МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА

На правах рукописи

Новикова Анна Владиславовна

МОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА ТЕРМОАБРАЗИОННЫХ БЕРЕГОВ КАРСКОГО МОРЯ

1.6.14 Геоморфология и палеогеография
(25.00.25 Геоморфология и эволюционная география)

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
доктор географических наук
проф. РАН С.А. Огородов

Москва
2022

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 4
ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ТЕРМОАБРАЗИОННЫХ БЕРЕГОВ КАРСКОГО МОРЯ 16
1.1. Исследования арктических берегов 16
1.2. Исследования термоабразии берегов 18
1.3. Исследования факторов динамики берегов 22
1.4. Исследования динамики берегов Карского моря 26
ГЛАВА 2. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РЕГИОНА 31
2.1. Геолого-геоморфологическое строение 31
2.1.1. Орогидрография и геоморфологическое строение 31
2.1.2. Геологическое строение 34
2.1.3. Мерзлотное строение 40
2.2. Гидрометеорологическая характеристика 44
2.2.1. Метеорологические параметры 44
2.2.2. Гидрологические параметры 45
2.3. Хозяйственное освоение 47
ГЛАВА 3. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ 51
3.1. Применение ДДЗЗ для исследования динамики арктических берегов 51
3.2. Анализ космо- и аэрофотоснимков 53
3.2.1. Данные ДЗЗ 53
3.2.2. Обработка и геопривязка изображений 55
3.2.3. Дешифрирование береговой линии 57
3.3. Расчет скоростей перемещения береговой линии и погрешностей 58
3.3.1. Расчет скоростей перемещения береговой линии 58
3.3.2. Расчет погрешностей 59
3.4. Полевые исследования 60
3.5. Применение БПЛА 62
3.5.1. Съемка местности БПЛА 62
3.5.2. Построение ЦММ и ортофотоплана 64
3.5.3. Применение БПЛА для съемки арктических берегов 66

3.6. Анализ факторов динамики берегов 67
3.6.1. Геолого-геоморфологические факторы 67
3.6.2. Гидрометеорологические факторы 68
ГЛАВА 4. МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ КАРСКОГО МОРЯ 71
4.1. Классификация берегов Карского моря 71
4.2. Морфогенетические типы берегов Карского моря 75
4.3. Динамика берегов Карского моря 84
ГЛАВА 5. МОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА КЛЮЧЕВЫХ УЧАСТКОВ БЕРЕГОВ КАРСКОГО МОРЯ 89
5.1. Уральский берег Байдарацкой губы 89
5.1.1. Геолого-геоморфологическое строение 89
5.1.2. Динамика берегов 90
5.2. Ямальский берег Байдарацкой губы 95
5.2.1. Геолого-геоморфологическое строение 95
5.2.2. Динамика берегов 96
5.3. Залив Крузенштерна, Западный Ямал 103
5.3.1. Геолого-геоморфологическое строение 103
5.3.2. Динамика берегов 103
5.4. Харасавэй, Западный Ямал 106
5.4.1. Геолого-геоморфологическое строение 106
5.4.2. Динамика берегов 107
5.5. Остров Белый 112
5.5.1. Геолого-геоморфологическое строение 112
5.5.2. Динамка берегов 113
5.6. Терминал Утренний, Западный Гыдан 115
5.6.1. Геолого-геоморфологическое строение 115
5.6.2. Динамика берегов 115
5.7. Бухта Лемберова, Западный Таймыр 120
5.7.1. Геолого-геоморфологическое строение 120
5.7.2. Динамика берегов 121

ГЛАВА 6. ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ДИНАМИКИ БЕРЕГОВ КАРСКОГО МОРЯ (КАЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА) 125
6.1. Факторы пространственной изменчивости динамики берегов 125
6.1.1. Конфигурация и экспозиция берега 126
6.1.2. Морфология береговой зоны 128
6.1.3. Баланс наносов и потоки наносов в береговой зоне 131
6.1.4. Литология 132
6.1.5. Мерзлотное строение 134
6.2. Факторы временной изменчивости динамики берегов 136
6.2.1. Метеорологические факторы 137
6.2.2. Гидрологические факторы 138
6.3. Антропогенное воздействие 140
ЗАКЛЮЧЕНИЕ 147
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ 152
ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Карта морфогенетических типов и динамики берегов Карского моря (материковое побережье) 170
ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Соотношение морфогенетических и динамических типов берегов Карского моря 177
ПРИЛОЖЕНИЕ 3. Сопоставление основных факторов динамики берегов и скоростей отступания ключевых участков 178

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования. Около 34% протяженности береговой линии Мирового океана находится в пределах криолитозоны Северного полушария Земли [Lantuit et al., 2012]. Будучи в большинстве своем сложенными многолетнемерзлыми породами, эти берега крайне динамичны: в среднем для них характерно отступание, со средней скоростью 0,5 метров в год (м/год) [Lantuit et al., 2012]; причем в последние десятилетия на многих участках отмечается ускорение отступания абразионных берегов и даже активизация отступания берегов ранее стабильных и аккумулятивных [Mars & Houseknecht, 2007; Jones et al., 2009; Farquharson et al., 2018; Irrgang et al., 2018]. Ученые связывают это с глобальным потеплением климата, проявляющемся в Арктическом регионе особенно интенсивно [IPCC, 2019 и другие]. Рост среднегодовых температур воздуха (в основном, за счет летних месяцев), увеличение продолжительности безледного периода морей, увеличение частоты и интенсивности штормов, подъем уровня моря провоцируют усиление геоморфологических процессов на берегах арктических морей, в том числе неблагоприятных и опасных для хозяйственной деятельности человека [Atkinson, 2005; Meyssignac & Cazenave, 2012; Savo et al., 2016; Barber et al., 2017].

Процесс разрушения берегов, сложенных многолетнемерзлыми породами (ММП), в результате волнового и термического воздействия называется *термоабразией* [Арэ, 1980; Морская геоморфология..., 1980]. Берега, сложенные высокольдистыми рыхлыми породами, особенно с присутствием полигонально-жильных и пластовых льдов, разрушаются и отступают особенно интенсивно из-за таяния этих льдов в ходе термоабразии и других криогенных процессов, таких как термоэрозия, термоденудация, термокарст. Среднемноголетние темпы термоабразии могут достигать первых десятков м/год [Арэ, 1980; Lantuit et al, 2012]. В Карском море преобладают берега абразионного типа, при этом около 20% берегов относят к термоабразионным (рис. 1), и для них характерно отступание со скоростью до 2,5 м/год, что довольно существенно в сравнении с другими арктическими регионами [Васильев и др., 2006; Васильев и др., 2011; Экологический атлас..., 2016; Ogorodov et al., 2016].

В последние десятилетия в Арктическом регионе ведется активное строительство различной промышленной инфраструктуры, связанной с нефтегазовым освоением региона. Таким образом, помимо усиленного воздействия климатических факторов, в

последние десятилетия на многих участках арктических берегов отмечается активное антропогенное воздействие. Оно проявляется в непосредственном переформировании береговых ландшафтов или влияет косвенно, например, через уничтожение растительности, дестабилизацию грунтов, термическое или химическое загрязнение почв, рек и других компонентов ландшафтов, нарушение естественных потоков наносов в береговой зоне в результате строительства береговой инфраструктуры и другое. Хозяйственное освоение прибрежных территорий может приводить к усилению темпов термоабразии; в свою очередь, термоабразия может представлять опасность для инженерных объектов [Огородов, 2004; Ogorodov, 2005; Radosavljevic et al., 2016 и другие]. Таким образом, при строительстве инфраструктуры в береговой зоне арктических морей необходимо учитывать особенности береговых процессов на том или ином участке.

Рис. 1. Термоабразионный берег, Уральский берег Байдарацкой губы Карского моря, вид на местности и на космическом снимке WorldView-2, 2005 г.

Цель работы – выявить основные морфодинамические характеристики термоабразионных берегов Карского моря на фоне современных (за последние 50 лет) изменений окружающей среды и климата.

Задачи исследования:

1) Анализ литолого-геоморфологических, мерзлотных и гидрометеорологических условий как факторов, определяющих динамику берегов Карского моря, на основе литературных источников и полевых материалов;

2) Сегментация береговой линии материкового побережья Карского моря по морфогенетическому строению и динамике по результатам дешифрирования разновременных данных дистанционного зондирования Земли (ДДЗЗ), анализа литературных источников и материалов полевых исследований;

3) Характеристика геоморфологического строения и динамики термоабразионных берегов ключевых участков Карского моря и расчет скоростей отступания/выдвижения береговой линии за разные временные периоды, на основе дешифрирования аэрокосмических материалов и данных полевых исследований;

4) Качественная оценка влияния литолого-геоморфологических, мерзлотных и гидрометеорологических условий, а также техногенного воздействия на пространственную и временную изменчивость динамики термоабразионных берегов Карского моря.

Объектом исследования являются берега Карского моря (на участке материкового побережья от м. Ярасаля Югорского полуострова на западе до м. Челюскин п-ова Таймыр на востоке), **предметом** исследования является их морфология и динамика. Несмотря на то, что целью работы является изучение берегов *термоабразионного* типа, в работе исследуются все берега региона, проводится их классификация, на основании чего выделяются термоабразионные берега, которые в последствии изучаются наиболее детально; также проводится сопоставление термоабразионных берегов с берегами других типов для выделения особенностей их строения и динамики.

В геоморфологии *берег,* как правило, понимают как полосу суши, на которой имеются формы рельефа и накопления наносов, созданные морем при его современном многолетнем уровне, и постоянно испытывающую воздействие современного волнения [Леонтьев, 1961; Морская геоморфология..., 1980; Каплин и др., 1991] (рис. 2). При изучении берегов на самом деле приходится рассматривать более широкую зону, т.н. *береговую зону* – пространство современного взаимодействия моря и суши, где на рельеф оказывает влияние современное морское волнение; эта зона, как правило, ограничивается

со стороны суши линией максимального заплеска, со стороны моря – изобатой, ниже которой не происходит воздействие волн на дно [Щукин, 1974; Сафьянов, 1996] (рис. 2-4).

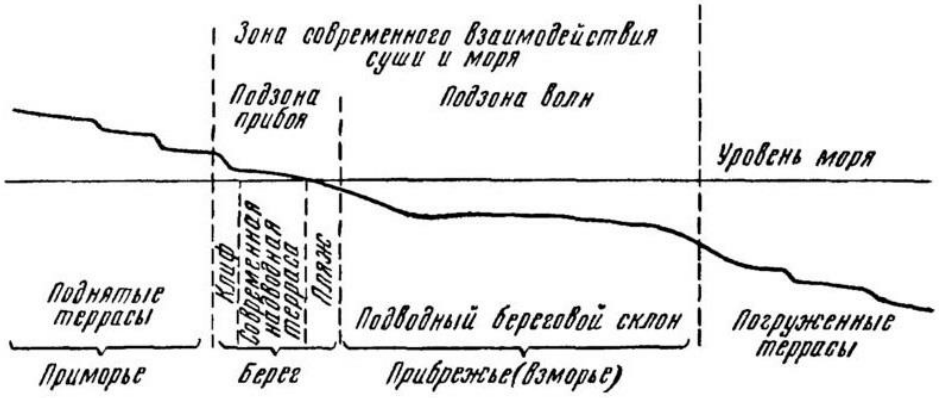


Рис. 2. Схема строения побережья по О.К. Леонтьеву (1961)

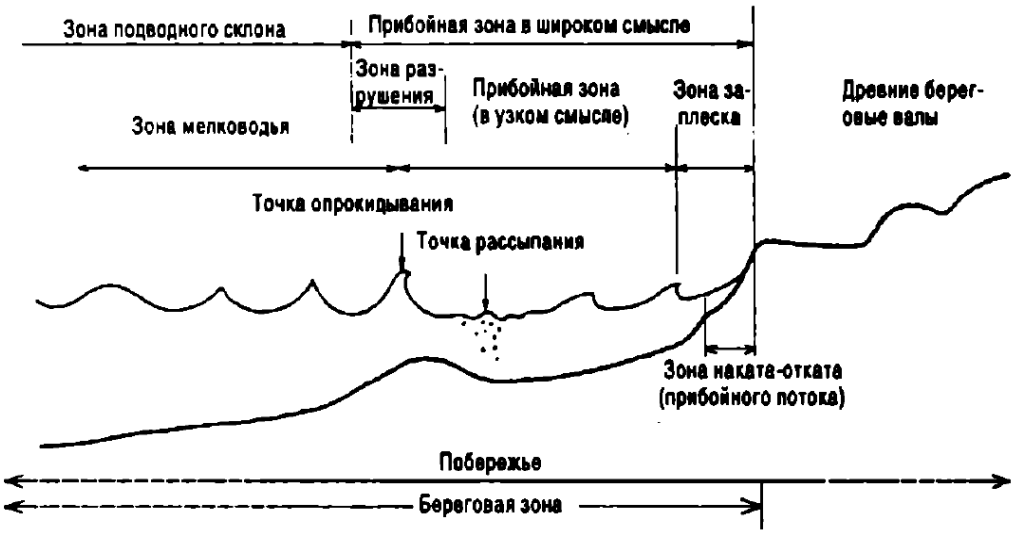


Рис. 3. Схема строения побережья по Г.А. Сафьянову [1996]

В береговой зоне выделяют [Морская геоморфология..., 1980] три основных геоморфологических элемента: собственно, берег, подводный склон и пляж (рис. 2-4). Берег, как уже обсуждалось выше, это полоса суши, на которой формы рельефа созданы преимущественно под воздействием современного морского волнения. На абразионных берегах верхняя граница берега, а, следовательно, и береговой зоны, проходит по кромке (бровке) клифа; на аккумулятивных берегах – по внутреннему краю современной надводной террасы (рис. 4). *Клиф* – отвесный абразионный обрыв, образовавшийся в результате разрушения высокого коренного берега действием прибоя [Леонтьев, 1961].

Под клифом как правило подразумевают абразионный обрыв, выработанный в скальных породах, для подобной формы рельефа, выработанной в рыхлых четвертичных отложениях, чаще употребляют термин *береговой уступ*. *Морская терраса* – древняя береговая зона, вышедшая из-под влияния волнения и сохранившая свои основные морфологические черты [Рычагов, 2006]. *Подводный береговой склон* лежит ниже берега, в его пределах профиль дна, наносы и формы рельефа также образовались при современном среднемноголетнем уровне моря. Между берегом и подводным склоном выделяется *прибойная полоса*, где при волнении образуется возвратно-поступательный прибойный поток, или накат. Если в эту зону поступает достаточное количество наносов, то они образуют *пляж* - скопление рыхлых наносов в подзоне прибоя [Морская геоморфология..., 1980].

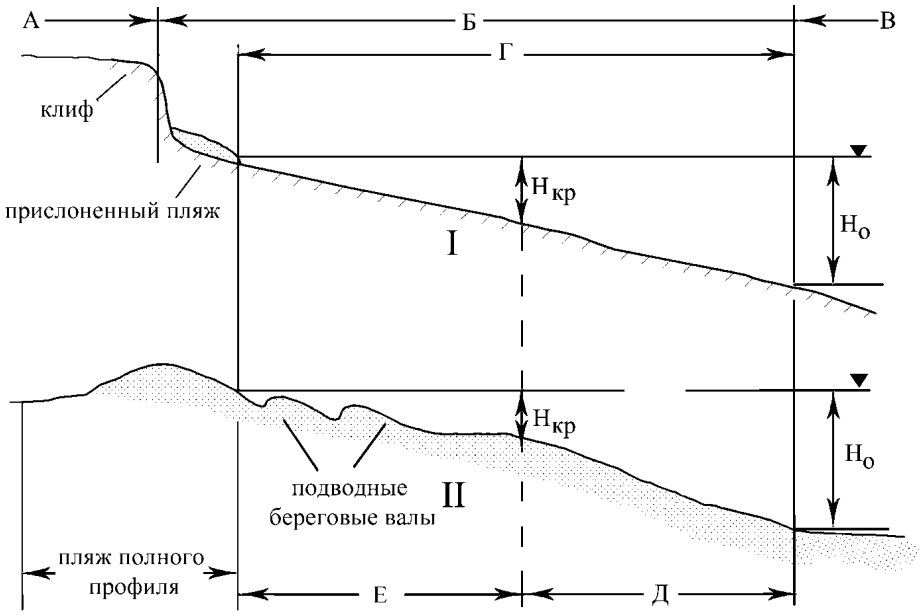


Рис. 4. Береговая зона бесприливного моря [Огородов, 2014 по Морская геоморфология…, 1980]: I – абразионный берег, II – аккумулятивный берег; А – побережье, Б – береговая зона, В – открытое море, Г – подводный береговой склон, Д – зона трансформации волн; Е – волноприбойная зона; H_0 – глубина начала волнового движения наносов; $H_{кр}$ – глубина начала разрушения волн

По классификации О. К. Леонтьева [1961] (рис. 2), береговая зона включает в себя *подзону прибоя* - *берег* (полоса земной поверхности, прилегающая к береговой линии со стороны суши) и *подзону волн* - *подводный береговой склон* (прибрежная полоса морского дна, в пределах которой волны способны проводить активную работу (размывать дно,

перемещать наносы). В подзоне прибоя выделяют клиф, современную надводную террасу и пляж. Г.А. Сафьянов [1996], подробно рассматривая гидродинамику береговой зоны, также разделяет ее на две области: зону подводного склона и прибойную зону (рис. 3).

Под *побережьем*, как правило, понимают зону морфологически отчетливо выраженных следов взаимодействия моря и суши, выработанных как при современном стоянии уровня моря, так и при уровнях более высоких или более низких в прошлом, то есть современную береговую зону и береговые зоны предыдущих эпох, уже вышедших из зоны современного морского волнения, однако еще сохранившие следы его воздействия в рельефе [Леонтьев, 1961; Щукин, 1974; Каплин и др., 1991; Сафьянов, 1996] (рис. 3).

Собственно пересечение поверхности суши с водной поверхностью называют *береговой линией*, но с некоторыми пояснениями. *Урез воды* - линия пересечения берегового подводного склона (определение ниже) с поверхностью водоема при отсутствии волнения, приливов и отливов. *Береговая линия* – это среднемноголетнее положение уреза воды [Каплин и др., 1991].

Под *морфологией* берега понимают его внешний облик, совокупность морфографических (качественных) и морфометрических (количественных) характеристик, описывающих его геоморфологическое строение [Рычагов, 2006]. *Динамикой* береговой зоны называется совокупность локализованных в ней процессов и явлений, обусловливающих ее развитие [Морская геоморфология…, 1980].

Временной диапазон настоящего исследования динамики берегов охватывает последние около 50 лет (начиная с 1960-х до 2010-х гг.). Временные ограничения связаны с особенностями методики исследования, которая основана, в первую очередь, на анализе разновременных космических снимков, первые из которых были получены в 1960-е гг. Однако данный период крайне интересен для исследования динамики арктических берегов, так как как раз охватывает временной интервал, на протяжении которого произошли существенные изменения климата в Арктическом регионе (начиная с примерно 1970-х гг. [Shabanova et al., 2018; IPCC, 2019]), а также активизировалось нефтегазовое освоение на побережье Карского моря (начиная с 2000-х гг.), что не могло не оказать определенного влияния на динамику берегов региона.

Для изучения динамики берега со временем необходимо определить, какую линию (на местности и на снимке) мы рассматриваем как индикатор положения береговой

линии – изменение положения какой линии мы анализируем. Положение собственно береговой линии (уреза воды) крайне динамично и может сильно варьировать (до десятков метров на отмелых берегах) в пределах одного года и даже одних суток в зависимости от приливно-отливных, сгонно-нагонных явлений, штормов. В связи с этим при анализе многолетней динамики в качестве индикатора береговой линии рассматриваются более стабильные элементы рельефа береговой зоны: на абразионных берегах это бровка клифа/берегового уступа, на аккумулятивных — граница плотной растительности (эти линии отображают верхнюю границу заплеска, то есть верхнюю границу береговой зоны).

Фактический материал, личный вклад автора. Автор принимал участие в экспедициях на Уральский и Ямальский берега Байдарацкой губы, на Западный Таймыр (район Диксона) и на Западный Гыдан (терминал Утренний), где проводил полевые исследования геологического, геоморфологического и мерзлотного строения местности, а также участвовал в проведении геодезических съемок местности при помощи тахеометра, ГНСС-приемников и беспилотных летательных аппаратов (БПЛА). Анализ материалов, полученных в данных экспедициях, а также в экспедициях коллег на остальные ключевые участки исследования, проведенный автором, позволил получить данные о рельефе местности на отдельные временные срезы, а также оценить влияние геолого-геоморфологических условий на динамику берегов.

Автором проведены обработка, привязка и дешифрирование различных разновременных данных дистанционного зондирования Земли (ДДЗЗ) как на регион в целом, так и на отдельные ключевые участки: аналоговые и цифровые космические снимки, приобретенные у дистрибьюторов и из открытых источников, фондовые аэрофотоснимки (АФС), изображения, полученные в результате съемки БПЛА, региональные (ArcticDEM) и локальные (созданные самостоятельно по данным съемки с БПЛА) цифровые модели местности (ЦММ). По результатам анализа этих данных автором составлены карты морфологии и динамики ключевых участков и всего материкового побережья Карского моря, получены выводы влиянии различных факторов природной среды на изменения динамики данных берегов за последние около 50 лет.

Научная новизна работы:

1) В работе дана детальная характеристика геоморфологического строения и динамики берегов восьми ключевых участков, причем для пяти из них (залив

Крузенштерна, западный и восточный берега острова Белый, терминал Утренний и бухта Лемберова) подобные исследования проведены впервые, для остальных трех (Уральский и Ямальский берега Байдарацкой губы и Харасавэй) данные предыдущих исследований динамики берегов были обобщены и существенно уточнены, ряд наблюдений продлен до современного периода за счет применения новейших ДДЗЗ.

2) Впервые проведен анализ динамики берега за последние ~50 лет на все материковое побережье Карского моря путем сопоставления архивных снимков Corona 1960х гг. и мозаик современных снимков с открытых серверов Google Earth, Яндекс карты и ESRI ArcGIS 2010х гг., на основе чего составлена карта морфогенетических типов и динамики берегов на данную территорию, получены примерные количественные величины отступания/выдвижения берегов за данный временной период, оценена их точность.

3) Для части ключевых участков (Ямальский берег Байдарацкой губы и бухта Лемберова) впервые проведены исследования с применением беспилотного летательного аппарата (БПЛА), получены сверхвысокодетальные (2-5 см) изображения местности и ЦММ, что позволило существенно уточнить данные по геоморфологическому строению и продлить ряд наблюдений за динамикой берегов до современного периода для данных участков.

4) Для части ключевых участков (Уральский и Ямальский берега Байдарацкой губы, залив Крузенштерна) впервые проведены расчеты отступания/выдвижения берегов в объемных величинах, с применением ArcticDEM и ЦММ, полученных по съемке с БПЛА, что представляет более достоверную и наглядную картину динамики берегов, так как учитывает объем размываемых/накапливаемых отложений.

5) Проведено сопоставление множества различных по своему строению ключевых участков, что позволило изучить все основные типы берегов Карского моря и оценить влияние различных природных условий на динамику берегов.

Результаты исследования, а именно, карты морфогенетических типов и динамики берегов и рассчитанные скорости отступания/выдвижения береговой линии, имеют большую практическую ценность, так как являются основой для прогноза развития берегов, необходимого при инженерных изысканиях под строительство различных промышленных объектов в береговой зоне, а также для оценки возможного воздействия

на среду при строительстве и эксплуатации данных объектов. Предложенная методика и часть результатов исследования были использованы в проектах берегового мониторинга, проводимых нефтегазовыми компаниями «Total» и «Новатэк».

Методология. Работа основывается, главным образом, на применении различных разновременных ДДЗЗ, которые, однако, контролируются полевыми исследованиями. При изучении арктических побережий применение ДДЗЗ особенно актуально, так как большая часть исследуемых регионов значительно удалена от основной полосы расселения и труднодоступна для непосредственного наблюдения, тем более при необходимости многолетних исследований. Применение ДДЗЗ позволяет расширить пространственный и временной (начиная с 60х гг. прошлого века) охват исследования, а также пространственное и временное разрешение исследования – пространственную детальность исследуемой территории (по сравнению со съемкой по отдельным профилям, например) и временную частоту наблюдений. В исследовании применялись в основном аналоговые и цифровые космические снимки в видимом диапазоне и аэрофотоснимки, в том числе изображения, полученные в результате съемки БПЛА. Также использовались различные картографические материалы, топографические карты, данные тахеометрической и ГНСС съемки, данные геологической, геоморфологической и мерзлотной съемки местности, гидрологические и метеорологические данные.

Степень достоверности полученных результатов может быть оценена путем сопоставления с результатами аналогичных работ по исследуемому региону за схожие временные периоды, но полученными другими исследователями с помощью других методов: в целом, полученные карты типов берегов и рассчитанные величины скоростей отступания берегов согласуются с данными других исследователей [Васильев и др., 2006; Камалов и др., 2006; Lantuit et al., 2012; Ogorodov et al., 2016 и другие работы]. Высокая степень достоверности полученных значений скоростей перемещения береговых линий подтверждается малыми значениями погрешностей расчета данных величин: для многолетних периодов точность составляет в среднем около 15% (от 10 до 50 %) значения величины. Достоверность полученных результатов подтверждается публикацией девяти статей по теме диссертации в рецензируемых научных журналах, рекомендованных аттестационной комиссией МГУ, в том числе восьми статей в журналах, индексируемых в международных базах цитирования Scopus и Web of Science.

Положения, выносимые на защиту:

1) Анализ разновременных космических снимков за последние 50 лет показал, что 40% протяженности береговой линии материкового побережья Карского моря в настоящее время испытывает отступание, 3% - выдвижение, 57% остается стабильной. При этом, установлено, что современная динамика берега на значительном протяжении (около 35% береговой линии) не соответствует его морфогенетическому типу.

2) Среди исследованных ключевых участков Карского моря наиболее высокие среднемноголетние скорости отступания получены для термоабразионных берегов, сложенных высокольдистыми отложениями с выходами подземных льдов и подверженных воздействию ветровых волн открытого моря: западное (1,2 м/год) и восточное (1,9 м/год) побережья о. Белый; Уральский берег Байдарацкой губы (1,2 м/год); западное побережье Ямала в районе пос. Харасавэй (1,1 м/год).

3) На побережье Карского моря с начала XXI века установлена тенденция к ускорению отступания термоабразионных и активизации размыва аккумулятивных берегов, что связано с ростом волнового и термического воздействия и, на отдельных участках - с началом активного хозяйственного освоения.

Апробация. Результаты работы докладывались и обсуждались на многочисленных российских и международных конференциях и семинарах: 26th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (Moscow, 2021), Международная научная конференция «Опасные явления» (Ростов-на-Дону, 2019, 2021), конференция «Арктические берега: путь к устойчивости» (Мурманск, 2018), 15th International Circumpolar Remote Sensing Symposium (Potsdam, Germany, 2018), 18th International multidisciplinary scientific geoconference SGEM 2018 (Албена, Болгария, 2018), 5th European Conference on Permafrost (Chamonix, France, 2018), Pushchino Permafrost Conference Earth's Cryosphere: Past, Present and Future (Пущино, 2017), XXIV Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов-2017» (Москва, 2017), 8th International Siberian Early Career GeoScientists Conference (Новосибирск, 2016).

Публикации. По теме диссертации опубликована 21 работа, в том числе 8 - в изданиях, включённых в базы Scopus, Web of Science и RSCI (из них два журнала, которые входят в Q1, по версии Scimago Journal & Country Rank), 1 - в журнале из списка ВАК, 12 -

в прочих изданиях. Во всех опубликованных работах вклад автора является определяющим. Постановка задач, получение и анализ материалов, формулировка выводов, оформление статьи проводились либо непосредственно соискателем (публикации 1-4), либо при его активном участии (5-9).

1. **Novikova A.V.**, Vergun A.P., Zelenin E.A., Baranskaya A.V., Ogorodov S.A. Determining dynamics of the Kara Sea coasts using remote sensing and UAV data: A case study // Russian Journal of Earth Sciences. 2021. V. 21. No 3. ES3004.

2. **Novikova A.**, Belova N., Baranskaya A., Aleksyutina D., Maslakov A., Zelenin E., Shabanova N., Ogorodov S. Dynamics of permafrost coasts of Baydaratskaya Bay (Kara Sea) based on multi-temporal remote sensing data // Remote Sensing. 2018. V. 10. No. 1481.

3. Baranskaya A., **Novikova A.,** Shabanova N., Belova N., Maznev S., Ogorodov S., Jones B. The role of thermal denudation in erosion of ice-rich permafrost coasts in an enclosed bay (Gulf of Kruzenstern, western Yamal, Russia) // Frontiers in Earth Science. 2021. V. 8. Article 566227.

4. Ermolov A.A., **Novikova A.V.**, Belova N.G. Dynamics of low-lying accumulative coasts of western Gydan Peninsula in the area of gas development. Proceedings of the 26th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, 2021, Moscow.

5. Baranskaya A., **Novikova A.**, Shabanova N., Romanenko F. Ogorodov S. Late Quaternary and modern evolution of permafrost coasts at Beliy Island, Kara Sea // Journal of Coastal Research, 2020. Special Issue No. 95. P. 11–15.

6. Belova N.G., **Novikova A.V.**, Günther F., Shabanova N.N. Spatiotemporal variability of coastal retreat rates at Western Yamal Peninsula, Russia, based on remotely sensed data // Journal of Coastal Research. 2020. No. 95. P. 367–371.

7. Aleksyutina D.M., Shabanova N.N., Kokin O.V. Vergun A.P., **Novikova A.V.**, Ogorodov S.A. Monitoring and modelling issues of the thermoabrasive coastal dynamics / IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2018. No. 193. P. 012003.

8. 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. С. 85–96.

9. Белова Н.Г., Огородов С.А., Шилова О.С., **Новикова А.В.**, Алексютина Д.М. Мониторинг динамики берегов Западного Ямала в районе перехода газопровода Бованенково-Ухта через Байдарацкую губу Карского моря // Проблемы региональной экологии. 2018. № 6.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, шести глав, заключения, списка литературы (200 наименований) и приложений (7 карт и 4 таблицы). Материал работы изложен на 179 страницах машинописного текста, содержит 14 таблиц, 59 иллюстраций.

Благодарности. Автор выражает благодарность своему научному руководителю, д.г.н., гл.н.с., проф. РАН С.А. Огородову за организацию и всестороннюю помощь в ходе проведения исследований и подготовки диссертации; коллегам к.г.-м.н. А.И. Синицкому, А.П. Вергуну, В.В. Архипову, д.б.н. В.Э. Федосову, М.Г. Бондарю, И. Корниенко, А.С. Авиловой, А.С. Короткову, Е.В. Гостеву, Э.З. Хусаенову за помощь при проведении полевых работ; коллегам к.г.н. А.В. Баранской, к.г.н. Н.Г. Беловой, к.г.н. А.А. Маслакову, Н.Н. Шабановой, к.г.-м.н. Д.М. Алексютиной и всему коллективу НИЛ геоэкологии Севера за проявленный интерес, помощь, поддержку, консультации и плодотворные обсуждения в ходе подготовки диссертации; Ю.В. Станиловской и компании Total S.A. за организацию стажировки по теме исследования; к.г.н. А.И. Кизякову и к.г.н. А.А. Ермолову за тщательное рецензирование текста диссертации, ценные замечания и предложения. Автор также благодарен кафедре геоморфологии и палеогеографии за организацию обучения в аспирантуре и процесса написания диссертации; своим однокурсникам, особенно С.В. Мазневу, М.Д. Другову, Д.М. Мишуринскому, Д.В. Баранову, Е.А. Агафоновой, а также к.г.-м.н. Е.А. Зеленину за всевозможную помощь и поддержку в ходе написания диссертации. Исследование выполнено в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды”.

ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ТЕРМОАБРАЗИОННЫХ БЕРЕГОВ КАРСКОГО МОРЯ

1.1. Исследования арктических берегов

Первые сведения о строении и динамике арктических берегов накапливались в полярных экспедициях конца 19 – начала 20 века такими исследователями, как П.Ф. Анжу, Э.В. Толль, А.В. Колчак и другие, и имели описательный характер. Направленные исследования геолого-геоморфологического строения арктических побережий ведутся с 1950-х гг. с началом первых геологических съемок СССР. В середине 20 в. исследованиями береговых процессов арктических морей начинают заниматься советские исследователи, такие как В.П. Зенкович, А.К. Воллосович, М.М. Ермолаев и другие; закладываются теоретические основы геоморфологии береговой зоны замерзающих морей [Леонтьев, 1961; Зенкович, 1962; Арэ, 1980]. В 1960-х-70-х гг. с началом активной разведки и обустройства открытых в западном секторе Российской Арктики нефтегазовых месторождений, было собрано огромное количество материала по строению рельефа и отложений, обобщенного в монографиях [Геокриология СССР, 1989; Полуостров Ямал, 1975; Трофимов и др., 1980].

В 1970-е гг. динамика берегов в условиях криолитозоны (зона распространения горных пород с постоянной отрицательной температурой [Арэ, 1980]) начала активно изучаться в США и Канаде. Систематические исследования динамики береговой зоны и вдольберегового транспорта наносов в условиях постоянного присутствия морских льдов велись Американской геологической службой в регионе морей Бофорта и Чукотского [Reimnitz, Bruder, 1972; Reimnitz et al., 1972; 1985; Reimnitz, Barnes, 1974; Reimnitz, Maurer, 1979; Barnes, Reimnitz, 1979; Hopkins, Hartz, 1978; Kobayashi, 1985; Kovacs, Sodhi, 1980; Osterkamp, Gosink, 1984]. В 1988 году вышла первая крупная работа, обобщающая результаты исследований предшествующего периода: «Береговая геоморфология Арктической Аляски» [Barnes et al., 1988]. В 90-е годы прошлого века, в связи с введением в США моратория на дальнейшее освоение нефтегазовых месторождений Аляски и окончанием «холодной войны», масштабные экспедиционные исследования в этом регионе были сокращены. Исследования сместились преимущественно в Канадский сектор моря Бофорта, в район дельты р. Маккензи, где были открыты крупные месторождения углеводородов [Forbes, Taylor, 1994; Carmack, Macdonald, 2002].

В начале 2000-х гг. по инициативе Джерри Брауна (США) и Стива Соломона (Канада) была сделана попытка интеграции всех исследований динамики арктических берегов вокруг международного проекта ACD [Arctic Coastal Dynamics]. Одним из главных международных центров изучения термоабразии стал Институт полярных и морских исследований имени Альфреда Вегенера (Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Potsdam, Germany) [Rachold et al., 2005; State of the Arctic Coast…, 2011; Lantuit et al, 2012]. Проект дал мощный толчок развитию методов мониторинга динамики арктических берегов, обмену опытом и технологиями. Были выработаны общие подходы, унифицированы методы мониторинга. В этот же период стало особенно очевидно катастрофическое воздействие на арктические берега развивающегося глобального потепления климата и резкого сокращения ледовитости арктических морей. Появились работы, в которых делается попытка количественно оценить скорости отступания термоабразионных берегов, дать прогноз изменения этих скоростей под влиянием тех или иных факторов меняющейся природной среды [Арэ и др., 2004; Васильев и др., 2006; Григорьев, 2008; Григорьев и др., 2006; Леонтьев, 2003; Огородов, 2008; Разумов, 2000, 2002, 2003; Павлидис, Леонтьев, 2000; Губарьков и др., 2008; Atkinson, Solomon, 2003; Solomon, 2005; Jones et al., 2009; Tweedie et al., 2012]. Множество исследований показывает рост скоростей термоабразии в начале 21 века [Brown, 2003, Васильев и др., 2005, Григорьев и др., 2006, Günther et al., 2013, 2015, Jones et al., 2009, Farquharson et al., 2018].

В 2000-е гг., помимо прямых наблюдений, вместе с ростом технологических возможностей стали бурно развиваться дистанционные методы, основанные на анализе разновременных аэрокосмических материалов: Lantuit et al, 2011; Огородов и др, 2011; Пижанкова, Добрынина, 2010; Пижанкова, 2011; Пижанкова, 2016; Кизяков и др., 2013, Obu et al., 2016, Günther et al., 2013, Günther et al., 2015 (подробнее – в главе 3, раздел 3.1). Разрабатываются математические модели оттаивания отложений, разрушения берегов и отступания береговой линии [Разумов, 2002, 2003; Hanson et al., 2003; Васильев и др., 2007; Aleksyutina et al., 2020 и другие], однако попытки моделирования и прогноза динамики термоабразионных берегов сталкиваются с целым рядом трудностей, связанных, как с со сложностью и многофакторностью процесса, так, по-видимому во многом с недостаточным пониманием физики явления.

К настоящему времени в России сложились несколько научных групп, работающих по теме динамики берегов различных районов Российской Арктики:

- МГУ имени М.В. Ломоносова: коллектив НИЛ геоэкологии Севера географического факультета работает, главным образом, в Печорском (Варандей) и Карском (Байдарацкая губа, Харасавэй, Обская губа) морях (под руководством С.А. Огородова), на Восточной Чукотке (А.А. Маслаков); кафедра криолитологии и гляциологии географического факультета (А.И. Кизяков, И.Д. Стрелецкая и др.) – Баренцево (о. Колгуев) и Карское (Югорский полуостров) моря; кафедра геокриологии геологического факультета (В.С. Исаев, А.В. Брушков и др.) – Карское море (Байдарацкая губа, Югорский полуостров);
- Институт криосферы Земли СО РАН: Печорская губа (Болванский Нос), Карское море (Марре-Сале) и другие участки западного сектора Российской Арктики – под руководством А.А.Васильева и М.О.Лейбман;
- В восточном секторе Российской Арктики (моря Лаптевых, Восточно-Сибирское) исследования ведутся под руководством М.Н. Григорьева и С.О. Разумова (Институт мерзлотоведения СО РАН) в сотрудничестве с коллегами из Института полярных и морских исследований имени Альфреда Вегенера, Германия (G. Grosse, H. Lantuit, P. Overduin, F. Günther и другие).

1.2. Исследования термоабразии берегов

В геоморфологии морских берегов выделяют два основных типа динамики берега: аккумуляция (выдвижение береговой линии в море за счет накопления наносов в береговой зоне) и абразия (отступание береговой линии за счет размыва и выноса наносов из береговой зоны). *Абразия* – это процесс механического разрушения берегов и подводного склона волнами и прибоем, а также воздействием переносимого водой обломочного материала [Зенкович, 1962). Термин «абразия» был впервые введен в научную литературу основоположником «Основ учения о морских берегах» В.П. Зенковичем [1946]. Изучая берега Черного моря, он обнаружил, что в процессе разрушения береговых уступов, помимо механического воздействия волн, имеет место истирание пород взвешенными волной наносами. Термин береговая эрозия (coastal erosion), на его взгляд, не отвечал физике процесса, и он предложил термин «абразия», от

английского слова abrasion (истирание). В англоязычной научной литературе аналогичного термина, посвященного береговым процессам, не существует.

Применительно к морям криолитозоны, помимо механической абразии, развивающейся под действием волн, выделяют также и термическую абразию или *термоабразию*, развивающуюся под действием не только волнового, но и термического фактора. Впервые определение «термической абразии» сформулировал О.К. Леонтьев [1955], как «разрушение берега под термическим воздействием воды и атмосферы». С тех пор термин «термоабразия» широко применяется в специальной литературе. Т.П. Кузнецова и Т.Н. Каплина [1960] предложили понимать под термической абразией разрушение берегов, сложенных многолетнемерзлыми породами, в результате не только термического, но и механического воздействия морской воды и тепла воздушных масс. Н.Н. Романовский [1963] считал, что включать в понятие термоабразии тепловое воздействие воздушных масс не следует; он предложил называть термической абразией «динамическое и термическое воздействие моря на многолетнемёрзлые горные породы». В.Н. Зайцев [1976] рассматривает термоабразию не как береговой, а как склоновый процесс, выделяя как главный фактор воздействие солнечной радиации. Г.А. Сафьянов [1996] представляет термическую абразию как «процесс разрушения берегов, сложенных многолетнемерзлыми грунтами или льдом, происходящий при передаче тепла от воды ко льду посредством волнения».

Ф.Э. Арэ [1980, 1985], учитывая неразрывную связь между тепловым и механическим воздействиями водных масс и невозможность такого сильного воздействия исключительно только солнечной радиации и атмосферы на разрушение берегов, предложил следующее определение термина «термоабразия»: «это процесс разрушения берега и подводного берегового склона, сложенных многолетнемерзлыми породами или льдом, под совместным механическим и тепловым воздействием водных масс моря». Примерно такой же трактовки понятия «термоабразия» придерживался и В.А. Совершаев [1992]. Советские ученые стали пионерами исследования термоабразии, а после выхода монографии Ф.Э. Арэ на английском языке [Are, 1988] словосочетание “thermal abrasion” все чаще используется и за рубежом.

Итак, под термоабразией понимают процесс разрушения берегов, сложенных многолетнемерзлыми породами, под воздействием механического и термического

воздействия морского волнения [Сафьянов, 1973; Арэ, 1980; Морская геоморфология..., 1980]. В ходе термоабразии береговой уступ размывается, в нем формируется термоабразионная ниша, которая в последствии обрушается, обвалившиеся отложения размываются морем, в следующий сезон цикл повторяется.

Согласно одной из точек зрения, термоабразия является разновидностью более широкого процесса *термоденудации*, который подразумевает любой рельефообразующий процесс в криолитозоне, ведущий к разрушению и понижению поверхности за счет таяния льдистых многолетнемерзлых пород [Тимофеев, Втюрина, 1983].

Помимо термоабразии, к термоденудации относят такие процессы, как

- Термоэрозия – размыв поверхности, сложенной льдистыми многолетнемерзлыми породами, в результате механического и термического воздействия водотоков [Щукин, 1980, Тимофеев, Втюрина, 1983].
- Термокарст – образование просадок/провалов в результате вытаивания подземного льда или оттаивания мерзлого грунта [Геологический словарь, 1973; Щукин, 1980; Тимофеев, Втюрина, 1983].
- Криогенные склоновые процессы – склоновые процессы в криолитозоне, связанные с промерзанием/протаиванием грунта [Каплина, 1965; Щукин, 1980].

Согласно другой точке зрения, термоденудация – это самостоятельный процесс, подразумевающий выравнивание рельефа, образованного льдистыми отложениями под воздействием тепла [Тимофеев, Втюрина, 1983]. По [Геологический словарь, 1973], термоденудация – это снос, смещение материала по склону вследствие усиленного насыщения его водой при оттаивании мерзлоты, осуществляется, главным образом, солифлюкцией. Ф.Э. Арэ отделяет процесс термоденудации от термоабразионного: если термоабразия – это разрушение берега вследствие механического и теплового воздействия водных масс, то термоденудация – это разрушение берега (и других форм рельефа) под действием тепловой энергии воздуха и солнечной радиации [Арэ, 1980].

Таким образом, относительно термина «термоабразия» и остальных терминов до сих пор существует много споров и разночтений, вызванных различным пониманием данных процессов. Ряд исследователей считают, что термоабразия имеет место только в процессе контакта морской воды с мерзлой толщей [Арэ, 1980; Сафьянов, 1996], другие включают в «термоабразию» весь комплекс процессов разрушения берега, сложенного

многолетнемерзлыми дисперсными породами [Кузнецова, Каплина, 1960; Огородов, 2008]. Рассматривая термоабразию как термомеханический процесс непосредственного взаимодействия волнения и мерзлого грунта, фактически в природе мы тем не менее не можем абсолютно отделить его от других сопутствующих процессов таких, как термоденудация (оттаивание грунта под действием высоких температур) и различные криогенные склоновые процессы. Процессы термоабразии и термоденудации тесно связаны. Так, береговой уступ, подвергшийся воздействию термоденудации, в процессе волнового воздействия будет разрушаться более интенсивно, нежели в случае, если он находится в мерзлом состоянии. В свою очередь, если оттаявший материал не будет удаляться в результате волнового воздействия, термоденудация со временем затухает. В связи с этим ряд исследователей рассматривают термоабразию и термоденудацию на берегах криолитолозоны как неразрывный геоморфологический процесс [Огородов, 2008; Копа-Овдиенко, Огородов, 2016].

Развитие берегов в криолитозоне, по-видимому, в основном происходит за счет комплексного действия термоабразии и других процессов термоденудации и зачастую бывает сложно выделить один преобладающий рельефообразующий процесс. С началом летнего периода с таянием снежного покрова и обнажением берегового уступа начинается оттаивание пластовых и жильных льдов и высокольдистых отложений, склоновые процессы доставляют оттаявший материал к подножью берегового уступа, в результате комплекса термоденудационных и склоновых процессов формируются термоденудационные оползни, цирки и овраги. В ходе летне-осенних штормов и нагонов происходит размыв накопившихся в результате термоабразии, термоэрозии и склоновых процессов отложений. В зимне-осенний и зимне-весенний периоды на многих участках в береговой зоне происходит нивация (дендуация в результате формирования снежников) и ледовая экзарация (экзарация ледяными торосистыми образованиями).

Термоабразия как преобладающий рельефообразующий процесс встречается в основном на открытых морских побережьях с интенсивным волновым воздействием на береговой уступ: в Карском море, это, например, м. Марре-Сале [Васильев и др., 2002 а, б, 2006], м. Харасавэй [Белова и др., 2017] на Западном Ямале, о. Белый [Baranskaya et al., 2020]. При ослабленном ветро-волновом воздействии вклад, собственно, термоабразии в разрушение берега уменьшается: волны не воздействуют непосредственно на береговой

уступ, не вырабатывают в нем нишу, основным агентом дестабилизации грунта становятся процессы оттаивания содержащегося в грунте льда, термоэрозия, термокарст и перемещение оттаявшего материала вниз в береговую зону под воздействием склоновых процессов, а в последствии в ходе нагонов и штормов обвалившийся материал размывается волнами. Такие берега называют *абразионно-термоденудационными* [Совершаев, 1992; Арэ, 1985], они распространены на более закрытых участках побережий, в заливах и губах, и являются более стабильными, чем термоабразионные. Наличие обширных термоденудационных цирков свидетельствует о медленном развитии процесса термоабразии, когда ее скорости в течение многих лет намного меньше скоростей термоденудации [Арэ, 1980]. Выделяют также *термоденудационные* берега – здесь процесс абразии практически не развит, эти берега, как правило, стабильные (не наблюдается отступания в настоящее время), но происходит некоторое отступание бровки берегового уступа и выполаживание склона за счет термоденудационных процессов, развития термотеррас, термоцирков, термооврагов [Кизяков и др., 2006]. Термоденудация играет большую роль в динамике берегов с очень высокой льдистостью, особенно для берегов, сложенных ледовым комплексом, наиболее распространенных в восточных морях Российской Арктики [Григорьев и др., 2006; Günther et al., 2013, 2015].

Максимальные средние скорости термоабразии, полученные по данным последних 100-150 лет, составляют около 10 м/год [Арэ, 1980]. Скорости отступания, превышающие 10 м/год, получены в отдельные годы для отдельных участков небольших островов в открытом море или мысов, далеко вдающихся в море (до 55 м/год). Средние скорости абразии берегов, сложенных сильнольдистыми рыхлыми отложениями (2-6 м/год), как правило, в 3-4 раза быстрее средних скоростей абразии обычных берегов. Предполагается, что в течение последних 5 тыс. лет природные условия на побережье Северного Ледовитого океана были близки к современным, соответственно за это время в результате термоабразии была размыта полоса суши арктических приморских низменностей шириной 10-30 км, местами до 50 км [Арэ, 1980].

1.3. Исследования факторов динамики берегов

Несмотря на длительную историю изучения термоабразии, актуальным вопросом остается вклад различных факторов окружающей среды в развитие данного процесса: что влияет в большей степени на скорость термоабразии – термическое воздействие,

приводящее к оттаиванию и деградации ММП, или механическая ветро-волновая энергия, обуславливающая размыв берега и вынос отложений из береговой зоны; как изменяется динамика берега с изменением гидрометеорологических условий; каким образом влияют литологическое строение, льдистость отложений и наличие в них ледяных тел и геоморфологические факторы, такие как высота размываемого берегового уступа, ширина пляжа и осушки, глубина подводной части береговой зоны и другое.

А.А. Васильев с коллегами [2000, 2002, 2006] исследовали влияние гидродинамических факторов на процесс термоабразии по результатам многолетних наблюдений за динамикой термоабразионных берегов Западного Ямала в районе станции Марре-Сале. Установлено, что скорость разрушения берегов прямо пропорциональна энергии морских волн, при этом роль штормов в данном процессе невелика (не более 30%), а основной вклад вносит длительное волновое воздействие с высотой волн менее 1 м в безледный период [Васильев, 2000]. Предполагается, что для данного участка процессы термоденудации не играют существенной роли, т.к. скорость отступания бровки берегового уступа за счет термоденудационных процессов здесь составляет около 0,4 м/год, тогда как скорость отступания береговой линии за счет волнового воздействия составляет от 0,5 до 3,2 м/год [Васильев, Покровский, 2001]. По другим данным [Крицук, 2014], выявлено, что для периода с 1969 по 2013 гг. темпы отступания бровки уступа превышают темпы отступания подошвы уступа, на основании чего делается вывод о преобладании здесь термоденудационных процессов (генерируемых, главным образом, тепловым фактором) над термоабразионными (генерируемыми ветро-волновым фактором).

Для определения роли термоденудации в процессе разрушения берегов арктических морей исследователи Института Альфреда Вегенера (Ф. Гюнтер с коллегами) предложили индекс NDTI (Normalized Difference Thermo-erosion Index) [Günther et al., 2012, 2013, 2015]. Он рассчитывается через разность в отступании бровки и подножья берегового уступа (рис. 5). В случае более быстрого отступания бровки, предполагается преобладание процессов термоденудации над процессами термоабразии, в случае более быстрого отступания подножья - наоборот. Расчет данного индекса для множества ключевых участков восточных морей Российской Арктики, сложенных ледовым комплексом, за последние десятилетия показывают преобладание термоденудационного

фактора в динамике береговых уступов. Однако предполагается, что в региональном масштабе и в долгосрочной перспективе воздействие обоих факторов (термоабразионного и термоденудационного) примерно одинаково [Günther et al., 2013].

С.О. Разумов [2000, 2002] на основе моделирования береговых процессов в многолетнемерзлых грунтах восточно-арктических морей России показывает, что главную роль в разрушении берегов играют частота разрушительных (со скоростью ветра более 10 м/с) штормов и воздействие дрейфующего льда. К выводу о главенствующей роли штормов в динамике многолетнемерзлых берегов приходят так же Дж. Хьюм с коллегами [Hume, 1972] по результатам исследования зависимости эрозии берега м. Барроу, Аляска, от изменений климатических характеристик; Е. Раймниц и Д. Маурер [Reimnitz, Maurer, 1979], С. Даллимор [Dallimore, 1996] по результатам исследования различных участков берегов моря Бофорта приходят к такому же выводу.

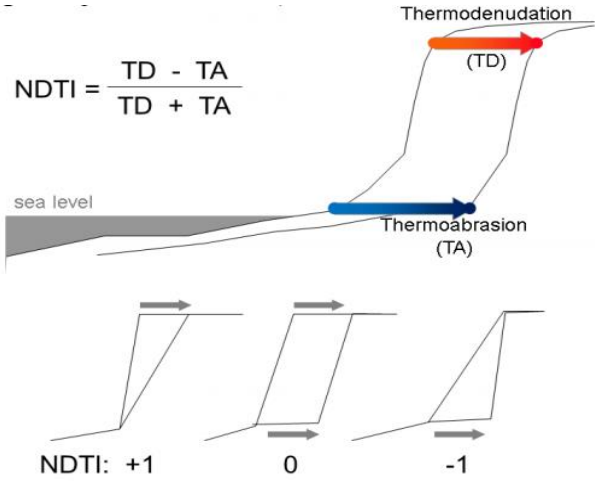


Рис. 5. Отступание бровки берегового уступа определяется процессами термоденудации (TD), отступание подножья берегового уступа определяется процессами термоабразии (TA). Эти величины используются для расчета индекса NDTI. Индекс изменяется от +1 (преобладает термоденудация) до -1 (преобладает термоабразия) [Günther et al., 2012]

Множество исследований посвящено анализу влияния геологического строения на динамику берега. Дж. Макэй [Mackay, 1963] исследует взаимосвязь гранулометрического состава отложений с темпами разрушения берегов на побережье Юкона: скорость отступания низкого берега, сложенного тонкодисперсными отложениями с высоким льдосодержанием выше, чем скорость отступания берега, сложенного песчаными или гравийными отложениями. К схожим выводам приходят Д. Хопкинс и Р. Хартц [Hopkins & Hartz, 1978] по результатам изучения берегов моря Бофорта: берега, сложенные гравийными породами с песчаным заполнителем,

разрушаются значительно медленнее, чем берега, сложенные высокольдистыми супесчано-суглинистыми отложениями.

Вклад литологического строения и содержания льдов в процесс термоабразии на примере различных ключевых участков Восточной Сибири исследовал Ф.Э. Арэ [1980]. Он установил, что чем прочнее связная или чем крупнозернистее несвязная порода, тем лучше она сопротивляется разрушающему воздействию водных масс. Основная особенность уступов термоабразионных берегов заключается в том, что слагающие их ММП тают и разрушаются под действием солнечной радиации и тепла воздушных масс, что делает уступы исключительно динамичными в теплое летнее время. С наступлением холодного времени года, когда таяние горных пород в обнажениях прекращается, уступы приобретают устойчивость скальных пород. Ф.Э. Арэ рассматривал роль содержания ледяных тел в разрушении береговых обрывов под действием термоабразии. Он показал, что при таянии повторно-жильного льда затрачивается почти в два раза больше тепла, чем при таянии такого же объема мерзлой рыхлой породы, в связи с чем при прочих равных условиях высокольдистые рыхлые отложения размываются быстрее, чем выходы мощных монолитных льдов. К участкам вскрытия пластовых льдов приурочены береговые термоцирки и термотеррасы, скорость отступания тыловых стенок которых намного превышает скорость термоабразионного отступания береговых уступов соседних участков [Арэ, 1980].

Большинство исследователей по результатам мониторинга термоабразионного процесса в различных регионах Арктики приходят к выводу о том, что наличие в береговом уступе ММП и ледяных тел увеличивает подверженность пород к размыву, по крайней мере в локальном масштабе [Dallimore et al., 1996; Васильев, 2002а; Григорьев, 2008; Крицук, 2014; Barnhart et al., 2014; Irrgang et al., 2018].

Множество работ рассматривают влияние геоморфологического строения на динамику берегов. Г.А. Сафьянов [1996] показывает, что в условиях приглубого берега размыв берегового уступа происходит интенсивнее, чем в условиях отмелого берега, где существенное количество волновой энергии тратится на взаимодействие со дном. Л.А. Жигарев [1975] обосновывает влияние крутизны и длины склонов на процесс термоденудации: чем круче и короче склон, тем скорости таяния льда и выноса материала больше. В.В. Афанасьев [2018] проанализировал особенности и факторы

морфолитодинамики лагунных берегов арктических и субарктических морей и установил, что главным волногасящим фактором на таких берегах является морфология и литология пляжа.

1.4. Исследования динамики берегов Карского моря

Множество исследований динамики термоабразионных берегов проводилось на **Югорском полуострове** (рис. 6), главным образом, в районе урочища Шпиндлер: А.Н. Хименковым [Хименков, Шешин, 2002], М.О. Лейбман [Лейбман и др., 2000], А.И. Кизяковым [Кизяков, 2005; Кизяков и др., 2006], Е.А. Слагодой [Слагода и др., 2010], В. Манлей [Manley et al., 2001] и другими. По результатам полевых работ и анализа космо- и аэрофотоснимков проведена оценка скоростей отступания берега: средняя скорость за период 1947-2001 гг. составила 1,3-1,6 м/год, в течение 2001-2005 гг. темпы отступания бровки термоцирков выросли и составили 1,6-4,2 м/год при максимальных значениях 5,8-6,3 м/год [Кизяков, 2005; Кизяков и др., 2006].

