*N*), а значит, и время экспозиции берега волнам (рис. 6): с 80–90 дней в 1980-х до 100–180 после 2005 г. Увеличение продолжительности безледного периода на 50 дней (см. табл. 2) за 35 лет является статистически значимым на уровне значимости 0.05.

Ветроволновая нагрузка на берег в исследуемом районе также возрастает в последние годы (см. рис. 6), но наблюдаемый тренд не является статистически значимым (см. табл. 2): дисперсия ряда значений ветроволновой энергии велика, значение линейного тренда не превышает 65 % СКО (среднеквадратическое отклонение). В многолетнем ходе *WE* выделяются периоды пониженных величин в 1998–2003 и 2013–2014 гг. Отчасти небольшие потоки ветроволновой энергии в эти годы объясняются коротким безледным периодом. Однако, помимо суровых ледовых условий, в эти годы также наблюдалась пониженная повторяемость волноопасных (северо-западных и западных) штормов, что также сопровождалось понижением летних температур (см. рис. 5, б).

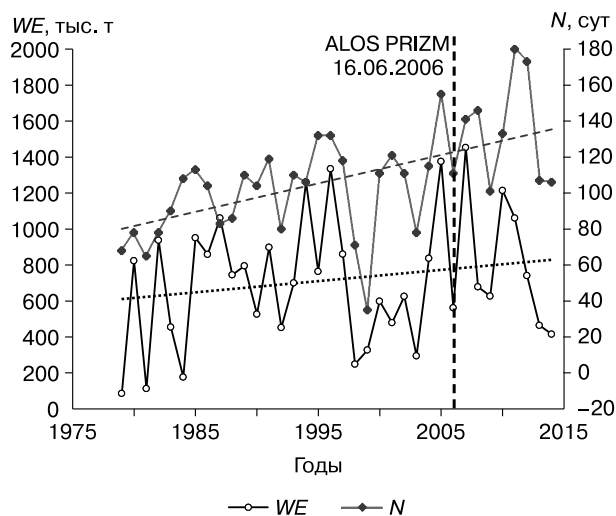


Рис. 6. Многолетняя изменчивость потока ветроволновой энергии (*WE*) и продолжительности безледного периода (*N*) в районе пос. Харасавэй на основе реанализа ERA Interim и спутниковых данных [EUMETSAT, 2015].

Пунктирные линии – линейные тренды; штриховая прямая – дата снимка ALOS PRIZM 16.06.2006.

Пространственная и временная изменчивость скоростей отступления берега

Наличие подземных льдов определяет геоэкологическую неустойчивость ММП в целом [Соломатин, 2013] и арктических берегов, сложенных ММП, в частности. Льдистые береговые уступы чувствительны к повышению температур воздуха и приповерхностного слоя морской воды, которое усиливает термоабразию и термоденудацию.

Различные типы подземных льдов распространены в криолитозоне крайне неравномерно; пространственное распределение подземных льдов определяется историей развития природной среды региона, в том числе условиями формирования ММП. Вклад подземных льдов в величину отступления берега также неравномерен и определяется не только величиной общей льдистости отложений, но и строением побережья. Ранее предпринимались попытки установить корреляцию непосредственно между скоростями отступления и льдистостью отложений береговых уступов [Héquette, Barnes, 1990; Lantuit et al., 2008]. Предполагалось, что наличие подземного льда приведет к росту скоростей отступления, однако корреляция между этими показателями была в лучшем случае слабой. Причина в том, что в обеих указанных работах анализировались скорости отступления берегов, крайне разнородных в плане строения и гидрометеорологических условий, рассматривались данные по целому региону или арктическим берегам в целом.

В отличие от приведенных примеров, на локальном уровне в пределах ключевого участка у пос. Харасавэй прослеживается явная связь между криолитологическим строением и скоростями отступления, так как на исследуемом участке побережья берега имеют близкую высоту уступов, испытывают одинаковое влияние гидрометеорологических факторов, а отдельные участки различаются преимущественно по льдистости и дисперсности отложений.

