

**Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской
академии наук
(ИМГиГ ДВО РАН).**

На правах рукописи

Афанасьев Виктор Викторович

**СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ БЕРЕГОВ КОНТАКТНОЙ ЗОНЫ УМЕРЕННЫХ И
СУБАРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ**

Специальность: 25.00.25 – геоморфология и эволюционная география

Диссертация на соискание ученой степени
доктора географических наук

Научный консультант:
доктор географических наук,
заслуженный профессор МГУ им. Ломоносова
Игнатов Евгений Иванович

Южно-Сахалинск – 2018

Оглавление

Введение.....	4
Глава 1. Изученность и общая характеристика морских берегов Северной Пацифики	9
1.1 Общая физико-географическая характеристика, районирование и типизация берегов Северной Пацифики.....	11
1.2 Морфоклиматическая характеристика о-ва Сахалин как контактной зоны морей умеренного и субарктического зтипа.....	16
1.3 Значение волновой экспозиции берегов на внутренних морях и открытом океаническом	24
Глава 2. Морфология и динамика берегов контактной зоны умеренных и субарктических морей	35
2.1 Побережье северо-западного Сахалина.	35
2.2 Побережья с голоценовыми аккумулятивными формами барьерного и свободного типа.	48
2.3 Абразионно-денудационные берега субарктических и умеренно-холодных морей.....	67
Глава 3. Закономерности разрушения берегов на современном этапе	77
3.1 Разрушение берегов, сформированных коренными породами.....	78
3.2 Размыв берегов, сложенных неконсолидированными неоген четвертичными породами	104
3.3 Размыв сложно построенных береговых барьерных форм	118
3.4 Размыв аккумулятивных берегов, сформированных в среднем позднем голоцене	121
Глава 4. Эволюционно-динамические перестройки аккумулятивных берегов	136
4.1 Лагунное побережье.....	137
4.2 Моделирование береговой морфосистемы пролива на лагунах приливного моря	159
4.3 Средне-позднеголоценовые аккумулятивные образования свободного типа.....	170
Глава 5. Формирование пляжа и распределение волногасящих свойств вдоль берега.....	181
5.1 Строение и динамика верхней части берегового склона	184
5.2 Ритмические структуры распределения пляжевого материала вдоль берега в результате формирования мегафестонов и их систем	197
5.3 Концептуальная модель размыва берегов на участках с избыточными для обеспечения полного волногашения запасами пляжевого материала.....	213

Глава 6. Морфолитодинамика береговой зоны приливных субарктических морей после устойчивых переходов среднесуточных температур воздуха через 0	218
6.1 Основные региональные характеристики береговой зоны о. Сахалин в холодный период.....	220
6.2 Особенности морфолитодинамических процессов береговой зоны в холодный период .	226
6.3 Морфолитодинамическая модель развития береговой зоны в холодный период и прогноз опасного периода.....	238
Глава 7. Практическое приложение результатов исследования для обоснования берегозащитных мероприятий и организации берегового природопользования.	242
7.1 Инженерно-геоморфологическое обоснование защиты линейных объектов и транспортных коридоров.....	246
7.2 Разработка рекомендаций по освоению прибрежной зоны для природопользования	266
7.3 Инженерно-геоморфологическое обоснование при проектировании и эксплуатации объектов и коммуникаций нефтегазового комплекса	287
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	307
Список использованной литературы.....	310

Введение

Берега Дальневосточных морей России от Берингова, Охотского до Японского, водная циркуляция которых входит в общую циклоническую циркуляцию Северной Пацифики, находятся в пределах нескольких физико-географических поясов (Арктического, Субарктического и Умеренного).

Смена и изменчивость природных условий обусловили особенности морфолитогенеза морских берегов и специфику освоения и природопользования берегов применительно к зональной и территориально-пространственной принадлежности. Различия природных факторов хорошо прослеживаются от берегов Чукотки, Аляски и Охотоморья до берегов Японского моря и Курильских островов в открытой части Тихого океана.

Уникальное географическое положение острова Сахалин, вытянувшегося вдоль «Оймяконского» меридиана на 1000 км, позволяет рассматривать его как своеобразную контактную зону между субарктическим и умеренным поясами, характеризующуюся последовательной сменой природных обстановок и температурного режима с севера на юг.

Северные и восточные берега о. Сахалин подвержены влиянию физико-географических условий субарктической зоны. Формирование и развитие берегов определяет холодное Охотское море, относящееся к категории замерзающих морей субарктического типа. Берега восточного Сахалина, находящиеся в субарктической зоне, характеризуются наличием на побережье многолетнемерзлых пород, в том числе и в основании лагунных пересыпей, развитием термоабразии и существованием, вплоть до середины июля, прибрежных наледей.

Западные и южные берега о. Сахалин в большей степени подвержены влиянию физико-географических условий умеренной зоны. Умеренно-холодные условия северного сектора Японского моря обеспечивают относительно частый переход температур через нуль, отсутствие или краткосрочное образование наледей и припайных льдов.

Начало интенсивного промышленного освоения побережья Дальневосточных морей происходило на фоне затухания интенсивности береговых морфолитодинамических процессов в условиях однозначно установившейся аккумулятивной тенденции. Последующее усиление активности размыва берегов во второй половине XX века, отмеченное на всех рассматриваемых морях, оказало крайне негативное воздействие на объекты рыбопромышленной инфраструктуры. Низкий уровень комфорта и требований обеспечения безопасности производства спровоцировал фатальное отношение к морской стихии и, как следствие, игнорирование проблемы анализа состояния и прогноза развития морских берегов. Кардинально изменило ситуацию освоение побережья нефтегазовым комплексом. При

реконструкции старых и проектировании новых объектов транспортной и промышленной инфраструктуры был получен и продолжает накапливаться огромный массив априорной инженерно-геоморфологической информации.

Вместе с тем территориальная и тематическая разобщенность прикладных исследований потребовала доведение этих сведений до уровня, дающего новый импульс для развития геоморфологии в качестве одного из фундаментальных направлений географических знаний. Другая проблема связана с тем, что наблюдаемые особенности динамики исследованных берегов не всегда могут быть объяснены с точки зрения традиционной теории, так как данные типы берегов были недостаточно изучены.

Цель исследования – создание концептуальной модели морфолитодинамики берегов контактной зоны субарктических и умеренно-холодных морей (в том числе на примере о. Сахалин как ключевого участка). Определение перспектив и масштабов приложения разработанной теории для решения прикладных проблем освоения береговой зоны Северной Пацифики.

Основные задачи исследования:

1. Произвести оценку и анализ берегов Дальневосточных морей разных физико-географических поясов от субарктического до умеренного.
2. Обосновать представление о побережье острова Сахалин как контактной зоне субарктического и умеренно-холодного поясов Северной Пацифики.
3. Получить количественную характеристику морфолитодинамических процессов формирования и разрушения морских берегов в разных климатических условиях и выполнить анализ пространственно-временных особенностей размыва на примере о. Сахалин и островов Курильской гряды.
4. Установить основные закономерности процессов аккумуляции и создать количественные и палеогеографические модели формирования и развития осадочных морфолитосистем.
5. Разработать концептуальную модель динамики берегов при абразионном тренде развития морфолитодинамических систем в условиях отсутствия дефицита наносов в береговой зоне.
6. Сформулировать принципы развития берегов субарктических и умеренно-холодных морей в осенне-зимний период и представить пути использования этих знаний в практической деятельности по освоению и защите берегов.

В представленной работе реализована методика морфолитодинамических исследований, основанная как на традиционных, так и современных методах получения и анализа геопространственной и геолого-геоморфологической информации. Обработка цифровых

моделей рельефа и материалов дистанционного зондирования проводилась в свободной кроссплатформенной геоинформационной системе QGIS 2.8.2 Wien и Agisoft PhotoScan Pro. Расчеты потоков наносов основывались на модели LONT-2D. Методы статистики существенно использовались для анализа количественных параметров, характеризующих геоморфологические процессы в изучаемом регионе. Большую роль играли экспедиционные работы по сбору данных о современной морфолитодинамике, геолого-геоморфологическом строении и истории развития береговой зоны.

Научная новизна:

1. Впервые определены параметры и охарактеризована пространственная структура размыва берегов о. Сахалин, сложенных рыхлыми отложениями и слабоконсолированными породами. Выявлены пространственные ритмы и временные циклы размыва.

2. Не имеет аналогов полученная высокоточная количественная информация об интенсивности и активности разрушения поверхности абразионно-денудационной террасы (бенча), поднятого в результате Невельского землетрясения 2 августа 2007 г., $M_w=6,2$. Показаны особенности формирования абразионно-денудационного профиля поверхности бенча при понижении уровня моря на 1 метр. На основе анализа скоростей разрушения скалистых клифов и бенчей определен вклад денудации в процессы деструкции берегов этого типа.

3. Впервые получена количественная информация динамики лагунных проливов северо-восточного Сахалина, которая легла в основу анализа истории развития побережья с середины 19 века.

4. Выявлены ранее не известные особенности морфолитодинамики берегов субарктических и умеренно-холодных морей. Выделено три последовательные динамические стадии развития берегов в осенне-зимний период. Показано, что период максимальной опасности разрушения берегового уступа начинается при промерзании пляжа и ухудшении вследствие этого его волногасящих свойств и заканчивается формированием наледи и припая. Продолжительность этого периода на разных берегах визуализирована картой.

5. Установлен механизм размыва берегов Северной Пацифики в условиях отсутствия дефицита наносов, которая представляет не только теоретический интерес, но и уже использована для обоснования двух проектов морской берегозащиты.

На защиту выносятся следующие основные результаты и положения:

1. В развитии берегов субарктических и умеренно-холодных морей в осенне-зимний период выделяются три динамические стадии: промерзание пляжа, формирование устойчивой краевой наледи и припая, активизация морфодинамических процессов торрентогенными течениями.

2. Пространственно-временная структура разрушения берегов контактной зоны характеризуется ритмичностью и цикличностью проявления процессов размыва.

3. Размыв берегов с пляжами полного профиля обусловлен неравномерным распределением наносов вдоль берега в результате формирования систем мегафестонов.

4. Крупнейшие аккумулятивные образования голоценового возраста, приуроченные к областям с максимальными на протяжении всего неоген-четвертичного времени скоростями осадконакопления, в условиях глобального усиления размыва берегов, имеют тенденцию к увеличению размеров.

5. Наибольшие морфолитодинамические изменения лагунных берегов Северной Пацифики происходят в системах проливов.

Достоверность и обоснованность научных положений, выводов и рекомендаций обеспечивается корректной постановкой задач, многолетним характером наблюдений и большим количеством полевых данных, а также согласованностью теоретических и численных результатов с результатами статистической обработки натуральных данных.

Исследования, проведенные в рамках представленной работы, направлены на решение фундаментальной научной проблемы, связанной с геоморфологией побережий и дна морей и океанов, с изучением эволюции берегов холодных морей и прогнозом их развития в условиях быстрых природных и антропогенных изменений. Установленные закономерности развития береговой зоны субарктических и умеренно-холодных морей имеют огромное значение для решения научных и прикладных проблем народного хозяйства, открывают новые возможности совершенствования теории и методики познания природной среды и рельефа прибрежной зоны как основы жизнедеятельности социума и обеспечения устойчивого развития в этих регионах. Большой интерес представляет количественный анализ морфолитодинамических процессов береговой зоны для понимания процессов трансформации природной среды в условиях современных трендов ее эволюции.

Кроме теоретического значения, исследование имеет также выраженный прикладной аспект – решение задач берегозащиты, планирование хозяйственной деятельности на побережье. Результаты исследований, представленных в диссертации, в последние годы были использованы в 14 проектах защиты морских берегов. Особый интерес представляют пионерные решения в двух проектах на берегах с устойчивым неравномерным распределением пляжевых отложений вдоль берега (мегафестонами).

Составлена карта продолжительности периода максимальной опасности разрушения берегового уступа, основанная на новой морфолитодинамической концепции развития берегов субарктических морей и морей умеренно-холодной зоны морей в холодный период.

Разработанная методика морфолитодинамических наблюдений в холодный период позволяет не только получать новые знания о морфолитодинамике берегов, но и существенно дополнять и уточнять инженерную информацию для целей планирования и проектирования на побережье холодных морей.

Исследования по тематике диссертационной работы велись в рамках базовых тем НИР Института Морской геологии и Геофизики ДВО РАН; «Цунами и другие морские опасные явления в открытом океане, на шельфе и в прибрежной зоне, оценка воздействия на берега», «Влияние природных факторов и хозяйственной деятельности на биоразнообразие и компоненты экосистем в условиях активных геодинамических зон Сахалина и Курильских островов», «Геолого-геофизические исследования строения Дальневосточной переходной зоны и Северо-Запада Тихого океана, геодинамика региона и связь с месторождениями углеводородов», а также проектов РФФИ № 11-05-98529-р_восток_a, № 16-05-00364.

По теме опубликовано 84 работы, в том числе 17 в реферируемых журналах из списка ВАК, а также в монографии (в соавторстве). Основные положения диссертации соответствуют содержанию опубликованных работ.

Личный вклад автора. В основу данной работы легли материалы 30-летних геоморфологических береговых исследований автора на геофизическом факультете ДВГУ, совместно с географическим факультетом МГУ имени М.В.Ломоносова и в Институте морской геологии и геофизики ДВО РАН. Личный вклад автора заключается в постановке проблем, разработке методик исследований, организации полевых работ и личном участии в них, обработке полученных результатов и их интерпретации.

Работа состоит из введения, 7 глав, заключения, списка литературы (471 наименование в том числе 134 на иностранных языках) общим объемом 345 страниц.

Благодарности. На формирование научных взглядов автора большое влияние оказало многолетнее общение и сотрудничество с д.г.н. А.П. Кулаковым и к.г.н. Ю.А. Микишиным. Автор выражает глубокую благодарность профессору Г.А. Сафьянову, д.г.н. Л.А. Жиндареву, к.г.н. С.А. Лукьяновой за ценные советы и консультации; профессору кафедры геоморфологии и палеогеографии МГУ имени М.В. Ломоносова Е.И. Игнатову за поддержку и помощь на всех этапах работы, а также д.г.н. И.О. Леонтьеву (ИО им. Ширшова РАН) за плодотворное сотрудничество. Особую признательность автор выражает директору ИМГиГ ДВО РАН д.ф.-м.н. Л.М. Богомолу и сотрудникам коллектива лаборатории Береговых геосистем за помощь в организации и выполнении всего комплекса научных исследований.

Глава 1. Изученность и общая характеристика морских берегов Северной Пацифики

Несмотря на то, что регион знаменит крупными географическими открытиями островов и новых заморских прибрежных территорий, изученность берегов Северной Пацифики можно оценить как недостаточную. Эпоха открытий сменилась периодом планомерных общегеографических и целевых геоморфологических исследований берегов и дна Дальневосточных морей: Берингова, Охотского, Японского и островов Алеутской, Курильской и Японской островных дуг открытой части Тихого океана (Таблица 1.1). Значительная активизация научных исследований морских берегов сопряжена с расширением хозяйственной деятельности и перспективами освоения прибрежных территорий. Богатые природные ресурсы стимулировали работы по поиску полезных ископаемых таких как нефть и газ, месторождениями которых богат шельф острова Сахалин.

На протяжении нескольких столетий углублялись познания и совершенствовалась теоретическая база науки о берегах. Но только в XIX веке, как указывает В. В. Лонгинов (Лонгинов В.В. Из истории изучения..., 1959, с. 110), появляются "...первые попытки создания единой концепции динамики береговой зоны" [204].

В XX веке выходят в свет монографии о берегах и развитии береговых процессов В. П. Зенковича [123, 139], О. К. Леонтьева [192, 194, 197], В. В. Лонгинова [202, 203], а затем появляются научные работы В. И. Буданова [73], В. И. Лымарева [208, 209], А. С. Ионина [139, 140], А. А. Аксенова [6,7], П. А. Каплина [144, 150], Н. И. Айбулатова [2-4], Ю. С. Долотова [111-113] Ю. А. Павлидиса [237, 238], Александрова С. М. [8], Г. А. Сафьянова [280-283], Е. И. Арчикова [13, 15], Ю. Д. Шуйского [332], Г. И. Рычагова [279], Ф. Э. Арэ [17,18], М. Н. Григорьева [105], В. М. Пешкова [241-243].

Большой вклад в развитие теории формирования морских берегов и моделирования морфолитодинамических процессов внесли в последние годы Р. Д. Косьян, П. Ф. Бровко, И. О. Леонтьев, Л. А. Жиндарев, Н. В. Есин, Е. И. Игнатов, С. А. Лукьянова, Е. Н. Бадюкова, Т. А. Янина и др. Однако, несмотря на многочисленные попытки классифицировать берега по генетическим или динамическим типам, до сих пор так и не удалось создать концептуальную модель развития береговых процессов, тренда и стадийности развития морских берегов в высоких широтах, особенно в условиях контактной зоны перехода от субарктических к умеренно-холодным морям.

Таблица 1.1 – Этапы изучения берегов Северной Пацифики

Этапы изучения	Исследователи	Результаты
<p>Экспедиции ИОАН СССР и Московского государственного университета им.Ломоносова (МГУ) на берегах дальневосточных морей. Изучение последствий землетрясения и цунами.</p>	<p>Владимиров А. Т. [80, 82, 83]; Медведев В. С. [216, 217, 122]; Ионин. А. С. [139, 140, 147, 122]; Каплин П. А. [147, 148, 150, 122]; Зенкович В. П. [123, 122, 125, 126, 127, 130]; Буданов В. И. [74]; Забелина Э. К. [91, 119]; Леонтьев О. К. [193, 195, 196, 130]; Никифоров Л. Г. [125]; Канаев В. Ф. [143]; Гершанович Д. Е. [91]; Павлидис Ю. А. [237]; Невесский, Е. Н. [229] Miller, D. J. [428]; Reimnitz E. [443]; Pararas-Carayannis, G. [438]; Wilson, B. W. [469].</p>	<p>Получена и систематизирована обширная информация о строении и развитии берегов Северной Пацифики. Создана целостная картина строения и развития побережий Дальнего Востока. Составлены карты берегов для физико-географического атласа мира (1964). Определены величины сейсмодислокаций в береговой зоне и морфолитодинамические последствия цунами.</p>
<p>Тематические исследования: Дальневосточный государственный университет (ДВГУ), МГУ, Сибирское и Дальневосточное отделения РАН, МинГео.</p>	<p>Арчиков Е. И. [12, 14, 15]; Кулаков А. П. [180, 181, 183]; Хершберг Л. Б. [320]; Короткий А. М. [171, 173]; Кравцов В. Д. [176, 177]. Вейнбергс И. Г. [78, 79]; Грабков В.К. [102.103]; Гурьева З.И. [107]; Бровко П. Ф. [67, 71, 72]; Бобыкина В. П. [64, 65]; Барков Л. К. [58]; Денисов, С. В. [108,109]; Полуниин Г. В. [247, 248]; Ременец А. И. [272, 273]; Кононов Ю. И. [164-167]. Игнатов Е. И. [132-135, 137]; Hayes, M. O. [390]; Molnia, V. F. [430]; Jordan J. W. [403]; Mason, O. K. [417]; Lander, J. F.[410]; Boothroyd, J. C. [353].</p>	<p>Создана эволюционная схема развития берегов в неоплейстоцене-голоцене, проведены сейсмоакустические и литологические исследования подводного берегового склона, получены первые количественные данные об интенсивности и активности современных береговых процессов. По данным минералогического, гранулометрического анализ и методом ЛМП составлены литодинамические карты прибрежных районов Сахалина и Приморья.</p>
<p>Изучение берегов Северной Пацифики на современном этапе.</p>	<p>Горин С. Л. [98, 99]; Короткий А. М. [169]; Скрыльник Г. П. [291, 296]; P. McLaren [426, 427]; Sunamura T. [457]; Mason, O. K. [418, 420]; Jones, V. M [402]; Gorokhovich, Y. [385]; Gibbs, A. E. [382-384]; Uda T. [464]; Афанасьев В. В. [30-33, 35, 40, 41, 44-47, 52], Леонтьев И. О.[185, 186,189].</p>	<p>Актуализирована климатическая составляющая и выделен субарктический тип берегового морфолитогенеза. Дистанционные методы и высокоточная фотограмметрия позволили получить количественные характеристики динамики аккумулятивных форм, размыва морских террас и разрушения скалистых берегов.</p>

1.1 Общая физико-географическая характеристика, районирование и типизация берегов Северной Пацифики

Как отмечает Г.П. Скрыльник (2018, с. 114) – «Дальний Восток расположен в устойчиво активной переходно-контактной зоне двух величайших структур Земли, в ходе взаимодействия оказывающих мощные системоформирующие влияния в рамках умеренного, субарктического и арктического природно-климатических поясов» [291]. При этом естественными тенденциями развития физико-географических провинций является континентализация природной обстановки на фоне регионального похолодания [232, 233, 294, 293,297].

Границы между различными геосистемами (ГС) представляют собой относительно подвижные полосы – зоны взаимовлияний и взаимодействий соседних ГС или контактные географические структуры [56, 201, 295]. При этом большую часть геоморфологических границ можно рассматривать как разновидность контактных зон, выделяемых в физической географии, и к ним приурочена подавляющая часть земных процессов и явлений [199, 200].

Географическое положение Дальнего Востока на восточной окраине Евразии, на границе с Тихим океаном обуславливает наличие здесь муссонной циркуляции, которая прослеживается примерно до 70° с. ш. [110, 313]. При этом, особенности муссонной циркуляции определяются взаимодействием трех основных муссонных областей [198]. В узкой полосе вдоль 70° с.ш. развит полярный муссон. От 45° до 65° с.ш. расположена область муссонов умеренных широт. Область устойчивых субтропических муссонов располагается югу от 45-й параллели.

Взаимодействие суши и океана осуществляется взаимодействием трех климатических центров действия атмосферы (сибирского и северо-тихоокеанского антициклонов, алеутской депрессии), а также сезонных центров – охотоморского антициклона и амурской депрессии[313].

Влияние континента проявляется главным образом в виде северо-западного и северного потоков континентального воздуха (зимнего муссона), сильно снижающих отепляющее действие Тихого океана на побережье, а влияние океана проявляется юго – восточными и южными потоками морского воздуха (летнего муссона).

Другими важнейшими морфоклиматическими факторами на побережье является широтная и погодная дифференциация радиационного притока солнечной энергии, влияние климатических фронтов (арктический фронт и фронт умеренных широт) определяющих

интенсивную циклоническую деятельность, тропические циклоны, рельеф и морфоструктурный план побережий.

Современные зональные и провинциальные черты рельефа Дальнего Востока предопределяют сложно и противоречиво взаимодействующие рельефообразующие влияния – континентальные и океанические. В результате анализа выделено три группы стран с разным ходом развития рельефа при комплексировании с различными воздушными массами, при этом отмечается, что морфоструктурные черты проявляются главным образом в относительной молодости рельефа, а морфоскульптурные в климоморфогенетическом богатстве облика геосистем [234, 292].

Известно, что долготная физико-географическая секторность и широтная зональность растительного покрова в ландшафтной структуре Европы формируются в значительной мере как результат интерференции потоков тепла и влаги с Атлантического и Северного Ледовитого океанов [11, 115].

В случае Северной пачифики именно морфотектоническое строение континентальных окраин и история их развития в неоген-четвертичное время определили особенности современного климоморфогенеза, долготную секторность и широтную зональность морфолитогенеза на побережье.

Следует отметить северо-восточную ориентацию основных морфоструктурных элементов определяющих основные черты взаимодействия суши и моря и относительную обособленность дальневосточных морей от Тихого океана в результате развития Курильской и Алеутской островодужных систем [57, 116, 161, 178, 267, 311, 316, 365]. Это привело к тому, что границы климатических поясов на побережье значительно смещены против часовой стрелки [14]. Охотское море относится таким образом к категории субарктических море [213, 315, 319]. Соответственно, побережье Охотского моря имеет черты арктических и субарктических берегов. Летние геоморфологические процессы протекают под влиянием условий предшествующей зимы. Североамериканские берега участка умеренного климатического пояса, наоборот, испытывают рельефообразующее влияние субтропического пояса, т.к. течение всего года береговой морфолитогенез находится под влиянием теплых течений океана.

Морфоклиматическая позиция (геопространственные параметры и связанные с ними различия морфолитодинамических показателей) о. Сахалин и островодужных систем Северной Пачифики позволило нам рассматривать их как контактные зоны морей разного типа, а также морей и океанов (Рисунок 1.1).

Морфолитодинамические характеристики берегов контактных зон наряду с особенностями гидродинамики и термического режима разделяемых акваторий определяют

также и морфоклиматические параметры собственно контактной зоны. Сахалинские берега умеренно холодной северной части Японского моря и субарктического Охотского моря расположены друг от друга в 30-140 км, а океанские и морские берега крупных островов в островодужных системах разделяют первые километры.

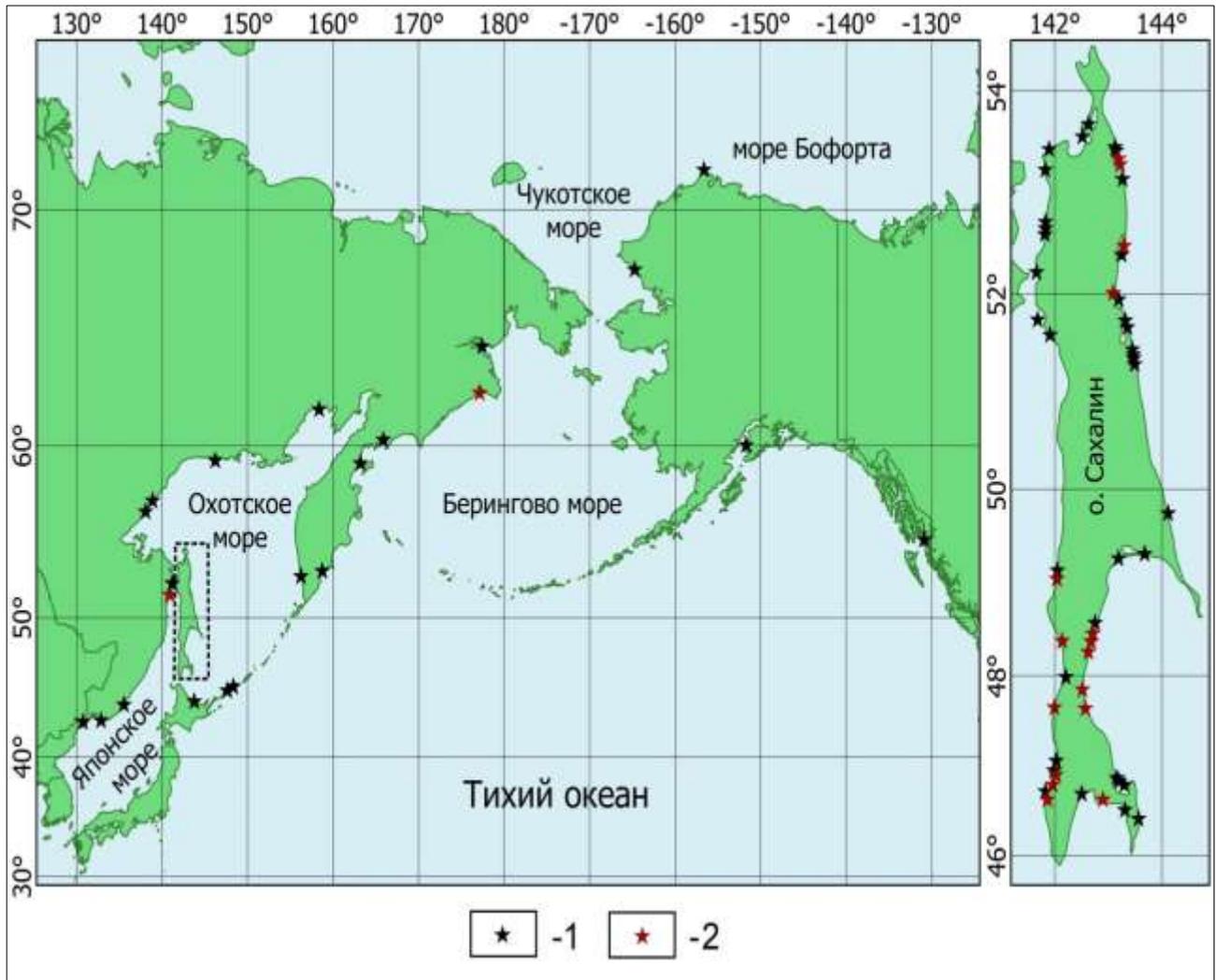


Рисунок 1.1 – Обзорная карта. 1 – районы детальных геоморфологических исследований, 2 – участки инженерно-геоморфологического обоснования защиты берегов

Таким образом, ветроволновые поля и их взаимодействие с волнами зыби в контактных зонах имеют весьма сложный характер. Температурный режим побережий также в значительной степени зависит от геопространственных параметров контактных зон (Рисунок 1.2).

Специфика берегового морфолитогенеза морей субарктической и умеренной пояности представлена в таблице 2.

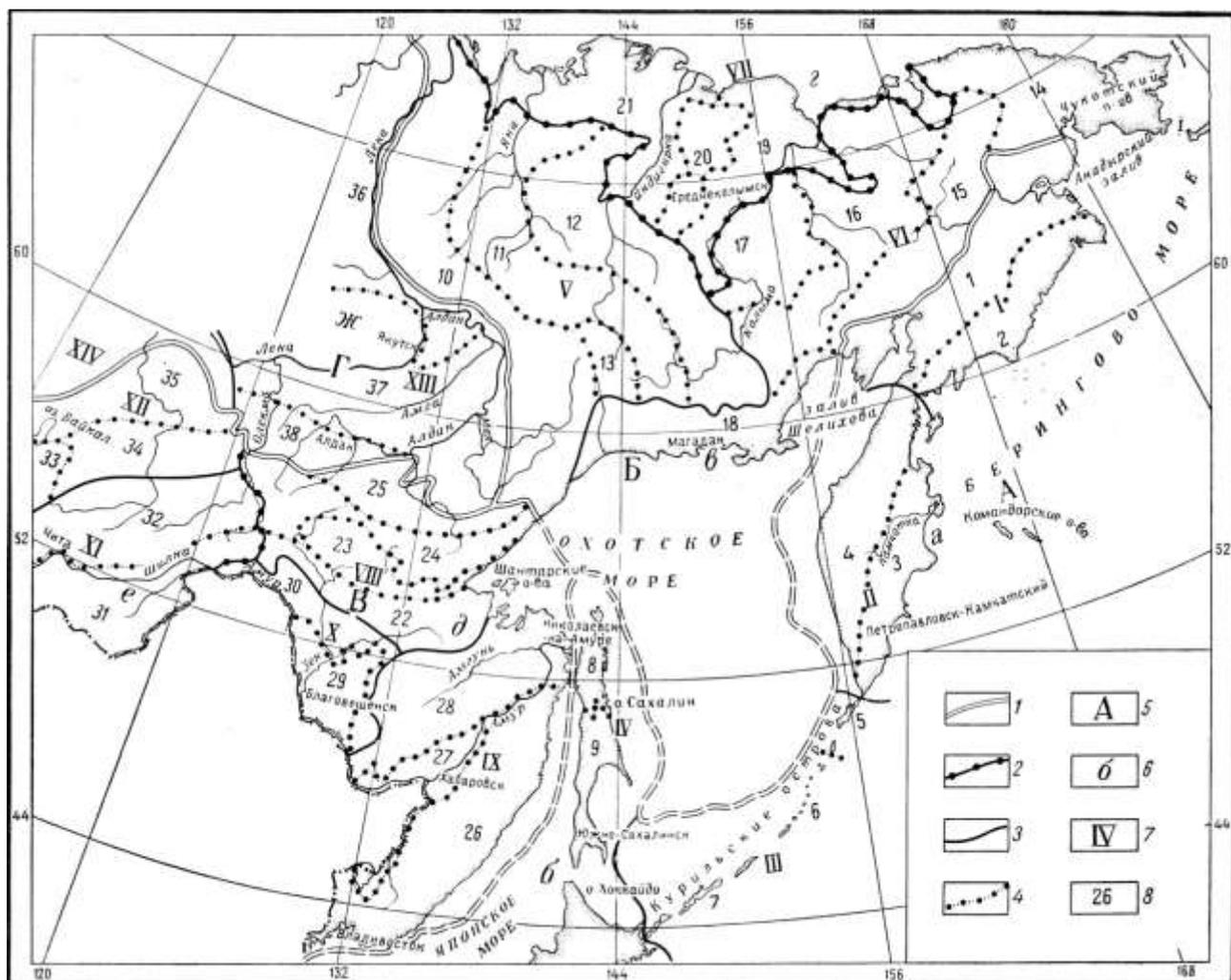


Рисунок 1.2 – Схема геоморфологического районирования северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Составили Г. С. Ганешин и Ю. Ф. Чемяков;

Границы геоморфологических: 1 – стран, 2 – провинций, 3 – подпровинций, 4 – областей; индексы геоморфологических: 5 – стран, 6 – провинций, 7 – подпровинций, 8 – областей; А – Охотско-Анадырская геоморфологическая страна; провинции: а – Курило-Камчатская, б – Сахалино-Японская; подпровинции: I – Корьякско-Анадырская, II – Камчатская, III – Курильская, IV – Сахалинская; области: 1 – Анадырско-Пенжинская, 2 – Корьякская, 3 – Восточно-Камчатская, 4 – Западно-Камчатская, 5 – северная группа Курильских островов, 6 – средняя группа Курильских островов, 7 – южная группа Курильских островов, 8 – Северо-Сахалинская, 9 – Южно-Сахалинская; Б – Колымо-Чукотская геоморфологическая страна; провинции: в – Верхоянско-Чукотская, г – Северная Приморская; подпровинции: V – Верхоянско-Черская, VI – Охотско-Чукотская, VII – Колымо-Индигоирская и Островная; области: 10 – Верхоянская, 11 – Яно-Адычанская, 12 – Черско-Момская, 13 – Оймяконская, 14 – Чукотская, 15 – Верхне-Анадырская, 16 – Сеймчано-Анюйская, 17 – Юкагирская, 18 – Северо-Охотская, 19 – Колымская, 20 – Алазейская, 21 – Яно-Индигоирская; В – Амуро-Уссурийская геоморфологическая страна; провинции: д – Джугдзуро-Сихотэ-Алинская, е – Забайкальская;

подпровинции: VIII – Удско-Охотская, IX – Амуро-Приморская, X – Амуро-Зейская, XI – Даурская, XII – Верхне-Ангарская; области: 22 – Тукурингра-Джагдинская, 23 – Зейско-Удская, 24 – хребтов Станового и Джугджура, 25 – Учурская, 26 – Сихотэ-Алинская, 27 – Средне-Амурская, 28 – Амгунская, 29 – Амуро-Зейская, 30 – Тыгда-Селемджинская, 31 – Шилкинская, 32 – Витимская, 33 – Байкальская, 34 – Муйская, 35 – Мамская; Г – Восточно-Сибирская геоморфологическая страна; провинции: ж – Ленская; подпровинции: XIII – Лено-Алданская, XIV – Верхне-Ленская; области: 36 – Виллюйская, 37 – Амгинская, 38 – Верхне-Алданская.

Таблица 2 Граничная система побережий субарктической и умеренной поясности (на примере Сахалина).

Климатические пояса	Субарктический Северные берега о.Сахалин и Северной Пацифики	Переходная зона Восточные и южные берега о.Сахалин в Охотском море	Умеренный Западные берега о.Сахалин в Японском море
Природные условия	Преобладание низких температур	Частая смена температур от высоких к низким через 0 градусов	Преобладание температур выше 0 градусов
Факторы воздействия на рельеф берегов	Реки, волнение, гравитация, ветер, течения, припайные и паковые льды, краткосрочный период наледообразования, ограниченный период активного моря свободного от льдов	Реки и водотоки, гравитация, растительность, осадки, лед, ветер, долгосрочный период наледообразования, многократный переход температур от высоких к низким через 0 градусов	Реки и водотоки, гравитация, растительность осадки, ветер, волнение, течения, практически незамерзающее море, многократный переход температур от высоких к низким через 0 градусов
Субаэральные рельефообразующие процессы, действующие в береговой зоне	Экзарация, гравитация, сток рек, склоновые процессы, выдувание, выветривание, термоабразия, абразия, припайный разнос, аккумуляция	Сток рек, склоновые процессы, деятельность растений и животных, эоловые процессы, образование припая и наледей, выветривание, абразия, аккумуляция	Эоловый перенос, выдувание, склоновые процессы, сток рек, абразия, аккумуляция, активная денудация в зоне заплеска и прилива в холодный период
Источники поступления вещества в береговую зону	Твердый сток, склоновые поступления, абразия, пляжи, ледовый перенос,	Твердый сток, склоновые поступления растительность, ракушка (танатоценозы), пляжи, припайный разнос, выветривание, абразия	Дюны, твердый сток, склоновые поступления, абразия, растительность, ракушка, пляжи
Субаквальные рельефообразующие процессы на подводном береговом склоне	Волны, течения, жизнедеятельность растений и животных, химизм водной среды, мутьевые потоки, вдольбереговые потоки наносов, абразия, аккумуляция, морфодинамика донной поверхности под припайными льдами в переходной зоне		

1.2 Морфоклиматическая характеристика о-ва Сахалин как контактной зоны морей умеренного и субарктического зтипа.

Берега Северной Пацифики, водная циркуляция которых входит в общую циклоническую циркуляцию Субарктической Пацифики, находятся в пределах нескольких физико-географических зон (Арктической, Субарктической и Умеренной) (Рисунок 1.3).

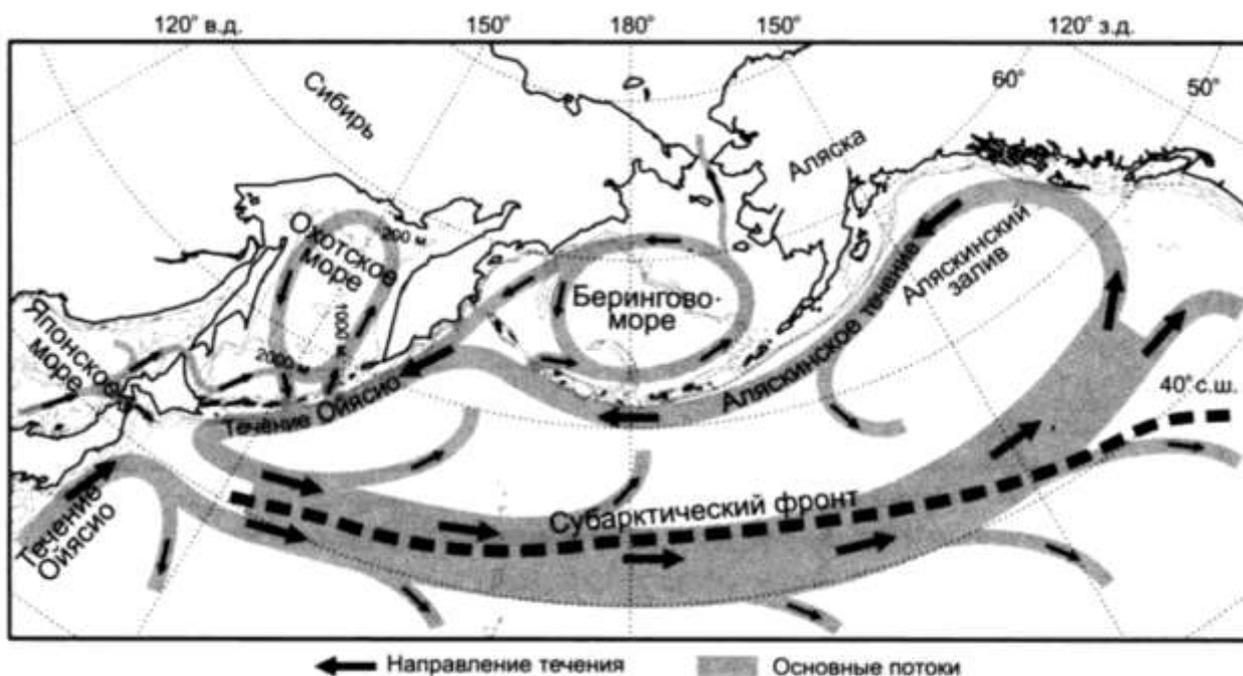


Рисунок 1.3 – Общая схема поверхностной водной циркуляции Субарктической Пацифики [213,227].