Один из наиболее исследованных регионов Карского моря – это **Байдарацкая губа**, где проводилось множество изыскательных работ под строительство газопровода Бованенково-Ухта и накоплено большое количество материала, в частности по строению и динамике берегов [Инженерно-геологические.., 1995; Природные условия..., 1997]. Начиная с 1980-х гг. коллективом лаборатории геоэкологии Севера географического факультета МГУ, совместно с ФГБОУ ГОИН им. Н.Н. Зубова, здесь проводится мониторинг за динамикой берегов. Проведено разделение побережья Западного Ямала по морфо- и литодинамическим признакам, рассчитаны объемы разрушаемого в ходе береговых процессов и выносимого в море обломочного материала [Воскресенский, Совершаев, 1998]. Проведено литодинамическое районирование береговой зоны Уральского и Ямальского берегов Байдарацкой губы [Природные условия..., 1997, Камалов и др., 2006]. Детально изучены геоморфологическое, литологическое и мерзлотное строение региона, а также влияние гидрометеорологических условий на динамику берегов [Камалов и др., 2006; Дубиков, 1991; Романенко и др., 2007, 2009; Белова, Огородов, 2011; Копа-Овдиенко, Огородов, 2016; Ogorodov et al., 2016; Алексютина и др., 2017; Aleksyutina et.al, 2018; Novikova et. al., 2018; Isaev et.al., 2019 и другие].

Один из главных участков Карского моря, для которого имеется длительный ряд наблюдений за динамикой берега, это окрестности гидрометеорологической станции (ГМС) **Марре-Салле** у одноименного мыса на западном берегу Ямала. Метеостанция Марре-Сале – одна из трех первых полярных станций, организованных в начале XIX в., функционирует с сентября 1914 г. Накоплено большое количество материала по строению и динамике берегов, проанализированы факторы динамики [Васильев, Рогов, 2001; Васильев, Покровский, 2001; Васильев и др., 2006; Крицук и др., 2014 и др.]. Скорость отступания бровки берегового уступа существенно изменялась со временем. С 1912 по 1958 гг. скорость отступания бровки террасы в среднем составила 1,9 м/год, при этом на участках, сложенных льдистыми грунтами, с активными термоцирками, величина отступания берега была в 2,5 раза больше, чем на нельдистых участках [Крицук и др., 2014]. За 1946–1953 гг. берег отступил на 8–35 м (1,0–4,4 м/год), а за одно лето 1950 г. – на 8 м [Романенко, 2008]. Натурные наблюдения в период 1979-2000 гг. диагностировали среднюю скорость разрушения берегового обрыва 1,7 м/год, при максимальной 3,3 м/год [Васильев, Рогов, 2001]. По данным [Васильев, Покровский, 2001], скорость отступания береговой линии за счет волнового воздействия в районе Марре-Сале составляет от 0,5 до 3,2 м/год, а скорость отступания бровки берегового уступа за счет термоденудационных процессов составляет около 0,4 м/год, на основании чего предполагается, что для данного участка процессы термоденудации не играют существенной роли, по сравнению с волновым воздействием. Однако, по результатам обработки ДДЗЗ для периода с 1969 по 2013 гг. по данным [Крицук, 2014], темпы отступания бровки береговых уступов (контролируемого термоденудационными процессами и генерируемого, главным образом, тепловым фактором) превышают темпы отступания подножия уступа (контролируемого термоабразией и ветро-волновым фактором): 2,0 м/год и 1,5 м/год, соответственно. Максимальная величина отступания бровки (в пределах термоцирка с вытаивающим льдом) за 2009-2013 год – 14 м/год [Крицук и др., 2014].

Ключевой участок **Харасавэй** находится между м. Харасавэй и м. Бурунный на западе п-ова Ямал. Наблюдения за динамикой берега ведутся сотрудниками лаборатории геоэкологии Севера с 1981 г. [Великоцкий, Мудров, 1985, Совершаев, Камалов, 1992, Kuznetsov et al., 2016, Белова и др., 2017; Belova et al., 2018, 2020.] Также множество других исследователей изучало данную территорию: Ф.А. Каплянская [1982], Н.Ф.

Григорьев [1987], В.И. Астахов [Astakhov et al., 1996], И.В. Юрьев [2009], Ю.К. Васильчук [2006] и другие. Средняя скорость отступания берега в 1978-2001 гг. составляла 1,4 м/год, максимальная до 3 м/год [Васильев и др., 2006], по данным анализа спутниковых снимков за период с 1964 по 2006 гг. – также, в среднем около 1,4 м/год [Kuznetsov et al., 2016].

На **западном побережье Таймыра** исследования проводились к югу от пгт Диксон (бухта Северо-Восточная и бухта Южная) и на мысе Сопочная Карга, на участках описывались опорные разрезы, особое внимание уделялось строению подземных льдов [Стрелецкая и др, 2007; Streletskaya et al., 2009; Облогов, 2016]. Однако также были оценены темпы отступания берега на термоабразионных участках, сложенных высокольдистыми отложениями ледового комплекса, установлено, что такие берега могут разрушаться со скоростью 3-7 м/год [Streletskaya et al., 2009]. По данным полевых исследований В.А. Троицкого [1977], на мысе Сопочная Карга с 1954 по 1962 гг. бровка берегового уступа отступила на 180 м (то есть скорость отступания составляла 22,5 м/год). Установлено, что оползающий в ходе термоденудации материал размывается прибоем и продукты размыва относятся отсюда течением к северо-востоку в залив Шайтанская Курья, пляж которого нарастает в среднем на 1-3 м/год. Предполагается, что активное разрушение и оползание берега может быть спровоцировано проложенной здесь тракторной дорогой [Троицкий, 1977].

В среднем для Карского моря характерно отступание со среднемноголетними скоростями от 0,5 до 2 м/год [Арэ, 1980, Воскресенский, Совершаев, 1998, Васильев, 2002б, Васильев и др., 2006]. Было рассчитано, что в среднем за последние 5 тыс. лет береговая линия полуострова Ямал сместилась в глубь суши на 18-20 км [Совершаев, 1992]. Рассчитано [Васильев и др., 2018], что в результате разрушения морских берегов ежегодно в Карское море поступает около 15–20 млн $м^2$ терригенного материала. Величина эмиссии метана вследствие разрушения берегов Карского моря оценивается в 10–30 миллионов $м^3$ или 0,8–2,0 тонн в год [Васильев и др., 2018].

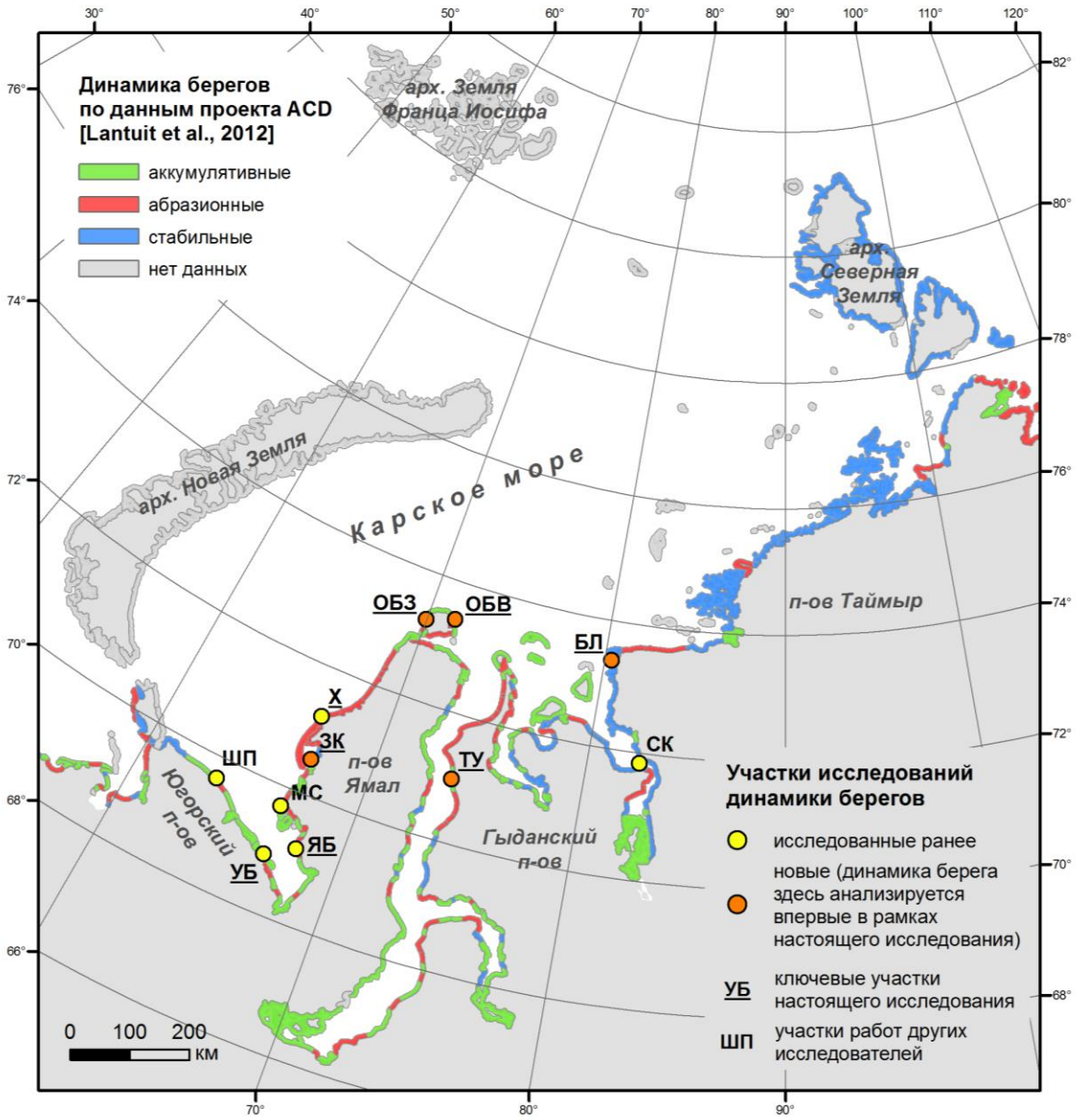


Рис. 6. <u>Участки исследования динамики берегов Карского моря</u>:
ШП – урочище Шпиндлер, Югорский полуостров [Лейбман и др., 2000; Кизяков, 2005; Кизяков и др., 2006];
УБ – Уральский берег Байдарацкой губы [Камалов и др., 2006; Ogorodov et al., 2016, Алексютина и др, 2017; Isaev et al., 2019];
ЯБ – Ямальский берег Байдарацкой губы [Камалов и др., 2006; Копа-Овдиенко, Огородов, 2016];
МС – ГМС Марре-Сале, Западный Ямал [Васильев и др., 2011; Крицук и др., 2014];
Х – пос. Харасавэй, Западный Ямал [Совершаев, Камалов, 1992; Белова, Огородов, 2011; Kuznetsov et al., 2016]
СК – м. Сопочная Карга, Западный Таймыр [Стрелецкая и др. 2009]

<u>Ключевые участки настоящего исследования</u>:
УБ – Уральский берег Байдарацкой губы [Novikova et al., 2018];
ЯБ – Ямальский берег Байдарацкой губы [Novikova et al., 2018; Novikova et al., 2021];
ЗК – Залив Крузенштерна [Baranskaya et al., 2021]
Х – Харасавэй [Белова и др., 2017; Belova et al., 2020],
ОБЗ – западный берег острова Белый [Baranskaya et al., 2020],
ОБВ – восточный берег острова Белый [Baranskaya et al., 2020],
ТУ – терминал Утренний, западный Гыдан [Ermolov et al., in press]
БЛ – бухта Лемберова, Западный Таймыр [Novikova et al., 2021].

<u>Выводы</u>

В главе приводится краткая история исследований арктических берегов, в частности более детально – берегов Карского моря, дается обобщение имеющихся представлений о процессе термоабразии и факторах динамики берегов криолитозоны.

Проведены детальные исследования строения и динамики берегов множества ключевых участков берегов Карского моря, таких как Югорский полуостров в районе урочища Шпиндлер и Амдермы, берега Байдарацкой губы, берега Западного Ямала в районе полярной станции Марре-Сале и поселка Харасавэй. По результатам инструментальных наблюдений, дешифрирования аэрокосмических материалов, полевых геокриологических исследований оценены скорости отступания берегов и проанализированы факторы, определяющие изменение скоростей отступания. Однако данные исследования, в большинстве случаев, характеризуются ограниченным временным диапазоном; тогда как настоящее диссертационное исследование охватывает период в ~50 лет (с 1960-х гг. до 2010-х); в частности, имеющиеся ряды наблюдений продлены до современного периода (до 2016-2020 гг.), по которому практически не имеется опубликованной информации и который, однако, характеризуется существенными изменениями динамики берегов.

Несмотря на хорошую изученность морфологии и динамики термоабразионных берегов Карского моря, множество вопросов по этой теме остаются открытыми – в первую очередь, они касаются вклада различных факторов (геологический, термический, ветро-волновой) в динамику данных берегов и возможности прогноза дальнейшего развития этих берегов в условиях меняющегося климата и возросшей антропогенной нагрузки.

ГЛАВА 2. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РЕГИОНА

2.1. Геолого-геоморфологическое строение

2.1.1. Орогидрография и геоморфологическое строение

Карское море расположено в западной части Евразийского шельфа Северного Ледовитого океана. Его западная граница проходит по архипелагу Новая Земля и далее на юго-восток по острову Вайгач к Югорскому полуострову, с северо-востока море ограничено архипелагом Северная Земля и северной оконечностью полуострова Таймыр (рис. 7).

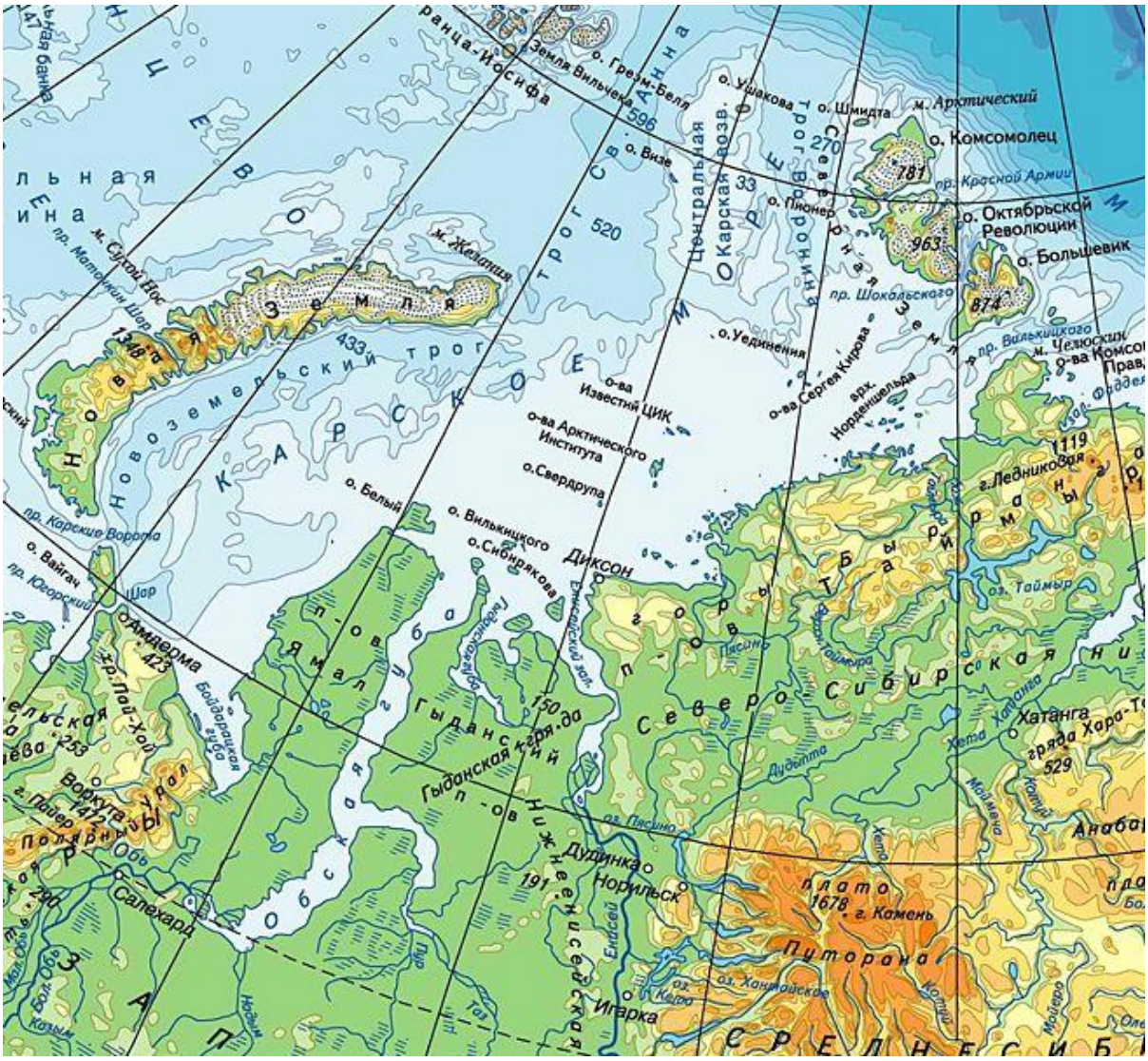


Рис. 7. Фрагмент гипсометрической карты России [Национальный атлас..., 2007] на территорию Карского моря

Карское море относится к мелководным, свыше 80% его акватории занимают глубины менее 200 м, средняя глубина – 111 м, максимальная – 620 м в районе Новоземельского трога. Юго-западная часть Карского моря наиболее мелководная – глубины здесь не превышают 100 м, глубина Байдарацкой губы не превышает 40 м. Берега в основном представляют собой низменные морские или ледниковые аккумулятивные равнины, только в пределах Югорского и Таймырского полуостровов местами к побережью выходят абразионно-аккумулятивные морские и денудационно-эрозионные ледниковые равнины [Национальный атлас…, 2007].

Югорский полуостров представляет собой возвышенную равнину, по его оси проходит хребет Пай-Хой, имеющий высоту до 420 м. Побережье представляет собой обширную (до 50 км в ширину) заболоченную морскую аккумулятивную равнину. Здесь в Карское море впадает р. Кара. В привершинной части Байдарацкой губы вплотную к побережью подходят отроги Полярного Урала.

Полуострова Ямал и Гыданский разделены между собой длинной (более 800 км) узкой (до 80 км) мелководной (до 25 м) Обской губой – самым крупным заливом Карского моря. На севере Ямала пролив Малыгина отделяет остров Белый от материка. В северной части Гыданский полуостров состоит из двух полуостровов Явай и Мамонта, разделенных Гыданской губой. Полуострова представляют собой низменную полого-волнистую заболоченную аккумулятивную равнину, сложенную ледниковыми, морскими и озерно-аллювиальными четвертичными отложениями [Природные... 1997]. Четвертичные отложения в районе Гыданского и Ямальского полуостровов залегают сплошным покровом, их мощность достигает 350 м во впадинах, приуроченных к долинам крупных рек Оби, Полуя, Таза и Енисея [Назаров, 2011]. Рельеф большей части территории имеет ступенчатое строение, понижаясь от осевых районов полуострова к его периферии. Здесь выделяют до шести различных по возрасту и высотным отметкам уровней. Наиболее древние из них (раннеплейстоценовые и среднеплейстоценовые) имеют широкое площадное распространение и являются водораздельными равнинами с абсолютными отметками от 45-60 до 80-95 м [Природные…, 1997]. Максимальная высота на Ямале – 95 м, на Гыдане – до 200 м (Гыданская гряда), на большей части территории высоты в среднем составляют 40-60 м. Самая крупная река Ямала – Юрибей – впадает в Байдарацкую губу. Крупнейшие реки Гыданского полуострова: Мессояха (впадает в

Тазовскую губу) и Танама (Енисейский залив), и на севере Юрибей и Гыда (впадают в Гыданскую губу).

Полуостров Таймыр отделен от западной части Карского моря мелководным (до 20 м) Енисейским заливом. Является крупнейшим (400 000 км^2) полуостровом России, его северная оконечность (по которой проходит восточная граница Карского моря) – м. Челюскин на одноименном полуострове – является самой северной материковой точкой России. Вдоль всего полуострова тянутся горы Бырранга (высота до 1125 м). К побережью Карского моря выходит морская аккумулятивная равнина (ширина 10-50 км). Крупнейшие реки полуострова: Пясина (впадает в Карское море), Верхняя Таймыра (впадает в озеро Таймыр), Нижняя Таймыра (впадает в Карское море).

Ключевые участки исследования (рис. 6) расположены в основном в юго-западной части Карского моря, для которой характерно широкое распространение многолетнемерзлых рыхлых четвертичных отложений и соответственно наиболее распространены термоабразионные берега, тогда как в восточной материковой части (п-ов Таймыр) наиболее распространены скальные абразионные берега, а на островах наиболее распространены ледяные берега. Большая часть ключевых участков представляет собой термоабразионные берега, т.к. для таких берегов характерно наиболее интенсивное отступание, однако некоторые участки охватывают так же и другие типы берегов: абразионно-термоденудационные, аккумулятивные пляжевые, лайдовые. Для аккумулятивных участков количественная оценка динамики береговой линии зачастую затруднена из-за сложности проведения здесь береговой линии (береговой уступ, как правило, отсутствует, береговая линия проводится по границе плотной растительности, но она зачастую размытая) и отсутствия одной определенной тенденции, направленности развития данных берегов, что осложняет расчеты (частая смена направления перемещения береговой линии: то отступает, то выдвигается); в связи с чем для аккумулятивных типов берегов зачастую дается качественное, а не количественное описание динамики [Novikova et al., 2018]. Ключевые участки выбраны таким образом, чтобы оценить динамику берегов различных типов, а также различного геолого-геоморфологического строения и различной подверженности воздействию гидрометеорологических факторов, с целью анализа вклада различных факторов в динамику берегов исследуемого региона (глава 6).

Геоморфологическая характеристика и типы берегов Карского моря более детально рассмотрены в главе 4 (по результатам дешифрирования космических снимков и литературным данным), детальное геолого-геоморфологическое строение ключевых участков описано в главе 5 (по данным собственных полевых исследований и литературным данным).

2.1.2. Геологическое строение

В тектоническом плане котловина Карского моря лежит в пределах Западно-Сибирской плиты с гетерогенным фундаментом, с запада оконтурена Пайхойско-Новоземельской складчатой системой Уральской складчатой области герцинского возраста, с востока Таймыро-Североземельской складчатой системой герцинского возраста [Мазарович, 2005; Национальный атлас…, 2007] (рис. 8). В юго-западной части Карского моря, а также на п-овах Ямал и Гыданский, расположена Южно-Карская впадина, сложенная терригенными отложениями юры и мела мощностью от 8 до 14 км, где расположен один из крупнейших нефтегазоносных бассейнов России. В его пределах как на суше (Харасавейское, Бованенковское и др.), так и в акватории (Ленинградское, Русановское) открыты гигантские месторождения газа и конденсата, реже нефтегазоконденсата. В северо-восточной части моря расположена Северо-Карская впадина, в пределах которой кристаллический фундамент залегает на глубине 12-20 км. Сложена палеозой-мезозойскими отложениями, обладающими огромным нефтегазоносным потенциалом, который, однако, пока остается неизученным из-за сложных природно-климатических условий [Мазарович, 2005].

На большей части материкового побережья Карского моря рельефообразующими являются рыхлые четвертичные отложения. Только в западной части (на северо-востоке Югорского п-ова), и в восточной части (на Таймыре) исследуемого региона на поверхность выходят коренные отложения. В северо-восточной части Югорского полуострова побережье сложено, преимущественно известняками девона и карбона с пластовыми интрузиями и дайками диабазов, главным образом, мезозойского возраста; Таймырское побережье сложено метаморфизованными и сильно дислоцированными породами нижнего и верхнего докембрия и отчасти кембрия, а также разновозрастными гранитоидами [Мазарович, 2005].

Области герцинской (варисской) складчатости

УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Пайхойско-Новоземельская складчатая система

Уральская складчатая система

- Западная внешняя мегазона
- Тагило-Магнитогорская мегазона
- Восточно-Уральская мегазона

Таймыро-Североземельская складчатая система

- Карская антиклинорная зона
- Южно-Таймырская эпиплатформенная складчатая зона

ОБЬ-ЗАЙСАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Томско-Уренгойская и Восточно-Казахстанская складчатая система

БАРЕНЦЕВО-СЕВЕРО-КАРСКИЙ БАССЕЙН

БАРЕНЦЕВОМОРСКАЯ ПЛИТА

- сводовые поднятия, зоны поднятий
- седловины, пороги, перемычки
- синеклизы, мегавпадины, зоны прогибов

СЕВЕРО-КАРСКАЯ ПЛИТА

- сводовые поднятия, зоны поднятий
- седловины, пороги, перемычки
- синеклизы, мегавпадины, зоны прогибов

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

49. Северо-Карская структурная терраса
50. Северо-Карская впадина
51. Северо-Таймырский вал
52. Карская впадина
53. Припроливный прогиб
54. Припайхойский выступ
55. Малыгинская структурная терраса
56. Северо-Сеяхинский прогиб
57. Бованенковский вал
58. Среднеямальский вал
59. Юрацкий вал
60. Таймырский выступ
61. Западно-Сеяхинский вал
62. Утреннее куполовидное поднятие
63. Гыданское куполовидное поднятие
64. Геофизический вал
65. Антипаютинский вал
66. Усть-Портовский вал
67. Ямальский вал
68. Южно-Байдарацкая впадина
69. Северо-Мессояхская впадина
70. Ямбургский свод

ТАЙМЫРО-СЕВЕРОЗЕМЕЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

119. Карская антиклинорная зона
120. Южно-Таймырская эпиплатформенная складчатая зона

БАРЕНЦЕВО-СЕВЕРО-КАРСКИЙ БАССЕЙН АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА

173. Сводовое поднятие Северо-Восточной Земли
174. Зона прогибов Франц-Виктории
175. Сводовое поднятие Земли Франца-Иосифа
176. Мегавпадина Святой Анны
177. Персеевская зона поднятий
178. Александровскоя зона поднятий
179. Медвежинско-Эджинская зона прогибов
180. Центральная зона поднятий
181. Северо-Баренцевская синеклиза
182. Альбановско-Горбовский порог
183. Варяжская зона прогибов
184. Лудловская перемычка
185. Кольская моноклиза
186. Южно-Баренцевская синеклиза
187. Предновоземельская структурная зона
188. Поднятие Вернадского
189. Прогиб Воронина
190. Шмидтовская седловина
191. Северо-Карская впадина
192. Северо-Карская ступень

Рис. 8. Фрагмент карты тектонического районирования России [Национальный атлас..., 2007] на территорию Карского моря

Новейшие отложения на большей части исследуемого региона образуют сплошной чехол мощностью 100-150 м, наиболее полно сохранились в пределах п-ова Ямал и Байдарацкой губы [Павлидис и др., 1998]. Происхождение и возраст новейших отложений региона остается дискуссионным. Существуют две основные концепции: ледниковая/гляциалистская [Каплянская, Тарноградский, 1976; Соломатин, 1986; Гроссвальд, 1999; Астахов и др., 2000; Svendsen et al., 2004; Большиянов, 2006; Назаров, 2011 и другие] и неледниковая/маринистская [Трофимов и др. 1980; Геокриология СССР, 1989 и другие].

Согласно неледниковой концепции, четвертичные отложения региона имеют, в основном, морской генезис и сформировались в ходе многочисленных трансгрессий Северного Ледовитого океана, обусловленных как новейшими тектоническими движениями, так и изменениями уровня океана в ледниковые и межледниковые эпохи, связанные с колебаниями климата. Так, согласно [Баду, 2010], в ходе позднеплейстоценового оледенения в результате концентрации воды в ледниках, уровень Мирового океана был ниже современного на 100 м, и значительная площадь шельфа Карского моря была осушена. Морской генезис осадков обосновывается, главным образом, находками макро- и микрофауны в отложениях самых различных районов Ямала и Гыдана [Полуостров Ямал, 1975; Геокриология СССР, 1989]. Существование обширного ледникового покрова на побережье Карского моря в позднем плейстоцене считается маринистами маловероятным так же потому, что ранне- и среднеплейстоценовые отложения и рельеф не претерпели в данную эпоху существенных изменений; отмечается, что характерной особенностью современного рельефа приморских равнин Ямала и Гыдана является ступенчатое строение поверхности, что объясняют наличием разновысотных разновозрастных морских террас [Полуостров Ямал, 1975; Геокриология СССР, 1989].

Ледниковые концепции четвертичной истории региона крайне разнообразны, различаются между собой представлениями о расположении центра оледенения, мощности и границах распространения ледника и времени его существования. Так, согласно максимальным оценкам [Grosswald, Hughes, 2002], в эпоху последнего оледенения (осташково-сартанская, 110-8 тыс. л.н.), существовал Панарктический ледниковый покров с центром в районе Северного полюса; этот покров объединял

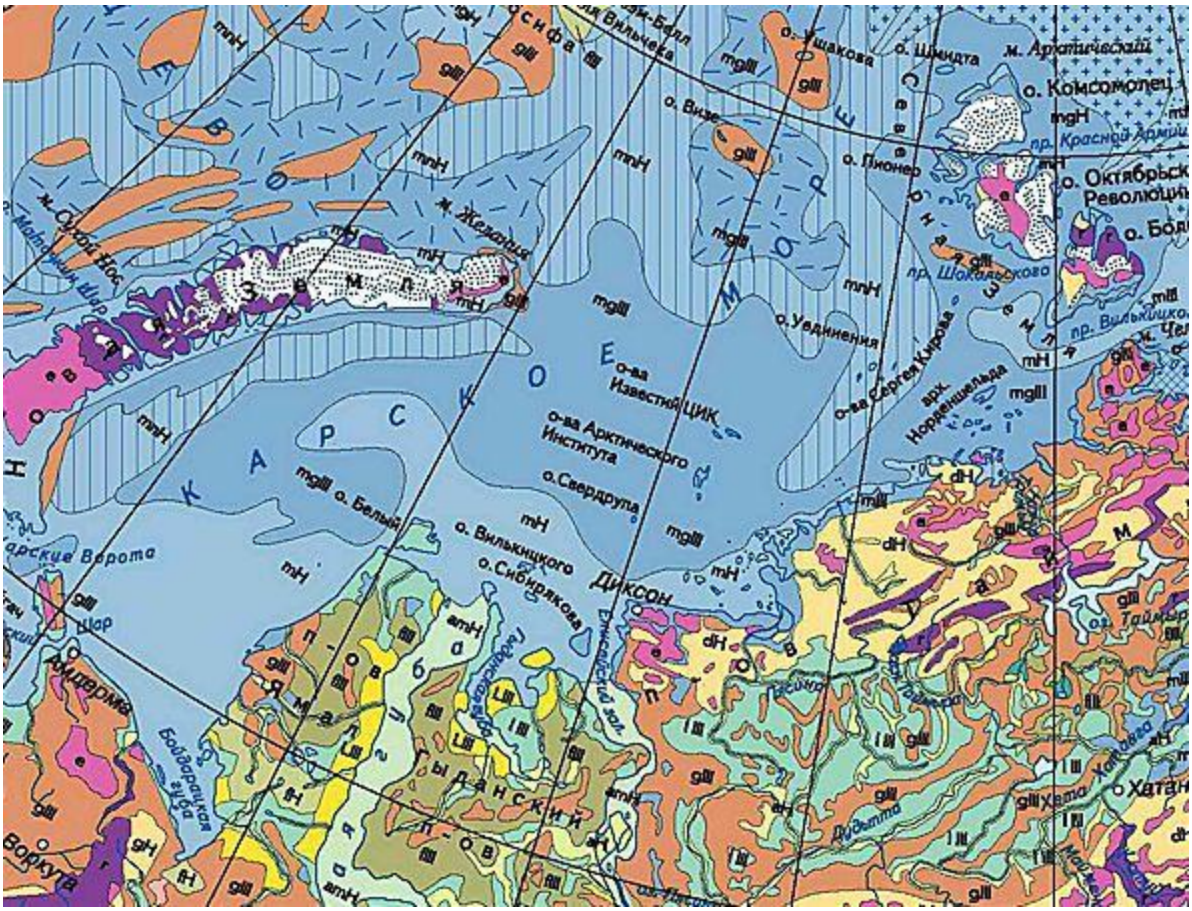
Скандинавский, Баренцево-Карский, Восточно-Сибирский, Берингийский и Охотский ледниковые щиты и их шельфовые ледники. Исследование основано на обширных данных колонок бурения и анализа рельефа (следы ледниковой экзарации, гляциодислокаций, гигантских подпруженных озер и спилвеев – мощных потоков, по которым вода из подпруженных озер сбрасывалась на юг), а также результатам 3D моделирования ледникового покрова. Однако множество факторов, таких как множество радиоуглеродных датировок отложений, находки мамонтов и другой палеофауны, отсутствие следов огромного подпрудного озера ставят под сомнения основные положения данной теории. Принципиально иных взглядов придерживается автор концепции «пассивного оледенения» Д.Ю. Большиянов [2006]. Он предполагает существование в пределах юго-западной части Карского моря небольших ледниковых шапок, мощность которых не превышала критической, при которой начинается активное движение ледника, приводящее к переформированию рельефа и транспортировке отложений. Однако данная концепция не объясняет мощные дислокации четвертичных отложений, часто наблюдаемые на арктических побережьях, вне зоны активных неотектонических движений. Наиболее разработанные на данный момент проекты ледниковой истории региона в четвертичное время представлены в работах проекта QUEEN (Quatenary Environment of the Eurasian North) и его последователей [Mangerud et al., 2004; Svendsen et al., 2004; Astakhov, 2006; Назаров, 2011]. Согласно [Svendsen et al., 2004], побережье Карского моря последний раз достоверно перекрывалось ледником с шельфа 90-80 тыс. л.н. в раннезырянское время, тогда как граница последующих оледенений проходила к западу и уже практически не затрагивала Западную Сибирь. В позднем плейстоцене (35-13 тыс. л.н.) юго-западное побережье Карского моря представляло собой перигляциальную тундру [Астахов, Назаров, 2010].

По [Романенко и др., 2015], на побережьях Байдарацкой и Обской губ уровень моря приблизился к современному около 4000 р.л.н. и далее колебался незначительно, не превышая 1 м над у.м. Около 1300–1000 р.л.н. у.м. немного (не более 0,5 м) опустился, в результате чего сформировались современные лайды и началось наращивание баров, постепенно осваиваемых растительностью. Таким образом, формирование низких лайдовых поверхностей, широко распространенных на побережье Карского моря, произошло в результате позднеголоценовых трансгрессий, проявившихся во всей

Российской Арктике [Романенко и др., 2015]. Отмечается, что в последние десятилетия происходит смена общей тенденции развития низких берегов: аккумуляцию, преобладавшую 4–1 тыс. л.н. назад, сменила абразия, что связано с увеличением продолжительности безлёдного периода, усилением мощности и возрастанием частоты штормов и нагонов, и на некоторых участках – с деятельностью человека.

Основными источниками материала современных осадков на шельфе Карского моря являются речной сток и абразия берегов [Павлидис и др., 1996]. В.С. Медведев [Медведев, Потехина, 1990] предполагает, что высокий темп отступания западного берега Ямала был таким на протяжении всего голоцена, т.к. берег здесь почти на всем протяжении окаймлен абразионной подводной террасой, достигающей ширины несколько десятков км. Согласно расчетам [Павлидис, 1996 по Суздальский, 1974], абразия берегов поставляет в Карское море 109 млн. т. терригенного материала в год, при этом, существенная часть этого материала имеет песчано-галечную размерность и остается в береговой зоне, образуя аккумулятивные формы. В пределах Обь-Енисейской области основными источниками осадочного материала являются реки, поставляя более 30 млн т осадков в год, из них не менее 25 млн т приходится на Обь и Енисей [Павлидис, 1996 по Лопатин, 1952].

По [Природные…, 1997], в регионе выделяются следующие комплексы осадков: 1) нижне- и среднеплейстоценовые морские и ледово-морские, 2) верхнеплейстоценовые морские, прибрежно-морские и аллювиально-морские и 3) голоценовые морские и прибрежно-морские (рис. 9). Рельефообразующими являются верхнеплейстоценовые и голоценовые осадки. Верхнеплейстоценовые морские и прибрежно-морские отложения на акватории представлены суглинками и глинами, чередующимися в разрезе и в плане с песками. Верхнеплейстоценовые аллювиально-морские отложения состоят из переслаивающихся песков, супесей и суглинков. Голоценовые морские осадки это, в основном, суглинистые и глинистые илы, супеси, реже – пески [Природные…, 1997]. Более детально литологическое строение описывается для ключевых участков в главе 5.



Возраст		Генетические типы ч					
		Элювиальные отложения (местами с включением солифлюкционных)	Элювиально-делювиальные отложения	Делювиальные, коллювиальные, солифлюкционные образования	Аллювиальные, пролювиальные отложения (местами с включением делювиальных)	Озерные отложения (местами с включением болотных, аллювиальных, флювиогляциальных)	Ледниковые отложения (местами с включением озерных, флювиогляциальных)
Гелоген (местами с включением части верхнего неоплейстоцена)	H	e	ed	dH	aH	lH	gH
Верхний неоплейстоцен (местами с включением части среднего неоплейстоцена)	III			dIII	aIII	l III	gIII
Средний неоплейстоцен (местами с включением частей нижнего и верхнего неоплейстоцена)	II			dII	aII	l II	gII
Нижний неоплейстоцен (местами с включением части эоплейстоцена)	I			dI	aI	l I	gI
Эоплейстоцен (местами с включением частей верхнего плиоцена и нижнего неоплейстоцена)	E			dE	aE	lE	

Рис. 9. Фрагмент карты четвертичных отложений России [Национальный атлас..., 2007] на территорию Карского моря

2.1.3. Мерзлотное строение

На протяжении позднего плейстоцена и голоцена в регионе устойчиво существовал суровый климат, предопределивший сплошное по площади распространение многолетнемёрзлых пород (ММП) (рис. 10). Мощность ММП в Ямальско-Гыданском регионе составляет в среднем 200-300 м, достигает 450-500 м на Гыданском полуострове. Мощности ММП существенно различаются на разных геоморфологических уровнях: от 300 м в пределах наиболее высоких (казанцевских) равнин, до менее 50 м в пределах лайд [Геокриология СССР, 1989]. На побережье Байдарацкой губы мощность ММП составляет до 40-50 м на Уральском берегу и до 50-100 м на Ямальском берегу. Под акваториями морских заливов, под крупными озерами (Парисен-То, Ярото, Ямбуто и др.), под руслами крупных рек в их устьевой части (Юрибей, Танама, Мессояха, и др.) развиты несквозные и сквозные талики [Трофимов и др., 1986]. По данным [Геокриология СССР, 1989], на Ямале и Гыданском полуострове в районе устьев крупных рек песчаные и супесчаные отложения пляжей Карского моря находятся в мерзлом состоянии с глубины 0,5-1,5 м даже в период максимального сезонного протаивания. В прибрежной зоне морской акватории кровля ММП может залегать на глубине до 5-15 м от дна [Павлидис и др., 1996].

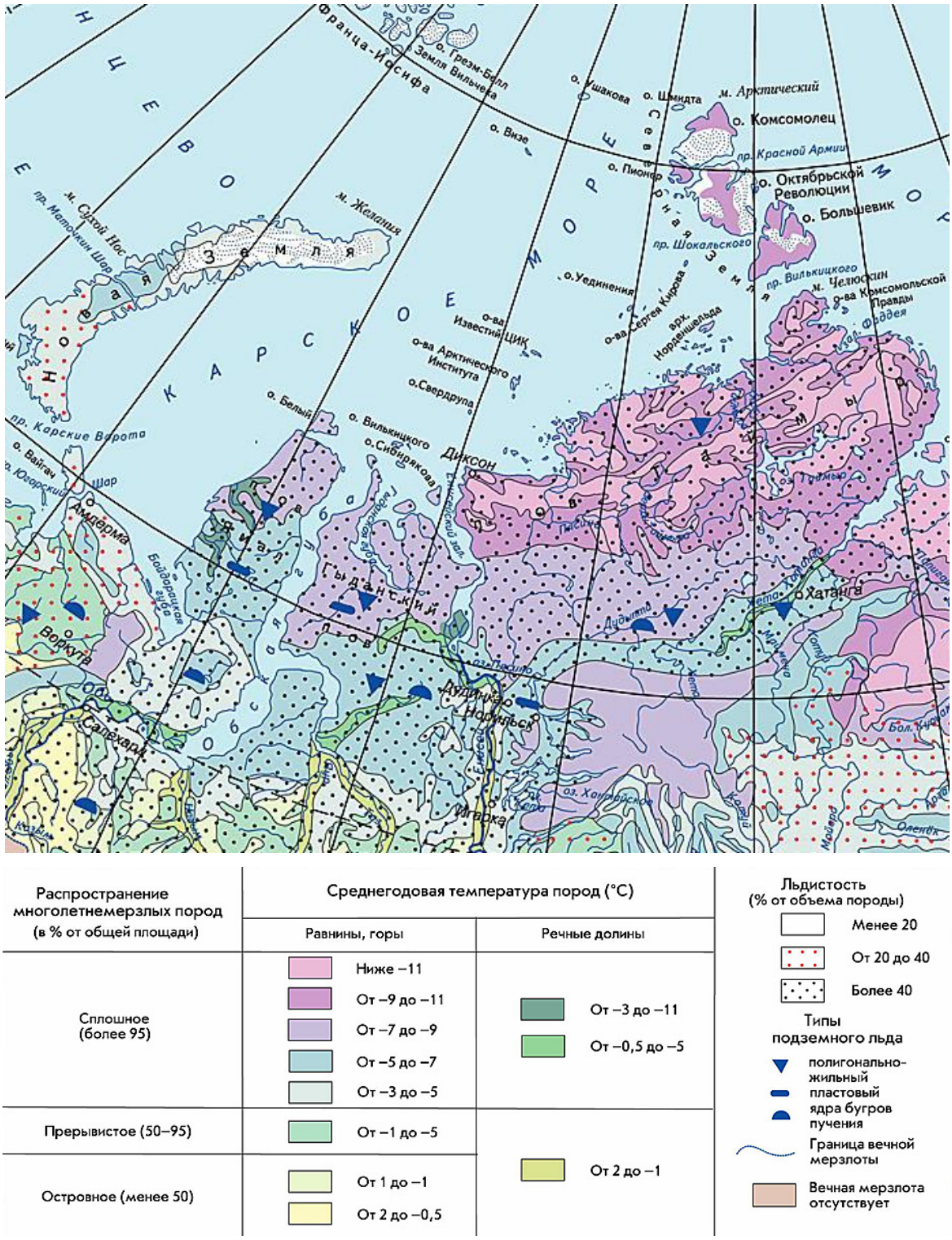


Рис. 10. Фрагмент карты распространения многолетнемерзлых пород России [Национальный атлас..., 2007] на территорию Карского моря

Среднегодовая температура грунтов на глубине нулевых колебаний температур составляет в регионе в среднем от -2 до -5 ℃ [Геокриология СССР, 1989], но может существенно варьировать: так, в пределах Байдарацко-Юрибейской области среднегодовая температура грунтов изменяется от -9 на севере до +2ºС на юге [Природные…, 1997]. Наиболее низкотемпературные грунты развиты на самом севере Ямала, Гыдана и Таймыра и на островах Карского моря: -9 ºС на севере Ямала, -9 ºС на о. Вилькицкого, -9,5 ºС на о. Белый [Геокриология СССР, 1989].

Практически вся рассматриваемая территория (за исключением участков распространения скальных грунтов) характеризуются ежегодно проявляющимся устойчивым процессом протаивания грунтов с поверхности в теплый период года (рис. 11). На отдельных участках, где развиты сильнозасоленные породы или существуют несквозные талики, имеют место процессы сезонного промерзания грунтов. Глубина сезонно-талого слоя варьирует в широких пределах и определяется, прежде всего, составом и увлажнённостью грунтов, дренированностью поверхности и характером растительности: изменяется от 40 см в торфяниках и оторфованных песках до 200 см в пылеватых или мелких песках [Геокриология СССР, 1989].

Согласно [Геокриология СССР, 1989], среди генетических типов, в наибольшей степени в регионе распространены сингенетические мерзлые породы – подземные льды в таких породах формировались одновременно с накоплением осадка. Для них характерны равномерное и ритмичное распределение высокой льдистости по разрезу, слоистые и линзовидные, реже сетчатые равномерные тонко- и микрошлировые криогенные текстуры и крупные скопления повторно-жильного льда. В литологическом плане это преимущественно пылеватые пески, супеси и суглинки, в разной степени оторфованные – т.е. отложения, накапливающиеся в фациальных условиях с многолетним промерзанием формирующегося осадка. К сингенетическим относят морские отложения среднеплейстоценового салехардского и позднеголоценового казанцевского возраста, морские, аллювиальные и озерные отложения позднеплейстоценового – голоценового возраста, аллювиальные отложения позднеголоценового возраста [Геокриология СССР, 1989].

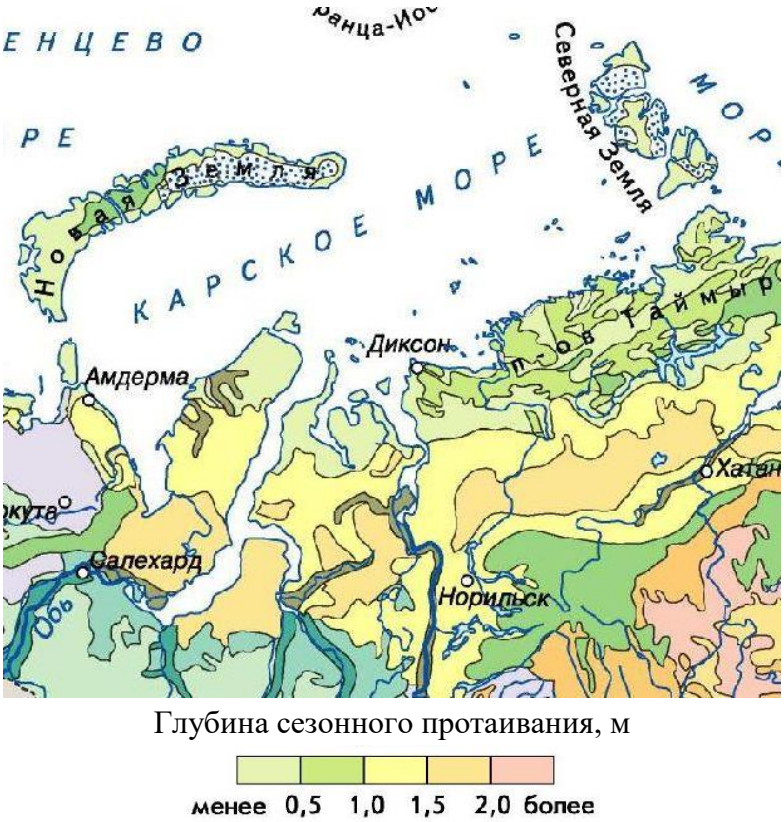


Рис. 11. Фрагмент карты сезонного протаивания многолетнемерзлых грунтов России [Национальный атлас..., 2007] на территорию Карского моря

Эпигенетические мерзлые породы залегают на поверхности в ряде районов салехардской и казанцевской равнин Ямала и Гыданского полуострова; на остальной территории они подстилают сингенетические мерзлые толщи [Геокриология СССР, 1989]. Такие породы характеризуются различным содержанием льда-цемента и ледяных включений в виде шлиров и макроструктурных образований. В эпигенетических мерзлых песчаных породах, слагающих надпойменные и лагунно-морские террасы, в основном присутствует лед-цемент, льдистость довольно однородная по разрезу (что обусловлено однородностью литологического состава), обычно не превышает 35-40%. Строение и свойства эпигенетически мерзлых глинистых пород характеризуются большим разнообразием и сложностью, но наиболее часто характерно убывание льдистости с глубиной, в верхней части льдистость составляет 40-60%.

Пластовые льды на материковом побережье Карского моря образуют самые крупные скопления в мерзлой толще верхнеплейстоцевых морских террас Ямала и Гыданского полуострова [Геокриология СССР, 1989]. Свойственны районам мощного

плейстоценового осадконакопления, имеют мощность от первых метров до 30-40 м, протяженность – десятки-сотни метров. Приурочены в основном к контакту глинистых и песчаных пород или к месту их фациального замещения и залегают согласно или с угловым несогласием с вмещающими породами. Автохтонные пластовые льды формировались в процессе промерзания водонасыщенных грунтов, они пресные и ультрапресные, их состав в основном гидрокарбонатно-натриевый, однако отличительной особенностью автохтонных залежей льда на севере Ямала и Гыданского полуострова является их засоление, в связи с чем зачастую предполагается их формирование в морских условиях. Аллохтонные льды формировались в процессе синкриолитогенеза, однако точный их генезис, как правило, неоднозначен [Геокриология СССР, 1989].

2.2. Гидрометеорологическая характеристика

2.2.1. Метеорологические параметры

Карское море, расположенное в полярных широтах и непосредственно связанное с Северным Ледовитым океаном, характеризуется полярным морским климатом. Относительная близость Атлантического океана несколько смягчает климат моря, но Новая Земля служит барьером на пути теплого атлантического воздуха и вод, поэтому Карское море климатически более сурово, чем Баренцево. Большая протяженность Карского моря с юго-запада на северо-восток создает заметные различия климатических показателей в его разных районах в течение года.

Среднегодовые температуры варьируют от -7°С в юго-западной части до -15°С в северо-восточной [Атлас океанов..., 1980]. Зимний период (со среднесуточными температурами ниже 0°С) длится от 250 до 310 дней в году, с середины сентября/начала октября до середины июня/начала июля. Средняя температура самого холодного месяца (января) составляет от -18°С на ЮЗ до -28°С на СВ, средняя температура самого теплого месяца (июля) от +6°С на ЮЗ до +1°С на СВ. Зимой преобладают ветра с материка (с Ю), летом – с моря (с СЗ, С, СВ). Летние ветра с моря генерируют волнение, которое особенно интенсивно воздействует на берег как раз в летний безледный период. Преобладающая (50%) скорость ветра в летний период от 3 до 6 м/с, частота штормов от 10 до 20 %. Среднегодовое количество осадков: в западной части Карского моря (ГМС Амдерма) –

390 мм, в восточной (ГМС Диксон) – 370 мм, максимум осадков в летне-осеннее время – с июня/июля по сентябрь/октябрь [Атлас океанов..., 1980].

2.2.2. Гидрологические параметры

Из-за сурового климата в акватории Карского моря лед присутствует круглогодично, покрывая ее полностью в осенне-зимнее время с октября по май. У побережья продолжительность безледного периода составляет от 1,5 на СВ до 4 месяцев (июль-октябрь) на ЮЗ [Атлас океанов..., 1980]. Температура воды в подледном слое повсеместно близка к температуре замерзания воды данной солености (−1,5—1,7°). В наиболее теплые летние месяцы температура воды на мелководьях в юго-западной части моря становится выше 0° от поверхности до дна [Добровольский, Залогин, 1982].

Дрейфующие льды располагаются над глубинами более 15 м. При отжимных ветрах за припаем эпизодически образуются полыньи шириной до нескольких километров. Через 5-10 дней полыньи покрываются молодыми льдами, которые частично подвергаются торошению при сжатиях. Сжатия сопровождаются выжиманием тертого льда на края льдин, образованием наслоенных льдов, подсовов и ропаков, дроблением крупных льдин и формированием торосистых нагромождений, гряд торосов, а при повторяющихся сильных нажимных сжатиях – барьеров набивных льдов и стамух [Природные…, 1997].

Приливы в Карском море выражены весьма отчетливо, хотя приливные изменения уровня сравнительно невелики. По всем пунктам побережья они равны в среднем 0,5—0,8 м, но в Обской губе превышают 1 м. Нередко их затушевывают сгонно-нагонные колебания уровня, которые на материковом берегу превышают 1 м, а в глубине заливов и губ в безледные сезоны доходят до 2 м и больше [Добровольский, Залогин, 1982]: в Обской губе – до 3,5 м, в Енисейском заливе – до 2 м [Арэ, 1980].

Частые и сильные ветры развивают значительное волнение в Карском море. Однако размеры волн кроме скорости и продолжительности ветра зависят здесь и от ледовитости, обусловливающей длину разгона ветра. В связи с этим наиболее сильное волнение наблюдается в малоледовитые годы в конце лета — начале осени. Самую большую повторяемость имеют волны высотой 1,5—2,5 м, реже наблюдаются волны 3 м и более, максимальная высота волны около 8 м [ЕСИМО]. В юго-западной и северо-

западной обычно свободных ото льдов частях моря сильное волнение развивается чаще всего [Добровольский, Залогин, 1982].

Система течений в западной части Карского моря выглядит следующим образом: воды из Баренцева моря поступают сюда через южные Новоземельские проливы, движутся к Ямалу и далее на север вдоль его западного берега. У северной оконечности полуострова Ямальское течение усиливается Обь-Енисейским, а еще севернее оно дает ответвление к Новой Земле. Здесь этот поток поворачивает на юг и в виде Восточно-Новоземельского течения движется вдоль берегов Новой Земли. У Карских Ворот это течение дает ответвление в Баренцево море (течение Литке), где оно сливается с баренцевоморскими водами, входящими в Карское море, и замыкает циклонический круговорот [Природные…, 1997].

Реки замерзают в сентябре – октябре, вскрываются в середине июня. Половодье (конец июня - начало июля) длится 10-25 дней, уровень воды в это время поднимается на 1-1,5 м. Местность сильно заозерена, средняя глубина озёр порядка 3-5 м. Болота мохово-травянистые (глубиной до 0,6 м), занимают небольшие участки в низинах, вокруг озер и по поймам рек. Замерзают болота в середине сентября и к декабрю промерзают на всю глубину, оттаивают в конце июня.

В регионе Карского моря, как и в целом в Арктике и во многих регионах мира, начиная примерно с 1970-х гг. наблюдаются существенные изменения климата, с тенденцией к потеплению [IPCC, 2019]. Отмечается рост среднегодовых температур воздуха: по данным ГМС Марре-Сале, от -9,2 в 1970 г. до -7,8 в 2000 г. и -2,5 в 2020 [Васильев и др., 2006, rp5.ru]. Увеличивается продолжительность периода положительных температур воздуха: так, на ГМС Марре-Сале с 1979 по 2015 гг. индекс положительных температур вырос на 15% (тренд составил 4,3 °С*дней/год), а на ГМС М.В. Попова – на 53% (5,5 °С*дней/год), согласно [Shabanova et al., 2018]. Это приводит к увеличению продолжительности периода открытой воды (безледный период) в акватории Карского моря: с 1979 по 2015 гг. в среднем увеличился на 30 дней, т.е. на 43% [Shabanova et al., 2018]. Увеличивается частота штормов [Shabanova et al., 2017], при этом, увеличение продолжительности безледного периода приводит к тому, что все больше наиболее суровых осенних штормов попадает на период открытой воды (октябрь-ноябрь), что означает значительный рост ветро-волновой нагрузки на берег: с 1979 по 2015 гг. поток

ветро-волновой энергии в среднем по данным трех ГМС (Варандей, Марре-Сале и Попова) увеличился на 70% [Shabanova et al., 2018].