Максимальные среднееголетние скорости отступления (до 3 м/год за 52-летний период) вызваны интенсивно протекающим процессом термоабразии и определяются криолитологическим строением берега, составом пород и положением участка в зоне дивергенции вдольбереговых потоков наносов (профили P24–P26). Здесь уступ высотой 9–10 м сложен сильнольдистыми морскими суглинками с сетчатой криогенной текстурой и ПЖЛ в верхней части уступа (см. рис. 2). При размыве суглинков не образуется материала для формирования пляжа, узкий пляж и высокая льдистость грунтов, в свою очередь, способствуют выработке глубоких волноприбойных ниш, в результате берег отступает отдельными блоками. Формированию блоков способствует и термоэрозия по ПЖЛ.

Несмотря на прогнозируемый рост темпов отступления арктических берегов, даже берега, сложенные сильнольдистыми отложениями, в последние десятилетия не везде отступают быстрее. На побережье Юкона (юго-западный берег моря Бофорта), характеризующемся наибольшей в Канадской Арктике льдистостью отложений, исследования показали незначительное уменьшение средних скоростей отступления от 1.4 м/год в 1951–1972 гг. до 1.2 м/год в 1972–2009 гг., хотя этот тренд и не статистически значимый [Koporzak et al., 2014]. Наблюдается снижение темпов отступления берегов с запада на восток вдоль арктического побережья Аляски и Юкона.

На побережье моря Бофорта на Аляске уступы, сложенные сильнольдистыми суглинками, в 2002–2007 гг. отступали со средней скоростью 14 м/год, что в 2 раза превышает среднееголетнюю величину для периода 1955–1979 гг. Рост скоростей связан здесь с повышением приповерхностной температуры морской воды, что ускоряет термоабразию и формирование термоабразионных ниш в основании уступа. Позднее установление ледяного покрова, делающее берега уязвимыми к осенним штормам, здесь играет меньшую роль в отступании берега по сравнению с летним прогревом [Jones et al., 2009]. Так, отступление берега на 25 м в 2007 г. произошло в период без штормов с ветрами волноопасных румбов.

Скорость развития термоденудационного процесса определяется температурой воздуха, от которой зависит скорость оттаивания льда и мерзлых пород в береговых уступах [Арэ, 2012; Кузяков, Лейбман, 2016; Günther et al., 2013]. Для того чтобы термоденудационное разрушение берега не прекратилось, необходимо удаление оттаявшего материала волнами.

При преобладании термоденудации над термоабразией верхняя часть уступа отступает быстрее. Так формируются термоденудационные террасы на участках выхода отложений ледового комплекса. На западном Ямале в районе пос. Марре-Сале льдистость пород влияет на темпы термоденудации и скорость отступления берега в целом: при увеличении объемной льдистости отложений с 25 до 45 % суммарное отступление верхней кромки берега за 1978–2002 гг. возросло примерно в 2 раза [Васильев и др., 2006].

Скорости отступления берега на участке выхода пластовых льдов в районе пос. Харасавэй (P2–P4B) невелики. Причина не столь быстрого отступления отрезка берега с пластовыми льдами по сравнению с участком с льдистыми суглинками (помимо расположения последнего в зоне дивергенции вдольбереговых потоков наносов) – в ином составе отложений берегового уступа. Маломощные пластовые залежи льда залегают в верхней части песчаной пачки, и в результате разрушения

берега к урезу моря поступает материал, способный формировать пляжевые наносы. Лыдность вмещающих пластовые льды отложений меньше, чем у сильнольдистых суглинков, что также способствует снижению темпов развития термоабразии и термоденудации.