Остров Сахалин расположен у восточной окраины Азиатского материка, между $45^{\circ}54'$ и $54^{\circ}24'$ с. ш., вытянувшись в субмеридиональном направлении почти на 950 км. Ширина острова достигает 157 км, а в самом узком месте перешейка Поясок – 50 км. С севера и востока Сахалин омывается водами Охотского моря. Средняя и южная части западного побережья омываются водами Татарского пролива, северная – Амурским лиманом. Остров незначительно удален от материка. Наименьшее расстояние от материка (мыс Лазарева) до острова (мыс Погиби) составляет лишь 8 км. К северу и югу от этой точки расстояние между островом и материковым побережьем увеличивается, достигая на крайнем севере (мыс Елизаветы) 160 км, а на крайнем юго-западе Сахалина (мыс Крильон) 250-280 км.

Ближайшие к Сахалину участки суши, расположенные к северу, востоку и юго-востоку от него, отдалены еще больше. Так, расстояние между северной оконечностью Сахалина и северо-западным побережьем Охотского моря повсюду превышает 350 км; наименьшее расстояние между юго-восточной частью Сахалина и южными островами Курильской гряды

составляет 300-350 км, а между Сахалином и юго-западной Камчаткой – около 800 км. Но от расположенного южнее о. Хоккайдо Сахалин отделен проливом Лаперуза, ширина которого в самом узком месте немного превышает 40 км. Основные картометрические характеристики берегов представлены в таблице 1.2.

Таблица 1.2 – Картометрия берегов о. Сахалин

	Протяженность береговой линии, км	Площадь, км ²
Сахалин с лагунами и заливами	4916	76190
Сахалин без лагун и заливов	2755	73959
Лагунные острова	211	57
Лагуны и озера	2161	2231

Основные орографические элементы рельефа связаны с Восточно-Сахалинским и Западно-Сахалинским антиклинориями и Центрально-Сахалинским синклинием протягивающимися в направлении, близком к меридиональному (Рисунок 1.4). Меридиональное простирание основных структурных элементов определяет в целом и конфигурацию береговой линии. Область новейших поднятий охватывает Западно-Сахалинские, Восточно-Сахалинские горы, гряды Северного Сахалина [230]. К области слабых поднятий относятся денудационная равнина Северного Сахалина, а также широко развитые на Среднем и Южном Сахалине предгорья. Они имеют холмистый или увалистый рельеф с интенсивным овражным расчленением и абсолютными отметками от 100 до 300 м. К области неотектонических погружений приурочены депрессии, в которых можно выделить следующие геоморфологические разновидности.

Морские аккумулятивные равнины с аккумулятивными и в меньшей степени абразионно-аккумулятивными морскими террасами высотой от 4 до 25 м, сложенными осадками позднеплейстоцен-голоценового возраста, окаймляющие Байкальскую, Лунскую, Тымь-Поронайскую, Сусунайскую, Айнскую, Муравьевскую депрессии; аллювиальные и пролювиальные аккумулятивные равнины, распространенные в краевых частях депрессий; озерно-аллювиальные аккумулятивные равнины, широко развитые на западном и восточном побережье Северо-Сахалинской равнины и в центральных частях Байкальской, Поронайской, Сусунайской низменностей.

Гидрометеорологический режим Сахалина определяется его положением в зоне муссонной циркуляции на границе раздела континентального и океанического вариантов климата. Именно уникальное географическое положение острова Сахалин, вытянувшегося вдоль «Оймяконского» меридиана на 1000 км, позволяет рассматривать его как своеобразную контактную зону приграничной полосы субарктической и умеренной зон. Которая

характеризуется последовательной сменой природных обстановок, и температурного режима с севера на юг и значительной климатической контрастностью различных секторов [121].

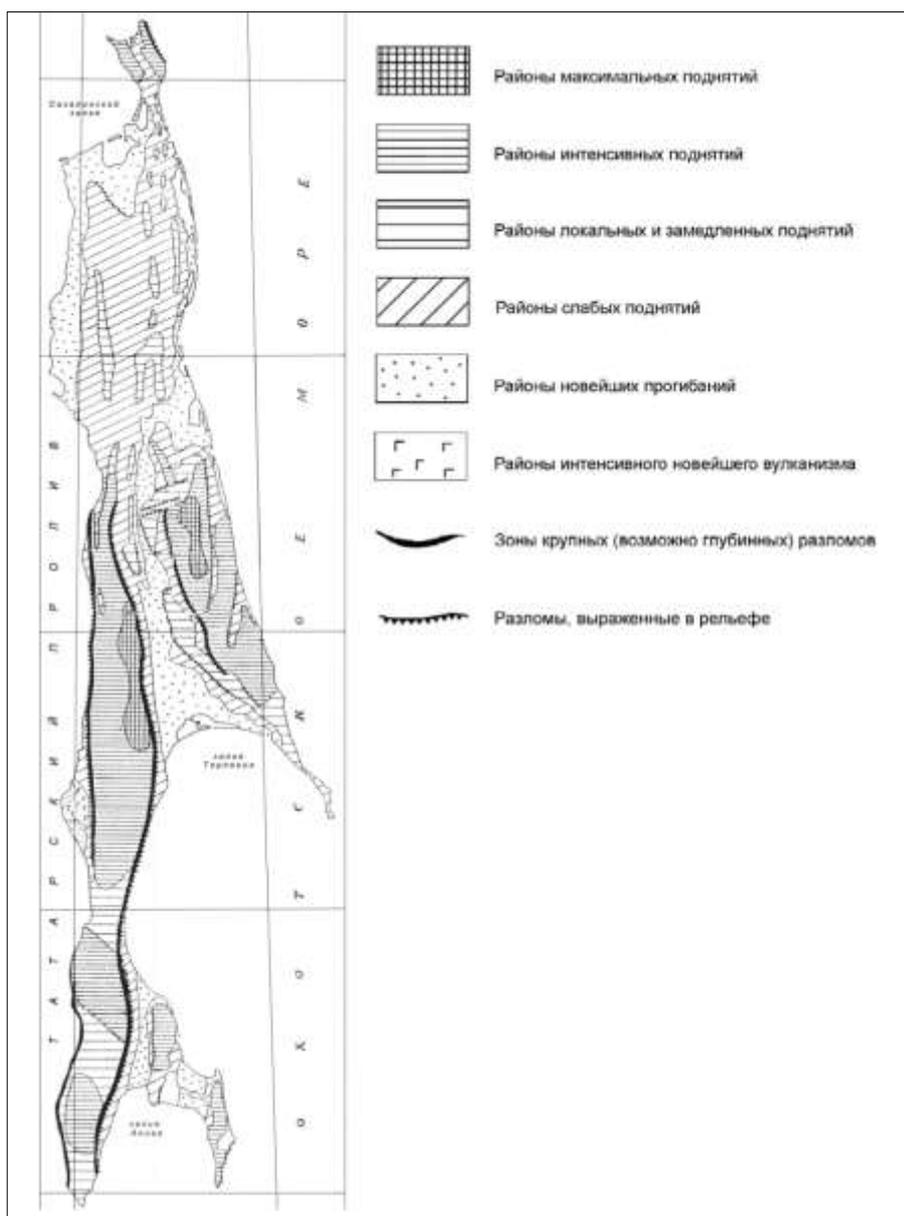


Рисунок 1.4 – Карта новейшей тектоники [8]

В целом гидротермическое влияние проявляется в отеплении суши поздней осенью – зимой, охлаждении весной и в первой половине лета. На температурный режим побережья существенно влияет система течений. Температура поверхностного слоя воды в Татарском проливе выше на 3-4 °С, чем температура воды на шельфе Восточного Сахалина [240]. Даже в самом теплом месяце (август) в Сахалинском заливе температура воды составляет 10-12,5°С. Столь же низкие температуры прибрежных вод зафиксированы на широте г. Оха (+12 °С) с постепенным увеличением к югу (на широте п. Ноглики – +13°С, Поронайска +14°С, Южно-Сахалинска – +15°С, м. Анива – +16°С).

На севере Татарского пролива температура воды колеблется в пределах $+13 - +14^{\circ}\text{C}$, на юге в зоне действия Цусимского течения $+15 - +17^{\circ}\text{C}$ [23]. В зимнее время в районе г. Холмск. отмечается снижение температуры воды до $+1 - +2^{\circ}\text{C}$. Севернее происходит формирование устойчивого ледового покрова.

Охотоморское побережье о. Сахалин на всем протяжении имеет температуры воды около 0°C . В отдельные годы, когда длительное время не тают льды, температура воды в северной части сахалинского шельфа не поднимается выше $+5 - +6^{\circ}\text{C}$, а майские температуры близки к точке замерзания. Контрастность температурного режима акваторий западного и восточного побережий определяется охлаждающим влиянием Восточно-Сахалинского течения (особенно в теплое время года и теплого Цусимского течения, которое, повышает средние температуры января и августа и определяет дату перехода температур почвы через нуль (Рисунок 1.5).

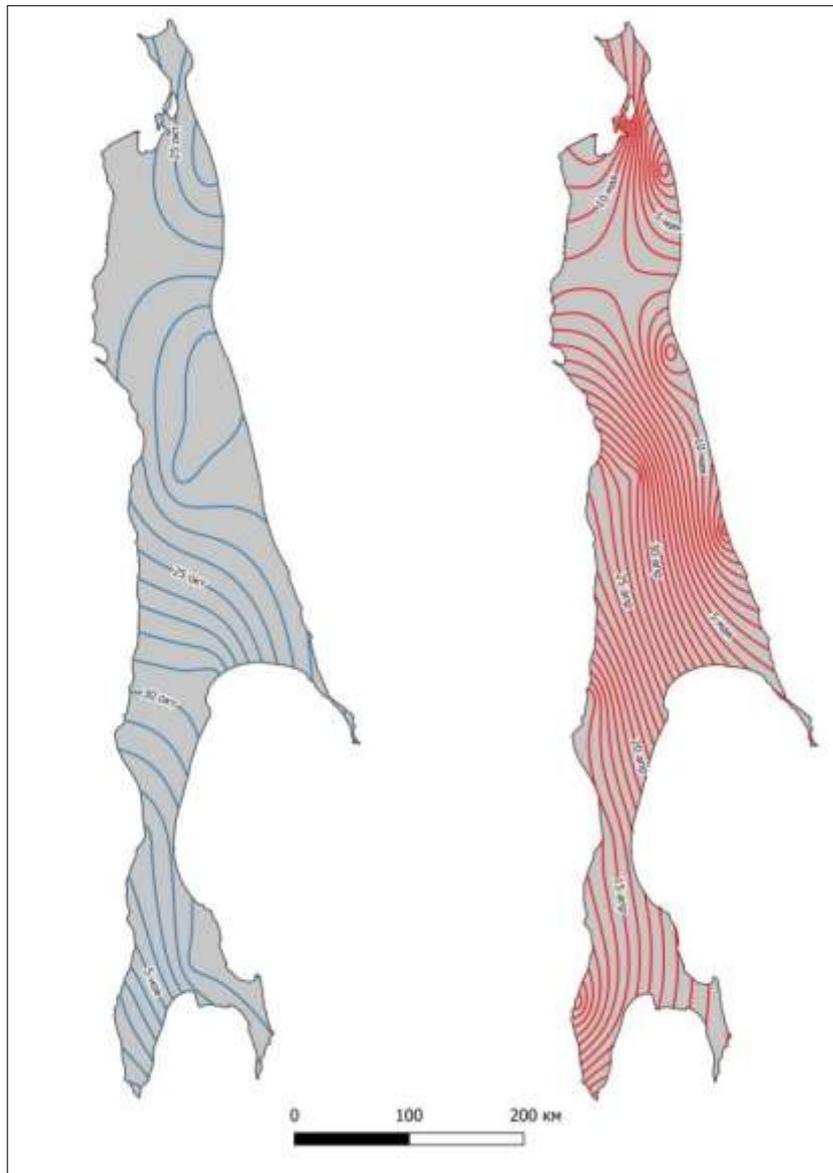


Рисунок 1.5 – Карты перехода температур почвы через нуль в осенний и весенний периоды

Береговая зона морей, омывающих остров, характеризуется наличием ежегодно формирующегося припая и береговых наледей. В связи с пониженными в 1,2-2 раза показателями суммарной солнечной радиации, условия ледового режима в северных районах сравнимы с арктическими [16, 289, 309]

Почти все Охотское море и Татарский пролив в зимний период покрываются льдом. У берегов Сахалина лёд держится от 7-8 месяцев на севере, до 2-3 на юге; у юго-западного побережья лед встречается редко – лишь в наиболее суровые зимы; в заливе Анива он битый; пролив Невельского покрыт льдом до 200 суток а Амурский лиман более 200 суток [289, 24]. По особенностям по особенностям ледового режима на шельфе острова выделено семь районов (Рисунок 1.6).

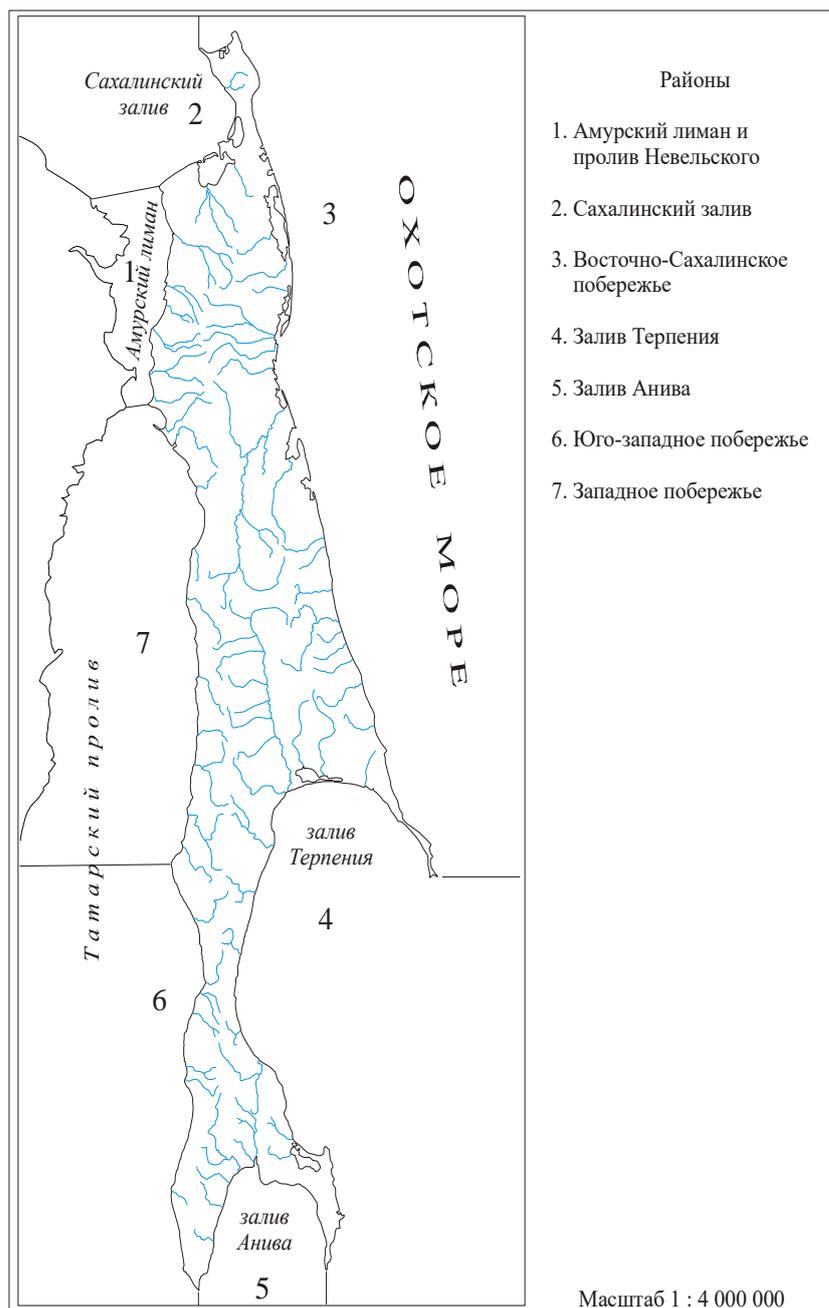


Рисунок 1.6 – Схема районов ледового режима [289]

Сахалинский залив, Амурский лиман и пролив Невельского характеризуются наличием устойчивого припая. Продолжительность сезона со льдом более 7 месяцев (с конца октября по начало июня). Ледовые условия на восточном шельфе Сахалина можно охарактеризовать как весьма суровые [19, 308, 325].

Льдообразование начинается в ноябре, быстро распространяясь с севера на юг. В марте-апреле кромка дрейфующих льдов достигает своего максимального восточного положения. Припай образуется обычно в феврале и разрушается в конце апреля – начале мая. Относительная прямолинейность береговой линии, отсутствие глубоких бухт и других особенностей топографии не способствует формированию устойчивого припая, который может взламываться в течение зимы при штормовых ситуациях. Средняя ширина припая составляет около 2 км, максимальная ширина на отдельных участках – до 6 км.

В вершине залива Терпения припай очень неустойчивый. У побережья меридионального простирания – малоустойчивый, в южной части относительно неустойчивый. Еще более мягкая зима на побережье залива Анива. Сезон со льдом составляет 3-4 месяца (январь-апрель). В вершине залива формируется стационарная полынья. Условия неблагоприятны для формирования припая и он, за редким исключением, в этом районе не устанавливается. На юго-западном побережье период со льдом составляет около 2-3 месяцев. Проникновение вод теплого Цусимского течения обуславливает наиболее легкий ледовый режим из всех районов шельфа. Местный лед практически отсутствует и поступает в данный район с севера Татарского пролива.

В пределах западного побережья Центрального Сахалина зима умеренная. Период со льдом 5-6 месяцев. Первый лед появляется у входа в пролив Невельского в начале ноября, так как водные массы в данном районе значительно распреснены за счет стока Амура [254, 255]. Припай у вершины Татарского пролива малоустойчивый. Наиболее сложные ледовые условия создаются у южной половины Александровского залива. Максимальное распространение льда наблюдается в январе-феврале. В южной половине района условия для формирования припая неблагоприятные, поэтому припай устанавливается не каждый год. В марте начинаются процессы таяния льда и в апреле практически вся акватория пролива очищается.

Таким образом, побережье острова характеризуется очень разнообразными ледовыми условиями: в зимние месяцы в зоне шельфа Охотского моря наблюдается льдообразование, выраженное в прибрежной зоне береговым припаем. В зоне шельфа Японского моря льдообразование проявляется слабее.

Среднегодовая температура положительна и составляет 4,2°C. Средние месячные температуры воздуха положительны в течение восьми месяцев с апреля по ноябрь. Наиболее холодным месяцем является январь, средняя месячная температура воздуха которого составляет

минус 9,0°С. Низкие температуры на юге о. Сахалин обуславливаются выносом холодного воздуха с континента. Абсолютный минимум температуры воздуха в описываемом районе наблюдается в январе-феврале.

Переход температуры воздуха через 0°С в сторону повышения происходит в первой декаде апреля. В начале лета сказывается охлаждающее влияние Охотского моря. В результате этого наиболее жарким месяцем в исследуемом районе является август. Средняя месячная температура воздуха в августе равна 17,5°С [121].

В ноябре уже преобладают зимние условия циркуляции, происходит вторжение холодного воздуха в тылу циклонов. В связи с этим, несмотря на островное положение, температура воздуха от октября к ноябрю резко понижается на 7-9°С.

Режим колебаний уровня моря имеет сложный характер и зависит от многих гидрометеорологических факторов: приливно-отливных и сгонно-нагонных явлений, сейшевых колебаний, изменения атмосферного давления, волн цунами и т. п.

Периодические колебания уровня моря обусловлены влиянием приливно-отливных явлений. Для северной части японского моря характерны неправильные суточные приливы [210,211]. В течение полного лунного цикла практически всегда сохраняется одна полная и одна малая вода. Второй пик колебаний уровня моря наиболее отчетливо проявляется с наступлением квадратуры и его можно только условно считать полусуточным. Высоты смежных полных и малых вод по амплитуде значительно отличаются друг от друга. Подъем и спад уровня графически изображается правильной кривой, без резких перегибов.

Амплитуда максимальных приливных колебаний для исследуемого района по данным наблюдений Сахалинского УГМС на морском водомерном посту в г. Холмск не превышает 1,2-1,5 м. Следует отметить, что приливы здесь имеют наименьшую величину на всем побережье о. Сахалин. Сезонные колебания уровня моря связаны с муссонным характером климата и различной интенсивностью Цусимского течения в различные сезоны года. Сезонные колебания в течение года имеют два максимума и два минимума. Максимумы наблюдаются в июне-июле и декабре-январе, что обусловлено наступлением тропической фазы приливных колебаний, минимумы в марте-апреле и сентябре-октябре при наступлении равноденственной фазы. Также сезонные колебания уровня моря вызваны муссонным характером климата, вследствие чего уровни моря зимой выше летних значений, что связано с понижением в этот период атмосферного давления над морской акваторией [90]. Известно, что зимой уровень в северо-западной части Японского моря ниже, чем в юго-восточной его части. Разность уровней при этом может достигать 0,25 м. Зимой образовавшийся уклон постепенно уменьшается, уровень в море выравнивается и становится почти горизонтальным.

Среднегодовой уровень моря также подвержен колебаниям. Для Японского моря основным фактором, влияющим на многолетние изменения уровня является интенсивность Цусимского течения. На приливные колебания уровня моря накладываются колебания, вызванные барическими изменениями при прохождении циклонов. Проследить эмпирическую зависимость гидростатического подъёма уровня моря от падения атмосферного давления, из-за недостаточности инструментальных наблюдений в рассматриваемом районе, не представляется возможным. При прохождении тайфуна "Ненси" подъём уровня моря за счёт резкого изменения атмосферного давления составил 0,52 м. [157, 155].

Значительные штормовые нагоны на япономорском побережье о. Сахалин возникают при прохождении над районом исследований глубоких циклонов (с приземным атмосферным давлением в центре 950 – 995 гПа), в основном формирующихся над акваториями Желтого и Восточно-Китайского морей [327,337]. Нагоны обычно начинаются после выхода циклона в северную часть Японского моря и достигают наибольшего развития при расположении центра циклона непосредственно над акваторией Татарского пролива или над прилегающими к нему районами (Амурский лиман, побережье Хабаровского края, о. Сахалин, заливы Анива и Терпения). Заканчиваются нагоны после выхода циклонов в северную или центральную части Охотского моря. Указанные закономерности объясняются особенностями механизма формирования штормовых нагонов в исследуемом районе: относительная глубоководность Татарского пролива определяет доминирующую роль в их формировании барометрического фактора, влияние ветра относительно невелико [328, 154].

Для япономорских станций (Углегорск, Холмск, Невельск) характер этой изменчивости практически одинаков, его отличительной чертой является наличие выраженного максимума интенсивности нагонов в апреле и в осенне-зимний период (октябрь-декабрь). Средняя высота нагонного уровня для этих месяцев на всех станциях находится в интервале от 30 до 40 см. Наиболее низкая интенсивность штормовых нагонов отмечается в июне-июле, когда средние высоты не превышают 20 см

Сезонные вариации гидрологических условий и явлений северо-восточного Сахалина имеют значительную величину и отличаются высокими значениями в осенне-зимний период (октябрь – январь) и низкими в весенне-летний (март-август), что достаточно типично для береговых станций Охотского моря [246]. В феврале и сентябре отмечается переходный режим, для которого характерны быстрые изменения среднего уровня. Максимальные различия в годовом ходе между абсолютным максимумом (январь) и минимумом (апрель) составляют около 15 см. При этом в различные годы наблюдаются существенные отклонения от средних многолетних значений, о чем свидетельствуют кривые экстремальных значений средних месячных высот уровня; различие между абсолютными максимумом и минимумом достигнет

полуметра. Формирование зимнего максимума в Охотском море объясняется влиянием зимнего минимума атмосферного давления в северной части Тихого океана – Алеутской депрессией [286].

По многолетним наблюдениям в заливе Набиль, средняя амплитуда этих колебаний сравнительно невелика – в осенне-зимний период она составляет 8-10 см, а летом – 4-5 см. На фоне этих не очень значительных вариаций резко выделяются аномальные подъемы уровня – штормовые нагоны, обусловленные резким понижением давления и сильными ветрами при прохождении над исследуемой акваторией циклона или тайфуна.

Максимальное значение нагонного уровня, наблюдавшегося за указанный выше период наблюдений, составило 85,9 см (ноябрь 1995), второй по величине нагон с высотой 85,0 см отмечен в октябре 1988 года. Еще два нагона, превысившие отметку 75 см и относимые по существующей классификации к опасным событиям, наблюдались в сентябре 1961 г. (75,5 см) и мае 1996 (76,1 см), средняя повторяемость штормовых нагонов с высотой не менее 50 см составляет около 4 случаев в год.

1.3 Значение волновой экспозиции берегов на внутренних морях и открытом океаническом

Ветровой режим определяется муссонным типом воздушной циркуляции, для которой характерна сезонная смена противоположных по направлению господствующих ветров. Общие свойства поля ветра над Сахалином достаточно хорошо изучены [20,21,23, 25, 175, 306]. Особенности поля ветра в зимний период в данном районе обусловлены положением острова на границе раздела зон влияния двух крупномасштабных сезонных центров действия атмосферы – океанического (Алеутская депрессия) и континентального (Сибирский антициклон). Следствием такого положения являются достаточно устойчивые и сильные ветра северо-западных румбов, приносящие на остров сухие и холодные воздушные массы, сформировавшиеся в северной части Сибири. В летний период основными влияющими факторами становятся Азиатская депрессия и северотихоокеанский антициклон, создающие над Сахалином ветра южных и юго-восточных направлений, которые приносят относительно теплые и влажные воздушные массы [121]. При работах на побережье нами широко использовался ветроэнергетический метод расчета наносодвижущей силы Попова – Совершаева [258]. Поэтому информация о ветре использована в работе достаточно широко. Однако обобщающая работа по ветроэнергетическому потенциалу Сахалинской области П. Д

Ковалева с соавторами (2015) позволяет нам представить эту информацию в сжатой форме [160].

Как отмечают авторы обобщения, для всех станций характерен выраженный годовой ход с почти циклическим характером вариаций (Рисунок 1.7), причем в зимний период над Сахалином господствуют достаточно сильные (4-8 м/с) северные и северо-западные ветры.



Рисунок 1.7 – Среднемесячные векторы скорости ветра, характеризующие сезонную изменчивость поля ветра для восточных (Одопту –Взморье) и западных (Погиби –Корсаков) районов Сахалина [160]

В летний период преобладают ветра южных и юго-восточных румбов, их характерные скорости составляют 1 – 4 м/с, причем наибольшие средние скорости наблюдаются на юго-западном побережье острова (станции мыс Крильон, Невельск). В целом скорость ветра, обусловленного летним муссоном, на Сахалине заметно выше, чем на Курильских островах исключая северную часть гряды, где влияние муссона не проявляется [160].

Ветро-волновые условия западного Сахалина.

Прибрежная акватория северо-западного Сахалина представляет собой уникальный природный объект, отсутствие волн зыби позволяют в полной мере применить ветроэнергетические методы анализа гидродинамического режима.

Шторма в Татарском проливе связаны в основном с циклонической деятельностью и отмечаются преимущественно в холодный период года. Скорость ветра во время шторма может достигать 40 м/с и более. В среднем, за год, в районе регистрируется 45 дней со штормовой скоростью ветра более 7 баллов (или более 15 м/с). Муссонная циркуляция нарушается проходящими циклонами, которые наиболее часто наблюдаются зимой и осенью и вызывают сильные штормовые ветры и осадки.

Волновые процессы на акватории юго-западной части Охотского моря тесно связаны с общим характером атмосферной циркуляции исследуемого района. В таблицах 1.3 и 1.4 приведены режимные характеристики штилей и штормов различной силы для северной и южной частей акватории, граница между которыми условно проведена по 52 параллели

Таблица 1.3 – Количество дней с высотами волн не превышающими заданные величины, по наблюдениям на ПБУ [26, 27].

Пороговые высоты, м	Июль-август	Сентябрь	Октябрь-ноябрь
Северный район			
≤0,5	6,9	3,1	1,8
≤1,0	19,2	11,9	9,7
≤2,0	26,1	20,6	15,7
≤3,0	30,3	27,6	23,7
Южный район			
≤0,5	5,7	3,1	1,9
≤1,0	15,7	11,5	8,7
≤2,0	23,8	21,2	14,7
≤3,0	30,0	27,0	23,2

Для летнего периода над акваторией характерно преобладание слабых и умеренных ветров юго-восточного, южного направлений. Соответственно волновой режим характеризуется преобладанием волнения с высотами волн до 1 м. Количество дней с таким волнением достигает 16-19 в месяц. Волнение более 2 м отмечается не чаще 5-7 дней, волнение

более 3 м наблюдается, в среднем, наблюдается 1 день в месяц. В сентябре повторяемость слабого (1 м и менее) волнения составляет около 12 дней, волнение более 2 м наблюдается в течение 9-10 дней в течение месяца, более 3 м – в течение 2-3 дней.

Таблица 1.4 – Средняя и наибольшая продолжительность (час.) случаев с волнением, не превышающим заданные величины, по наблюдениям на ПБУ [26,27].

Пороговые высоты, м	Июль-август	Сентябрь	Октябрь-ноябрь
Северный район			
Штиль	8/34	6/24	5/22
≤ 0	36/152	27/112	22/114
≥ 2,0	10/36	18/102	24/110
Южный район			
Штиль	8/34	6/24	5/22
≤ 1,0	33/144	25/103	21/78
≥ 2,0	13/40	16/88	27/101

Период октября-ноября характеризуется формированием над Охотским морем условий зимнего муссона. Волновые условия в это время определяются преимущественно ветрами северо-западной четверти, скорости которых заметно возрастают по сравнению с сентябрем. Волнение 1 м и менее в октябре-ноябре отмечается в течение 2 дней. Волнение более 2 м наблюдается около 16 дней в течение месяца, волнение более 3 м – около 9 дней.

Как следует из таблиц 1 и 2 существенных различий волновых характеристик между северным и южным районами не наблюдается. Высоты волн, наиболее вероятные при ветрах различных направлений и скоростей представлены на рисунке 1.8. Как следует из представленных материалов, высоты волн закономерно возрастают с усилением ветра. Наиболее быстро растут высоты волн при усилении ветров открытых румбов – С, СВ, В направлений. Очевидно, это связано с приходом зыби из Охотского моря.

Исключение составляют ветры ЮВ направления. Связанные с ними высоты волн с ростом скорости ветра увеличиваются значительно медленнее. Таким образом, в летние месяцы штормовое волнение составляет 30 %, к сентябрю увеличивается до 50 %, а к ноябрю до 80 %. Процент штормового волнения с высотами волн 4 м и более в летние месяцы относительно невелик и составляет от 0 до 7 % от общего числа штормов, а в осенне-зимний период на них приходится 30-40 %.

Максимальная высота волн, зарегистрированная на прибрежной гидрометстанции Пильтун, составила 7,8 м.

Катастрофические волны цунами представляют собой наиболее грозный вид морских природных катастроф на Дальнем Востоке России. Однако на побережье Сахалина, в частности

на северо-востоке, они гораздо менее опасны, чем на тихоокеанской стороне Курильских островов и Камчатки. На мареографной станции в заливе Набиль был получен ряд записей, включая одно из сильнейших цунами на побережье Охотского моря – Чилийского (май 1960 г.). Высота волны составила 80 см. В работе [326] методами численного моделирования было показано, что коэффициент ослабления волны от открытого берега к месту положения мареографа составляет 1,3, то есть вероятно, что в районе открытого побережья высота волны Чилийского цунами была около 1 м.

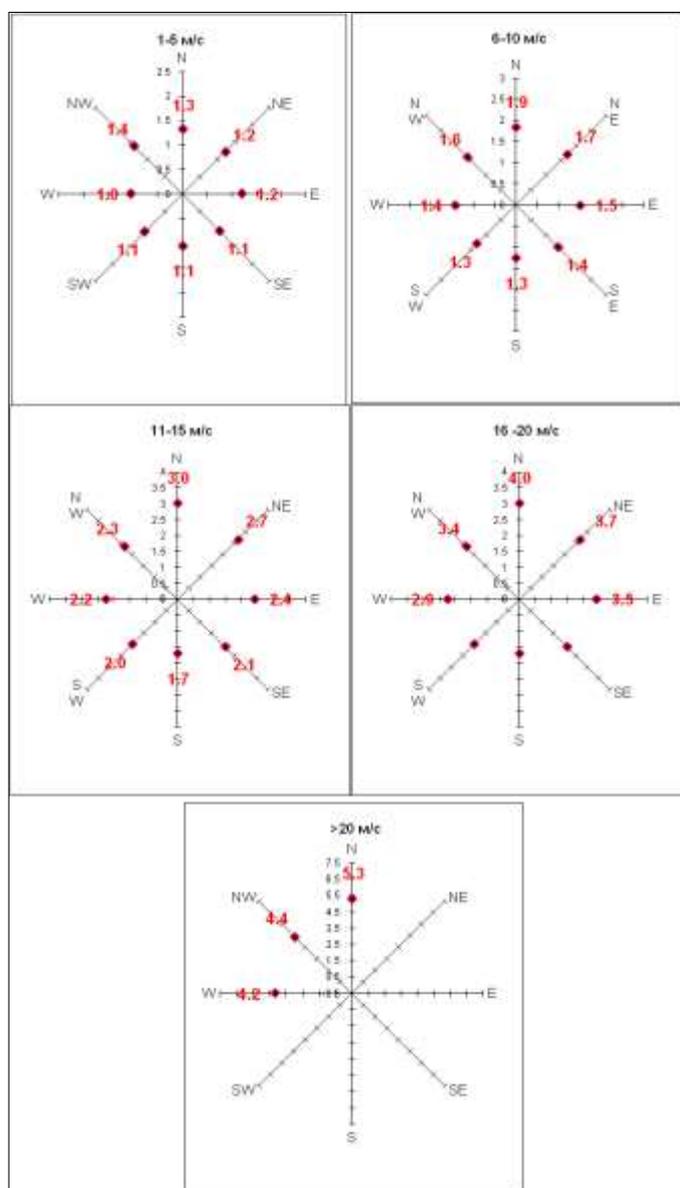


Рисунок 1.8 – Наиболее вероятные высоты волн при различных скоростях и направлениях ветра [45].

Ветро-волновые условия южной части охотского моря

По данным ГМС Курильск штормовое воздействие на охотоморские берега открытого (рисунок 1.9).

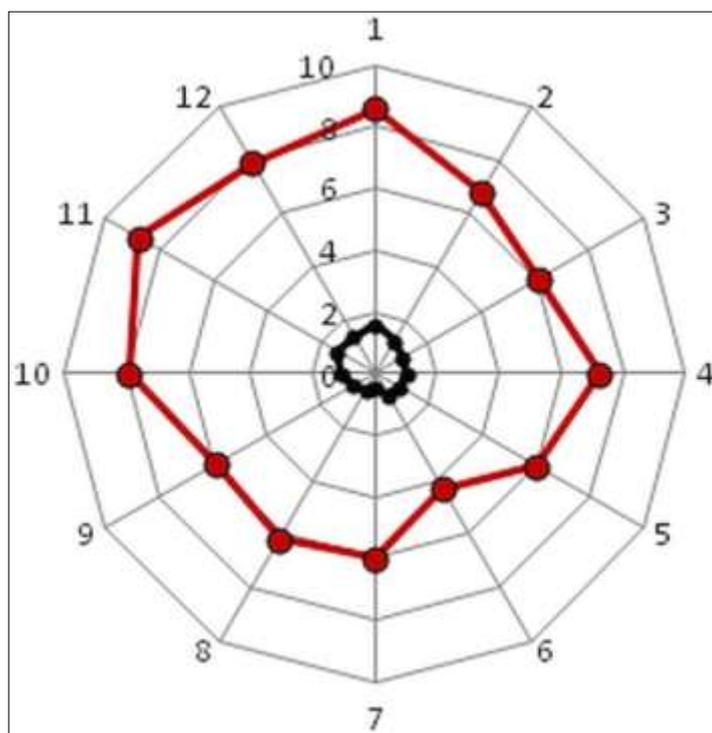


Рисунок. 1.9 Средние за месяц высоты волн (средних — черная линия, и максимальных — красная). (http://portal.esimo.ru/dataview/viewresource?resourceId=RU_RIHMI-WDC_2370¶meter=waves&sea=okhot&filter=workingstations)

Волны высотой 5 м и более составляют 6-7 % от общего числа волн. Наиболее сильное волнение продуцируется циклонами (тайфунами). Обычно в сентябре тайфуны выходят в южную часть Охотского моря, перемещаясь вдоль Курильской гряды. Летом преобладают ветры и волны от СЗ, осенью велика повторяемость ветров и волнения СЗ, СВ и ЮВ, зимой — СВ, а весной — ЮЗ и СВ румбов. В целом, преобладают направления волн от СЗ до СВ, что определяет достаточно высокую интенсивность береговых процессов в заливе [22, 114].

На акватории северной части Тихого океана выделены две зоны интенсивного волнения, связанные с зонами сходимости траекторий циклонов, расположенных на западе и востоке северной части Тихого океана [151, 251, 252, 253]. Интенсивность волнения соответствует сезонному ходу атмосферных процессов: наибольших зимой, несколько слабее — осенью, значительно слабее — весной и слабо выраженных — летом (рисунок 1.10).

На примере о-ва Итуруп нами рассмотрены особенности современного берегового морфолитогенеза, и эоловой аккумуляция, так называемого ближнего переноса, которая относится к специфичным береговым рельефообразующим процессам суммирующем воздействия в палеогеографическом масштабе времени.

Наиболее показательны различия современной морфолитодинамики берегов при анализе морфометрических параметров мегафестонов пляжа. Детально эти морфолитодинамические образования рассмотрены в 5-й главе.