2.3. Хозяйственное освоение

Карское море с давних пор называют воротами Сибири, т.к. именно через него по Енисею и Оби вывозят богатства Сибири. Первое упоминание о плавании по Карскому морю относится к 1556 г., когда английский путешественник Стивен Борроу смог пройти из Печорского моря до устья Оби при помощи встреченных им в проливе Карские ворота русских моряков, которым этот регион был известен, судя по всему, уже долгое время [Сибирцев, Итин, 1936]. Известны дальнейшие плавания английских и голландских судов, в том числе по поручению российских купцов, до устьев Оби (в Обдорск) и Таза (в Мангазею) с целью обмена сибирских товаров на европейские. Берега Карского моря изучались Двинско-Обским и Обско-Енисейским отрядами Великой Северной экспедиции в 1730-1740х гг. В 1920х гг. первые Карские экспедиции – от Архангельска в Обскую губу и устье Енисея, с целью обмена сибирского хлеба на промтовары и сельхозинвентарь, - положили начало грузовому освоению Северного морского пути.

В настоящее время Карское море является важной частью Северного торгового пути. На побережье расположено пять крупных портов: Амдерма, Сабетта, Диксон, Дудинка, Игарка (последние два расположены не на морском побережье, а в низовьях р. Енисей, но доступны для морских судов). Ведется транспортировка преимущественно леса и нефтепродуктов.

С давних пор в регионе развит рыболовецкий промысел. В заливах ведется вылов лососевых, осетровых, тресковых видов рыб. В реках и озерах Ямала и Гыдана сконцентрированы 70% мировых запасов сиговых рыб (муксун, щокур, нельма). Ямало-Ненецкий автономный округ занимает первое место в России по поголовью северного домашнего оленя (775,5 тыс. голов на 2021 г. [Федеральная служба государственной статистики]).

Ямало-Ненецкий автономный округ – один из крупнейших субъектов РФ по запасам углеводородов, особенно природного газа (75% всех запасов России) и нефти (15% всех запасов России). Здесь насчитывается 136 разведанных месторождений (62 нефтяных, 6 нефтегазовых, 9 газонефтяных, 59 нефтегазоконденсатных), из которых разрабатываются 37. На шельфе Карского моря разрабатываются 3 газовых (Русановское,

Ленинградское, Харасавейское) и 1 нефтяное (Белоостровское) месторождения. На западе Таймырского полуострова расположен один из крупнейших в России угольных бассейнов Таймырский (площадь бассейна 80 тыс. км², прогнозные ресурсы – 185 млрд т угля), перспектива освоения которого, однако, ограничена в связи с удаленностью от потребителя и труднодоступностью. Однако в условиях потепления климата и увеличения продолжительности судоходного сезона открываются новые возможности для развития подобных месторождений.

Большая часть ключевых участков исследования расположена в районах разрабатываемых или проектируемых месторождений и в той или иной степени подвержена или будет в ближайшем будущем подвержена техногенному воздействию на ландшафт:

- ключевые участки на Уральском и Ямальском берегах Байдарацкой губы расположены в местах выхода на сушу подводной части газопровода Бованенково-Ухта (начало освоения – 2009 г.);
- берега залива Крузенштерна в настоящий момент практически не подвержены антропогенному воздействию, однако здесь планируется начать разработку Крузенштернского газоконденсатного месторождения в 2025 г.;
- Харасавэйский ключевой участок расположен в районе вахтового поселка Харасавэй, который начал строиться в 1976 г. с целью освоения Харасавэйского газоконденсатного месторождения, последнее активно разрабатывается с 2019 г.;
- о. Белый практически не освоен человеком, здесь расположена только ГМС им. М.В. Попова в северо-западной части острова, однако возможно освоение в дальнейшем, т.к. здесь открыто Белоостровское месторождение, территория которого охватывает северо-западную часть острова и шельф (на данный момент запасы не оценены);
- ключевой участок в районе терминала Утренний – на настоящий момент наиболее застроен промышленной инфраструктурой, здесь в 2014 г. было начато строительство терминала для проекта Арктик СПГ 2, состоящего из причального комплекса и береговых сооружений завода сжиженного природного газа (СПГ), строительство планируется завершить к 2023 г.;
- ключевые участки на Западном Таймыре расположены в нескольких километрах к северу и к югу от пгт Диксон, присутствует небольшое антропогенное влияние на

динамику берегов (балки, вездеходные дороги), в дальнейшем планируется разработка угольного месторождения и строительство порта для вывоза угля в бухте Медуза.

Сопоставление динамики берегов участков, подверженных антропогенному воздействию, и ненарушенных участков (в пределах одного ключевого участка и разных ключевых участков между собой), а, так же, сопоставление динамики берега одного и того же участка за периоды до и после начала хозяйственного освоения позволит оценить влияние хозяйственного освоения на динамику берегов.

Выводы

В главе описаны физико-географические условия региона Карского моря, определяющие характер, направленность, скорость термоабразии и других береговых процессов: геолого-геоморфологическое строение, гидрометеорологические условия, а также коротко приведены виды хозяйственной деятельности человека, которая зачастую так же оказывает существенное влияние на облик и динамику берега.

Геолого-геоморфологическое строение, а именно, преобладание низменных берегов, сложенных рыхлым преимущественно песчаным материалом, повсеместное распространение высокольдистых многолетнемерзлых пород, включения пластовых и жильных льдов определяют высокий потенциал развития термоабразии в исследуемом регионе.

Холодный климат региона обуславливает длительный 9-10-месячный период «консервации» береговой зоны от воздействия основных рельефообразующих процессов. В зимний период основным агентом рельефообразования является морской лед (в береговой зоне происходит экзарация морскими ледяными образованиями). Большая часть экзогенных рельефообразующих процессов (термоабразия, термоденудация, термоэрозия, эрозия, торфонакопление и прочие) активизируются в короткий летний период, когда действуют такие агенты рельефообразования, как морское волнение и тепло; однако в этот период береговые геоморфологические процессы крайне интенсивны. Сильные ветра, направленные к берегу, и вызванные ими высокие волны, а также сгонно-нагонные колебания уровня моря играют большую роль в разрушении морских берегов. Повторяемость штормов и нагонов, в ходе которых удаляется основное количество материала, разрушенного термическими процессами, - один из основных факторов

отступания берегов Карского моря; при этом, с увеличением продолжительности безледного периода в последние десятилетия наиболее интенсивные осенние шторма стали попадать на безледный период, что усилило ветро-волновое воздействие на берега.

Активно развивающееся в регионе в последние десятилетия хозяйственное освоение, подразумевающее масштабную переработку береговых ландшафтов и нарушающее естественный ход береговых процессов, зачастую может провоцировать усиление неблагоприятных береговых процессов, таких как термоабразия, термоэрозия, термокарст и другие.

ГЛАВА 3. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика настоящего исследования основана, главным образом, на применении большого количества различных разновременных данных дистанционного зондирования Земли (ДДЗЗ), но также на полевых исследованиях геоморфологического, литологического и мерзлотного строения берегов и береговых процессов и повторных геодезических съемках и съемке беспилотным летательным аппаратом (БПЛА) на ключевых участках.

Применение ДДЗЗ для исследования арктических регионов особенно актуально в связи с их значительной удаленностью от основной полосы расселения и труднодоступностью для непосредственного наблюдения, тем более при необходимости многолетних повторных исследований. Применение ДДЗЗ позволяет расширить пространственный и временной (в нашем случае начиная с 60х гг. прошлого века) охват исследования, а также повысить пространственное и временное разрешение исследования.

3.1. Применение ДДЗЗ для исследования динамики арктических берегов

Применение ДДЗЗ, в первую очередь, аэрофотосъемки для исследования арктических регионов ведется довольно давно – начиная с середины прошлого века, когда здесь с организацией треста «Арктикразведка» начали проводиться масштабные аэрогеологические исследования [Романенко, 2011]. Однако, к сожалению, большая часть полученных в тот период изображений являлась секретной и в настоящее время до сих пор недоступна для анализа. К тому же в связи с дороговизной подобных исследований в то время не было возможности проводить повторные регулярные съемки, которые бы позволили анализировать динамику рельефа за некоторый временной период. Из архивных аналоговых снимков того временного периода на территорию Арктического побережья в настоящий момент доступны множество материалов съемки американскими спутниками серии Key Hole 1960-1980-х гг. с пространственным разрешением до 1,8 м, рассекреченных в 1990-е гг., а также для отдельных ограниченных участков - рассекреченные данные советской аэрофотосъемки 1970-80-х гг.

С запуском в 1970-е гг. серии спутников Landsat и других спутников для целей гражданской съемки методы дистанционного зондирования начинают активно применяться в геологических исследованиях [Космогеологическая карта СССР, 1982], в

том числе для исследований динамики арктических берегов – в первую очередь, это анализ разновременных аэро- и космических снимков в видимом диапазоне как аналоговых, так и цифровых [Кизяков, 2005; Grosse et al., 2005; Mars, Houseknecht, 2007]. Детальность таких изображений по началу была невелика (лучшее разрешение Landsat начиная с 1984 г. - 30 м, с 1999 г. - 15 м), однако начиная примерно с 2000-х гг. стало возможным получать космические изображения с субметровой точностью (спутниковые системы IKONOS, QuickBird, WorldView и другие), что позволило четко идентифицировать береговую линию на снимке. Это сделало ДДЗЗ одним из основных методов для изучения динамики арктических берегов, что для данных берегов особенно актуально в связи с их удаленностью и труднодоступностью для полевых исследований и повторных геодезических съемок [Пижанкова, Добрынина, 2010; Огородов и др., 2011; Lantuit et al., 2011; Кизяков и др., 2013; Günther et al., 2015; Смирнов, 2016 и другие].

В последние десятилетия с развитием компьютерных технологий и получения возможности обрабатывать очень большие объемы цифровых данных изучение рельефа все чаще проводят в объемном (т.н. трехмерном, 3D) режиме. Соответственно, и динамику рельефа, стало возможным оценивать не в линейных (м/год) и не в площадных ($м^2$/год) единицах, а в единицах объема ($м^3$/год). Так, для побережья Восточной Сибири коллективом исследователей института Альфреда Вегенера, Потсдам, Германия, совместно с коллегами из Якутска и Фэрбенкса, США, проанализирована динамика рельефа на основе работ с ЦМР, полученных по стереоснимкам [Günther et al., 2013] и по результатам съемки с БПЛА [Günther et al., 2017]. Переход от площадных расчетов динамики рельефа к объемным дает более соответствующее реальности, более детальное и более наглядное представление о рельефе и современных геоморфологических процессах [Obu et al., 2016].

Применение таких технологий, как съемка местности БПЛА [Mancini et al., 2013; Gonçalves & Henriques, 2015; Klemas, 2015], или лазерным сканером, LIDAR [Zhang et al..; 2005; Liu et al., 2007; Jones et al., 2013; Obu et al., 2017], позволило получать трехмерные изображения местности со сверхдетальным разрешением (от субсантиметрового до первых сантиметров), что зачастую обходится дешевле, чем космические снимки, и по сравнению с геодезической съемкой местности тахеометром или ГНСС-приемниками проводится гораздо быстрее (раздел 3.5).

3.2. Анализ космо- и аэрофотоснимков

3.2.1. Данные ДЗЗ

В качестве индикатора положения береговой линии мы рассматриваем, главным образом, бровку берегового уступа на абразионном берегу, или границу плотной растительности на аккумулятивных участках (обоснование – во введении). Поскольку ширина данных географических объектов на местности, как правило, составляет первые десятки см – до 1 м, а скорости отступания/выдвижения береговой линии в регионе Карского моря насчитывают до первых метров в год (раздел 1.4), для целей нашего исследования требуются снимки сверхвысокого (субметрового) разрешения с точной пространственной привязкой. Для дешифрирования береговой линии и других объектов необходимо, чтобы снимок был получен в летний период (июль-сентябрь), когда на местности отсутствует снежный покров; необходимо, чтобы исследуемый участок не был закрыт облаками. Для анализа динамики берега требуются разновременные снимки, при этом, для повышения статистической достоверности результатов желательно, чтобы временные диапазоны между датами съемки были примерно равные и по возможности минимальные. Желательно, чтобы снимки разных лет были получены примерно в одинаковые месяц-день, чтобы исключить влияние внутрисезонных трансформаций береговой зоны, которые на некоторых участках (особенно аккумулятивных) могут превышать межгодовые.

При исследовании динамики береговых ключевых участков на временной срез 1960-х гг. применяются аналоговые архивные космоснимки Corona KH-4 (табл. 1), для 1980-х гг. – советские архивные аэрофотоснимки (АФС), для периода после 2000-х гг. – цифровые космоснимки QuickBird, WorldView-1,2,3, ALOS PRISM, GeoEye-1. Для последних лет для двух участков получены изображения с БПЛА (раздел 3.5.). Также для получения данных о рельефе, ортотрансформации снимков и расчета объемных скоростей применяется свободно распространяемая ЦМР ArcticDEM [ArcticDEM] с пространственным разрешением до 2 м, построенная по стереопарам снимков DigitalGlobe.

Для мелкомасштабного картографирования морфодинамики берегов Карского моря были сопоставлены снимки Corona KH-4 1960-х гг., которые были приобретены у Геологической службы США (USGS) на большую часть материкового побережья Карского моря (рис. 12), где таковые имелись достаточного разрешения и качества; и снимки открытых серверов Google Earth, Яндекс Карты и ESRI ArcGIS 2010-х гг. Для участков, для которых не имеется снимков Corona, оценка динамики была проведена с использованием данных проекта Google Earth Engine Timelapse [Google Earth...], где представлены ежегодные снимки начиная с 1984 по 2020 гг. Пространственное разрешение и привязка этих снимков менее точные, поэтому оцененная динамика для данных участков менее достоверна и для них не получены конкретные скорости отступания берега. Таким образом, были выделены типы берега по их динамике за последние ~50 лет (для участков, на которые отсутствуют снимки Corona – за последние ~15 лет).

Табл. 1. Данные дистанционного зондирования на ключевые участки исследования

Источник	**Дата съемки**	**Пространственное разрешение, м**	**Точность привязки, м**
Уральский берег Байдарацкой губы			
Corona KH-4A	09.08.1964	7.5	7.0
АФС	10.07.1988	0.7	0.8
QuickBird-2	31.08.2005	0.6	1.1
WorldView-1	22.07.2012	0.5	0.2
WorldView-2	31.07.2013	0.5	0.3
WorldView-2	21.05.2016	0.5	0.8
Ямальский берег Байдарацкой губы			
Corona KH-4	21.08.1968	2.6	5.2
АФС	10.07.1988	0.7	1.1
QuickBird-2	29.08.2005	0.5	0.6
WorldView-3	21.06.2016	0.3	0.4
БПЛА	18.08.2018	0.06	0.05
Залив Крузенштерна, Западный Ямал			
Corona KH-4	09.08.1964	2.7	4.2
WorldView-1	29.07.2010	0.5	0.9
WorldView-3	30.07.2019	0.6	0.9
Харасавэй, Западный Ямал			
Corona KH-4A	08.08.1964	5.0	-
АФС	31.07.1972	1.0	-
АФС	21.07.1977	1.5	-
АФС	05.08.1988	0.5	-

ALOS PRIZM	16.07.2006	2.0	-
WorldView-2	15.06.2016	0.5	-
Остров Белый			
Corona KH-4	23.09.1969	2.6	-
ArcticDEM (WV-3)	08.03.2016	2.0	-
Терминал Утренний, Западный Гыдан			
Corona KH-4	22.08.1972	1.8	2
WorldView-2	23.08.2012	0.5	1.0
WorldView-2	29.06.2014	0.5	0.5
WorldView-2	13.07.2014	0.5	0.5
WorldView-2	14.07.2017	0.5	0.0
GeoEye-1	24.07.2020	0.5	0.4
Бухта Лемберова, Западный Таймыр			
Corona KH-4	22.07.1965	2.7	5.4
WorldViev-2	17.07.2015	0.5	5.0
БПЛА	30.07.2019	0.06	5.0

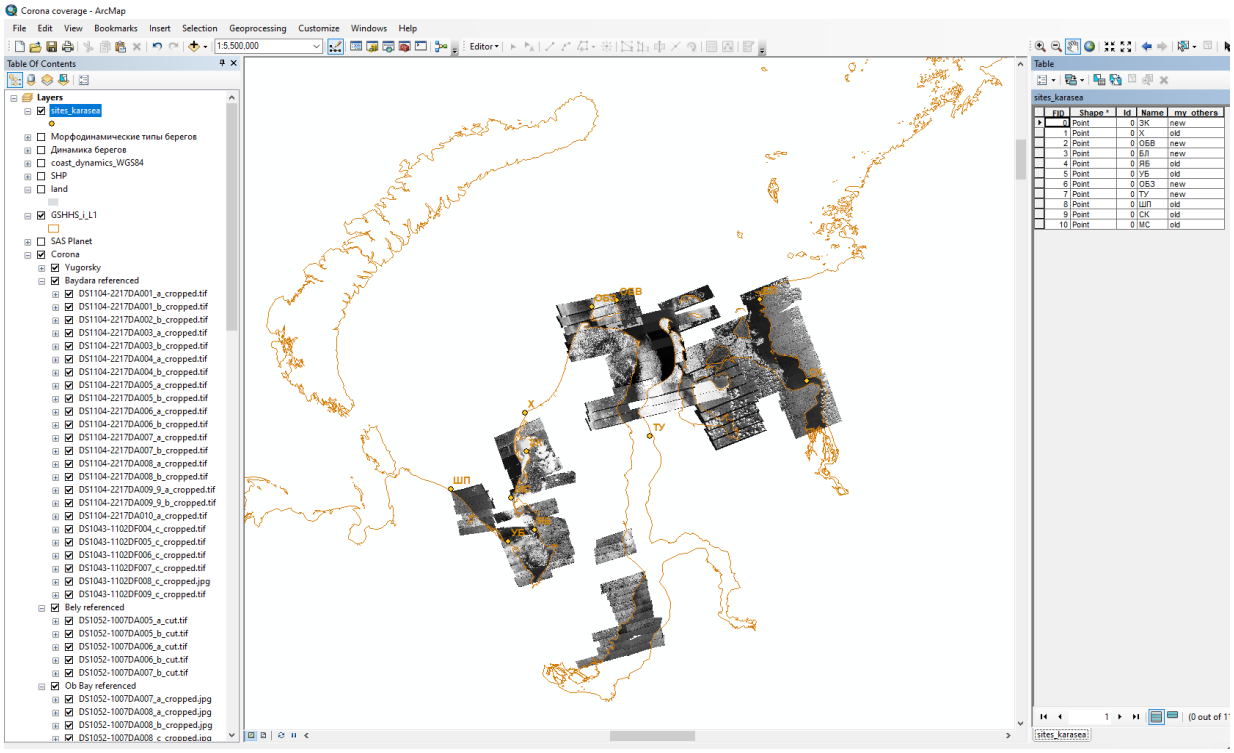


Рис. 12. Покрытие космическими снимками Corona 1960-х гг. материкового побережья Карского моря (в проекте ArcGIS)

3.2.2. Обработка и геопривязка изображений

Имеющиеся изображения требовали предварительной обработки (такой, как ортотрансформация и повышение пространственного разрешения за счет слияния

панхроматического и мультиспектральных каналов съемки – pansharpening) для целей дешифрирования береговой зоны, а также для возможности сопоставления положения береговой линии на снимках разных лет требовалась детальная геопривязка набора снимков для каждого участка.

Исследуемые участки имеют довольно ровный рельеф с перепадами высот до 30 м, однако несмотря на это, для большинства снимков, которые мы используем, требуется ортотрансформация – то есть устранение искажений за рельеф. Рельеф вызывает определенные искажения на снимке [Toutin, 2004], которые можно рассчитать по формуле

$$\delta_t = tg\alpha \times h, \quad (1)$$

где α угол съемки, h – максимальный перепад высот на местности.

Например, для снимка WV1 на участок залива Крузенштерна, где береговые уступы имеют высоту до 25 м, а угол съемки составлял 14,1º такие искажения за рельеф могут составлять до 6,3 м, а для снимка QuickBird 2005 г. на Уральский берег (максимальный перепад высот 15 м, угол съемки 15º) – 3,2 м.

Для снимков, для которых это было возможно, мы провели ортотрансформацию с применением свободно распространяемой ЦМР ArcticDEM (пространственное разрешение до 2 м, вертикальное – 0,3 м [Dai et al., 2017]) в ПО ArcGIS 10.5 (ESRI Inc., Redlands, CA, USA).

Привязка изображений требовалась для снимков, не имеющих изначальной привязки (такие как АФС или архивные космоснимки Corona) или имеющих недостаточно точную изначальную привязку (часть снимков дистрибьютера Digital Globe, ALOS). По возможности, для привязки использовалась сеть наземных контрольных точек ГНСС – для Уральского и Ямальского берегов Байдарацкой губы. Изначальная погрешность абсолютной привязки современных цифровых снимков типа WorldView составляет 5 м. Применение ГНСС съемки позволяет улучшить эту точность до примерно 0,5 м.

Набор снимков на местность привязывался к тому снимку из набора, который имеет наилучшую абсолютную привязку (как правило, это современные снимки DigitalGlobe). Привязка снимка для тундровой местности затруднительна из-за отсутствия четко различимых стабильных объектов, таких как дороги, здания и прочие антропогенные конструкции, природные же объекты в ландшафтах криолитозоны (реки, озера, растительность) крайне нестабильны, их границы активно трансформируются со

временем, даже в течение одного сезона. В связи с этим для повышения точности привязки таких снимков требуется максимально большой набор точек привязки. Для аналоговых изображений, типа АФС и снимков Corona, привязка осуществлялась функцией Spline в ArcGIS, для цифровых современных снимков – как правило, функцией Second-Order Polynomial.

3.2.3. Дешифрирование береговой линии

В качестве индикатора положения береговой линии мы рассматривали бровку берегового уступа на участках абразионного берега, где выражен береговой уступ, либо границу плотной растительности (как верхнюю границу волнового воздействия) на аккумулятивных берегах (введение). В некоторых случаях проведение береговой линии по аэрокосмическим материалам, и даже в поле на местности, может быть затруднена или может быть спорной. Например, в случае если береговой уступ и прибрежная часть террасы занесены песчаными отложениями (рис. 13А), или на аккумулятивном участке граница плотной растительности может быть нечеткой (рис. 13В). На черно-белых снимках невысокого разрешения (АФС, или Corona) песчаный берег и береговой уступ могут быть засвечены. На участках техногенного воздействия береговую линию зачастую невозможно провести, если она сильно трансформирована или застроена.

В исследовании мы концентрируемся главным образом на анализе термоабразионных берегов, к тому же на абразионных участках береговая линия почти всегда однозначно идентифицируется, по сравнению с аккумулятивными участками, поэтому количественную оценку динамики берега мы проводили главным образом для абразионных участков, однако по возможности аккумулятивные берега, встреченные на ключевых участках, так же были охарактеризованы если не количественно, то качественно.

Векторизация береговой линии проводилась вручную в ПО ArcGIS 10.5 (ESRI Inc., Redlands, CA, USA) с точностью пикселя изображения, в масштабе эквивалентном от 1:300 до 1:2000.

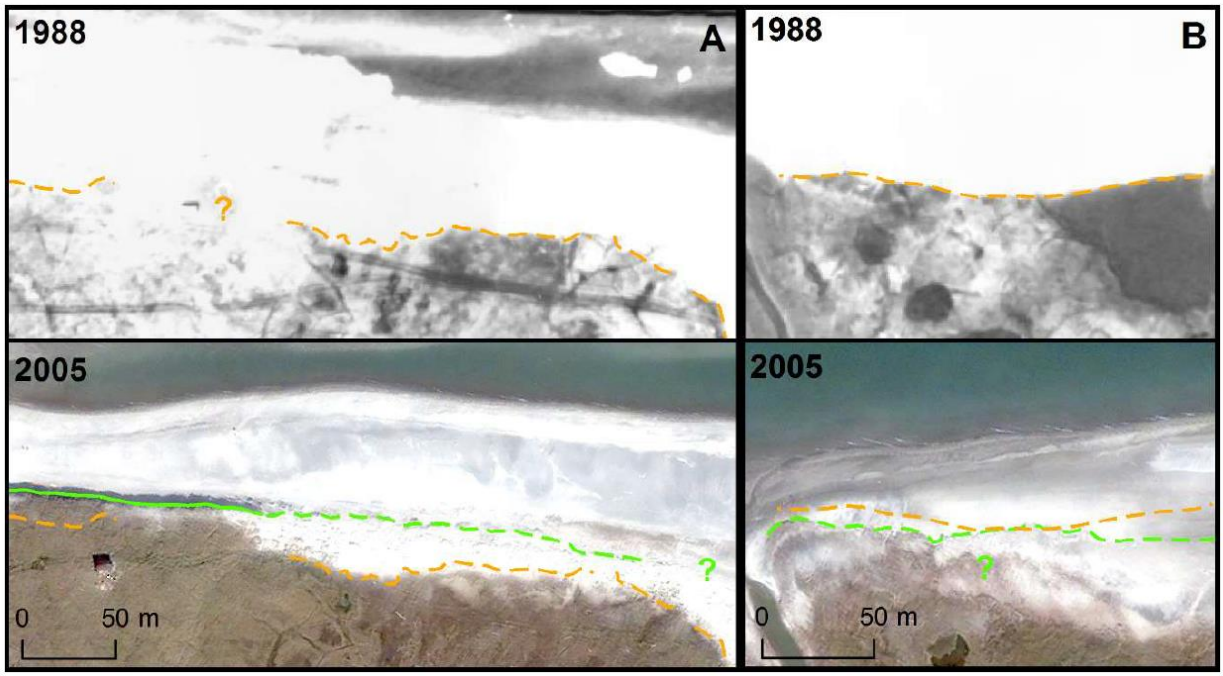


Рис. 13. Участки Уральского берега, где проведение береговой линии затруднено из-за А) эолового наноса на поверхности террасы (абразионный участок), В) нечеткой границы плотной растительности (аккумулятивный участок) [Novikova et al., 2018]

Для составления карты морфогенетических типов и динамики берегов материкового побережья Карского моря (глава 4) была использована береговая линия базы данных GSHHG [GSHHG] низкого уровня разрешения (low resolution), которая была также дополнительно сглажена для лучшей визуализации на картах масштаба от 1 : 500 000 до 1 : 6 000 000.

3.3. Расчет скоростей перемещения береговой линии и погрешностей

3.3.1. Расчет скоростей перемещения береговой линии

Для расчета изменений положения береговой линии мы использовали специальное расширение ArcGIS Digital Shoreline Analysis System, DSAS [Thieler et al. 2009]. Программа автоматически строит трансекты нормальные к общему направлению береговых линии (базовая линия) с заданным шагом (в нашем случае от 50 до 200 м). Для каждой береговой линии задается дата. Таким образом, для каждой трансекты рассчитывается скорость для определенного временного периода путем деления расстояния между береговыми линиями на этот временной период, а также другие

статистики (линейная регрессия, взвешенная регрессия, тренд и другие). Программа позволяет также по-разному визуализировать полученные результаты.

Таким образом, линейную скорость отступания мы рассчитываем путем деления длины отступившего сегмента берега на временной интервал между съемками. Однако зачастую для научных целей требуется знание не только линейных величин отступания берега, но и объемов размываемых в ходе абразии отложений. Такой объем может быть оценен, если мы знаем высоту отступившего сегмента берега (рис. 14). Данные высоты были автоматически извлечены при помощи ArcticDEM в ArcGIS, и для 3 ключевых участков (Уральский и Ямальский берега Байдарацкой губы, залив Крузенштерна) были рассчитаны также объемные скорости отступания (в метрах кубических с погонного метра береговой линии в год - $м^3/м*год$).

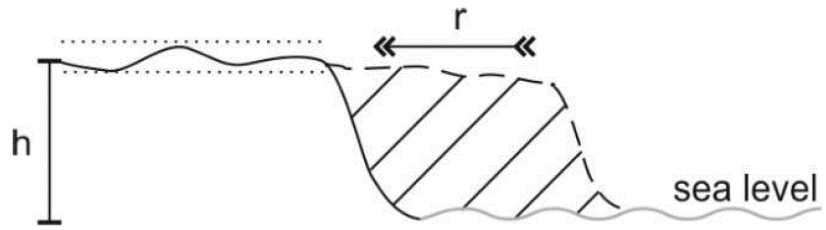


Рис. 14. Схематический поперечный профиль через береговую зону размываемого берега [Novikova et al., 2018]. Площадь размытого сегмента (заштрихована) рассчитывается как произведение высоты берегового уступа (h) и длины отступившего сегмента профиля (r). Точность такой величины зависит от погрешности определения величины отступания и от колебаний высот размываемой поверхности

3.3.2. Расчет погрешностей

При расчете погрешностей полученных скоростей отступания/выдвижения береговой линии надо учитывать следующие источники возможного искажения пространственного положения береговой линии:

1) пространственное разрешение снимка (δ_s),
2) точность геопривязки снимков (δ_r),
3) искажения за рельеф (δ_t).

Первая погрешность δ_s определяет, насколько точно может быть проведена береговая линия по растру, предполагается равной ½ от пространственного разрешения снимка. Погрешность привязки δ_r рассчитывается как среднее среднеквадратических

ошибок всех точек привязки (Total RMSE в таблице привязки в ArcGIS). Погрешность за рельеф рассчитывается по формуле 1 (раздел 3.2.2) и может быть исключена из расчетов при проведении ортотрансформации снимка.

Общая погрешность положения береговой линии одного снимка рассчитывается как сумма данных погрешностей как независимых величин:

$$\delta_x = \sqrt{\delta_{ot}^2 + \delta_r^2 + \delta_s^2}, \quad (2)$$

Погрешность линейной скорости отступания берега между положениями береговой линии x_1 и x_2 за период времени t_1 и t_2 рассчитывается как:

$$\delta_r = \frac{\sqrt{\delta x_1^2 + \delta x_2^2}}{t_1 - t_2} \quad (3)$$

Погрешность определения объемной скорости отступания рассчитывается как

$$\delta_{Vr} = \sqrt{h^2 \delta_r^2 + r^2 \delta_h^2} \quad (4)$$

Где δ_h – погрешность высоты эродированной поверхности, зависящая от неровностей данной поверхности, принимается равной колебаниям высот современной террасы.

3.4. Полевые исследования

В ходе полевых работ **в сентябре 2016 г. на Уральском и Ямальском берегах Байдарацкой губы** в составе совместной экспедиции НИЛ геоэкологии Севера МГУ им. М.В. Ломоносова и ФГБОУ ГОИН им. Н.Н. Зубова проводилась съемка ГНСС-приемниками по профилям сети мониторинга берегов и тахеометрическая съемка местности в окрестностях коффердамов. Съемка ГНСС проводилась приемниками Javad Sigma G3T DGPS в режиме кинематики и в режиме статики, тахеометрическая съемка проводилась тахеометром SOKKIA SET 230 RK3. Материалы данных съемок сети мониторинга и съемок предыдущих лет не могут быть напрямую использованы в научных работах и опубликованы в открытых источниках, т.к. получены в ходе производственных работ, однако они использовались для лучшей привязки космических снимков и для контроля результатов анализа ДДЗЗ (скорости, рассчитанные по геодезическим съемкам

по профилям сети мониторинга и скорости, полученные по аэрокосмическим материалам в целом показывают хорошую сходимость). Также в ходе экспедиции проведены описание и картографирование геоморфологического (детальное описание морфометрических характеристик различных форм рельефа и геоморфологических процессов, фотофиксация), литологического (расчистки береговых уступов, описание и фотофиксация разрезов отложений) и мерзлотного (описание обнажений пластовых и полигонально-жильных льдов, мерзлотных форм рельефа и процессов) строения данных участков.

В августе 2018 г. проводились работы по съемке местности с БПЛА (подробно – раздел 3.5) **на Ямальском ключевом участке**, съемка опознавательных знаков при помощи ГНСС приемников, а также очередное описание состояния берегов, их геоморфологического, литологического и мерзлотного строения и береговых процессов.

В июле-августе 2019 г. автор принимал участие в экспедиции, организованной биологическим факультетом МГУ им. М.В. Ломоносова **на западное побережье Таймыра в окрестности пгт Диксон**: главным образом на территории Таймырского заповедника в окрестностях станции Виллема Баренца в бухте Медуза (18 км к югу от Диксона), но также в нескольких местах на участке побережья от бухты Медуза на север до бухты Лоцботов открытого моря (бухта Широкая-Северная, бухта Лемберова, побережье пр. Вега, бухта Северо-Восточная).

Автором проводились геологические исследования местности, а именно

1) Изучение строения рыхлых четвертичных отложений региона: описание и фотофиксация отложений в разрезах, отбор образцов отложений для дальнейшего определения их различных свойств (например, гранулометрический, минералогический состав, генезис, возраст);

2) Изучение рельефа региона: описание и фотофиксация различных форм рельефа и геоморфологических процессов с целью геоморфологического картографирования отдельных участков;

3) Изучение строения и динамики берегов: описание и фотофиксация геоморфологического и литологического строения берегов различных типов, заложение сети мониторинга и съемка с помощью БПЛА отдельных участков для изучения динамики берегов (подробнее – раздел 3.5);

4) Изучение мерзлотного строения региона: описание и фотофиксация ММП и ледяных тел, заложение площадки CALM (проект Circumpolar Active Layer Measurements) для изучения динамики сезонно талого слоя.

В октябре 2021 г. автор принимал участие в литодинамических исследованиях берега в районе **терминала Утренний** (западное побережье Гыданского полуострова) в рамках производственных работ ЗАО ИЭПИ. Проводились повторная геодезическая съемка при помощи тахеометра Leica TS09 plus по профилям сети мониторинга, описание геоморфологического и литологического строения берега, а также фиксация проявления опасных экзогенных геологических процессов и воздействия на берег строительства терминала.

Полевые данные (геоморфологическое, литологическое, мерзлотное строение, фотографии, описания, съемка GPS и пр.) по остальным ключевым участкам (залив Крузенштерна, Харасавэй, остров Белый) получены в ходе других экспедиций коллегами из НИЛ геоэкологии Севера МГУ им. М.В. Ломоносова, но также используются в настоящем исследовании (с соответствующими ссылками).

3.5. Применение БПЛА

3.5.1. Съемка местности БПЛА

В экспедициях 2018 г. на Ямальский берег Байдарацкой губы и 2019 г. на Западный Таймыр была проведена съемка береговых участков при помощи БПЛА с целью отработки новой технологии съемки и построения по полученным материалам ортофотопланов и ЦММ, которые могут быть сопоставлены с имеющимися наборами аэрокосмических материалов на данные участки, а в последствии могут быть сопоставлены с материалами повторных съемок БПЛА для более детальных исследований морфологии и динамики данных берегов.

Съемка проводилась квадрокоптером DJI Phantom 4 PRO в ручном режиме, в надир, на высоте около 100 м, в 2 галса (туда и обратно) участками по ~1 км, с перекрытием 60-80% (для создания стереомодели), частота – 30 кадров в минуту (рис. 20).

Рис. 20. Съемка БПЛА на Ямальском берегу Байдарацкой губы. Фото А.В. Новиковой

На Ямальском участке для точной привязки фотоснимков на территории была организована система опознавательных знаков, координаты которых измерялись с помощью ГНСС приемников. В данном случае для съемки оптимальным выбором являлась установка по 2 опознака – по одному на пляже и на террасе, на каждые 200-300 м берега. Таким образом, образуется сеть, состоящая из прямоугольников, длинная сторона которых параллельна береговой линии, в вершинах которого находятся опознаки. Данная схема позволяет наиболее корректно производить привязку съемочных материалов к местности и обеспечить максимально точное определение высот на различных уровнях – пляже и террасе. В качестве опознаков использовались листы белой бумаги, закрепленные на поверхности – для тундры, для пляжа – нарисованные на поверхности пляжа знаки, либо крупные яркие предметы с четкими очертаниями: например, бревно, палета, бетонная плита и т.п.

Параллельно съемке с квадрокоптера, проводилась инструментальная съемка опознавательных знаков и профилей сети мониторинга с помощью комплекта геодезических приемников ГНСС (DGPS) Javad Sigma с внешней антенной GRANT J3T в режиме RTK (точность около 3 см в плане и 4,5 см по высоте). Планово-высотным обоснованием съемки являлась сеть пунктов государственной геодезической сети (ГГС), система высот – Балтийская БС-77, переход от эллипсоидальных высот спутниковой

системы к ортометрическим высотам ГГС был произведен с применением модели геоида EGM 2008.

3.5.2. Построение ЦММ и ортофотоплана

По результатам съемки БПЛА в ПО Agisoft PhotoScan (Metashape) (рис. 21) на Ямальский и Таймырский ключевые участки были построены цифровые модели местности (ЦММ) и ортофотопланы (рис. 22). Под ЦММ понимают совокупность данных (плановых координат и высот) о множестве её точек. Ортофотоплан – это фотографический план местности на точной геодезической основе, полученный путем аэро или космической съемки с последующим преобразованием снимков из центральной проекции в ортогональную с помощью метода ортотрансформирования (ортокоррекции).

Методика обработки результатов съёмки БПЛА детально описана в литературе [Smith et al., 2015; Eltner, 2016 и др.]. Алгоритм включает идентификацию и сопоставление элементов на снимках, реализацию алгоритмов корректировки узловых точек для оценки трёхмерной геометрии, линейное преобразование подобия для масштабирования и привязки облака точек и его оптимизацию (Workflow - Align Photos). Планово-высотные координаты опознаков, полученные при полевых работах, задавались на данном этапе вручную. Реализация алгоритмов сопоставления стереоизображений позволяет построить плотное трёхмерное облако точек (Workflow – Build Dense Cloud), а по нему – ЦММ (Workflow - Build DEM) и ортофотоплан (Workflow – Build Orthomosaic). В результате получены сверхвысокодетальные ЦММ (разрешение 5-6 см) и орфтофотопланы (разрешение 2-3 см) (рис. 23).

Для верификации полученных результатов для Ямальского участка производилось сопоставление планово-высотных координат по съемке с БПЛА с координатами, полученными по ГНСС приемникам по профилям мониторинга: сопоставление показало высокую сходимость, отклонения не превышают ±0,4 м. Поверхность ЦММ с БПЛА, как правило, расположена несколько (на 0,05-0,1 м) выше, чем поверхность по съемке ГНСС, что скорее всего связано с тем, что квадрокоптер снимает поверхность растительности, а не непосредственно рельеф. Извлечение высот с ЦММ в точках съемки ГНСС для их сопоставления проводилось в ПО ArcGIS. Анализ полученных данных проводился в ArcGIS и Excel.

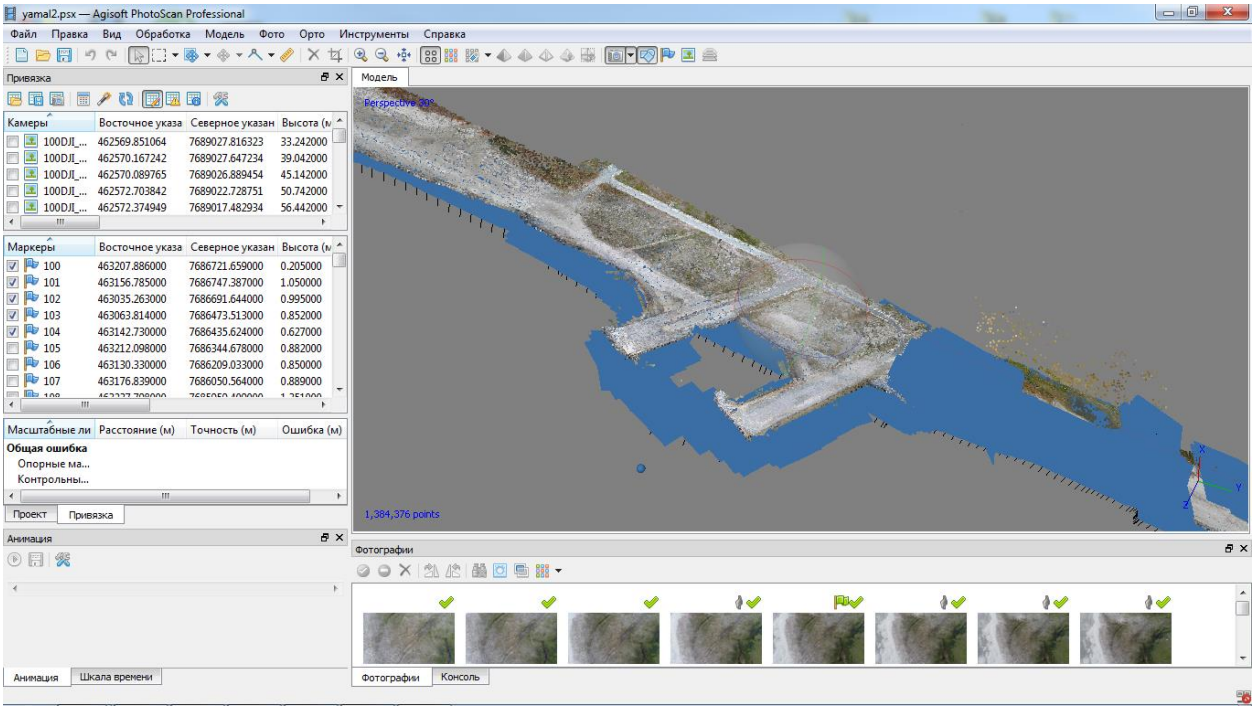


Рис. 21. Построение ЦММ по съемке БПЛА в ПО AgiSoft Photoscan

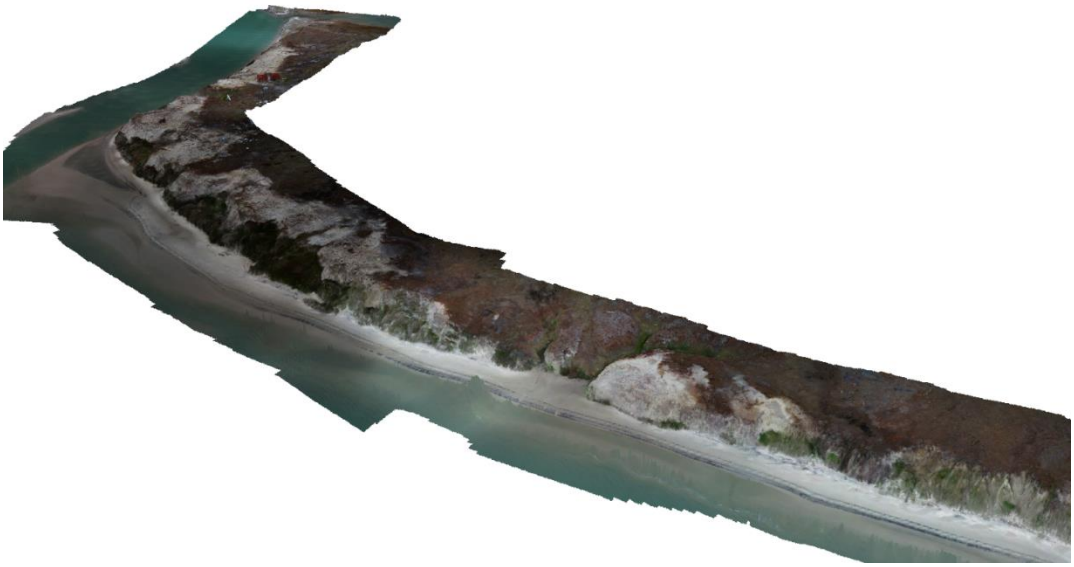


Рис. 22. ЦММ, драпированная ортофотопланом, по стереосъемке с БПЛА, Ямальский берег Байдарацкой губы, к югу от р. Яраяха

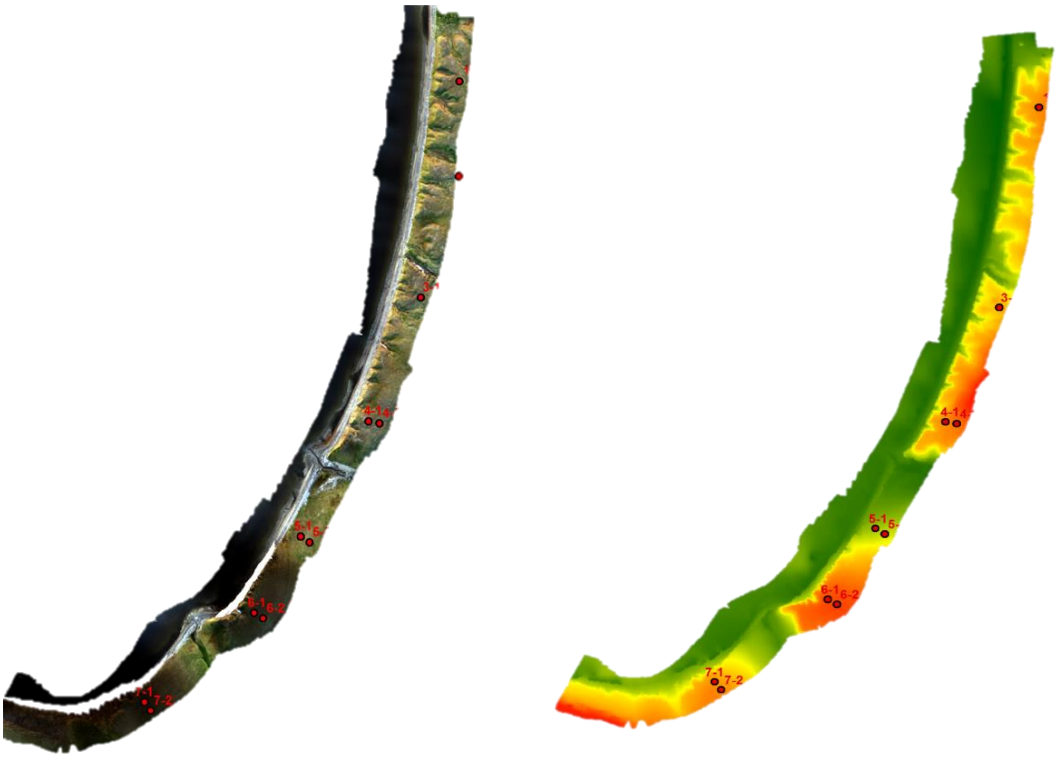


Рис. 23. Ортофотоплан и ЦММ по стереосъемке с БПЛА, бухта Лемберова (район Диксона, Западный Таймыр)

3.5.3. Применение БПЛА для съемки арктических берегов

Применение БПЛА для съемки местности имеет ряд преимуществ по сравнению с другими методами мониторинга динамики берегов, такими как тахеометрическая съемка, съемка ГНСС приемниками и анализа космоснимков.

- БПЛА позволяет проводить площадную съемку местности, причем охватывать довольно большую площадь. Тогда как съемка по профилям (тахеометром/ГНСС) дискретна в пространстве и участки между профилями не охвачены наблюдениями. В отличие от космоснимков – дешевле и точнее. В условиях тундры, где нет древесной и кустарниковой растительности, применение БПЛА для съемки рельефа особенно эффективно.
- Съемка с БПЛА проводится значительно быстрее, чем съемка тахеометром и ГНСС. Квадрокоптер DJI Phantom 4 при нормальных погодных условиях пролетает за 30 минут (время работы одной батареи) со съемкой около 2 км. Таким образом, при хорошей погоде, наличии запасных батарей и зарядного устройства недалеко от места полетов, съемка ключевого участка (около 3 км^2) совместно со съемкой опознаков ГНСС

приемниками займет 2-2,5 дня. Тогда как для съемки соответствующей территории инструментальными методами уйдет в несколько раз больше времени.

- ЦММ и ортофотоплан, построенные по съемке с БПЛА и с привязкой по точкам ГНСС, обладают пространственным разрешением (3-5 см) лишь немногим уступающим точности инструментальной наземной съемки (ГНСС – первые см, тахеометром – менее 1 см) и намного превышающим разрешение аэро и космоснимков (от 0,3 м).

Недостатки метода незначительны, к ним можно отнести:

- ограничение по погодным условиям: не работает при скорости ветра более 15 м/с, при температуре воздуха менее -10 и более 40°С, при осадках, и другое;
- ограничение по времени полета одной батареи – не более 30 мин, таким образом, необходимы запасные батареи и источник электроэнергии для частой подзарядки устройства.

Таким образом, БПЛА показал высокую эффективность для целей мониторинга динамики арктических берегов. Предполагается его использование в дальнейшем. Созданные ЦММ будут сопоставлены с ЦММ предыдущих лет (ArcticDEM, ЦММ по АФС) и с ЦММ по съемкам будущих экспедиций для выявления динамики рельефа и других компонентов ландшафтов арктических берегов.

3.6. Анализ факторов динамики берегов

3.6.1. Геолого-геоморфологические факторы

Для анализа геолого-геоморфологического строения использовались собственные полевые данные, литературные данные и результаты дешифрирования ДДЗЗ. Для учета влияния геологических факторов на пространственную изменчивость скоростей термоабразии исследуемые участки берега разделялись по их литологическому, геоморфологическому и мерзлотному строению на сектора (разделы 5.2 и 5.3) и в дальнейшем рассматривались средние значения скоростей отступания в пределах данных секторов и сравнивались друг с другом [Novikova et al., 2018; Belova et al., 2020]. Рассматривалось изменение вдоль берега и влияние на интенсивность термоабразии таких геоморфологических параметров как высота и крутизна берегового уступа, ширина пляжа и осушки, отмелость берега, наличие аккумулятивных форм. Учитывалось влияние

литологического строения (главным образом, гранулометрический состав), льдистость отложений, наличие подземных льдов, их строение и характер залегания.

Кроме того, вклад различных факторов в динамику берегов оценивался при сопоставлении ключевых участков, имеющих разное геологическое строение. Так, например, берега залива Крузенштерна и Ямальского участка имеют схожее геоморфологическое строение (высоты берегового уступа, ширина пляжа) и экспозицию (СЗ), однако для залива Крузенштерна характерно наличие пластовых льдов, а для Ямальского – нет, что по-видимому определяет большие среднемноголетние скорости отступания берегов залива Крузенштерна (0,5 м/год, тогда как на Ямальском берегу 0,3 м/год), и это при том, что Ямальский берег подвержен воздействию волн открытого моря, а залив Крузенштерна в значительной степени закрыт островами Шараповы Кошки (глава 5).

3.6.2. Гидрометеорологические факторы

Для оценки влияния изменения гидрометеорологических условий на динамику берегов для большинства ключевых участков исследования был произведен расчет т.н. гидрометеорологического потенциала (ГМП) термоабразии (hydrometeorological stress/forcing - Ogorodov et al., 2016; Novikova et al., 2018; Shabanova et al., 2018]. Он включает два основных климатических фактора, действующих совместно и усиливающих друг друга: термическое или тепловое воздействие/термический эффект/термическая энергия (ТЭ) и ветро-волновая энергия (ВВЭ), приходящая к береговой зоне. Рассчитывается как сумма нормированных по стандартному отклонению величин ТЭ и ВВЭ [Shabanova et al., 2018].

Термический эффект создается при положительных температурах, вызывающих таяние многолетнемерзлых пород в береговых уступах. Рассчитывается через индекс таяния – суммированием дней со средней температурой выше 0°С.

Ветро-волновая энергия зависит от продолжительности безледного периода, длины разгона волн, глубины моря и скорости ветров волноопасных румбов. ВВЭ влияет непосредственно на интенсивность размыва берегового уступа и ответственна за удаление оттаявшего материала волнами. Для расчёта ВВЭ мы используем адаптированный метод Попова-Совершаева, который учитывает длину разгона волн по волноопасным румбам,

частоту ветров волноопасных румбов и скорость ветра в третьей степени, за безледный период года [Ogorodov et al., 2016].

Данные по температуре, направлению ветра, скорости ветра и частоте ветров волноопасных румбов мы получали из архива [Расписание Погоды]. Для участков, удаленных от метеостанций, используются данные реанализа ERA-Interim [Dee et al., 2011]. Продолжительность безледного периода была оценена по картам распространения льда ААНИИ [ФГБУ ААНИИ]. Длина разгона волн по волноопасным румбам и глубины получена по ЦМР ETOPO-1 [Amante & Eakins, 2009] (рис. 19). Расчеты проведены в MS Excel.

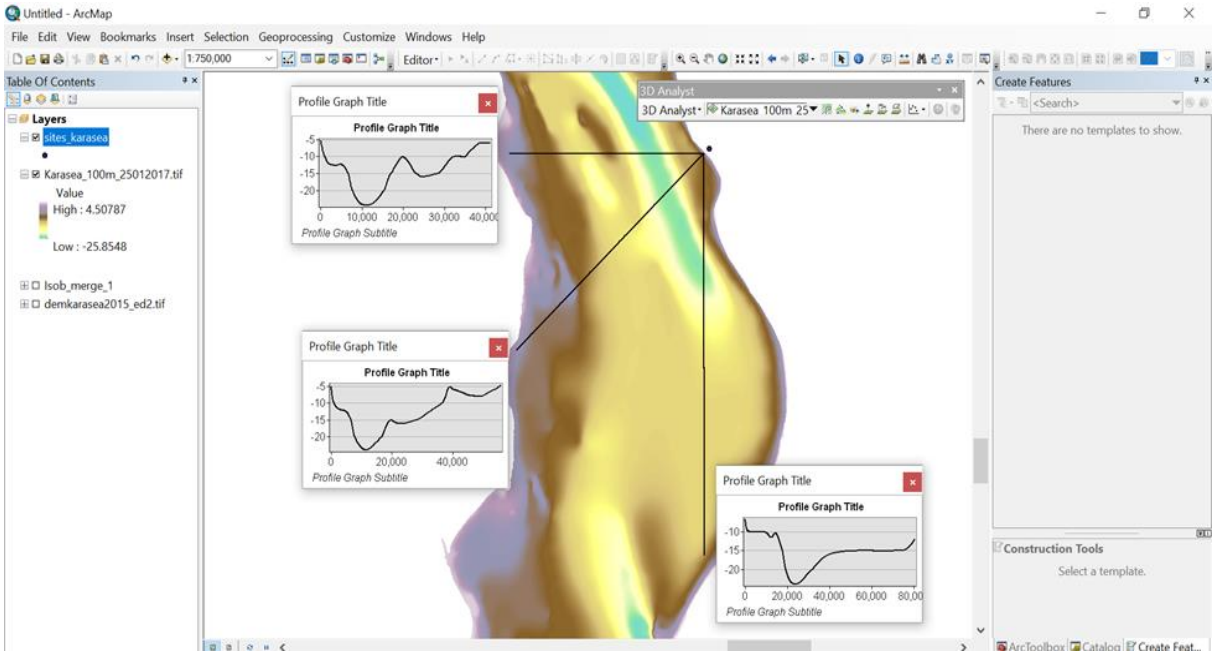


Рис. 19. Расчет преобладающих глубин моря в пределах волноопасных румбов и длин разгона волн по волноопасным румбам для расчета ветро-волновой энергии

Выводы

Исследование основано, главным образом на работе с разновременными ДДЗЗ (аэрофотоснимки, аналоговые и цифровые космические снимки, данные со съемки БПЛА), но также на собственных полевых данных и сопоставлении с литературными материалами. Применение ДДЗЗ, особенно БПЛА - сравнительно новая методика при исследовании динамики берегов, которая при этом очень перспективная, поскольку позволяет расширить пространственный и временной охват исследования, а также повысить его пространственное и временное разрешение.

С помощью высокодетальных мозаик современных снимков с открытых серверов типа Google Earth было проведено детальное изучение геоморфологического строения берегов материкового побережья Карского моря, на основе чего составлена карта морфогенетических типов и динамики берегов Карского моря в масштабе 1 : 6 000 000 (и более детально по регионам от 1 : 1 500 000 до 1 : 2 500 000). Впервые для всего материкового побережья Карского моря проведена оценка динамики берегов за последние ~50 лет, что стало возможным, благодаря приобретению, привязке и анализу архивных космических снимков Corona 1960-х гг. на большую часть региона исследования, и сопоставлении их с современными снимками.

Для восьми ключевых участков на основе высокодетальных разновременных ДДЗЗ и полевых материалов проведен анализ геоморфологического строения и динамики берегов, рассчитаны скорости отступания/выдвижения береговой линии за разные временные периоды, что позволило проследить изменение динамики берегов со временем. Для трех ключевых участков, с применением ArcticDEM, помимо линейных, рассчитаны объемные скорости отступания берегов, что позволяет более достоверно оценить динамику данных участков и рассчитать объемы размываемых и поступающих в береговую зону отложений. Оценены погрешности полученных величин скоростей отступания берегов.