Временная изменчивость скоростей отступления

Анализируя ход гидрометеорологических факторов динамики берегов, можно выделить периоды повышенной гидрометеорологической нагрузки на берега. К сожалению, даты доступных космических снимков не совпадают с границами этих периодов и определенные с их помощью скорости отступления являются отражением средних гидрометеорологических условий. В первую очередь это касается скоростей, полученных на основе снимков 1964 и 2006 гг. Период с 2006 по 2016 г. может условно считаться периодом повышенной гидрометеорологической нагрузки, хотя мы не располагаем данными на 2015 и 2016 гг.

Результаты наблюдений на профилях сети мониторинга показывают, что скорости отступления на исследуемом побережье возрастают не одновременно в разных сегментах (см. рис. 4). При сравнении данных о скоростях отступления за 1964–2006 и 2001–2012 гг. на профилях Р5, Р23 и Р35 скорости отступления бровки берегового уступа выше в 2001–2012 гг., тогда как берег в районе профилей Р25 и Р28 отступал интенсивнее в 1964–2006 гг. (см. рис. 4). Локальная изменчивость скоростей отступления в короткие временные интервалы (порядка десятилетия) обусловлена неоднородностью в строении отложений берегового уступа, форме поперечного профиля береговой зоны, а также техногенными воздействиями (изъятием наносов с пляжа и осушки).

42-летний период между снимками 1964 и 2006 гг. характеризуется ростом значений индексов таяния и замерзания (см. рис. 5). В этот период условия для термоденудации были как более благоприятными (начало 1990-х гг. и после 2002 г.), так и менее благоприятными (например, 1969–1981 гг., 1997–2002 гг.). Что касается термоабразии, то ее потенциал также колебался от относительно низких значений в 1979–1984 и 1998–2003 гг. до высоких в 1994–1997 гг. и после 2004 г. (см. рис. 6). Полученные по снимкам скорости отступления показывают средние значения, однако, учитывая описанные колебания гидрометеорологических условий, можно предполагать существенную изменчивость этой величины.

Период 2006–2016 гг. характеризуется повышенным по сравнению с 1964–2006 гг. потенциалом термоденудации и термоабразии (635 тыс. т в 2006–2014 гг. против 450 тыс. т в 1981–2005 гг., т. е. рост на 40 %). При этом для данного периода характерна существенная межгодовая изменчи-

вость обоих факторов. Так, сумма положительных температур достигала максимальных с 1900 г. значений в 2006, 2009, 2012 и 2015 гг., однако 2011 и 2014 гг. вошли в 25 % самых холодных лет. В 2007 и 2010 гг. берега испытывали максимальную с 1979 г. ветроволновую нагрузку, а в 2008, 2013 и 2014 гг. – на уровне “спокойного” периода 1998–2003 гг. Такое чередование активных и спокойных с точки зрения гидрометеорологической нагрузки на берега годов, вероятно, сдерживает темпы роста скорости отступления берегов.

Таким образом, на примере побережья в районе пос. Харасавэй показано, что отклик термоабразии на изменение гидрометеорологических параметров, различен. Сильнольдистые берега, сложенные тонкодисперсными отложениями, наиболее чувствительны к изменению гидрометеорологических условий. Именно при их отступании гидрометеорологический потенциал развития термоабразии/термоденудации реализуется максимально.

Выводы

1. Среднемноголетняя скорость отступления участка берега протяженностью 7 км в районе пос. Харасавэй составила 1.1 м/год за 52-летний период (1964–2016 гг.).

2. Максимальные скорости отступления (2–3 м/год за 52-летний период) наблюдались на участке дивергенции вдольбереговых потоков наносов, где береговые уступы сложены суглинками, имеющими высокую объемную лыдность (>40 %), и обусловлены интенсивным протеканием процесса термоабразии.