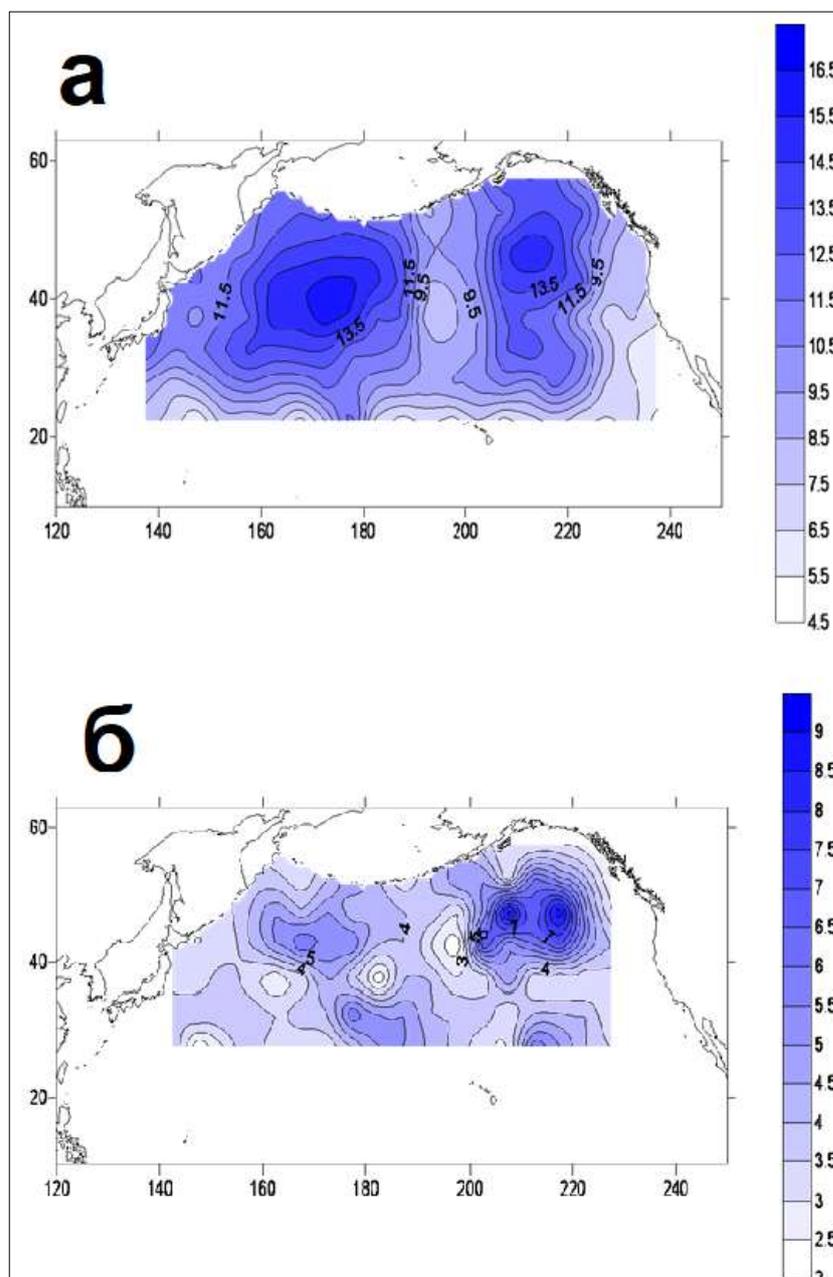


Рисунок 1.10 – Повторяемость высот волн 6м и более, %: а – с сентября по март, б – с апреля по август [151].

Здесь мы лишь отметим, что морфометрические параметры океанских мегафестонов более чем в два раза превышают охотоморские (Рисунки 1.11, 1.12).

Аналитический обзор вопросов эолодинамики берегов в данном разделе не приводится, отметим лишь, что проблема цикличности эолового морфолитогенеза на побережье активно обсуждается до настоящего времени [87].

По нашему мнению, цикличность эолового рельефообразования на побережье связана с изменениями баланса наносов в береговой зоне определяемых, главным образом, колебаниями уровня моря. Основные закономерности эолодинамики на берегах ДВ морей в голоцене ранее были представлены нами следующим образом [53].



Рисунок 1.11 – Охотоморские мегафестоны ($L = 400-600$ м)



Рисунок 1.12 – Тихоокеанские мегафестоны ($L = 1200 - 1500$ м)

На участках побережья, характеризующихся большими объемами выноса обломочного материала с суши развитие процессов эоловой аккумуляции связывается с понижением уровня моря. Например, районе залива Виахту, на северном Сахалине формирование эоловой толщи мощностью 2,0-2,5 м на поверхности 20-метровой аллювиально-морской верхнеплейстоценовой террасы началось одновременно с молодым эвтрофным торфяником на эстуарно-лагунной толще залива (440 ± 83 кал. л.н. ДВГУ-187; 440 ± 85 кал. л.н ДВГУ-178).

На побережье, где поступление наносов в береговую зону обеспечивается преимущественно морскими гидродинамическими процессами, эоловые отложения формируются в период усиления размыва при подъеме уровня моря. Мощные дюнные отложения сахалинского побережья Амурского лимана начали формироваться на аккумулятивных сегментах абразионно-аккумулятивных систем именно в начале второй фазы волновой аккумуляции (4615 ± 579 кал. л.н. ДВГУ-109).

В России побережья, изученные преимущественно по приустьевым районам крупных рек положили начало регрессивной теории формирования дюн [168, 170, 268]. А на побережьях с активным размывом берегов сформировалось мнение об активизации эолового рельефообразования при подъеме уровня моря [55].

Справедливости ради следует отметить, что в последнее время появилось понимание того, что эоловые процессы в береговой зоне контролируются колебаниями уровня моря разного знака [54, 338].

Некоторые молодые формы эолово-прибрежной аккумуляции, вероятно, все-таки обязаны своим происхождением изменениям гидродинамической активности в последние несколько десятилетий при условии унаследованности этих процессов на участках развития. Это относится, в частности, к дюнам на побережье Сахалинского залива, Татарского пролива и северо-восточного Сахалина. Современные эоловые отложения наблюдаются здесь на отметках до + 25 метров. Высокой мобильностью песчаного материала объясняется наличие на побережье эоловых отложений береговых линий раннего-среднего голоцена.

В данной работе рассмотрен эоловый морфолитогенез, связанный с волновой переработкой пемзово-пирокластического материала при эксплозивных извержениях в голоцене, неоплейстоцене. Эоловые покровы в вулканических центрах изучаются достаточно давно [66, 442, 458]. Однако в нашем случае мы акцентируем внимание именно на формировании дюн в результате избытка наносов в береговой зоне.

На о. Итуруп (Курильская гряда) в позднем неоплейстоцене-голоцене возникли четыре крупные кальдеры обрушения, при формировании которых было извержено около 450 км³ преимущественно дацитовый пирокластик [219]. Это привело к притоку в зону волновой переработки побережий плейстоцена-голоцена сотен миллионов кубометров пемзо-пирокластического материала и тефры.

Нами установлено, что в среднем – позднем голоцене, после поднятия уровня моря до отметок, близких к современным, в центральной части острова произошло отложение, по крайней мере, двух крупных серий пирокластик, последняя из которых датирована 1050 ± 70 кал. л.н. – ЛУ-8685. В основании же разреза высокого морского берегового уступа обнаружены вулcano-тектонические дислокации со слоем пляжного материала. Отнести эти дислокации к среднему голоцену, к периоду максимального подъема уровня моря позволяет ракушечный материал из отложений древнего пляжа ¹⁴С 6220-6420 кал. л.н. (Lu-9223) и 7550-7690 кал. л.н. (Lu 9241) [340].

По мнению предшественников, дюны с серией маломощных погребенных почв на Охотоморской стороне перешейка Ветровой сопоставляются с дюнами второй генерации о.

Кунашир ^{14}C 1214 \pm 79 кал. л.н. (ГИН7884) [170]. Отмечается, на тихоокеанской стороне перешейка тянется гряда дюн малого ледникового периода [268].

Наши исследования показали, что Охотоморское побережье перешейка Ветровой представляет собой цокольную террасу, выработанную в пемзах и перекрытых эоловыми отложениями мощностью до 25-30 м. Уклоны поверхности погребенного под дюнами пемзового бенча в 300-400 метровой полосе побережья составляют 1.4-1.6° (Рисунок 1.13 А, Б, Д).

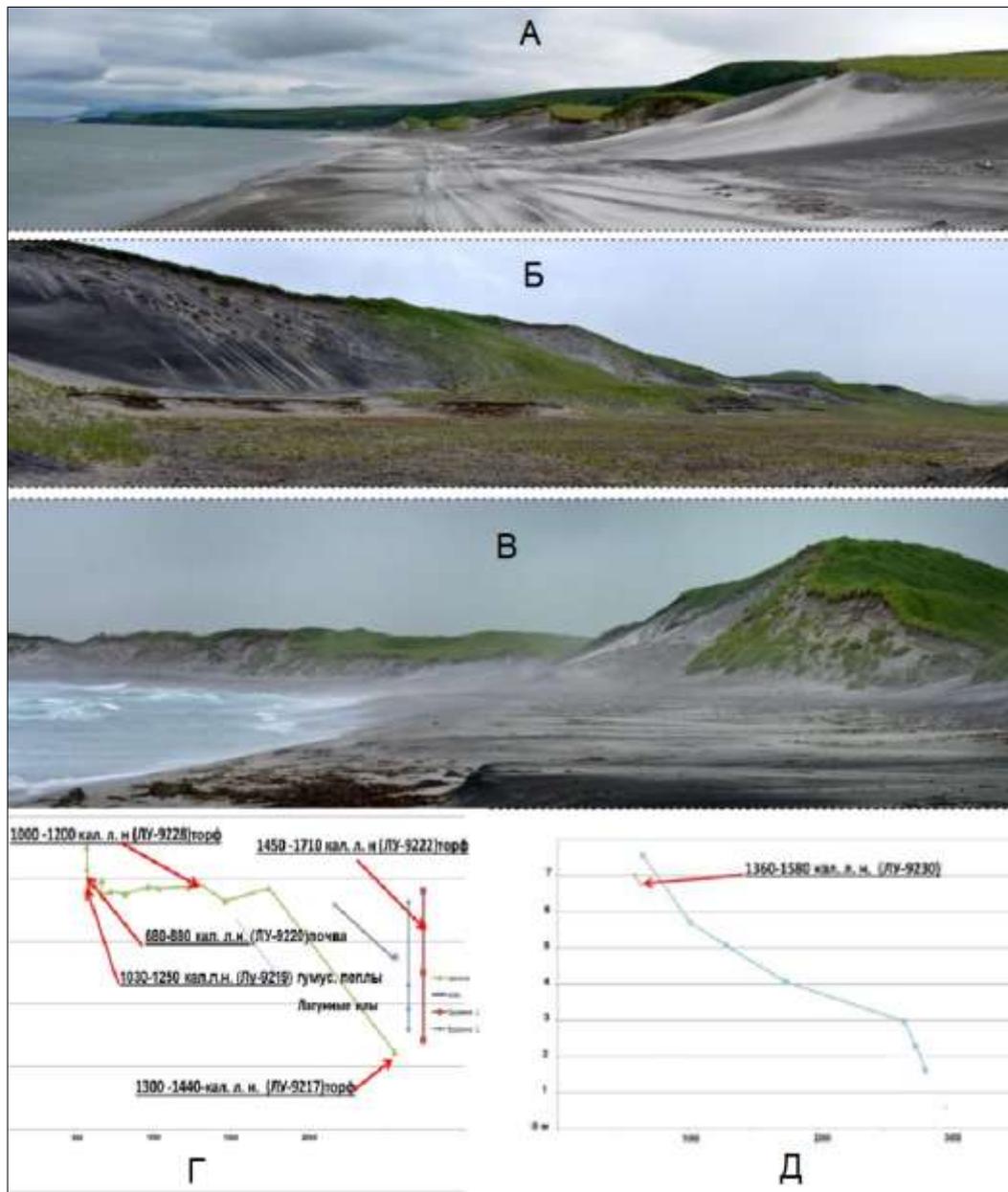


Рисунок 1.13 – Дюны контактной зоны А, Б – Охотоморские дюны ($H_{max} = 23,1$ м (совр.); 34,0 м), В – Тихоокеанские дюны $H_{max} = 17,8$ м; Г – продольный разрез океанского берегового уступа с местоположение с данными радиоуглеродного датирования отложений, Д – положение подошвы дюны с радиоуглеродным датированием на пемзовом цоколе морской террасы

В средней части эоловых отложений встречается пепловый прослой, представленный белым алевритом. Образование этого слоя произошло вероятно в интервале от 250 л.н. (^{14}C -даты 250 ± 45 АА-20942), до 800 л.н. (^{14}C -даты 800 ± 80 л.н., АА-20941; 880 ± 40 л.н., ГИН-7344). Возраст подстилающих отложений соответствует возрасту определенному ранее (рис 13 Д).

По другому обстоит дело на океанском побережье (Рисунок 1.13 В, Г). В основании дюн лежит маломощный торфяник, формирование которого закончилось около 1000 лет назад (ЛУ-9228). Этому периоду соответствует формирование прослоя гумусированного пепла на океанском и морском берегу (ЛУ-9219, ЛУ-8685) перекрытого перевеянными пеплами мощностью, на морской стороне, до 10 м. Таким образом, формирование более молодых дюн океанского побережья, очевидно, связано с переработкой пирокластического материала, поступившего в береговую зону около 1000 лет назад.

Над почвами (ЛУ -9220, 680-880 кал л.н.) залегают эоловые пески мощностью до 8м. Второй цикл эолового морфолитогенеза здесь связан, вероятно, с размывом дюн первой генерации.

Глава 2. Морфология и динамика берегов контактной зоны умеренных и субарктических морей

Современное геоморфологическое строение побережья Сахалина является результатом длительного и сложного взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов рельефообразования. Это определило привлечение широкого спектра методов анализа геоморфологического строения территории.

2.1 Побережье северо-западного Сахалина.

Располагается в пределах своеобразного морфоструктурного образования – зоне сочленения Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. В результате морфоструктурного дешифрирования космических снимков (КС) на территории западного Сахалина выделена система перекрывающихся “полукольцевых” образований, опирающихся на береговую линию [37,310].

Аналогичный ряд “полукольцевых” структур был установлен ранее в пределах северного побережья Сихотэ-Алия [182]. Основными конформными комплексами материковых “полукольцевых” морфоструктур являются интрузивные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена. Крупные морфоструктуры захватывают краевыми частями меловые вулканогенно-осадочные комплексы аналогичные конформным комплексам МЦТ Западно-Сахалинского ряда [218].

Совпадение контуров каркасных элементов Западно-Сахалинских и Сихотэ-Алинских “полукольцевых” морфоструктур, сходные верхне-мезозойские конформные комплексы позволяют рассматривать их в качестве единой системы МЦТ. Формирование данных морфоструктур, очевидно, обусловлено деструкцией земной коры на окраине континента, сопровождающейся внедрением крупных плутонов и раздвиговыми явлениями [318]. Рассматривая с этих позиций морфоструктуру северо-западного Сахалина, мы полагаем, что Лазаревское и Погибинское “полукольцевые” образования являются фрагментами единой МЦТ диаметром около 140 км (Рисунок 2.1).

Одним из основных элементов данной структуры является крупное магматическое образование основного состава, внедрившееся в осадочно-вулканогенную толщу [163].

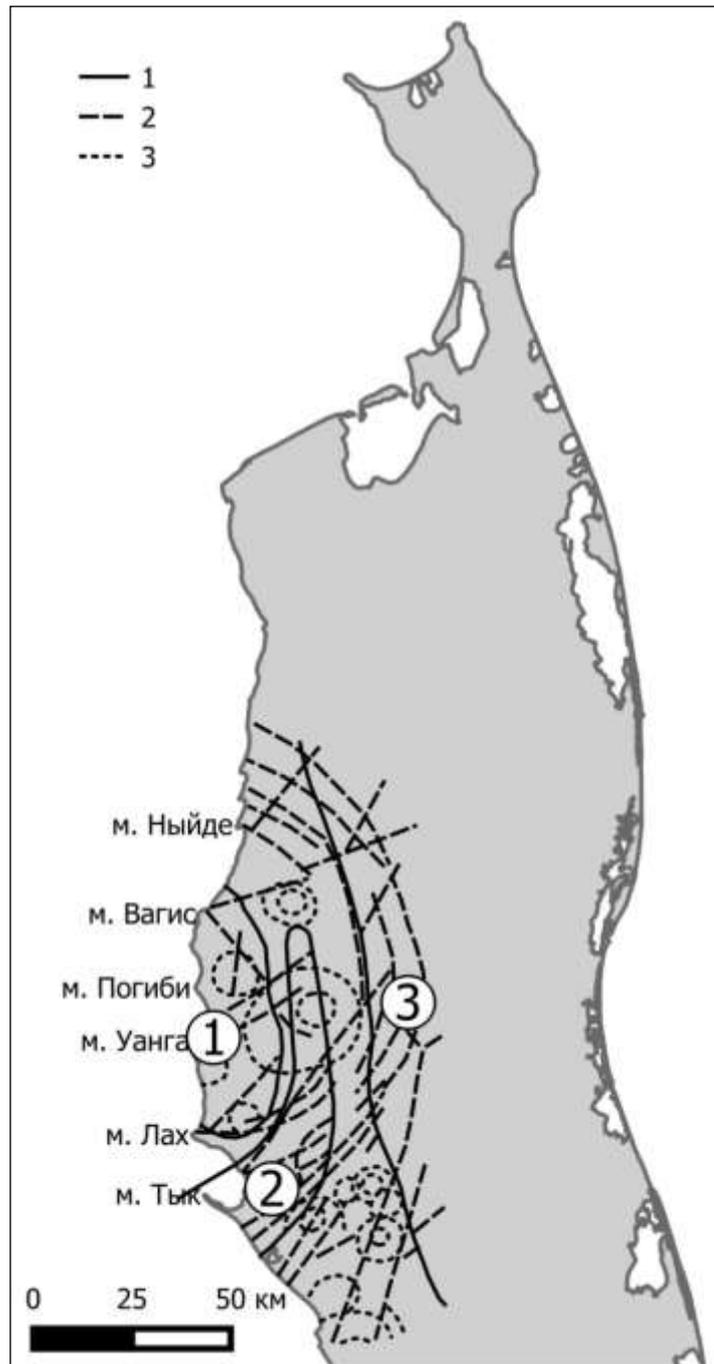


Рисунок 2.1 – Сахалинский сегмент Лазаревско – Погибинской морфоструктуры центрального типа. Линии: 1 – границы структурно фациальных зон; 2 – каркасные (дизъюнктивные) элементы Лазаревско-Погибинской МЦТ; 3 – брахиформные антиклинальные складки облекания. Цифры в кружочках: 1 – Погибинское магматическое образование основного состава, внедрившееся в осадочно-вулканогенную толщу; 2 – Вагисско – Тыкская депрессия; 3 – Джолокор-Энгизпальское плиоценовое горстовое поднятие

Дугообразная депрессия, обрамляющая поднятие, на востоке имеет в современном рельефе более высокое гипсометрическое положение, обусловленное перекосом поверхности в результате Джолокор-Энгизпальского плиоценового горстового поднятия и формирования в ее

пределах конусов выноса. Депрессия хорошо выделяется на КС, причем, Теньгинская, Вагисская и Тыкская синклиналильные зоны прослеживаются как единое образование. Строение осадочных толщ, выполняющих депрессию, свидетельствует об унаследованном с палеогена прогибания относительно центральных частей структуры. Мощность кайнозойских отложений изменяется от 3 500 м – на северном фланге зоны до 8 000 м – на южном [223].

Отсутствие региональных угловых несогласий и дислокаций в четвертичных отложениях свидетельствует о том, что формирование структурного плана, начавшееся в позднем миоцене, продолжилось в плиоцене, четвертичном периоде и не закончилось в настоящее время [322].

Берегоформирующая роль тектонические движений голоцена и верхнего плейстоцена, опосредствованная через морфометрические и морфодинамические параметры береговой зоны, уже мало у кого вызывает сомнения [231].

Сопряженный анализ строения берегов прибрежно-морской равнины северо-западного Сахалина и морфоструктуры побережья показал, что в условиях преимущественно вдольберегового переноса наносов крупнейшие на западном Сахалине голоценовые свободные аккумулятивные образования – коса Тык и система кос “азовского” типа, располагаются на участках выхода в береговую зону окраинно-депресссионных элементов морфоструктурного плана, для которых характерны максимальные скорости осадконакопления в продолжении всего неоген-четвертичного времени. Объем наносов, формирующих указанные аккумулятивные формы, равен, соответственно 152 млн. м³ и 96 млн. м³. Истинные масштабы аккумуляции отражают именно подводные части этих образований, в которых сосредоточено около 90% осадков.

Об унаследованном относительном погружении в голоцене депрессионных зон свидетельствует и система своеобразных грядово-озерковых образований на северном фланге Тыкско-Вагисской депрессии, ориентированных согласно основным структурным линиям Лазаревско-Погибинской МЦТ. Аналогичные системы в Западной Сибири рассматриваются как результат перемещения озерно-болотных образований в направлении тектонического перегиба [212].

Строение рельефа аллювиально-морской равнины северо-западного Сахалина изучено, в целом, довольно слабо [285]. Наиболее отчетливо это выражается расхождениями во взглядах на проблему цикловых геоморфологических уровней. В одной из наиболее полных сводок по геоморфологии Сахалина описано 4 цикловых уровня [302]. Причем, только самая высокая терраса имеет, по мнению этих авторов, аллювиальное происхождение. В работе А. Н. Александровой описано два цикловых уровня [10]. Низкий представлен поверхностью 3-8 м (Q III₂₋₄) северо-западного побережья Сахалина и террасами высотой 12-15 м (Q III₃₋₄) к югу от мыса Тык. Отложения Q III₁₋₂ слагают террасовый уровень высотой до 40 м. Нижний горизонт

соответственно QШ₃ и QШ₁ обеих террас представлен морскими терригенными отложениями, а верхний QШ₄ и QШ₂ – регрессивными морскими и континентальными отложениями.

Детальный анализ геолого-геоморфологического строения аллювиально – морской равнины был проведен на нескольких ключевых участках. Наряду со спорово-пыльцевой, диатомовой и гранулометрической характеристиками отложений здесь выполнено более 40 радиоуглеродных определений возраста.

В районе пролива Невельского в основании разреза повсеместно вскрываются отложения позднего плейстоцена 38340±1020 (ДВГУ-112a); 28800±1425 (ДВГУ-112); 30087±2400 (ДВГУ-111); 25223±434 (ДВГУ-110) (Рисунок 2.2).

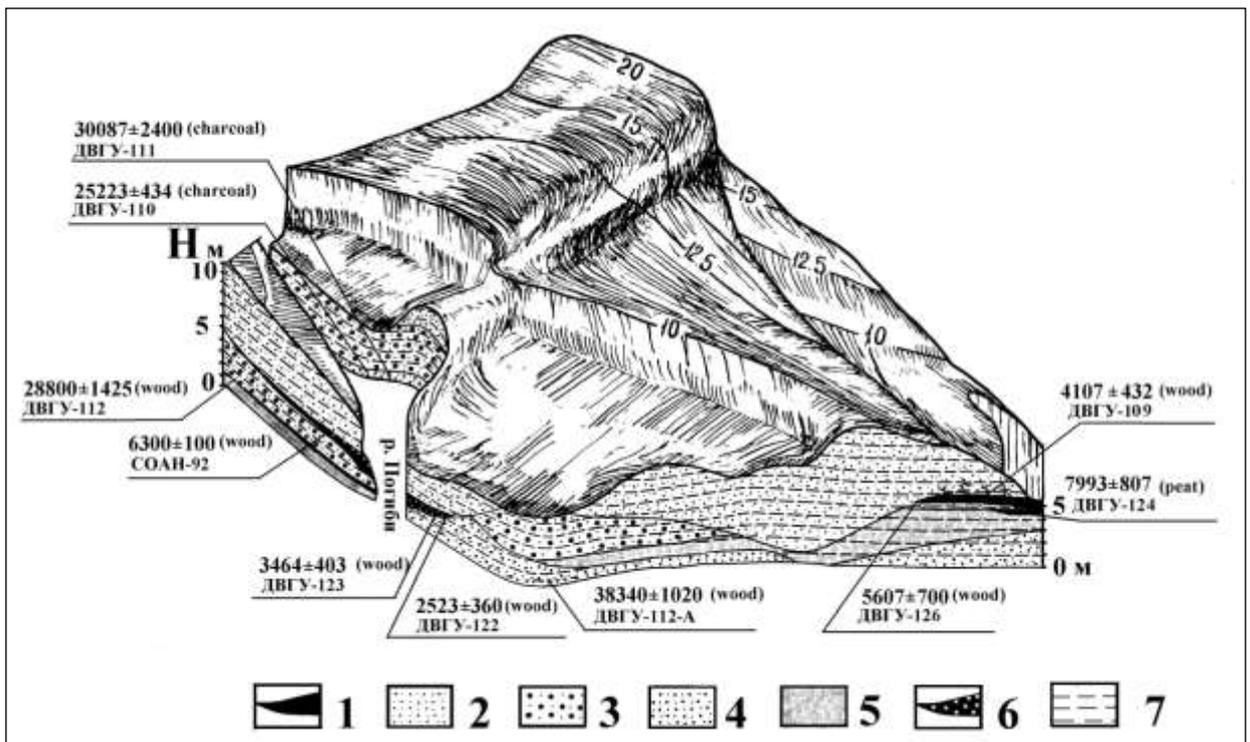


Рисунок 2.2 – Геолого-геоморфологическое строение аллювиально-морской террасы (мыс Погиби). 1 – торф, 2 – мелко-среднезернистые эоловые пески, 3 – ожелезненный галечник с гравием и песчаным заполнителем (аллювий), 4 – илстые мелкозернистые лагунные пески, 5 – песчано-галечные волноприбойные отложения, 6 – торф с алеврито-пелитовым заполнителем. Система высот Балтийская (1977 г.)

На отметках – 0,5-1,7 м М. В. Черепановой определен комплекс диатомей, характерный для лагуны или даже пролива [53].

Лагунно-морские отложения (QШ₃) перекрыты маломощным прослоем водорослевого торфа, на некоторых участках – двумя. Причем, лежащий выше на 0,3-0,4 м прослой моложе примерно на 10 000 лет. Выше этого горизонта наблюдается сложно построенная толща озерно-аллювиальных отложений. В нижней части пачки наблюдается слой серых супесей со следами

криодислокаций слоев, обогащенных органикой. К сожалению, в образцах этих отложений диатомеи не найдены. Еще выше залегают пески, суглинки, гравийно-галечные отложения, охарактеризованные болотными, озерными, аллювиальными и переходными между ними комплексами диатомей.

Встречаются в этих осадках также переотложенные остатки водорослей древних видов. Венчают разрез отложений прибрежно-морской равнины голоценовые осадки, представленные торфяниками, эоловыми песками и эстуарно-лагунными фациями, вложенными в верхнеплейстоценовую толщу. Торфонакопление, продолжающееся до настоящего времени, является существенным фактором рельефообразования. При относительной однородности условий, чем выше гипсометрический уровень участка, тем позже на нем начинает формироваться торфяник. Таким образом, проявляется один из геоморфологических эффектов торфонакопления – сглаживание неровностей рельефа. Аналогичную функцию могут выполнять и эоловые процессы, однако, в основном они играют на побережье прямо противоположную роль. В районе устья р. Погиби эоловые формы достигают отметок +25 м. Возраст захороненных здесь в основании дюн древесных остатков составляет 4107 ± 432 лет (ДВГУ-109).

Одной из наиболее интересных особенностей рельефа прибрежной равнины северо-западного Сахалина, изученных в районе пролива Невельского, являются песчаные гривы. Высота указанных образований достигает 10-15 м, и они весьма контрастно выделяются на заболоченной поверхности равнины. Приурочены они, за исключением р. Тык и р. Виахту, к левобережьям рек, что согласуется с современной результирующей вдольберегового потока наносов. Рассмотрим два разреза отложений, слагающих гривы в районе м. Вагис и в районе м. Уанга.

В районе м. Вагис описан следующий разрез:

Глубина в метрах

0,00-0,30 почва

0,30-3,00 темно-серый мелкосреднезернистый песок с тонкими прослоями зачаточных почв

3,00-3,30 светло-серый пылеватый песок с прослоями, обогащенными органическими остатками

3,30-3,90 коричневый ожелезненный мелкосреднезернистый песок с прослоями зачаточных почв

3,90-4,90 переслаивание серых мелкосреднезернистых песков со слоями, обогащенными органикой

4,90-5,50 коричневый мелкозернистый песок с прослоями обогащенной органикой, наблюдаются криогенные метаморфозы (микроклинья)

5,50-6,20 коричневый разнозернистый песок с прослоями органических остатков

6,20-6,50 до уровня грунтовых вод серые мелкозернистые пески

Характер наслоения, наличие рассеянной органики и тонких прослоев зачаточных почв, гранулометрический спектр аналогичный современным эоловым отложениям позволяет сделать предположение о преобладании эолового фактора при формировании гривы. К сожалению, даже в обогащенных образцах диатомеи не были найдены.

Второй разрез описан в районе м. Уанга в 500 метрах от устья одноименной реки вверх по течению. Разрез представлен:

0,00-0,30 почва

0,30-4,80 разнозернистые пески с тонкими прослоями мелкого гравия и сильно ожелезненных песков.

4,80-6,80 аналогичны вышележащим отложениям с включениями органики, характерными для современных эоловых отложений

6,80-7,30 разнозернистый серый песок с прослоями (1-2 см) темно-серых суглинков, в верхней части горизонта криогенно деформированный почвенный слой

7,30-8,30 разнозернистый серый песок с прослоями (1-2 см) темно-серых суглинков

В отличие от разреза м. Вагис здесь присутствуют прослойки мелкого гравия. Содержание его увеличивается вверх по разрезу, соответственно уменьшается содержание мелкого песка.

Анализ остатков диатомовой флоры показал, что в интервале 4,80-8,30 м для отложений характерен комплекс пресноводных диатомей, встречены переотложенные. На глубине 1,3 м, при низком содержании диатомовых, определен смешанный комплекс, также встречены переотложенные. На близость моря указывает присутствие *Paralia sulcata*.

Таким образом, имеющаяся информация позволяет отнести рассматриваемые формы к аллювиальным образованиям, существенно переработанным эоловыми процессами. Наличие в основании разреза отложений со следами криодислокаций, характер взаимоотношений с морскими, эстуарно-озерными отложениями и голоценовыми торфяниками позволяют предполагать их позднечетвертичный возраст (QIII₃₋₄). Интересно, что в районе Виахту из отложений сходного состава и морфометрических параметров получена радиоуглеродная дата 26830±940 (ДВГУ-188), что позволило рассматриваемую толщу отнести к регрессивным озерно-аллювиальным отложениям [9].

В районе пос. Виахту, расположенного на берегу лагуны – эстуария одноименной реки, выделено три геоморфологических уровня (Рисунок 2.3).

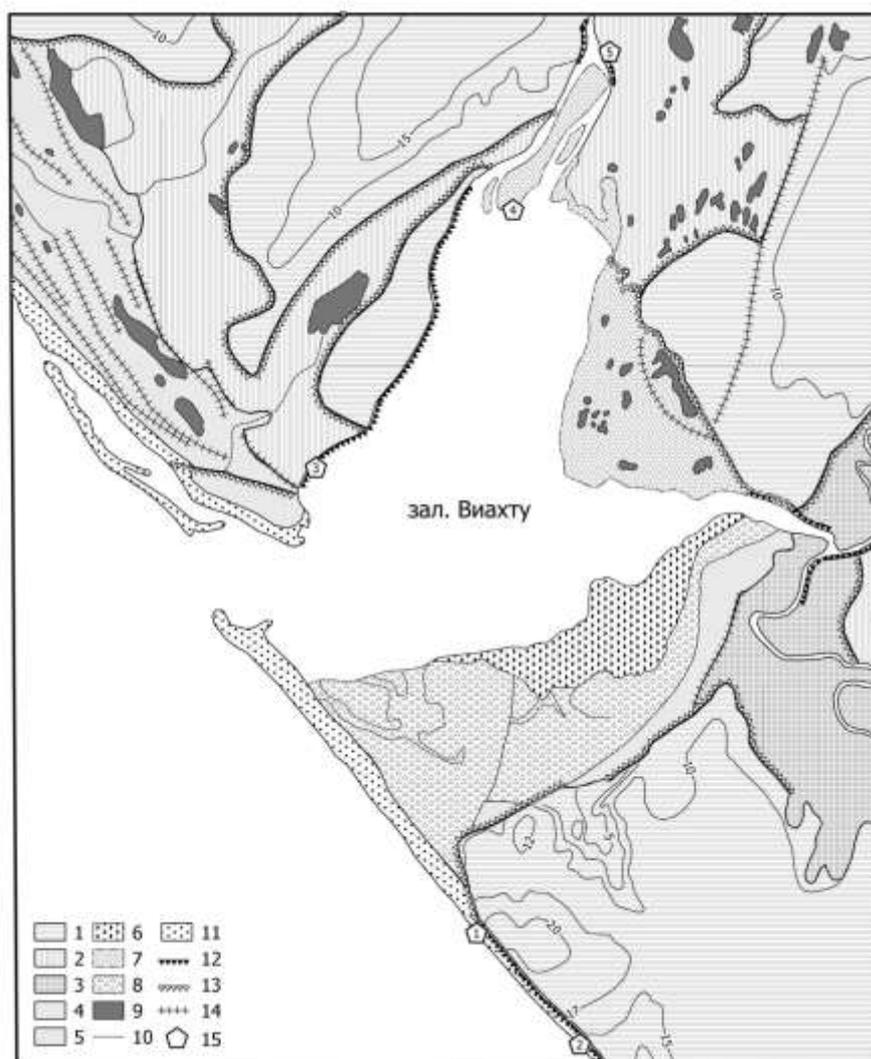


Рисунок 2.3 – Геоморфологическая карта эстуарной зоны р. Виахту
 1 – позднечетвертичная полигенетическая аккумулятивная терраса; 2 – среднеголоценовая лагунная терраса; 3 – позднеголоценовая лагунная терраса; 4 – средне-позднеголоценовая поверхность волновой и эолово-прибойной аккумуляции; 5 – позднеголоценовая поверхность волновой аккумуляции; 6 – приливно-отливные аккумулятивные осушки; 7 – марши; 8 – марши, подверженные воздействию ветропесчаного потока; 9 – остаточные озера; 10 – каналы стока; 11 – современные аккумулятивные формы береговой зоны; 12 – аккумулятивные абразионно-эрозионные уступы; 13 – отмершие абразионно-эрозионные уступы; 14 – древние береговые валы и гряды; 15 – C^{14} датированные геологические разрезы

Первый представлен современными эолово-прибойными отложениями с абсолютными отметками тыловой закраины пляжа до 5 м и современной морской террасой, которая имеет здесь два уровня – “сизигийный”, затопляемый в результате высоких приливов и ветровых нагонов и “квадратурный”, затопляемый практически ежедневно. На поверхности высокой лайды хорошо прослеживаются каналы стока. Возраст низинного торфяника, залегающего на

черно-синих алевритах – 430 ± 82 (ДВГУ-178). На участке лайды, примыкающем к приустьевому бару, происходит накопление эоловых отложений.

Среднеголоценовые отложения слагают следующий уровень. Торфонакопление на террасе с абсолютной высотой 2,5-4 м началось около 3500 лет назад. Радиоуглеродные датировки подошвы торфяников – 3450 ± 277 (ДВГУ-177) и 3450 ± 390 (ДВГУ-174).

Терраса с абсолютными отметками 5-6,5 м начала формироваться как уровень прибрежно-морской аккумуляции около 6 тыс. лет назад, Об этом свидетельствует возраст подошвы торфяника, мощностью около 3-х метров – 5318 ± 320 (ДВГУ-180).

Следующий уровень представлен поверхностью с абсолютными отметками 10-20 метров. Изучение отложений, обнажающихся в береговом уступе, позволило установить, что пятиметровая аномалия высот на участке, примыкающем к прикорневой части косы, обусловлена отложением здесь эоловых песков. Причем, накопление самой верхней 2-3 метровой пачки началось одновременно с формированием торфяника на высокой лайде 430 ± 78 (ДВГУ-187). Ниже по разрезу наблюдается переслаивание разнородных песков, суглинков, гравия и гальки с линзами торфов мощностью до 1 м. Определение возраста древесных остатков из основания одного из таких торфяников показало, как отмечалось выше, 26830 ± 940 (ДВГУ-188).

Характеризуя долинную сеть северного Сахалина, в первую очередь следует отметить ее центробежный рисунок и аномальный характер линии главного водораздела, обусловленный тем, что абсолютные высоты орографических центров, приуроченных к палеосводовым поднятиям, ниже, чем высоты окаймляющих их молодых новейших поднятий [8]. Анализ распределения бассейнов водосбора по площади позволил выделить на территории северо-западного Сахалина три группы рек. Первую – представляют реки, ограниченные главным водоразделом северного Сахалина, с площадью водосбора более 300 км^2 . Реки с площадью водосбора $80-180 \text{ км}^2$ образуют вторую группу. По своим характеристикам эти водотоки занимают промежуточное положение между реками главного водораздела и реками, дренирующими поверхности заозеренных низких позднечетвертичных уровней. Последние имеют площадь водосбора $10-60 \text{ км}^2$. Рассматривая распределение в целом, можно отметить наличие двух мод. Максимум первой приходится на интервал $21-40 \text{ км}^2$ в группе водотоков с малой площадью, а максимум второй – на интервал $121-140 \text{ км}^2$ в промежуточной группе.

В речных долинах северо-западного Сахалина наблюдается до четырех террасовых уровней. Наиболее распространены первая и вторая надпойменные террасы, высота которых изменяется от 3-6 до 10-12 м, а ширина достигает 600 м. Третья терраса прослеживается небольшими фрагментами. Высота, в зависимости от бассейна и условий, может изменяться от 10-12 до 30 м. Поверхность сильно расчленена. Четвертая терраса в рельефе выражена плохо и

встречается довольно редко. По мнению А. Н. Александровой аллювий второй и третьей надпойменных террас имеет возраст соответственно QIII₃₋₄ и QIII₁₋₂ [10]. Первую террасу и пойму формируют отложения голоцена. При этом на побережье отмечается переход поверхности первой террасы в морскую голоценовую равнину.

Исследования на прибрежной равнине о. Хоккайдо (р. Сару), выполненные при помощи датированных маркирующих горизонтов пепла позволили установить, что формирование топологически непрерывных поверхностей происходит в течение следующих временных интервалов [335]. Возраст поверхности четвертой террасы уменьшается вверх по течению от 33000 до 9000-15000 лет, а третьей – от 15000-33000 до 900-15000 лет. Для второй террасы возраст максимален в среднем течении (около 9000 лет) и уменьшается как вверх, так и вниз по течению. В приустьевой зоне ее возраст составляет 5000-6000 лет. Подобным же образом изменяется возраст наиболее молодой, первой террасы.

Как известно, расчленение поверхности формирующейся морской террасы начинается по мере отступления моря, за счет трансгрессивного развития субпараллельных, близко расположенных друг к другу речных долин с неглубокими врезами. Дальнейшее увеличение горизонтальной расчлененности происходит в результате регрессивной эрозии. Являясь одной из важнейших морфометрических характеристик речных бассейнов, густота расчленения, в условиях однородности геолого-геоморфологических параметров прибрежной аллювиально-морской равнины, приобретает особую информационную ценность (Рисунок 2.4 Б).

К наиболее общим, установленным нами закономерностям распределения густоты расчленения северо-западного Сахалина следует отнести наличие двух зон, ориентированных согласно генеральному, субмеридиональному направлению береговой линии и “главному” водоразделу. В пределах первой зоны, расположенной на высоких гипсометрических уровнях (более 40 м) коэффициент расчленения изменяется от 0,75 км/км² до 1,75 км/км². Вторая зона расположена на низких уровнях и характеризуется сложным, мозаичным строением поля значений от 0 до 1,0 км/км². Вдоль границы с первой зоной прослеживается практически сплошная полоса минимальных аномалий густоты расчленения.