По полученным материалам и сопоставлению с обширной информацией из литературных источников оценен вклад различных факторов в динамику берегов (геолого-геоморфологические, гидрометеорологические, антропогенные).

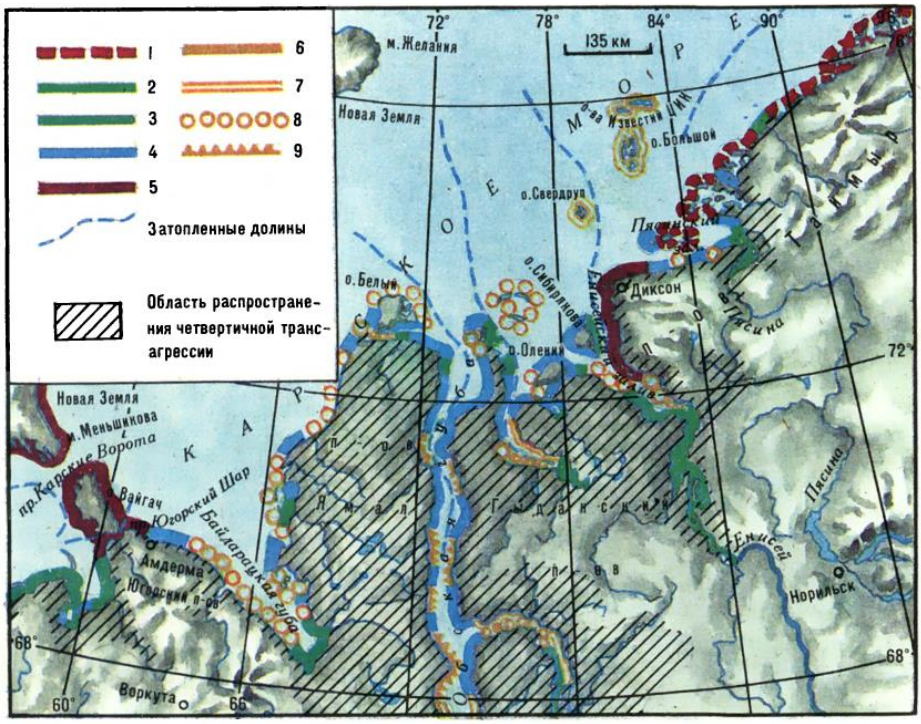
ГЛАВА 4. МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ КАРСКОГО МОРЯ

4.1. Классификация берегов Карского моря

Существует множество классификаций морских берегов в зависимости от целей, методов и масштабов исследований: по морфологии (отмелые или приглубые, низменные или высокие, с пляжем полного профиля или с пляжем неполного профиля), по генезису (денудационные, формируемые волновыми процессами, осушные, дельтовые, коралловые, фитогенные, криогенные, техногенные), по динамике (отступающие/абразионные, выдвигающиеся/аккумулятивные, стабильные) [Каплин и др., 1991]. Одна из наиболее содержательных и разработанных классификаций морских берегов [Ионин, Каплин, Медведев, 1961] выделяет 3 группы берегов по принципу преобладающего фактора в создании их геоморфологического облика: берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем; берега, формирующиеся преимущественно под воздействием неволновых факторов; берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами. Среди этих трех групп выделяют 27 типов берегов, по различным другим признакам, например, по степени расчлененности береговой линии (выровненные/расчлененные). Авторы называют эту классификацию морфогенетической.

Для Карского моря ранее проводились различные классификации берегов: по морфогенетическому принципу [Каплин и др., 1991] (рис. 20), по морфодинамике (то есть по внешнему облику и преобладающей динамике) и экологической чувствительности к нефтяному загрязнению [Экологический атлас…, 2016] (рис. 21). А.А. Васильев [2006] проводил типизацию берегов Карского моря по геокриологическому и геоморфологическому строению, а также по динамике берегов: выделялись берега термоабразионные, стабильные, аккумулятивные, абразионные, ледниковые (рис. 22). Однако данные классификации были основаны на разрозненных литературных данных, либо на анализе современных аэрокосмических материалов одного временного периода; тогда как настоящее исследование основано на анализе разновременных космических снимков (для оценки реальной динамики за последние десятилетия), а также на собственных полевых материалах по отдельным ключевым участкам, в комплексе с

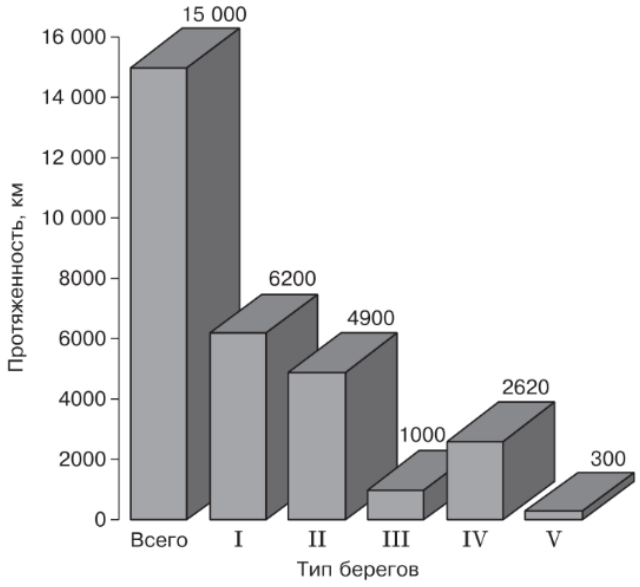
обширными литературными материалами по исследованным ранее участкам. Предыдущие классификации использовались при создании настоящей карты морфогенетических типов берегов Карского моря, однако в основу работы легла собственная классификация, созданная по результатам дешифрирования аэрокосмических материалов на регион, полевых исследований и обобщения множества литературных материалов (обоснование выделяемых типов берегов приводится далее). Существующие классификации, таким образом, были уточнены и детализированы с применением новейших снимков сверхвысокого разрешения, а также последних данных полевых исследований и литературных материалов.



Типы берегов южного побережья Карского моря. А. Берега, сформированные субаэральными и тектоническими процессами и мало измененные морем. I. Первично расчлененные берега: 1 — экзарационного и ледниково-аккумулятивного расчленения (шхерные). **Б. Берега, формирующиеся преимущественно под действием неволновых процессов.** II. Потамогенные берега: 2 — дельтовые; III. Берега с приливными осушками: 3 — илистые (типа ваттовых); IV — 4 — Термоабразионные берега в мерзлых четвертичных толщах; V — 5 — Абразионно-денудационные берега. **В. Берега, формирующиеся преимущественно волновыми процессами.** VI. Выровненные берега: 6 — абразионные, 7 — абразионно-аккумулятивные, 8 — аккумулятивные (пляжевые), 9 — аккумулятивные (с отмершим клифом и причлененной современной морской террасой)

Рис. 20. Классификация берегов Карского моря по [Каплин и др., 1991]

Рис. 21. Классификация берегов Карского моря по [Экологический атлас…, 2016]



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

Рис. 22. Классификация берегов Карского моря по [Васильев и др., 2006]

В ходе картографирования выделялись морфогенетический и динамический типы берегов.

Морфогенетический тип берега мы определяли по его внешнему облику (морфологии) на космическом снимке, а также на местности – для участков, для которых

имеются такие данные (участки полевых работ, а также участки, для которых есть фотоснимки на местности, в частности с сервера Google Earth). Морфогенетический тип определяется, в первую очередь, по морфометрическим характеристикам – таким, как ширина осушки и пляжа, угол наклона подводного берегового склона, высота и крутизна берегового уступа (при его наличии); а так же по характеру и строению отложений пляжа и берегового уступа, по наличию и характеру ледяных тел, по наличию термоденудационных цирков, термоабразионных ниш, блоков отседания и оползневых тел, и прочих элементов берегового рельефа, по характеру растительности. Так, аккумулятивный берег имеет, как правило, выровненную береговую линию, состоит из пляжа полного профиля, песчаной осушки, зачастую с береговыми валами; для абразионного берега, как правило, характерны обрывистый береговой уступ, узкий пляж, либо его отсутствие, крутой подводный береговой склон [Экологический атлас…, 2016]. Данные характеристики могут быть напрямую или косвенно оценены по одному космическому снимку, и по этим внешним характеристикам мы можем косвенно судить о генезисе, возрасте и динамике берега – а именно, о береговых процессах, преобладавших на данном участке в течение какого-то длительного времени (в случае Карского моря для большей части берегов – с примерно атлантического периода голоцена, когда на арктических берегах была последняя фландрская трансгрессия [Романенко, 2012]) и сформировавших его основные черты.

Однако, чтобы непосредственно оценить динамику берега необходимо рассмотреть его состояние за несколько, как минимум два, временных периода, поэтому для определения динамического типа берега, то есть для оценки современной динамики, было проведено дешифрирование береговой линии не только по современным снимкам (Google Earth, ESRI ArcGIS, Яндекс Карты), но и по снимкам 1960-х гг. Corona KH-4 и проведено их сопоставление. Для участков, для которых не имеется снимков Corona, оценка динамики была проведена с использованием данных проекта Google Earth Engine Timelapse [Google Earth Engine Timelapse], где представлены ежегодные снимки начиная с 1984 по 2020 гг. Пространственное разрешение и привязка этих снимков менее точные, поэтому оцененная динамика для данных участков менее достоверна и для них не получены конкретные скорости отступания берега. Таким образом, были выделены типы берега по их динамике за последние ~50 лет (для участков, на которые отсутствуют

снимки Corona – за последние ~15 лет): выдвигающиеся, стабильные, отступающие (с малой, средней, большой скоростью).

Итак, полученная карта дает представление как о современном геоморфологическом строении берегов материкового побережья Карского моря, которое косвенно указывает на генезис того или иного участка и его динамику на протяжении голоцена, так и о современной (за последние ~50 лет) динамике. Сопоставление морфогенетического типа берега и его современной динамики интересно в частности потому, что динамика берега за последние ~50 лет может существенно отличаться от динамики берега в позднем голоцене в целом, т.к., как известно, в последние десятилетия происходят существенные изменения климата, к тому же за этот период на многих участках арктического побережья началось активное хозяйственное освоение, что могло кардинально изменить характер развития берега. Так, в последние десятилетия отмечается ускорение отступания термоабразионных берегов, и даже активизация отступания берегов ранее стабильных или аккумулятивных [Совершаев и др., 1998, Романенко и др., 2015].

Таким образом, в ходе диссертационного исследования на основе анализа ДДЗЗ, собственных полевых материалов и литературных данных была составлена карта морфогенетических типов и динамики берегов материкового побережья Карского моря, в масштабе 1 : 6 000 000 на весь регион и более детальные карты в более крупных масштабах (1 : 1 500 000, 1 : 2 000 000, 1 : 2 500 000) по регионам (приложение 1).

4.2. Морфогенетические типы берегов Карского моря

В данной работе в первую очередь по ДДЗЗ, а также для отдельных участков по собственным полевым материалам и по литературным данным, по морфогенетическому признаку были выделены следующие типы берегов (табл. 2):

- абразионные (в рыхлых отложениях)
  - термоабразионные
  - абразионно-термоденудационные
- аккумулятивные
  - аккумулятивные пляжевые
  - лайдовые (в том числе, лагунные и дельтовые)
- абразионные скальные

Табл. 2. Морфогенетические типы берегов Карского моря (материковое побережье)

Морфогенетический тип берега	***Протяженность, км***	***Протяженность, %***
абразионные (в рыхлых отложениях) в том числе	*3 171*	*47*
• *термоабразионные*	*1 800*	*27*
• *абразионно-термоденудационные*	*1 372*	*20*
аккумулятивные в том числе	*3 170*	*47*
• *аккумулятивные пляжевые*	*1 390*	*21*
• *лайдовые, лагунные, дельтовые*	*1 780*	*26*
абразионные скальные	*475*	*6*
Всего	*6 817*	*100*

К абразионным рыхлым относятся берега, сформировавшиеся, главным образом, в результате деструктивного волнового воздействия. Поскольку Карское море расположено в зоне сплошного распространения ММП, абразионные процессы здесь имеют свою специфику: а именно, в разрушение берегов существенный вклад вносит не только механическое воздействие морского волнения, но и криогенный фактор – оттаивание ММП в летний период под воздействием положительных температур воздуха и морской воды. Разрушение берега в результате комплексного механического и термического воздействия морского волнения называется термоабразией (введение, раздел 1.2). Однако на многих участках непосредственное воздействие волн на берег ослаблено и в разрушении берега на первый план выходит процесс термоденудации – оттаивание ММП в период положительных температур воздуха. На таких берегах непосредственно абразионный процесс размыва оттаявших пород происходит эпизодически в периоды высокого стояния уровня воды: в шторма и нагоны (разделы 1.2, 1.3, 1.4). В связи с вышесказанным, среди абразионных типов, по соотношению вкладов волнового и термического факторов в разрушение берега, были выделены термоабразионные и абразионно-термоденудационные берега. Если для термоабразионных берегов характерно интенсивное волновое воздействие, то на абразионно-термоденудационных преобладают процессы термоденудации.

Для многих участков Карского моря, для которых характерна низкая льдистость отложений и отсутствие включенных ледяных тел, характерен низкий вклад термического фактора, такие берега развиваются главным образом за счет чистого процесса абразии (волнового воздействия, совместно с небольшим вкладом склоновых процессов), подобно берегам вне криолитозоны. Однако по космическим снимкам выделить такие берега не представляется возможным. Для подобной работы необходимы детальные данные по льдистости отложений берегов Карского моря, которых на данный момент не имеется. В нашей классификации данные берега входят в тип термоабразионные.

Около 47% всех изученных берегов материкового побережья Карского моря (3171 км) относятся к абразионному морфогенетическому типу (табл. 2).

Для термоабразионных берегов характерны: крутой (до отвесного) береговой уступ, местами с трещинами отседания в прибровочной части террасы и крупными блоками отседания или оползания у подножья, местами со включением пластовых и жильных льдов; узкие пляж и осушка; местами развитие активных термоденудационных цирков и оврагов, однако в гораздо меньшей степени, чем на абразионно-термоденудационных берегах, т.к. термоабразионный процесс здесь преобладает над термоденудационным (рис. 1, рис. 23). Около 27% берегов исследуемого региона относятся к термоабразионным (табл. 2). Они развиты, главным образом, на открытых морских побережьях с интенсивным волновым и термическим воздействием: на западе Ямала, на западе Тазовского полуострова, на западе и севере Гыданского полуострова, на западе и севере Таймыра в местах, сложенных рыхлыми отложениями, на островах приматериковой части Карского моря, сложенных рыхлыми отложениями.

Абразионно-термоденудационные берега (рис. 24) формируются на защищенных от сильного морского волнения участках побережья (в заливах, проливах и губах), либо на участках, где волновое воздействие ослабленно за счет профицита наносов в береговой зоне (у устьев крупных рек, на участках перехода абразионного берега в аккумулятивный). Для них характерно схожее с термоабразионными берегами строение, однако отсутствуют следы явного волнового воздействия: они, как правило, имеют менее крутой береговой уступ, зачастую заросший растительностью, отсутствуют волноприбойная ниша и бенч, пляж и осушка более широкие, вдоль берега могут быть развиты аккумулятивные формы, широко развиты термоденудационные цирки, террасы и

овраги. Около 20% исследуемых берегов отнесены к данному типу (табл. 2). Развиты повсеместно, но в наибольшей степени в заливах: Обском, Гыданском, Юрацком, Енисейском. Отдельные участки берега северо-запада Таймыра, сложенные рыхлыми отложениями, отнесены к данному типу, т.к. здесь наблюдается относительно слабое волновое воздействие на берега, что связано, по-видимому, с ограниченным безледным периодом (акватория Карского моря здесь свободна ото льда около 2 месяцев в году) и с изрезанностью береговой линии.

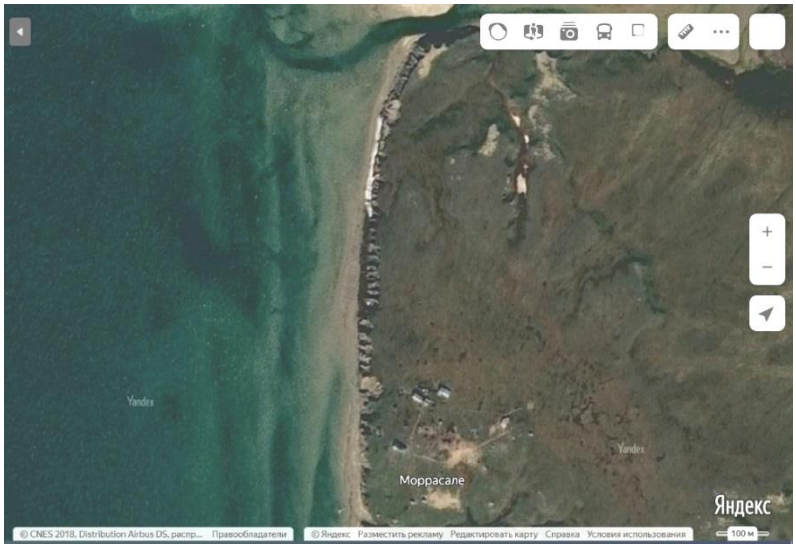


Рис. 23. Термоабразионный берег, у метеостанции Марре-Сале, Западный Ямал, Яндекс Карты

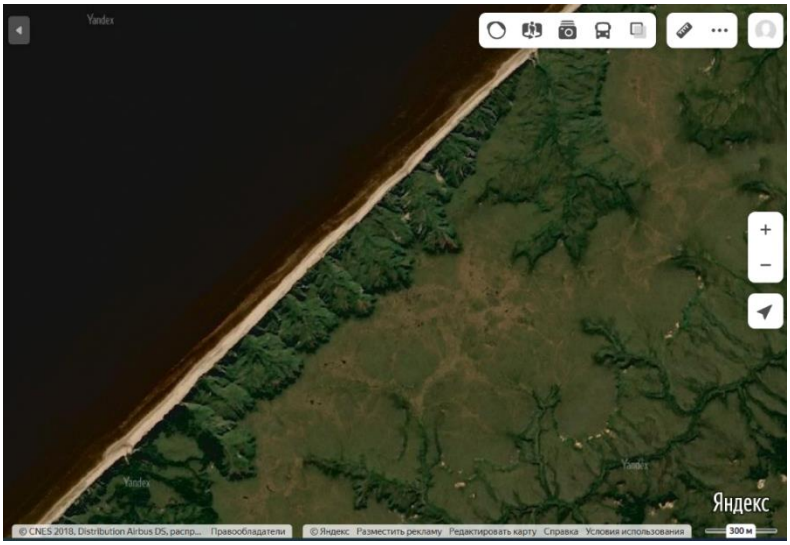


Рис. 24. Абразионно-термоденудационный берег, к югу от Ямбурга, Обская губа, Тазовский п-ов, Яндекс Карты

Аккумулятивные берега формируются в условиях профицита наносов в береговой зоне за счет накопления осадков и продвижения береговой линии в сторону моря. Их отличительными чертами являются отмелый береговой склон, как правило, широкие осушки и пляжи, развитие различных аккумулятивных форм и низменная прибрежная часть суши. Аккумулятивные берега занимают около 47% (3170 км) береговой линии региона (табл. 2). По морфологии и генезису выделяются различные типы аккумулятивных берегов: аккумулятивные пляжевые, лагунные, дельтовые, лайдовые.

Аккумулятивные пляжевые берега (рис. 25) имеют выровненный контур береговой линии, широкий (50-100 м) пологий пляж, широкую (до 1 км и более) осушку, зачастую с серией подводных вдольбереговых валов (шириной 20-30 м, их число может доходить до 10). Пляж через низкий (менее 1 м) уступ (зачастую уступ отсутствует, граница нечеткая – по появлению растительности) переходит в низкую (1-4 м над у.м.) террасу, как правило, сильно заболоченную и заозеренную. На некоторых участках аккумулятивные террасы сложены серией древних береговых валов шириной до 50 м, высотой до 2 м, число – до 10-15. Аккумулятивные пляжевые берега зачастую формируются на участках выхода к морю обширных низменных поверхностей, затопляемых при высоком уровне воды в шторма и нагоны, - т.н. лайд. Однако в областях развития лайд в большинстве случаев берег имеет другое специфическое строение: с отсутствующим явно выраженным пляжем и с сильной изрезанной береговой линией – такие берега отнесены нами к отдельному типу лайдовых, наиболее близких к лагунным и дельтовым берегам (рассмотрены далее).

Аккумулятивные пляжевые берега слагают около 21% (1390 км) материкового побережья Карского моря (табл. 2). К данному типу относятся крупные аккумулятивные формы Байдарацкой губы (коса у устья р. Кары, о. Торасовей, о. Левдиев, косы у устья р. Байдарата, о-ва Марресальские Кошки, м. Белужий нос и другие), косы северо-западного (м. Харасавэй, м. Скуратова) и северо-восточного (м. Поелово и о. Халянго) побережий Ямала, северное и юго-восточное побережья о. Белый. На восточном побережье Ямала к югу от некоторых участков размыва дельт образуются небольшие косы (мысы Поруй, Белый, Каменная Коса). Аккумуляция и формирование кос и островных баров характерно для тыловых частей околоматериковых островов: западное и восточное побережья островов Вилькицкого и Неупокоева, восточное побережье о. Олений, западное и

северное побережья о. Сибирякова. В серединной части Енисейского залива на западном и восточном побережьях к югу от термоабразионных участков формируются аккумулятивные пляжи: например, петлевидная коса м. Песчаный на западном побережье, или петлевидная коса м. Шайтанский на восточном. На северо-западном побережье Таймыра среди скальных берегов местами развиты аккумулятивные формы. Самая крупная – это п-ов (коса) Михайлова, представляющая собой, по-видимому, крупный выступ позднеплейстоценовой морской террасы, испытывающей в настоящее время размыв с севера; продукты размыва у окончания полуострова образуют современную песчаную косу [Каплин и др., 1991]. В.А. Троицкий [1977] описывает разнообразные мелкие аккумулятивные формы в шхерах Минина.

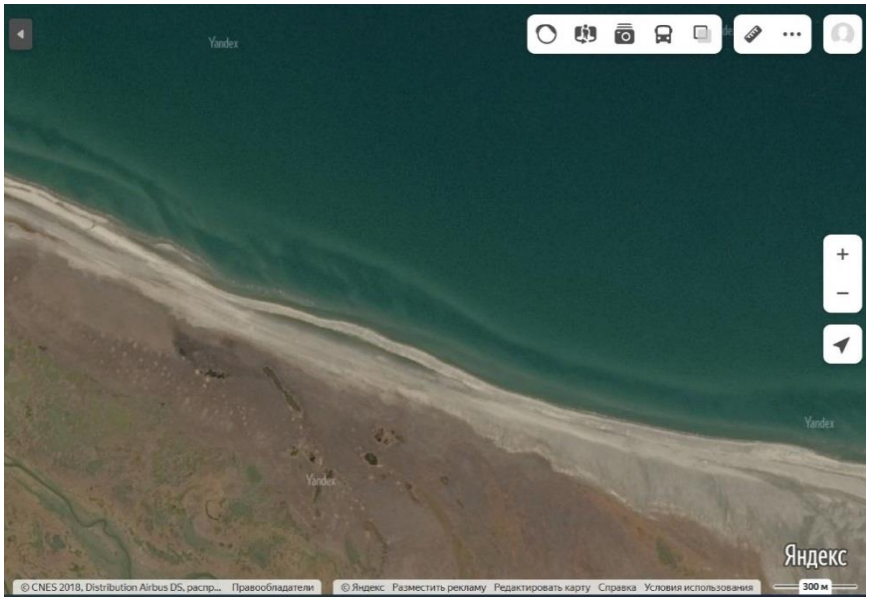


Рис. 25. Аккумулятивный пляжевый берег, к востоку от устья р. Нюдяко-Тамбьяха, Югорский п-ов, Яндекс Карты

Лайдовые, лагунные и дельтовые берега в нашей классификации выделены в один тип «лайдовые» за счет очень близкого морфологического строения: они представляют собой низменную (как правило до 1-1,5 м высотой) субгоризонтальную прибрежную поверхность, сильно заболоченную и заозеренную, покрытую густой растительностью, плавно переходящую под уровень моря, без явно выраженного пляжа, без аккумулятивных форм, но с обширной мелководной осушкой (рис. 26-28). Береговая линия на таких берегах, как правило, сильно изрезанная. Она бывает трудно различима на снимке и может активно мигрировать в пределах одного сезона, и даже одного дня,

поскольку подвержена малейшим колебаниям уровня моря. На снимке, зачастую и на местности эти три типа берега практически неразличимы. К тому же, в генетическом смысле в большинстве случаев лайдовые, лагунные и дельтовые берега, по сути, представляют собой один и тот же тип берега: это выход к мору низменной пойменной поверхности крупных рек, сложенной аллювиально-озерными осадками, в большинстве случаев переслаивающимися с морскими прибрежными осадками (накапливались как при крупных трансгрессиях в голоцене, так и при кратковременном затоплении поверхности в крупные нагоны и шторма). В отличие от аккумулятивных пляжевых берегов с активной гидродинамикой, данные берега формируются на участках с ограниченным влиянием морского волнения; их развитие происходит преимущественно под влиянием неволновых факторов — приливно-отливных и нагонных явлений, флювиальных процессов и пр. Поскольку в Карском море величина приливов невелика, главную роль в формировании лайд здесь играют, по-видимому, нагонные явления [Каплин и др., 1991]. На лагунных и дельтовых берегах, в отличие от выровненных аккумулятивных берегов, береговая линия нередко имеет сложную конфигурацию. Однако часть лайдовых берегов в местах выхода устьев крупных рек к широкой морской акватории (например, северо-западное побережье Обской губы), так же имеет довольно выровненную береговую линию за счет усиленного волнового воздействия.

Около 26% берегов отнесены к лайдовым (табл. 2). Расположены такие берега, главным образом, в приустьевых частях крупных рек. Дельты и поймы крупных рек зачастую сливаются в единую обширную лайдовую поверхность, протягивающуюся на сотни километров вдоль береговой линии моря: например, кутовые части Байдарацкой, Обской и Тазовской губ, Енисейского залива. Значительный по протяженности участок лайдового (типичного лагунного) берега расположен у северо-восточной оконечности Ямальского полуострова в заливе Преображения, отделенном от морской акватории аккумулятивной формой м. Поселавно и наносным о. Халянго. Лайдовые берега широко развиты на западном низменном берегу Обской губы.

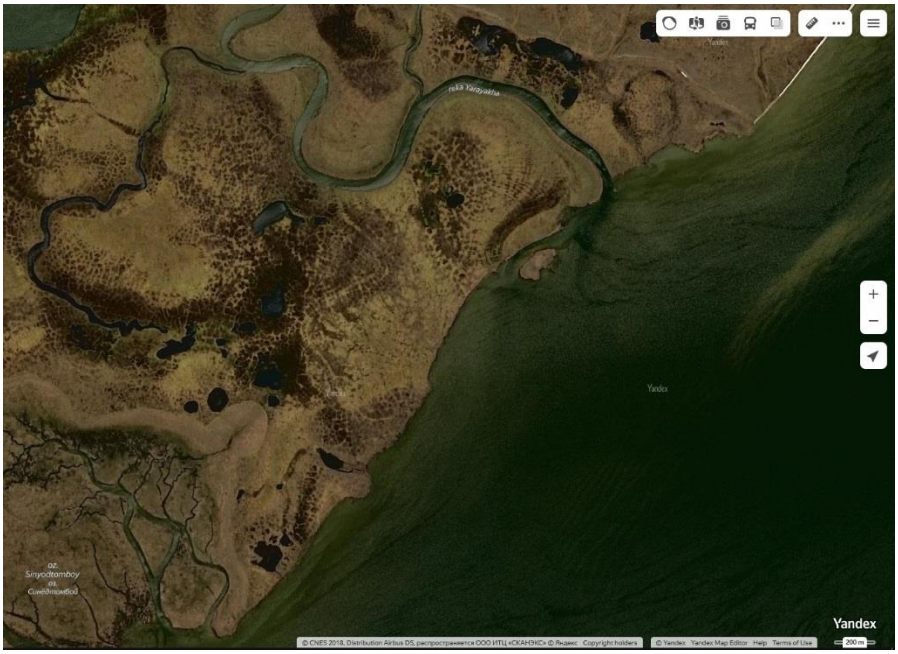


Рис. 26. Лайдовый берег, восточный берег Ямальского полуострова, между реками Турмаяха и Яраяха, к северу от г. Сеяха, Яндекс Карты

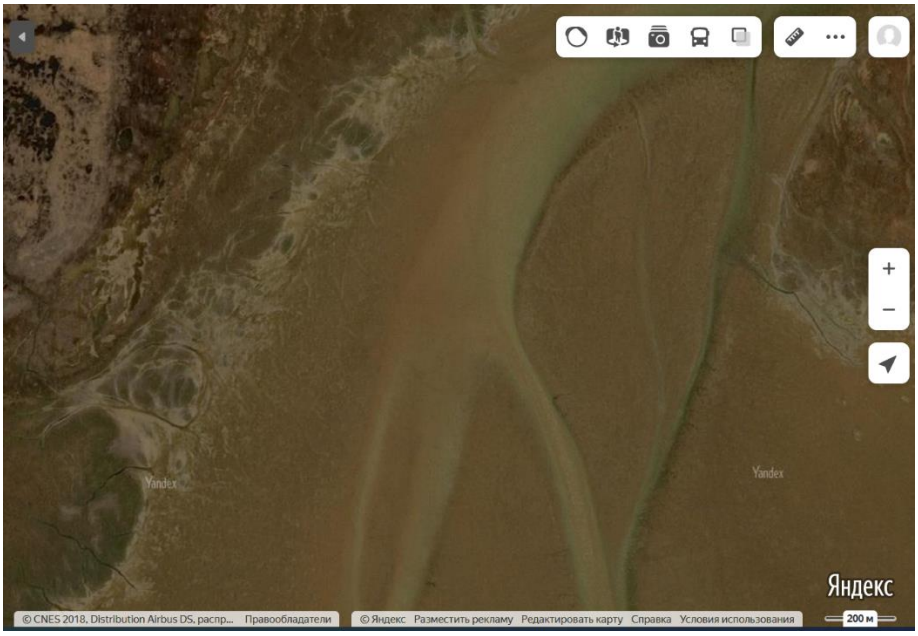


Рис. 27. Лагунный берег, у северо-восточной оконечности Ямальского полуострова, Яндекс Карты

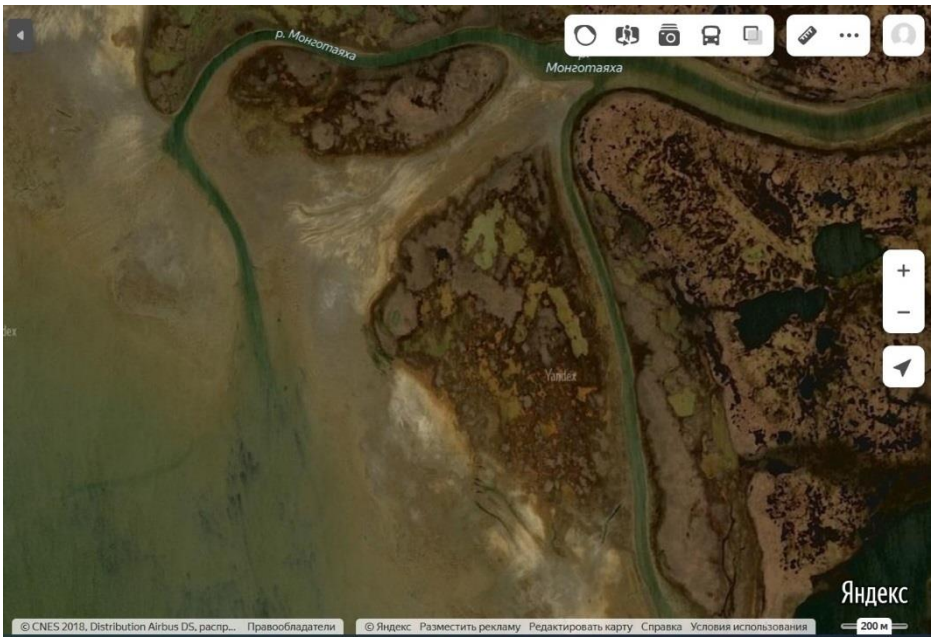


Рис. 28. Дельтовый берег, устье р. Монготояха, залив Крузенштерна, западное побережье Ямала, Яндекс Карты

Абразионные скальные берега (рис. 29) сложены монолитными коренными породами. Для них зачастую характерен высокий (до 50 м) крутой обрывистый клиф, местами с волноприбойной нишей и/или бенчем, однако иногда к берегу выходят низкие полого наклоненные коренные породы, переходящие в поверхность бенча. Берег приглубый. Местами у подножья клифа формируется пляж, как правило, галечный крупнообломочный, ширина, как правило, не превышает первых десятков метров.

Абразионные скальные берега распространены на западе исследуемого региона на севере Югорского полуострова и на востоке региона на севере Таймырского полуострова, занимают 6% исследуемого побережья (табл. 2). На Югорском п-ове берег имеет типичный абразионо-бухтовый облик. На Таймыре на берегах широко развиты ледниковые денудационные (экзарационные) формы типа бараньих лбов, курчавых скал. Участок берега в районе пгт Диксон относят к шхерному типу, неглубокие заливы на северном побережье Таймыра напоминают фиарды Швеции или Финляндии [Каплин и др., 1991].

Рис. 29. Абразионный скальный берег на северо-востоке Югорского полуострова, к западу от Амдермы, Яндекс Карты

4.3. Динамика берегов Карского моря

Берега материковой части Карского моря, будучи сложены, главным образом, многолетнемерзлыми рыхлыми породами, отличаются довольно высокой динамичностью, особенно в последние десятилетия, что связано с глобальным потеплением климата и антропогенным освоением. Для оценки динамики берегов было проведено сопоставление современных снимков Google Earth, ESRI ArcGIS и Яндекс Карты 2010-2020 гг. с архивными снимками Corona KH-4 1960-х гг. Были выделены следующие динамические типы берегов (табл. 3):

- выдвигающиеся
- стабильные
- отступающие
    - с малой скоростью (≤0,5 м/год),
    - со средней скоростью (0,5-2 м/год),
    - с большой скоростью (≥2 м\г).

Аккумуляция (выдвижение береговой линии в море) была отмечено лишь на ~3% (188 км) береговой линии исследуемого региона (табл. 3); характерно для аккумулятивных (по морфогенетической классификации) берегов, при этом, лишь 6% от всех

аккумулятивных пляжевых берегов и 6% от всех лайдовых выдвигаются (приложение 2Б). Это, главным образом, устьевые области крупных рек и дистальные окончания некоторых кос: на некоторых аккумулятивных формах Западного Ямала, в кутовых частях Обской и Тазовской губ (приложение 1). По данным А.А. Васильева с соавторами [2011], темпы аккумуляции в районе Марресальских Кошек оцениваются в 0,3 м/год. По А.В. Троицкому [1977], на восточном побережье Енисейского залива в заливе Шайтанская Курья к северу от термоабразионного берега м. Шайтанский пляж нарастает со скоростью 1-3 м/год.

Табл. 3. Динамика берегов Карского моря (материковое побережье)

Динамика берега	***Протяженность, км***	***Протяженность, %***
выдвижение	*188*	*3*
отступание *в том числе*	*2 745*	*40*
• *слабое (≤0,5 м/год)*	*1 399*	*20*
• *среднее (0,5-2 м/год)*	*1 027*	*15*
• *сильное (≥2 м/год)*	*319*	*5*
стабильный берег	*3 885*	*57*
Всего	*6 817*	*100*

Большая часть берегов (57%, 3885 км, табл. 3) за последние десятилетия оставалась стабильной, либо изменялась настолько незначительно, что это нельзя проследить по космическим снимкам (<0,2 м/год). Это, главным образом, аккумулятивные по своему строению берега (51% всех стабильных, приложение 2В). По сопоставлению различных морфогенетических типов берегов Карского моря (приложение 2Б), наиболее стабильны скальные берега (100% всех скальных берегов региона стабильны за исследуемый период времени), наименее стабильны – термоабразионные берега (28%). Для абразионно-термоденудационных берегов, по динамике, рассчитанной за последние десятилетия, характерна высокая стабильность (67%) так же, как для аккумулятивных берегов (73% для аккумулятивных пляжевых, 54% для лайдовых).

Для ~40% берегов региона (2745 км, табл. 3) за исследуемый период отмечено отступание береговой линии, причем, для 20% - слабое отступание (≤0,5 м/год), для 15% -

среднее отступание (0,5-2 м/год), для 5% - интенсивное отступание (≥2 м/год). Наибольшие скорости отступания характерны для наиболее подверженных волнению открытого моря участков (приложение 1): северные окончания полуостровов и приматериковые острова. Наибольшее отступание отмечено на западе Ямала к северу от полярной станции Марре-Сале (около 2 м/год), на западном (около 2,5 м/год) и восточном (около 4 м/год) побережьях о. Белый, на восточном побережье Ямала к югу от устья р. Вэнуймуёха (более 2 м/год), на севере о. Шокальского (около 2,5 м/год), на восточном побережье п-ова Явай между устьями р. Ямбсаляяха и Нёляко-Варкутаяха (около 2,5 м/год), на восточном побережье Юрацкой губы (около 2,2 м/год), на западном побережье Таймыра к северу от пгт Диксона в бухте Северо-Восточная (около 4 м/год). По литературным данным, высокие скорости отступания описывают также для западного побережья Явая (до 8 м/год, [Каплин и др., 1991]), северо-восточного побережья п-ова Мамонта южнее пос. Лескино (до 5-6 м/год, [Троицкий, 1977]), западного побережья п-ова Таймыр в районе м. Шайтанский (3 м/год по [Троицкий, 1977]) и м. Сопочная Карга (3-7 м/год по [Streletskaya et al., 2009]). По данным А.В. Троицкого [1977), в 1 км к югу от порта Диксон за 1956-1966 гг. берег отступил на 20 м, и на месте смытого термоабразионного уступа обнажилась каменистая осушка. Среди всех отступающих берегов наибольшие по протяженности участки занимают термоабразионные берега (47% от всех отступающих). Среди всех термоабразионных берегов 69% являются отступающими (приложение 2Б).

Стоит отметить, что размыв берега характерен не только для абразионных, но и для существенной доли (32%) аккумулятивных берегов (приложение 2Б). Особенно высокие скорости отступания (местами до 10 м/год) и на особенно широких по протяженности участках (10% (!) от всех исследуемых берегов (приложение 2А)) отмечены на лайдовых берегах. Это может быть связано как с высокой погрешностью определения положения береговой линии на таких участках, за счет значительных миграций положения береговой линии на отмелых берегах при малейших внутрисезонных колебаниях уровня моря; так и с действительным интенсивным размывом данных берегов, что подтверждается полевыми наблюдениями (рис. 30А) и повсеместным характером данного явления (приложение 1). Низменные лайдовые берега, сложенные легко размываемыми песчаными и суглинистыми отложениями, зачастую со включением

жильных льдов, крайне чувствительны к волновому воздействию. Также, отмечается размыв множества аккумулятивных пляжевых берегов (рис. 30Б). Такие участки аккумулятивных берегов отличаются морфологически меньшей шириной пляжа и появлением низкого, но отчетливого, берегового уступа в лайде или низкой аккумулятивной террасе. При этом ширина осушек на таких участках зачастую увеличена за счёт размыва террасы и пляжа и перемещения отложений вниз по профилю [Экологический атлас..., 2016]. Ф.А. Романенко с соавторами [2015] также отмечают, что в последние десятилетия происходит смена общей тенденции развития низких берегов и преобладавшую 4–1 тыс. л.н. назад аккумуляцию сменяет абразия. Усиление размыва, по мнению авторов, связано с усилением воздействия штормов и нагонов, увеличением продолжительности безлёдного периода и на участках освоения с деятельностью человека.

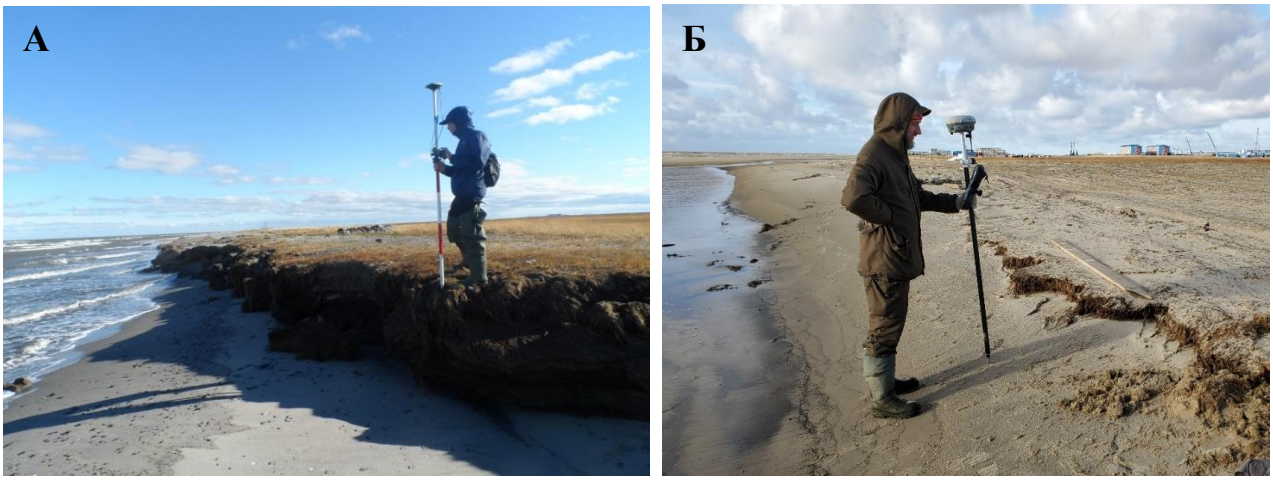


Рис. 30. А) Размыв лайдового берега на Уральском берегу Байдарацкой губы (фото А.В. Новиковой); Б) Размыв аккумулятивного пляжевого берега Обской губы в районе терминала Утренний (фото Н.Г. Беловой)

Выводы

В ходе диссертационного исследования на основе анализа ДДЗЗ, собственных полевых материалов и литературных источников составлена карта морфогенетических типов и современной (за последние ~50 лета) динамики берегов материкового побережья Карского моря (масштаб от 1 : 1 000 000 до 1 : 6 000 000).

Среди выделенных морфогенетических типов берегов Карского моря наиболее распространены термоабразионные (27%) и низменные лайдовые (к которым так же

отнесены лагунные и дельтовые, 26%) берега , несколько менее развиты аккумулятивные пляжевые (20%) и абразионно-термоденудационные (20%) берега; наименее развиты абразионные скальные (6%).

За период последних ~50 лет большая часть берегов (57%) не проявила сколь либо существенной динамики и отнесена к стабильному динамическому типу. Это, в первую очередь, скальные берега, большая часть (около 62%) аккумулятивных типов (пляжевые и лайдовые), а также существенная часть (~45%) абразионных типов (термоабразионные и абразионно-термоденудационные). Лишь 3% берегов испытывали выдвижение береговой линии: это часть аккумулятивных пляжевых и лайдовых берегов. Около 40% берегов отступали в исследуемый период, при этом около 5 % со скоростями более 2 м/год. Это большая часть (55%) абразионных берегов, но также и существенная часть (32%) аккумулятивных.

Термоабразионные берега развиты, главным образом, на открытых морских побережьях с интенсивным волновым и термическим воздействием: на западе Ямала, на западе Тазовского полуострова, на западе и севере Гыданского полуострова, на западе и севере Таймыра на участках, сложенных рыхлыми отложениями, на островах приматериковой части Карского моря, сложенных рыхлыми отложениями. Среди термоабразионных берегов около 69% отступают в последние десятилетия, причем, 8% - со скоростями более 2 м/год. Наибольшее отступание отмечено на западе Ямала к северу от полярной станции Марре-Сале (около 2 м/год), на западном (около 2,5 м/год) и восточном (около 4 м/год) побережьях о. Белый, на восточном побережье Ямала к югу от устья р. Вэнуймуёха (более 2 м/год), на севере о. Шокальского (около 2,5 м/год), на восточном побережье п-ова Явай между устьями р. Ямбсаляяха и Нёляко-Варкутаяха (около 2,5 м/год), на восточном побережье Юрацкой губы (около 2,2 м/год).

На значительном протяжении береговой линии (около 35%) установленный динамический тип берега не соответствует его морфогенетическому типу: так, среди абразионных берегов, лишь 55% отступали, остальные оставались стабильными; среди аккумулятивных берегов, лишь 6% выдвигались, а 32% испытывали отступание. По-видимому, во многом это связано с глобальными изменениями климата и окружающей среды в последние десятилетия.

ГЛАВА 5. МОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА КЛЮЧЕВЫХ УЧАСТКОВ БЕРЕГОВ КАРСКОГО МОРЯ

5.1. Уральский берег Байдарацкой губы

5.1.1. Геолого-геоморфологическое строение

Исследуемый участок расположен на Уральском берегу Байдарацкой губы (Югорский п-ов) – между устьем р. Нгоюяха на западе и р. Нюдяко-Тамбьяха на востоке (рис. 31), в районе бывшей ГМС «Флокс» и действующей компрессорной станции (КС) «Ярынская», на участке расположен западный выход на сушу подводной части газопровода Бованенково-Ухта.

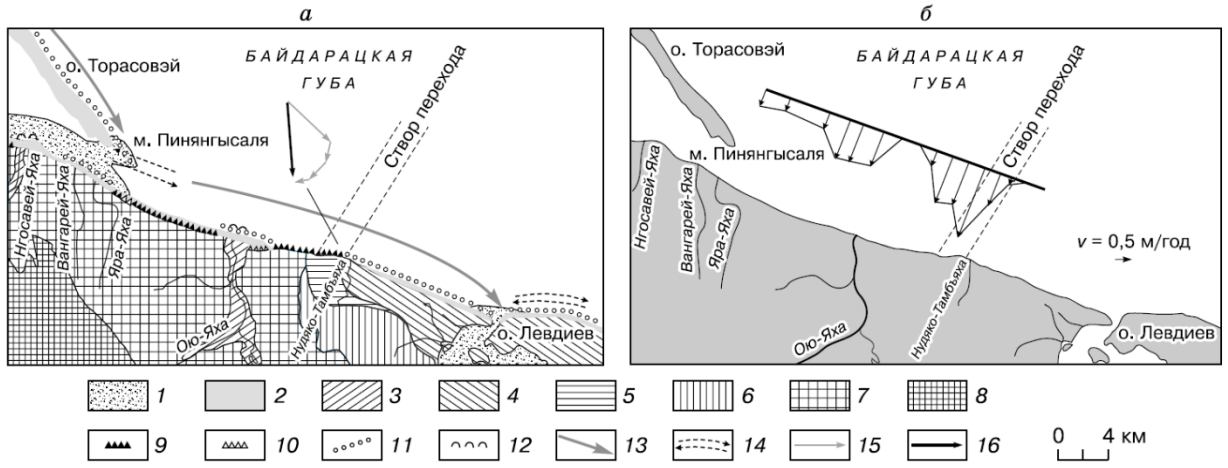


Рис. 31. Геоморфологическое строение и литодинамика (а) и эпюра скоростей абразии (б) Уральского берега Байдарацкой губы в районе перехода трубопровода [Камалов и др., 2006]. Рельеф побережья: 1 – приливные осушки; 2 – береговые бары и пляжи; 3 – поймы рек; 4 – лайды. Морские террасы высотой: 5 – 5–10 м; 6 – 12–20 м; 7 – 20–50 м; 8 – 60–80 м. Типы берегов: 9 – абразионно термоденудационные; 10 – абразионные с отмершим клифом; 11 – аккумулятивные пляжевые; 12 – аккумулятивные дельтовые. Волноэнергетические характеристики: 13 – вдольбереговые потоки наносов; 14 – участки двусторонних миграций наносов; 15 – вектор румбовых составляющих потоков волновой энергии; 16 – вектор равнодействующей румбовых составляющих потоков волновой энергии; v – среднемноголетняя величина отступания берегового уступа.

Для участка рассчитаны линейные и объемные скорости отступания береговой линии за несколько временных периодов: до начала хозяйственного освоения (1964–1988 гг. и 1988–2005 гг.), во время строительства объектов газовый инфраструктуры (2005–

2012 гг.) и после окончания строительства (2012–2016 гг.), оценены гидрометеорологические и геолого-геоморфологические факторы динамики берегов [Novikova et al., 2018].

На побережье к морю выходят береговые откосы плейстоценовых морских террас высотой до 15 м, которые имеют двучленное геологическое строение: мощная (10–15 м) песчаная толща с редкими небольшими торфяными линзами подстилается плотными суглинками [Камалов и др., 2006]. Они содержат крупнообломочный материал – гальку и валуны диаметром до 1,5 м, которые встречаются на пляже под обрывами. В обрывах 4-8-метровой террасы на участке перехода обнажаются в основном средне и мелкозернистые пески с прослоями легких суглинков, супесей, с органическими включениями. Льдонасыщенность пород, слагающих береговые откосы, изменяется в значительных пределах. Например, в 0,6–0,8 км к северо-западу от створа перехода в береговом уступе вскрываются высокольдистые болотные отложения. Кроме того, в береговых обнажениях вскрываются повторно жильные льды, увеличивающие суммарную льдистость толщи. Песчано-супесчаные толщи, слагающие участок берега в восточной части перехода, характеризуются существенно более низкой льдистостью. На двух участках к востоку и к западу от перехода значительную площадь непосредственно в прибрежной зоне занимает низкая морская терраса (лайда) высотой до 2,5 м, которая сложена в основном песками [Камалов и др., 2006].

В районе устьев крупных рек и (местами) лайд берега имеют аккумулятивный облик. Берега высоких террас, а также большей части лайд относятся к термоабразионному типу.

5.1.2. Динамика берегов

Около 40% (4,5 км) берега Уральского участка – отступающие (абразионные) и они отступают со средней скоростью 1,2 ± 0,15 м/год в линейном масштабе или со скоростью 8,6 ± 1,4 $м^3$/м/год в объемном масштабе (табл. 4, табл. 5, рис. 32, рис. 33). Аккумулятивные берега занимают около 60% (6,5 км) участка, для них также характерны существенные трансформации, в целом, с тенденцией к отступанию [Novikova et al., 2018].

Абразионные берега

Максимальные скорости отступания (до 2,5 м/год) отмечаются в пределах лайды около р. Нгарко-Тамбьяха (профили 21А-22, рис. 33). Так, из-за интенсивного отступания

берега за период 1998-2005 гг. были спущены 3 озера размерами до 100 м в диаметре. Минимальные скорости отступания (0,2-0,3 м/год) вне аккумулятивных участков наблюдаются в пределах низкой (6-8 м) террасы в непосредственной близости от газопровода к западу от него (профиль 23В) и постепенно уменьшаются по направлению к аккумулятивному берегу на восток. В целом, высокие террасы (высотой 12-18 м) отступают медленнее, чем низкие (6-8 м) террасы и лайды (2-4 м) в линейном плане: 1,1 м/год в среднем, по сравнению с 1,3 и 1,7 м/год соответственно.

Табл. 4. Линейные скорости отступания берегов Уральского участка (м/год) [Novikova et al., 2018]

Фактор\Период		**1964–1988**	**1988–2005**	**2005–2012**	**2012–2016**	**1964–2016**
Погрешность		0.3	0.2	0.45	0.3	0.15
рельеф	2–4 м лайда	1.8	0.2	7.0	0.6	1.7
	Т6–8 м	0.9	0.9	3.7	0.9	1.3
	Т12–16 м	1.3	1.3	1.0	0.0	1.1
литология	пески	1.4	1.2	0.8	0.0	1.1
	суглинки	0.9	1.0	3.7	0.9	1.3
	пески и суглинки	1.1	1.1	2.6	0.4	1.3
подземный лед	пластовый лед	1.1	1.0	2.6	0.5	1.2
	ПЖЛ	1.2	1.0	2.7	0.4	1.2
среднее		1.1	1.1	2.6	0.5	1.2

Табл. 5. Объемные скорости отступания берегов Уральского участка ($м^3$/м/год) ± погрешность [Novikova et al., 2018]

Фактор\Период		**1964–1988**	**1988–2005**	**2005–2012**	**2012–2016**	**1964–2016**
рельеф	2–4 м лайда	3.2 ± 1.0	0.4 ± 0.6	15.7 ± 1.9	1.3 ± 0.9	4.2 ± 0.6
	Т6–8 м	3.2 ± 2.1	5.8 ± 1.4	13.5 ± 3.2	5.2 ± 2.11	5.8 ± 1.1
	Т12–16 м	12.8 ± 4.2	13.6 ± 2.8	8.9 ± 6.3	0.2 ± 4.2	12.3 ± 2.1
литология	пески	14.1	14.7	9.5	0.3	13.4
	суглинки	3.3	5.9	13.4	5.5	5.9
	пески и суглинки	7.6	9.4	11.7	2.1	8.8
подземный лед	пластовый лед	7.6	9.4	11.9	3.0	8.9
	ПЖЛ	7.8	9.0	11.8	2.0	8.7
среднее		7.4	9.2	11.7	2.9	8.7 ± 1.4

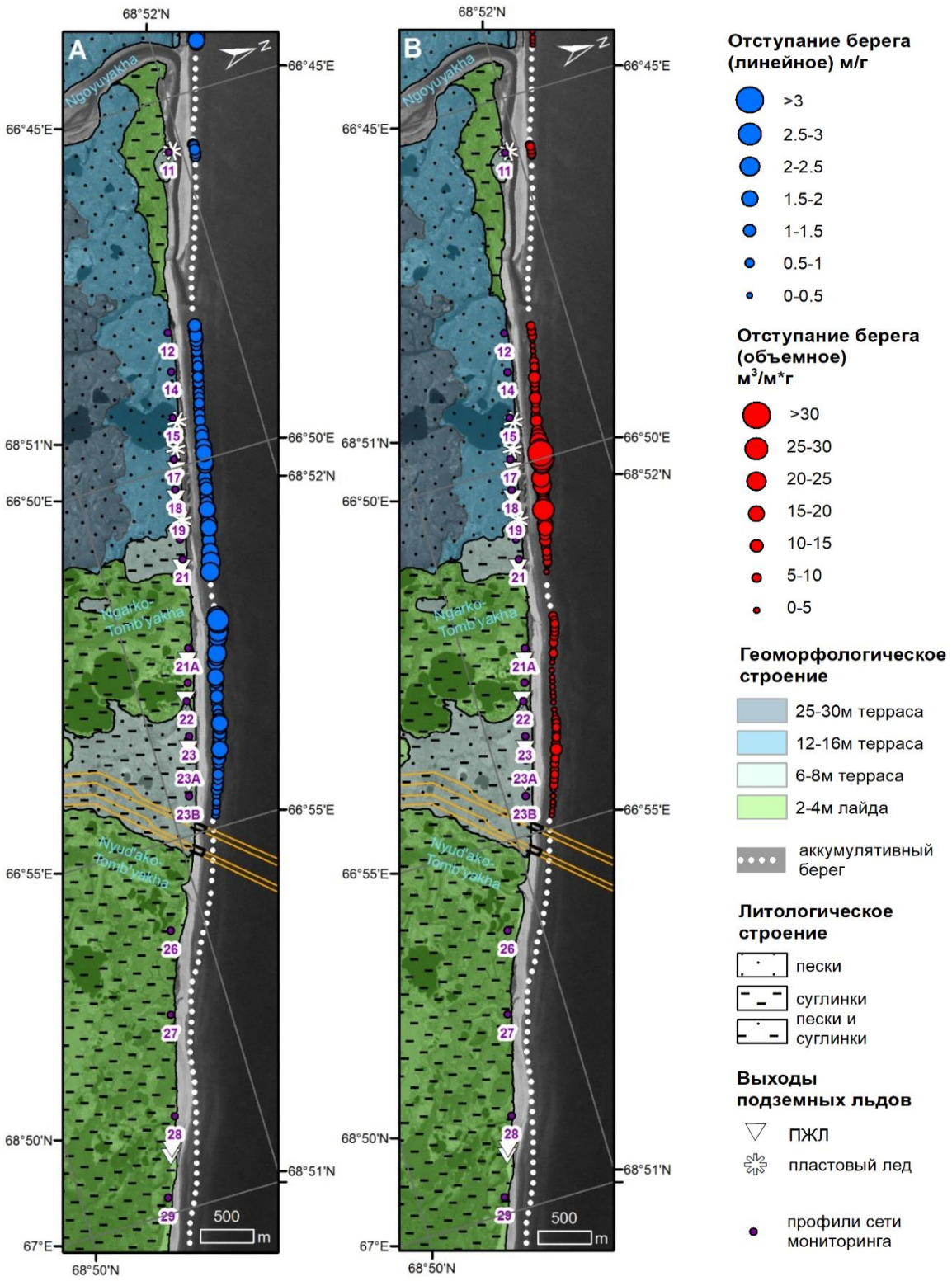


Рис. 32. Отступание берегов на Уральском ключевом участке [Novikova et al., 2018]: (A) линейные скорости, (B) объемные. Оранжевыми линиями показаны нитки газопровода, черные линии – коффердамы. Подложка: Corona KH-4A (1964).