3. Конец XX–начало XXI в. характеризовались увеличением гидрометеорологического потенциала разрушения берегов в районе пос. Харасавэй, причем как потенциала термоденудации (термического фактора динамики берегов), так и термоабразии (волноэнергетического фактора). Вероятно, именно ростом гидрометеорологического потенциала разрушения берегов вызвано увеличение скоростей отступления уступов, сложенных сильнольдистыми суглинками (в 1.5–3 раза в 2006–2016 гг. по сравнению с 1964–2006 гг.).

Авторы выражают благодарность рецензентам А.А. Васильеву и Е.И. Пижанковой за ценные замечания, позволившие значительно улучшить статью.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-35-60099 мол_а_дк). Оценка вклада гидрометеорологических факторов проведена в рамках проекта РНФ (грант 16-17-00034). Авторы благодарны фонду ©Digital Globe Foundation за предоставленные данные дистанционного зондирования.

Литература

- Алексеев Г.В.** Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // *Фундам. и прикл. Климатология*, 2015, № 1, с. 11–26.
Alekseev, G.V., 2015. Signs and amplification of global warming in the Arctic. *Fundamentalnaya i prikladnaya klimatologia*, No. 1, 11–26.
- Арэ Ф.Э.** Термоабразия морских берегов / Ф.Э. Арэ. М., Наука, 1980, 159 с.
Are, F.E., 1980. *Thermal Abrasion of Sea Coasts*. Nauka, Moscow, 159 pp. (in Russian)
- Арэ Ф.Э.** Разрушение берегов арктических приморских низменностей / Ф.Э. Арэ. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2012, 291 с.
Are, F.E., 2012. *Coastline Degradation of the Arctic Coastal Lowlands*. Akadem. Izd-vo “Geo”, 291 pp. (in Russian)
- Белова Н.Г.** Пластовые льды юго-западного побережья Карского моря / Н.Г. Белова. М., МАКС Пресс, 2014, 180 с.
Belova, N.G., 2014. *Massive Ice Beds of Southwestern Coast of the Kara Sea*. MAKS Press, Moscow, 180 pp. (in Russian)
- Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Черкашев Г.А., Ванштейн Б.Г.** Динамика берегов Карского моря // *Криосфера Земли*, 2006, т. X, № 2, с. 56–67.
Vasiliev, A.A., Streletskaia, I.D., Cherkashev, G.A., Vanstein, B.G., 2006. The Kara Sea coastal dynamics. *Earth's Cryosphere*, X (2), 56–67.
- Васильев А.А., Широков Р.С., Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д.** Динамика морских берегов Западного Ямала // *Криосфера Земли*, 2011, т. XV, № 4, с. 72–75.
Vasiliev, A.A., Shirokov, R.S., Oblogov, G.E., Streletskaia, I.D., 2011. Coastal dynamics of western Yamal. *Earth's Cryosphere*, XV (4), 72–75.
- Васильчук Ю.К.** Изотопные методы в географии: В 2 т. Т. I. Ч. 2: Геохимия стабильных изотопов пластовых льдов. М., Изд-во Моск. ун-та, 2012, 472 с.
Vasil'chuk, Yu.K., 2012. *Isotope methods in geography, in: Part 2: Stable Isotope Geochemistry of massive ice*. In 2 volumes. Moscow University Press, V. 1, 472 pp. (in Russian)
- Великоцкий М.А., Мудров Ю.В.** К истории развития многолетнемерзлых пород на севере Западной Сибири // *Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое*. М., Наука, 1985, с. 29–42.
Velikotskii, M.A., Mudrov, Yu.V., 1985. To permafrost evolution in the north of Western Siberia, in *Selection of papers, in: Permafrost zone evolution in the upper Cenozoic*. Nauka, Moscow, pp. 29–42. (in Russian)
- Второй** оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. М., ФГБУ НИЦ “Планета”, 2014, 58 с.