В целом для низкой прибрежной равнины характерно чередование расчлененных участков и участков с практически полным отсутствием водотоков. Наибольшая густота речной сети приурочена к водоразделам низкопорядковой речной сети и наблюдается на удалении 5-8 км от устьевой зоны. Наименьшее расчленение испытывают приводораздельные поверхности бассейнов крупных рек, здесь же наблюдаются наибольшие значения коэффициента заозеренности.

Озерный морфогенез типичен для прибрежной равнины северо-западного Сахалина. Здесь можно выделить следующие морфогенетические типы озер: подпрудные, межваловых

понижений, остаточно-лагунные, термокарстовые, суффозионные и старичные. Широкое распространение имеют так называемые ориентированные озера.

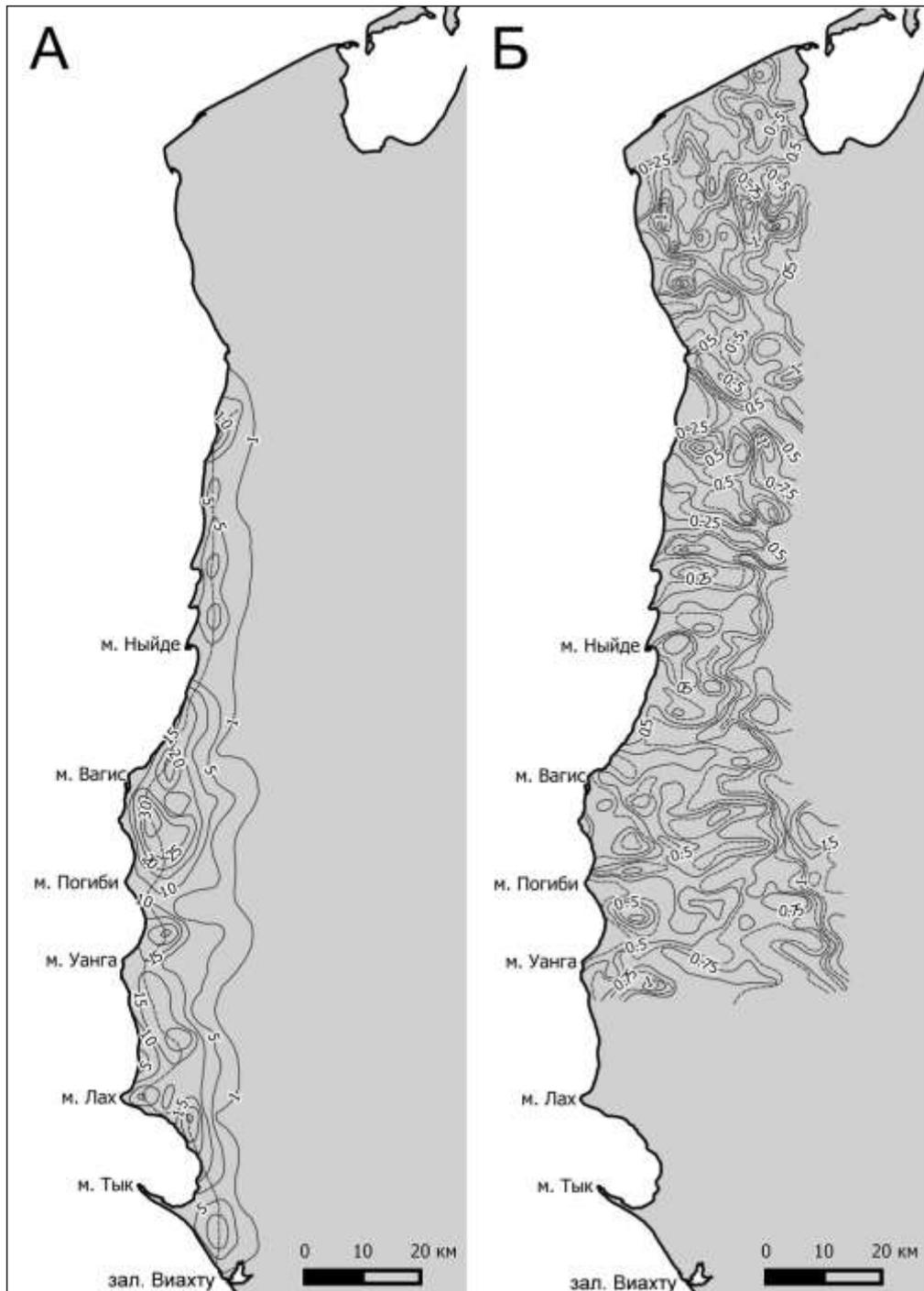


Рисунок 2.4 Картометрические параметры прибрежной низменности. А – карта заозеренности территории, Б – карта густоты эрозионного расчленения территории

Следует отметить, что представление об остаточно-лагунном происхождении большей части озер является ошибочным, о чем свидетельствуют строение озерных котловин, характер

донных осадков и общая геоморфологическая ситуация. В результате исследований установлено, что глубина прибрежных озер изменяется в интервале 1,0-2,5 м, донные осадки представлены размельченным, разжиженным торфом. На берегах крупных озер наблюдается пляж шириной до 10 м.

Для современной динамики характерно как увеличение, так и уменьшение площади водного зеркала. Разрастание озер происходит в результате размыва берегов, получившего распространение на всех озерах, за исключением малых. При этом на низких уровнях абразионные дуги формируются под действием южных ветров, а на более высоких – размываются как северные, так и южные берега.

Наибольшие изменения показателя заозеренности (отношение суммарной площади озер к площади расчетной единицы территории) обуславливает процесс спуска озер. Именно это явление объясняет тот факт, что осевая линия наибольшей заозеренности, протягивающаяся субпараллельно береговой линии, отстоит от нее на 3-7 км. На АФС отчетливо прослеживаются озера, которые либо существенно уменьшились, либо полностью исчезли в результате изменения условий дренажа при разрушении аллювиально-морской террасы. При этом в котловинах спущенных озер нередко формируются суффозионные западины и овраги. Длина последних может достигать 0,5 км, ширина – 5-6 м, глубина – 4 м

Основные закономерности заозеренности территории северо-западного Сахалина, выраженные количественными показателями отражены на составленной нами карте заозеренности северо-западного Сахалина (Рисунок 2.4 А). Площади озер подсчитывались по топооснове масштаба 1:25 000 при помощи палетки с размером квадратов 2x2 мм. За элементарную единицу площади принято 18 км². При подсчете учитывались озера только термокарстового происхождения. Граница заозеренной территории (величина заозеренности более 1%) практически совпадает с 20 метровой изогипсой на участке зал. Виахту – м. Лах. К северу она перемещается на более высокий гипсометрический уровень и с широты м. Уанга до широты м. Рейдовый проходит по 40 метровой изогипсе. Далее на север граница вновь следует вдоль 20 метровой изогипсы. Территория с заозеренностью свыше 5% практически полностью лежит ниже 20 метровых отметок. Исключение составляет междуречье рек Погиби – Вагис, где она доходит до 30 м.

К основным закономерностям заозеренности территории связанным с трансгрессивным развитием речной сети на новообразованных равнинах относится равномерное, с интервалом 10 и 20 км, распределение положительных аномалий вдоль побережья.

Анализ изменений растительности и климата северо-западного Сахалина в позднем плейстоцене-голоцене, фациального состава, возраста отложений и геоморфологического строения аллювиально-морской равнины побережья с учетом региональных особенностей

эволюции берегов морей Дальнего Востока позволяют представить основные события заключительных этапов истории развития побережья северо-западного Сахалина следующим образом.

В среднем Вюрме на месте большей части прибрежной низменности, существовала мелководная акватория. Диатомовые комплексы из отложений, обнажающихся в береговом уступе в интервале абсолютных отметок – 4 – +2 м соответствуют фациям лагун с различной степенью опреснения. Древняя береговая линия, вероятно, занимала положение между изолиниями 1 и 5‰ заозеренности. Диатомовые спектры с доминирующей *Paralia sulcata* из двух десятисантиметровых прослоев серых глин, залегающих на светло-серых мелкозернистых песках в разрезе 8-10 метровой первой надпойменной террасы р. Погиби (абс. отм. 25-27 м), в шестнадцати километрах от современной береговой линии, свидетельствуют о накоплении этих осадков в условиях опресненной лагуны. Причиной подъема средневюрмских морских отложений до отметок 25-27 м. является тектонический перекосяк геоморфологической поверхности в направлении береговой линии в результате роста Джолокор-Энгизпальского горстового поднятия, величина денудационного среза которого за неотектонический этап составляет 1,0-1,5 км.

Похолодание климата и снижение уровня моря в конце среднего Вюрма привело к осушению обширных прибрежных акваторий с последующим расчленением новообразованных равнин. В устьях крупных рек, по мере отступления моря, формировались выдвинутые дельты-гривы.

В поздневюрмскую эпоху на поверхности равнины происходило накопление аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерных отложений. На более высоких гипсометрических уровнях формировался комплекс речных террас.

Теплый и влажный климат голоцена, сменивший сухой и холодный климат позднеледниковья, обусловил начало основного события раннего голоцена на прибрежной равнине с.-з. Сахалина – торфонакопления, которое резко усилилось в теплых и влажных условиях среднего голоцена.

Потеплению климата в среднем голоцене соответствует и период высокого стояния уровня моря. По данным А. М. Короткого и Г. И. Худякова на западном побережье о. Сахалин высота подъема уровня относительно современного 5250±90 л. н. составляла 3,0-3,5 м [173]. На побережье северо-западного Сахалина прямые свидетельства более высокого стояния уровня моря в этот период обнаружены только в районе устья р. Виахту. Возраст 3-метрового торфяника 5318±320 л. н. (ДВГУ-180), лежащего на эстуарно-лагунных отложениях, учитывая основные закономерности прибрежно-морского осадконакопления позволяет отнести его к образованиям первого ритма голоценовой прибрежно-морской аккумуляции [53].

На более низких гипсометрических уровнях в период формирования торфяника продолжалась эстуарно-лагунная седиментация 5340+540 л. н. (ДВГУ-175); 5023+445 (ДВГУ-176).

В качестве свидетельства высокого стояния уровня, вероятно, можно рассматривать накопление 0,5 м слоя эоловых отложений на поверхности торфяника, начавшего формироваться 7993+807 л. н. (ДВГУ-124) в районе м. Погиби. Возобновилось торфонакопление после 5607+700 л. н. (ДВГУ-126) и продолжалось до 4107+432 л. н. (ДВГУ-109), когда торфяник был снова перекрыт эоловыми отложениями, но на этот раз мощностью около 6 м.

Суббореальное потепление климата положило начало явлениям термокарста и озерообразованию. С повышением уровня моря в этот период, вероятно, связано начало формирования мощных толщ эоловых отложений на большей части побережья района.

В устье р. Погиби в этот период шло накопление оторфованных илов 2523+360 (ДВГУ-122); 3464+403 (ДВГУ-123). Учитывая особенности гидродинамики эстуарной зоны приливного моря положение уровня моря в этот период, возможно, было не выше современного, а если и выше то незначительно, так как в сизигийные приливы при нагонах, уровень воды достигает точек отбора. На севере района во время второго ритма прибрежно-морской аккумуляции, сформировалась большая часть голоценового аккумулятивного выступа – урочища Москальвинская падь и межваловых торфяников на его поверхности. Начало третьего ритма прибрежно-морской аккумуляции совпадает с началом эпохи средней Яеи. В этот период стабилизировалось положение системы кос “азовского” типа, о чем свидетельствует датировка из вала первой генерации косы Ныйде – 1470+84 л. н., происходило наращивание аккумулятивного выступа в районе Москальво и т. д. Последовавшее затем некоторое снижение уровня вызвало прекращение эстуарно-лагунного осадконакопления на большей части эстуария р. Виахту 940+120 л. н. (ДВГУ-179). Несколько позже лагунные осадки были перекрыты маломощным (40 см) торфяником 430+82 л. н. (ДВГУ-178). Синхронно с торфонакоплением на поверхности 20-метровой террасы формировалась двухметровая толща эоловых песков 430+78 л. н. (ДВГУ-187).

Основные выводы по результатам исследования берегов этого типа формулируются следующим образом:

Тенденции развития берегов северо-западного. Сахалина в голоцене контролируются морфоструктурой побережья, основные элементы которой унаследованно развиваются, по крайней мере, с начала неогена. При этом, голоценовые береговые аккумулятивные образования локализованы на участках с повышенными мощностями неоген-четвертичных отложений.

Детальный анализ строения верхнеплейстоценовой аллювиально-морской равнины, облик которой был существенно изменен в голоцене торфонакоплением, мерзлотными и эоловыми процессами, позволил установить сложный полигенный и полихронный характер формирования поверхностей даже одного геоморфологического уровня.

На участках побережья, характеризующихся большими объемами выноса обломочного материала с суши, главным образом в устьевых областях, развитие процессов эоловой аккумуляции связывается с понижением уровня моря. На побережье, где поступление наносов в береговую зону обеспечивается преимущественно морскими гидродинамическими процессами, эоловые отложения формируются в период волновой аккумуляции. В частности, мощные дюны побережья северо-западного Сахалина начали формироваться именно в начале второй фазы волновой аккумуляции.

2.2 Побережья с голоценовыми аккумулятивными формами барьерного и свободного типа

Восточная часть острова на протяжении палеозоя и мезозоя существовала как эвгеосинклиналь и представляет собой складчато-блоковую зону сложного строения [317,318]. В тектоническом отношении побережье Северо-Восточного Сахалина приурочено к крупной впадине, осложняющей восточный борт Восточно-Сахалинского антиклинория (Рисунок 2.5). Впадина является наложенным кайнозойским прогибом, заложенным в начале раннего миоцена на разнородном складчатом фундаменте и на протяжении всего неогена устойчиво погружавшимся, более интенсивно на востоке и менее значительно на западе. Прогиб выполнен мощной (до 9 000 м) толщей неогеновых терригенных осадков, собранных в пологие брахиструктуры.

Коренные породы представлены верхнемиоценовыми алевролитами, аргиллитами, песчаниками, песками, глинами и конгломератами окобыкайской свиты (N13ok). Эти отложения слагают значительную часть северо-восточного Сахалина и в области прибрежных аккумулятивных равнин перекрыты чехлом четвертичных отложений различной мощности [89]. Мощность покрова четвертичных отложений составляет от 2-3 м до 25-50 м. Четвертичные отложения представлены широким спектром литологических разностей, среди которых преобладают обломочные грунты (в верхней части разреза). На побережье Охотского моря в районе работ неогеновые коренные осадочные породы перекрыты четвертичными отложениями аллювиального, аллювиально-морского и морского происхождения, преимущественно, голоценового возраста (m, am, vIV).

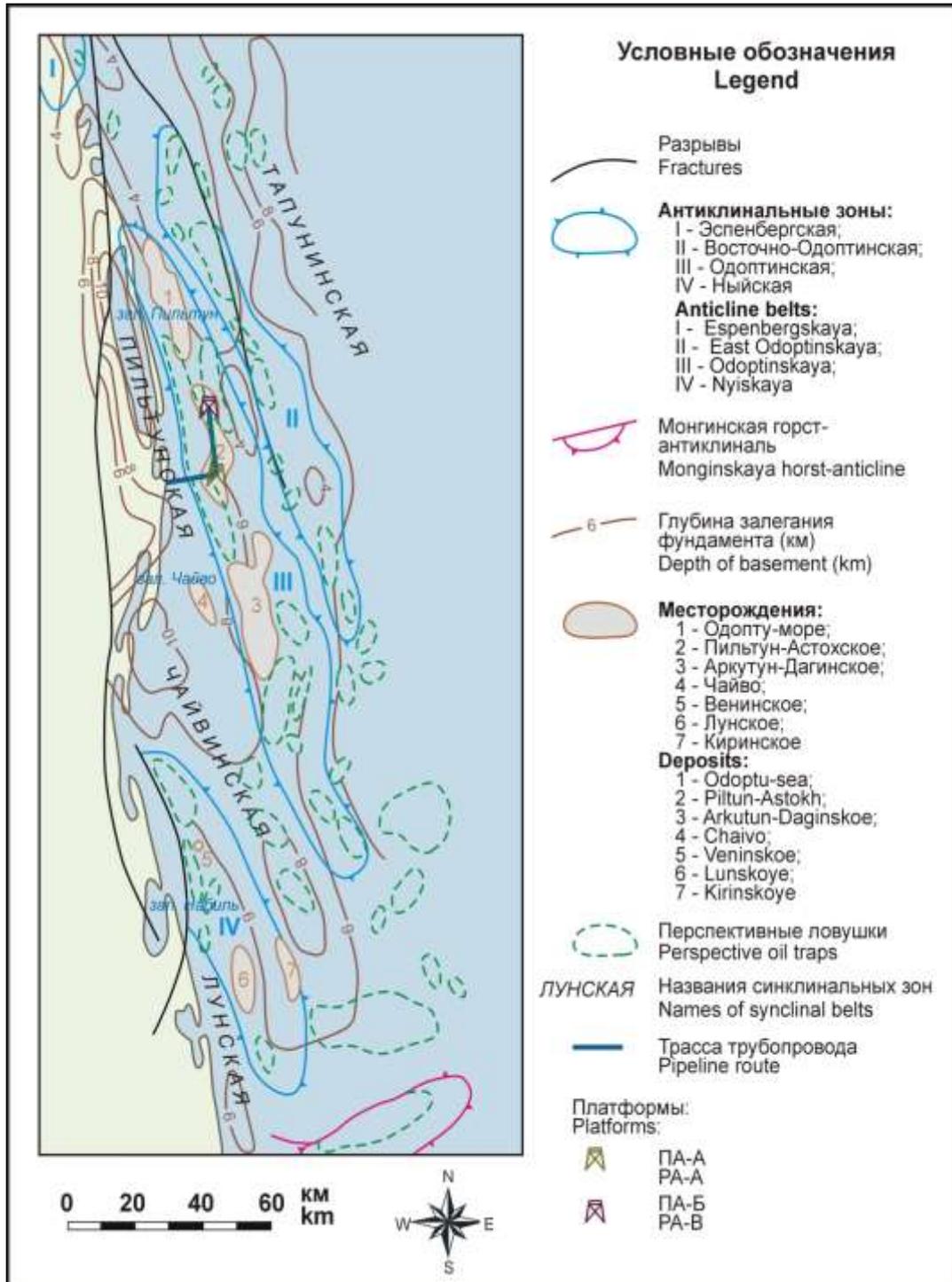


Рисунок 2.5 – Тектоническая схема шельфа с.-в. Сахалина [317]

Среди литологических разностей голоценовых отложений, слагающих аккумулятивное побережье района работ, преобладают пески крупные и средней крупности, залегающие в районе кос и пересыпей до глубин 10-15 м. Ниже, как правило, вскрываются лагунно-морские суглинки и глины голоценового возраста, нередко, с включением органических остатков. Рельеф побережья сформировался под совокупным действием процессов абразии и аллювиально-морской аккумуляции.

В течение неотектонического этапа развития о. Сахалин, в частности, в его северо-восточной части происходили масштабные устойчивые прогибания побережья и шельфа, где формировались брахиантиклинальные складки. Современные скорости опускания земной коры достигают здесь 2-5 мм/год.

В плейстоценовое время отдельные депрессии по побережью острова испытывали интенсивные прогибания, что фиксируется мощностями соответствующих осадков – до 25-30 м. О постоянной тенденции к прогибанию побережья и шельфа Северо-Восточного Сахалина свидетельствует и характер развития побережья. Последнее, представляет собой классический тип лагунного побережья, причем можно говорить об унаследованном развитии лагун в течение всего новейшего этапа развития. Современные скорости опускания земной коры в этом регионе оцениваются средней величиной 2-5 мм/год [288].

Унаследованное развитие северо-восточного побережья Сахалина как лагунного побережья позволяет также предположить, что большая часть обнаруженных в ходе инженерно-геологических изысканий погребенных отрицательных форм рельефа представляют собой погребенные палеолагуны, заполненные слабоуплотненными глинистыми отложениями. Эти отложения хорошо идентифицируются на сейсмоакустических профилях и подтверждены данными инженерно геологического бурения, приведенными в данном районе.

Район является одним из наиболее активных в морфолитодинамическом отношении участков побережья О. Сахалин. Кроме постоянного течения направленного на юг со скоростью 10-20 см/сек, гораздо более активное влияние оказывают реверсивные приливно-отливные течения с придонными скоростями, превышающими 90 см/сек и штормовое волнение, оказывающее воздействие на береговой склон до глубин 90-100 м. Рельеф подводного склона характеризуется наличием песчаных гряд и ложбин. Песчаные гряды являются динамичными формами рельефа – скорость их перемещения может достигать 25 м/год (Рисунок 2.6) [61].

Современные осадки представлены мелкозернистым песком в пределах подводного склона от уреза до глубины 14-15 м и глинистым песком в более глубокой части полигона. Мощность современных осадков изменяется от 4 до 8 м. Они залегают на эрозионной поверхности неогеновой нутовской свиты, представленной глинами и суглинками с прослоями песка. На глубинах более 25 м отложения состоят из хорошо сортированных песков и алевроитов с различным содержанием фрагментов раковин. На этих глубинах отмечены также отдельные участки отложений с гравийной составляющей.

Анализ более двухсот гистограмм относительных частот гранулометрических распределений донных осадков показал что подводный береговой склон с.-в. Сахалина в основном характеризуется транзитными условиями донного осадконакопления [276, 278] (Рисунок 2.7).

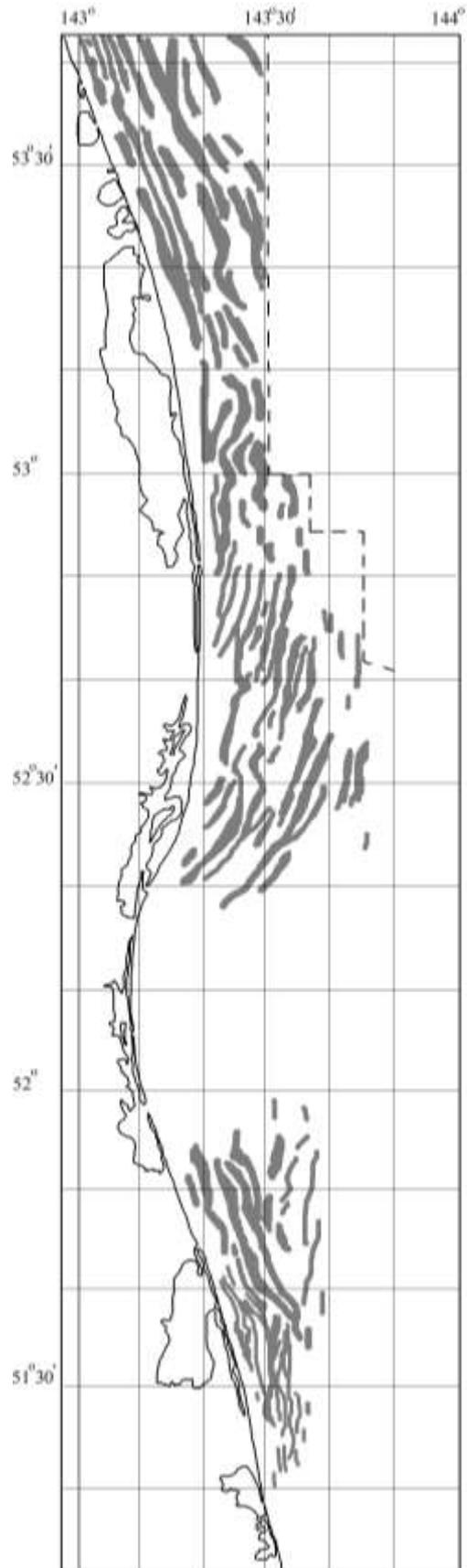


Рисунок 2.6 – Песчаные гряды на подводном береговом склоне [61]

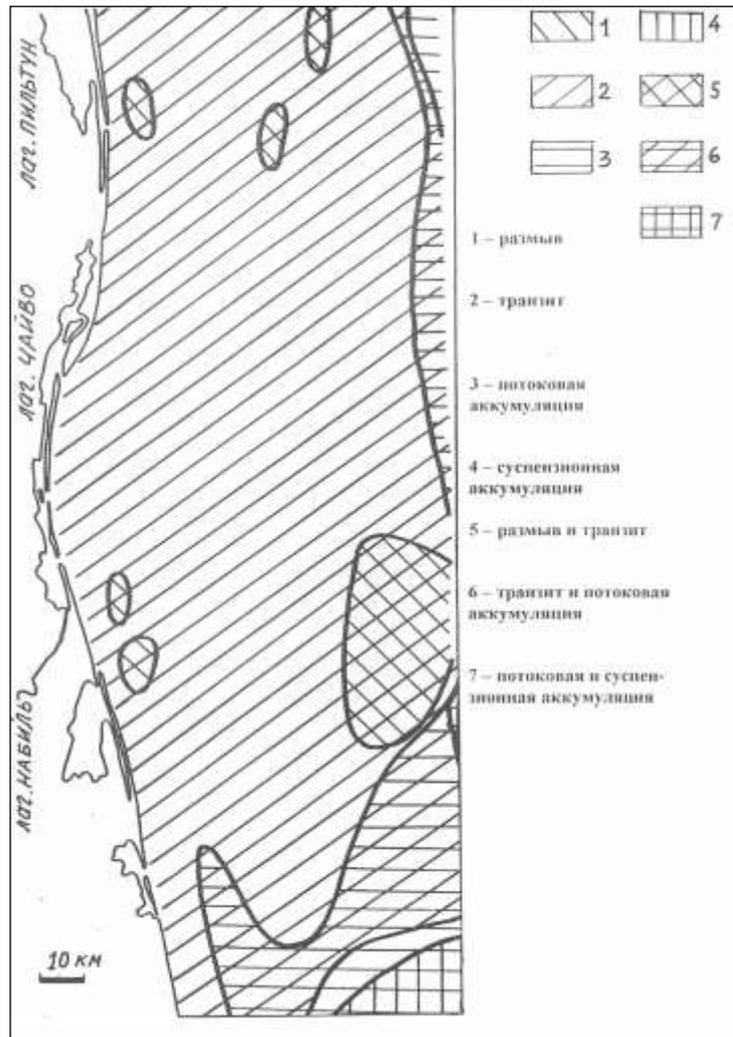


Рисунок 2.7 – Карта схема литодинамических режимов по Рыбакову [277]

Важнейшим элементом побережья с.-в. Сахалина являются лагуны. В результате приливов и вызванных ими сильных течений в лагунах образуются фации осушек (литорали), разделенные эрозионными стоковыми ложбинами. Осадки, выполняющие эти желоба, представлены, в основном, среднезернистыми песками [277]. Ландшафты всех лагун северо-восточного побережья обладают сходными чертами, поэтому облик ландшафтов лагун можно рассмотреть на примере наиболее полно исследованной лагуны Набиль.

В пределах этой лагуны по геоморфологическим признакам выделяется несколько зон [70]. Это осушки в пределах внутренней лагунной литорали, которые представляют собой наиболее мелководные участки лагун со средними глубинами 0,5-1,0 м, почти полностью заросшие морской травой *Zostera marina* и в значительно меньшем количестве *Z. nana*. Преобладают здесь песчано-илистые осадки. По внешней (по отношению к суше) стороне осушек (супралиторали) скапливается большое количество выброшенной на берег и разлагающейся морской травы. В лагуне Набиль, в северной ее вершине, супралитораль имеет ширину до 15 м. Осадки верхнего горизонта литорали представлены черными алевритовыми

песками с преобладанием фракции мелкого песка. Здесь формируется анаэробная зона с сероводородным заражением. Аналогичная зона формируется и в нижнем горизонте литорали, осадки которого также представлены черными алевритовыми песками с преобладанием мелкопесчаной фракции. Средний горизонт литорали слагают хорошо сортированные среднезернистые пески. Среди природных комплексов закрытой лагунной литорали как особый вид можно выделить лагунно-устьевой комплекс. Такие участки располагаются близ устьев, впадающих в лагуны относительно крупных рек, и формируются под влиянием выноса ими обломочного материала.

Согласно прогнозной схемы развития побережья при повышении уровня моря береговая зона с.-в. Сахалина является стабильной и величина размыва за 50 прогнозных лет вряд ли превысит 50-100 метров, даже в условиях наблюдаемого подъема уровня моря (Рисунок 2.8)

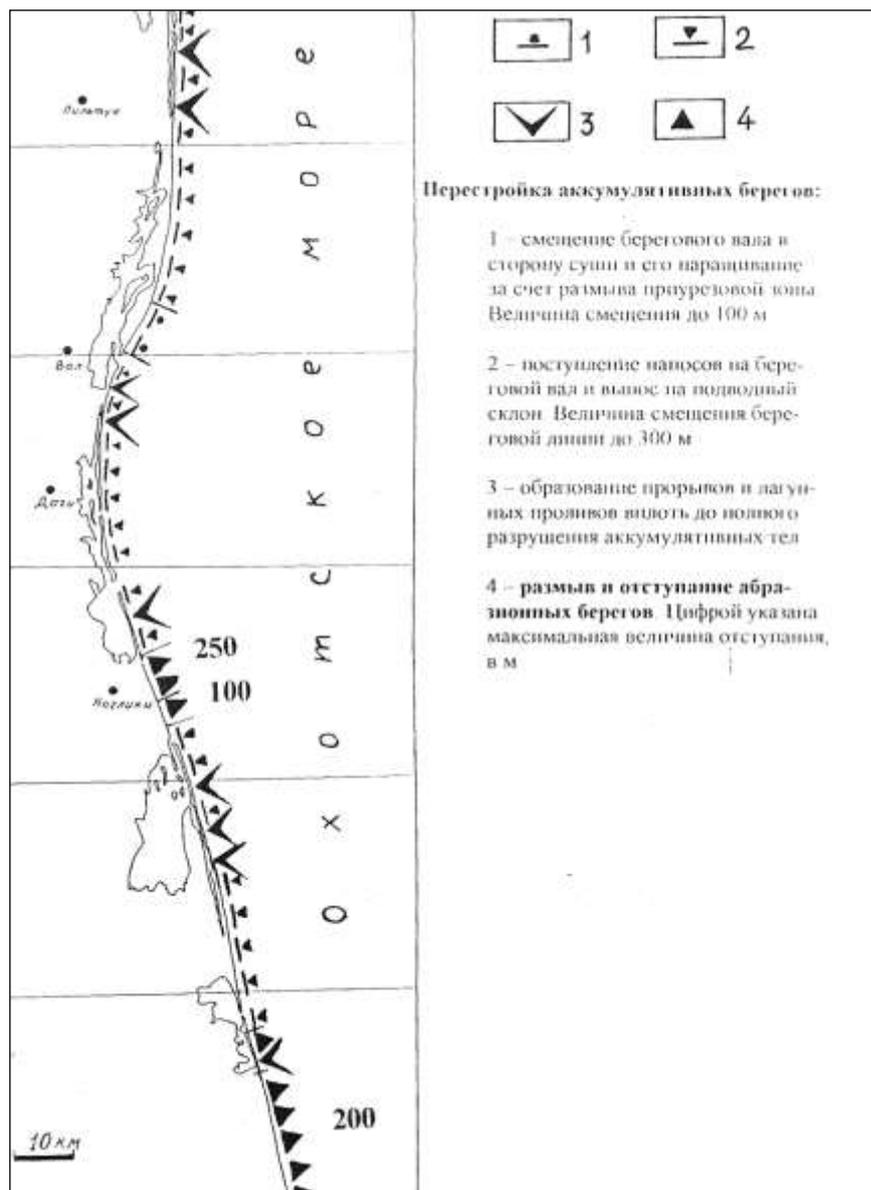


Рисунок 2.8 – Прогнозная схема развития побережья при повышении уровня моря на 1 м

Пильтунский участок

Западнее Одоптинской антиклинальной зоны находится Пильтунская синклиналь, в пределах восточного крыла которой расположен самый северный район исследования. Эта зона прослеживается в юго – юго – восточном направлении от района северного замыкания залива Пильтун на расстояние более 150 км. На севере ширина зоны уменьшается до 5 – 10 км, на юге увеличивается до 45 – 50 км. Зона осложнена протяженными продольными региональными разломами [317]. В пределах побережья, выделяется система разломов позднеплиоценового – плейстоценового возраста.

Разломы возникли в период тектонической активности сжатия, приведшей к формированию куполов Одоптинской антиклинали. Разломы представлены субширотно ориентированными сбросами с падениями как в северном, так и в южном направлении и приурочены, главным образом, к сводовой части южного купола в интервале глубин 500 – 2000 м. С глубиной разломы сливаются и в нижней части продуктивного разреза затухают. В верхних 500 м разреза вплоть до дна моря никакие тектонические нарушения не выделяются.

В геоморфологическом отношении район исследований представляет собой сложно построенную береговую барьерную форму, отчленяющую залив Пильтун от Охотского моря. Участки с высокими береговыми уступами, сложенные неоген-плейстоценовыми осадками (в основном неконсолированными, песчано – пелитовых фракций) чередуются здесь с собственно голоценовыми пересыпями. В зоне позднеголоценовых миграций проливов участков с высокими уровнями нет. Они уничтожены здесь в первые фазы прибрежно-морской аккумуляции. В высоких береговых обрывах обнажаются терригенные породы миоцен – плиоценового времени.

Отложения нутовской свиты (N1-2nt) повсеместно развиты в пределах рассматриваемой территории и залегают непосредственно под четвертичными образованиями. Контакт с нижележащими отложениями окобыкайской свиты – несогласный.

В отложениях нутовской свиты в пределах территории выделяют два подгоризонта (подсвиты): Нижненутовский (N1nt1) [89]. Горизонт представлен переслаиванием песчаных и алевролитовых пластов-коллекторов, содержащих залежи нефти и газа, и глинистых разделов-покрышек. Верхненутовский (N2nt2) горизонт сложен преимущественно алевроито-глинистыми породами с прослоями алевролитов и песчаников.

Песчаники серые, глинисто-серые, хорошо отсортированные преимущественно мелкозернистые, часто алевролитистые, реже средне – и крупнозернистые, полимиктовые, глыбовые массивные и плитчатые тонкослоистые. Пески по внешнему виду и минеральному составу идентичны песчаникам, отличаясь лишь степенью литификации.

Алевролиты и алевриты образуют отдельные маломощные (0,05-0,5 м, реже до 1-1,5 м) пласты среди песчаников и песков. Они серые, коричнево – серые, реже бурые, преимущественно мелкозернистые, в целом хорошо отсортированные, реже с примесью песчано – глинистого материала и обугленного растительного детрита, плитчатые, тонкослоистые.

Глины слагают редкие маломощные (1-2 м) пачки тонкого (0,05-0,1 м) переслаивания с алевролитами и песчаниками. Гравелиты и конгломераты залегают преимущественно в виде редких маломощных (0,1-1 м) линз среди мелкозернистых массивных песчаников, часто в ассоциации с конкрециями (0,1-0,7 м) крепких плотных известковистых песчаников. Вскрытая мощность четвертичных образований на косе Пильтун составляет 40 м.

Верхнечетвертичные морские отложения (mQIII) Отложения слагают морскую террасу высотой 7-12 м. Породы представлены переслаивающимися (2-4 м) глинами и разномасштабными (преимущественно – средне- и мелкозернистыми) песками, содержащими маломощные (до 0,5 м) линзы гравийно-галечного материала. Суммарная мощность осадков более 20 м.

Современные морские отложения (mQIV) слагают береговые валы, межваловые понижения и пляжи, а также низкую аккумулятивную террасу. Зоны пляжей, косы, пересыпи и бары сложены хорошо отсортированными мелко- и среднезернистыми песками и по большей части закреплены колосняком. Мощность голоценовых лагунных илов и торфяников вскрытых скважинами превышает 18 м (Рисунок 2.9). При этом из скважин на барьерной форме с глубин 29,9-30,0 из растительных остатков была получена дата (cal BP 9774-10409 ИГАН 5133), а с глубины 30,0-31,0 м дата (cal BP 12741 – 13132 ИГАН 5134). Однако уже из следующего интервала глубин 31,0-36,6 м получены даты (cal BP 34030-41837 ИГАН 5132) и (cal BP 40398-45435 ИГАН 5132).



Рисунок 2.9 – Торфяники, обнажающиеся при размыве барьерной формы лагуны

Пильтун

Современные эоловые отложения наблюдаются повсеместно. На высоких террасах в виде маломощных бугров, на голоценовых участках пересыпи наблюдаются дюны и авандюны. Отложения представлены песками мелко- и тонкозернистыми, реже – пылеватыми. Мощность эоловых песков невелика и составляет в среднем 1,5-2,0 м. В пределах пересыпи мощность эоловых отложений до 4-8 м.

Согласно существующей схеме морфолитодинамического районирования район исследований начинается от протоки, соединяющей зал. Уркт с морем и заканчивается к югу от зал Астох. (Рисунок 2.10).



Рисунок 2.10 – Схема морфолитодинамического районирования СВ Сахалина [68]

Анализ особенностей морфолитодинамики сложно построенных и «классических» песчаных пересыпей, отчленяющих лагуны от открытого моря показал, что для сложно построенных барьерных форм характерна более высокая вариативность деформаций морского края голоценовых участков, чем для полностью голоценовых пересыпей. Для таких барьерных форм характерно и большее разнообразие морфометрических параметров верхней части берегового профиля.

Особенности современной динамики берегов определяет мегафестонная структура распределения отложений пляжа вдоль берега (Рисунок 2.11).



Рисунок 2.11 – Мегафестоны на голоценовом участке барьерной формы

По результатам пляжевых разрезов и бурения пляжевых отложений определена мощность деятельного слоя, особенности строения пляжа и параметры залегания подошвы коренных пород. В нашем случае голоценовых лагунных отложений, неогеновых глин и слабоконсолидированных алевролитов. Данные георадарных исследований позволяют интерполировать эти параметры на всю территорию СВ Сахалина. Установленная мощность деятельного слоя, достигающая 4 м, позволяет сделать вывод о возможности значительных перестроек береговой зоны. Сезонные перестройки литодинамических ячеек и трендовые изменения их планового положения делают береговую зону уязвимой для размыва в результате высокочастотных штормовых событий на всём протяжении побережья. Неогеновые терригенные осадки, слагающие высокие береговые уступы, в том числе, сложнопостроенных барьерных форм представлены молассовой формацией позднего миоцена (верхнемиоценовые отложения окобыкайской свиты (N13ok) [89]. В стратиграфическом отношении это мощная (до 1500 м) регрессивная толща практически недислоцированных преимущественно морских и прибрежно-морских, частично континентальных осадков. Нижняя часть разреза формации сложена неравномерно переслаивающимися глинистыми и песчанистыми алевролитами, аргиллитами, слабо уплотненными глинистыми песчаниками, аргиллитоподобными глинами. Верхняя часть разреза, обнажающаяся в береговых уступах, сложена песками с резко

подчиненными прослоями глин, алевроитов, слабо сцементированных песчаников, алевролитов, с линзами галечников, гравелитов, местами с редкими пластами лигнитов и бурых углей (Рисунок 2.12). Пески, преобладающие в разрезе, полимиктовые, горизонтально- и косослоистые, различные по гранулометрическому составу, часто с включениями гальки и гравия [89].