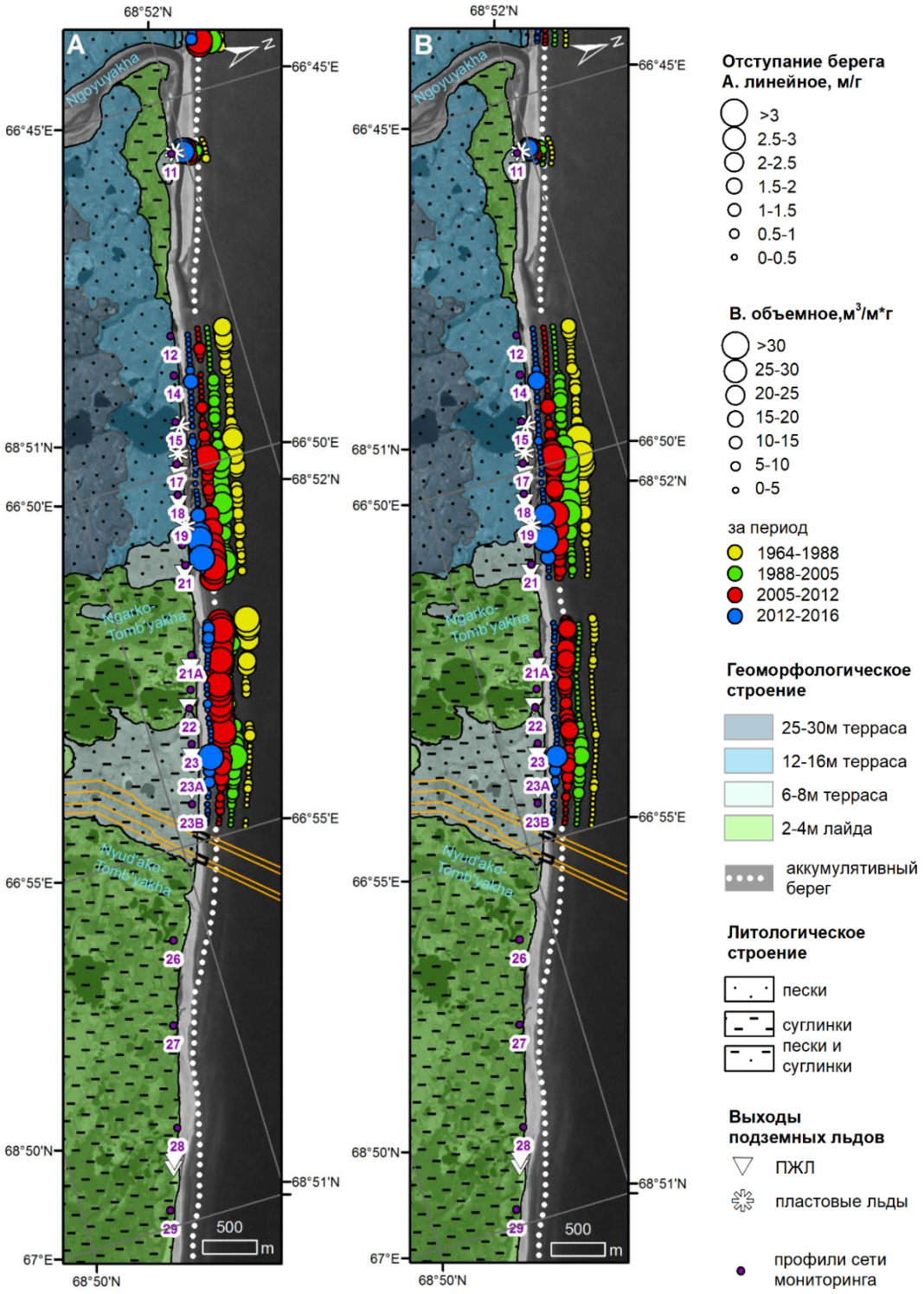


Рис. 33. Отступание берегов на Уральском ключевом участке за разные временные периоды [Novikova et al., 2018]: (А) линейные скорости, (В) объемные. Оранжевыми линиями показаны нитки газопровода, черные линии – коффердамы. Подложка: Corona KH-4A (1964).

В объемных величинах максимальные скорости, т.е. максимальные объемы размываемых отложений в год (20-35 $м^3$/м/год), характерны для высокой террасы между профилями 16 и 19, где в береговом уступе вскрываются крупные залежи пластовых льдов. Здесь отступание бровки высокой террасы спровоцировало спуск крупного (до 620 м в диаметре) озера Заячье между 15 и 16 профилями в период между 1964 и 1988 гг. Минимальные объемы размываемых отложений характерны для лайды у р. Нгарко-Тамбьяха в районе профилей 21В-22. Однако, стоит отметить, что хотя для лайд обычно характерны минимальные объемные скорости (за счет их минимальной высоты), в период 2005-2012 гг. здесь наблюдался настолько интенсивный размыв, что он был максимальным по сравнению с другими участками даже в объемных величинах (15,7 $м^3$/м/год).

Интенсивность абразии в среднем по всем профилям как в линейных, так и в объемных величинах была максимальной в период 2005-2013 гг. (2,6 м/год и 11,6 $м^3$/м/год соответственно), что существенно выше, чем в периоды до (1964-2005) и после (2013-2016) строительства трубопровода (0,5-1,1 м/год, 2,9-9,1 $м^3$/м/год). В этот период отмечаются высокие значения ГМП (рис. 34), а также в этот период происходило активное антропогенное воздействие на берег в ходе строительства газопровода.

Аккумулятивные берега

Максимальные трансформации на аккумулятивных участках Уральского берега наблюдались в западной части полигона. Так, песчаная коса в устье р. Нгоюяха, достигавшая в 1964 г. 2 км в длину, была почти полностью размыта рекой к 1988 г. Отложения, по-видимому, были транспортированы вдольбереговыми потоками на восток, где сформировали широкий береговой бар, тогда как в устье реки начала расти новая коса.

Аккумулятивный берег в районе лайды к востоку от р. Нюдяко-Тамбьяха оставался относительно стабильным в течение периода наблюдений, береговая линия несколько раз слабо отступала и выступала. Однако на некоторых участках отмечается явная тенденция к отступанию: в районе 26-27 профилей и к востоку от коффердамов ширина пляжа сократилась в 2-3 раза, а береговая линия (граница плотной растительности) сместилась на расстояние до 85 м в сторону суши.

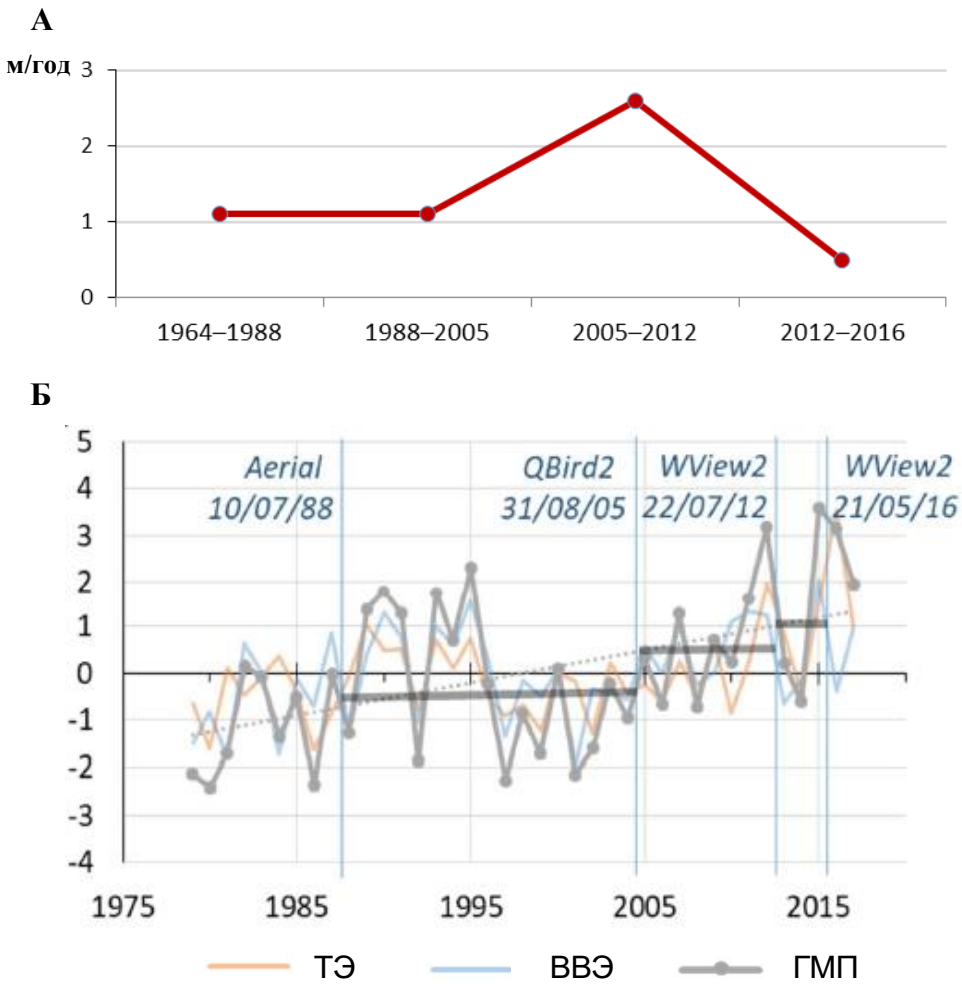


Рис. 34. А) Средние скорости отступания и Б) Термическая энергия (ТЭ), ветро-волновая (ВВЭ) энергия, и гидрометеорологический потенциал термоабразии (ГМП) для Уральского берега Байдарацкой губы [Novikova et al., 2018]

5.2. Ямальский берег Байдарацкой губы

5.2.1. Геолого-геоморфологическое строение

Участок расположен на Ямальском берегу Байдарацкой губы– между мысом Мутный на севере и устьем реки Лыяха на юге (рис. 35), в районе бывшей ГМС «Виктория» и действующей компрессорной станции (КС) «Байдарацкая», здесь расположено восточное примыкание подводной части газопровода Бованенково-Ухта.

Для участка рассчитаны линейные и объемные скорости отступания береговой линии за несколько временных периодов: до (1968–1988 гг. и 1988–2005 гг.) и после (2005–2016 гг.) начала хозяйственного освоения, оценены гидрометеорологические и геолого-геоморфологические факторы динамики берегов [Novikova et al., 2018].

Побережье представляет собой аккумулятивную аллювиально-морскую равнину с высотами до 28 м, сложенную многолетнемерзлыми песками, супесями, суглинками (рис. 35). Берега имеют абразионный, местами абразионно-термоденудационный облик, в средней части – аккумулятивный. В южной части (к югу от р. Яраяха) развиты высокие (22-28 м) берега, сложенные морскими песчаными отложениями. Непосредственно к устью р. Яраяха с юга примыкает первая морская терраса высотой 8–12 м, сложенная преимущественно разнозернистыми песками, подстилаемыми суглинками. Середина участка (в районе газопровода) представляет собой древнюю долину р. Яраяха. Прибрежная ее часть – валообразная аккумулятивная форма высотой 1,5-2 м, представляет собой береговой бар, сформированный в результате аккумуляции песчаного материала, поставляемого волнами со дна. Поверхность от вершины бара плавно понижается в сторону суши и переходит в сильно увлажненные и периодически затапливаемые приливами и нагонами лагуну и лайду. К северу от лайды до м. Мутный тянется терраса высотой 8-12 м, сложенная так же преимущественно песками, местами с суглинками с галькой в нижней части, местами со включением ледяных жил в верхней части [Камалов и др., 2006].

5.2.2. Динамика берегов

Около 62% (7,7 км) берегов Ямальского участка являются абразионными, однако, по сравнению с Уральским участком, береговая эрозия здесь довольно слабая, ее среднее значение по всем профилям составило 0,3±0,16 м/год или 3,7±2,1 $м^3$/м/год в объемных значениях (табл. 6, табл. 7, рис. 36, рис. 37). Однако, на некоторых участках наблюдаемые изменения береговой линии существенны, в том числе на аккумулятивных берегах (которые представляют 48% участка).

Абразионные берега

Вдоль берега как линейные, так и объемные скорости изменяются несущественно. К югу от р. Яраяха объемы эродируемого материала были несколько выше, чем в северной части полигона, за счет большей высоты уступов в этой части. Линейные скорости отступания практически не отличаются в пределах разных форм рельефа (везде около 0,3 м/год), соответственно, в объемном масштабе эрозия была максимальной на участках выхода к морю высоких террас (6,4 $м^3$/м/год), по сравнению со средними (4,8 $м^3$/м/год) и низкими (1,3 $м^3$/м/год) террасами.

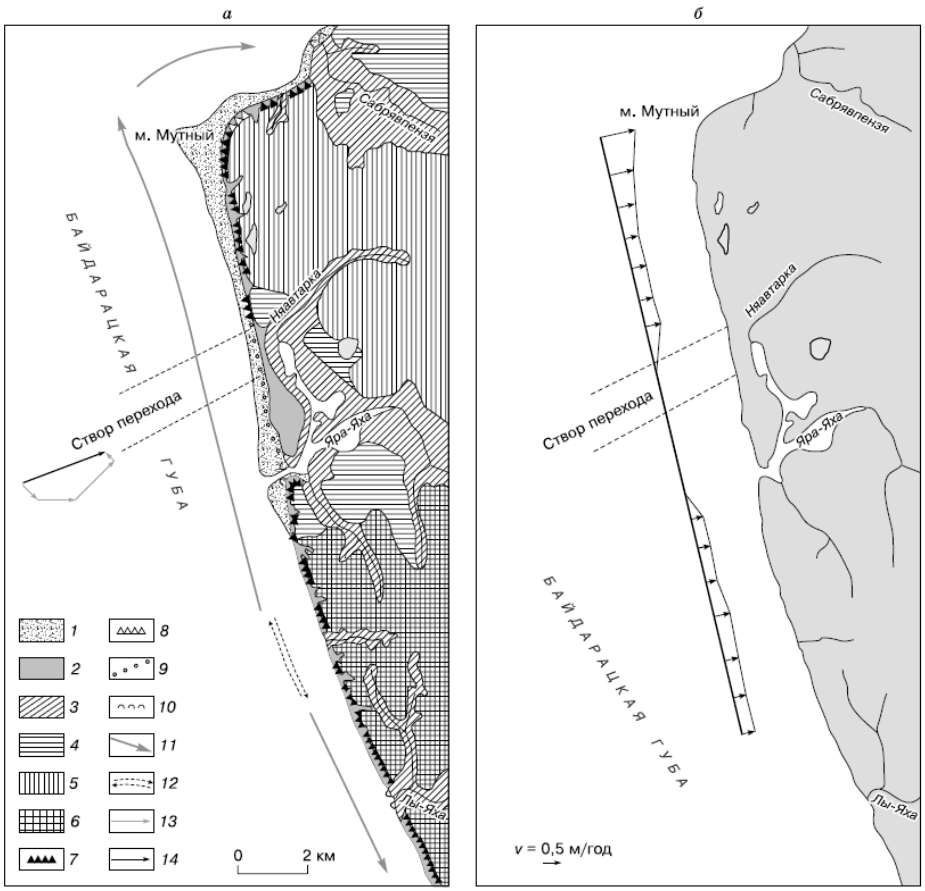


Рис. 35. Геоморфология и литодинамика (а) и эпюра скоростей абразии (б) Ямальского берега Байдарацкой губы в районе перехода трубопровода [Камалов и др., 2006]. Рельеф побережья: 1 – приливные осушки; 2 – береговые бары и пляжи; 3 – поймы рек и лайды. Морские террасы высотой: 4 – 4–7 м; 5 – 8–12 м; 6 – 15–25 м. Типы берегов: 7 – абразионно термоденудационные; 8 – абразионные с отмершим клифом; 9 – аккумулятивные пляжевые; 10 – аккумулятивные дельтовые. Волноэнергетические характеристики: 11 – вдольбереговые потоки наносов; 12 – участки двусторонних миграций наносов; 13 – вектор румбовых составляющих потоков волновой энергии; 14 – вектор равнодействующей румбовых составляющих потоков волновой энергии; v – среднемноголетняя величина отступания берегового уступа.

Наиболее существенное отступание берега происходило на севере в районе м. Мутный (между профилями 3 и 3А, около 1 м/год) и к югу от р. Яраяха (12-13 профили, около 0,6 м/год). Так, в результате отступания берегового уступа произошел спуск крупного (до 350 м в диаметре) озера между профилями 3А и 4 в период между 2005 и 2016 гг. Максимальные объемы отложений размывались в южной части в пределах высокой (25-30 м) террасы у профилей 16 и 17 (около 10 $м^3$/м/год), что по-видимому связано с располагающейся здесь зоной конвергенции волновых потоков.

Табл. 6. Линейные скорости отступания берегов Ямальского участка (м/год) [Novikova et al., 2018]

Фактор\Период		**1968–1988**	**1988–2005**	**2005–2016**	**1968–2016**
Погрешность		0.37	0.2	0.38	0.16
рельеф	Т6–8 м	0.2	0.1	0.9	0.3
	Т12–16 м	0.1	0.3	0.5	0.3
	Т25–30 м	0.2	0.3	0.6	0.3
литология	пески	0.1	0.2	0.7	0.3
	суглинки	0.1	0.4	0.3	0.3
	пески и суглинки	0.0	0.0	2.2	0.5
подземный лед	ПЖЛ	0.2	0.3	0.5	0.3
среднее		0.1	0.2	0.6	0.3

Табл. 7. Объемные скорости отступания берегов Ямальского участка ($м^3$/м/год) ± погрешность [Novikova et al., 2018]

Фактор\Период		**1968–1988**	**1988–2005**	**2005–2016**	**1968–2016**
рельеф	Т6–8 м	0.6 ± 2.6	0.7 ± 1.9	3.5 ± 2.6	1.3 ± 1.2
	Т12–16 м	2.0 ± 5.2	4.6 ± 2.9	7.7 ± 5.3	4.8 ± 2.3
	Т25–30 м	3.3 ± 10.0	6.2 ± 5.4	10.8±10.2	6.4 ± 4.3
литология	пески	1.6	3.1	7.2	3.8
	суглинки	1.4	4.6	3.3	3.6
	пески и суглинки	0.1	0.1	7.9	1.8
подземный лед	ПЖЛ	2.8	5.8	9.1	5.7
среднее		1.5	3.4	6.4	3.7 ± 2.1

Рассматривая временную изменчивость абразии берегов, видим, что в последнее десятилетие, берег отступал в линейных величинах в 3 раза быстрее, чем ранее (0,6 м/год в 2005-2016 гг. по сравнению с 0,2 м/год в 1988-2005 гг.) и в объемных – в 2 раза быстрее, чем ранее (6,4 $м^3$/м/год в 2005-2016, тогда как в 1968-1988 – 1,5 $м^3$/м/год, а в 1988-2005 – 3,4 $м^3$/м/год), что вызвано в первую очередь ростом ГМП (рис. 38) в этот период, но также может быть спровоцировано техногенным прессингом, имевшим место в период строительства газопровода (2009-2013).

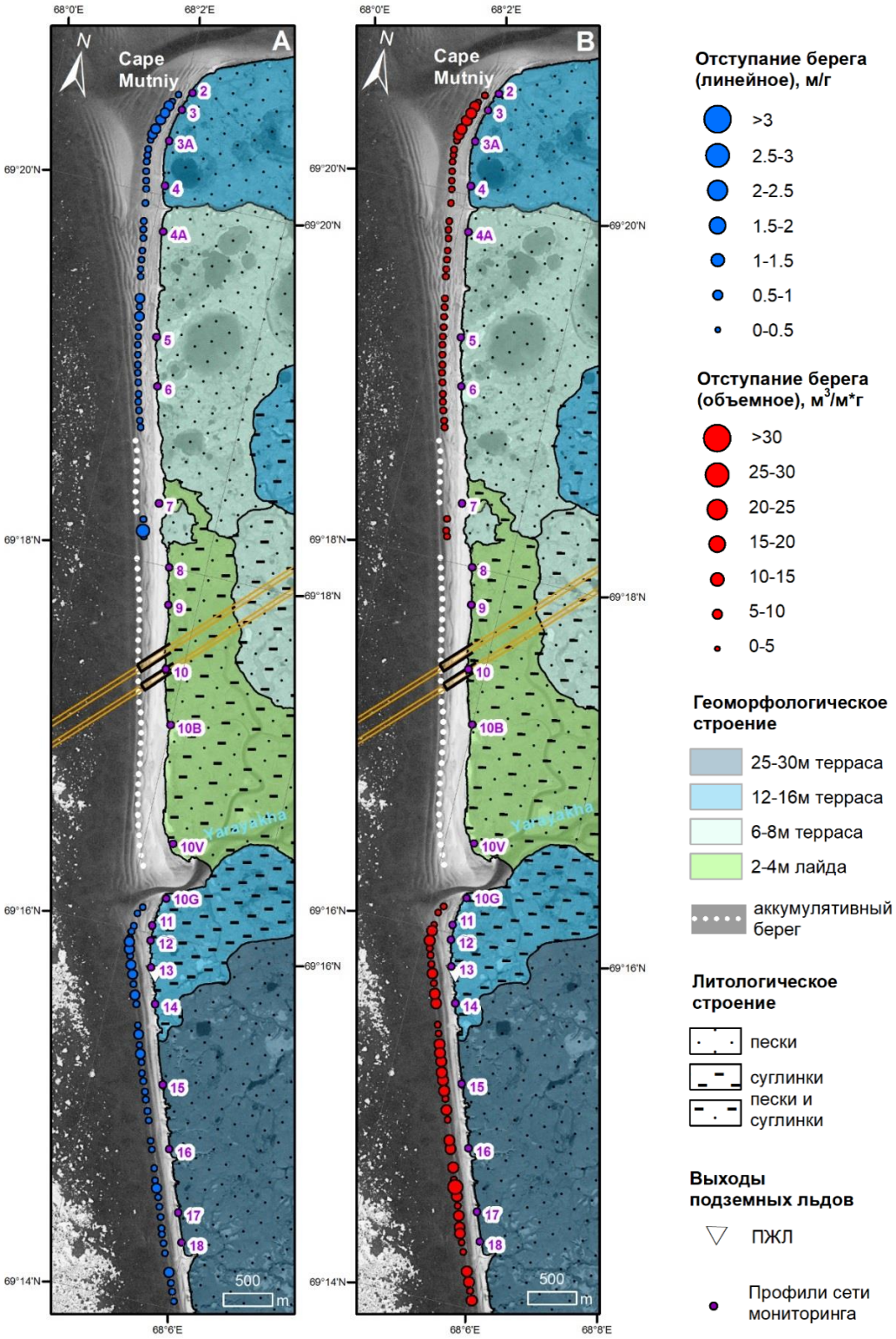


Рис. 36. Отступание берегов на Ямальском ключевом участке [Novikova et al., 2018]: (A) линейные скорости, (B) объемные. Оранжевыми линиями показаны нитки газопровода, черные линии – коффердамы. Подложка: Corona KH-4A (1964).

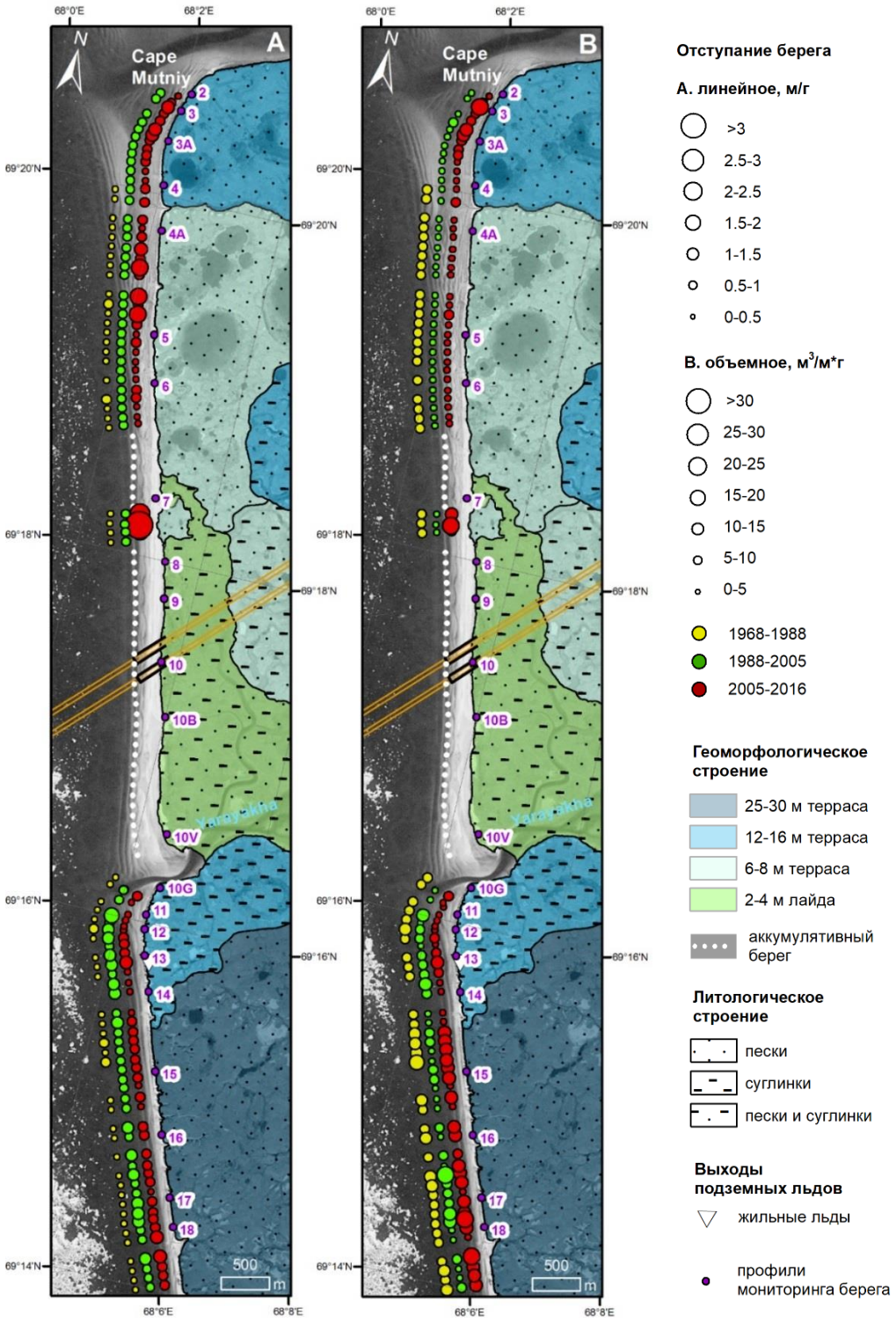


Рис. 37. Отступание берегов на Ямальском ключевом участке за разные временные периоды [Novikova et al., 2018]: (A) линейные скорости, (B) объемные. Оранжевыми линиями показаны нитки газопровода, черные линии – коффердамы. Подложка: Corona KH-4A (1964).

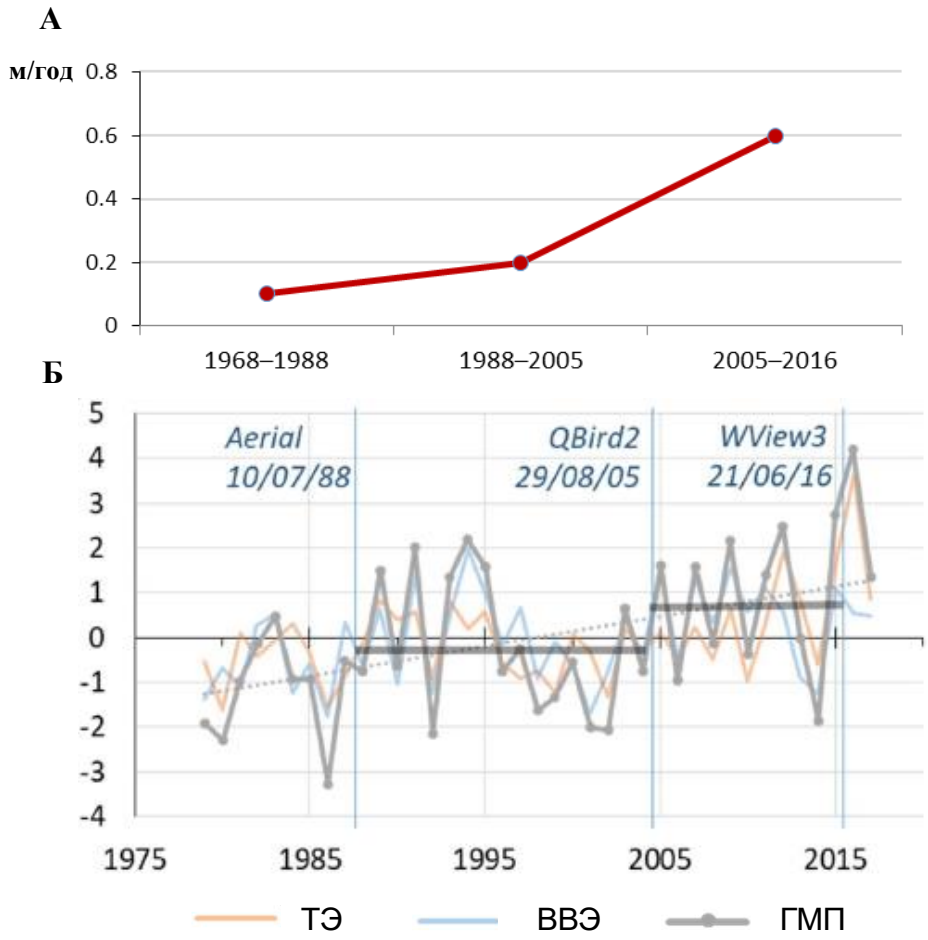


Рис. 38. А) Средние скорости отступания и Б) Термическая энергия (ТЭ), ветро-волновая (ВВЭ) энергия, и гидрометеорологический потенциал термоабразии (ГМП) для Ямальского берега Байдарацкой губы [Novikova et al., 2018]

Аккумулятивные берега

До строительства газопровода участок берега в пределах лайды (между профилями 7 и 10V) был сравнительно стабильным (рис. 39). Однако в период между 2005 и 2016 гг. граница плотной растительности, по которой мы здесь проводим береговую линию, отступила на расстояние до 140 м. Наибольшие изменения наблюдаются в пределах 1 км участка к северу от р. Ярааха между коффердамами и портом. Также к северу от коффердамов наблюдается отступание берега на 20-50 м в сторону суши, за счет отступания границы растительности и сокращения ширины пляжа. В результате здесь были спущены два небольших озера до 60 м в диаметре, располагавшиеся между 7 и 8 профилями.

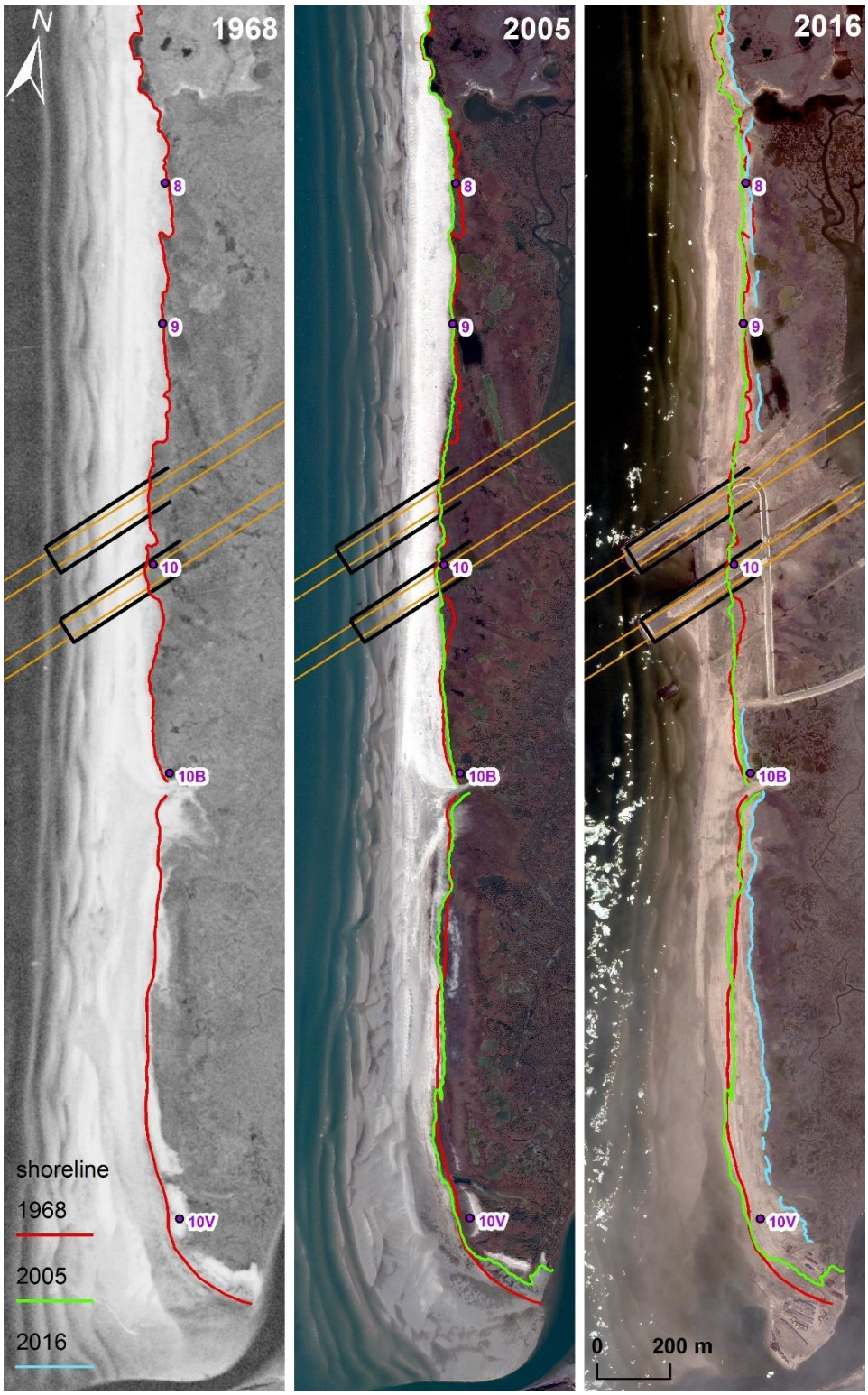


Рис. 39. Аккумулятивный участок Ямальского берега Байдарацкой губы. Снимки (слева направо): 1968 Corona KH-4; 2005 QuickBird; 2016 WorldView-3 [Novikova et al., 2018]

Этот участок берега был наиболее подвержен антропогенному воздействию в ходе строительства газопровода. В районе устья Яраяхи велись дноуглубительные работы для создания порта и производилось изъятие песка с пляжа и осушки, что, по-видимому, вызвало существенный дефицит наносов в береговой зоне и привело к сильному отступанию берега. Далеко выступающие в море коффердамы нарушили естественный вдольбереговой поток наносов, что привело к накоплению отложений к югу от коффердамов и к дефициту наносов и размыву берегов к северу от них.

5.3. Залив Крузенштерна, Западный Ямал

5.3.1. Геолого-геоморфологическое строение

Залив Крузенштерна омывает западное побережье п-ова Ямал (рис. 40). Он отделен от открытого моря с запада и северо-запада цепью низких аккумулятивных островов Шараповы Кошки. Средняя глубина залива составляет 2-3 м, максимальная – около 10 м. Ключевой участок исследования расположен на восточном берегу залива. Представляет собой в основном высокие (от 10 до 35 м) береговые обрывы, с крутыми уступами; в средней части участка в районе устья р. Мордыяха развиты низкие (1-2 м) лайдовые берега.

Береговые уступы на большем протяжении состоят из суглинков в верхней части, суглинистых песков в средней части и глин местами с содержанием пластовых льдов в нижней части. Пластовые льды залегают на высоте 2-3 м, имеют протяженность 3-10 м вдоль берега, видимую мощность до 2,5 м, нижняя граница уходит под уровень моря. Вдоль побережья в северной части развито множество крупных (от 10 до 150 м в диаметре) термоденудационных цирков.

5.3.2. Динамика берегов

За весь период исследований с 1964 по 2019 гг. средняя скорость отступания по всем профилям исследуемого участка составила 0,5 ± 0,1 м/год (табл. 8, рис. 40), максимальная скорость (1,6 м/год) отмечена к северу от мыса Ясаля между двумя крупными обнажениями пластовых льдов, отмеченных в поле (рис. 41). В целом, для участков распространения пластовых льдов и термоденудационных цирков характерны большие скорости отступания, чем для соседних участков, однако не всегда места выхода пластовых льдов на берег совпадают с пиками скоростей. Наиболее высокие берега, как

правило, отступают быстрее, чем низкие, что отражается и в линейных, и в объемных скоростях эрозии (рис. 41).

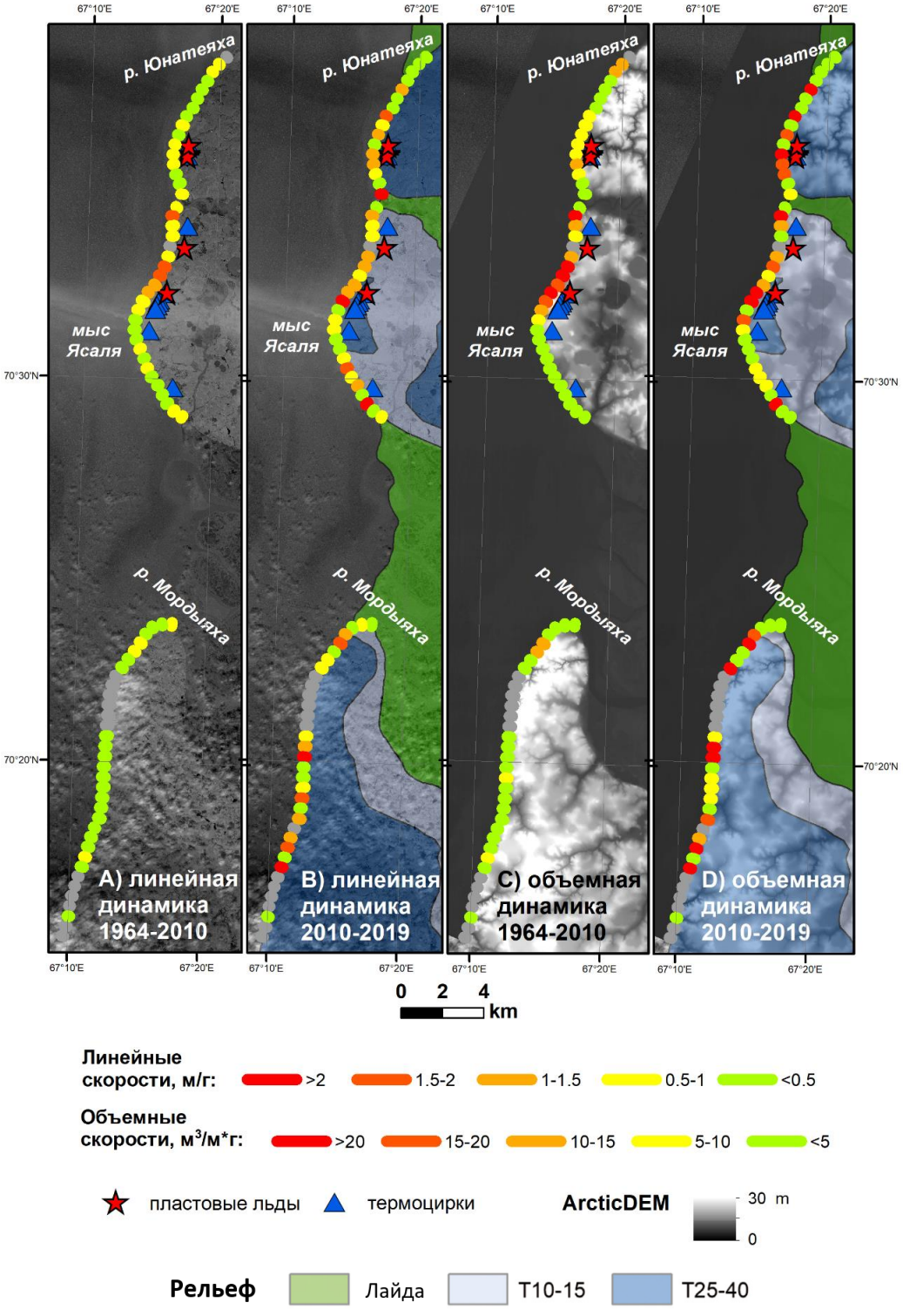


Рис. 40. Скорости отступания берега залива Крузенштерна [Baranskaya et al., 2021]. Подложка: A, B - космический снимок WorldView-1, 2010 г.; C, D - ЦМР ArcticDEM

В течение периода 1964-2010 гг. восточное побережье залива Крузенштерна отступило в среднем на 23,3 м, средняя скорость составила 0,5 ± 0,2 м/год (табл. 8, рис. 40), для участков термоабразионного берега средняя скорость отступания составила 0,9 м/год. Максимальное линейное отступание характерно для участков выходов пластовых льдов в районе мыса Ясаля, максимальный объем размываемых отложений также характерен для этого участка, и для высоких (25-40 м) берегов к северу от р. Нюдя-Монготеяха и к югу от р. Мордыяха (рис. 40).

В 2010-2019 гг. отмечается некоторое усиление темпов абразии берегов (табл. 8, рис. 40), что, по-видимому, связано с ростом ГМП в этот период (рис. 42). Средняя скорость по всем профилям составила 0,9 ± 0,7 м/год, что почти в два раза больше, чем в предыдущий период, максимальная отмеченная скорость – 2,4 м/год. Участки со скоростями, превышающими 2 м/год теперь отмечаются не только к северу от м. Ясаля, где были встречены пластовые льды, но и к югу от этого мыса и к югу от р. Мордыяха.

Табл. 8. Скорости отступания берегов залива Крузенштерна [Baranskaya et al., 2020]

	1964-2010			2010-2019			1964-2019		
	Ср.	**Макс**	**Погр-ть**	**Ср.**	**Макс**	**Погр-ть**	**Ср.**	**Макс**	**Погр-ть**
Отступание, м	23.3	80.0	9.2	7.5	21.9	6.3	27.6	86.9	5.5
Линейная скорость отступания, м/год	0.5	1.7	0.2	0.9	2.4	0.7	0.5	1.6	0.1
Объем размываемых отложений с 1 м берега, $м^3$/год	283.6	1277.2	142.6	98.1	370.3	103.7	83.7	1333.3	126.5
Объемная скорость отступания, $м^3$/м/год	6.2	27.8	3.1	11.1	41.1	11.6	9.3	24.2	2.3

Рис. 41. Изменение вдоль берега линейных и объемных скоростей отступания берега и высот берегового уступа [Baranskaya et al., 2021]

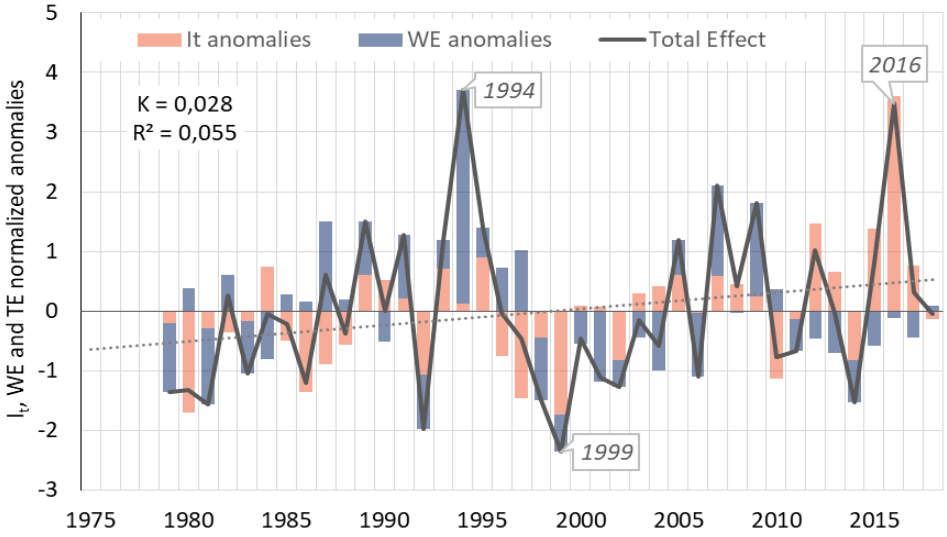


Рис. 42. Изменение индекса таяния (It anomalies) и ветро-волновой энергии (WE anomalies) и их общего эффекта (Total Effect) (величины нормированы), показывающего гидрометеорологический потенциал термоабразии в заливе Крузенштерна [Baranskaya et al., 2021]

5.4. Харасавэй, Западный Ямал

5.4.1. Геолого-геоморфологическое строение

На протяжении исследуемых ~9 км у пос. Харасавэй берег имеет термоабразионный облик (рис. 43). Высота берегового уступа составляет 7-12 м, меняется незначительно вдоль всего участка. Литологическое строение (рис. 44) существенно варьирует: сменяются участки с преобладанием суглинка, либо с преобладанием песка, суглинистые отложения имеют большую льдистость. Суглинистые отложения имеют морской генезис, так же развиты торфянистые озёрно-болотные отложения и озёрно-аллювиальные отложения, представленные песками или переслаиванием песков, супесей, суглинков и намывного детрита [Белова, 2014]. В северной части исследуемого региона песчаные отложения содержат залежи пластовых льдов.

Рис. 43. Термоабразионный берег в районе пос. Харасавэй (фото Н. Г. Беловой, 2008)

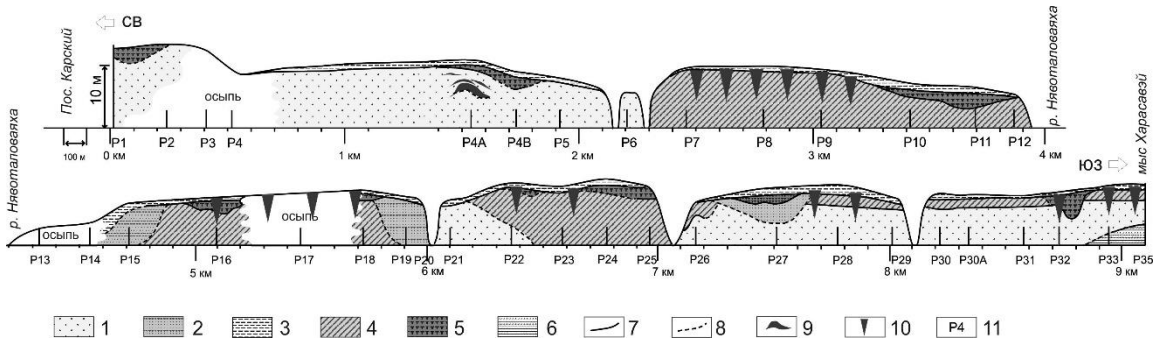


Рис. 44. Отложения береговых уступов между пос. Харасавэй и мысом Харасавэй [Белова и др., 2017]. Условные обозначения: 1 – пески тонко- и среднезернистые, с прослоями и линзами суглинков, морские; 2 – пески тонкозернистые, местами с суглинистыми и торфяными прослоями, озёрно-аллювиальные; 3 – покровные суглинки, супеси; 4 – суглинки морские (к югу от профиля P26 – неуточнённого 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.

5.4.2. Динамика берегов

Среднемноголетняя скорость отступания исследуемого участка берега составила 1,1 м/год за 52-летний период (1964–2016 гг.). Максимальные среднемноголетние скорости отступания (2-3 м/год, табл. 9, рис. 45, рис. 46) характерны для термоабразионного участка берега, контролируемого профилями P22–P26 (рис. 45). Здесь на протяжении 0,8 км распространены берега с узкими (10–15 м) пляжами, уступы имеют высоту около 10 м и сложены сильнольдистыми (>40 %) суглинками. В 1981–1987 гг.

здесь фиксировались еще более высокие темпы разрушения: скорость отступания отдельных профилей составила 4,2–4,5 м/год, максимальная – 11,8 м/год [Совершаев, Камалов, 1992]. За период 2006–2016 гг. средняя скорость отступания участка выросла в 1,5 раза по сравнению с 1964–2006 гг. (с 1,8 до 2,7 м/год), что может быть связано как с ростом ГМП разрушения берегов (рис. 47, рис. 48), так и с активным хозяйственным освоением в данный период [Белова и др., 2017].

Табл. 9. Скорости отступания берегов Харасавэйского ключевого участка [Belova et al., 2020]

Период	**Длительность, лет**	**Длина исследуемого участка**	**Средняя скорость отступания, м/год**	**Максимальная скорость отступания**
1977-1988	11	3,3	1,3	6,5
1988-2006	18	5,3	0,9	2,3
2006-2016	10	6,8	1,2	3,7
1977-2016	39	6,8	1,1	3,2
1972-2016	44	6,8	1,1	3,1

Также существенные скорости отступания наблюдаются непосредственно в районе м. Харасавэй (до 3,1 м/год). Здесь береговой уступ сложен песчаными отложениями. В периоды разработки месторождения (1970-е-1980-е гг. и 2000-е гг.) здесь производилось изъятие песка с пляжа для целей строительства (рис. 49).

На участках выхода пластовых льдов в районе пос. Харасавэй (Р2-Р4В) скорости отступания берега сравнительно невелики (0,3-0,6 м/год), что, по-видимому, связано с песчаным составом пород, слагающих береговой уступ, и с их меньшей льдистостью, по сравнению с описанными выше суглинками в районе профилей Р22-Р26.

При сопоставлении различных временных периодов максимальное отступание наблюдается в 1977-1988 гг. (табл. 9, рис. 46). Для данного периода не характерны высокие значения ГМП, что позволяет предположить, что усиленное отступание берегов Харасавэйского участка в данный период было связано с интенсивным техногенным воздействием, когда началось освоение Харасавэйского газоконденсатного месторождения и на побережье велось строительство различной инфраструктуры, в частности, из береговой зоны изымались крупные объемы песчаного материала [Belova et al., 2019].

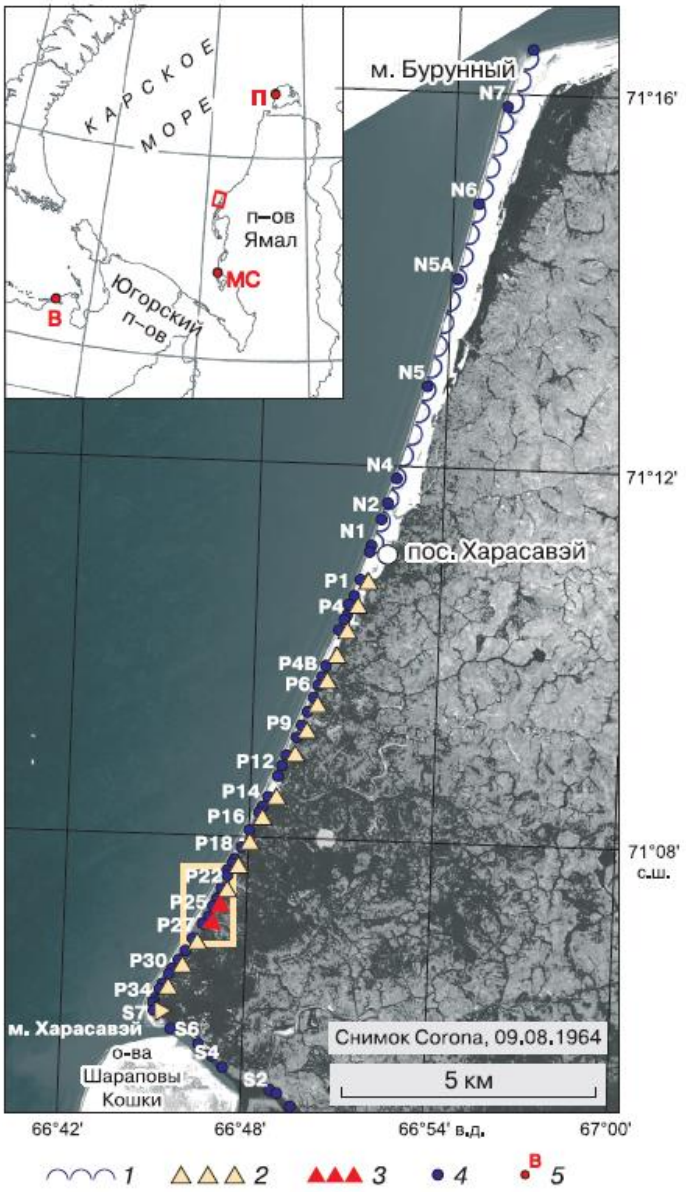


Рис. 45. Типы берегов между мысами Бурунный и Харасавэй [Белова и др., 2017]. 1 – аккумулятивные берега; 2 – медленно отступающие термоабразионные берега (0.1–2.0 м/год); 3 – быстро отступающие берега (>2 м/год); 4 – профили сети мониторинга динамики берегов; 5 – метеостанции: В – Варандей, МС – Марре-Сале, П – им. М.В. Попова.