The second Roshydromet evaluation report on climate change and its consequences in the Russian Federation, 2014. General overview. FGBU NITs Planeta, Moscow, 58 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., Kunitskii, V.V., Spector, V.B., 2006. Coastal dynamics of Russia's eastern Arctic seas: driving factors, patterns and trends. *Earth's Cryosphere*, X (4), 74–94.
- Григорьев Н.Ф.** Криолитозона прибрежной части Западного Ямала / Н.Ф. Григорьев. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1987, 112 с.
Grigoriev, N.F., 1987. *Permafrost of the western Yamal littoral zone*. SO AN SSSR Permafrost Institute, Yakutsk, 112 pp. (in Russian)
- Доклад** об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2016 год. М., Росгидромет, 2017, 70 с.
The 2016 Report on the climate specifics in the territory of the Russian Federation, 2017. Rosgidromet, Moscow, 70 pp. (in Russian)
- Камалов А.М., Огородов С.А., Бирюков В.Ю., Совершаева Г.Д., Цвевинский А.С., Архипов В.В., Белова Н.Г., Носков А.И., Соломатин В.И.** Морфолитодинамика берегов и дна Байдарацкой губы на трассе перехода магистральными газопроводами // *Криосфера Земли*, 2006, т. X, № 3, с. 3–14.
Kamalov, A.M., Ogorodov, S.A., Biryukov, V.Yu., Sovershaeva, G.D., Tsvetsinsky, A.D., Arkhipov, V.V., Belova, N.G., Noskov, A.I., Solomatin, V.I., 2006. Morpholithodynamics of Baidaratskaya Bay coasts and bottom at the route the main gas pipelines. *Earth's Cryosphere*, X (3), 3–14.
- Каплянская Ф.А.** Пластовые залежи подземных льдов в ледниковых отложениях на западном побережье п-ова Ямал у пос. Харасавэй // *Пластовые льды криолитозоны*. Якутск, Изд. СО АН СССР, 1982, с. 71–80.
Kaplyanskaya, F.A., 1982. Tabular ground ice in glacial deposits on the western coast of the Yamal Peninsula, Kharasavey settlement area, in: *Tabular ground ice of the cryolithozone*. SO AN SSSR, Yakutsk, pp. 71–80. (in Russian)
- Кизяков А.И., Лейбман М.О., Передня Д.Д.** Деструктивные рельефообразующие процессы побережий Арктических равнин с пластовыми подземными льдами // *Криосфера Земли*, 2006, т. X, № 2, с. 79–89.
Kizyakov, A.I., Leibman, M.O., Perednya, D.D., 2006. Destructive relief-forming processes at the coasts of the Arctic plains with tabular ground ice. *Earth's Cryosphere*, X (2), 79–89.
- Кизяков А.И., Лейбман М.О.** Рельефообразующие криогенные процессы: обзор литературы за 2010–2015 годы // *Криосфера Земли*, 2016, т. XX, № 4, с. 45–58.
Kizyakov, A.I., Leibman, M.O., 2016. Cryogenic relief-formation processes: a review of 2010–2015 publications. *Earth's Cryosphere*, XX (4), 45–58.
- Криосфера** нефтегазоконденсатных месторождения полуострова Ямал. Т. 1. Криосфера Харасавэйского газоконденсатного месторождения. Тюмень, ООО “ТюменНИИгипрогаз”, СПб., Недра, 2006, 346 с.
Cryosphere of oil and gas condensate fields on the Yamal peninsula, 2006. Vol. 1. Cryosphere of the Kharasaveyskoye gas condensate field. TyumenNIIGiprogaz, OOO; Nedra, Saint Petersburg, 346 pp. (in Russian)
- 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 Sea coastal dynamics in the Marre-Sale meteorological station area, with the use of GIS technologies. *Earth's Cryosphere*, XVIII (4), 59–69.
- Леонтьев И.О.** Моделирование эволюции термоабразии берега // *Геоморфология*, 2003, № 1, с. 15–24.
Leontiev, I.O., 2003. Modeling evolution of coastal thermosabration. *Geomorfologia*, No. 1, 15–24.
- 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), 51–64.