Рисунок 2.12 – Отложения окобыкайской свиты (N13ok), вскрытые в береговом уступе в 300 м южнее прикорневой части косы Пластун

Детальные геоморфологические исследования зоны конвергенции потоков наносов северо-восточного Сахалина, расположенной в районе барьерных форм лагуны Ныйво показал, что именно размыв берегового уступа на 13-километровом участке к югу от прикорневой части косы Пластун (южный элемент барьерной формы) обеспечивает её развитие. Пляж здесь неполного профиля, сложен, преимущественно, песками с преобладанием фракции 0,5-0,25 мм (47-73 %). Значительное содержание гравия и гальки (до 55%) определяется размывом неогеновых гравийно-галечных слабо консолидированных пачек в береговом уступе. Пляжи косы Пластун полного профиля и имеют тот же гранулометрический состав. На некоторых участках наблюдается авантюна. На южной оконечности о-ва Гафовича (северный элемент барьерной формы) наблюдаются дюны высотой до 15 метров. Местами сохранились лишь отдельные песчаные холмы, вытянутые вдоль берега, что косвенно указывает на дефицит наносов в береговой зоне на данных участках. В основании холмов отчетливо прослеживается типичная для береговых валов слоистость с чередованием слоев песка различной крупности, тонких прослоев гравия и реже – мелкой гальки. В верхней части разреза холмов преобладают более мелкие фракции; гравий и галька совершенно отсутствуют. Резко меняется и характер

слоистости. Типичная слоистость морских береговых валов с отчетливо выраженными прослоями песков и гравия сверху сменяется косой слоистостью, характерной для эоловых образований. Четвертичные отложения маломощны (до 20 м) и представлены в долинах рек – образованиями аллювиального ряда, вдоль морского побережья – морскими и аллювиально-морскими отложениями, реже – эоловыми отложениями (в частности, на барьерных формах лагуны Ныйво).

Наиболее распространены гравелистые, крупные и средней крупности пески с незначительным содержанием пылевой и глинистой фракций. В песчаной толще встречаются линзы и маломощные прослои суглинков. Низкие голоценовые морские террасы высотой до 2-3 м и 3-5 м на берегах лагуны Ныйво сложены торфяниками различного состава (Рисунок 2.13).

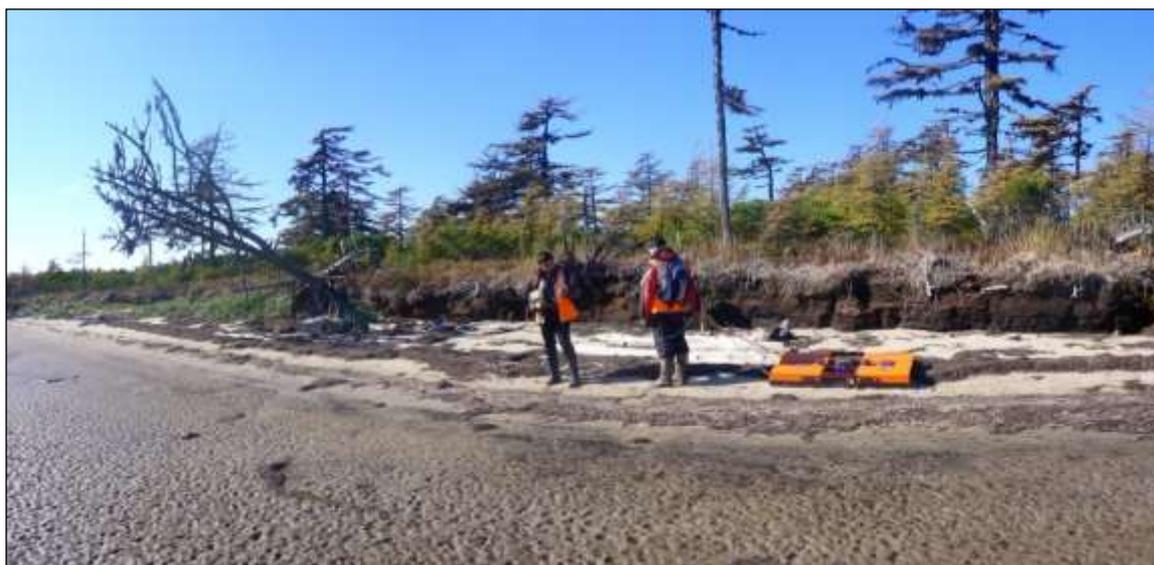


Рисунок 2.13 – Голоценовые торфяники в уступе размыта второй морской террасы лагунного берега

Отложения современной (первой морской террасы) и лайды на берегах лагуны Ныйво представлены переслаивающимися песками и оторфованными илами (Рисунок 2.14).

Относительные превышения подводного рельефа внутренней дельты, сформированная приливными течениями и волнением, проникающим в акваторию лагун достигают 1,5 метра. Морфометрические параметры внутренних лагунных пляжей представлены на рисунках 2.15 и 2.16. Положение тыловой закраины у внутренних лагунных пляжей в среднем на два метра ниже, чем на пляжах морской части косы.

Набиль – Лунский участок

Пересыпь лагуны Набиль и продолжающая к югу примкнувшая терраса между лагунами Набиль и Луньской представляет собой генетически единую форму. С ней тесно связаны пересыпь лагуны Луньской и аккумулятивная терраса, протягивающаяся к югу от нее. Береговая линия спрямлена. Барьерные формы могут прорываться, и в этом случае

формируются новые проливы. На рисунке 2.17 показан пролив, сформированный в 2011 г. который существовал на протяжении 7 лет.



Рисунок 2.14 – Разрез первой морской террасы лагунного берега

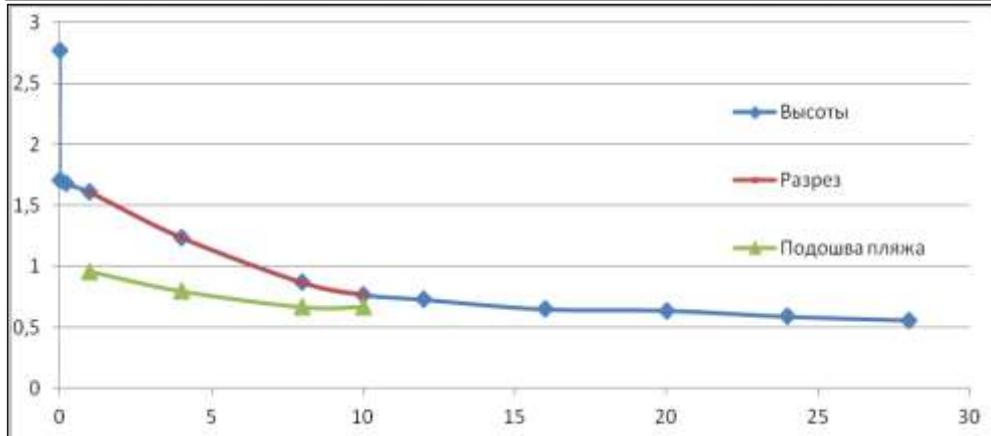


Рисунок 2.15 – Морфометрические параметры и строение пляжа на участке размыва второй морской террасы (система высот Балтийская)

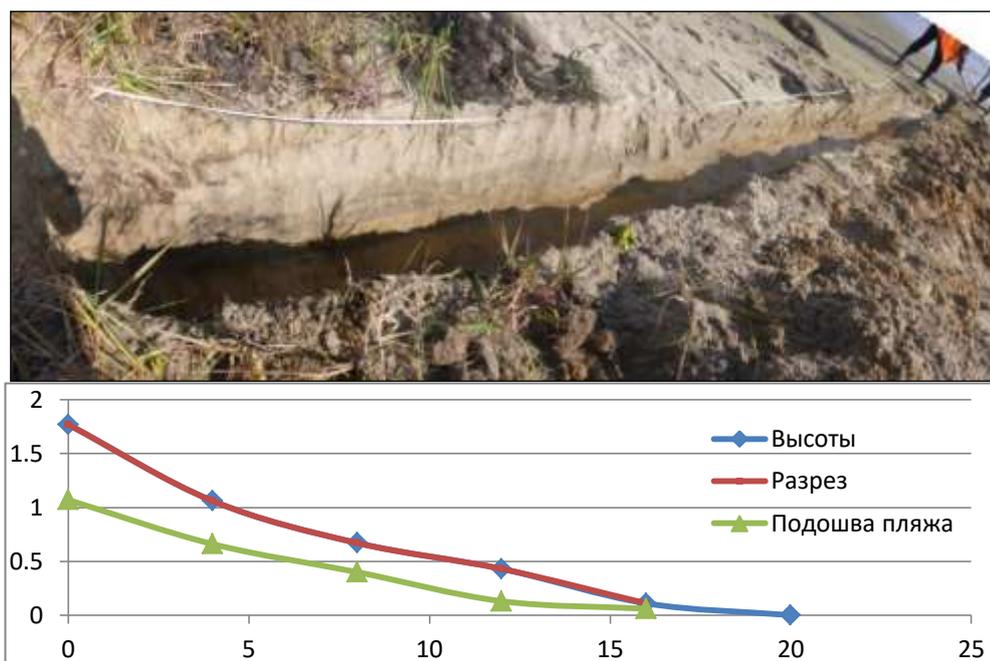


Рисунок 2.16 – Морфометрические параметры и строение пляжа на участке высокой морской террасы с заросшим береговым уступом (система высот Балтийская)



Рисунок 2.17 – Новообразованный пролив на пересыпи Старый Набиль

Поверхность преобладающей части аккумулятивных форм закреплена мохово-травянистым покровом и кустарниковой растительностью. На более древних участках аккумулятивных форм появляется древесная растительность, наряду с которой в районах развития дюнных массивов часто встречаются большие площади развеваемых песков с обширными дефляционными котловинами и останцами развеянных дюн. Лишены растительности и оконечности пересыпей у лагунных протоков.

Участок детальных морфолитодинамических наблюдений представляет собой голоценовую аккумулятивную морскую террасу, примыкающую к древнему береговому

уступу, выработанному в отложениях верхнего миоцена (окобыкайская свита), представленных галечно-гравийно-песчано-глинистыми образованиями и собственно на поверхности абразионно денудационного уровня отложений окобыкайской свиты. Эти же отложения, в настоящее время обнажаются в активном береговом уступе в прикорневой части к. Пластун.

Ширина средне-поздне-голоценовой прибрежно морской равнины на участке детальных исследований составляет 1015 метров (без зоны пляжа) из которых 375 метров – остаточный лагунный заросший водоем, а 640 метров – зона береговых валов с прослеживающейся вдоль всей береговой линии авантюной, высота которой превышает высоту примыкающих береговых валов и эолово-прибойных террас на 1-4 метра (Рисунок 2.18).



Рисунок 2.18 – Прибрежно-морская позднеголоценовая терраса (фрагмент АФС 1973 г)

Ширина среднеголоценовой террасы равномерно уменьшается с севера на юг. Если в осевой зоне участка она составляет, как уже отмечалось выше 1015 м, то в одном километре к северу уже 1105 м, а в километре южнее 860 м. Мощность гравийно песчаных отложений в зоне береговых Валов согласно данным бурения составляет порядка 11-15 метров. Подстилаются эоловоприбойные отложения тяжелыми серыми суглинками лагунных фаций с запахом сероводорода. Абсолютная отметка кровли лагунных отложений в зоне аванюны -11 метров (БС 77). Характерной особенностью террасы на данном участке является система секущих её в направлении СЗ-ЮВ водотоков через которые осуществляется сток из подпруженных озер, возникших при формировании среднеголоценовой морской террасы, а на севере участка из остаточного лагунного заросшего водоема. Расстояние между водотоками примерно одинаково и составляет 900-1200 метров.

Терраса примыкает к древнему береговому уступу, выработанному в отложениях верхнего миоцена (окобыкайская свита), представленными песчано-глинистыми образованиями. Высота береговых валов достигает 6-8 метров. На северной границе участка наблюдается система дюн высотой до 20 метров, активно развееваемых в настоящее время (Рисунок 2.19).



Рисунок 2.19 – Дюны, активно разрушаемые

Дефляционные процессы по данным анализа АФС 1952 года были активны ещё до периода интенсивных геофизических работ, сопровождавшихся прокладкой дорог и просек.

С морской стороны к аванюне примыкает низкая современная терраса высотой до 4 метров. На аванюне наблюдаются следы, современных размывов (Рисунок 2.20).



Рисунок 2.20 – Авандюна со следами размыва

Во всех морфологических элементах пляжа преобладает фракция среднего песка, от тыловой закраины к урезу его доля уменьшается от 45% до 35%. Содержание мелкого песка – второй по величине фракции изменяется по профилю 26% до 33% с максимальным содержанием в средней части. Крупный песок достигает максимальных содержаний до 30% в районе уреза. Гравийно-галечные размерности отложений пляжа составляют менее 1%, достигая максимального значения в районе уреза.

Как отмечалось предшественниками береговой уступ в последние несколько десятков лет был стабилен [221, 76]. Береговая зона скорее имела аккумулятивные тенденции на этом участке, о чем свидетельствуют современные, причлененные к авандюне низкие эолово-прибойные террасы, на которых свою очередь начинают образовываться авандюны (Рисунок 2.21).



Рисунок 2.21 – Современная морская терраса шириной до 50 метров, сформированная после 1952 г.

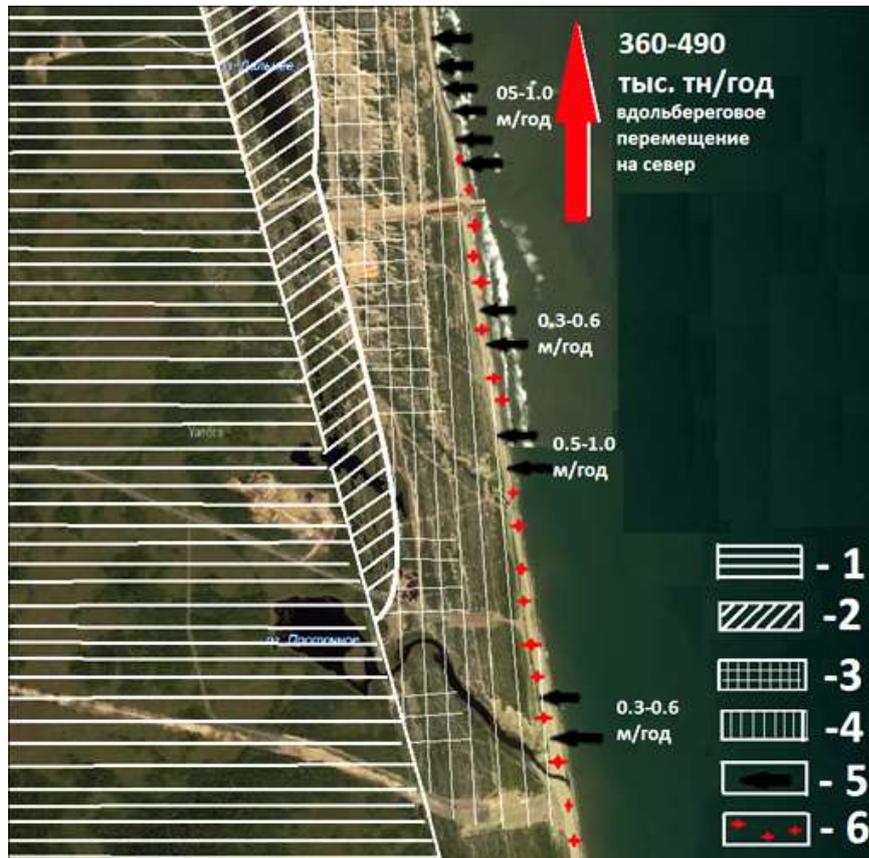


Рисунок 2.22 – Схема морфологии и динамики береговой зоны. Условные обозначения: 1 – поверхность сложенная неогеновыми породами с подтопленными озерами; 2 – голоценовые лагунные и остаточно-лагунные поверхности, 3 – дюнные массивы на поверхности средне-позднеголоценовых аккумулятивных эолово-прибойных образований; 4 – среднепозднеголоценовые береговые валы; 5 – размыв берегового уступа (значения подписаны на схеме); 6 – авандюна и современная терраса



Рисунок 2.23 – Строение береговой зоны на участке пляжевого мыса



Рисунок 2.24 – Размыв современной террасы в зоне трубопровода МРТС



Рисунок 2.25 – Размыв авантюны на южном фланге участка

Формирование мегафестонов и разрушение террас и авантюнов возможно спровоцировано перестройкой литодинамических ячеек в результате постройки коффердама несколько лет назад. В настоящее время защитная конструкция из шпунта разобрана. Однако неизвестно, сколько времени и с какими последствиями береговая система будет приходить в состояние динамического равновесия.

Интересно, что пески наблюдаемой на пляже размерности активно мобилизуются ветром силой более 15 м/сек непосредственно из зоны заплеска (Рисунок 2.26).

Буквально за тридцать минут у подножия берегового уступа мокрым песком было засыпано дерево толщиной около 30 см.

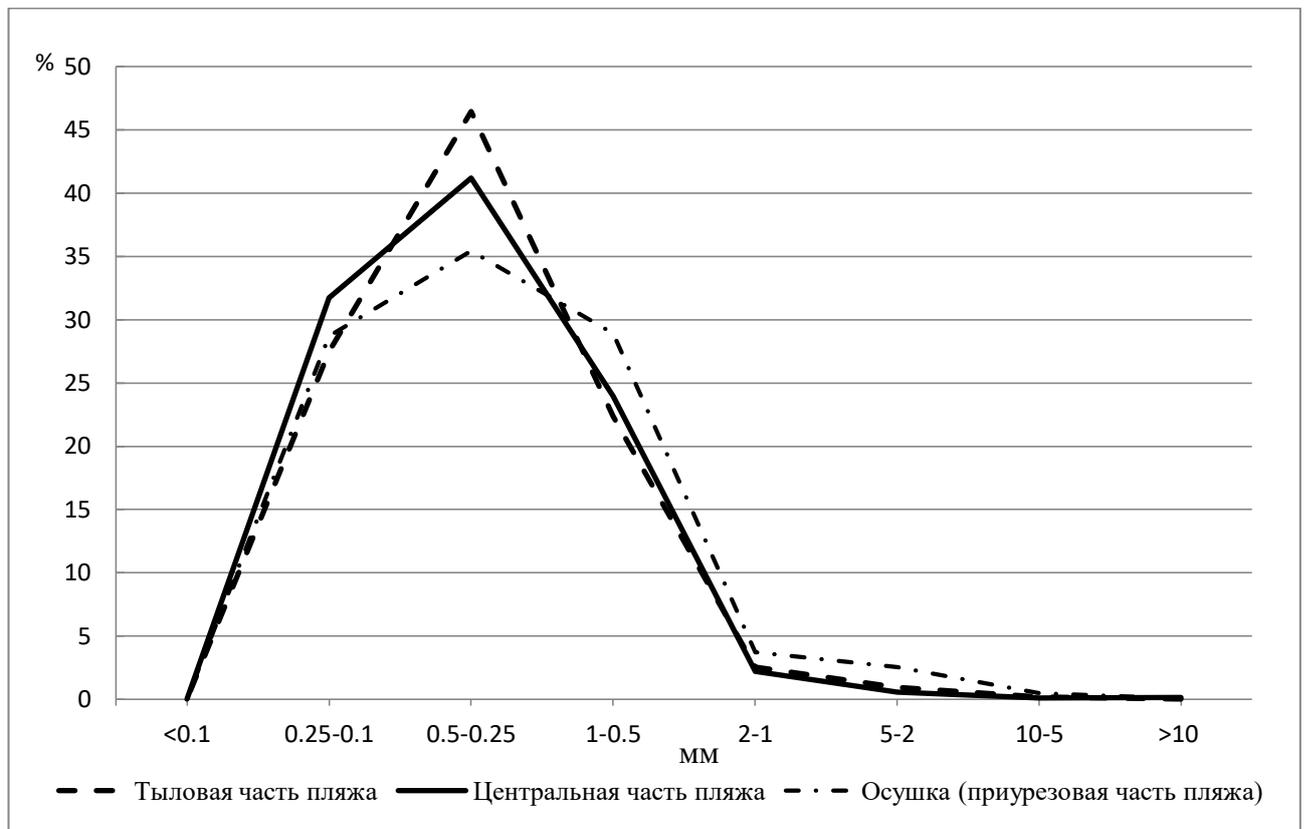


Рисунок 2.26 – Осреднённый гранулометрический состав пляжевых отложений на участке детальных исследований

2.3 Абразионно-денудационные берега субарктических и умеренно-холодных морей

Средняя и южная часть восточного Сахалина

В геологическом строении территории участвуют породы широкого возрастного диапазона от верхнего мела до голоцена. На северном участке берега сложены терригенными, кремнисто-терригенными туфокремнистыми и, в меньшей мере, вулканогенными породами мел-палеогенового возраста и устойчивы к процессам денудации. Наиболее широко в районе представлены отложения Березовской свиты (K2br) [89]. Взаимоотношения с нижележащими образованиями Богатинской свиты повсеместно тектонические.

Свита объединяет мощную толщу терригенных образований (алевролитов и песчаников) с горизонтами олистостром, включающих линзы и блоки тектонизированных вулканогенно-кремнистых и интрузивных пород.

Клифы активны, активно проявляется морозное выветривание и осыпные процессы. Пляжи узкие валунно-галечниковые и глыбовые, распространены абразионные останцы-кекуры

(Рисунок 2.27). Ширина морской цокольной террасы (бенча) достигают 2-х километров. Таким образом, рассматриваемый берег можно отнести к абразионно-денудационному типу.

Кайнозойские образования представлены главным образом на юге территории и слагают стратиграфический разрез дна акватории. Латеральные отличия в составе и строении толщ для кайнозойских образований носят, в основном, фациальный характер, обусловленный последовательностью и этапностью формирования седиментационного бассейна Охотского моря.

Люкаминская свита (P2lk) слагает дно акватории средней части района до глубин 5-10 метров) [89]. Перекрыта свита маломощным чехлом современных морских осадков. Также она вскрывается на незначительном протяжении в береговом уступе южнее р. Венгери. Представлена свита преимущественно песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов, углистых аргиллитов, углей, в меньшей мере, конгломератов и гравелитов.



Рисунок 2.27 – Береговой уступ и кекуры в коренных породах Березовской свиты

На отложениях люкаминской свиты залегает согласно с частичным размывом залегает Пиленгская свита (P3pl) [250]. Представлена она преимущественно глинисто-кремнистыми алевролитами и аргиллитами с прослоями опоковидных алевролитов и аргиллитов, реже диатомитов, гравелитов, конгломератов. Отложения свиты обнажаются в береговом уступе (Рисунок 2.28).

Перекрываются они нерасчленёнными отложениями среднего и позднего плейстоцена мощностью несколько метров и предположительно имеют аллювиально-морское

происхождение. Средне позднеголоценовые отложения выполняют эстуарные расширения рек и представлены барами и фрагментами береговых валов. В южной части берега сложены преимущественно слабоконсолированными породами. Интенсивность размыва до 1,5 метров в год. Берега, сложенные породами этого типа обрывистые. Мелководная часть шельфа представляет собой абразионно-аккумулятивную равнину с отдельными грядами.



Рисунок 2.28 – Береговой уступ с аргиллитами Пиленгской свиты в основании

Подводный склон пологий с подводными валами. Ведущим рельефообразующим фактором на побережье являются оползневые, обвальные, эрозионные и абразионные процессы [250]. Оползни отседания достигают несколько сот метров (Рисунок 2.29). В устьях малых рек наблюдаются селевые конусы. Величина отступления берегового уступа составляет 1,5-2,0 метра в год. По нашим данным, интенсивность разрушения берегов за последние 20 лет на рассматриваемой территории усилилась примерно в 1,6 раз.

Цокольные террасы широко представлены и на противоположном, западном берегу южного Сахалина (Рисунок 2.30)

Изучение геологического строения берегового уступа показало, что под почвенным слоем залегают твердые гравелистые супеси с редкими маломощными глинистыми прослоями. Мощность верхнего слоя варьирует в пределах 4,0-4,5 м. В обнажении берегового уступа в этом слое нет водопроявлений.



Рисунок 2.29 – Блоковый оползень



Рисунок 2.30 – Береговой уступ на юго-западном побережье Сахалина

Уровень грунтовых вод в скважинах находится ниже подошвы этого горизонта, который при георадарном зондировании определен как 1-й комплекс. По своим характеристикам отложения относятся к склоновому делювию, перекрывающему аллювиально морские отложения верхнеплейстоценового возраста. Ниже этого слоя в обнажении берегового уступа прослеживается 2,5-3,5 метровый слой обводненных гравийников. В скважинах расположенных

ближе к древнему береговому уступу этот слой имеет меньшую мощность и более высокое гипсометрическое положение, чем в береговом обрыве. Таким образом, здесь мы имеем дело с трансгрессивной пачкой собственно морских пляжевых отложений, а учитывая близость водотока эти отложения, скорее всего, аллювий, переформированный волноприбойными процессами у приустьевой зоны. Об этом свидетельствуют и прослои эстуарно-лагунных отложений. Именно этот слой в своей нижней части является зоной линейного водопроявления в береговом уступе (Рисунок 2.31).



Рисунок 2.31 – Водоносный горизонт над эстуарно-лагунными фациями

Ещё ниже, вскрывается скважинами и прослеживается в береговом уступе характерный субгоризонтальный горизонт эстуарно-лагунных литофациальных комплексов – глины и суглинки, реже супеси голубоватого и серого цвета мощностью до 3 м. Кровля этой пачки в береговом уступе лежит на отметках 37,2-37,4. В скважинах расположенных в 50-70 метрах от обнажения этого контакта в береговом уступе в сторону древнего берегового уступа отметки высот этого слоя составляют 38,0-38,2 м.

Ниже глинистого слоя залегают галечники и гравийники с супесчаным и песчаным заполнителем, а также очень плотные гравелистые супеси. Залегают они непосредственно на грунтах неогенового возраста (Рисунок 2.32).

Неогеновые отложения представлены разновидностями холмской (N1 hl), невельской (N1 nv), чеховской (N1 ch), верхнедуйской (N1 vd), курасийской (N1 kr) свит [89]. К особенностям формирования цокольной террасы следует отнести усложнение литофациальных комплексов по мере приближения к тыловой закраине террасы. Происходит это главным образом за счет склоновых отложений древнего берегового уступа и волноприбойных фаций

предшествующих эстуарно-лагунному морфолитогенезу. Морфолитодинамика береговой зоны рассматриваемого участка побережья изучена слабо [95]. Систематические наблюдения за развитием береговых процессов в районе исследований не проводились, несмотря на многократные попытки закрепить береговой уступ (Рисунок 2.33).

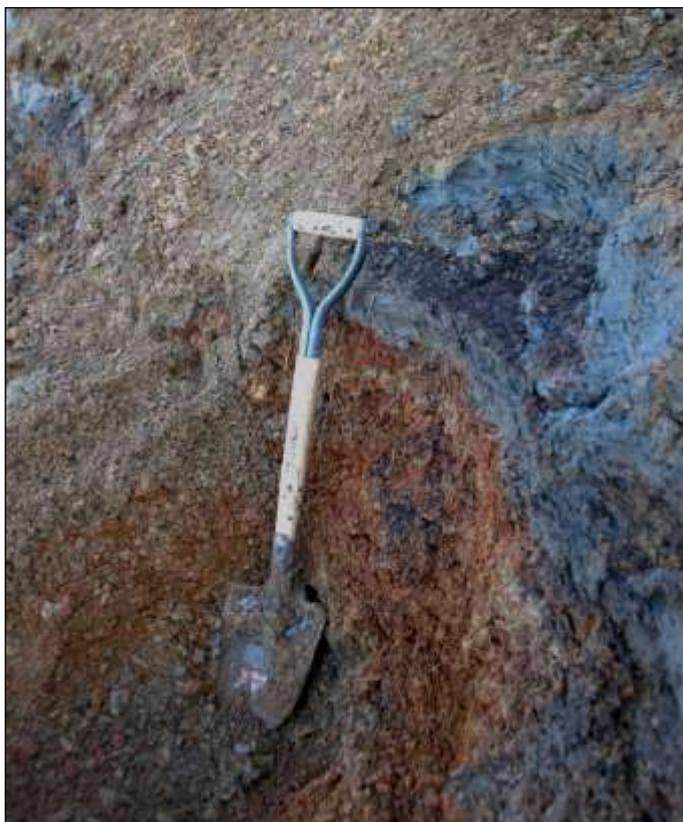


Рисунок 2.32 – Ожелезненные гравийно-галечные отложения под лагунными осадками



Рисунок 2.33 – Волнозащитно-подпорная стенка

Применительно к проблеме вдольбереговых миграций наносов морфолитодинамическую ситуацию можно охарактеризовать следующим образом. На фоне активного волнового

воздействия в целом на побережье, происходит довольно интенсивное разрушение берегов и миграции наносов. На участках с бенчем вдольбереговые миграции в зоне пляжа происходят главным образом при условии суперпозиции нагонов различного генезиса и высоких приливов. Основной объем наносов на участках с бенчем перемещается в интервале глубин 4-9 м (расчётная глубина замыкания).

Побережье залива Терпения от м. Тихий до м. Сенявина расположено в юго-западной части залива Терпения Охотского моря (Рисунок 2.34).

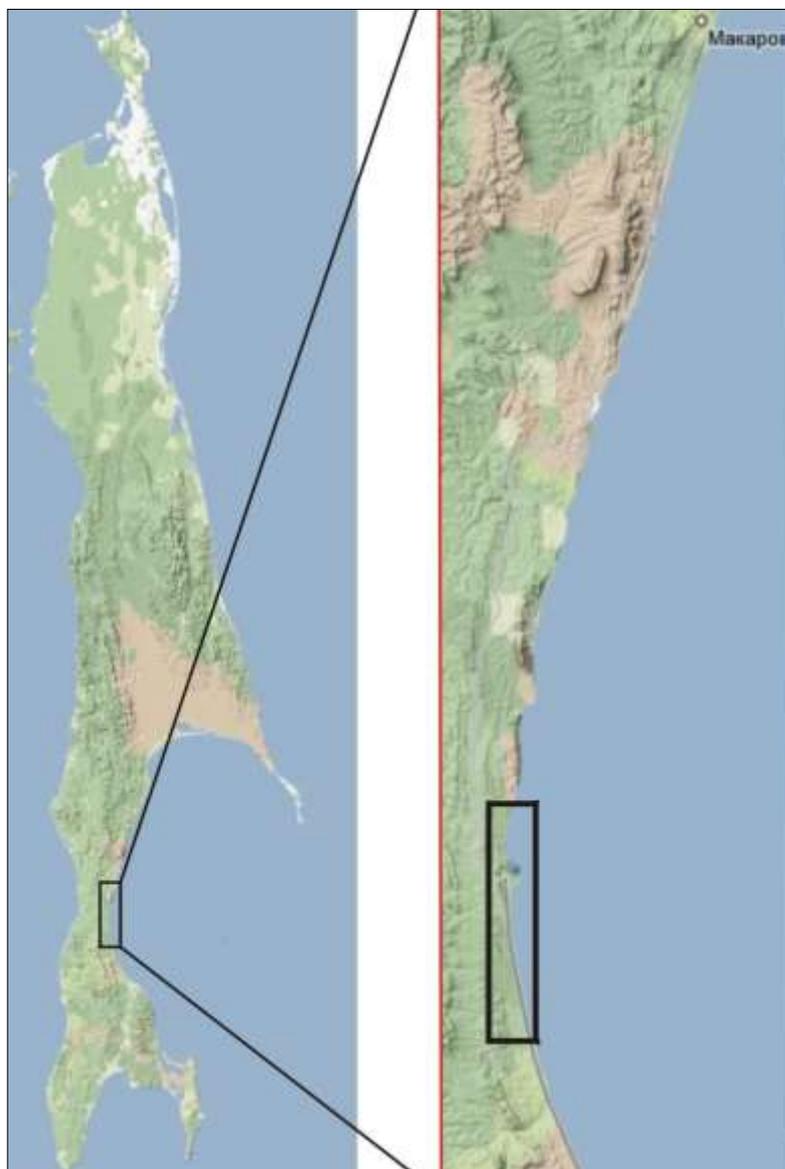


Рисунок 2.34 – Побережье залива Терпения от м. Тихий до м. Сенявина

Береговая линия образует дугу с отношением глубины вреза к расстоянию между ограничивающими мысами 0,13. Расстояние по траверзу мысов составляет 52 км, глубины 30-40 м. Десятиметровая изобата проходит в 0,1-1,5 км от уреза, 50-метровая – в 7,0-10,0 км.

С запада побережье ограничено Южно-Камышовым хребтом, водораздел которого проходит на удалении 7 до 17 км от береговой линии. Восточные мористые отроги и склоны

хребта подступают вплотную к берегу и прорезаны множеством коротких рек и водотоков. Общее количество рек, включая безымянные водотоки 3-4-километровой длины от пос. Взморье до пос. Стародубского, насчитывает более 25. Их устья прорезают береговую зону через каждые 1-2 км. К наиболее крупным относятся такие реки, как Найба (около 50 км), Ай, Фирсовка, Черная, Дудинка, Айдар и Баклановка.

Узкой полосой вдоль берега, а местами фрагментарно к склонам низкогорий причленены морская голоценовая терраса высотой до 3-4 м и 5-8 – метровая позднеплейстоценовая.

Устья рек блокированы вдольбереговыми штормовыми валами, за исключением устьевой части реки Найба. Здесь развита широкая дельта выполнения, осложненная озерами Лебязье, Торфяное и вдольбереговыми узкими озерами-лагунами – Утиное, Долгое, Малое Придорожное.

Рельефообразующие породы побережья представлены рыхлыми отложениями четвертичного возраста, которые развиты повсеместно. Абразионно-денудационные береговые склоны низкогорий сложены песчаниками и алевролитами нутовской и других свит неогенового возраста. Мысы сложены относительно устойчивыми к абразии интрузивными породами или кремнистыми сланцами, туфами и кварцитами.

От устья р. Мануй до м. Муловского небольшие по протяженности (200-700 м) абразионно-денудационные участки берега чередуются с аккумулятивными. На абразионно-денудационных берегах развиты клифы высотой 20-50 м, осложненные склоновыми процессами, и узкие песчано-галечные пляжи. Аккумулятивные берега приурочены к долинам малых рек, в которых распространены низкие (2-5 м) террасы, сложенные серыми вязкими глинами. На мысе Муловского, выступающем более чем на 1 км от линии общего простирания берега, высокие (более 100 м) и крутые береговые уступы мыса, выработанные в миоценовых эффузивах, преимущественно светло-желтых туфах, в настоящее время почти не абрадируются и представляют собой типичные денудационные склоны. Дресвяно-щебнистые осыпи, в массе образующиеся при выветривании, спускаются по ним к узким валунно-галечным пляжам. Здесь развит очень широкий бенч в скальных породах. Севернее мыса его вершина достигает 450 м, а юго-восточнее, где абразией срезаны узкие гряды (очевидно, крутопадающие пласты горных пород) – 700 м.

Между пос. Взморье и пос. Стародубское на побережье представлена система морских аккумулятивных террас, среди которых наиболее четко выделяются: современная, включающая пляж и прилегающую к нему серию береговых валов высотой 0-2 м; голоценовая – 3-4 м и позднеплейстоценовая – 10-15 м. Первые две сложены преимущественно песками, реже – гравийниками и галечниками; третья – плотными глинами синего или голубовато-серого цвета, перекрытыми маломощными слоями бурых глин или торфяников [220].

На участке Взморье-Береговое ширина прибрежных аккумулятивных террас изменяется в основном от 0,5 до 1,0 км, расширяясь до 1,5 км лишь в долинах рек. Преобладают аккумулятивные процессы: почти повсеместно развиты песчаные пляжи шириной 30-50 м [96]. Размыв отмечается только к югу от пос. Взморье и севернее устья р. Айдар, где разрушается аккумулятивная терраса. Активные уступы высотой 2 м выработаны в глинах и торфяниках. Вблизи пос. Взморье для защиты дороги, проложенной по террасе, построена волноотбойная стенка из бревен. На размываемых участках распространены крутые прислоненные пляжи шириной 30-40 м, сложенные в зависимости от сезона хорошо промытыми гравийниками коричневатого-желтого цвета или песчано-галечным материалом. Величина межсезонных деформаций пляжевых отложений у тыловой закраины составляет 4-6 м.

Между поселками Береговое и Кирпичное, на участке протяженностью около 10 км наблюдается берег с отмершим клифом и прислоненной аккумулятивной террасой. Клифы выработаны в очень плотных глинистых песках маруямской свиты. Морская терраса, причлененная к нему, имеет ширину всего 100-300 м. Участок берега здесь испытывает дефицит наносов, о чем свидетельствуют уступы размыва высотой 1,4-2,5 в низкой аккумулятивной террасе, тянущиеся почти непрерывно на протяжении 9 км. Размыв террасы происходит редко, в основном во время сильных осенних штормов, поскольку берега защищены широкими (50-70 м) песчаными пляжами полного профиля с редкими береговыми валами.

Южнее пос. Кирпичного прибрежная аккумулятивная равнина значительно (до 5-10 км) расширяется. Большая ее часть заболочена. Кое-где выделяются цепочки низких дюн, развитых на древних береговых валах. Берег относится к типу аккумулятивных лагунных.

Мощность потока наносов, измеренная при изучении процессов заносимости водозаборного ковша Сахалинской ГРЭС, составляет 40-50 тыс. м³/год (повторные промеры по гидродинамическим циклам) [141].

Анализ расчетных ветроэнергетических характеристик, параметров пляжа и строения подводного рельефа позволяет охарактеризовать морфолитодинамическую ситуацию на участке м. Сенявина – м. Тихий следующим образом. На всем протяжении рассматриваемого побережья составляющая потока волновой энергии, направленная по нормали к берегу, в 15-20 раз превышает значения вдольбереговой составляющей. За счет волн зыби это значение можно еще увеличить. Расчетные параметры мощности вдольберегового потока волновой энергии довольно высоки и составляют около 10 тыс. т/сезон на 1 м берегового профиля. Результирующая вдольберегового потока волновой энергии существенно ниже и лишь на нескольких участках достигает 5-6 тыс. т/сезон на 1 м профиля [32].

Рассматривая пространственную структуру вдольберегового потока волновой энергии со среднемноголетними параметрами, можно выделить 2 участка. Первый протягивается от м. Сенявина до устья р. Ай.

Результирующий поток волновой энергии здесь направлен на север. На участке побережья от устья р. Ай до м. Тихого результирующий поток волновой энергии направлен на юг. В районе Дудино среднемноголетняя мощность потока наносов составляет в волноприбойной зоне около 0,5 млн. т/сезон. Чтобы оценить масштаб величины, можно привести следующие сравнения. В настоящее время запасы пляжевых отложений береговой зоны от пос. Взморье до пос. Стародубское в летний период составляют около 6 млн. т, а за время эксплуатации карьера «Дудино» из береговой зоны изъято около 4 млн. т.

При анализе сезонной изменчивости характеристик вдольбереговой составляющей потока волновой энергии установлено 2 режима. В летние месяцы практически на всем протяжении береговой линии поток волновой энергии направлен на север. Энергообеспеченность его в этом направлении уменьшается. Особенности мезорельефа подводного берегового склона, установленные в результате анализа АФС разных лет, подтверждают северное направление потока наносов в летний период.

В осенний период поток направлен на юг. Энергообеспеченность уменьшается с севера на юг. В целом для рассматриваемого участка побережья зал. Терпения с мая по июль характерно ослабление потока волновой энергии, а с августа по ноябрь – усиление.

При анализе изменений расчетных ветроэнергетических параметров береговой зоны за многолетний временной интервал установлено, что в период 1970-1984 гг. наблюдалось некоторое ослабление, а, начиная с 1985 г. и до настоящего времени, происходит усиление волновой активности, что согласуется с установленными нами региональными тенденциями [51].