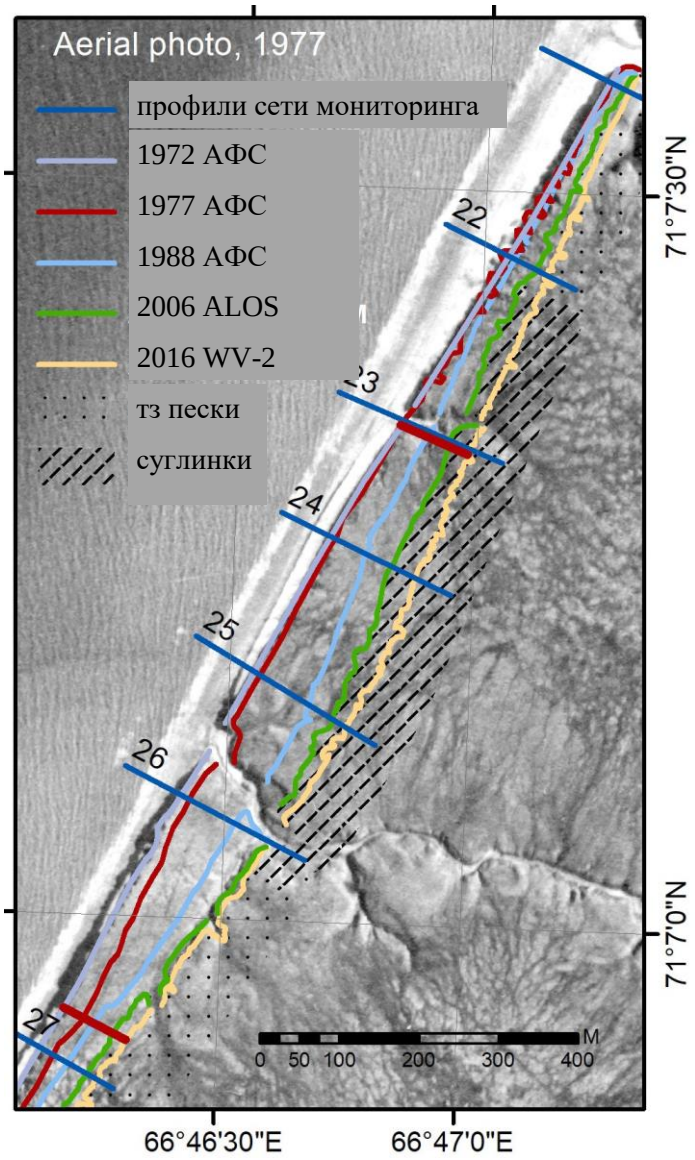


Рис. 46. Термоабразионный участок берега Харасавэйского участка с максимальными скоростями отступания [Belova et al., 2020]. Подложка: аэрофотоснимок 21.07.1977

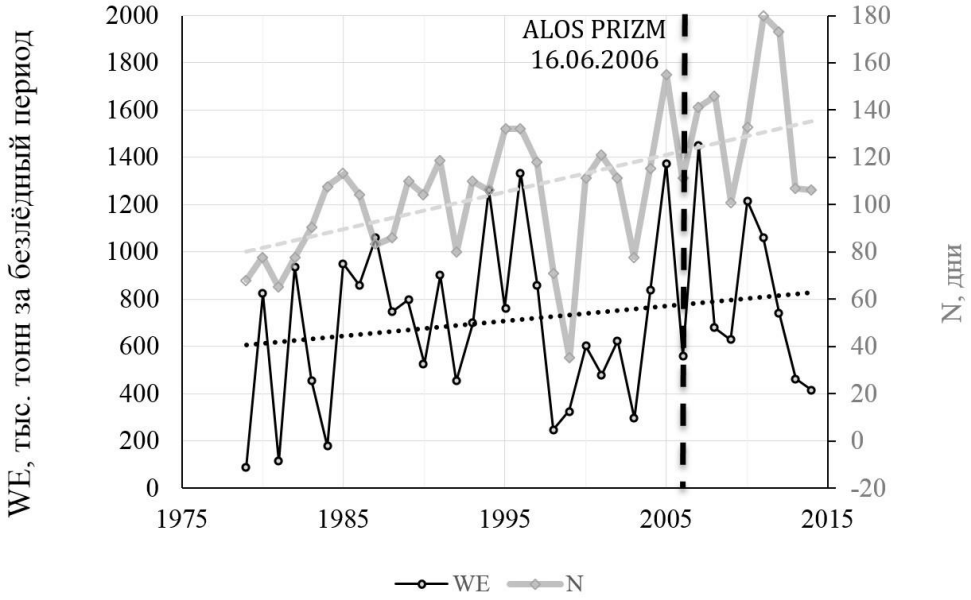


Рис.42. Изменение ветро-волновой энергии (WE) и продолжительности безлёдного периода (N) в районе пос. Харасавэй [Белова и др., 2017], определённые на основе реанализа ERA Interim и спутниковых данных [EUMETSAT, 2015]. Пунктирными линиями показаны линейные тренды; вертикальный пунктир – дата снимка ALOS PRIZM.

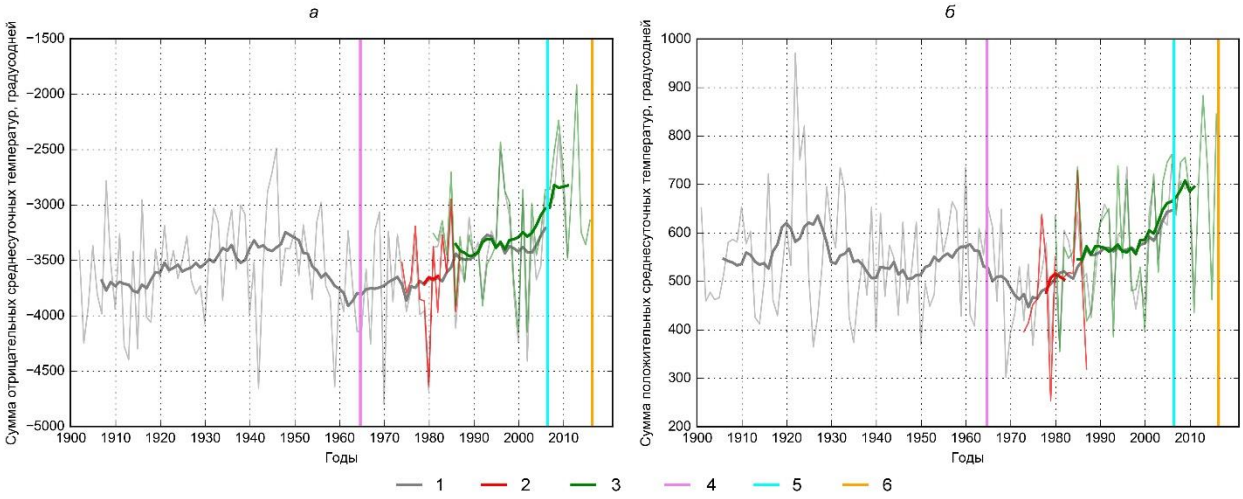


Рис. 48. Изменение термических факторов динамики берегов в районе пос. Харасавэй в XX-XXI вв. по данным реанализов ERA Interim и ERA-20C и наблюдений на ГМС Харасавэй [Белова и др., 2017]: а) накопленные за год отрицательные среднесуточные температуры (индекс замерзания); б) накопленные за год положительные среднесуточные температуры (индекс таяния). Жирными линиями показано 11-летнее скользящее среднее, вертикальными линиями – даты анализируемых в статье снимков. Данные по температуре: 1 – реанализ ERA 20C, 2 – данные наблюдений 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.

Рис. 49. Изъятие песка с пляжа для строительных целей в районе мыса Харасавэй (фото Н.Г. Беловой, 2008 г.)

5.5. Остров Белый

5.5.1. Геолого-геоморфологическое строение

О. Белый расположен к северу от п-ова Ямал. Здесь преобладают низкие (до 5 м) берега с крутым термоабразионным уступом, сложенные в нижней части суглинками и глинами, в средней части – песками, в верхней – торфом с песком и суглинком (рис. 50).

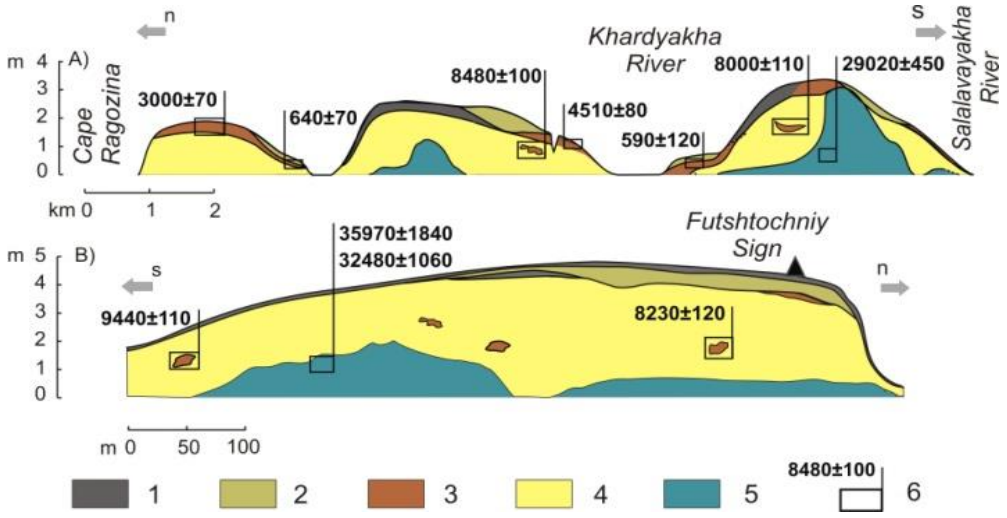


Рис. 50. Обобщенный разрез отложений о. Белый [Baranskaya et al., 2020]: А) западное побережье, В) восточное побережье. 1 – покровные отложения: суглинки с песком и торфом, 2 – эоловые отложения: хорошо сортированные пески, 3 – торф, 4- морские прибрежные отложения: пески с аллохтонным торфом, эпигенетические жильные льды, 5 – морские отложения: глины, пески и суглинки с параллельной слоистостью, 6 – радиоуглеродные датировки

5.5.2. Динамка берегов

Термоабразионные участки острова Белый на западном и на восточном берегу в 1969-2016 гг. отступали со скоростями от 0,5 до 4,4 м/год (рис. 51).

На западном побережье термоабразия преобладает вдоль всего берега с высоким клифом, за исключением аккумулятивного участка на севере полигона в районе мыса Рагозина, здесь берег выдвигался со скоростями до 2,2 м/год. Абразионные же участки отступали со средней скоростью 1,9 м/год, максимальные темпы абразии наблюдаются к северу от устья р. Салалаваяха.

Для восточного побережья характерна большая высота берегового уступа, большая льдистость отложений и большое количество выходов жильных льдов. Здесь отмечены максимальные на острове скорости за 47-летний период исследований – до 4,3 м/год. Средняя по всем профилям восточного побережья скорость меньше, чем средняя по профилям западного побережья – 1,2 м/год, за счет южного сегмента этого полигона с низкими скоростями береговой эрозии, не превышающими 0,5 м/год.

Для острова характерны высокие скорости термоабразии в течение исторического периода – с момента освоения здесь полярной метеорологической станции Попова в 1933 г. Из архивов метеостанции известно, что спустя некоторое время после постройки станции она была перенесена из-за быстро отступающего берега [Романенко, 2008]. В 1940-х гг. скорости эрозии берега здесь оценивались как от 1 до 1,5 м/год. Метеостанция была повторно перенесена в 1956 г. Согласно оценкам работников, за 20 лет с 1974 по 1994 гг. береговой уступ отступил на 7-8 м, что соответствует скорости отступания 0,3-0,4 м/год [Романенко, 2008], что совпадает с периодом относительного похолодания климата здесь и низкого ГМП термоабразии (рис. 52).

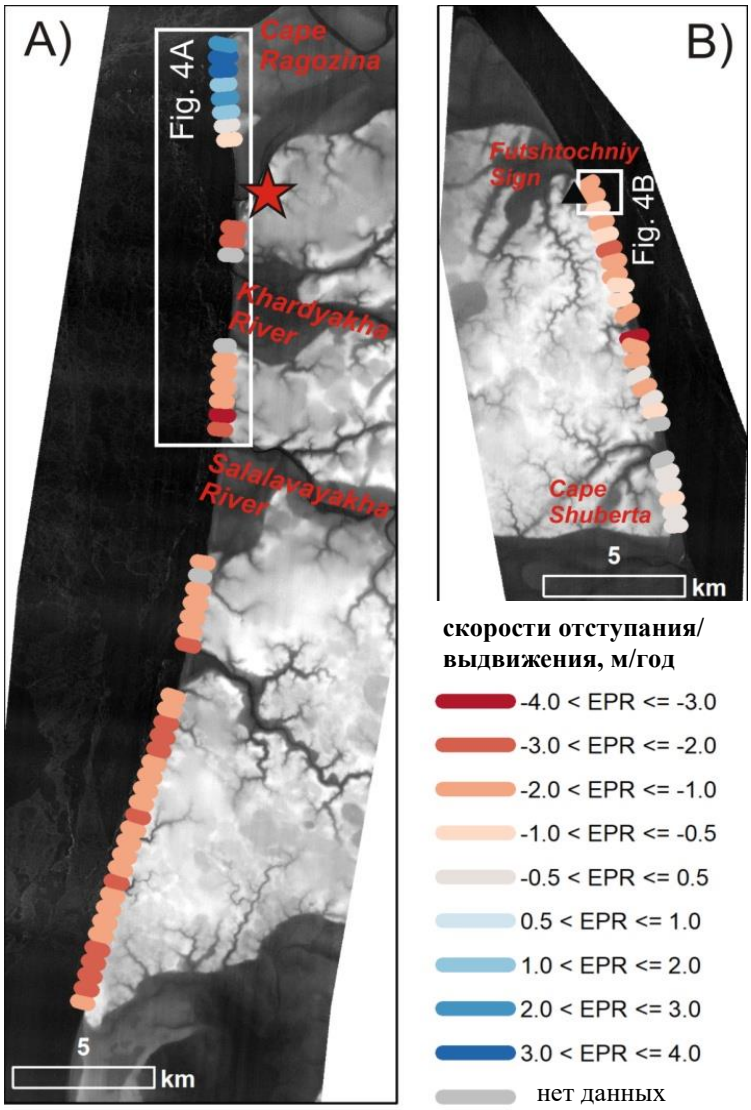


Рис. 51. Скорости отступания/выдвижения бровки берегового уступа западного (А) и восточного (В) побережий о. Белый [Baranskaya et al., 2020]. Звездочкой показана ГМС Попова, белыми прямоугольниками показано положение геологических разрезов (рис. 50). Подложка: ArcticDEM по WV-3 2016 г.

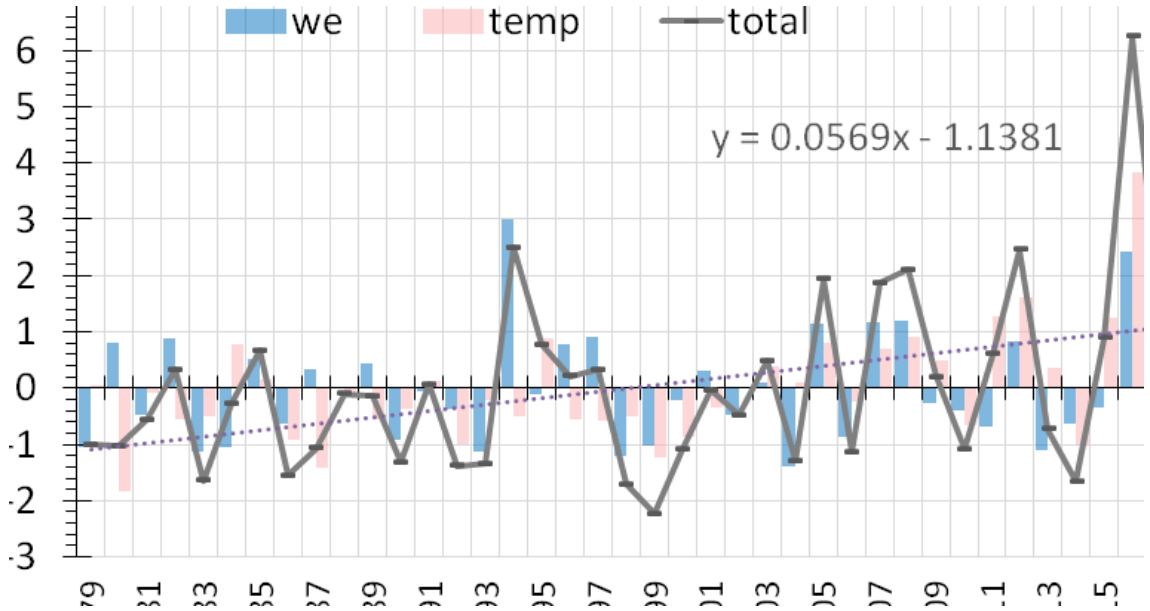


Рис. 52. Изменения ветро-волнового (we) и термического (temp) потенциалов термоабразии и их общего эффекта (total) – гидрометеорологического потенциала, по ГМС Попова, о. Белый [Baranskaya et al., 2020]

5.6. Терминал Утренний, Западный Гыдан

5.6.1. Геолого-геоморфологическое строение

Ключевой участок длиной 7 км расположен на Гыданском побережье Обской губы Карского моря между устьями рек Халцанаяха на северо-западе и Надяйпынгче на юго-востоке в районе строящегося терминала по погрузке СПГ с Салмановского (Утреннего) газоконденсатного месторождения. На всём протяжении рассматриваемого участка берег представляет собой низменную песчаную голоценовую аккумулятивную морскую террасу (лайду) шириной до 0,5 км и высотой 0,5-2 м над уровнем моря. Терраса сложена серией береговых валов шириной до 30 м и высотой до 1 м, разделенных межваловыми понижениями, заполненными водой (глубина до 1 м). Со стороны суши лайда примыкает к более древней поверхности, сложенной морскими отложениями, с высотами 30-45 м. Берег отмелый: крутизна подводного берегового склона в прибрежной части составляет 0.1-0.5°. Вдоль берега развиты осушки шириной 70-100 м.

5.6.2. Динамика берегов

Несмотря на аккумулятивный облик и генезис, для исследуемого берега за период 1972-2020 гг. было характерно отступание со средней скоростью -1,1 м/год: 3/4 береговой линии отступало (около 1/3 составили застроенные участки, для которых скорость

перемещения береговой линии не рассчитывалась, лишь для примерно 2% было характерно выдвижение) (табл. 10). Максимальное отступание (со скоростью до 2,5 м/год) характерно для центрального участка в окрестностях строящегося терминала (рис. 53). Минимальные скорости отступания характерны для юго-восточной части исследуемой территории (менее 1 м/год).

Табл. 10. Динамика береговой линии [Ermolov et al., 2021, с дополнениями]

Период времени	**Скорость перемещения береговой линии, м/год**			**Динамика берега, % от всего берега**		
	Средняя	**Макс**	**Мин**	**Отступание**	**Выдвижение**	**Нет данных**
Весь период исследований (1972-2020)	**-1.1**	**0.1**	**-2.5**	**75**	**2**	**23**
До начала строительства (1972-2014)	**-0.6**	**0.2**	**-2.4**	**92**	**6**	**2**
1972-2012	-0.8	-0.03	-2.5	94	0	6
2012-2014	4.1	21.6	-3.4	17	77	6
После начала строительства (2014-2020)	**-4.9**	**2.1**	**-16.1**	**69**	**7**	**24**
2014-2017	-5.8	5.8	-28.5	77	16	7
2017-2020	-3.8	3.9	-13.9	65	10	25

При рассмотрении динамики берега за разные периоды, отмечается ее существенное изменение со временем (табл. 10). Для первого периода (1972-2012 гг.) для берега характерна довольно спокойная динамика с тенденцией к слабому отступанию со средней скоростью -0,8 м/год. Максимальные скорости отступания были характерны для участков в районе устья р. Халцанаяха (до -2,5 м/год) и в районе устья р. Нядайпынгче (до -2 м/год). Максимальное выдвижение берега отмечалось в центральной части территории (со скоростью до 1,7 м/год).

Для периода 2012-2014 гг. характерно преобладание аккумуляции (средняя скорость перемещения береговой линии составляла 4,1 м/год). Около 17% береговой линии отступало – это небольшие участки в центральной и северо-западной частях полигона; большая часть (около 77%) береговой линии – выдвигалось. Распределение скоростей вдоль берега довольно равномерно.

Период 2014-2017 гг. характеризуется наибольшей динамичностью берега и максимальными скоростями отступания (средняя скорость составила -5,8 м/год). Для большей части берега (около 77% береговой линии) характерно отступание: главным образом, на участках, примыкающих к месту строительства порта, но в целом, с меньшими скоростями, отступание отмечается вдоль всего полигона. Выступание береговой линии отмечается на примерно 16% берега, главным образом, в юго-восточной части территории. Наиболее интенсивно берег отступал в центральной части участка в районе порта (максимальная скорость -28,5 м/год). По-видимому, такая интенсивная деградация берега связана с началом инженерного освоения этого участка: изъятие отложений из береговой зоны под дноуглубление и строительство инфраструктуры, многочисленные проезды тяжелой техники, ведущие к деградации растительного покрова и прочее. Деградация берега в районе порта может быть связана так же с нарушением потока наносов в береговой зоне из-за строительства сильно выдающегося в море причального сооружения и перехватом наносов этим сооружением (рис. 54).

За период 2017-2020 гг. для существенной доли исследуемой территории (около 25% протяженности береговой линии) расчет скоростей отступания невозможен, т.к. береговая зона полностью застроена объектами порта и завода; однако анализ динамики остальной части территории все же позволяет составить представление о литодинамике данного участка берега в этот период. В целом для берега характерно отступание со средней скоростью -3,8 м/год. Около 64% берега отступало – в основном это территория к северо-западу от порта. Около 10% берега выступало, в основном у северо-западной и юго-восточной границ участка, т.е. у устьев рек Халцынейяха и Нядайпынче. Наибольшее отступание берега (-13,9 м/год) происходило на участке, примыкающем с северо-востока к порту.

Таким образом, до начала строительства для берега был характерен спокойный режим с тенденцией к слабому отступанию, который с началом строительства сменился на активный абразионный, причем максимальное отступание отмечается на начальном этапе строительства (2014-2017 гг.), возможно, за счет изъятия большого количества наносов из береговой зоны. Рассчитанные величины ВВЭ и ТЭ за разные периоды в целом коррелируют с изменением средних скоростей отступания берега за эти периоды (рис. 55): пик скоростей абразии совпадает с максимальной ветро-волновой энергией и высоким

термическим потенциалом (2014-2017), а спокойная береговая динамика с преобладанием аккумуляции соответствует периоду минимального гидрометеорологического потенциала (2012-2014). Однако столь существенные темпы отступания берега (до десятков м/год, тогда как средняя для арктических берегов скорость отступания составляет -0,5 м/год, для Карского моря - -0,7 м/год, [Lantuit et al., 2012]) не могут быть объяснены лишь ростом ГМП. К тому же на интенсивное антропогенное воздействие указывает то, что максимальные скорости размыва наблюдаются в непосредственной близости от объектов строительства, а не вдоль всего участка (рис. 53).

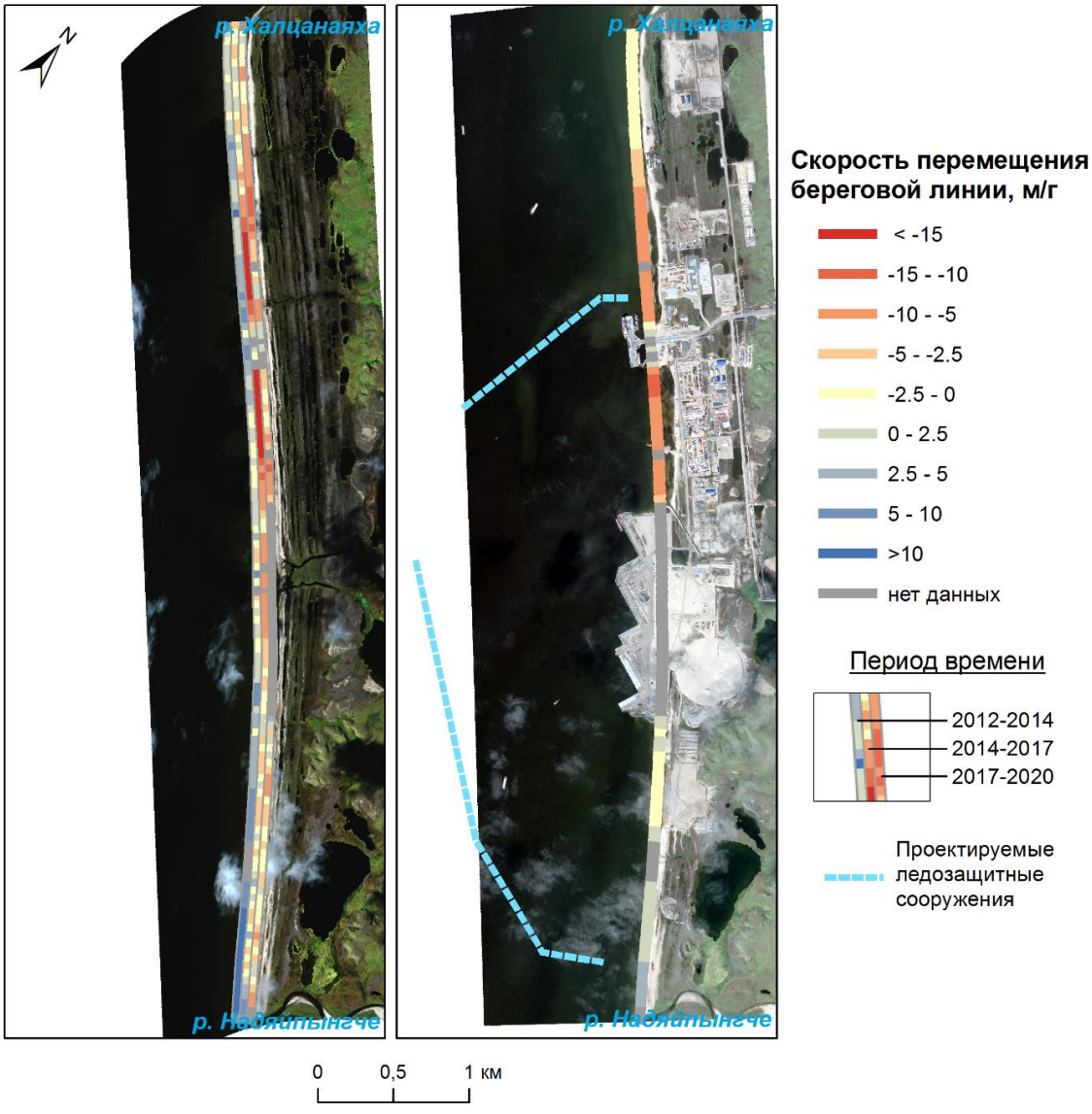


Рис. 53. Скорости перемещения береговой линии в районе терминала Утренний, западный Гыдан [Ermolov et al., 2021]: слева – для разных периодов, справа – за современный период исследований (2012-2020 гг.)

Рис. 54. Положение береговой линии в районе причала на участке терминала Утренний на разные временные срезы

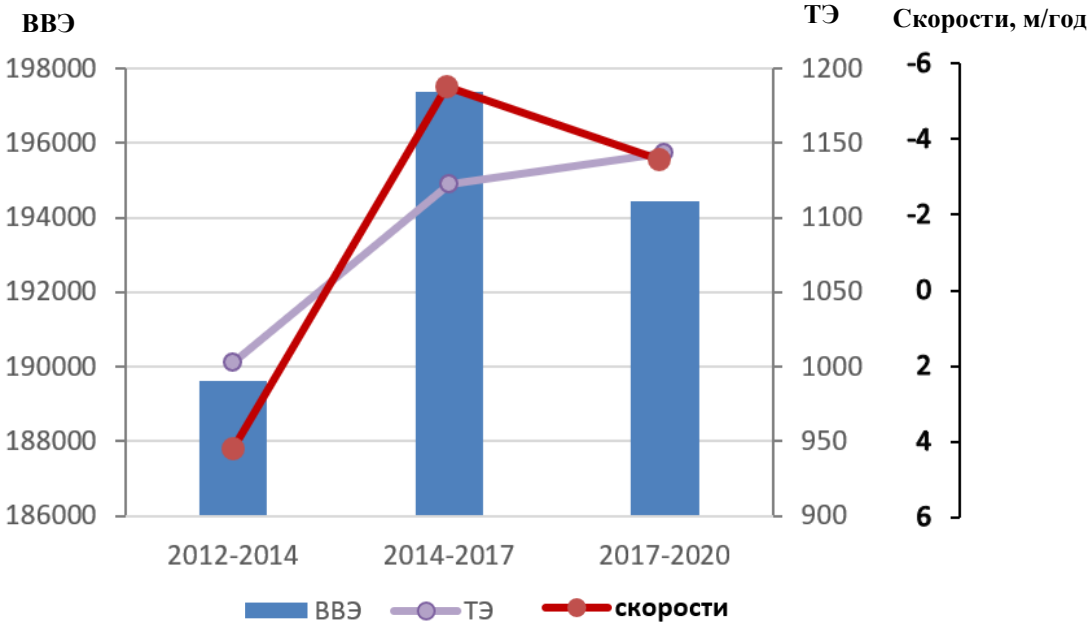


Рис. 55. Ветро-волновая энергия (ВВЭ), термическая энергия (ТЭ) и скорости перемещения береговой линии за разные периоды для участка терминала Утренний

5.7. Бухта Лемберова, Западный Таймыр

5.7.1. Геолого-геоморфологическое строение

Западный Таймыр в значительной степени отличается от остальных рассматриваемых районов Карского моря. Здесь преобладают абразионные и абразионно-денудационные берега, выработанные в скальных породах, однако в заливах и губах развиты термоабразионные и абразионно-термоденудационные берега, а также в меньшей степени аккумулятивные берега [Экологический атлас…, 2016]. Для данных берегов характерны меньшие скорости отступания, чем для термоабразионных берегов западной части Карского моря, и в данном регионе хозяйственное освоение, требующее проведения инженерно-геологических изысканий, ведется менее интенсивно, поэтому ранее здесь не проводилось детальных исследований динамики берегов. Однако необходимость в таких исследованиях есть, т.к. регион перспективен для хозяйственного освоения, и существует недостаток прикладных и фундаментальных знаний о строении и функционировании данных берегов, между тем, для некоторых участков здесь также характерно активное отступание (рис. 56). Так, берег бухты Северо-Восточная в 1 км к северу от пгт Диксона за период с 1960-х гг. отступил на расстояние до 230 м, что означает скорость размыва до 4,5 (!) м/год (рис. 57).

Рис. 56. Размыв берега в районе станции Виллема-Баренца, 18 км к югу от Диксона, Западный Таймыр

На Западном Таймыре рассматривается 1,5 км участок в южной части бухты Лемберова (около 15 км к югу от Диксона), где в ходе полевых работ летом 2019 г. были проведены исследования рельефа и отложений, съемка местности с БПЛА, а также заложены реперы для дальнейшего мониторинга динамики берегов. Здесь распространены берега с крутым абразионным уступом высотой до 15 м, сложенные песками с переслаивающимися суглинками и супесями, судя по морфологии, по-видимому, термоабразионного генезиса (рис. 58).

5.7.2. Динамика берегов

В среднем на исследуемом участке залива Лемберова за период 1965-2019 наблюдается слабое отступание берега со средней скоростью -0,1 м/год, при этом в последние годы отступание берега, по-видимому, существенно усилилось: в период 1965-2015 среднемноголетняя скорость составила -0,05 м/год, а в 2015-2019 -0,9 м/год (рис. 59).

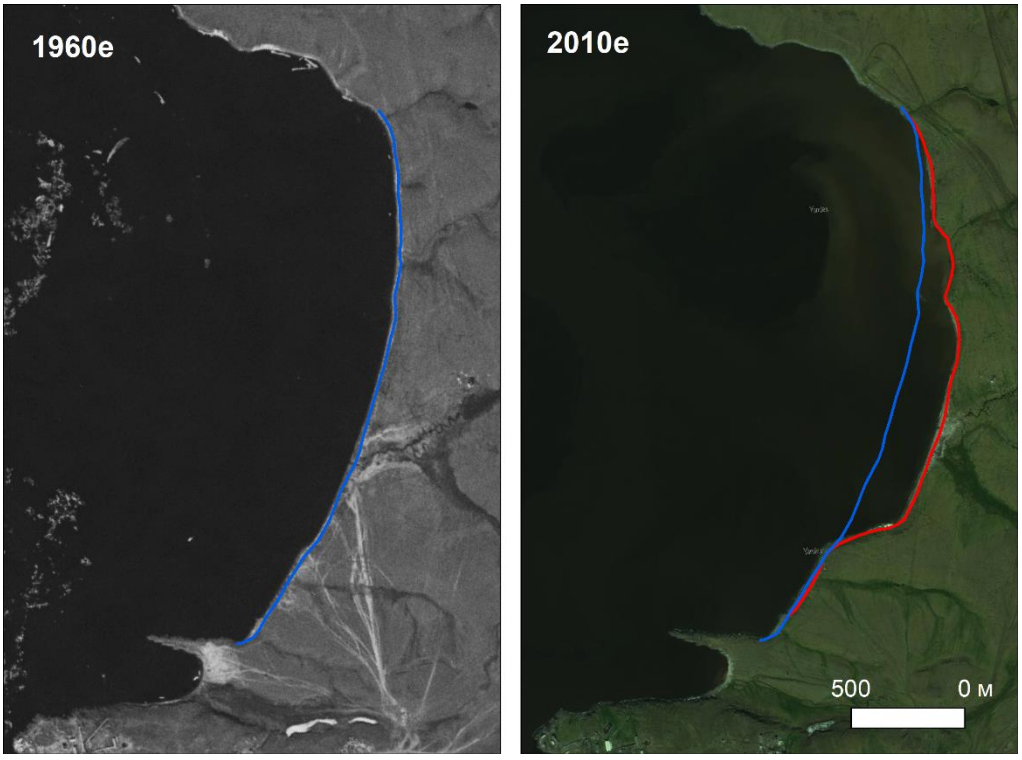


Рис. 57. Отступание берега бухты Северо-Восточная в 1 км к северу от пгт Диксона за период с 1960-х гг. до 2010-х гг. Снимки: слева – Corona KH-4, справа – Яндекс Карты

Рис. 58. Термоабразионный берег бухты Лемберова, Западный Таймыр, фото А.В. Новиковой, 2019

Динамика берега довольно равномерная на всем участке. Наиболее существенные переформирования (с тенденцией к отступанию) наблюдаются у устьев рек: Лемберова и безымянной реки на юге участка, где берег отступил на расстояние до 30 м за 54 г. (-0,6 м/год), однако данная величина может быть не точная в связи со сложностью проведения береговой линии на аккумулятивном участке берега (конус выноса реки, который обладает активной внутрисезонной динамикой) и с низким разрешением снимка 1965 г. На севере участка у устья Лемберова берег отступал со скоростью 0,2-0,3 м/год.

При сопоставлении динамики берега за два периода: многолетний 1965-2015 и краткосрочный современный период 2015-2019, наблюдается существенное усиление отступания берега в последнее время на всем участке, что может быть связано с усилением воздействия ветро-волнового и термического факторов на динамику берегов в регионе в последнее десятилетие. Максимальный размыв берега происходил в районе устья ручья в районе 36 профиля (-7,6 м за 4 года), что, по-видимому, связано с размывом временного крупного конуса выноса или оползня. Однако вдоль всего участка за последний период наблюдается отступание берегового уступа со скоростями 0,4-1 м/год.

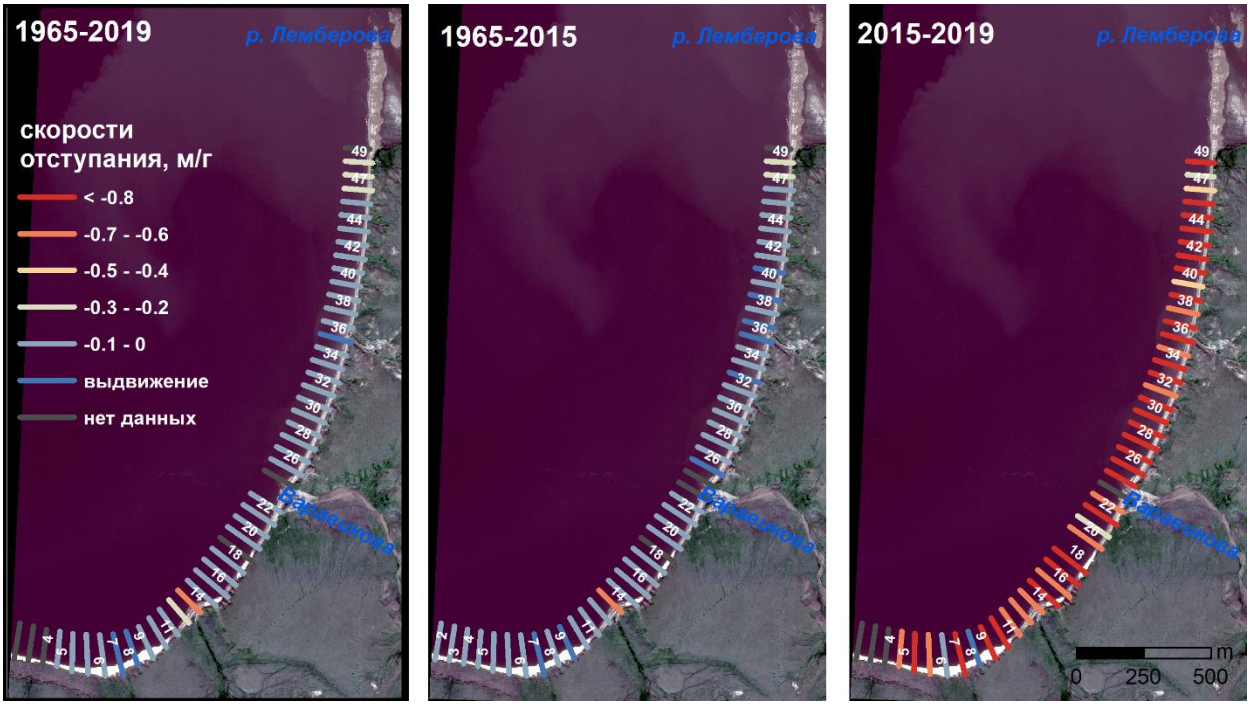


Рис. 59. Отступание береговой линии бухты Лемберова, Западный Таймыр [Novikova et al., 2021]

Выводы

Проведены детальные исследования геоморфологического строения и динамики берегов за разные временные периоды (начиная с 1960-х гг.) восьми ключевых участков берегов Карского моря, представляющих разные геолого-геоморфологические и гидрометеорологические условия развития термоабразионного процесса, а также разную подверженность техногенному воздействию.

Большая часть участков (за исключением аккумулятивного берега в районе терминала Утренний и аккумулятивных частей Уральского и Ямальского берегов Байдарацкой губы, залива Крузенштерна и о. Белый) представляет собой термоабразионные берега, с той или иной степенью выраженности термоабразионного процесса. Это, как правило, высокие (от 5 м на о. Белый до 35 м в заливе Крузенштерна и на Ямальском берегу) крутые (до отвесного) береговые уступы позднеплейстоценовых морских террас, сложенные песчаными и/или суглинистыми отложениями, местами с наличием пластовых и/или жильных льдов, с термоденудационными цирками и оврагами, трещинами и блоками отседания. Местами (на Уральском берегу) термоабразия затрагивает низменные (до 1 м) лайдовые берега, сложенные суглинисто-песчаными

отложениями с жильными льдами. В наибольшей степени термоабразия развита на низменных льдистых берегах о. Белый (скорости отступания за период 1969-2016 гг. составили до 4,4 м/год), на участках выхода пластовых льдов залива Крузенштерна (1,6 м/год за период 1964-2019 гг.) и Уральского берега (1,2 м/год за период 1964-2016 гг.), и в пределах распространения сильнольдистых суглинков Харасавэйского участка (2-3 м/год за период 1964-2016 гг.).

Часть ключевых участков представлена низменными аккумулятивными пляжевыми (терминал Утренний, северная часть Харасавэйского участка, восточная часть Уральского участка, центральная часть Ямальского, северо-западное побережье о. Белый) или лайдовыми (центральная часть Уральского участка и центральная часть залива Крузенштерна в районе устья р. Мордыяха) берегами. Несмотря на аккумулятивный генезис, значительная часть этих берегов в последние десятилетия испытывает размыв. Так, в районе порта Утренний за период 1972-2020 гг. берег отступал со средней скоростью 1,1 м/год. В центральной части Уральского берега лайдовый берег испытывал максимальные скорости отступания на всем участке – 1,7 м/год за весь период исследований, за период 2005-2012 гг. – 7 м/год. Для лайдового берега Ямальского участка так же характерно активное отступание – до 14 м/год в период 2005-2016 гг. Мы связываем активизацию размыва аккумулятивных берегов с ростом ветро-волновой нагрузки на берег в условиях изменяющегося климата и на отдельных участках – с хозяйственной деятельностью человека.

При рассмотрении изменения динамики берегов во времени с 1960-х до 2010-х гг. на большей части ключевых участках отмечается тенденция к усилению отступания термоабразионных берегов (средние скорости за период 2000-2010-х гг. в 2-3 раза превышают средние скорости за период 1960-2000-х гг.), а также активизация размыва аккумулятивных берегов, особенно начиная с 2000-х гг. В целом, периоды усиленного отступания совпадают с периодами повышенного гидрометеорологического потенциала термоабразии для данных участков, также на некоторых участках отмечается ускорение отступания берега в период их активного хозяйственного освоения.

ГЛАВА 6. ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ДИНАМИКИ БЕРЕГОВ КАРСКОГО МОРЯ (КАЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА)

По результатам анализа динамики берегов Карского моря за разные временные периоды (в целом для материкового побережья – глава 4, и по 9 ключевым участкам – глава 5) и сопоставлению с опубликованными раннее данными по другим участкам Карского моря (рис. 6, глава 1 раздел 1.4, табл. 11) и других районов Арктики (глава 1 раздел 1.3), рассмотрим влияние различных природных (геолого-геоморфологических – глава 2 раздел 2.1, и гидрометеорологических – глава 2 раздел 2.2) и антропогенных условий (глава 2 раздел 2.3) на динамику берегов. Характер и темпы термоабразии и других береговых процессов на побережье Карского моря существенно варьируют в пространстве и во времени. Пространственную изменчивость морфодинамики берегов определяют, в первую очередь, изменения литологического, мерзлотного и геоморфологического строения берега, тогда как изменения характера береговых процессов на отдельном участке со временем контролируются, главным образом, изменениями гидрометеорологических параметров (колебания температуры воздуха и воды, уровня моря, высоты волн, ветрового режима, продолжительности безледного периода и т.п.) (приложение 3).

6.1. Факторы пространственной изменчивости динамики берегов

Существенным фактором термоабразии являются морфометрические характеристики берега: высота, крутизна, форма, экспозиция, расчлененность берегового уступа, ширина и форма пляжа, наличие береговых валов, кос, баров и других аккумулятивных форм, их морфология, глубина, уклон, форма, экспозиция подводного берегового склона, и другое. Эти характеристики определяют количество поступающей на поверхность солнечной радиации и атмосферных осадков, распределяют потоки поверхностных вод, морские вдольбереговые потоки вещества и энергии, трансформируют волновое поле. Так, например, в условиях приглубого берега размыв берегового уступа происходит интенсивнее, чем в условиях отмелого берега, где существенное количество волновой энергии тратится на взаимодействие со дном [Сафьянов, 1996]. Криолитологическое строение определяет устойчивость берега к

механическому и термическому воздействию морского волнения и высоких температур воздуха.

Табл. 11. Сопоставление среднемноголетних скоростей отступания берегов разных ключевых участков Карского моря (цветом выделены ключевые участки настоящего исследования)
ШП – урочище Шпиндлер, Югорский полуостров [Кизяков и др., 2006]
УБ – Уральский берег Байдарацкой губы [Novikova et al., 2018],
ЯБ – Ямальский берег Байдарацкой губы [Novikova et al., 2018],
МС – Марре-Сале, Западный Ямал [Васильев и др., 2006]
ЗК – Залив Крузенштерна, Западный Ямал [Baranskaya et al., 2021]
Х – Харасавэй, Западный Ямал [Belova et al., 2017],
ОБ – Остров Белый [Baranskaya et al., 2020],
ТУ – терминал Утренний, Западный Гыдан [Ermolov et al., in press]
СК – м. Сопочная Карга, Западный Таймыр [Стрелецкая и др. 2009]
БЛ – бухта Лемброва, Западный Таймыр [Novikova et al., 2021]

Ключевой участок	**ШП**	**УБ**	**ЯБ**	**МС**	**ЗК**	**Х**	**ОБЗ**	**ОБВ**	**ТУ**	**СК**	**БЛ**
Временной период, гг.	1947-2005	1964-2016	1968-2016	1969-2009	1964-2019	1977-2016	1969-2016	1969-2016	1972-2020	нет данных	1965-2019
Средняя скорость отступания, м/год	1,6	1,2	0,3	2,0	0,5	1,1	1,9	1,2	1,1	3,0	0,1
Максимальная скорость отступания, м/год	6,3	2,5	1,0	3,0	1,6	3,2	4,1	4,3	2,5	7,0	0,6

6.1.1. Конфигурация и экспозиция берега

Экспозиция берега по отношению к высоким волнам открытого моря – один из основных факторов, определяющих интенсивность термоабразии в долгосрочной перспективе. Берега типичного термоабразионного типа развиты в наибольшей степени на открытых морских побережьях: на островах и северных частях полуостровов (приложение 1, табл. 12). При этом интенсивность термоабразии определяется интенсивностью волнового воздействия, которое зависит от экспозиции берега по отношению к преобладающим ветрам в летний период и от длины разгона волн (глава 3 раздел 3.6.2 и рис. 19). Рельеф подводной части береговой зоны определяет направление подхода волн к берегу и высоту волнения [Сафьянов. 1996].

Табл. 12. Геолого-геоморфологические факторы термоабразии для ключевых участков берегов (КУ) Карского моря: УБ – Уральский берег Байдарацкой губы, ЯБ – Ямальский берег

Байдарацкой губы, ЗК – залив Крузенштерна, Х – Харасавэй, ОБЗ – западный берег острова Белый, ОБВ – восточный берег острова Белый, ТУ – терминал Утренний, БЛ – бухта Лемберова

КУ\ фактор	Морфогенетический тип берега	Протяженность участка (км)	Геолого-геоморфологические факторы					Скорость отступания, м/г (период)
			Высота уступа (м)	Ширина пляжа, м	Литология (снизу вверх по разрезу, если изменяется)	Льдистость, наличие подземных льдов	Экспозиция берега	
УБ	Аккумулятивный пляжевый	7,6	2-4	от 20 до 100	Суглинки, торфа, пески с галькой	Высокая льдистость, жильный лед	СВ	1,7 (1964-2016)
	Термоабразионный	2,4	6-8	от 5 до 60	Суглинки, пески	Суглинки высокольдистые, жильный лед в песках		1,3 (1964-2016)
	Термоабразионный	2,2	12-16, до 20	от 8 до 80	Пески тонкослоистые	Многочисленные пластовые льды, жильный лед, ледяные линзы		1,1 (1964-2016)
ЯБ	Термоабразионный	3,2	6-8	от 8 до 65	Пески	Слабольдистые	ЮЗ	0,3 (1968-2016)
	Термоабразионный	1,5	12-15	от 6 до 35	Пески	Слабольдистые		0,3 (1968-2016)
	Термоабразионный	1,7		от 6 до 25	Суглинки с галькой	Среднельдистые		0,3 (1968-2016)
	Термоабразионный	3,2	25-30	от 30 до 40	Глины, тонкослоистые пески	Слабольдистые, редкие линзы льда и жильные льды		0,3 (1968-2016)
ЗК	Термоабразионный	39,3	10-15	в среднем ~10, от 0 до 50	Глины, суглинистые пески, суглинки	В некоторых местах в нижних глинах – пластовые льды	З	0,5 (1964-2019)
			25-35					
Х	Термоабразионный	6,8	7-12	5-25	Вдоль берега чередуются суглинки и пески	Суглинки высокольдистые, пески среднельдистые с пластовыми и жильными льдами	ЗСЗ	1,1 (1964-2016)
ОБЗ	Термоабразионный	30	4-6	10-30	Глины и суглинки, пески	Жильные льды	З	1,9 (1969-2016)
ОБВ	Термоабразионный	13	5-7	20-200	Глины и суглинки, пески	Жильные льды	ВСВ	1,2 (1969-2016)
ТУ	Аккумулятивный пляжевый	7	0,5-1	10-40	Пески	Нельдистые, подземные льды отсутствуют	ЮЗ	1,1 (1972-2020)
БЛ	Термоабразионный	1,5	15	8-15	Пески, переслаивающиеся с суглинками и супесями	Среднельдистые	ЗСЗ	0,1 (1965-2019)

Наибольшие темпы абразии характерны для участков открытых побережий Карского моря (табл. 11, табл. 12, приложение 1, приложение 3), таких как Югорский полуостров в районе урочища Шпиндлер (1,6 м/год, Кизяков и др., 2006) и Уральского берега Байдарацкой губы (1,2 м/год), западный берег Ямала в районе Марре-Сале (2,0 м/год, [Васильев и др., 2006]] и Харасавея (1,1 м/год) и берега острова Белый (1,9 м/год); тогда как сравнительно закрытые участки Ямальский берег (0,3 м/год) и залив Крузенштерна (0,5 м/год) отступают слабее. Высокие скорости отступания характерны для участков терминала Утренний (1,1 м/год) и Сопочной Карги (3-7 м/год, [Стрелецкая и др., 2009]), расположенных в пределах заливов, что, по-видимому, объясняется воздействием других факторов. Интенсивное отступание берега у терминала Утренний обусловлено активной переработкой береговой зоны в ходе строительства терминала в период с 2014 по 2020 гг. (в период до начала антропогенного воздействия 1972-2012 гг. для берега было характерно слабое отступание со средней скоростью 0,6 м/год). Для берега Сопочной Карги высокие темпы размыва, по-видимому, связаны с криолитологическим строением (высокольдистые суглинистые отложения со включениями мощных пластовых и жильных льдов), а также с конфигурацией береговой линии (мыс Сопочная Карга сильно выступает в море). Берег бухты Лемберова расположен на выступающей части западного побережья Таймыра, но защищен от волнения открытого моря островом Диксон и серией более мелких скальных островов северо-восточной части Енисейского залива, что обуславливает его слабую динамику (0,1 м/год). К тому же для данного участка характерен более холодный климат, что определяет меньшую подверженность термическому воздействию. Большую часть лета у подножий береговых уступов здесь сохраняются снежники (рис. 58), что свидетельствует о слабом волновом воздействии и способствует консервации берега от ветро-волнового и термического воздействия.

6.1.2. Морфология береговой зоны

Такие параметры рельефа береговой зоны как высота и форма берегового уступа, ширина и форма пляжа и осушки, глубина подводного берегового склона могут существенно влиять на характер абразии берега.

Теоретически низкие берега более подвержены береговой эрозии, чем высокие: шторм, который вызовет лишь слабое отступание высокого берегового уступа, при прочих

равных условиях, может спровоцировать катастрофический размыв низкого берега, т.к. для его линейного отступания волнам потребуется разрушить и вынести меньше материала, чем с высокого берега. Однако на деле далеко не всегда низкие берега отступают быстрее высоких, что связано с особенностями каждого отдельного исследуемого участка [Lantuit et al., 2013, Konopczak et al., 2014].

На берегах Карского моря повсеместно (глава 4, приложение 1) отмечается размыв низменных лайдовых и аккумулятивных пляжевых берегов (около 28% всех аккумулятивных берегов отступает), при этом зачастую с крайне высокими скоростями, особенно это касается лайдовых берегов (рис. 30). Так, для лайды (высота около 2 м) на Уральском берегу характерны максимальные линейные скорости отступания на участке – до 10 м/год по отдельным профилям и до 7 м/год в среднем в период 2005-2012 гг., тогда как высокие (высота от 6 до 16 м) берега в среднем отступают медленнее (глава 5 раздел 5.1, табл. 12). Для низменного аккумулятивного берега на Ямальском участке Байдарацкой губы так же характерны максимальные из наблюдаемых здесь скоростей отступания береговой линии (до 15 м/год) за период 2005-2016 гг., однако здесь такие скорости связаны, в первую очередь, с техногенным воздействием на берег (строительство порта и газопровода) в данный период. Аналогичная ситуация наблюдается на участке в районе строящегося терминала Утренний, где за период от начала строительства береговая линия отступила на расстояние до 85 м за 3 года (2014-2017), средняя скорость отступания составила 5,8 м/год (табл. 10, табл. 12). Однако, судя по всему, такие катастрофические темпы размыва характерны для лайдовых берегов лишь на отдельных участках и в отдельные непродолжительные периоды, и связаны с меньшей устойчивостью низменных, особенно высокольдистых, лайдовых берегов к сильным штормам и антропогенной нагрузке.

С другой стороны, на высоких береговых уступах, помимо абразии, действует дополнительный мощный агент рельефообразования – гравитация, и высокие берега даже в период отсутствия волнового воздействия активно разрушаются за счет склоновых процессов [Каплина, 1965]: осыпей, обвалов, оползней (Ямальский берег, Крузенштерна). К тому же, в условиях криолитозоны склоновые процессы сопряжены с криогенными, что в разы усиливает их интенсивность [Каплина, 1965]. Л.А. Жигарев [1975] показал, каким образом процессы термоденудации зависят от высоты и длины (а значит, крутизны)

склона: чем круче и короче склон, тем скорости таяния льда и выноса материала будут больше. Таким образом, высокие берега, подверженные термоденудационным и склоновым процессам могут отступать быстрее низких. Так, для залива Крузенштерна (который является самым протяженным (около 40 км) ключевым участком, и соответственно, наиболее представителен для статистического анализа) установлено, что более высокие берега здесь, как правило, отступают быстрее низких, что отражается и в линейных, и соответственно, в объемных скоростях (глава 5 раздел 5.3, рис. 41).

По данным моделирования различных факторов термоабразии для природных условий Уральского берега Байдарацкой губы [Islam et al., 2020] установлено, что главным геоморфологическим фактором, определяющим интенсивность размыва берега здесь, является приглубость берега, тогда как высота уступа играет существенно меньшую роль.

Форма и ширина пляжа и осушки также оказывают влияние на динамику берега, т.к. эти элементы береговой зоны предохраняют береговой уступ от размыва. Проанализировав особенности и факторы морфолитодинамики лагунных берегов арктических и субарктических морей, В.В. Афанасьев [2018], установил, что морфология и литология пляжа являются главными волногасящими факторами для таких берегов. Так, по результатам исследования берегов Сахалина, он определил, что в ноябре-январе, когда пляжевые отложения промерзают на глубину до 50 см и волногасящие свойства пляжа ухудшаются, воздействие волн на берег максимально.

Защитная роль пляжа наглядно проявилась на участке Уральского берега, когда в результате вдольберегового перемещения потока наносов к периоду 2005-2016 гг. ширина пляжа в районе профилей 15-17 (рис. 33) увеличилась на 10-20 метров, в результате чего берег, который ранее здесь интенсивно отступал, стал относительно стабильным, тогда как на соседних участках со значительно более узким пляжем высокие темпы абразии сохранились (19-21 профили). При этом участок берега к западу от описанного в районе 11 профиля, наоборот, стал активно отступать после 2005 г., т.к. защищавшая его ранее коса и пляж были размыты и перенесены вдольбереговым потоком на восток в район 15-17 профилей. На восточном берегу острова Белый видно, как с увеличением ширины пляжа с севера на юг от 20 до 200 м темпы термоабразии затухают (глава 5 раздел 5.5, рис.

51). В целом, для берегов с большей шириной пляжа, при прочих равных условиях характерна более стабильная динамика (табл. 12, приложение 3).

6.1.3. Баланс наносов и потоки наносов в береговой зоне

При анализе факторов динамики берега необходимо учитывать баланс наносов на данном участке берега, зависящий не только от размыва отложений, слагающих береговую зону участка, и выноса этих отложений на дно, но также от переноса отложений вдольбереговыми потоками с соседних участков.

На Уральском ключевом участке вдольбереговой поток наносов в целом направлен на юго-восток. В результате строительства коффердамов поток наносов был нарушен, и после 2013 г. отмечается накопление наносов к западу от коффердамов и из-за дефицита наносов в потоке – сильный размыв берега (ранее аккумулятивного) на лайде в районе профилей 26-29 и далее к востоку. Нарушение вдольберегового потока наносов далеко выступающими в море конструкциями, приводящее к размыву прилегающих участков, по-видимому, имеет место также на Ямальском берегу (коффердамы) и в районе терминала Утренний (причал).