Попов Б.А., Совершаев В.А. Принципы выбора исходных данных для расчета потоков волновой энергии // Береговая зона моря. М., Наука, 1981, с. 47–153.

Popov, B.A., Sovershaev, V.A., 1981. Principles for input data selection for calculating wave energy fluxes, in: Littoral Zone of the Sea. Nauka, Moscow, pp. 47–153. (in Russian)

Попов Б.А., Совершаев В.А. Некоторые черты динамики арктических берегов Азии // Вопросы географии. М., Мысль, 1982, вып. 119, с. 105–116.

Popov, B.A., Sovershaev, V.A., 1982. Some features of coastal dynamics in arctic Asia, in: Problems of geography. Mysl, Moscow, pp. 105–116. (in Russian)

Попов Б.А., Совершаев В.А., Новиков В.Н., Бирюков В.Ю., Камалов А.М., Федорова Е.В. Береговая зона морей Печорско-Карского региона // Исследование устойчивости геосистем Севера. М., Изд-во Моск. ун-та, 1988, с. 176–190.

Popov, B.A., Sovershaev, V.A., Novikov, V.N., Biryukov, V.Yu., Kamalov, A.M., Fedorova, E.V., 1988. Coastal Area of the Pechora-Kara sea region, in: Study of the Geosystems Stability in the North. Moscow University Press, Moscow, pp. 176–190. (in Russian)

Разумов С.О. Моделирование эрозии берегов арктических морей в меняющихся климатических условиях // Криосфера Земли, 2001, т. V, № 1, с. 53–60.

Razumov, S.O., 2001. Modeling arctic seas coastal erosion in the changing climatic conditions. Earth's Cryosphere, V (1), 53–60.

Романенко Ф.А., Шиловцева О.А., Шабанова Н.Н., Кононова Н.К. Изменения климата в Арктике, катастрофические природные процессы и динамика рельефа на Земле Франца-Иосифа // Меняющийся климат и социально-экономический потенциал Российской Арктики / Под ред. С.А. Сократова. М., Лига-Вент, 2015, т. 1, с. 58–73.

Romanenko, F.A., Shilovtseva, O.A., Shabanova, N.N., Kononova, N.K., 2015. Climate changes in the Arctic, catastrophic natural processes and relief dynamics on Frantz Josef Land, in: Sokratov, S.A. (Ed.), Selection of papers: Climate change and socio-economic potential of Russia's Arctic. Vol. 1, Liga-Vent, Moscow, pp. 58–73. (in Russian)

Совершаев В.А., Камалов А.М. Устойчивость морских берегов в криолитозоне // Геоэкология Севера (введение в геоэкологии) / Под ред. В.И. Соломатина. М., Изд-во Моск. ун-та, 1992, с. 95–102.

Sovershaev, V.A., Kamalov, A.M., 1992. Sea coasts stability in the cryolithozone, in: Solomatin, V.I. (Ed.). Geocology of the North (Introduction to Geocryology). Moscow University Press, pp. 95–102. (in Russian)

Соломатин В.И. Физика и география подземного оледенения: учеб. пособие. Новосибирск, Акад. изд-во "Гео", 2013, 346 с.

Solomatin, V.I., 2013. Physics and Geography of Ground Ice; textbook for university students majoring in Geography. Academic. Izd-vo "Geo", Novosibirsk, 346 pp. (in Russian)

Юрьев И.В. Проблемы эксплуатации объектов газового комплекса в береговой зоне Западного Ямала // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 1, с. 46–54.

Yuriev, I.V., 2009. Problems of gas facilities operations in the littoral zone of western Yamal. Earth's Cryosphere, XIII (1), 46–54.

Andersland, O.B., Ladanyi, B. Frozen Ground Engineering. 2nd Ed. Hoboken, New Jersey, John Wiley and Sons, 2004, 363 p.

Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., et al. The ERA – Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Quart. J. Royal Meteorol. Society, 2011, vol. 137, p. 553–597.

EUMETSAT Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility. Global sea ice concentration reprocessing dataset 1978–2015 (v1.2, 2015) [online]. Norwegian and Danish Meteorological Institutes. – URL: <http://osisaf.met.no> (дата обращения: 10.10.2016).

Forbes, D.L. (ed.). State of the Arctic Coast 2010 – Scientific review and outlook // Intern. Arctic Sci. Committee, Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone, Arctic Monitoring and Assessment Programme, Intern. Permafrost Association, 2011. Helmholtz-Zentrum, Geesthacht, Germany, 2011, 178 p.

Günther, F., Overduin, P.P., Sandakov, A.V., Grosse, G., Grigoriev, M.N. Short- and long-term thermo-erosion of ice-rich permafrost coasts in the Laptev Sea region // Biogeosciences, 2013, vol. 10, p. 4297–4318, DOI: 10.5194/bg-10-4297-2013.

Héquette, A., Barnes, P.W. Coastal retreat and shoreface profile variations in the Canadian Beaufort Sea // Marine Geology, 1990, vol. 91, p. 113–132.

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, Switzerland, 151 p.

Jones, B.M., Arp, C.D., Jorgenson, M.T., Hinkel, K.M., Schmutz, J.A., Flint, P.L. Increase in the rate and uniformity of coastline erosion in Arctic Alaska // Geophys. Res. Lett., 2009, vol. 36, L03503, DOI: 10.1029/2008GL036205.

Konopczak, A.M., Manson, G.K., Couture, N.J. Variability of coastal change along the western Yukon coast // Geol. Survey of Canada, 2014 [open file 7516], 81 p., DOI: 10.4095/293788.

Lantuit, H., Overduin, P.P., Couture, N., Ødegård, R.S. Sensitivity of coastal erosion to Ground Ice Contents: An arctic-wide study based on the ACD Classification of Arctic Coasts // Proc. of the Ninth Intern. Conf. on Permafrost (29 June–3 July, 2008). Fairbanks, Alaska, USA, 2008, vol. 2, p. 1025–1029.

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/s12237-010-9362-6.

Lantuit, H., Overduin, P.P., Wetterich, S. Recent progress regarding permafrost coasts // Permafrost and Periglacial Processes, 2013, vol. 24, p. 120–130, DOI: 10.1002/ppp.1777.

Manson, G.K., Solomon, S.M. Past and future forcing of Beaufort Sea coastal change // Atmosphere-Ocean, 2007, vol. 45 (2), p. 107–122, DOI: 10.3137/ao.450204.

Ogorodov, S.A. Application of wind-energetic method of Popov–Sovershaev for investigation of coastal dynamics in the arctic // Rep. on Polar and Marine Res. (Berichte zur Polar-und Meeresforschung), 2002, 413, p. 37–42.

Ogorodov, S.A., Baranskaya, A.V., Belova, N.G., et al. Coastal dynamics of the Pechora and Kara Seas under changing climatic conditions and human disturbances // Geography, Environment, Sustainability, 2016, vol. 9, No. 3, p. 53–73, DOI: 10.15356/2071-9388_03v09_2016_04.

Poli, P., Hersbach, H., Dee, D.P., et al. ERA-20C: An Atmospheric reanalysis of the Twentieth Century // J. Climate, 2016, vol. 29, p. 4083–4097, DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0556.1.

Shabanova, N.N., Ogorodov, S.A., Romanenko, F.A. Russian arctic coastal dynamics hydrometeorological forcing: half-century history and current state // Proc. of the Coastal Dynamics 2017 Conf. (12–16 June, 2017). Helsingor, Denmark, 2017, p. 108–116.

Поступила в редакцию
5 июня 2016 г.