На изученном участке преобладают хорошо сортированные крупно-грубозернистые динамически зрелые пески, обнаруживающие «нормальную» гранулометрическую поперечную структуру с преобладающей концентрацией более крупных фракций в верхней части пляжа. Распределение значений статистических характеристик вдоль берега, отображающих вдольбереговую структуру грансостава осадка, указывает на угнетенный характер аккумуляции на изучаемом участке побережья, незначительную роль стока наносов впадающих в море рек и ручьев.

Глава 3. Закономерности разрушения берегов на современном этапе

На основе обработки в среде ГИС аэрофотоинформации (залеты 1952, 1974 гг.) и космофотоинформации (2014 и 2015 гг.) с последующим анализом графиков спектральной плотности интенсивности размыва определены параметры и охарактеризована пространственная структура размыва берегов северо-восточного Сахалина. Основные закономерности пространственной структуры разрушения берегов с.-в. Сахалина определяют явления ритмичности в проявлении процессов размыва. Установлены ритмы размыва с длиной волны 1,3; 2,0; 4,0; 5,6; 8,5; 11,6; 25,6; 64 км.

Среднегодовое скорости размыва нигде не превышают 2 м/год. Максимальные скорости размыва отмечены на участках, которые представляют собой высокие (14-28 м) плейстоценовые террасовые уровни. Для этих же участков характерны максимальные объемы наносов, поступающих ежегодно в береговую зону при размыве берегового уступа протяженностью один метр (5,6-7,7 м³).

Высокопорядковая ритмичность процессов размыва (в нашем случае \approx 30-60 км) на выровненных берегах северо-восточного Сахалина связана с устойчивыми зонами дивергенции потоков наносов, характеризующимися пониженным объемом пляжевых отложений. Ритмичность размыва 1,3 км соответствует размерности крупных мегафестонных структур пляжа.

Многолетние исследования строения и морфометрии пляжа для целей практического проектирования на берегах о-ва Сахалин позволили сделать вывод о формировании полностью волногасящего профиля на песчано-гравийных пляжах при объеме отложений 70-90 м³ на 1 метр протяженности берега. На большей части аккумулятивных берегов о. Сахалин нет дефицита наносов, тем не менее, размыв наблюдается даже при средних значениях объема пляжевых наносов в пределах литодинамических ячеек в 140-150 м³/м.

Как показано на примере трех участков со значительными запасами наносов на верхних элементах берегового профиля, размыв таких берегов обусловлен неравномерным распределением пляжевого материала вдоль берега в результате формирования мегафестонов и их систем.

Разрушение скалистых берегов является функцией от характеристик коренных пород, волнового климата, приливного режима и особенностей выветривания. Относительный вклад морских и субаэральных процессов, а также геологических свойств разрушаемых пород обсуждался и обсуждается во многих десятках исследований. Подробный анализ положения

дел в этом направлении береговой геоморфологии представлен в аналитических обзорах [452, 457, 462].

В настоящее время считается, что волновое воздействие является решающим в развитии таких берегов в областях с высокой волновой энергией, тогда как роль выветривания более значима в теплых умеренных и тропических районах [366]. Тем не менее, характер и относительная эффективность физико-химических и биологических процессов на бенче, влияние климата, волнового режима, диапазона приливов, характеристик скальных пород и пространственно-временное развитие процесса деструкции береговых платформ до настоящего времени не могут быть однозначно охарактеризованы [460].

3.1 Разрушение берегов, сформированных коренными породами

Развитие геопространственных технологий сделало в настоящее время доступными высокоточные фотограмметрические цифровые разновременные модели рельефа абразионно-денудационных берегов холодных морей, позволяющие определять скорости и характер разрушения коренных горных пород слабой и средней устойчивости. Новые высокоточные данные о скоростях разрушения поверхности косейсмически поднятого бенча в результате Невельского землетрясения 2 августа 2007 г., $M_w = 6,2$ в г. Невельск позволили установить, что разрушение субвертикальных береговых уступов в породах слабой и средней устойчивости происходит со скоростями примерно на порядок большими, чем скорости разрушения субгоризонтальных поверхностей бенча. Роль волнового воздействия в развитии бенчей сводится, главным образом, к мобилизации и выносу обломков, полученных в результате морозного выветривания при отрицательных температурах воздуха в период открытого моря. Количество циклов промерзания и оттаивания в этот период достигает нескольких десятков. Высокоточные ортофотопланы и 3D-модели высокого берегового уступа, сложенного вулканогенно-осадочными породами, дали возможность выявить механизмы разрушения клифов с неоднородной прочностью и определить их количественные параметры (Рисунок 3.1).

Абразия является основным современным морфолитодинамическим процессом на скалистых берегах, составляющих примерно 75% береговой линии [375]. Точный и непрерывный мониторинг разрушения коренных берегов практически невозможен, поэтому при определении скорости абразии используются средние значения за периоды натуральных наблюдений картографических и дистанционных съемок [456].

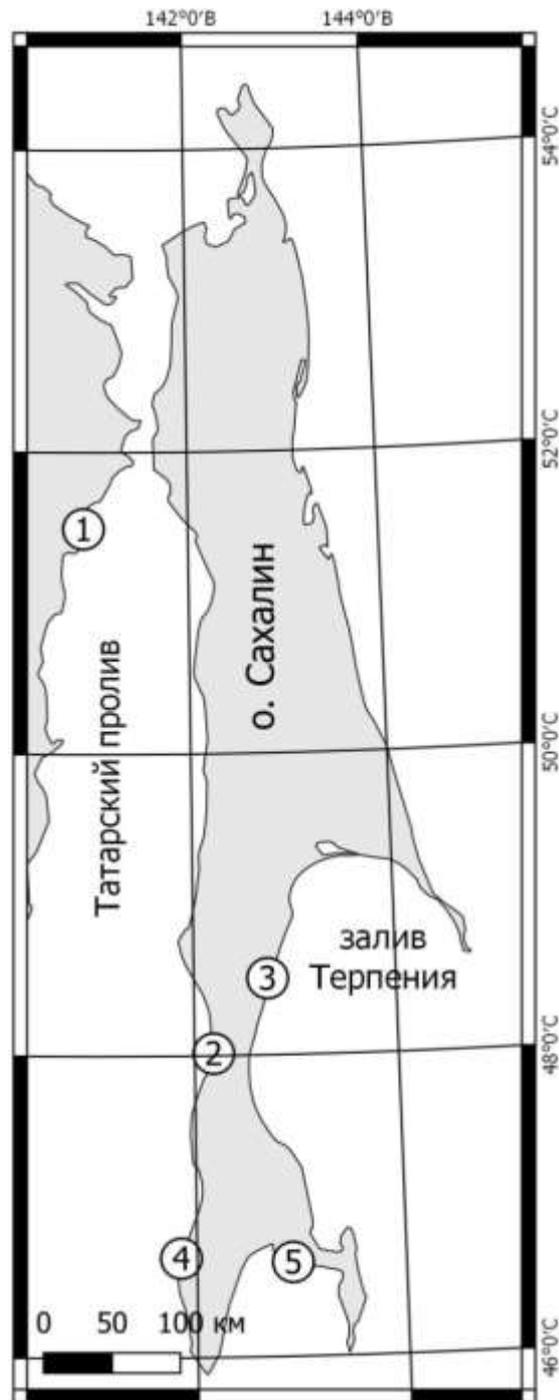


Рисунок 3.1 – Карта фактического материала изучения скалистых берегов: 1 – высокий береговой уступ зал Де кастри, 2 – клиф Татарский пролив 3 – уступ цокольной террасы залива Терпения, 4 – бенч в районе г. Невельск, 5 – береговой уступ в районе СПГ «Пригородное»

Однако долгосрочные средние скорости абразии коренных берегов при определении степени опасности и зонировании побережья следует использовать весьма осторожно. Широко известен случай, когда во время январских штормов 1983 года в Калифорнии было смыто около 14 м утеса, сложенного миоценовыми алевролитами, который в период с 1931 по 1982 год отступал со средней скоростью 0,2 м/год [386].

Подобное явление наблюдалось нами совсем недавно в районе завода СПГ «Пригородное», расположенного на цокольной террасе, сложенной слабосцементированными аргиллитами и алевролитами быковской свиты (K2bk) третьего класса устойчивости [249]. За один шторм осени 2017 года было разрушено 4-7 метров берегового уступа, тогда как за более чем десятилетний период берег разрушался со скоростью 0,1-0,15 м/год (Рисунок 3.2).



Рисунок 3.2 – Береговой уступ в районе СПГ «Пригородное»

Срочные наблюдения за разрушением берегов, сложенных скальными горными породами, проводились также в период с 1999 по 2007 год Центром государственного мониторинга геологической среды при ФГУПП «СахГРЭ» на побережье залива Терпения и Татарского пролива.

В заливе Терпения документировалось отступление бровки низкой цокольной террасы, сложенной неогеновыми алевролитами курасийской свиты N1Cr (Рисунок 3.3).



Рисунок 3.3 – Активный клиф, выработанный в отложениях N1 (Cr)

Средняя скорость отступления берегового уступа за период наблюдения составила 0,26 м/год на погонный метр береговой линии (Рисунок 3.4 А). Между тем следует отметить, что также как и в случае берегового уступа СПГ «Пригородное» основной размыв произошел одновременно – в октябре 2006 года. Вклад данного штормового события в общий объем абразии за весь период наблюдения составил 77%.

На Сахалинском берегу Татарского пролива в районе п. Ильинский измерения отступления бровки клифа проводились на трех измерительных площадках (Рисунок 3.4 Б, В, Г).

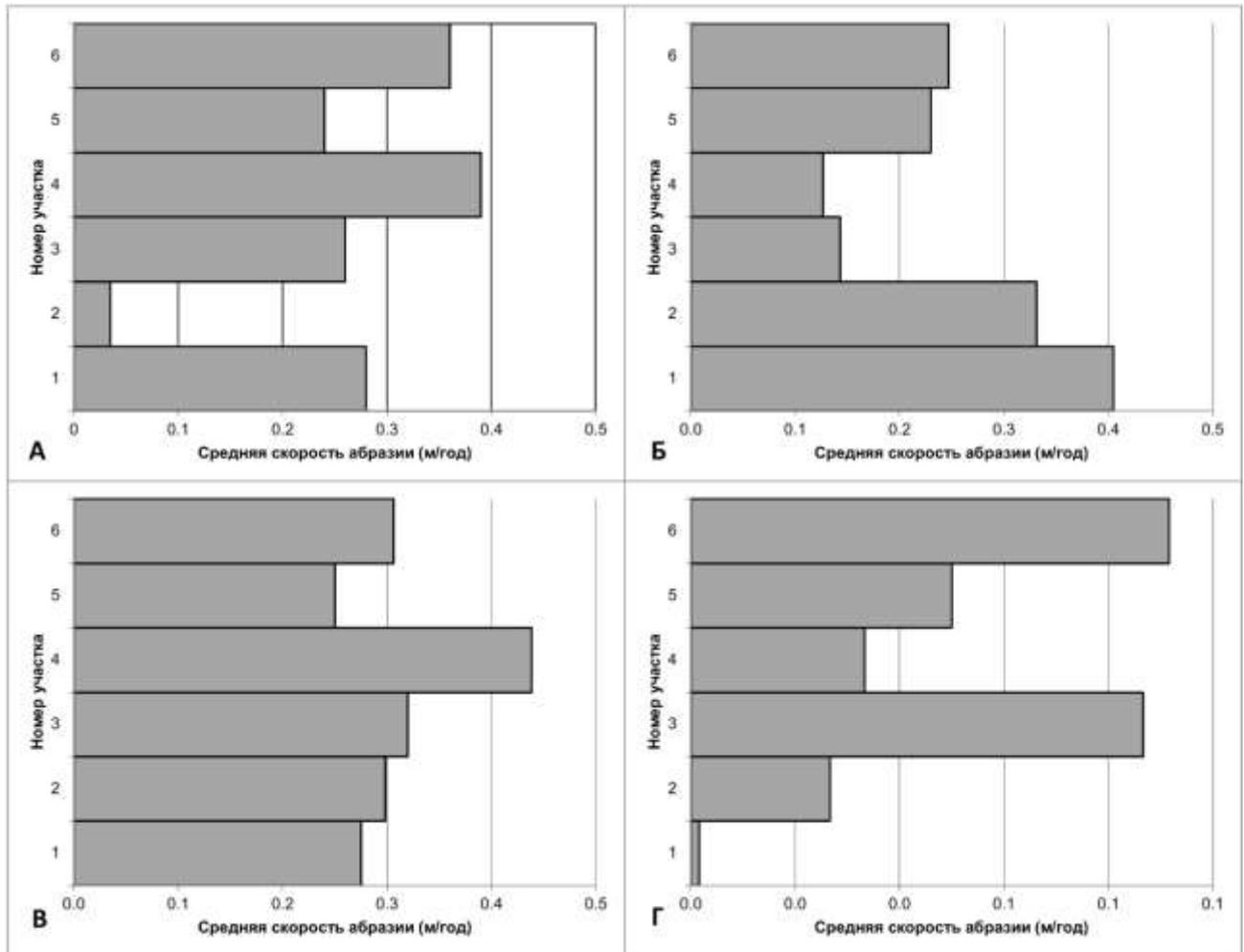


Рисунок 3.4 – Средняя скорость разрушения скалистых клифов: А – цокольная терраса залива Терпения (0,26 м/год); Б – Татарский пролив, площадка № 1 (0,25 м/год); В – Татарский пролив, площадка № 2 (0,32 м/год); Г – Татарский пролив, площадка № 3 (0,05 м/год)

Несмотря на то, что береговой уступ здесь сложен литифицированными песчаниково-кремнистыми породами холмского литотипа четвертого класса устойчивости, среднемноголетние скорости отступления бровки клифа примерно соответствуют скоростям разрушения клифа, выработанного в породах II и III литотипа [250]. Среднемноголетние скорости отступления бровки клифа составляют 0,25 м/год для площадки № 1, 0,32 м/год – для

площадки № 2 (Рисунок 3.5). Исключением является площадка № 3, где среднемноголетняя скорость отступления клифа составила 0,05 м/год на 1 погонный метр берегового уступа.



Рисунок 3.5 – Береговой уступ (участок № 2) открытый для волнения преобладающих направлений

Участок с наименьшими скоростями разрушения берегового уступа в Татарском проливе находится в волновой тени малого портового сооружения для наиболее энергетически обеспеченного волнения северных румбов (Рисунок 3.6). Максимальный вклад в разрушение бенча по нашему мнению вносит морозное выветривания при отрицательных температурах воздуха в период открытого моря. Количество циклов промерзания и оттаивания в этот период достигает 100-150 циклов.



Рисунок 3.6 – Береговой уступ (участок № 3) в волновой тени портового сооружения

Касаясь вопроса устойчивости берегов, сложенных коренными породами, необходимо отметить следующий факт. Для участка автодороги в районе пос. Взморье в 2012 году была построена берегозащита откосного типа. В качестве основного волногасящего элемента использовался природный камень дацитового состава среднемиоценового возраста. Применение природного камня в морском гидротехническом строительстве подразумевает его способность противостоять в насыщенном водой состоянии многократному попеременному замораживанию и оттаиванию без видимых признаков разрушения. Согласно ВСН 5-84 «Ведомственные строительные нормы» морозостойкость такого камня должна быть не менее Мрз100 [77]. Но вулканические породы (дациты) оказались весьма неустойчивы к процессам выветривания: уже в 2013 году монолиты растрескались, берегозащита была разрушена (Рисунок 3.7).



Рисунок 3.7 – Разрушение природного камня дацитового состава берегозащитной конструкции вследствие низкой морозостойкости

Дифференцировать волновые воздействия и факторы субаэрального выветривания позволяет изучение разрушения береговых платформ – бенчей, сформированных на скалистых берегах со слабой устойчивостью горных пород. Исключительную возможность в этом отношении дали исследования разрушения бенча косейсмически поднятого на 0,8-1,0 м в результате Невельского землетрясения 2 августа 2007 г., $M_w = 6,2$ в г. Невельск (Рисунок 3.8). Амплитуда поднятия бенча в районе города Невельск составила 90-100 см (Рисунок 3.9).



Рисунок 3.8 – Участок бенча поднятого в результате землетрясения, через 7 дней после события



Рисунок 3.9 – Оградительные блоки отсыпанных территорий на бенче; А – 07.2007 г., Б – 14.08.2007 г. (прилив)

Основные структурно-формационные зоны представлены на рисунке 3.10. Непосредственно на участке наблюдений бенч сложен зеленовато-серыми мелкозернистыми, глинистыми, слабо сцементированными песчаниками, замещающимися по простиранию алевролитами и маломощными переслоями более прочных кальцитизированных мелкозернистых песчаников.

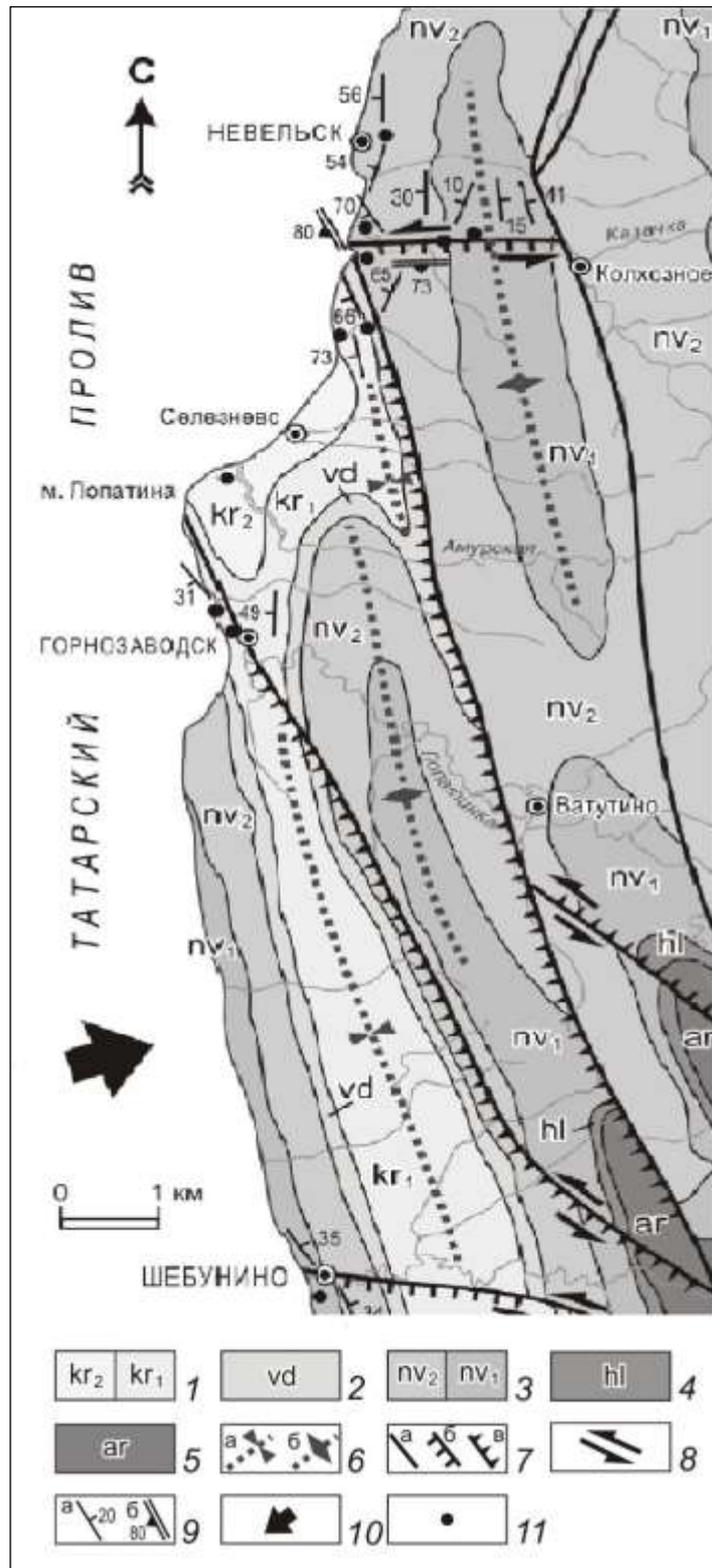


Рисунок 3.10 – Геолого-структурная схема района г. Невельск [94].

Условные обозначения: 1 – верхнемиоценовая курасийская свита: нижняя подсвита, (kr1) – кремнистые аргиллиты, опоки), и верхняя подсвита, (kr2) – песчаники с прослоями алевролитов; 2 – среднемиоценовая верхнедуйская свита – переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, пласты каменного угля; 3 – нижнемиоценовая невелинская свита: нижняя подсвита, (nv1) – песчаники и верхняя подсвита, (nv2) – песчаники с прослоями алевролитов; 4 – олигоцен-нижнемиоценовая холмская свита, (hl) – алевролиты с прослоями песчаников; 5 – эоцен-олигоценная аракайская свита, (ar) – песчаники с прослоями туфов базальтов; 6 – оси синклиналей (а) и антиклиналей (б); 7 – разломы (а), в том числе – с предполагаемыми сбросовыми (б) и взбросовыми компонентами перемещений (в); 8 – направления горизонтальных перемещений; 9 – ориентировки слоистости (а) и сместителей разломов (б); 10 – направление сжатия; 11 – точки структурных наблюдений

В 2011 году в районе г. Невельск Сахалинской области нами начаты инструментальные наблюдения по сети забетонированных в поверхность бенча 100 реперов. Расстояние между профилями 25 метров, расстояние между реперами по профилю 10 метров. Первый репер расположен на мористом краю бенча. В 2019 году измерения проводились только по 32 реперам (Рисунок 3.11, 3.12).

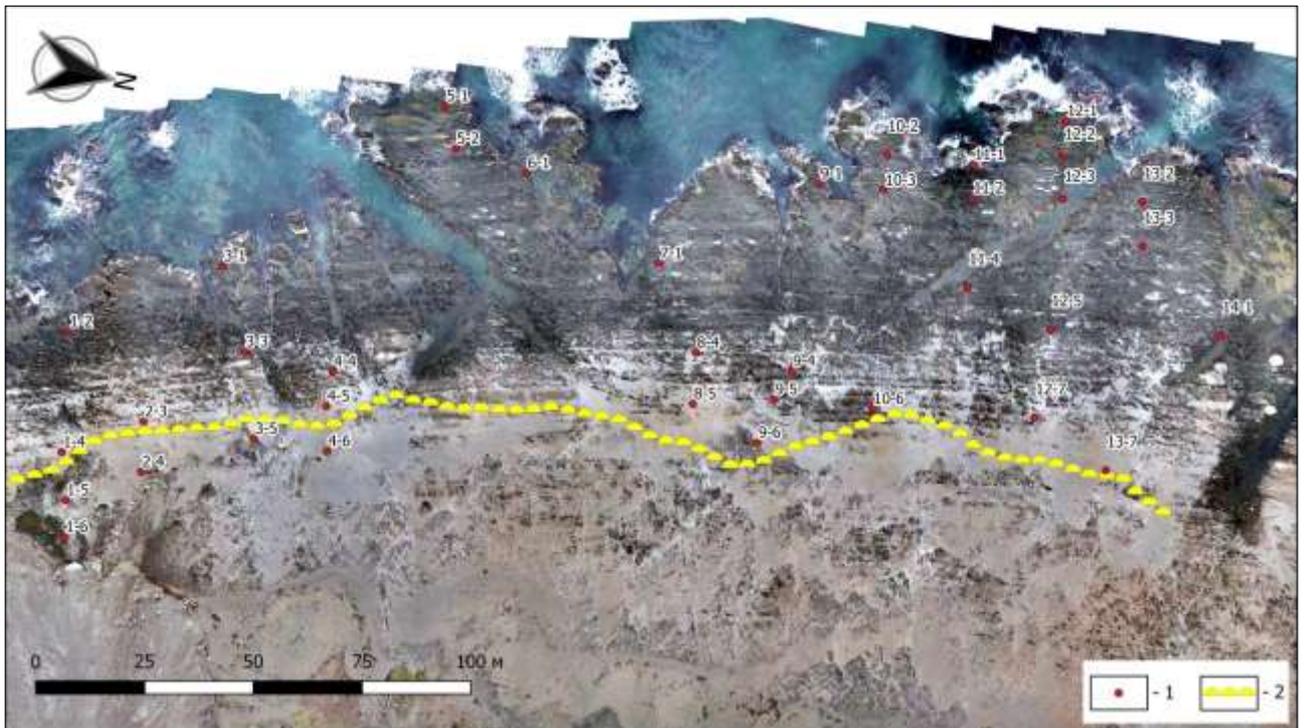


Рисунок 3.11 – Снимок с БПЛА 2018 г.: 1 – положение реперов используемых до 2019 г.; 2 – вал сформированный у края наледи в 2019 г.



Рисунок 3.12 – Вал, сформированный у края наледи 2019 г.

Часть реперов была потеряна в результате ледового воздействия зимой 2019 г., некоторые репера были засыпаны техногенным грунтомвалкой грунта или уничтожены.

В качестве примера изменений, на рисунке 3.13 представлен визуальный ряд динамики поверхности бенча на одном из участков (5/2) створ №5 / репер 2.

С июля 2016 года измерения производятся посредством вычитания разновременных карт поля высот участков размерами $2,25 \text{ м}^2$ с репером в центре. Карты поля высот построены цифровым фотограмметрическим методом в ПО Agisoft Photoscan. Для привязки модели используется алюминиевая рамка размерами $1,5 \times 1,5$ метра, установленная горизонтально при помощи оптического нивелира. На четырех углах рамки расположены маркеры с предварительно измеренными координатами, закодированными в виде кругового бинарного кода. Для правильного расположения осей в пространстве рамка ориентируется при помощи буссоли. При съемке используется камера SONY A6000 (24 мегапикселя). Далее в ПО Agisoft Photoscan производится первичная увязка фотографий с построением облака общих точек, из облака удаляются точки с низкой достоверностью определения координат. Затем на основе оставшихся достоверных точек уточняется калибровка камеры и строится плотное облако и полигональная модель (Рисунок 3.14).



30.10.2010 г.



19.06.2012 г.



13.06.2013 г.



07.07.2016 г.



11.08.2018

Рисунок 3.13 – Визуальный ряд динамики поверхности бенча на одном из участков (5/2) створ №5/репер 2

Следующим шагом является построение модели поля высот с плановым разрешением 0,001 м. Матрица разностей высот за период позволяет рассчитать удельный объем разрушения на 1 см² площади и соответственно среднюю скорость по площадке. На рисунках 3.15-3.17 представлены участки, подвергающиеся интенсивному прямому морскому воздействию.

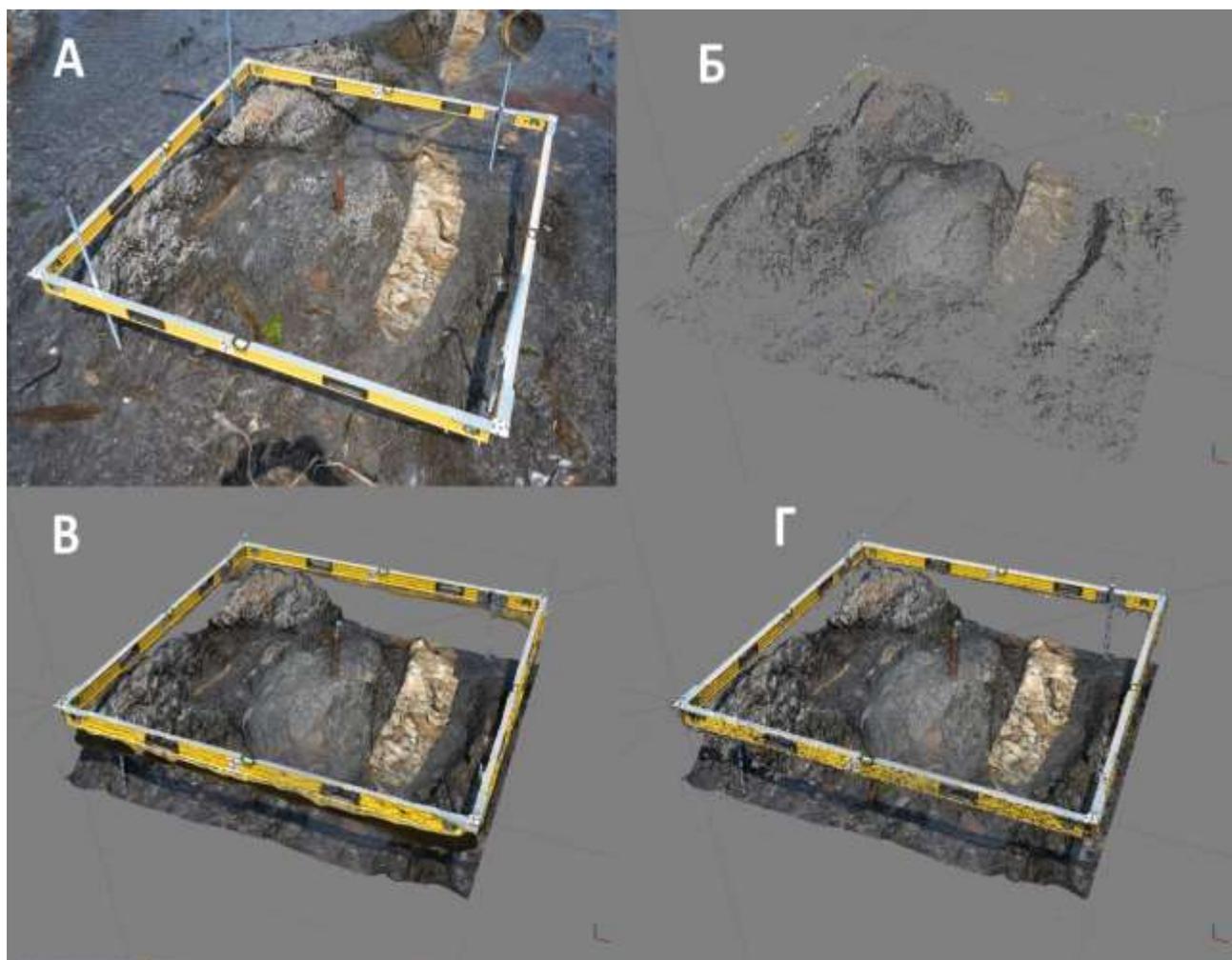


Рисунок 3.14 – Последовательность построения полигональной модели; А – фото репера с установленной рамкой, Б – связующие точки, В – полигональная модель рельефа, Г – плотное облако точек

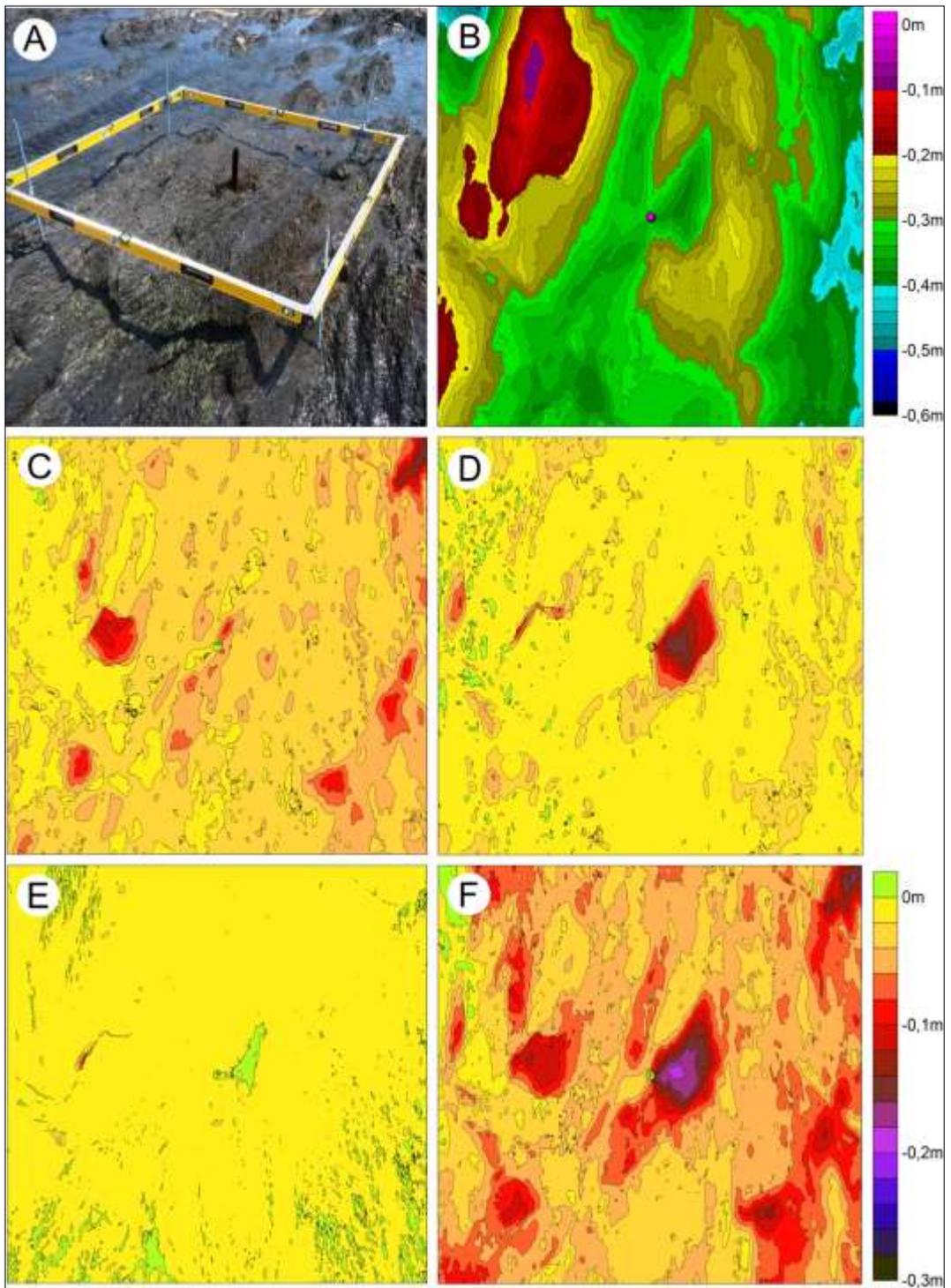


Рисунок 3.15 – Карты поля высот и разностей полей высот по годам (репер 5/2): А – Фото участка Июль 2016 г., В – Карта высот участка Ноябрь 2018 г., С – Разность высот 2017.06-2016.07, D – Разность высот 2018.04-2017.06, E – Разность высот 2018.11-2018.04, F – Разность высот 2018.11-2016.07.

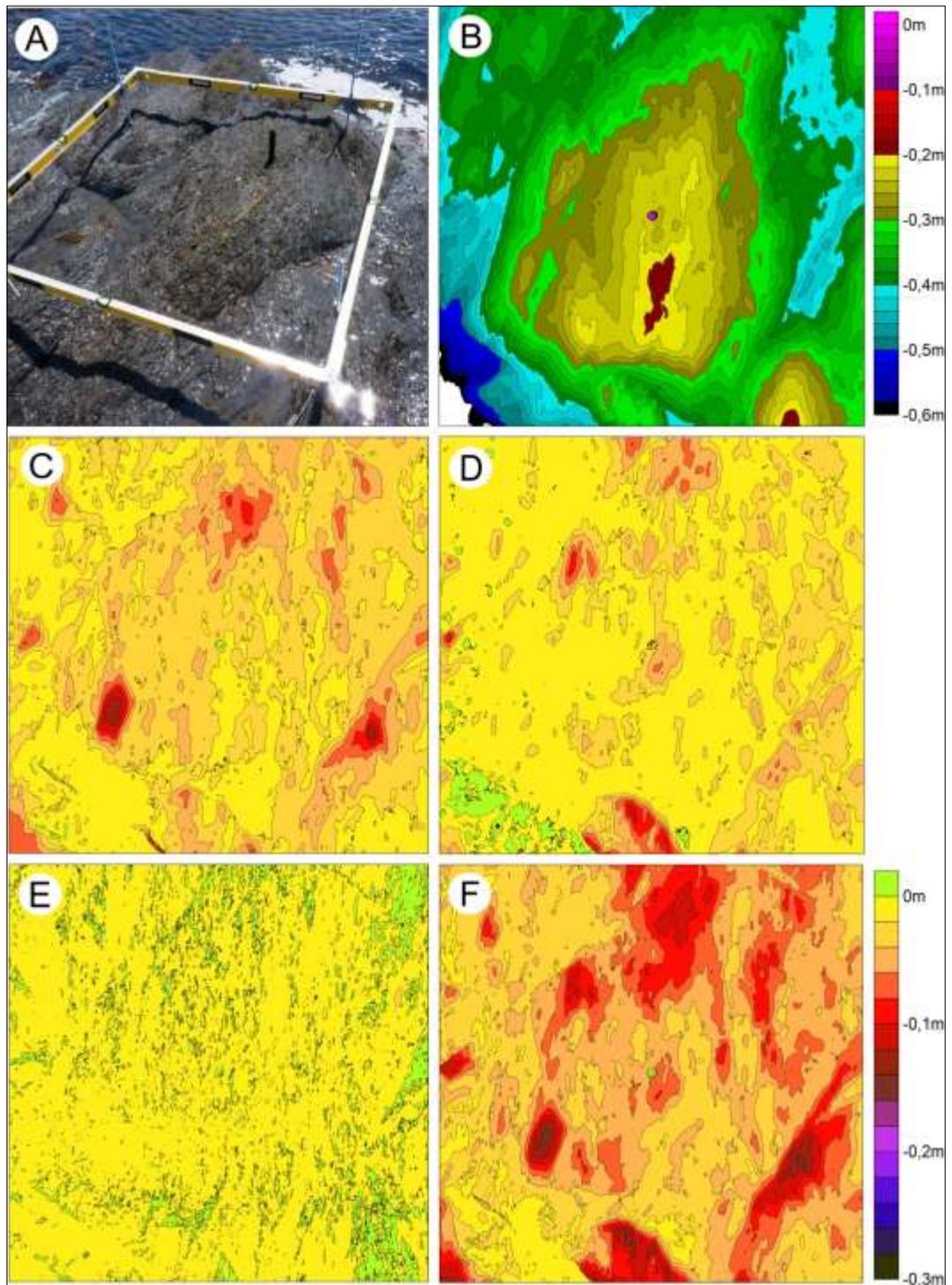


Рисунок 3.16 – Карты поля высот и разностей полей высот по годам (репер 7/2): А – Фото участка Июль 2016 г., В – Карта высот участка Ноябрь 2018 г., С – Разность высот 2017.06-2016.07, D – Разность высот 2018.04-2017.06, E – Разность высот 2018.11-2018.04, F – Разность высот 2018.11-2016.07

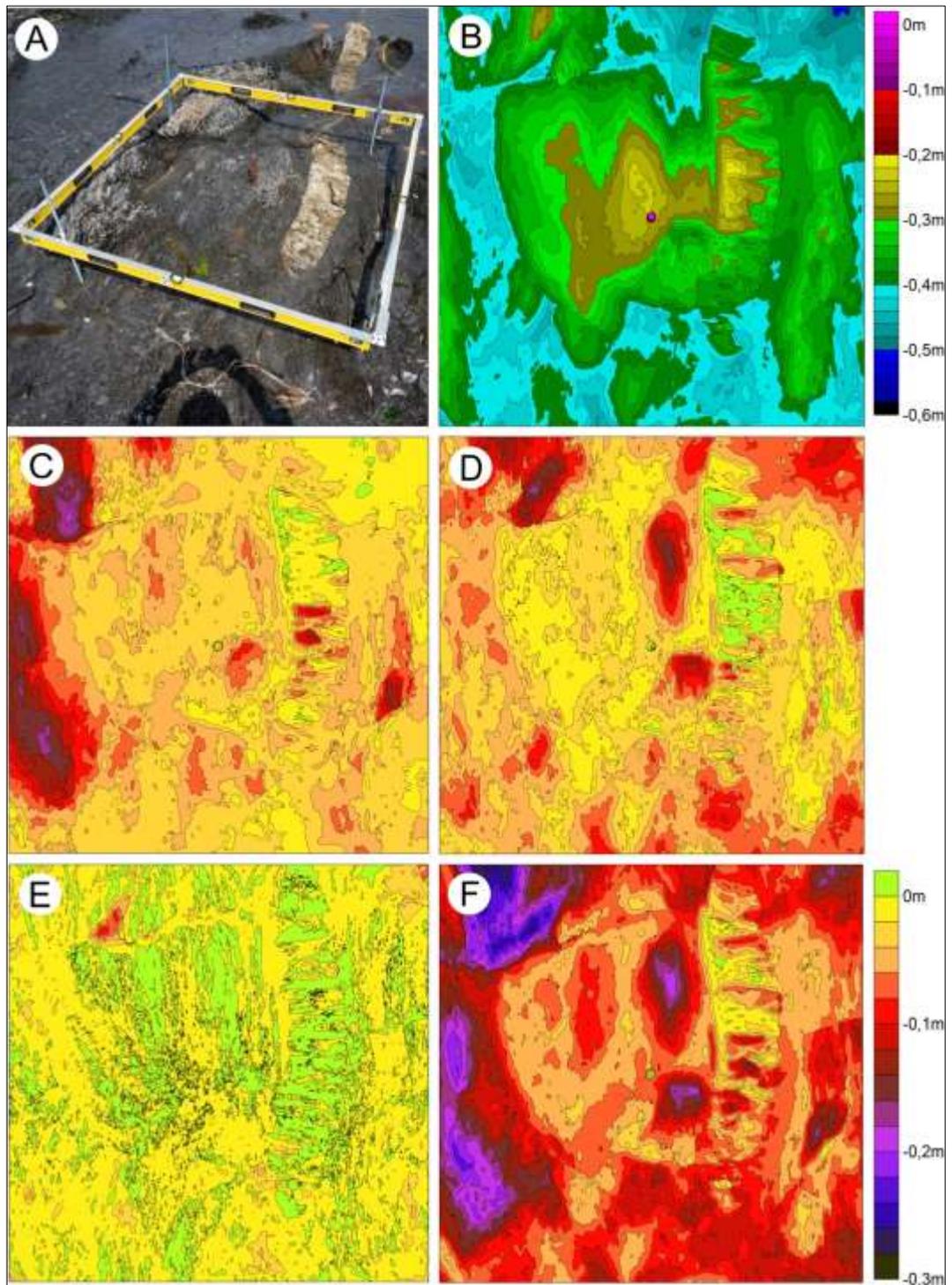


Рисунок 3.17 – Карты поля высот и разностей полей высот по годам (репер 14/1): А – Фото участка Июль 2016 г., В – Карта высот участка Ноябрь 2018 г., С – Разность высот 2017.06-2016.07, D – Разность высот 2018.04-2017.06, E – Разность высот 2018.11-2018.04, F – Разность высот 2018.11-2016.07

Рисунок 3.18 характеризует участок, расположенный в 50 метрах от края поднятого бенча, который разрушается главным образом за счет выветривания при условии удаления его

продуктов при суперпозиции нагонов и приливов. Участки, расположенные за пределами зоны, с которой обломочный материал смывается, разрушаются с минимальными скоростями.