На западе Уральского участка существенные переформирования берега наблюдались в ходе перераспределения наносов в береговой зоне в рамках естественных циклов перемещения наносов. Здесь в районе устья р. Нгоюяха широкая прирусловая коса долгое время (до 2005 г.) предохраняла берег от активного волнового воздействия, поэтому до 2005 г. на останце террасы в районе 11 профиля наблюдается слабое отступание берега. После 2005 г. коса начала размываться вдольбереговым потоком наносов и перестала защищать берег от размыва, поэтому после 2005 г. скорости отступания берегового уступа останца террасы существенно возросла (в 2012-2016 г. берег отступал со скоростью 20 $м^3$/м/год, тогда как в 1964-1988 гг. скорость составляла всего 3 $м^3$/м/год, что почти в 7 раз меньше). В целом, данные по Уральскому берегу показывают смещение участка максимальной абразии с запада на восток (начиная от профилей 15-17 в 1964-1988 гг. к профилям 19-21 в 2012-2016 гг.), что, по-видимому, вызвано вдольбереговым перемещением на восток большого объема наносов размытой в период 1988-2005 гг. косы из устья Нгоюяхи.

На Ямальском берегу максимальные скорости отступания наблюдаются к югу от р. Яраяха в районе 17-18 профилей (рис. 36). Этот участок береговой зоны

характеризуется дивергенцией вдольбереговых потоков энергии: отсюда один из потоков направляется на север к мысу Мутный, другой идет к югу [Камалов и др., 2006]. По-видимому, это определяет максимальные линейные (0,6 м/год) и объемные (10 $м^3$/м/год) скорости отступания берега на данном участке. Для Харасавэйского участка описано смещение вдоль берега участка с максимальными скоростями отступания со временем, что, по-видимому, вызвано смещением зоны дивергенции волновых потоков [Белова и др., 2017]. Изъятие большого объема песчаных наносов с пляжа и берегового уступа в период освоения Харасавэйского участка (рис. 49) привело к максимальным скоростям отступания берега (до 3 м/год) в данный период (1977-1988 гг.). Интенсивные переформирования рельефа береговой зоны участка терминала Утренний обусловили сильное отступание береговой линии здесь в период строительства (до 28,5 м/год в 2014-2017 гг.).

6.1.4. Литология

Горные породы, слагающие береговые уступы, непосредственно влияют на темпы термоабразии, т.к. обладают различной устойчивостью к размыву. Наиболее устойчивыми к разрушению являются берега, сложенные твердыми кристаллическими породами, тогда как берега, сложенные рыхлыми многолетнемерзлыми породами, в целом, относятся к неустойчивым [Геоэкология Севера..., 1992]. Сопротивляемость рыхлых мерзлых пород размыву зависит от их механической прочности и гранулометрического состава. Чем прочнее связная или чем крупнозернистее несвязная порода, тем лучше они сопротивляются разрушающему воздействию водных масс [Арэ, 1980]. Особенностью арктических берегов является то, что мёрзлые рыхлые породы, обладая высокой механической прочностью, легко размываются водой, имеющей положительную температуру. Термоабразионные берега отличаются тем, что они разрушаются не только из-за механического волнового воздействия, но и из-за таяния и разрушения слагающих их многолетнемёрзлых пород под действием солнечной радиации и тепла воздушных масс и воды. Это определяет высокую динамичность термоабразионных берегов в теплое летнее время. С наступлением холодного времени года, когда таяние горных пород в обнажениях прекращается, уступы приобретают устойчивость скальных пород [Арэ, 1980].

По данным [Mackay, 1963] и [Hopkins & Hartz, 1978], анализирующих влияние гранулометрического состава отложений на темпы разрушения берегов моря Бофорта, уступы, сложенные тонкодисперсными супесчано-суглинистыми пылеватыми отложениями (для которых, к тому же, как правило, характерно высокое льдосодержание), отступают существенно быстрее уступов, сложенных песчаными и/или гравийными отложениями. Максимальные скорости отступания на Харасавэйском участке характерны для участков высокольдистых суглинистых отложений, тогда как соседние песчаные участки, даже несмотря на наличие в них местами пластовых льдов, отступают в 2 раза медленнее (глава 5 раздел 5.4) [Belova et al., 2020].

Ф.Э. Арэ [1980] объясняет высокие темпы отступания берегов, сложенных многолетнемерзлыми тонкодисперсными отложениями, тем, что пылеватые частицы легко взвешиваются водой и легко выносятся из береговой зоны на дальние расстояния. В таких условиях предельный профиль равновесия не формируется и берега в течение длительного срока могут отступать с постоянной высокой скоростью. Таким образом, влияние пылеватости пород, слагающих берега, на развитие термоабразии сходно с влиянием избыточной льдистости [Арэ, 1980]. Физико-механические свойства протаивающих рыхлых отложений значительно отличаются от свойств немерзлых пород аналогичного литологического состава [Основы геокриологии, 1959 по Арэ, 1980]. В частности, глинистые породы (супеси, суглинки, глины) в процессе протаивания, как правило, теряют связность, и становятся легко размываемыми; тогда как чистые пески почти не изменяют свои свойства при промерзании и оттаивании [Арэ, 1980].

Однако влияние литологического состава на динамику берегов неоднозначно. Например, на Уральском берегу Байдарацкой губы берега, сложенные суглинистыми и песчано-суглинистыми отложениями, в линейном масштабе, в среднем за весь период исследований (1964-2016) отступают несколько быстрее песчаных берегов (1,3, 1,3 и 1,1 м/год соответственно – табл. 4). При этом, в объемных величинах, размыв песчаных берегов сильнее, чем суглинистых и песчано-суглинистых (13,4, 5,9 и 8,8 $м^3$/м/год соответственно – табл. 5), что связано, видимо, с тем, что наиболее высокие террасы на данном участке – песчаные. К тому же, при рассмотрении динамики данных берегов во времени, в отдельные периоды пески размывались быстрее суглинков (с 1964 по 2005 гг.). Это может быть объяснено тем, что суглинки в связном состоянии в основании средней

(6-8 м) террасы Уральского берега порой формируют ступень в береговом уступе и размываются медленнее песчаных отложений. Однако, будучи размытыми, они быстро смываются с пляжа, не формируя временный шлейф у подножья уступа, подобно песчаным отложениям, таким образом в береговой зоне формируется больший дефицит наносов, что усиливает дальнейшую эрозию берега.

При сопоставлении пространственного распределения скоростей абразии для разных берегов отмечается, что для однородных по криолитологическому строению участков (таких как Ямальский берег, остров Белый, бухта Лемберова) рассчитанные скорости абразии меняются вдоль берега незначительно (рис. 37, рис. 51, рис. 59); тогда как на участках со сложным криолитологическим строением (Уральский берег, залив Крузенштерна, Харасавэй) они существенно варьирует (рис. 32, рис. 40, рис. 45). Так, для Ямальского участка характерны, в основном, песчаные отложения, практически без включений подземных льдов (лишь отдельные жилы), тогда как береговые уступы на Уральском участке отличаются разнообразным литологическим строением (пески, супеси, суглинки, торф), с содержанием пластовых и повторно-жильных льдов, что определяет разнообразную динамику данного берега.

6.1.5. Мерзлотное строение

Криогенное строение береговой зоны, а именно, льдистость отложений, криогенная текстура пород, включения различных ледяных тел, их форма, размеры и гипсометрическое положение, температура пород, - это один из основных факторов пространственной изменчивости термоабразионного процесса, но также он может влиять и на развитие термоабразии во времени (например, при вскрытии толщи пластовых льдов в береговом уступе береговая эрозия на данном участке может ускоряться, и наоборот, после вытаивания ледяного тела – замедляться).

В целом, высокая льдистость отложений береговых уступов и наличие в них скоплений подземного льда благоприятствуют развитию эрозии берегов [Dallimore et al., 1967, Арэ, 1980], тем более в условиях глобального потепления [Jones et al., 2009]. С увеличением содержания подземного льда растет подверженность пород размыву, по крайней мере в локальном масштабе [Barnhart et al., 2014; Irrgang et al., 2018], к тому же наличие мономинеральных залежей льда, помимо термоабразии, способствует развитию других криогенных процессов в береговой зоне (термоденудация, термоэрозия,

термокарст), ускоряющих термоабразию. К участкам вскрытия пластовых льдов приурочены береговые термоцирки и термотеррасы, скорость отступания тыловых стенок которых намного превышает скорость термоабразионного отступания береговых уступов соседних участков [Арэ, 1980; Васильев и др., 2006]. Таким образом, высокая льдистость отложений береговых уступов и содержание ледяных тел обуславливают формирование локальных слабых участков, где береговая эрозия может развиваться со скоростями, значительно большими, чем наблюдаются на других участках побережья.

Для участка Марре-Сале повышенные скорости отступания берега характерны для участков распространения отложений повышенной льдистости, при этом, увеличение льдистости от 10 до 60% провоцирует усиление эрозии от 1,7 м/год до 3,3 м/год, то есть в 1,5-2 раза [Vasiliev, 2002; Васильев, 2003]. Максимальные для данного участка величины отступания бровки террасы (136 м за 44 год) характерны для участков распространения термоцирков с вытаивающим льдом, тогда как минимальные величины отступания (46 м) характерны для участков с нельдистыми грунтами [Крицук, 2014]. В море Лаптевых средние скорости отступания берегов, сложенных ледовым комплексом, составляют 1,9 м/год, тогда как для участков вне ледового комплекса скорости отступания составляют 0,3 м/год [Григорьев, 2008]. В Восточно-Сибирском море средняя скорость отступания берегов, содержащих ледовый комплекс – 1,6 м/год, не содержащих – 0,3 м/год [Григорьев, 2008].

Среди исследуемых ключевых участков (табл. 12, приложение 3), максимальные скорости абразии характерны для берегов, содержащих пластовые и/или жильные льды (Уральский берег Байдарацкой губы (1,2 м/год), Харасавэй (1,1 м/год), остров Белый (1,2-1,9 м/год)), а минимальные – для берегов, где подземных льдов не обнаружено (Ямальский берег (0,3 м/год), бухта Лемберова (0,1 м/год)). На берегу залива Крузенштерна пластовые льды присутствуют, однако лишь на части берега (к северу от м. Ясаля – рис. 40), тогда как на большей по протяженности южной части берега выходов ледяных тел не обнаружено, что, по-видимому, обуславливает невысокие средние скорости отступания в заливе Крузенштерна (0,5 м/год, табл. 11). Если рассмотреть отдельно сектор берега к северу от м. Ясаля с выходами пластовых льдов, то здесь темпы отступания довольно велики (в среднем около 1 м/год, до 1,6 м/год), выше, чем на соседних участках, не вмещающих ледяных тел. Однако не всегда конкретные места

выхода пластовых льдов в береговом уступе совпадают с пиками скоростей отступания берега (рис. 41). Сравнительно низкие темпы отступания берегов залива Крузенштерна, несмотря на наличие здесь пластовых льдов, помимо прочего, обусловлены низкой ВВЭ в условиях закрытого залива. На других исследуемых участках термоабразионных берегов Карского моря, также в целом, максимальные скорости эрозии берегов характерны для участков выхода пластовых и/или жильных льдов (Уральский берег, остров Белый) или повышенной льдистости отложений (Харасавэй).

Изменение льдистости отложений не всегда влияет прямо и однозначно на изменения темпов эрозии. Наличие подземного льда, с одной стороны, приводит к более быстрому разрушению уступа в результате таяния льда в период положительных температур, с другой стороны находясь в мерзлом состоянии ледяной клиф может быть устойчив к волновому воздействию, как скальные породы. Ф.Э. Арэ [1964] показано, что при таянии повторно-жильного льда затрачивается почти в два раза больше тепла, чем при таянии такого же объема мерзлой рыхлой породы; таким образом, береговой уступ, содержащий мощную залежь подземного льда, при прочих равных условиях, будет отступать медленнее берегового уступа, сложенного льдистыми отложениями, но не содержащего мономинерального льда. При увеличении льдистости затраты тепла на таяние льда возрастают, тем самым замедляя размыв берега. С другой стороны, избыточная льдистость приводит к дефициту наносов в береговой зоне, и, следовательно, усилению процесса термоабразии [Геоэкология Севера, 1992]. На участках выхода пластовых льдов в районе пос. Харасавэй (Р2-Р4В) скорости отступания берега сравнительно невелики (0,3-0,6 м/год), что, по-видимому, связано с литологическим составом пород, слагающих здесь береговой уступ: песчаным и с меньшей льдистостью; тогда как высокольдистые суглинки в районе профилей Р22-Р26 отступают намного быстрее (2-3 м/год, рис. 46).

6.2. Факторы временной изменчивости динамики берегов

Изменение темпов абразии со временем определяется, главным образом, изменением гидрометеорологических условий: термического и ветро-волнового факторов, действующих вместе и усиливающих друг друга. В условиях потепления климата оба фактора усиливаются и повышают риск развития катастрофических термоабразионных

процессов на берегах. Для оценки влияния изменений климатических факторов на динамику берегов для большинства ключевых участков был произведен расчет гидрометеорологического потенциала термоабразии (глава 3 раздел 3.6.2), комбинирующего вклад термического (сумма среднесуточных положительных температур за год) и ветро-волнового (рассчитывается сила воздействия ветров волноопасных румбов, с учетом длины разгона волн и глубины акватории, скорости ветра и продолжительности безледного периода) факторов.

6.2.1. Метеорологические факторы

Среди метеорологических параметров, влияющих на развитие термоабразионного процесса, один из основных – это температурный режим, особенно в летнее время. Он определяет развитие приповерхностных горизонтов многолетнемерзлых пород, в частности, глубину сезонноталого слоя. Продолжительность безморозного периода определяет период развития термоабразионного и других термоденудационных процессов на берегах. Термоабразионный процесс более интенсивен в юго-западной части Карского моря (приложение 1), для которой характерен более теплый и мягкий климат, чем для северо-восточной (глава 2 раздел 2.2).

Преобладание ветров и волнения тех или иных румбов – важный параметр, определяющий объем ВВЭ, воздействующей на берег. Энергия волнения, выраженная в высоте волнения, определяет скорость размыва подводного берегового склона и выноса разрушенных пород из береговой зоны, что является главной причиной отступания берегов [Арэ, 1980]. Объемные показатели расхода наносов, как правило, пропорциональны величинам потока волновой энергии [Природные условия…, 1996]. Влияние экспозиции берега по отношению к ветрам волноопасных румбов обсуждалось выше (раздел 6.1.1).

Важным параметром является также, например, количество ясных солнечных дней, т.к. особенно интенсивно термоденудация происходит под воздействием прямой солнечной радиации [Кизяков, 2005]. Среди рассмотренных участков, в наибольшей степени термоденудационный процесс характерен для юго-западной части Карского моря: урочище Шпиндлер, Уральский берег, Марре-Сале и залив Крузенштерна (табл. 13). Мощность снежного покрова влияет на развитие термоабразии: накопление большого количества снега у подножия берегового уступа может приводить к формированию

многолетних снежников, замедляющих термоабразионный процесс [Григорьев, 1987]. Многолетние снежники встречаются у подножий береговых уступов Уральского берега и бухты Лемберова (рис. 58).

6.2.2. Гидрологические факторы

Важнейший фактор динамки арктических берегов – это ледовитость моря, определяющая продолжительность безледного периода и, соответственно, продолжительность периода потенциального развития термоабразионного процесса [Арэ, 1980, Совершаев, Новиков, 1991, Совершаев, 1992]. Термоабразионные берега практически стабильны большую часть года, однако в короткий (2-3 мес.) летне-осенний безледный период они катастрофически разрушаются, при этом скорости отступания таких берегов в 3-4 раза больше, чем в среднем для обычных берегов [Арэ, 1980]. Продолжительность безледного периода в последние десятилетия составляет от 2 месяцев для северо-востока материкового побережья Карского моря (север п-ова Таймыр) до 3 месяцев на юго-западе (Югорский полуостров). При этом, данный показатель существенно увеличился в последнее время, в связи с потеплением климата: так, в 1970-е гг. безледный период прибрежной акватории Карского моря был короче современного в среднем на ~30 дней (то есть на ~40% - Shabanova et al., 2018]. Для исследуемых ключевых участков характерна примерно одинаковая среднемноголетняя продолжительность безледного периода (около 100 дней), однако для юго-западных берегов она несколько выше, чем для северо-восточных (Уральский берег – 114 дней, бухта Лемберова – 98 дней, табл. 13, приложение 3). Продолжительность безледного периода существенно варьирует год от года и на разных участках по-разному, что в значительной степени определяет изменения скоростей отступания берегов со временем.

Высота волнения, зависящая от скорости и продолжительности ветров волноопасных румбов, приливно-отливные и сгонно-нагонные колебания уровня моря - главный агент размыва берега и выноса наносов из береговой зоны. Для термоабразионных берегов, в основном, характерно наличие широкой отмели-осушки и разрушение таких берегов происходит, главным образом, при штормовых нагонах [Арэ, 1980]. Так, катастрофический размыв (до 10 м/год) лайдовых берегов Уральского участка в период 2005-2012 гг., по-видимому, является результатом нескольких особенно сильных штормов, произошедших здесь в 2009-2010 гг.

Табл. 13. Гидрометеорологические факторы термоабразии для ключевых участков берегов (КУ) Карского моря: УБ – Уральский берег Байдарацкой губы, ЯБ – Ямальский берег Байдарацкой губы, ЗК – залив Крузенштерна, Х – Харасавэй, ОБЗ – западный берег острова Белый, ОБВ – восточный берег острова Белый, ТУ – терминал Утренний, БЛ – бухта Лемберова

КУ \ фактор	Морфогенетический тип берега	Протяженность участка (км)	Гидрометеорологические факторы				Скорость отступания, м/г (период)
			Преобладающие ветра в летний период	Степень открытости акватории	Среднегодовая Т (средняя Т июля), °С	Продолжительность безледного периода, сут/год	
УБ	Аккумулятивный пляжевый	7,6	ССЗ	Открытое море	-5,6 (+9,2)	114	1,7 (1964-2016)
	Термоабразионный	2,4					1,3 (1964-2016)
	Термоабразионный	2,2					1,1 (1964-2016)
ЯБ	Термоабразионный	3,2	ЮВ	Защищен от волн открытого моря с ССЗ о-вами Марресальские Кошки		100	0,3 (1968-2016)
	Термоабразионный	1,5					0,3 (1968-2016)
	Термоабразионный	1,7					0,3 (1968-2016)
	Термоабразионный	3,2					0,3 (1968-2016)
ЗК	Термоабразионный	39,3	ССЗ	Защищен от волн открытого моря с З и СЗ о-вами Шараповы Кошки	-8-10	98	0,5 (1964-2019)
Х	Термоабразионный	6,8	С	Открытое море	-9,8	101	1,1 (1964-2016)
ОБЗ	Термоабразионный	30	ССВ, ЮЗ	Открытое море	-8 (+6,5)	100	1,9 (1969-2016)
ОБВ	Термоабразионный	13				103	1,2 (1969-2016)
ТУ	Аккумулятивный пляжевый	7	ССЗ	Обская губа	-8 (+8,5)	90	1,1 (1972-2020)
БЛ	Термоабразионный	1,5	СВ	Открытое море	-11,4 (+4,8)	98	0,1 (1965-2019)

Интенсивность термоабразии в значительной степени зависит также от такого параметра как температура прибрежной толщи воды [Арэ, 1980]. Описаны бухтовые берега, изрезанность которых обусловлена неоднородной термической абразией: вблизи устьев рек море теплее, что ускоряет размыв берега [Колосов, 1947 по Зенкович, 1962]. Для Уральского берега Байдарацкой губы по результатам моделирования влияния различных природных характеристик на скорость термоабразии [Islam et al., 2020] установлено, что главными гидрометеорологическими факторами, определяющими

интенсивность размыва берега здесь, являются температура морской воды и высота приходящих к берегу волн, тогда как содержание наносов и соленость морской воды существенного влияния на термоабразию не оказывают.

Рассчитанные для большей части ключевых участков (Уральский и Ямальский берега Байдарацкой губы, залив Крузенштерна, Харасавэй, остров Белый, терминал Утренний), величины ГМП за разные временные периоды, в целом, согласуются с изменениями средних скоростей отступания берегов за эти периоды, однако не всегда. Для берегов Байдарацкой губы особенно заметно как пик скоростей в 2005-2012 гг. совпадает примерно с пиком ГМП в данный период, вызванным высоким ветро-волновым воздействием в этот период (рис. 34, рис. 38). Однако, при этом, последующий пик ГМП 2013-2015 гг. практически не повлиял на темпы эрозии данных участков. Возможно, особенно интенсивное отступание берегов в период 2005-2012 гг. связано с тем, что помимо усиленного ветро-волнового воздействия, в этот период происходило также активное техногенное воздействие (строительство газопровода). В целом, рост скоростей отступания берегов ключевых участков в последние десятилетия согласуется с тенденцией роста ГМП для данных участков и для региона Карского моря в целом [Shabanova et al., 2017]. Усиление скоростей отступания термоабразионных берегов и активизация размыва аккумулятивных берегов, по-видимому, обусловлены ростом ГМП, но также на отдельных участках это может быть связано с антропогенным воздействием.

6.3. Антропогенное воздействие

Некоторые изменения пространственного и временного распределения скоростей отступания берегов нельзя объяснить действием естественных геологических или климатических факторов. Ускорение деструктивных береговых процессов или активизация размыва берегов ранее стабильных или аккумулятивных на многих участках побережья Карского моря напрямую или косвенно могут быть связаны с антропогенным воздействием.

В целом, для районов хозяйственного освоения, связанного со строительством в береговой зоне и активной переработкой рельефа, характерны повышенные темпы деградации берегов, особенно непосредственно на участках строительства и в периоды строительства (табл. 14): Уральский берег Байдарацкой губы, особенно в период 2005-

2012 гг., аккумулятивный лайдовый берег в окрестности коффердамов и порта на Ямальском берегу в период 2005-2016 гг., берег в районе пос. Харасавэй, берег в районе порта Утренний после 2014 г. Для участков залива Крузенштерна и бухты Лемберова характерна более спокойная динамика и более равномерное распределение скоростей в пространстве вдоль берега и во времени. Интенсивное отступание берегов острова Белый не связано с антропогенным воздействием, но предопределено высокой ветро-волновой нагрузкой и геолого-геоморфологическим строением участка.

Табл. 14. Антропогенные факторы термоабразии для ключевых участков берегов (КУ) Карского моря: УБ – Уральский берег Байдарацкой губы, ЯБ – Ямальский берег Байдарацкой губы, ЗК – залив Крузенштерна, Х – Харасавэй, ОБЗ – западный берег острова Белый, ОБВ – восточный берег острова Белый, ТУ – терминал Утренний, БЛ – бухта Лемберова

КУ \ фактор	Морфогенетический тип берега	Протяженность участка (км)	Хозяйственное освоение	Скорость отступания, м/г (период)
УБ	Аккумулятивный пляжевый	7,6	Вездеходные дороги	1,7 (1964-2016)
	Термоабразионный	2,4	4 линии подземного трубопровода, коффердамы, асфальтовые, грунтовые дороги	1,3 (1964-2016)
	Термоабразионный	2,2	Вездеходные дороги	1,1 (1964-2016)
ЯБ	Термоабразионный	3,2	Вездеходные дороги	0,3 (1968-2016)
	Термоабразионный	1,5	Постройки заброшенной в 1990е гг. полярной станции Виктория, вездеходные дороги	0,3 (1968-2016)
	Термоабразионный	1,7	Отсутствует	0,3 (1968-2016)
	Термоабразионный	3,2	Отсутствует	0,3 (1968-2016)
ЗК	Термоабразионный	39,3	Практически отсутствует. Буровая станция на севере участка у устья р. Юнатеяха	0,5 (1964-2019)
Х	Термоабразионный	6,8	2 населенных пункта, порт, асфальтовые, грунтовые, вездеходные дороги на поверхности террасы и пляжа, песчаные разработки на пляже	1,1 (1964-2016)
ОБЗ	Термоабразионный	30	Практически отсутствует, есть только полярная станция Попова на севере участка	1,9 (1969-2016)
ОБВ	Термоабразионный	13	Отсутствует	1,2 (1969-2016)
ТУ	Аккумулятивный пляжевый	7	С 2014 г. ведется строительство терминала по погрузке СПГ, большая часть участка будет застроена	1,1 (1972-2020)
БЛ	Термоабразионный	1,5	Балок и вездеходная дорога в северной части участка	0,1 (1965-2019)

Строительство далеко выдающихся в море коффердамов для прокладки подводной части газопровода на Уральском и Ямальском берегах привело к нарушению

естественного потока наносов в береговой зоне: наносы стали накапливаться со стороны, обращенной к преобладающему направлению вдольбереговых течений, тогда как с другой стороны в тени коффердамов наблюдался дефицит наносов в волновом потоке, что усиливало его абрадирующую способность и приводило к размыву берега с этой стороны. Так, на Уральском берегу в районе 26-28 профилей (рис. 33) к востоку от построенных коффердамов после 2005 года (до 2012) отмечается размыв берега со скоростью 2-8 м/год, хотя ранее для этого берега была характерна аккумулятивная динамика. На Ямальском участке в районе примыкания газопровода поток наносов направлен на север от устья р. Яраяха. Возведение коффердамов спровоцировало усиленную (до 3 м/год) эрозию берега 6-8-метровой террасы к северу от них в районе профиля 7 (рис. 37) после 2005 г.

Строительство причала порта Утренний на западном Гыдане также, судя по всему, вызвало нарушение потока наносов, что могло спровоцировать размыв берега в его окрестностях, однако здесь не отмечается одного преобладающего направления потока наносов, поэтому трансформации береговой линии наблюдаются с обеих сторон от причала. Наблюдаемые здесь темпы размыва (до 28,5 м/год) максимальны среди всех исследуемых участков (табл. 14), и они связаны не только с нарушением потоков наносов в береговой зоне, но и с изъятием большого количества песчаного материала с осушки для дноуглубления у причала и с пляжа для целей строительства терминала. Дноуглубление и изъятие песка для строительства порта в устье р. Яраяха на Ямальском участке привело к перемещению береговой линии в сторону суши на расстояние до 140 м в районе профилей 10-10V (рис. 39).

Многократные проезды тяжелой техники по поверхности пляжа, лайды и террасы в прибровочной части (следы которых в большом количестве дешифрируются на снимках) провоцируют деградацию растительности, что приводит к нарушению теплового режима грунтов и может вызвать развитие термокарстовых и термоэрозионных процессов и усиление термоабразии (Уральский берег, Харасавэй). Нарушение растительности также провоцирует развитие эоловых процессов (Ямальский берег), неблагоприятных для хозяйственной деятельности. Усиленное отступание лайдового берега на Уральском берегу в 2005-2012 гг., судя по всему, связано с нарушением здесь растительности под колесами тяжелой техники [Novikova et al., 2018].

При сопоставлении различных временных периодов для Харасавэйского участка максимальное отступание (в среднем 1,3 м/год) наблюдается в 1977-1988 гг. (табл. 9, рис. 46). Для данного периода не характерны высокие значения ГМП (рис. 47, рис. 48), однако в данный период началось освоение Харасавэйского газоконденсатного месторождения и на побережье велось строительство различной инфраструктуры, в частности, из береговой зоны изымались крупные объемы песчаного материала (рис. 49). В последующие годы, несмотря на высокие значения ГМП, темпы отступания берегов были ниже (1,1 м/год). Таким образом, усиленное отступание берегов Харасавэйского участка в период 1977-1988 гг., судя по всему, было вызвано интенсивным техногенным воздействием.

Для Уральского и Ямальского берегов Байдарацкой губы повышенные темпы (2,6 и 0,6 м/год соответственно) абразии берегов в период 2005-2016 гг. в целом совпадают с периодом повышенного ГМП (рис. 34, рис. 38) и периодом повышенного техногенного прессинга при строительстве газопровода (2009-2013). Таким образом, сложно определить, что именно вызвало ускорение размыва берегов данных участков – по-видимому, совместное действие антропогенного и климатического факторов. Однако, для Уральского берега отмечено ослабление темпов размыва берегов после окончания строительства газопровода (средняя по участку скорость отступания в период 2012-2016 гг. составила 0,5 м/год), несмотря на то что значения ГМП оставались высокими в данный период.

Аккумулятивный по своему строению берег в районе ключевого участка терминал Утренний, судя по всему, до начала хозяйственного освоения был аккумулятивным и по динамике: для периода 2012-2014 гг. для берега в среднем характерно выдвижение со скоростью 4,1 м/год (табл. 10). Однако после начала строительства терминала (после 2014 г.) берег стал активно размываться (средние скорости отступания береговой линии составили 5,8 м/год в 2014-2017 гг. и 3,8 м/год в 2017-2020 гг.) практически на всем протяжении и в наибольшей степени непосредственно на участке строительства (до 28,5 м/год, рис. 53, рис. 54), что, по-видимому, связано с активной переработкой рельефа береговой зоны для строительства обширной инфраструктуры (дноуглубление в районе порта, изъятие песка с пляжа и осушки для строительства дорог и выравнивания площадок под хозяйственные постройки на поверхности террасы, и прочее).

Выводы

Изменения темпов термоабразии и других береговых процессов вдоль берега (пространственная изменчивость) и для одного участка со временем (временная изменчивость) определяются сменой природных условий (геолого-геоморфологическое строение и гидрометеорологические характеристики), и на отдельных участках могут быть вызваны хозяйственной деятельностью человека. В главе на основе анализа природных условий и динамки берегов Карского моря по обширным собственным и опубликованным ранее другими авторами материалам на качественном уровне оценивается вклад различных факторов в динамику берегов. Действие этих факторов в большинстве случаев сложно и неоднозначно, т.к. в природе эти факторы всегда действуют в совокупности, причем на каждом конкретном участке действует своя уникальная комбинация факторов, таким образом, сложно выделить определенный вклад каждого фактора и предсказать, каким образом он будет действовать в условиях другого участка. Однако некоторые закономерности все-таки удается проследить.

Пространственная изменчивость динамики берегов определяется, главным образом, геоморфологическим, литологическим и мерзлотным строением берегов. Среди геоморфологических факторов важнейшими являются конфигурация береговой линии и экспозиция берега по отношению к наиболее интенсивному волнению и морфология береговой зоны – то есть морфометрические характеристики подводной части, осушки, пляжа, берегового уступа и аккумулятивных береговых форм. Берега, выходящие к открытому морю, намного более подвержены размыву, чем берега заливов и проливов, из-за большей ветро-волновой нагрузки. В краткосрочной перспективе низменные берега отступают быстрее высоких (в линейном измерении), однако со временем разность в скоростях отступания соседних низких и высоких участков, по-видимому, нивелируется. Быстрее отступают берега более приглубые, с меньшей шириной и большей крутизной пляжа. При анализе динамики берегов важно учитывать баланс наносов на исследуемом участке берега и транспорт наносов вдольбереговыми потоками с соседних участков. К зонам дивергенции волновых потоков и зонам дефицита наносов в береговой зоне приурочены участки усиленной абразии берегов. Криолитологическое строение определяет устойчивость берега к механическому и термическому воздействию морского

волнения и термическому воздействию положительных температур воздуха и прямой солнечной радиации. На берегах, сложенных многолетнемерзлыми породами, при прочих равных условиях, суглинистые уступы, как правило, размываются быстрее песчаных и гравийных, что связано с их более быстрым выносом из береговой зоны волновым потоком и большей льдистостью. Однако влияние литологического фактора на динамику термоабразионных берегов одно из наиболее сложных и неоднозначных. Высокая льдистость отложений и наличие в них скоплений подземного льда, в целом, благоприятствуют развитию эрозии берегов за счет развития термоденудационных процессов на береговом уступе, ускоряющих отступание бровки уступа, по крайней мере в локальном масштабе и в краткосрочной перспективе.

Анализ изменения термоабразионного процесса со временем (с 1960-х гг.) показывает его усиление для большинства участков исследования. Отмечена активизация размыва берегов ранее стабильных или аккумулятивных (в районе терминала Утренний, аккумулятивные берега Байдарацкой губы), начиная примерно с 2000-х гг. При этом, начиная примерно с 1970-х гг. наблюдается тенденция роста гидрометеорологического потенциала в регионе, что связано с усилением термического воздействия за счёт роста индекса таяния и с усилением ветро-волнового воздействия за счет увеличения продолжительности безледного периода и увеличения частоты и силы штормов, значительная часть которых приходится на осенний период, который теперь зачастую также безледный. По-видимому, повсеместно наблюдающийся рост скоростей отступания берегов в последние десятилетия, главным образом, обусловлен климатическими изменениями. Климатический фактор определяет продолжительность термоабразионного процесса в течение года (продолжительность безледного и безморозного периодов), а также во многом – его интенсивность (через ветро-волновую и термическую нагрузку). Наиболее интенсивно термоабразия развита на берегах, открытых наиболее повторяющимся наиболее сильным ветрам (остров Белый, Уральский берег, Харасавэй). Рассчитанные для большей части ключевых участков величины ГМП за разные временные периоды, в целом, согласуются с изменениями средних скоростей отступания берегов за эти периоды, однако не всегда. Несовпадение изменения темпов термоабразии и ГМП могут быть связаны с действием других факторов, например, антропогенным.

Анализ природных факторов динамики берегов, позволил выявить участки аномального развития береговых процессов, обусловленных, судя по всему, хозяйственной деятельностью человека. На многих участках в отдельные временные периоды отмечается усиление размыва берега, что вызвано активным переформированием береговых ландшафтов данных участков в ходе строительства промышленной инфраструктуры. Наибольшее антропогенное воздействие выявлено в районе терминала Утренний, где большая часть участка в той или иной степени переработана и застроена и отмечается отступание ранее аккумулятивного берега со скоростью до 28,5 м/год в период 2014-2017 гг.; на Уральском и Ямальском берегах Байдарацкой губы, где в период хозяйственного освоения (2005-2016 гг.) произошло усиление размыва берегов в окрестностях промышленных объектов (до 10-15 м/год); и в районе пос. Харасавэй, где отмечается усиление темпов отступания берега до 3,2 м/год в период наиболее интенсивного строительства 1977-1988 гг.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В диссертационном исследовании на основе дешифрирования разновременных ДДЗЗ, результатам полевых исследований и анализа опубликованных и фондовых материалов определены особенности геоморфологического строения и динамики термоабразионных берегов Карского моря и оценен вклад различных факторов в динамику берегов.

В ходе исследования

- Проведен анализ изученности термоабразионного процесса для арктических берегов, и в особенности для региона Карского моря.
- Рассмотрены природные условия региона как факторы, определяющие динамику берегов (для региона в целом и более детально для ключевых участков): геологические факторы (геоморфологические, литологические и мерзлотные), определяющие, главным образом, пространственную изменчивость темпов термоабразии, климатические (метеорологические и гидрологические), определяющие, главным образом временную изменчивость, а также антропогенный фактор.
- Произведены поиск, подбор, обработка и дешифрирование различных разновременных ДДЗЗ на регион Карского моря в целом (мелкомасштабные исследования) и на отдельные ключевые участки исследования (более детальные, крупномасштабные исследования), их анализ с целью изучения геоморфологического строения и динамики берегов Карского моря, в результате рассчитаны скорости отступания/выдвижения береговой линии за разные временные периоды для разных ключевых участков.
- На основе имеющихся материалов предыдущих исследований, собственных полевых материалов и анализа разновременных ДДЗЗ составлены карта морфогенетических типов и динамики берегов материковой части Карского моря (в масштабе 1 : 6 000 000) и карты динамики термоабразионных берегов отдельных ключевых участков (в крупном масштабе от 1 : 20 000 до 1 : 200 000): Уральский и Ямальский берега Байдарацкой губы, залив Крузенштерна, Харасавэй, западный и восточный берега острова Белый, терминал Утренний, бухта Лемберова.

- Определен вклад различных факторов (геологические, климатические, антропогенный) в пространственную и временную изменчивость морфологии и динамики термоабразионных берегов Карского моря.

В результате исследования получены следующие основные **выводы**:

- По результатам анализа разновременных ДДЗЗ для материкового побережья Карского моря по морфогенетическому типу выделены 27% берегов как термоабразионные, 20% - абразионно-термоденудационные, 21% - аккумулятивные пляжевые, 26% - лайдовые, лагунные и дельтовые, 6% - абразионные скальные. По оценке динамики за последние ~50 лет 40% берегов отступали, 3% - выдвигались, 57% - оставались стабильными.

- По результатам детального анализа морфодинамики берегов 8 ключевых участков установлено, что максимальные среднемноголетние скорости отступания берега из исследуемых участков характерны для термоабразионных берегов о. Белый (1,9 м/год на восточном побережье, 1,2 м/год на западном), Уральского берега Байдарацкой губы (1,2 м/год) и Харасавея (1,1 м/год), где наиболее развит собственно процесс термоабразии благодаря наличию пластовых/жильных льдов, высокой льдистости отложений, а также подверженности берегов интенсивному ветро-волновому воздействию открытого моря. Высокие средние скорости отступания берега в районе терминала Утренний (1,1 м/год) связаны, главным образом, с интенсивным антропогенным воздействием в последнее десятилетие. Для берега залива Крузенштерна характерны средние скорости отступания (0,5 м/год), т.к. здесь развиты пластовые льды, однако ветро-волновое воздействие относительно слабое (закрытый залив). Наиболее стабильны Ямальский берег Байдарацкой губы (0,3 м/год) и берег бухты Лемберова (0,1 м/год), для которых не играют существенной роли ни ветро-волновой, ни геокриологический фактор.

- При рассмотрении изменения темпов термоабразии во времени с 1960-х до 2010 гг. отмечается явная тенденция к усилению термоабразионного процесса, особенно начиная с 2000-х гг., практически на всех участках, за исключением Харасавэйского, где скорости отступания берега остаются примерно одинаковыми за исследуемый период (около 1 м/год). Максимальные скорости отступания для Уральского берега наблюдаются в период 2005-2016 (2,6 м/год), Ямальский берег – 2005-2016 (0,6 м/год), залив Крузенштерна – 2010-2019 (0,9 м/год), Харасавэй – 1977-1988 (1,3 м/год), Терминал

Утренний – 2014-2017 гг. (5,8 м/год), Бухта Лемберова – 2015-2019 (0,9 м/год). В целом, эти периоды совпадают с периодами максимального воздействия гидрометеорологических факторов, однако отмечаются некоторые отклонения, по-видимому, связанные с действием других факторов. Так, на Харасавэйском участке максимальные темпы абразии (1,3 м/год) характерны для периода 1977-1988, когда здесь велось наиболее интенсивное строительство промышленной инфраструктуры. Влияние хозяйственного освоения на динамику берега также явно выражено для участков Байдарацкой губы, где скорости отступания берегов существенно возросли в период строительства газопровода, при этом, для Уральского участка отмечено, что после завершения строительства (2013-2016) скорости уменьшились несмотря на то, что ГМП оставался довольно высоким в данный период.

- Оценка влияния различных природных факторов на динамику берегов Карского моря показала, что действие рассматриваемых факторов сложно и не всегда однозначно, для установления каких-либо закономерностей и прогноза всегда требуется отдельное рассмотрение каждого конкретного участка с определенными природными условиями. Однако можно выделить некоторые общие закономерности. Геологические факторы определяют, в основном, локальную неоднородность скоростей термоабразии в пределах одного ключевого участка. При прочих равных условиях, берег с более низким береговым уступом, более узким пляжем, большей крутизной и глубиной подводного берегового склона будет отступать быстрее. На берегах, сложенных многолетнемерзлыми породами, тонкодисперсные супесчаные и суглинистые береговые уступы, как правило, размываются быстрее более крупнозернистых песчаных и гравийных. Высокая льдистость отложений и наличие в них скоплений подземного льда, в целом, благоприятствуют разрушению берегов за счет развития термоденудационных процессов на береговом уступе. Климатические факторы определяют существенное изменение темпов скоростей во времени: для одного и того же участка термоабразионного берега скорости могут существенно меняться из-за изменения ГМП. Климатический фактор определяет продолжительность термоабразионного процесса в течение года (продолжительность безледного и безморозного периодов), а также во многом – его интенсивность (через ветро-волновую и термическую нагрузку). Наиболее интенсивно термоабразия развита на берегах, открытых наиболее повторяющимся наиболее сильным ветрам (остров Белый,

Уральский берег, Харасавэй). Рассчитанные для большей части ключевых участков величины ГМП за разные временные периоды, в целом, согласуются с изменениями средних скоростей отступания берегов за эти периоды, однако не всегда. Несовпадение изменения темпов термоабразии и ГМП могут быть связаны с действием других факторов, например, антропогенным.

- Для участков активного хозяйственного освоения (терминал Утренний, Байдарацкая губа, Харасавэй) характерны одни из максимальных скоростей отступания берегов, при этом, в пределах данных участков максимальные скорости, как правило, характерны для участков расположения промышленных объектов. По времени периоды усиленной абразии в большинстве случаев совпадают с периодами активного освоения территории (2009-2012 для участков Байдарацкой губы, 1970-е и 2000-е для Харасавэйского участка, 2014-2020 для терминала Утренний). Изъятие отложений из береговой зоны, нарушение баланса и потока наносов в береговой зоне, нарушение сплошности грунтов, нарушение растительного покрова, загрязнение почв, рек, озер и моря могут приводить к непосредственному разрушению берегов или косвенно усиливать процесс термоабразии и другие термоденудационные процессы на берегах. В наибольшей степени техногенному прессингу подвержены низкие аккумулятивные и лайдовые берега и участки берегов, сложенных высокольдистыми отложениями и с выходами подземных льдов.

В условиях глобального изменения климата и сокращения ледовитости арктических морей, прогнозируемых в XXI веке, влияние на динамику термоабразионных берегов как термического, так и волно-энергетического факторов неизбежно возрастет. Усиление абразии будет происходить как за счет термического фактора, обусловленного более интенсивным оттаиванием мерзлых грунтов под действием растущих температур воздуха и воды, так и за счет увеличения волнового воздействия на берег, вызванного увеличением повторяемости штормовых ветров, увеличением продолжительности динамически активного периода и подъемом уровня моря.

Наряду с климатическими факторами в последние десятилетия на динамику берегов криолитозоны заметно влияет техногенный фактор, обусловленный нарушениями окружающей среды в процессе строительства и эксплуатации инженерных сооружений на побережье Российской Арктики. Устойчивость берегов криолитозоны, и без того низкая, в

условиях техногенного прессинга снижается еще больше. Техногенные воздействия приводят к нарушению термического и литодинамического режима береговой зоны, активизации разрушительных береговых процессов, которые, в свою очередь, могут серьезно осложнить строительство и эксплуатацию инженерных сооружений, вызвать значительные непроизводственные затраты на ликвидацию негативных последствий и восстановление нарушенных экосистем. Наиболее опасный случай наблюдается, когда усиление гидрометеорологического потенциала термоабразии и локальные техногенные нарушения совпадают по фазе и времени. Совместное действие этих факторов может приводить к катастрофическому сценарию многократного ускорения разрушения берегов, сложенных многолетнемерзлыми породами.

Результаты данного исследования вносят вклад в фундаментальные представления о строении и динамике берегов Карского моря, в частности о процессе термоабразии, также они могут лечь в основу моделирования и детального прогноза дальнейшего развития термоабразионных берегов, необходимых для реализации устойчивого развития и рационального природопользования арктических территорий.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексютина Д.М., Мотенко Р.Г. Состав, строение и свойства мерзлых и талых отложений побережья Байдарацкой губы Карского моря // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 1. С. 13–25.
2. Арэ Ф.Э. Основы прогноза термоабразии берегов. Новосибирск: Наука. 1985. 172 с.
3. Арэ Ф.Э. Разрушение берегов арктических приморских низменностей. Новосибирск: Академ. изд-во “Гео”. 2012. 291 с.
4. Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов. М.: Наука. 1980. 160 с.
5. Арэ Ф.Э., Григорьев М.Н., Рахольд Ф., Хуббертен Х.В. Определение скорости отступания термоабразионных берегов по размерам термотеррас // Криосфера Земли. 2004. Т. 8. № 3. С. 52-56.
6. Арэ Ф.Э. О влиянии теплофизических свойств мерзлых пород на разрушение берегов арктических морей / Тепловые процессы в мерзлых горных породах. М.: Наука. 1964. С. 111-116.
7. Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Й.-И. Позднеплейстоценовые ледниковые покровы Русской Арктики: возраст и конфигурация // Вестник Санкт-Петербургского Университета. 2000. Сер. 7. Вып. 1. №7. С. 3-14.
8. Астахов В.И., Назаров Д.В. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование // Региональная геология и металлогения. 2010. Т. 43. С. 36-47.
9. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. 1980. М: Изд. ГУНИО МО СССР ВМФ. 184 с.
10. Афанасьев В.В. Особенности морфолитодинамики лагунных берегов арктических и субарктических морей // Арктические берега: путь к устойчивости: Материалы конференции / ред. Румянцева Е.А. Мурманск: МАГУ. 2018. 464 с.
11. Баду Ю.Б. Криолитология: учебное пособие. М.: КДУ. 2010. 528 с.
12. 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. С. 85–96.

13. Белова Н.Г., Огородов С.А. Роль пластовых льдов в динамике юго-западного побережья Карского моря (по данным мониторинга абразии берегов в районах ГМС «Флокс» и ГМС «Харасавэй) // Естественные и технические науки. 2011. № 4. С. 369-371.

14. Большиянов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб. 2006.

15. Васильев А.А. Динамика морских берегов в криолитозоне западного сектора Российской Арктики (на примере Карского моря). Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Тюмень: Ин-т криосферы Земли СО РАН. 2004. 49 с.

16. Васильев А.А. Динамика термоабразии морских берегов Западного Ямала // Тезисы докладов на международной конференции «Ритмы природных процессов в криосфере Земли». Пущино. 2000. С. 112-113.

17. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Широков Р.С., Облогов Г.Е. Динамика морских берегов Западного Ямала //Криосфера Земли. 2011. Т. XV. №4. С.72-75.

18. Васильев А.А. Оценка факторов, влияющих на разрушение морских берегов в западном секторе Российской Арктики // Материалы международной конференции «Экстремальные криосферные явления: фундаментальные и прикладные аспекты». Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН. 2002а. С. 73-74.

19. Васильев А.А. Результаты многолетнего мониторинга разрушения морских берегов Западного сектора Российской Арктики // Материалы международной конференции «Экология северных территорий России. Проблемы, прогноз ситуации, пути развития, решения». Архангельск. 2002б. Т. 1. С. 493-497.

20. Васильев А.А., Остроумов В.Е., Губин С.В., Сороковиков В.А. 2007. Моделирование и прогноз термоабразии морских берегов Российской Арктики на ближайшие десятилетия // Криосфера Земли. Т 11. № 2. С. 60-67.

21. Васильев А.А., Покровский С.И. Оценка баланса материала при разрушении морских берегов (На примере Марре-Сале, западный Ямал) // Тезисы докладов на международной конференции «Консервация и трансформация вещества и энергии в криосфере Земли». Пущино. 2001. С. 186-187.

22. Васильев А.А., Рогов В.В. Пластовые льды в районе Марре-Сале, Западный Ямал // Материалы Второй конф. геокриологов России. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2001. С. 188.

23. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Черкашев Г.А., Ванштейн Б.Г. Динамика берегов Карского моря // Криосфера Земли. 2006. Т. 10. №2. С. 56.

24. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Широков Р.С., Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны прибрежно-морской области Западного Ямала при изменении климата. // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 2. С.56-64.

25. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Облогов Г.Е. Эмиссия метана при разрушении берегов Карского моря // Актуальные проблемы нефти и газа. 2018. Т. 4, № 23.

26. Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды / Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал. Том 1. Криосфера Харасавэйского газоконденсатного месторождения. Тюмень-С.-Петербург: Изд-во Недра. 2006. С. 193-204

27. Великоцкий М.А., Мудров Ю.В. К истории развития многолетнемёрзлых пород на севере Западной Сибири / Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое. М.: Наука. 1985. С. 29–42.

28. Воскресенский К.С., Совершаев В.А. Роль экзогенных процессов в динамике арктических побережий / Динамика Арктических побережий России. М.: Изд-во МГУ. 1998. С. 35-48.

29. Геокриология СССР. Западная Сибирь. Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра. 1989. 453 с.

30. Геологический словарь. Т. 1. Под ред. К.Н. Паффенгольц. 1973. М.: Недра.

31. Геоэкология Севера: введение в геокриоэкологию. В.И. Соломатин, Г.Б. Ушаков, Ю.Н. Голубчиков, В.А. Зайцев. Под ред. В.И. Соломатина. М.: МГУ. 1992. 270 с.

32. Григорьев М.Н. Криоморфогенез и литодинамика прибрежно-шельфовой зоны морей Восточной Сибири: Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН. 2008. 40 с.

33. 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.

34. Григорьев Н.Ф. Криолитозона прибрежной части Западного Ямала. Якутск: ИМЗ СО АН СССР. 1987. 112 с.

35. Гроссвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М.: Наунчый мир. 1999. 120 с.

36. Губарьков А.А., Лейбман М.О., Мельников В.П., Хомутов А.В. Вклад термоэрозии и термоденудации в отступание берегов Югорского полуострова // Докл. РАН. 2008. Т. 423. № 4. С. 543–545.

37. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. 1982. М.: Изд-во МГУ. 192 с.

38. Дубиков Г.И. Геокриологическое строение прибрежной зоны и дна Байдарацкой губы / Геокриологические исследования. Сб. науч. тр. М.: МГУ. 1991. С. 124–130.

39. ЕСИМО (Единая Государственная Система Информации об Обстановке в Мировом Океане): http://portal.esimo.ru/portal (дата обращения 06.06.2021).

40. Жигарев Л.А. Термоденудационные процессы и деформационное поведение протаивающих грунтов. М.: Наука. 1975. 110 с.

41. Зайцев В.Н. К методике прогноза скорости термоабразии в условиях аккумулятивных равнин Северо-Востока. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1976. С. 35–40.

42. Зенкович В.П. Динамика и морфология морских берегов. Т. 1 «Волновые процессы». Ленинград: «Морской транспорт». 1946. 496 с.

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

44. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Под ред. Мельников В.П. и Спесивцев В.И. 1995. Новосибирск: Наука. 195 с.

45. Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Классификация типов берегов земного шара (применительно к картам физико-географического Атласа Мира) // Тр. океанографич. Комиссии. 1961. Т. 12, С.94-108.

46. Камалов А.М., Огородов С.А., Бирюков В.Ю., Совершаева Г.Д., Цвецинский А.С., Архипов В.В., Белова Н.Г., Носков А.И., Соломатин В.И. Байдарацкая губа, трубопровод, береговая зона, термоабразия, деформации профиля, рельеф и микрорельеф дна, борозды выпахивания // Криосфера Земли. 2006. Т. 10. № 3. С. 3-14.

47. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Природа мира: Берега. М.: Мысль. 1991. 475 с.

48. Каплина Т.Н. Криогенные склоновые процессы. М.: Наука. 1965. С. 296.

49. Каплянская Ф. А. Пластовые залежи подземных льдов в ледниковых отложениях на западном побережье п-ова Ямал у пос. Харасовей / Пластовые льды криолитозоны. Якутск. 1982. С. 71-80.

50. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликтовые глетчерные льды на севере Западной Сибири и их роль в строении районов плейстоценового оледенения криолитозоны // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231, № 5, С. 1185-1187.

51. Кизяков А.И. Динамика термоденудационных процессов на побережье Югорского полуострова // Криосфера Земли. 2005. Т. 9. № 1. С. 63

52. 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.

53. 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.

54. Копа-Овдиенко Н.В., Огородов С.А. Особенности динамики термоабразионных берегов Байдарацкой губы Карского моря на современном этапе // Геоморфология. 2016. №3. С. 12-21.

55. Космогеологическая карта СССР. Масштаб 1:2500000. Под ред. Е.А. Козловский. Министерство геологии СССР. Производственное геологическое объединение по региональному изучению геологического строения страны (Аэрогеология). 1982.

56. 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. 18. № 4. С. 59-69.

57. Кузнецова Т.П., Каплина Т.Н. Особенности морфологии береговых склонов, сложенных многолетнемерзлыми горными породами с жильными льдами // Условия залегания и свойства многолетнемерзлых пород на территории Якутской АССР. Тр. Сев.-Вост. Отд. Ин-та мерзлотоведения. Вып. 2. Якутск. 1960. С. 60-70.

58. Лейбман М.О., Кизяков А.И., Арчегова И.Б., Горланова Л.А. Этапы и проявления процесса криогенного оползания по данным исследований на Югорском полуострове и Ямале // Криосфера Земли. 2000. Т. 4. № 4. С. 67-75.

59. Леонтьев И.О. Моделирование эволюции термоабразии берега // Геоморфология. 2003. № 1. С. 15–24.

60. Леонтьев О.К. Геоморфология морских берегов и дна. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1955. 380 с.

61. Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1961.

62. Мазарович А.О. Строение дна мирового океана и окраинных морей России. М.: ГЕОС. 2006. 192 с.

63. Медведев В.С., Потехина Е.М. Количественное распределение и динамика взвеси в юго-западной части Карского моря / Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана. М.: Наука. 1990. С. 110.

64. Морская геоморфология. Терминологический справочник. Береговая зона: процессы, понятия, определения. Под ред. В.П. Зенковича и Б.А. Попова. М.: Мысль. 1980. 280 с.

65. Назаров Д.В. Четвертичные отложения Центральной части Западно-Сибирской Арктики. Автореф. дисс. канд. геол-мин. наук. СПб. 2011.

66. Национальный атлас России, т. 2. М.: ФГУП «ГОСГИСЦЕНТР». 2007. 495 с.

67. Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене-голоцене. Автореф. Дисс. Канд. геол.-мин. наук. Тюмень. 2016.

68. Огородов С.А. Влияние изменений климата и ледовитости арктических морей на динамику берегов Евразии // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. №1 (78), С. 123-128.

69. Огородов С.А. Морфолитодинамика береговой зоны Варандейского района Печорского моря в условиях техногенного прессинга // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2004. № 3. С. 273-278.

70. Огородов С.А., Белова Н.Г., Кузнецов Д.Е., Носков А.И. Использование материалов разновременных аэрокосмических съемок в целях исследования динамики берегов Карского моря // Земля из космоса – наиболее эффективные решения. 2011. №10. С. 66-70.

71. Павлидис Ю.А., Леонтьев, И.О., 2000. Прогноз развития береговой зоны Восточно-Сибирского моря при повышении уровня и потеплении климата // Вестн. РФФИ. № 1. С.31-39.

72. Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А., Дунаев Н.Н., Никифоров С.Л. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС. 1998.

73. Пижанкова Е.И. Термоденудация в береговой зоне Ляховских островов (результаты дешифрирования аэрокосмических снимков) // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 3. С. 61–70.

74. Пижанкова Е.И., Добрынина М.С. Динамика побережья Ляховских островов (результаты дешифрирования аэрокосмических снимков) // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 4. С. 66–79.

75. Пижанкова Е.И. Современные изменения климата высоких широт и их влияние на динамику берегов района пролива Дмитрия Лаптева // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 1. С. 51-64.

76. Полуостров Ямал. Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1975.

77. Природные условия Байдарацкой губы: Основные результаты исследований для строительства подводного перехода системы магистральных газопроводов Ямал-Центр. Под ред. Одишария Г.Э., Цвецинский А.С., Ремизов В.В. М.: ГЕОС. 1997.

78. Разумов С.О. Модель эрозии льдистых морских берегов в условиях многолетних колебаний средней летней температуры воздуха и стационарной повторяемости штормов // Криосфера Земли. 2003. Т. VII. № 4. С. 39-50.

79. Разумов С.О. Модель динамики льдистых берегов с переменными составляющими абразионной активности моря в нестационарных климатических условиях // Криосфера Земли. 2002. Т. VI. № 3.С. 35-44.