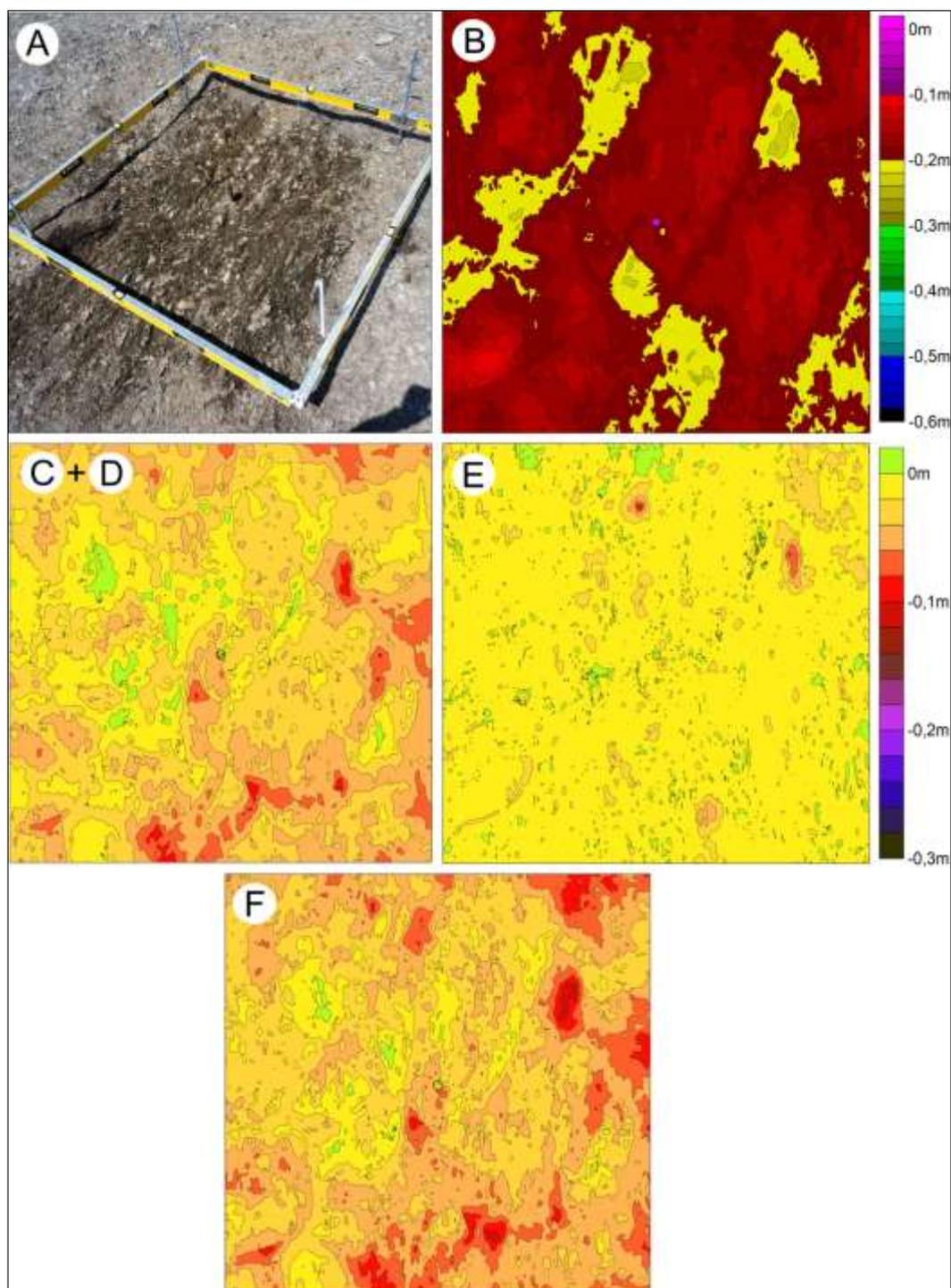


Рисунок 3.18 – Карты поля высот и разностей полей высот по годам (репер (9/5)): А – Фото участка Июль 2016 г., В – Карта высот участка Ноябрь 2018 г., С – Разность высот 2017.06-2016.07, D – Разность высот 2018.04-2017.06, E – Разность высот 2018.11-2018.04, F – Разность высот 2018.11-2016.07

Минимальные скорости скорости разрушения поверхности бенча до 0,25 см/год наблюдаются на участках, перекрытых обломочным материалом, смытым с мористой части бенча при суперпозиции максимальных уровней моря и волнения (Рисунок 3.19).



Рисунок 3.19 – Продукты выветривания, смытые на внутреннюю часть бенча

Максимальные скорости разрушения бенча отмечены на северо-западной границе поднятого бенча, в районе створов 11-13 где уже в 2018 году часть реперов заглубленных на 35 см были вымыты, т. е. среднемноголетние скорости разрушения бровки бенча превышали 5 см/год. На участках периодически затопляемых водой скорость разрушения поверхности бенча достигает 4,37 см/год (Рисунок 3.20).

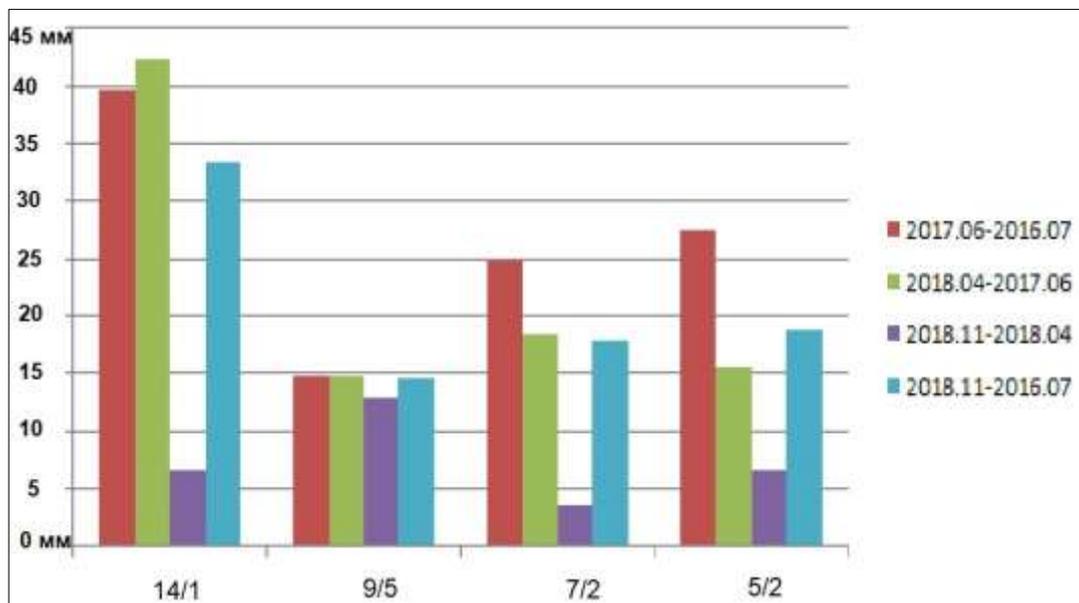


Рисунок 3.20 – Скорости разрушения поверхности бенча на площадках 14/1, 9/5, 7/2, 5/2

Кроме того было установлено, скорость разрушения алевролитов примерно в 2 раза выше скорости разрушения кальцитизированных конкреций (Рисунок 3.21).

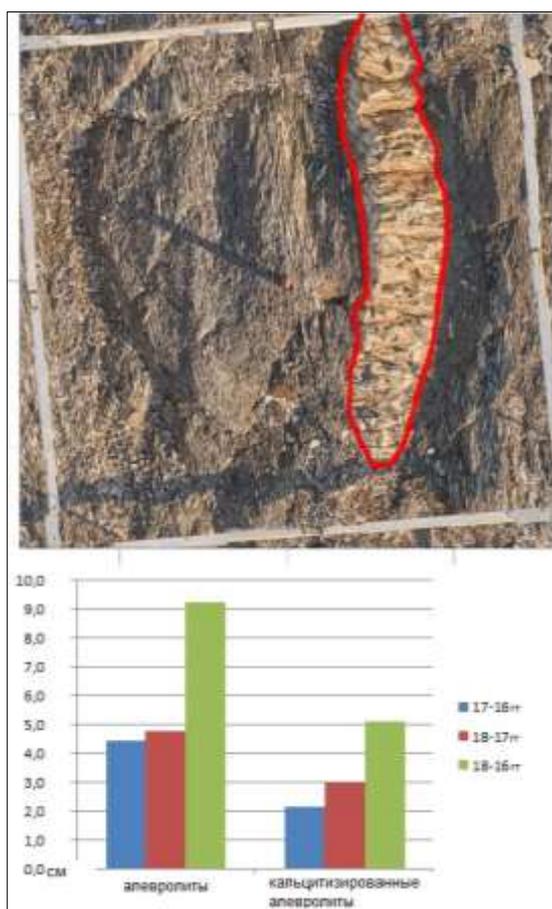


Рисунок 3.21 – Разрушение различных по устойчивости пород за период 2016-2018 гг. Кальцитизированный фрагмент бенча обведен красным

Кальцитизированные конкреции с гладкой ненарушенной поверхностью на удалении 40 метров от края бенча разрушаются со скоростями 1-2 мм/год, что соответствует примерно середине интервала измеренных значений по всему миру [461, 462]. На рисунке 3.21 видно, что разрушение поверхности конкреции связано со структурными особенностями породы.

Лабораторные эксперименты с использованием горных пород из восточной Канады показали, что показатели эрозии для разных типов пород, были максимальны на уровне низкого сизигийного прилива (который испытывает два цикла смачивания каждые сутки) (Рисунок 3.23). Выше и ниже этого максимума скорости снижались вследствие более редкой смены обстановок. [462, 441].

Очень важным для нашего исследования является сделанный недавно при изучении берегов Канады вывод о том, что максимальные скорости разрушения на высоких гипсометрических уровнях связаны, вероятно, с морозным выветриванием, воздействием льда и др. механизмов [18].



Рисунок 3.22 – Репер 1/4

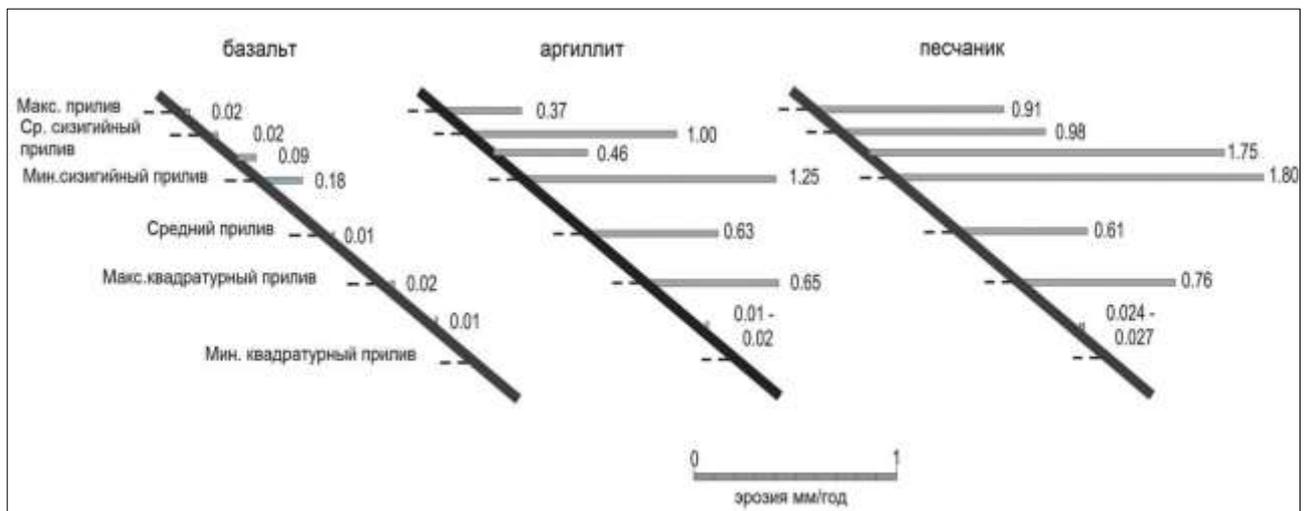


Рисунок 3.23 – Экспериментальные показатели разрушения образцов породы полученных с береговых платформ восточной части Канады [441]

Высокие, примерно на порядок превышающие измеренные в умеренном климате, скорости разрушения слоистых, сильно трещиноватых пород бенча объясняются, по нашему мнению, именно морозным выветриванием. Среднеголетняя продолжительность периода со среднесуточной температурой почвы $< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ по данным ГМС Невельск составляет 138 дней. Учитывая, что припай и сплошной ледовый покров в данном районе практически не наблюдаются, среднеголетнее количество циклов промерзания и оттаивания при

отрицательных температурах воздуха в период открытого моря на заливаемой части бенча составляет не менее 100 (Рисунок 3.24, 3.25, 3.26).



Рисунок 3.24 – Реперы 1, 2, 3 створа 12 (09.02.2018 г.)



Рисунок 3.25 – Поверхность бенча в зимний период (22.01.2017 г.)



Рисунок 3.26 – Формирование микро пляжа у края разрушаемой наледи на бенче (22.01.2017 г.)

Таким образом, в результате проведенного исследования установлено, что разрушение субвертикальных береговых уступов в породах слабой и средней устойчивости в условиях волнового воздействия происходит со скоростями примерно на порядок большими, чем скорости разрушения субгоризонтальных поверхностей бенча, сложенного аналогичными породами. Измеренные скорости отступления берегового уступа без прямого волнового воздействия примерно соответствуют скоростям разрушения аналогичных по классу устойчивости горных пород на бенче. И в том и в другом случае отсутствуют ударные волновые нагрузки с абрадирующим воздействием пляжевых отложений. И если с бенча продукты выветривания удаляются морской водой, то в случае клифа это происходит за счет склоновых, главным образом, гравитационных процессов.

В заключение отметим, что самое продолжительное исследование (43 года) разрушения поверхности бенча, сложенного аргиллитами выполненное в новой Зеландии с использованием микро-эрозионных счетчиков показало, что скорости эрозии, полученные при краткосрочных наблюдениях, вполне соотносятся с данными полного ряда [450]. В 2016 году бенч на участке мониторинга в Новой Зеландии был поднят на 1,01 м [451]. Таким образом, условия развития платформы изменились и ряд наблюдений прервался. Однако наблюдения продолжены уже в новых условиях и можно надеяться, что также как и в нашем случае, позволят улучшить понимание процессов развития прибрежных платформ [48, 341].

Доступные, малозатратные фотограмметрические методы позволяют получить высокоточные данные также о высоких обрывистых береговых уступах, сложенных коренными

породами [467, 31]. В качестве примера рассмотрим широко представленные на Дальнем Востоке вулканогенные берега (Рисунок 3.27).

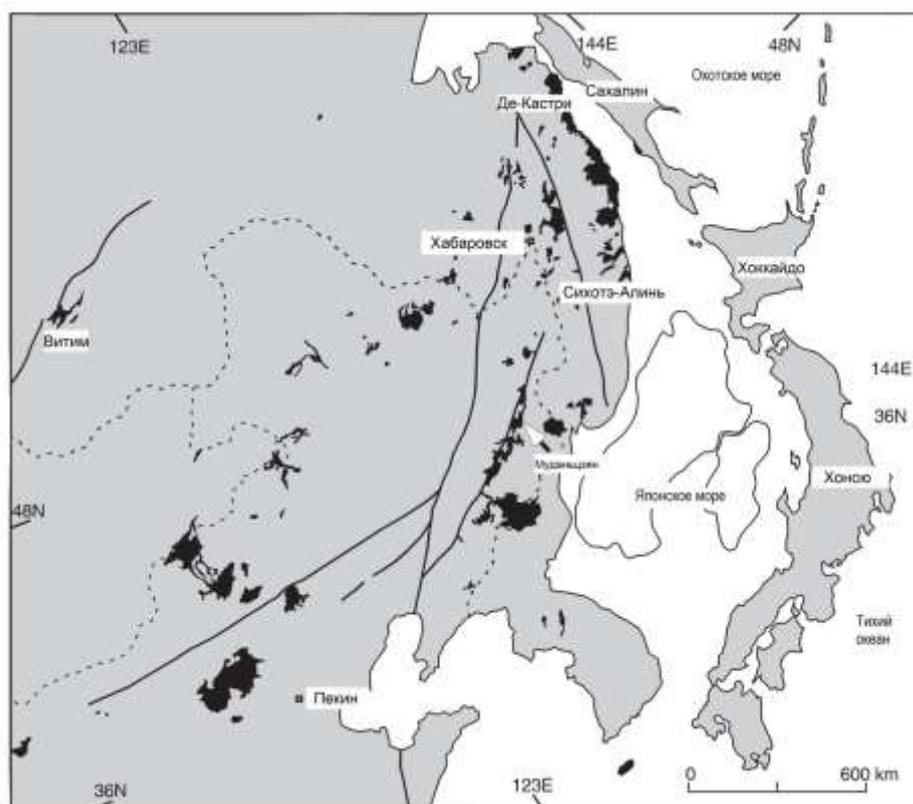


Рисунок 3.27 – Карта схема кайнозойских вулканических полей северо-восточной Евразии [433] с упрощениями

Район детальных исследований расположен на северном побережье залива Чихачёва (п. Де-Кастри), северо – западной части Татарского пролива в пределах Тумнинского неотектонического поднятия Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного комплекса [100, 153].

В береговом уступе вскрываются породы кизинского базальтового комплекса, перекрытые маломощным чехлом рыхлых четвертичных отложений. Кизинский базальтовый комплекс сформирован отложениями кизинской свиты и комагматичными субвулканическими образованиями. Свита подразделена на нижнюю и верхнюю подсвиты. Геологические исследования установили в отложениях кизинской свиты примерно 80 циклов вулканической активности (Рисунок 3.28).

Кизинская свита рассматривается как нижнемиоценовое стратиграфическое подразделение центральной и северной частей Восточного Сихотэ-Алия. Свита сложена лавами базальтового, андезибазальтового и андезитового состава с прослоями туфов, агломератов, аргиллитов, опок и лигнитов [270].

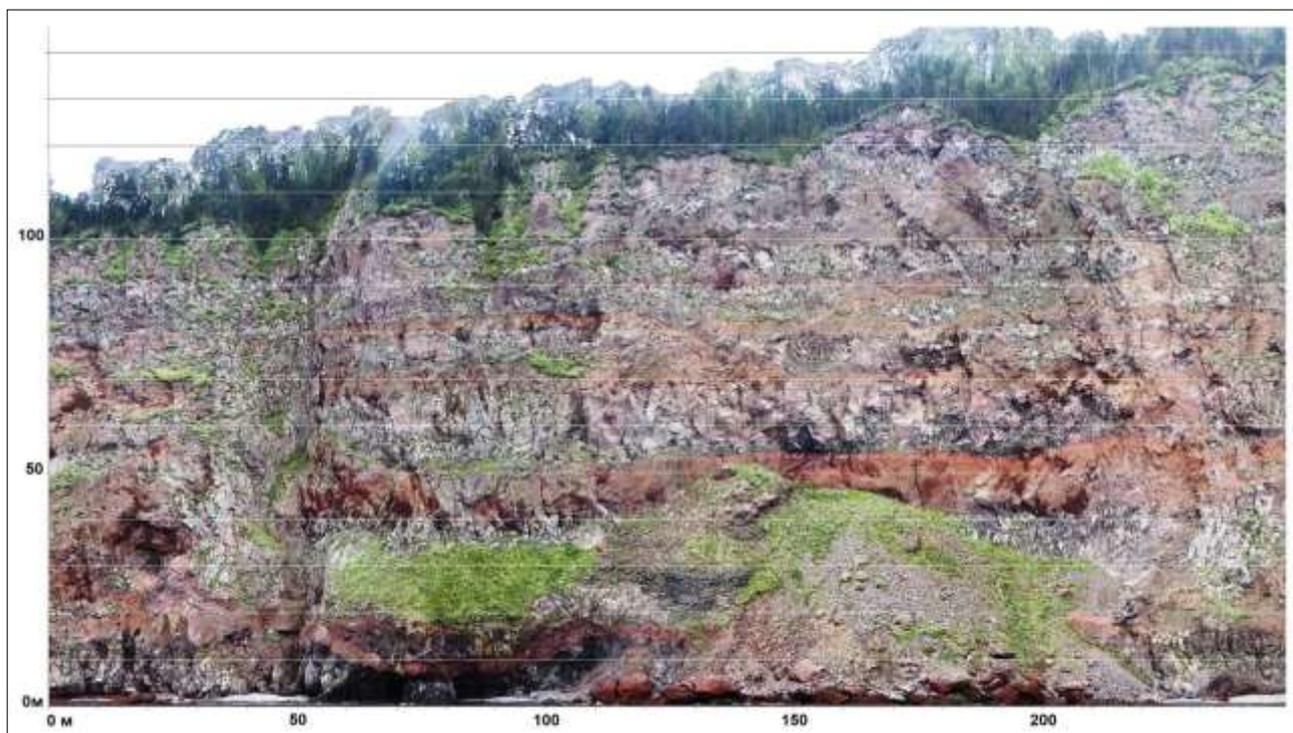


Рисунок 3.28 Строение берегового уступа в зал. Чихачева (фрагмент ортофотоплана).

В береговом уступе, ограничивающем с юго-востока площадку нефтеотгрузочного терминала Де-Кастри трубопроводной системы Сахалин-материк, нами были обнаружены водопроявления и эрозионные гроты, свидетельствующие о глубинной суффозии по вулканическим туфам с образованием неоднородностей плотности и пустот [47] (Рисунок 3.29). Кроме того, в двух наблюдательных скважинах на территории терминала отмечалось изменение состава подземных вод в рамках приливо-отливных циклов.

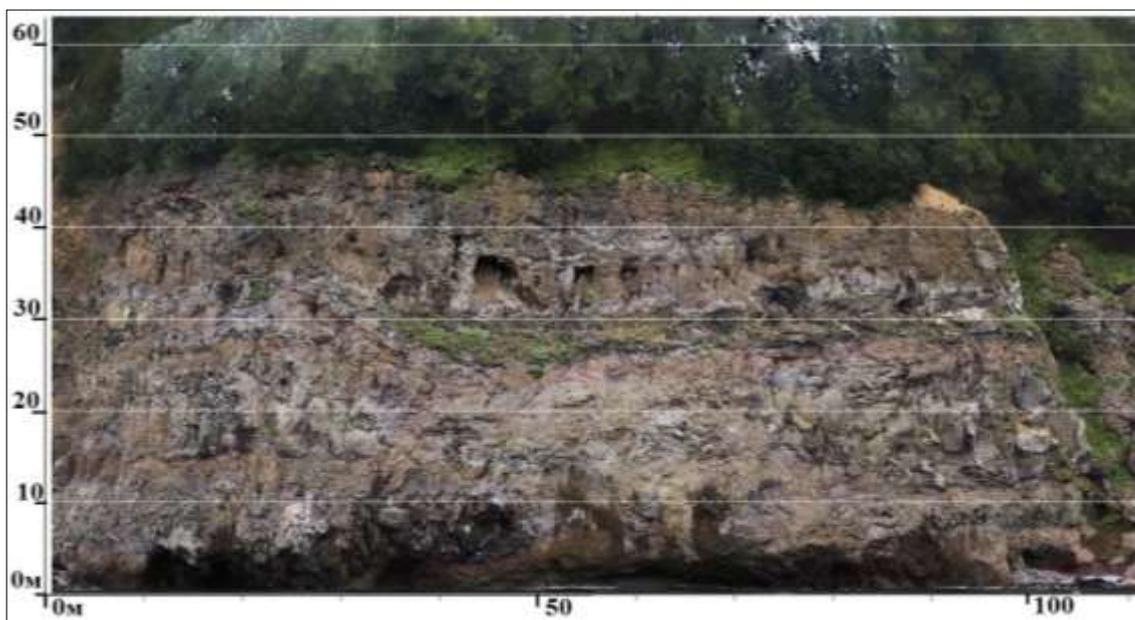


Рисунок 3.29 – Береговой уступ с волноприбойной нишей в основании. На высоте 30-40 метров наблюдаются гроты, сформированные выходами подземных вод

Подповерхностная суффозия по туфам и их контактам существенно ослабляет прочностные характеристики вулканогенно-осадочного горного массива и ускоряет процессы выветривания на склонах берегового уступа. Экспресс-индикатором этих опасных геологических явлений и послужило наличие выходов подземных вод с высокой степенью минерализации. В условиях Де-Кастри минерализация водопроявлений в 2-4 раза выше минерализации воды в устье рек. Район находится в девятибалльной сейсмоактивной зоне и при сейсмических событиях нагрузки на горные породы основания вырастут на порядки.

Вышеуказанные соображения позволили нам провести исследования берегового уступа протяженностью более 5 км, ограничивающего с юга и востока площадку планируемого строительства завода СПГ, расположенную рядом с нефтеотгрузочным терминалом в районе полуострова Клыкова (Де-Кастри).

Современный геолого-геоморфологический облик участка определен формированием в миоцене серий эффузивных образований и последующей их экзогенной переработкой. За последние 6 тысяч лет в результате разрушения берегового уступа высотой до 160 м сформировался бенч шириной до 100 м.

Подземные воды по типу фильтрационной среды являются пластово-трещинными в верхней, наиболее трещиноватой зоне и трещинно-жильными в зонах тектонических нарушений. Обе вышеописанных водоносных толщи на данной территории имеют тесную гидравлическую взаимосвязь и характеризуются общей уровенной поверхностью. В целом глубина залегания уровня уменьшается в соответствии с понижением рельефа, а максимальный градиент наблюдается по мере приближения к береговому уступу.

Ортофотопланы берегового уступа строились в ПО Agisoft Photoscan посредством проецирования набора наземных фотоснимков, выполненных при помощи камеры SONY NEX, на вертикальные плоскости, расположенные параллельно уступу [275]. Для получения корректной ортофотопроекции проводилась фотограмметрическая реконструкция 3D-модели уступа. Для наиболее точного поиска соответствий все снимки были сделаны в RAW- формате с последующей конвертацией в TIFF с расширенным динамическим диапазоном. Среднее разрешение фотоснимков 2,64 см/пикс. Начальная калибровка камеры проводилась встроенными средствами ПО Agisoft Lens. Затем проводилась увязка фотоснимков и вычисление координат центров фотографирования путем построения разреженного облака. Всего рассчитано 5 млн. связующих точек. Модель искажений объектива уточнялась по распознанным связующим точкам, которые были зарегистрированы не менее чем на 3 снимках, далее строилось плотное облако точек, всего 62 млн. точек. Из плотного облака точек была сформирована полигональная модель, которая использовалась для получения ортофотопланов.

Модель была привязана к местности посредством расположенных на уступе координированных маркеров. Суммарная длина изученного берегового уступа превышает 5 км.

Непосредственно в пределах площадки намечаемой деятельности при анализе моделей и ортофотопланов обнаружено 7 водопроявлений в виде увлажненных пятен размером в несколько метров. За пределами площадки намечаемой деятельности в период наблюдений разгрузка подземных вод осуществлялась как по контактно трещинным зонам, так и по туфам. Выявлено более 30 зон с водопроявлениями по всей высоте берегового уступа. При этом маршрутными наблюдениями вдоль подножия берегового уступа водопроявления установлены не были.

Применение методик мониторинга, использующих данные дистанционного зондирования и наблюдательных створов, на высоких крутых клифах невозможно из-за наклонных углов обзора, неоднородности строения и сложной поверхности уступа. Повторные фотограмметрические обследования в закрепленной системе координат позволяют решать задачи мониторинга с точностью, не уступающей технологиям лазерного сканирования [352].

Тем не менее, и на первом этапе изучения высоких береговых уступов мы выполнили оценку скоростей разрушения берега, особенно при выходе в зону прибоя участков берегового уступа с легко разрушаемыми геологическими комплексами либо дезинтегрированными комплексами дизъюнктивных зон. Были определены морфометрические параметры берегового уступа на участках активных склоновых процессов, спровоцированных абразионной подрезкой уступа или уменьшением устойчивости пород в результате выветривания и суффозии, установлены объемы коллювиально-пролювиальных форм у подножия (Рисунок 3.30).

Время формирования коллювиально-пролювиальных образований и их элементов устанавливалось на основе анализа материалов дистанционного зондирования и характера растительности на поверхности. Осредненные скорости разрушения берегового уступа по зонам ускоренного разрушения составляют в первой зоне более 0,29 м/год, во второй зоне – более 0,44 м/год, в третьей зоне – более 0,87 м/год. Разовые отступления берегового уступа на участках протяженностью до 100 метров могут достигать 7 метров в год, что для коренных пород несколько необычно.

Следует отметить, что обвально-осыпной материал достаточно быстро дезинтегрируется в зоне прибоя. Крупные до 10 метров обломки туфов и туфобрекчий буквально перемалываются крупной галькой и валунами базальтовых разностей. Галька туфовых разностей в отложениях пляжа практически отсутствует, несмотря на то, что в зону прибоя при разрушении берегового уступа туфа попадает более 60% от общего объема поступающего материала.

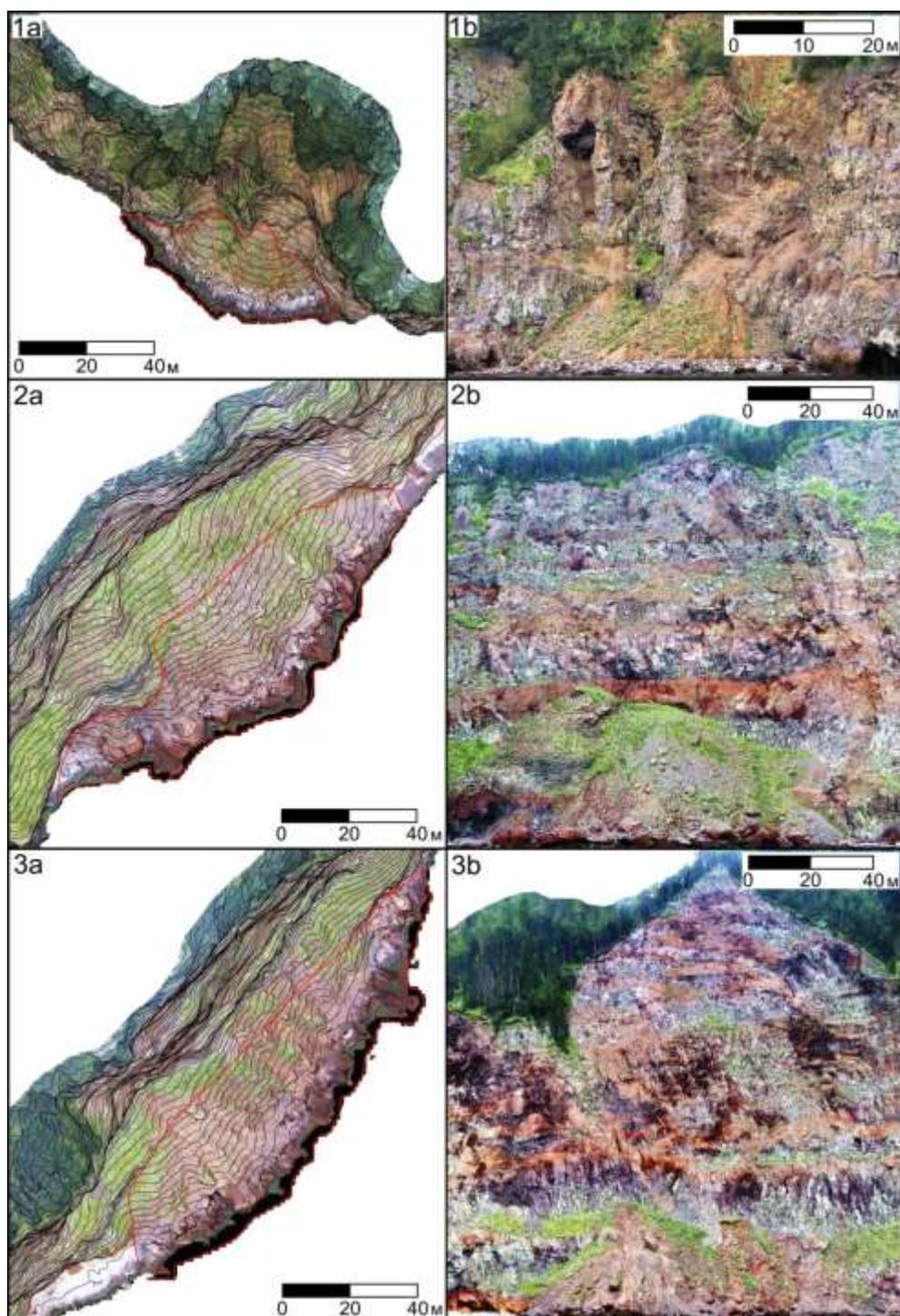


Рисунок 3.30 – Береговой уступ на трех участках активных склоновых процессов: (a) – коллювиально-пролювиальные образования у подножия уступов; (b) – ортофотосхемы берегового уступа

На значительной части берега в приурезовой зоне обнажаются туфы, в которых достаточно быстро формируются волноприбойные ниши, провоцирующие процессы отседания и разрушения берегового уступа (Рисунок 3.31).

Следует также отметить, что инженерно-геологическое бурение до коренных пород, в случае переслаивания монолитных андезито-базальтов и «слабых» туфов, не имеет смысла,

поскольку мощность «коренного основания», достигнутого после проходки склоновых отложений и элювия, может достигать всего 1-2 метров.



Рисунок 3.31 – Отседание по трещинам и обрушение туфов

3.2 Размыв берегов, сложенных неконсолированными неоген четвертичными породами

Остров Сахалин является одним из немногих регионов России, где определены параметры современного размыва берегов, сложенных рыхлыми и слабоконсолированными неоплейстоцен-голоценовыми отложениями. Изучение картографической информации и геологических описаний Сахалина показало, что наблюдаемая пространственная структура размыва морских террас и пересыпей в основных чертах существует, по меньшей мере, с 30-х годов 20 века [43, 50]. При анализе пространственной структуры разрушения низких морских голоцен-плейстоценовых равнин южного и северо-западного Сахалина были выявлены ритмы размыва с длиной волны 4-5 км, 11-12 км, ≈ 30 км и ≈ 60 км (Рисунок 3.32).

Основные закономерности пространственной структуры разрушения берегов установлены на основе анализа аэрофотоснимков (АФС) за период 1952-1980-2006 гг. Измерения проводились по 100, 200-метровым интервалам. Точность измерений составляет 1,5-2,5 м. Если указанную погрешность соотнести с периодом наблюдений, то ошибка в определении среднееголетней скорости отступления берегов составит 5-10 см.