80. Разумов С.О. Скорость термоабразии морских берегов как функция климатических и морфологических характеристик побережья // Геоморфология. 2000. № 3. С. 88-94.

81. Расписание погоды. Погода в 243 странах мира: https://rp5.ru (дата обращения 06.06.2021).

82. Романенко Ф.А. Первые шаги аэрофотосъёмки в высоких широтах // Земля из космоса — наиболее эффективные решения. 2011. Т. 10. С. 17-23.

83. Романенко Ф.А. Региональные особенности развития берегов арктических морей в голоцене // Геоморфология. 2012. № 4. С. 81-92.

84. Романенко Ф.А., Баранская А.В., Ермолов А.А., Кокин О.В. Низкие берега западно-арктических морей: происхождение, возраст и современная динамика // Вопросы географии. 2015. Т. 140. С. 275–306.

85. Романенко Ф.А., Белова Н.Г., Николаев В.И., Олюнина О.С. Особенности строения рыхлых отложений Югорского побережья Байдарацкой губы Карского моря / Фундаментальные проблемы квартера и направления дальнейших исследований. М.: ГЕОС. 2007. С. 348–351

86. Романенко Ф.А., Гаранкина Е.В., Шилова О.С. Роль тектонических движений в формировании рельефа и рыхлых отложений юго-западного побережья п-ова Ямал. Геология полярных областей Земли / Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 2. 2009. С. 160-164.

87. Романенко Ф.А. Интенсивность геоморфологических процессов на островах и побережьях морей Карского и Лаптевых (по материалам наблюдений полярных станций) // Геоморфология. 2008. № 1. С. 56-64.

88. Романовский Н.Н. К вопросу о формах разрушения берегов о. Большого Ляховского // Труды ААНИИ. Л. 1963. Т. 224. С. 54–66.

89. Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М.: Изд-во Московского университета. 2006. 415 с.

90. Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М. 1996. 400 с.

91. Сафьянов Г.А. Динамика береговой зоны морей. М.: МГУ. 1973. 175 с.

92. Сибирцев Н., Итин В. Северный морской путь и Карские экспедиции. Новосибирск: Западно-Сибирское краевое издательство. 1936.

93. Слагода Е.А., Лейбман М.О., Опокина О.Л. Генезис деформаций в голоцен-четвертичных отложениях с пластовыми льдами на Югорском полуострове // Криосфера Земли. 2010. Т. 14. № 4. С. 30-41.

94. Смирнов И.П. Природные комплексы отступающих берегов в западной части Карского моря // Известия Русского географического общества. 2016. Т. 148. № 1. С. 40-55.

95. Совершаев В.А. Береговая зона Арктических морей / Геоэкология Севера. Под редакцией В.И. Соломатина. М.: МГУ. 1992. С. 55-60.

96. Совершаев В.А., Воскресенский К.С., Камалов А.М., Романенко Ф.А. Развитие береговых аккумулятивных форм в условиях криолитозоны / Динамика арктических побережий России. М.: Изд-во МГУ. 1998. С. 80–92.

97. Совершаев В.А., Камалов А.М. Устойчивость морских берегов в криолитозоне / Геоэкология Севера. М.: Изд-во МГУ. 1992. С. 95–102.

98. Соломатин В.И. Петрогенез подземных льдов. М.: Наука. 1986. 215 с.

99. Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Каневский М.З., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г. Новые результаты комплексных исследований четвертичных отложений Западного Таймыра // Криосфера Земли. 2007. Т. 11. № 3. С.14-28.

100. Тимофеев Д.А., Втюрина Е.А. Терминология перигляциальной геоморфологии. М.: Наука. 1983. 232 с.

101. Троицкий В.А. Материалы по динамике юго-восточных берегов Карского моря // Геоморфология. 1977. № 1. С. 82-86.

102. Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Дубиков Г.И. Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты. М.: Изд-во Моск. Ун-та. 1980. 246 с

103. Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Васильчук Ю.К. Инженерно-геологические условия Гыданского полуострова. 1986.

104. ФГБУ ААНИИ – Оперативные данные – Обзорные ледовые карты СЛО: http://www.aari.ru/main.php?lg=0&id=94 (дата обращения 06.06.2021).

105. Федеральная служба государственной статистики: https://rosstat.gov.ru/ (дата обращения 06.06.2021).

106. Хименков А.Н., Шешин Ю.Б. Геокриологические условия побережья Карского моря в районе пос. Амдерма (опыт комплексного геокриологического изучения арктических побережий // Инженерная геология. .2002. № 2. С. 71-82.

107. Щукин И. С. Общая геоморфология. Т. 3. М.: Изд-во Московского университета. 1974. 380 с.

108. Щукин И.С. Четырехъязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. М.: Советская энциклопедия. 1980. 703 с.

109. Экологический атлас. Карское море. М.: ООО «Арктический Научный Центр». 2016.

110. Юрьев И.В. Проблемы эксплуатации объектов газового комплекса в береговой зоне Западного Ямала // Криосфера Земли. 2009. Т. 13. № 1. С. 46-54.

111. Яндекс Карты: https://yandex.ru/maps (дата обращения 06.06.2021).

112. Arctic Coastal Dynamics https://arcticcoast.info (дата обращения 06.06.2021).

113. Aleksyutina D., Ogorodov S., Shilova O. S. Simulation of coastal dynamics at the Kara Sea // Journal of Coastal Research. 2020. No. 95. P. 330–335.

114. Aleksyutina D.M., N. N. Shabanova, O. V. Kokin et al. Monitoring and modelling issues of the thermoabrasive coastal dynamics // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2018. No. 193. P. 012003.

115. Amante C., Eakins B. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis / NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. Boulder, CO, USA: National Geophysical Data Center, NOAA. 2009.

116. ArcticDEM – Polar Geospatial Center: https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/ (дата обращения 06.06.2021).

117. Are F.E. Thermal abrasion of sea coasts. V. 1, 2. 1988. 157 p.

118. Astakhov V.I., Kaplyanskaya F.A., Tarnogradsky V.D. Pleistocene permafrost of West Siberia as a deformable glacier bed // Permafrost and Periglacial Processes. 1996. V. 7. No. 2. P. 165-191.

119. Astakhov V.I. Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia // Boreas. 2006. V. 35. No 4. P. 607-621.

120. Atkinson D.E., Solomon S.M. A Circum-Arctic environmental forcings database for coastal morphological prediction: development and preliminary analyses / Arctic Coastal Dynamics. 2003.

121. Atkinson D.E. Observed storminess patterns and trends in the circum-Arctic coastal regime // Geo-Mar. Lett. 2005. V. 25. P. 98–109.

122. Baranskaya A., Novikova A., Shabanova N., Belova N., Maznev S., Ogorodov S., Jones B. The role of thermal denudation in erosion of ice-rich permafrost coasts in an enclosed bay (Gulf of Kruzenstern, western Yamal, Russia) // Frontiers in Earth Science. 2021. V. 8. Article 566227.

123. Baranskaya A., Novikova A., Shabanova N., Romanenko F. Ogorodov S. Late Quaternary and modern evolution of permafrost coasts at Beliy Island, Kara Sea // Journal of Coastal Research. 2020. Special Issue No 95. P. 11–15.

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

125. Barnes P.W., Rawlinson S.E., Reimnitz E. Coastal geomorphology of arctic Alaska / Technical Council on Cold Regions Engineering Monograph. 1988. P.3-30.

126. Barnes P.W., Reimnitz E. Ice Gouge Obliteration and Sediment Redistribution Event: 1977-1978, Beaufort Sea, Alaska. 1979.

127. Barnhart K.R., Overeem I., Anderso, R.S. The effect of changing sea ice on the physical vulnerability of Arctic coasts // Cryosphere. 2014. V. 8. P.1777–1799.

128. Belova N.G., Baranskaya A.V., Novikova A.V., Shabanova N.N., Ogorodov S.A. Temporal variability of coastal retreat at Kharasavey area, Western Yamal Peninsula, the Kara Sea / Proceedings of 15th International Circumpolar Remote Sensing Symposium, Potsdam, Germany. 2018. P.16.

129. Belova N.G., Novikova A.V., Günther F., Shabanova N.N. Spatiotemporal variability of coastal retreat rates at Western Yamal Peninsula, Russia, based on remotely sensed data // Journal of Coastal Research. 2020. Special Issue No. 95. P. 367–371.

130. Belova N.G., S. A. Ogorodov, N. N. Shabanova, A. A. Maslakov. Coastal retreat at Kharasaveyskoye gas and condensate field area, Kara Sea, Russia since 1970s // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2019. V. 324. P. 1–5.

131. Brown J., M.T. Jorgenson, O.P. Smith, and W. Lee. Long-term rates of erosion and carbon input, Elson Lagoon, Barrow, Alaska / Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost. 2003. P. 101-106.

132. Carmack E.C., Macdonald, R.W. Oceanography of the Canadian Shelf of the Beaufort Sea: a setting for marine life / Arctic. 2002. P.29-45.

133. Dai C., Howat I.M. Measuring lava flows with ArcticDEM: Application to the 2012–2013 eruption of Tolbachik, Kamchatka. Geophysical Research Letters. 2017. V. 44. No 24. P.12-133.

134. Dallimore S.R., Wolfe S., Solomon S.M. Influence of ground ice and permafrost on coastal evolution, Richards Island, Beaufort Sea Coast, NWT // Canadian Journal of Earth Sciences. 1996. V. 33. P. 664-675.

135. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., et al. The ERA- Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // Q.J.R. Meteorol. Soc. 2011. V.137. P. 553–597.

136. Eltner A., Baumgart P., Maas H.G., Faust D. Multi-temporal UAV data for automatic measurement of rill and interrill erosion on loess soil // Earth Surface Processes and Landforms. 2015. V. 40. No 6. P. 741-55.

137. Ermolov A.A., Novikova A.V., Belova N.G. Dynamics of low-lying accumulative coasts of western Gydan Peninsula in the area of gas development / Proceedings of the 26th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. 2021. Moscow, Russia.

138. Farquharson L.M., Mann D.H., Swanson D.K., Jones B.M., Buzard R.M., Jordan J.W. Temporal and spatial variability in coastline response to declining sea-ice in northwest Alaska // Mar. Geol. 2018. V. 404. P. 71–83.

139. Forbes D.L., Taylor, R.B. Ice in the shore zone and the geomorphology of cold coasts // Progress in Physical Geography. 1994. V. 18. No 1. P. 59-89.

140. Gonçalves J. A., Henriques R. UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas // ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing. 2015. V. 104. P. 101-111.

141. Google Earth Engine Timelapse: https://earthengine.google.com/timelapse/ (дата обращения 06.06.2021).

142. Google Earth: https://www.google.com/earth/ (дата обращения 06.06.2021).

143. Grosse G., Schirrmeister L., Kunitsky V.V., Hubberten H.W. The use of CORONA images in remote sensing of periglacial geomorphology: An illustration from the NE Siberian coast // Permafr. Periglac. Process. 2005. V. 16. P. 163–172.

144. Grosswald M.G., Hughes T.J. The Russian component of an Arctic ice sheet during the Last Glacial Maximum. Quaternary Science Reviews. 2002. V. 21. No 1-3. P.121-146.

145. GSHHG (A Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Geography Database): https://www.soest.hawaii.edu/pwessel/gshhg/ (дата обращения 02.08.2021).

146. 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. V.10. P. 4297–4318.

147. Günther F., Overduin P.P., Yakshina I.A., Opel T., Baranskaya A.V., Grigoriev M.N. Observing Muostakh disappear: permafrost thaw subsidence and erosion of a ground-ice-rich island in response to arctic summer warming and sea ice reduction // The Cryosphere. 2015. V.9. P. 151-178.

148. Hanson H., Aarninkhof S., Capobianco M., Jiménez J.A., Larson M., Nicholls R.J., Plant N.G., Southgate H.N., Steetzel H.J., Stive M.J.F., de Vriend H.J. Modelling of Coastal Evolution on Yearly to Decadal Time Scales // Journal of Coastal Research. 2003. V. 19. No. 4. P. 790-811.

149. Hopkins D.M., Hartz R.W. Coastal morphology, coastal erosion, and barrier islands of the Beaufort Sea, Alaska // US Geological Survey. No. 78-1063. 1978.

150. Hume J.D., Schalk M., Hume P. Short-term climate changes and coastal erosion, Barrow, Alaska // Arctic. 1972. V. 25. No 4. P. 272-278.

151. IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. Pörtner H.-O., Roberts D.C., Masson-Delmotte V., Zhai P., Tignor M., Poloczanska E, Mintenbeck K., Alegría A., Nicolai M., Okem A., Petzold J., Rama B., Weyer N.M. (eds.). https://www.ipcc.ch/srocc/ (дата обращения 06.06.2021).

152. Irrgang A.M., Lantuit H., Manson G.K., Günther F., Grosse G., Overduin P.P. Variability in rates of coastal change along the Yukon coast, 1951 to 2015 // J. Geophys. Res. Earth Surf. 2018. V. 123. P. 779–800.

153. Isaev V.S., Koshurnikov A.V., Pogorelov A.A., Amangurov R.M., Podchasov O.V., Buldovich S.N., Aleksyutina D., Grishakina E.A., Kioka A. Cliff retreat of permafrost coast in the southwest Baydaratskaya Bay of Kara Sea during 2005–2016 // Permafrost and Periglacial Processes. 2019. V. 30. No 1. P. 35-47.

154. Islam M. A., Lubbad R., Afzal M. S. A Probabilistic Model of Coastal Bluff-Top Erosion in High Latitudes Due to Thermoabrasion: A Case Study from Baydaratskaya Bay in the Kara Sea // Journal of Marine Science and Engineering. 2020. V. 8. No. 3. P. 169.

155. Jones B.M., Arp C.D., Jorgenson M.T., Hinkel K M., Schmutz J.A., Flint P. Increase in the rate and uniformity of coastline erosion in Arctic Alaska // Geophys. Res. Lett. 2009. V. 36, L3503.

156. Jones B.M., Stoker J.M., Gibbs A.E., Grosse G., Romanovsky V.E., Douglas T.A., Kinsman N.E.M., Richmond B.M. Quantifying landscape change in an arctic coastal lowland using repeat airborne LiDAR // Environ. Res. Lett. 2013. V.8.No 045025.

157. Klemas V.V. Coastal and environmental remote sensing from unmanned aerial vehicles: An overview // J. Coast. Res. 2015. V. 31. P. 1260–1267.

158. Kobayashi N. Formation of thermoerosional niches into frozen bluffs due to storm surges on the Beaufort Sea coast // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1985. V. 90. No C6. P. 11983-11988.

159. Konopczak A.M., Manso G.K., Couture, N.J. Variability of Coastal Change along the Western Yukon Coast, Geological Survey of Canada Open File Report, Geological Survey of Canada: Ottawa, ON, Canada. 2014. 81 p.

160. Kovacs A., Sodhi, D.S. Shore ice pile-up and ride-up: Field observations, models, theoretical analyses / Cold Regions Science and Technology. 1980. V. 2. P. 210-288.

161. Kuznetsov D.E., Kamalov A.M., Belova N.G., et al. Monitoring the dynamics of thermoabrasion coasts at Kharasavey, Western Yamal / Proceedings of International Conference "Managing risks to coastal regions and communities in a changing world". 2016. P. 1–11.

162. 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. V. 35. P. 383–400.

163. Lantuit H., Atkinson D., Overduin P. P., Grigoriev M.N., Rachold V., Grosse G. & Hubberten H.-W. Coastal erosion dynamics on the permafrost-dominated Bykovsky Peninsula, north Siberia, 1951-2006 // Polar Research. 2011. 30 p.

164. Lantuit H., Overduin P.P., Wetterich S. Recent Progress Regarding Permafrost Coasts // Permafrost and Periglacial Processes. 2013. V. 24. P. 120–130.

165. Liu H., Sherman D., Gu S. Automated extraction of shorelines from airborne light detection and ranging data and accuracy assessment based on Monte Carlo simulation // Journal of Coastal Research. 2007. V. 23. No 6). P. 1359-1369.

166. Mackay J.R. Notes on the shoreline recession along the coast of the Yukon Territory / J.R. Mackay // Arctic. 1963. V. 16. No 3. P. 195-197.

167. Mancini F., Dubbini M., Gattelli M., Stecchi F., Fabbr, S., Gabbianelli G. Using unmanned aerial vehicles (UAV) for high-resolution reconstruction of topography: The structure from motion approach on coastal environments // Remote sensing. 2013. V. 5. No 12. P. 6880-6898.

168. Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H., et al. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. No 11-13. P. 1313-1332.

169. Manley W., Lokrantz H., Gataullin V., Ingólfsson O., Forman S., Andersson T. Late Quaternary stratigraphy, radiocarbon chronology, and glacial history at Cape Shpindler, southern Kara Sea, Arctic Russia // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. No 1-4. P. 239-254.

170. Mars J.C., Houseknecht D.W. Quantitative remote sensing study indicates doubling of coastal erosion rate in past 50 yr along a segment of the Arctic coast of Alaska // Geology. 2007. V. 35. P. 583–586.

171. Meyssignac B., Cazenave A. Sea level: a review of present-day and recent-past changes and variability // Journal of Geodynamics. 2012. V. 58. P. 96-109.

172. Novikova A., Belova, N., Baranskaya, A., Aleksyutina, D., Maslakov, A., Zelenin, E., Shabanova, N., Ogorodov, S. Dynamics of permafrost coasts of Baydaratskaya Bay (Kara Sea) based on multi-temporal remote sensing data // Remote Sensing. 2018. V. 10. No. 1481.

173. Novikova A.V., Vergun A.P., Zelenin E.A., Baranskaya A.V., Ogorodov S.A. Determining dynamics of the Kara Sea coasts using remote sensing and UAV data: A case study // Russian Journal of Earth Sciences. V. 21. No 3. ES3004.

174. Obu J., Lantuit H., Fritz M., Pollard W.H., Sachs T., Günther F. Relation between planimetric and volumetric measurements of permafrost coast erosion: a case study from Herschel Island, western Canadian Arctic // Polar Research. 2016. V. 35. No 1.

175. Obu J., Lantuit H., Grosse G., Günther F., Sach T., Helm, V., Fritz M. Coastal erosion and mass wasting along the Canadian Beaufort Sea based on annual airborne LiDAR elevation data // Geomorphology. 2017. V. 293. P. 331–346.

176. Ogorodov S.A. Human impacts on coastal stability in the Pechora Sea // Geo-Marine Letters. 2005. V. 25. No 2-3. P. 190-195.

177. Ogorodov S.A., Baranskay A.V., Belova N.G., Kamalov A.M., Kuznetsov D.E., Overduin P., Shabanova N.N., Vergun A.P. Coastal Dynamics of the Pechora and Kara Seas Under Changing Climatic Conditions and Human Disturbances // Geogr. Environ. Sustain. 2016. V. 3. P. 53–73.

178. Osterkamp T.E., Gosink J.P. A reconnaissance study of the hydrothermal characteristics of Pilgrim Springs, Alaska. 1984.

179. Rachold V., Are F.E., Atkinson D.E., Cherkashov G., Solomon S.M. Arctic Coastal Dynamics - an introduction // Geo-Marine Letters. 2005. V. 25 No 2-3. P. 63-68.

180. Radosavljevic, B., Lantuit H., Pollard W., Overduin P., Couture N., Sachs T., Helm V., Fritz M. Erratum to: Erosion and Flooding-Threats to Coastal Infrastructure in the Arctic: A Case Study from Herschel Island, Yukon Territory, Canada // Estuar. Coasts. 2016. V. 39. P. 1294–1295.

181. Reimnitz E. Bruder K.F. River discharge into an ice-covered ocean and related sediment dispersal, Beaufort Sea, coast of Alaska // Geological Society of America Bulletin. 1972. V. 83. No 3. P. 861-866.

182. Reimnitz E., Barnes P., Forgatsch T., Rodeick C. Influence of grounding ice on the Arctic shelf of Alaska // Marine Geology. 1972. V. 13. No 5, P. 323-334.

183. Reimnitz E., Barnes P.W. Sea ice as a geologic agent on the Beaufort Sea shelf of Alaska. US Geological Survey, 1974.

184. Reimnitz E., Graves S.M., Barnes P.W. Beaufort Sea coastal erosion, shoreline evolution and sediment flux // U.S. Geol. Survey. Open-file Rept. 1985. V. 380. P. 1-74.

185. Reimnitz E., Maurer D.K. Effects of storm surges on the Beaufort Sea coast, northern Alaska //Arctic. 1979. V. 32. No 4. P. 329-344.

186. Savo V., Lepofsky D., Benner J.P., Kohfeld K.E., Bailey J., Lertzman K. Observations of climate change among subsistence-oriented communities around the world // Nat. Clim. Chang. 2016. V. 6, P. 462–473.

187. Shabanova N.N., Ogorodov S.A., Romanenko F.A.2017 Russian Arctic coastal dynamics hydrometeorological forcing: half-century hystory and current state / Proceedings of Coastal Dynamics. Copenhagen: Technical University of Denmark and University of Copenhagen. 2017. P. 108-116.

188. Shabanova N.N., Ogorodov S.A., Romanenko, F.A. Russian arctic coastal dynamics hydrometeorological forcing: Half-century history and current state / Proceedings of the Coastal Dynamics. Copenhagen: Technical University of Denmark and University of Copenhagen. 2017. P. 108–116.

189. Shabanova, N., Ogorodov, S., Shabanov, P. and Baranskaya, A., 2018. Hydrometeorological forcing of western Russian Arctic coastal dynamics: XX-century history and current state // Geography, Environment, Sustainability. 2018. V. 11. No 1. P. 113-129.

190. Shabanova N., Ogorodov S., Shabanov P., Baranskaya A. Hydrometeorological forcing of western russian arctic coastal dynamics: XX-century history and current state // Geogr. Environ. Sustain. 2018. V. 11. P. 113–129.

191. Smith M.W, Vericat D. From experimental plots to experimental landscapes: topography, erosion and deposition in sub-humid badlands from structure-from-motion photogrammetry // Earth Surface Processes and Landforms. 2015. V. 40. No 12. P. 1656-71.

192. Solomon S.M. Spatial and temporal variability of shoreline change in the Beaufort-Mackenzie region, Northwest Territories, Canada // Geo-Marine Letters. 2005. V. 25. No 127137.

193. State of the Arctic Coast 2010 – Scientific Review and Outlook. Forbes D.L. (ed.) / International Arctic Science Committee, Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone, Arctic Monitoring and Assessment Programme, International Permafrost Association. HelmholtzZentrum, Geesthacht, Germany. 2011. 178 p.

194. Streletskaya I.D., Vasiliev A. A., Vanstein B. G. Erosion of sediment and organic carbon from the Kara Sea coast // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2009. V. 41. No. 1. P. 79–87.

195. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. No 11-13. P. 1229-1271.

196. Thieler E.R., Himmelstoss E.A., Zichichi J.L., Ergul A. Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0, An ArcGIS Extension for Calculating Shoreline Change. U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1278. 2009.

197. Toutin T.: Review article: geometric processing of remote sensing images: models, algorithms and methods // Int. J. Remote Sens. 2004. V. 25. P. 1893–1924.

198. Tweedie C.E., Aguirre A., Cody R., Vargas S., Brown J. Spatial and temporal dynamics of erosion along the Elson lagoon coastline near Barrow, Alaska (2002–2011) // Proc. of the Tenth Intern. Conf. on Permafrost. Salekhard: The Northern Publisher. 2012. V. 1. P. 425–430.

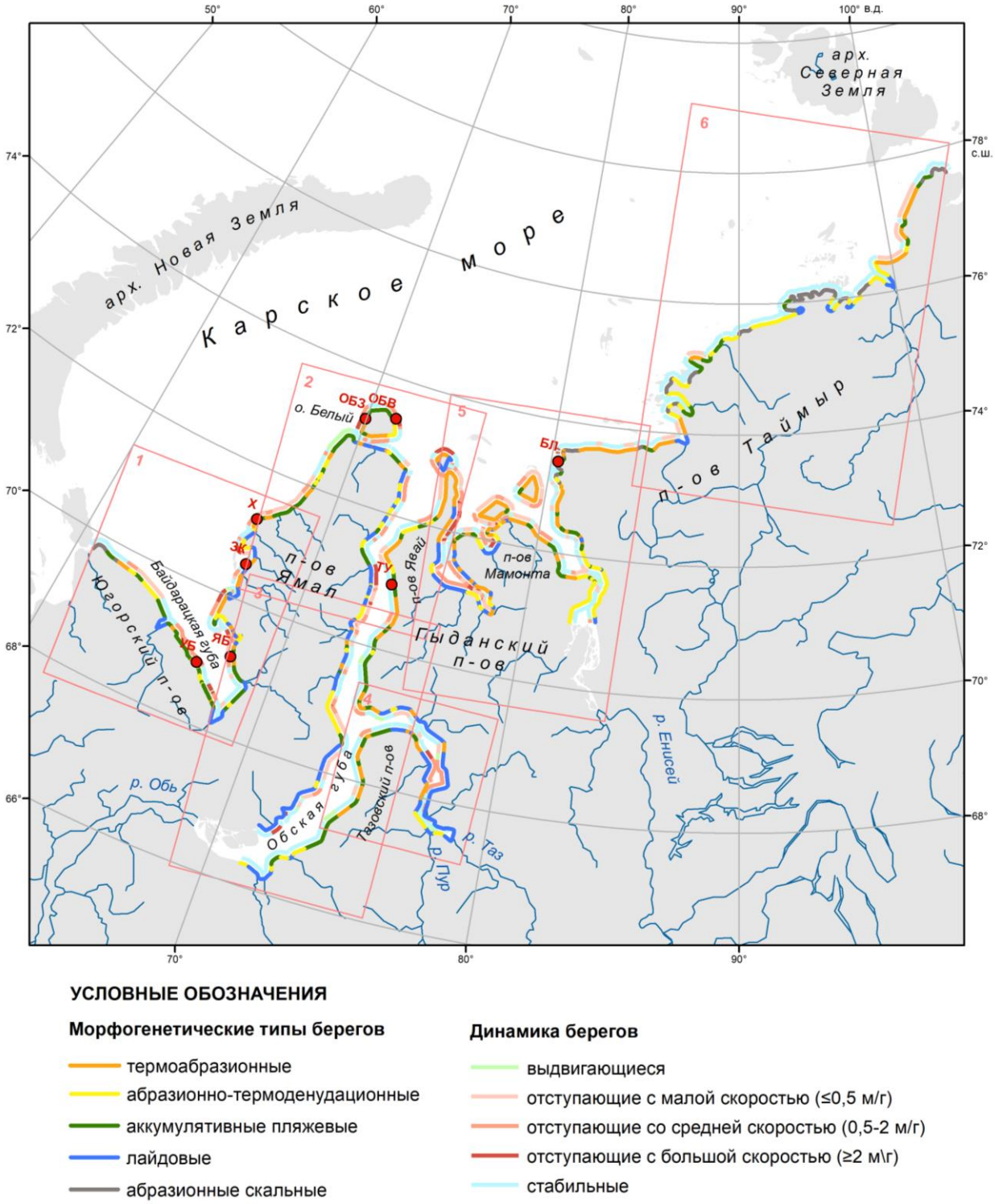
199. Vasiliev A.A. Some problems of coastal mapping in the Russian Arctic / Arctic Coastal Dynamics. Report of an International Workshop, Potsdam, Germany. Rachold, V., Brown, J., Solomon, S. (Eds.) Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research: Potsdam, Germany. 2002. P. 77.

200. Zhang K. et al. Quantification of beach changes caused by Hurricane Floyd along Florida's Atlantic coast using airborne laser surveys // Journal of Coastal Research. 2005. P. 123-134.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Карта морфогенетических типов и динамики берегов Карского моря (материковое побережье)

М 1 : 6 000 000 (формат А3)

Красными точками показаны ключевые участки исследования. Красными прямоугольниками показаны листы более детальных карт



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Морфогенетические типы берегов

- термоабразионные
- абразионно-термоденудационные
- аккумулятивные пляжевые
- лайдовые
- абразионные скальные

Динамика берегов

- выдвигающиеся
- отступающие с малой скоростью (≤0,5 м/г)
- отступающие со средней скоростью (0,5-2 м/г)
- отступающие с большой скоростью (≥2 м\г)
- стабильные

Лист 1 карты морфогенетических типов и динамика берегов Карского моря (Байдарацая губа) М 1 : 2 000 000

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

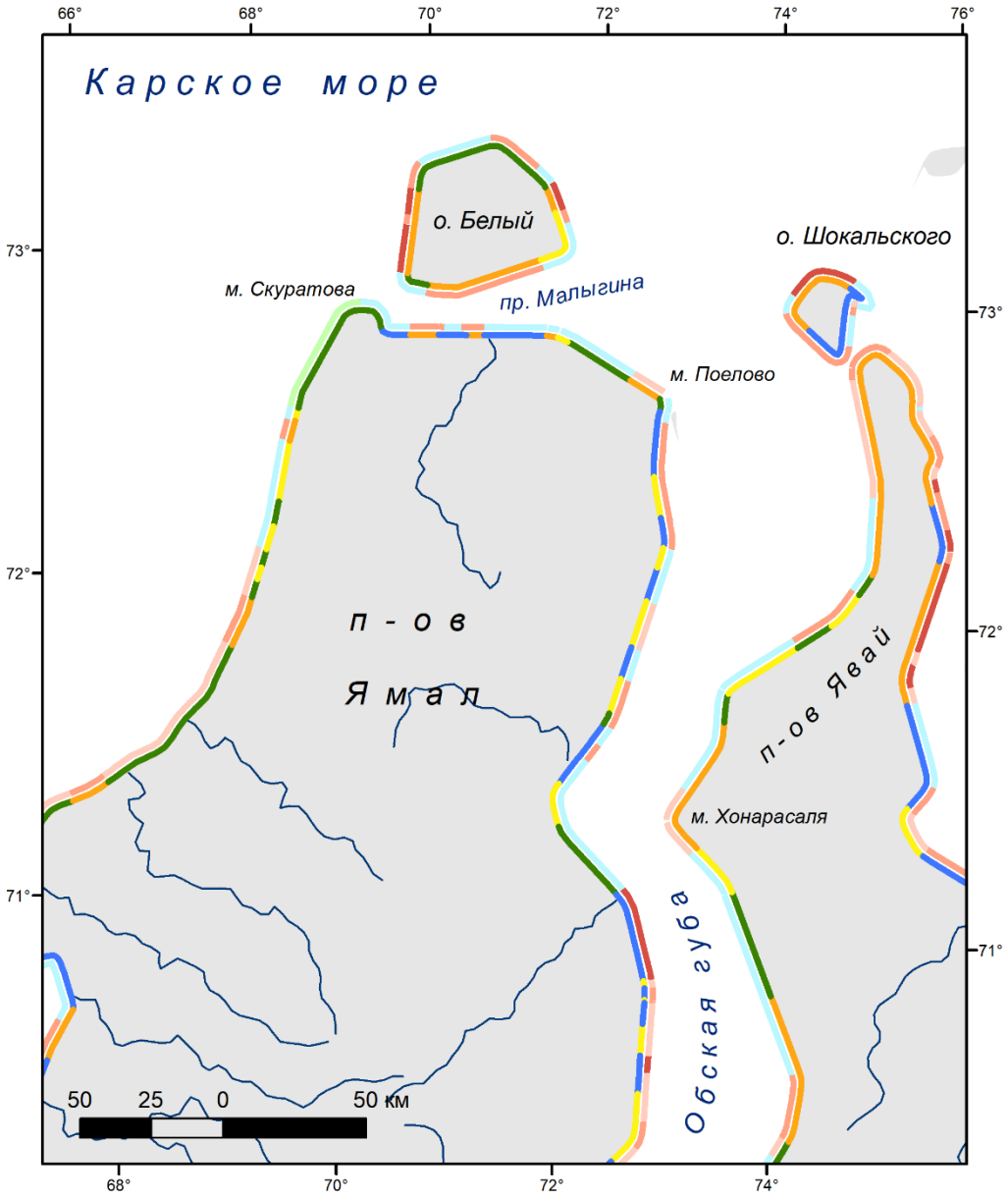
Морфогенетические типы берегов

- термоабразионные
- абразионно-термоденудационные
- аккумулятивные пляжевые
- лайдовые
- абразионные скальные

Динамика берегов

- выдвигающиеся
- отступающие с малой скоростью (≤0,5 м/г)
- отступающие со средней скоростью (0,5-2 м/г)
- отступающие с большой скоростью (≥2 м\г)
- стабильные

Лист 2 карты морфогенетических типов и динамики берегов Карского моря (северная часть Обской губы) М 1 : 2 000 000



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

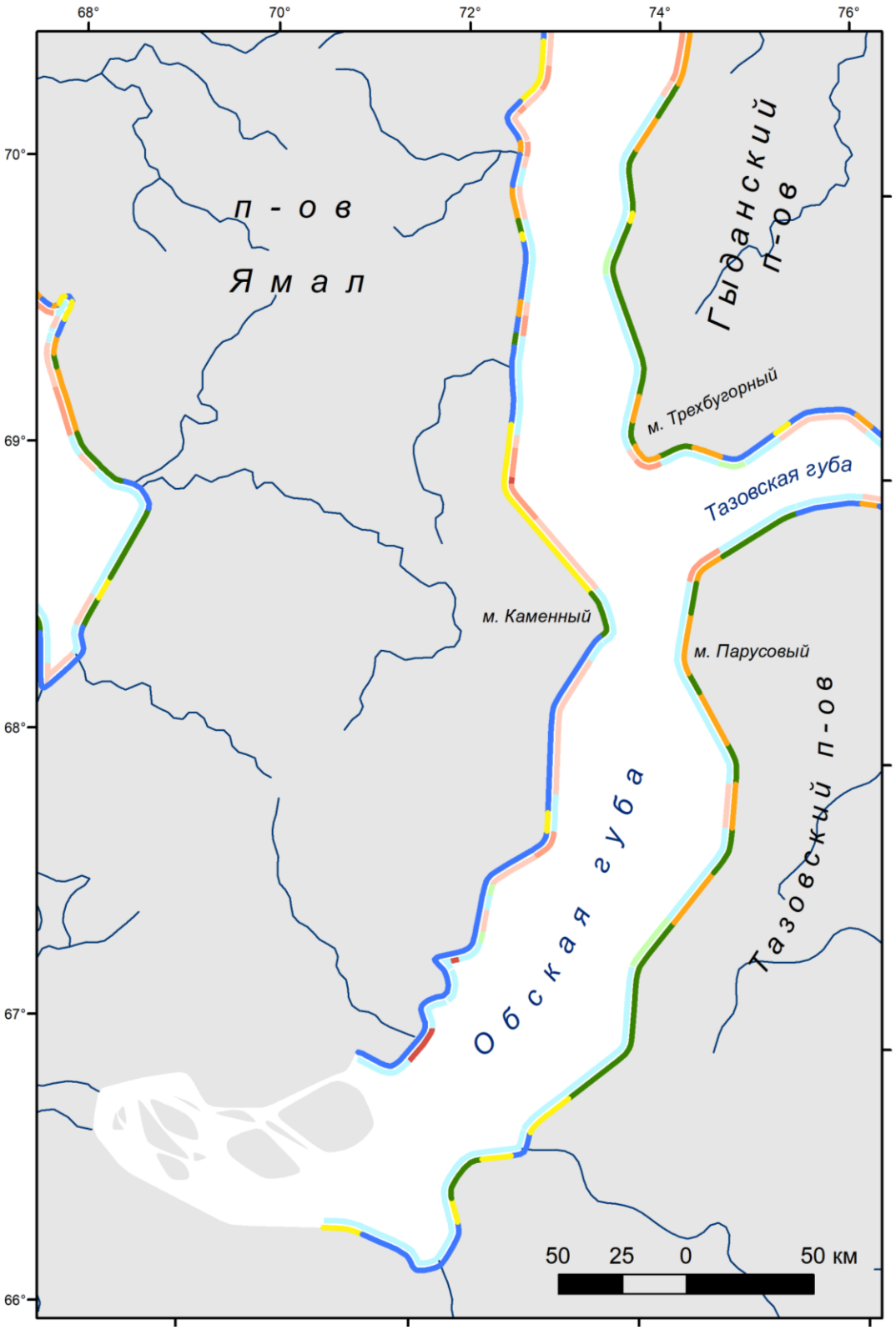
Морфогенетические типы берегов

- термоабразионные
- абразионно-термоденудационные
- аккумулятивные пляжевые
- лайдовые
- абразионные скальные

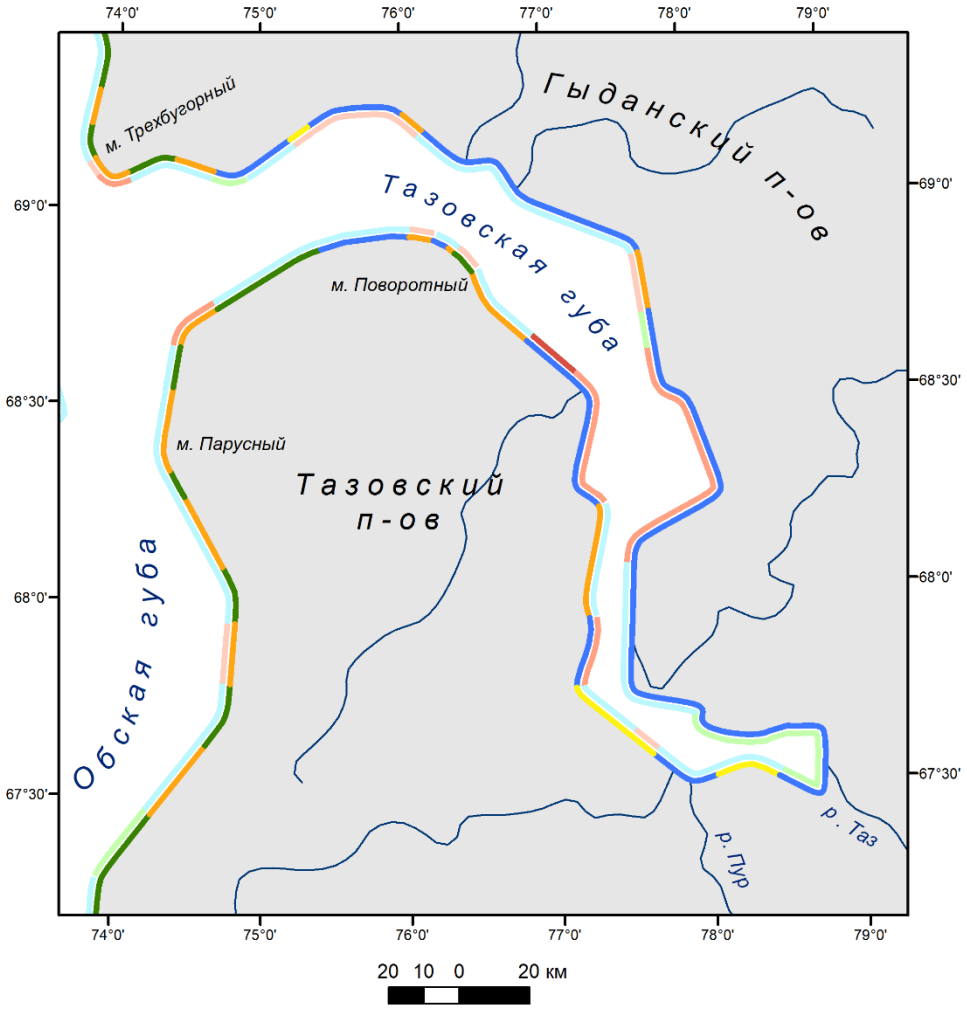
Динамика берегов

- выдвигающиеся
- отступающие с малой скоростью (≤0,5 м/г)
- отступающие со средней скоростью (0,5-2 м/г)
- отступающие с большой скоростью (≥2 м\г)
- стабильные

Лист 3 карты морфогенетических типов и динамики берегов Карского моря (южная часть Обской губы) М 1 : 2 000 000



Лист 4 карты морфогенетических типов и динамики берегов Карского моря (Тазовская губа) М 1 : 1 500 000



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

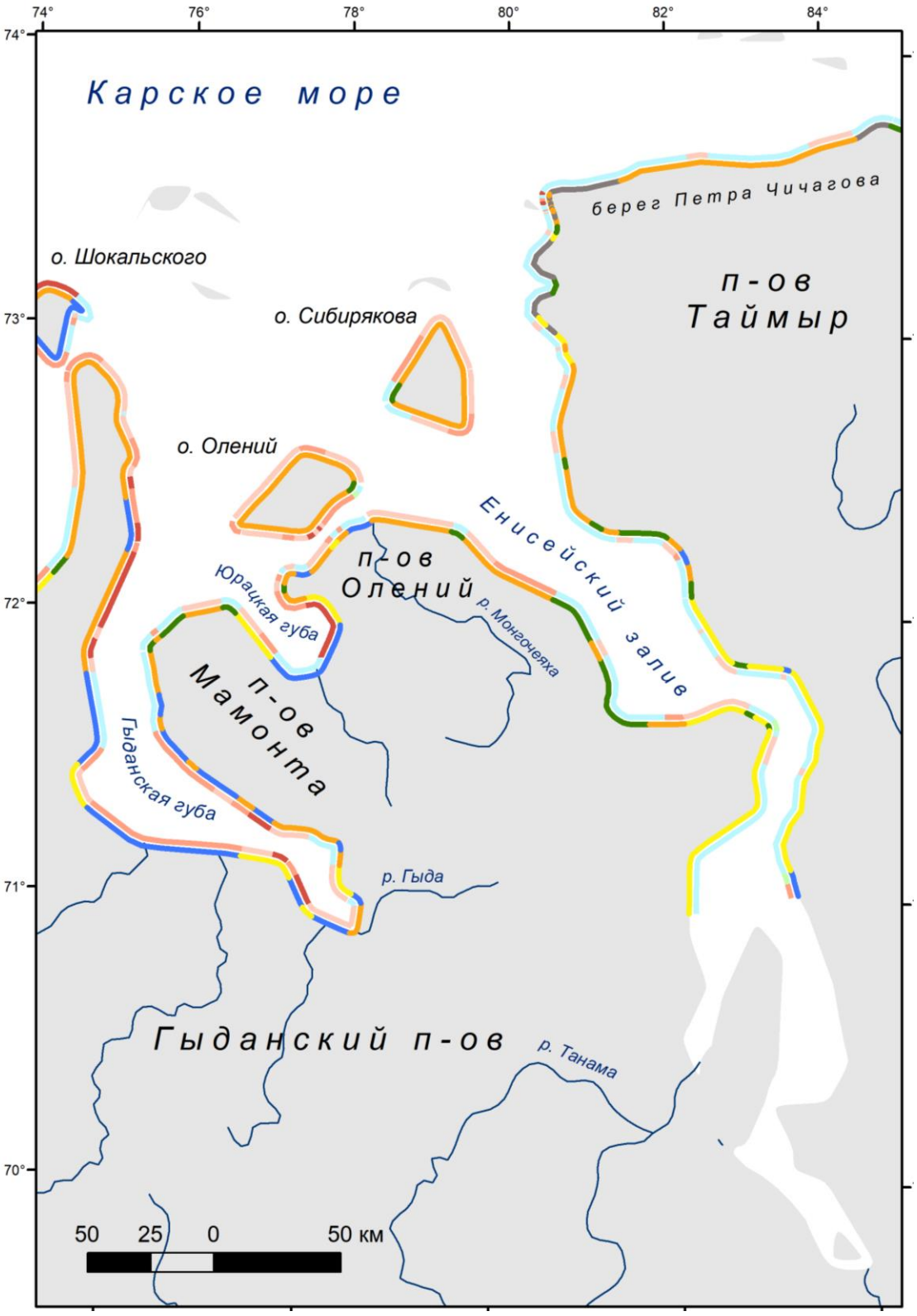
Морфогенетические типы берегов

- термоабразионные
- абразионно-термоденудационные
- аккумулятивные пляжевые
- лайдовые
- абразионные скальные

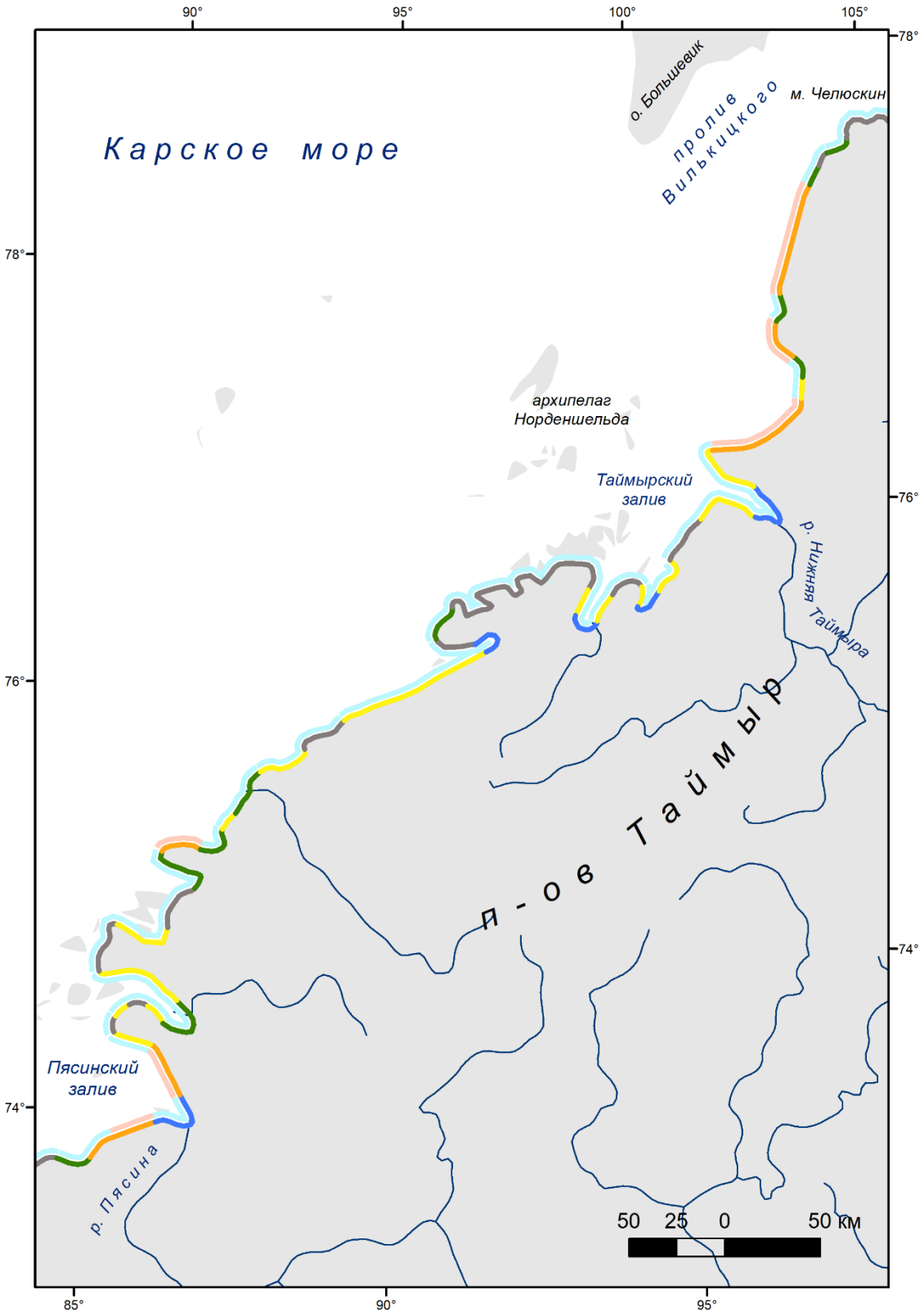
Динамика берегов

- выдвигающиеся
- отступающие с малой скоростью (≤0,5 м/г)
- отступающие со средней скоростью (0,5-2 м/г)
- отступающие с большой скоростью (≥2 м\г)
- стабильные

Лист 5 карты морфогенетических типов и динамики берегов Карского моря (Енисейский залив) М 1 : 2 000 000



Лист 6 карты морфогенетических типов и динамики берегов Карского моря (Северо-Западный Таймыр) М 1 : 2 500 000



ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Соотношение морфогенетических и динамических типов берегов Карского моря

А) Соотношение морфогенетических типов и современной динамики берегов Карского моря: протяженность, км (% от всей береговой линии региона)

Морфогенетический тип \ Динамика	выдвижение	отступание	*≤0,5 м/г*	*0,5-2 м/г*	*≥2 м/г*	стабильный берег	Всего
абразионные рыхлые	0 (0)	1740 (26)	1015 (15)	549 (8)	177 (3)	1430 (21)	3171 (47)
термоабразионные	*0 (0)*	*13293 (19)*	*734 (11)*	*414 (6)*	*145 (2)*	*506 (7)*	*1799 (26)*
абразионно-термоденудационные	*0 (0)*	*448 (7)*	*281 (4)*	*135 (2)*	*31 (0)*	*924 (14)*	*1372 (20)*
аккумулятивные	188 (3)	1004 (15)	384 (6)	477 (7)	143 (2)	1979 (29)	3170 (47)
аккумулятивные пляжевые	*109 (1)*	*293 (4)*	*166 (2)*	*108 (1)*	*18 (0)*	*1012 (13)*	*1416 (19)*
лайдовые	*104 (2)*	*710 (10)*	*217 (3)*	*369 (5)*	*125 (2)*	*967 (14)*	*1780 (26)*
абразионные скальные	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	475 (7)	475 (6)
Всего	188 (3)	2745 (40)	1399 (21)	1026 (15)	319 (5)	3885 (57)	6817 (100)

Б) Динамика берегов Карского моря в процентном соотношении для каждого морфогенетического типа (% от всей береговой линии данного морфогенетического типа)

Морфогенетический тип \ Динамика	выдвижение	отступание	*≤0,5 м/г*	*0,5-2 м/г*	*≥2 м/г*	стабильный берег	Всего
абразионные рыхлые	0	55	32	17	6	45	100
термоабразионные	*0*	*72*	*41*	*23*	*8*	*28*	*100*
абразионно-термоденудационные	*0*	*33*	*20*	*10*	*2*	*67*	*100*
аккумулятивные	6	32	12	15	5	62	100
аккумулятивные пляжевые	*6*	*21*	*12*	*8*	*1*	*73*	*100*
лайдовые	*6*	*40*	*12*	*21*	*7*	*54*	*100*
абразионные скальные	0	0	0	0	0	100	100
Всего	3	40	21	15	5	57	100

В) Морфогенетические типы берегов Карского моря в процентном соотношении для каждого динамического типа (% от всей береговой линии данного динамического типа)

Морфогенетический тип \ Динамика	выдвижение	отступание	*≤0,5 м/г*	*0,5-2 м/г*	*≥2 м/г*	стабильный берег	Всего
абразионные рыхлые	0	63	73	53	55	37	47
термоабразионные	*0*	*47*	*52*	*40*	*45*	*13*	*26*
абразионно-термоденудационные	*0*	*16*	*20*	*13*	*10*	*24*	*20*
аккумулятивные	100	37	27	47	45	51	47
аккумулятивные пляжевые	*45*	*11*	*12*	*11*	*6*	*26*	*20*
лайдовые	*55*	*26*	*15*	*36*	*39*	*25*	*26*
абразионные скальные	0	0	0	0	0	10	7
Всего	100	100	100	100	100	100	100

ПРИЛОЖЕНИЕ 3. Сопоставление основных факторов динамики берегов и скоростей отступания ключевых участков

Данные по средним температурам и преобладающим ветрам получены по ближайшим ГМС за период с 2005 по 2020 с сайта [Расписание Погоды], безледный период – среднее значение за период 2000-2020 гг. по сайту [ФГБУ ААНИИ]. Ключевые участки: УБ – Уральский берег Байдарацкой губы, ЯБ – Ямальский берег Байдарацкой губы, ЗК – залив Крузенштерна, Х – Харасавэй, ОБЗ – западный берег острова Белый, ОБВ – восточный берег острова Белый, ТУ – терминал Утренний, БЛ – бухта Лемберова

Ключевой участок \ фактор	Морфодинамический тип берега	Протяженность участка (км)	Геолого-геоморфологические факторы					Гидрометеорологические факторы				Хозяйственное освоение	Скорость отступания, м/год (период)
			Высота уступа (м)	Ширина пляжа, м	Литология (снизу вверх по разрезу, если изменяется)	Льдистость, наличие подземных льдов	Экспозиция берега	Преобладающие ветра в летний период	Степень открытости акватории	Среднегодовая Т (средняя Т июля), °С	Продолжительность безледного периода, сут/год		
УБ	Аккумулятивный пляжевый	7,6	2-4	от 20 до 100	Суглинки, торфа, пески с галькой	Высокая льдистость, жильный лед	СВ	ССЗ	Открытое море	-5,6 (+9,2)	114	Вездеходные дороги	**1,7** (1964-2016)
	Термоабразионный	2,4	6-8	от 5 до 60	Суглинки, пески	Суглинки высокольдистые, жильный лед в песках						4 линии подземного трубопровода, коффердамы, асфальтовые, грунтовые дороги	**1,3** (1964-2016)
	Термоабразионный	2,2	12-16, до 20	от 8 до 80	Пески тонкослоистые	Многочисленные пластовые льды, жильный лед, ледяные линзы						Вездеходные дороги	**1,1** (1964-2016)
ЯБ	Термоабразионный	3,2	6-8	от 8 до	Пески	Слабольдистые	ЮЗ	ЮВ	Защищен от волн открытого моря с ССЗ о-вами Марресальские Кошки		100	Вездеходные дороги	**0,3** (1968-2016)
	Термоабразионный	1,5	12-15	от 6 до 35	Пески	Слабольдистые						Постройки заброшенной в 1990е гг. полярной станции Виктория, вездеходные дороги	**0,3** (1968-2016)
	Термоабразионный	1,7		от 6 до 25	Суглинки с галькой	Среднельдистые						Отсутствует	**0,3** (1968-2016)
	Термоабразии	3,2	25-30	от 30 до	Глины,	Слабольдистые,						Отсутствует	**0,3**

	онный			40	тонкослоистые пески	редкие линзы льда и жильные льды							(1968-2016)
ЗК	Термоабразионный	39,3	10-15 25-35	в среднем ~10, от 0 до 50	Глины, суглинистые пески, суглинки	В некоторых местах в нижних глинах – пластовые льды	З	ССЗ	Защищен от волн открытого моря с З и СЗ о-вами Шараповы Кошки	-8-10	98	Практически отсутствует. Буровая станция на севере участка у устья р. Юнатеяха	**0,5** (1964-2019)
Х	Термоабразионный	6,8	7-12	5-25	Вдоль берега чередуются суглинки и пески	Суглинки высокольдистые, пески среднельдистые с пластовыми и жильными льдами	ЗСЗ	С	Открытое море	-9,8	101	2 населенных пункта, порт, асфальтовые, грунтовые, вездеходные дороги на поверхности террасы и пляжа, песчаные разработки на пляже	**1,1** (1964-2016)
ОБЗ	Термоабразионный	30	4-6	10-30	Глины и суглинки, пески	Жильные льды	З	ССВ, ЮЗ	Открытое море	-8 (+6,5)	100	Практически отсутствует, есть только полярная станция Попова на севере участка	**1,9** (1969-2016)
ОБВ	Термоабразионный	13	5-7	20-200	Глины и суглинки, пески	Жильные льды	ВСВ				103	Отсутствует	**1,2** (1969-2016)
ТУ	Аккумулятивный пляжевый	7	0,5-1	10-40	Пески	Нельдистые, подземные льды отсутствуют	ЮЗ	ССЗ	Обская губа	-8 (+8,5)	90	С 2014 г. ведется строительство терминала по погрузке СПГ, большая часть участка будет застроена	**1,1** (1972-2020)
БЛ	Термоабразионный	1,5	15	8-15	Пески, переслаивающиеся с суглинками и супесями	Среднельдистые	ЗСЗ	СВ	Открытое море	-11,4 (+4,8)	98	Балок и вездеходная дорога в северной части участка	**0,1** (1965-2019)