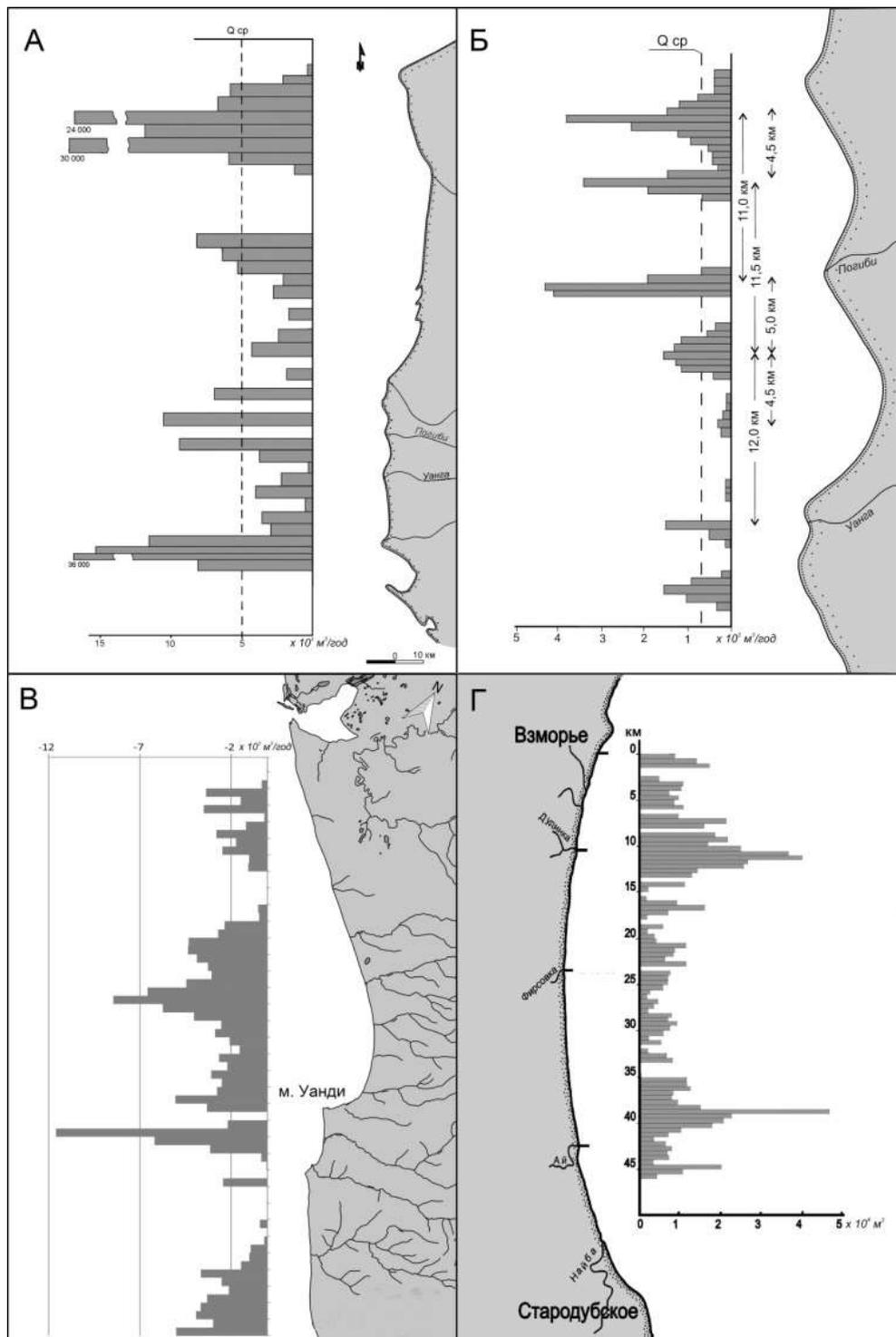


Рисунок 3.32 – Пространственные планы размыва берегов: А – с.-з. Сахалин (осреднение по 5 км участкам за период 30 лет), Б – пролива Невельского (осреднение по 500 м участкам за период 30 лет), В – Татарского пролива (осреднение по 500 м участкам за период 40 лет), Г – залива Терпения (осреднение по 500 м участкам за период 40 лет)

Вследствие этого, участки берегового уступа, размываемого со скоростью менее 0,2 м/год отнесены к категории стабильных и при подсчете объемов размыва не учитывались. В качестве реперов использовались отрезки дорог, деревянные и металлические опоры линий

электропередач, строения и природные объекты, мало изменяющиеся во времени (элементы рельефа, берега озер, отдельно стоящие деревья). Среднегодовые значения объема размыва берегового уступа с северо-западного Сахалина, имеющих протяженность более 300 км, рассчитывались по 5-ти километровым участкам. Это позволило уменьшить влияние на полученный результат ошибок измерений и низкопорядковой изменчивости интенсивности разрушения берегов (Рисунок 3.32 А).

Распределение значений объема размыва берегов северо-западного Сахалина характеризуется периодичностью с длиной волны около 60 км. Интересно, что при анализе интенсивности абразии на открытом побережье США получено значение длины волны ритма размыва, равное примерно половине установленного [372]. Указанная закономерность не выполняется в районе развития кос “азовского типа”. В современных условиях активность размыва на этом участке “должна быть выше”, чем в среднем по побережью. Тем не менее, отмечаемая во второй половине 20-го столетия деградация современных аккумулятивных образований указывает на усиление и здесь процессов размыва.

При осреднении объема разрушения берегов по 500-метровым интервалам обнаруживается другая система изменения активности размыва.

В качестве примера рассмотрим побережье пролива Невельского, где установлены ритмы размыва с длиной волны 4-5 и 11-12 км и район расположения кос “азовского” типа с 1,5-2,5 км ритмикой. В отличие от высокопорядковой, в нашем случае 60 км, ритмичности, указанные закономерности размыва определенно связаны с конфигурацией береговой линии и волноэнергетическими характеристиками береговой зоны.

Следует отметить, что несмотря на существенное изменение экзогеодинамической ситуации в районе м. Погиби в результате строительства с южной стороны мыса полуторакилометровой шпунтовой дамбы в 1952 году, объемы размыва берегового уступа м. Погиби и м. Тунгуский примерно равны и составляют 11 – 12 тыс. м³/год. Интересным представляется наличие области размыва на участках, расположенных в 4-5 км к югу от мысов. В береговую зону из береговых уступов здесь поступает около 7 тыс. м³/год.

Анализ картографической информации, имеющейся на район позволил установить, что наблюдаемая пространственная структура размыва в основных чертах существует, по меньшей мере, с 20-х годов нашего столетия. Однако разрушение берегов с.-з. Сахалина происходило в меньших масштабах. Так с 1940 и 1980 годов на участке, протяженностью около 100 км (от зал. Виахту до м. Уаз) протяженность размываемых берегов увеличилась с 31,4% в 1940 г. до 50,2% в 1980 г. Данные подтверждаются результатами опроса местных жителей, который показал, что до сороковых годов берега практически не размывались, но уже с середины пятидесятых отмечены существенные перестройки [50]. Несмотря на усиление в последние десятилетия

процессов размыва, до настоящего времени фрагментарно сохранилась 3-4-х метровая морская терраса, примыкающая к задернованному береговому уступу. Определения возраста древесных остатков (плавник) по радиоуглеродному методу из трех разрезов (м. Тунгусский, м. Уанга, устье р. Малая Погибинка) позволяют отнести ее к современным образованиям. Возраст наиболее старых лиственниц, растущих на одном из фрагментов террасы в районе пролива Невельского, составляет 60-80 лет (9 определений). Учитывая особенности морфолитодинамического режима береговой зоны района можно предположить, что усиление процессов размыва и соответственно мощности потока наносов в период 200-300 лет назад, что подтверждается палеогеографической информацией, привело к изменению пространственной структуры абразионно-аккумулятивных процессов. В частности, в проливе Невельского происходило перемещение зон аккумуляции, сопровождающееся в одних случаях их разрастанием, в других – деградацией.

Рассматривая абразию как фактор, обеспечивающий наибольшую приходную часть бюджета, необходимо иметь представление о фракционном составе размываемых отложений. Гранулометрический анализ осадков, слагающих береговой уступ показал, что содержание пляжеформирующих фракций ($\geq 0,1$ мм) изменяется от 0-15% (озерно-болотные, лагунные) до 70-90% (аллювиальные, прибрежно-морские отложения).

В детально изученном береговом разрезе мыса Погиби доля песчано-гравийного материала по 100-метровым интервалам береговой линии изменяется от 30 до 90%. Среднее значение для участка протяженностью 1400 м составляет 82% (Рисунок 3.33).

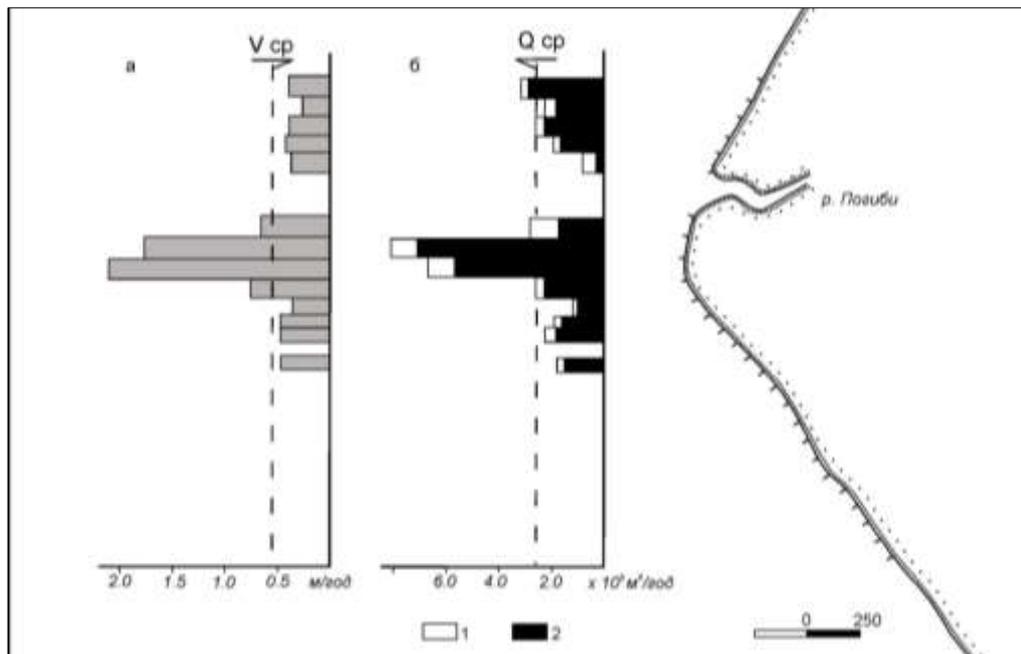


Рисунок 3.33 – Размыв берегов мыса Погиби; а – площади, б – объемы, 2 – доля пляжеформирующих отложений

Оценивая состав наносов, поступающих в акваторию при размыве берегов всего северо-западного Сахалина, можно считать нижним пределом содержания алевритопелитовых частиц в береговых уступах значительной протяженности примерно 20%, а в целом для побережья количество взвешенных наносов несколько превышает объем пляжеобразующих и составляет около 55-65% (Рисунок 3.34). Таким образом, выход песчано-гравийного материала при размыве прибрежной равнины северо-западного Сахалина значительно меньше максимально возможных значений (если бы в береговом уступе размывались только аллювиальные и прибрежно-морские отложения), полученных экстраполяцией данных по фракционному составу отложений м. Погиби на весь район ($2 \cdot 10^5$ м³/год) и, тем более, оценки в $2 \cdot 10^6$ м³/год, предлагаемой А. И. Соловьевым при анализе условий заносимости фарватеров Амурского лимана [303].

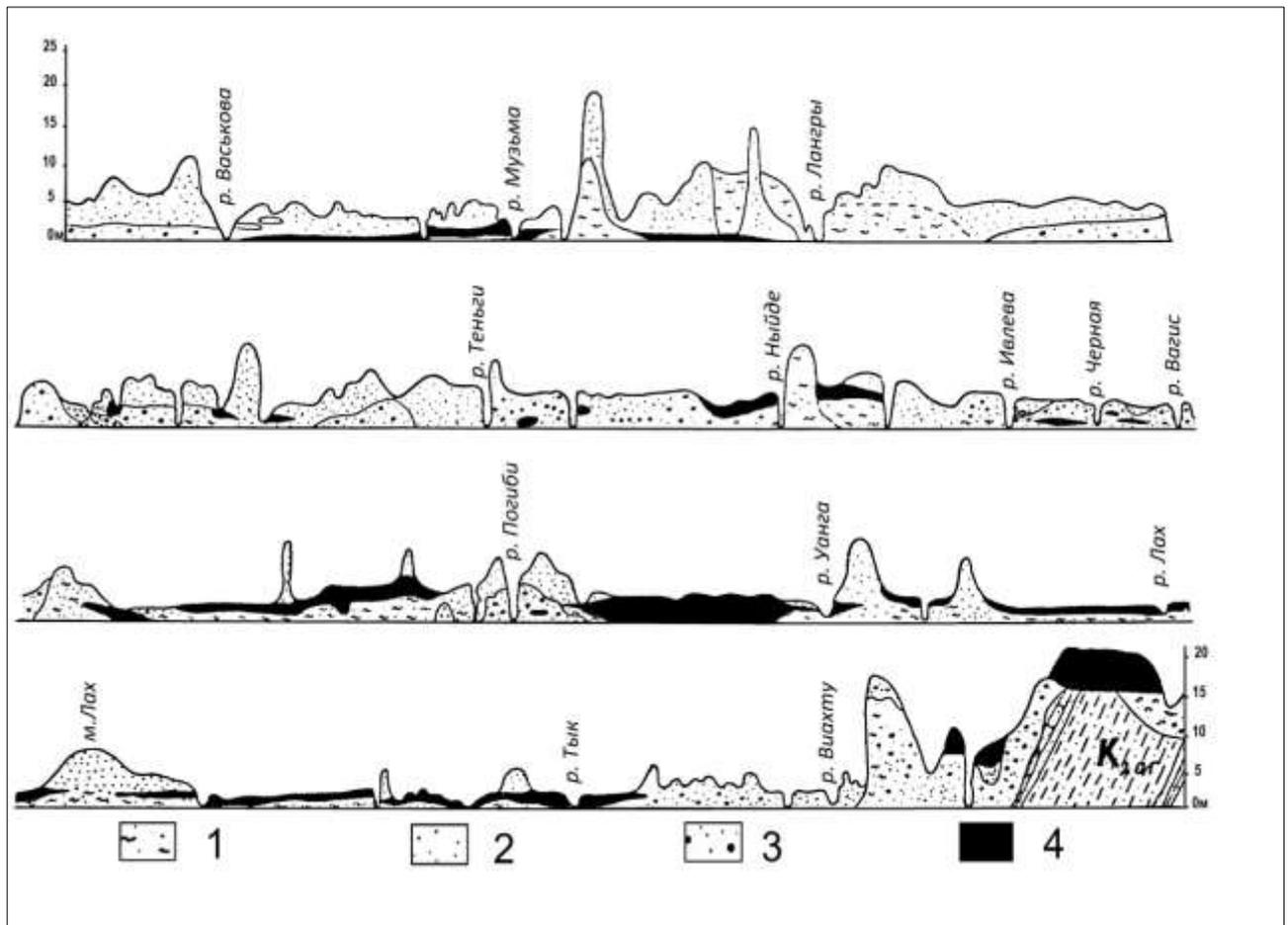


Рисунок 3.34 – Литологический разрез берегового уступа с.-з. Сахалина: 1 – алевритопелитовые отложения, 2 – разнозернистые пески, 3 – гравийно-галечные отложения, 4 – торф (по В. А. Коноваленко, 1974)

Получение количественных показателей при изучении морфолитодинамики береговой зоны не ограничивается только натурными наблюдениями, а предполагает использование

косвенных, расчетных методов, особенно при анализе факторов морфолитогенеза: волнения, сгонно-нагонных изменений уровня, приливов и т. д.

В соответствии с основными теоретическими положениями динамики береговой зоны основными показателями волнового воздействия на берег являются нормальная (T_n) и вдольбереговая ($T_{mн}$) составляющие потока волновой энергии в волноприбойной зоне [259, 226].

Возможности различных способов расчета волноэнергетических показателей в настоящее время уже более или менее ясны [58, 128, 159, 244, 274, 287, 334]. Геоморфологические условия и гидрометеорологическая изученность района обусловили выбор в качестве расчетной методики, разработанной Проблемной научно-исследовательской лабораторией освоения Севера [350, 352]. Указанная методика в наибольшей степени соответствует условиям отмелого песчаного берега и не требует долговременных наблюдений за волнением, так как расчет потоков волновой энергии проводится по данным о ветре. Используемая методика, как и другие гидрометеорологические расчетные методы, не дает точных значений мощности потока наносов и интенсивности размыва берегов. Тем не менее, она позволяет определить области схождения (конвергенции) и расхождения (дивергенции) потока волновой энергии, выявить особенности пространственно-временной изменчивости волнового воздействия на береговую зону.

Для расчета были использованы данные о ветре метеостанций Виахту, Рыбновск и Погиби за период 1961-1987 гг. Характер репрезентативности станций (т. е. определение участков побережья, где их данные характеризуют ветровой режим) установлен при анализе роз открытости флюгера. Данные станции Виахту, таким образом, отражают ветровой режим от м. Уанди до м. Лах; станция Погиби характеризует участок от м. Лах до м. Чингай, а станция Рыбновск – северные районы побережья.

Основные результаты расчетов представлены в виде графиков многолетнего хода расчетных ветроэнергетических характеристик (T_n , $T_{mн}$, Тразм. мигр.) на участках с максимальными, минимальными и средними для района значениями и карты масштаба 1:1 000 000, на которой отражена пространственная изменчивость среднемноголетнего воздействия на береговую зону (Рисунок 3.35, 3.36). Анализ карто- и морфометрических характеристик береговой зоны и гидродинамических параметров волноприливного поля лег в основу содержательной модели размыва берегов северо-западного Сахалина. Затем для оценки тесноты связей и определения уровня их значимости она была преобразована в статистические модели. В качестве инструмента использован многомерный корреляционно-регрессионный анализ. Вся информация осреднялась при этом по 5-ти километровым интервалам. Ряд значений функции составляют 38 элементов.

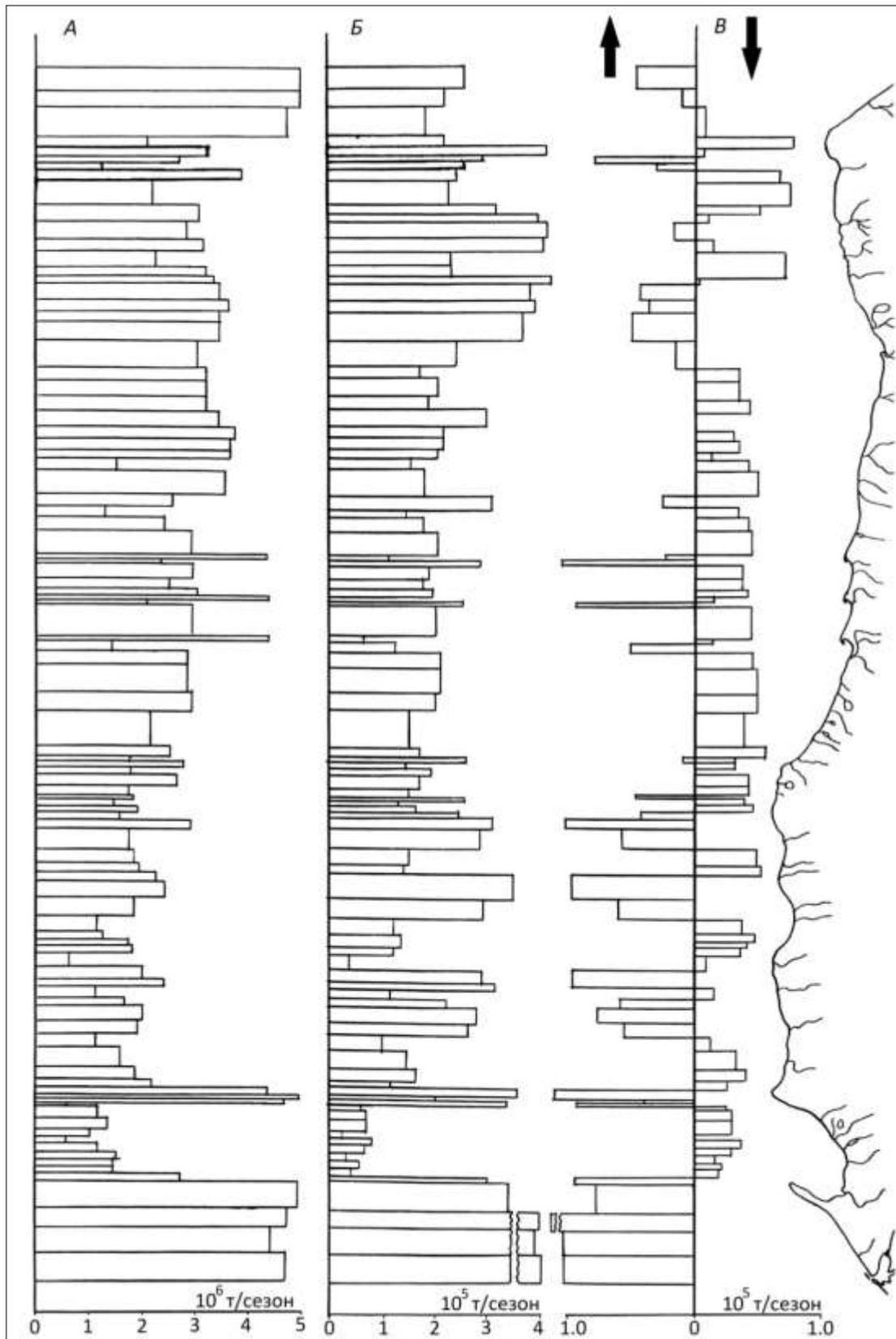


Рисунок 3.35 – Распределение среднегоголетних расчетных ветроэнергетических параметров вдоль береговой линии: а – нормальная составляющая потока волновой энергии; б – размах миграций; в – вдольбереговая составляющая потока волновой энергии

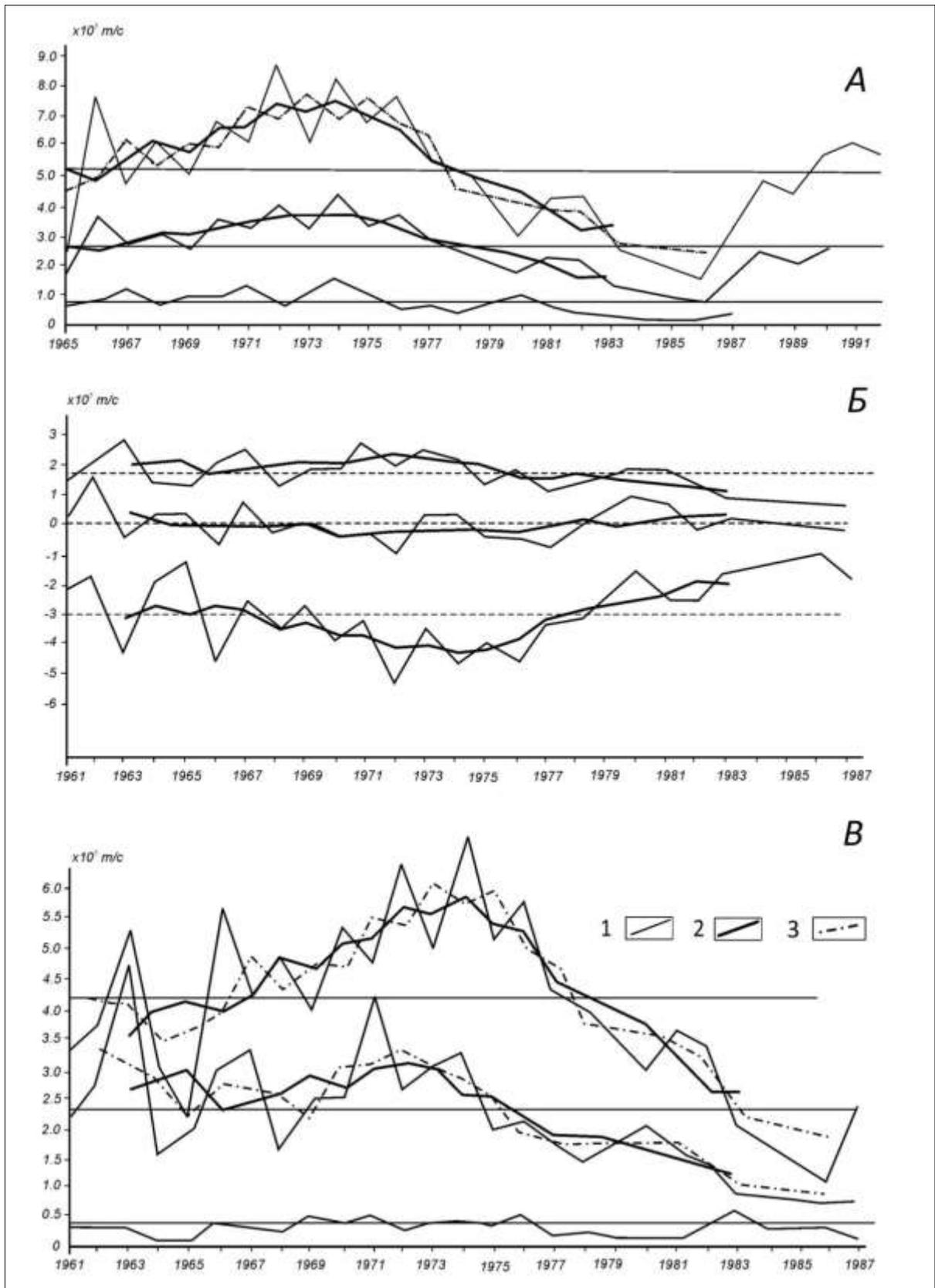


Рисунок 3.36 – Изменение ветроэнергетических характеристик береговой зоны северо-западного Сахалина для участков с максимальными, средними и минимальными для района значениями: А – T_n ; Б – T_n ; В – размах миграций; 1 – расчетные значения; 2 – осреднение по 3-м годам; 3 – осреднение по 5-ти годам

В качестве аргументов принимались следующие характеристики береговой зоны:

x_1 – протяженность берегового уступа;

x_2 – протяженность берега, размываемого со скоростью более 0,2 м/год;

x_3 – уклоны подводного берегового склона;

x_4 – площадь осушки;

x_5 – твердый сток (нанософормирующие осадки);

x_6 – площадь пляжа;

x_7 – среднемноголетняя T_n составляющая потока волновой энергии;

x_8 – среднемноголетняя результирующая T_{rn} составляющей потока волновой энергии;

x_9 – среднемноголетняя суммарная T_{rn} рез. составляющей потока волновой энергии.

Принимая во внимание, что береговой уступ размывается преимущественно во время штормового волнения, наряду со среднемноголетними значениями в матрицу введены данные по экстремально штормовым годам: x_{10} – n , x_{11} – T_{rn} рез., x_{12} – T_{rn} суммарная.

На первом этапе исследовались парные связи. При анализе парных связей оказалось, что наиболее значимыми факторами для размыва берегового уступа являются уклоны подводного берегового склона, площадь пляжа и T_{rn} суммарная. Весьма низкий уровень связей отмечен для объемов размыва и T_n потока волновой энергии, твердого стока и протяженности берегового уступа. Следует отметить, что протяженность берегового уступа, в отличие от объемов размыва, имеет значимый уровень связей только с T_n , причем характер связи обратный и значения экстремальных штормовых годов предпочтительней. При рассмотрении парных связей между другими характеристиками береговой зоны оказалось, что параметры пляжа, установленные по данным дешифрирования АФС 1953, 1973, 1977, 1980 гг. и инструментальным наблюдениям в 1983-1988 гг. хорошо коррелируются с площадью приливо-отливных осушек (обратная связь), уклонами подводного берегового склона (прямая связь), суммарным значением вдольберегового потока волновой энергии (прямая связь). Следует отметить также, что самый низкий уровень корреляции с другими элементами матрицы имеют значения твердого стока. Таким образом, корреляционная матрица дает достаточно полное представление о характере и тесноте связей содержательной модели размыва берегов.

На следующем этапе, в форме уравнений регрессии была построена модель взаимосвязи интенсивности размыва берегов северо-западного Сахалина с морфометрическими и морфодинамическими характеристиками береговой зоны.

Полученные для интенсивности размыва (Q) уравнения линейной регрессии имеют вид:

Вариант 1 при $R = 0,8406$

$$Q_{\text{теор.}} = -6045,80 + 1603,96 x_1 + 1809,59 x_2 - 313,47 x_3 + 317,16 x_4 - 0,15 x_5 + 135,48 x_6 - 731,60 x_7 - 2457,52 x_8 + 2525,29 x_9 + 1655,47 x_{10} - 1033,81 x_{11} - 608,33 x_{12}$$

Вариант 2 при $R = 0,7471$

$$Q \text{ теор.} = 7565,65 + 652,80 x_1 + 1775,72 x_2 - 334,65 x_3 - 109,66 x_4$$

Вариант 3 при $R = 0,7488$

$$Q \text{ теор.} = 7730,04 + 628,85 x_1 + 1761,52 x_2 - 331,12 x_3 - 100,11 x_4 - 1,49 x_5$$

Вариант 4 при $R = 0,7692$

$$Q \text{ теор.} = 748,73 + 570,33 x_1 + 1824,84 x_2 - 222,98 x_3 + 125,62 x_4 - 0,46 x_5 + 192,48 x_6$$

Вариант 5 при $R = 0,6489$

$$Q \text{ теор.} = 9939,98 - 465,59 x_3 + 160,49 x_4 - 1,90 x_5 + 178,75 x_6$$

Вариант 6 при $R = 0,6877$

$$Q \text{ теор.} = 10180,60 - 372,09 x_3 + 19,15 x_4 - 2,53 x_5 + 78,20 x_6 - 1281,05 x_7 - 1600,23 x_8 + 2396 x_9$$

Вариант 7 при $R = 0,7337$

$$Q \text{ теор.} = 16046,5 - 578,53 x_3 + 41,98 x_4 - 3,47 x_5 + 72,19 x_6 - 853,84 x_7 + 308,41 x_8 + 2538,18 x_9 + 565,38 x_{10} - 2002,84 x_{11} - 282,81 x_{12}$$

Вариант 8 при $R = 0,5947$

$$Q \text{ теор.} = -1662,59 - 1605,94 x_7 - 1264,77 x_8 + 4263,69 x_9$$

Вариант 9 при $R = 0,6106$

$$Q \text{ теор.} = -614,54 - 3654,63 x_7 - 1240,54 x_8 + 1826,31 x_9 + 1087,64 x_{10} - 1954,87 x_{11} + 1907,61 x_{12}$$

В качестве прогнозных могут быть использованы уравнения вариантов 1 и 7. Анализ варианта 1 показывает, что активность размыва возрастает с увеличением таких морфометрических показателей как ширина осушки, ширина пляжа, уклоны подводного берегового склона и уменьшается с увеличением твердого стока. При этом наименее значимыми переменными уравнения являются ширина пляжа и величина твердого стока. Из этого же уравнения следует, что объем размыва тем больше, чем выше среднеголетние значения размаха миграций, значения нормальной составляющей потока волновой энергии в штормовые годы и меньше среднеголетние показатели T_n и $T_{n\text{рез}}$, а также $T_{n\text{рез}}$ и $T_{n\text{рез}}$ в экстремально штормовые годы. Значимость аргументов x_{12} и x_8 на порядок ниже остальных переменных, входящих в уравнение.

Вариант 7, полученный без учета таких характеристик как протяженность размываемого берега и берегового уступа, в целом мало отличается от рассмотренного выше. Только среднеголетнее значение $T_{n\text{рез}}$ входит в уравнение с противоположным знаком (+). Наиболее значимыми переменными в данном уравнении являются x_4 , x_6 , x_{12} .

Учитывая особый характер морфодинамической информативности пространственного распределения береговых уступов, нами также оценен характер взаимосвязи протяженности

берегового уступа (L) с наблюдаемыми морфометрическими и расчетными гидродинамическими параметрами. Получены следующие уравнения:

Вариант 1 при $R = 0,7699$

$$L_{\text{теор.}} = 6,21 - 0,11 x_2 - 0,03 x_3 - 0,11 x_4 - 0,001 x_5 + 0,018 x_6 + 0,51 x_7 + 1,11 x_8 - 0,20 x_9 - 0,94 x_{10} + 0,005 x_{11} - 0,12 x_{12}$$

Вариант 2 при $R = 0,1440$

$$L_{\text{теор.}} = 1,25 + 0,96 x_2 + 0,24 x_3 - 0,047 x_4$$

Вариант 3 при $R = 0,1924$

$$L_{\text{теор.}} = 1,35 + 0,085 x_2 + 0,026 x_3 - 0,040 x_4 - 0,001 x_5$$

Вариант 4 при $R = 0,2109$

$$L_{\text{теор.}} = 0,21 + 0,092 x_2 + 0,040 x_3 - 0,010 x_4 - 0,009 x_5 + 0,026 x_6$$

Вариант 5 при $R = 0,1991$

$$L_{\text{теор.}} = 0,73 + 0,027 x_3 - 0,008 x_4 - 0,001 x_5 + 0,024 x_6$$

Вариант 6 при $R = 0,6765$

$$L_{\text{теор.}} = 3,53 + 0,040 x_3 - 0,108 x_4 - 0,0004 x_5 + 0,018 x_6 - 1,23 x_7 + 1,18 x_8 - 0,069 x_9$$

Вариант 7 при $R = 0,7660$

$$L_{\text{теор.}} = 5,37 - 0,019 x_3 - 0,103 x_4 - 0,001 x_5 + 0,024 x_6 + 0,64 x_7 + 1,04 x_8 - 0,23 x_9 - 0,97 x_{10} + 0,072 x_{11} - 0,161 x_{12}$$

Вариант 8 при $R = 0,5709$

$$L_{\text{теор.}} = 3,87 - 0,93 x_7 + 1,03 x_8 - 0,11 x_9$$

Вариант 9 при $R = 0,6363$

$$L_{\text{теор.}} = 3,52 + 0,66 x_7 + 0,87 x_8 + 0,56 x_9 - 0,52 x_{10} + 0,11 x_{11} - 0,39 x_{12}$$

В качестве прогнозных могут быть использованы уравнения вариантов 1 и 7. Следует отметить очень низкие значения коэффициентов корреляции тех уравнений, которые в качестве переменных включают только морфометрические показатели. Анализ уравнений с высокими коэффициентами корреляции показывает, что протяженность береговых уступов уменьшается с увеличением площади осушки и твердого стока, а увеличивается с возрастанием крутизны подводного берегового склона и ширины пляжа. Наиболее значимыми переменными регрессии являются x_4 и x_5 , наименее – x_6 . Из группы расчетных переменных наиболее значимыми являются x_8 и x_{10} . При этом увеличение протяженности берегового уступа наблюдается при повышении среднемноголетних значений T_n и T_m , $T_{m\text{рез}}$ в экстремальные годы и уменьшении T_n в аномально штормовые годы и $T_{m\text{рез}}$ суммарной.

Резюмируя вышеизложенное отмечаем, что T_n и твердый сток практически не оказывают воздействия на активность размыва, зато существенно влияют уклоны подводного берегового склона, $T_{m\text{рез}}$ рез. Низкий уровень связей с наблюдаемыми параметрами береговой

зоны можно объяснить, вероятно, формированием наблюдаемого распределения в других морфолитодинамических условиях.

Изменчивость рассмотренных характеристик береговой зоны не исчерпывает для данных выборок изменения активности размыва и протяженности берегового уступа, т. к. влияние не учтенных факторов на процессы раундиандизмыва довольно значительно. Полученная в форме уравнений множественной регрессии модель взаимосвязи измеренных и расчетных характеристик береговой зоны с активностью абразии достаточно хорошо соответствует материалам наблюдений.

Побережье зал. Терпения начало интенсивно размываться с начала 60-х годов, однако участки со среднемноголетними скоростями 1,8-2,2 м/год разрушались уже в начале 50-х годов (Рисунок 3.37).

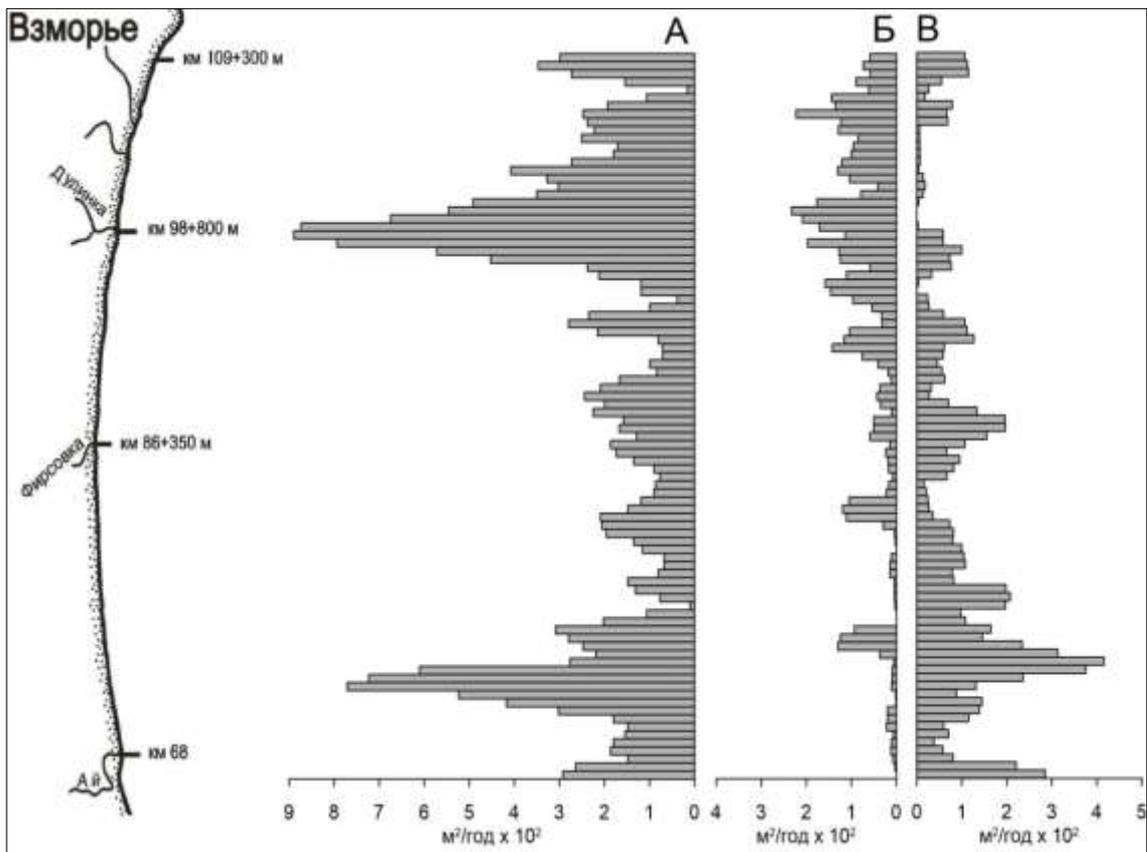


Рисунок 3.37 – Размыв южных берегов залива Терпения на участке Взморье-Стародубское (среднемноголетние значения, осредненные по 500-метровым интервалам): А – 1952-1991 гг., Б – 1991-2013 гг., В – формирование низких современных террас после закрытия карьеров

Пространственную структуру разрушения берегов на участке побережья от п. Взморье до п. Стародубское определяет ритм размыва с длиной волны около 30 км. Наиболее активно размывается береговой уступ в 3-6 км к северу от п. Советское и в районе ст. Дудино. Среднемноголетние скорости отступления берегов составляют здесь 2 м/год, при среднем для

всего участка значении 0,5 м/год. Интересно, что при анализе интенсивности абразии на открытом побережье США получено значение длины волны ритма размыва равное, установленному нами [372]. Но если на побережье США внятного объяснения этому нет, в нашем случае один «пик» приурочен к местоположению карьера Дудина (где с пляжа добыто за несколько десятков лет более 4 млн. м³ песка). Южный максимум приурочен к карьеру Советское, расположенному к тому же в зоне дивергенции потоков волновой энергии литодинамической системы Стародубское-Взморье. Однако после окончательного закрытия карьеров размыв в зоне дивергенции потоков сменился аккумуляцией, что связано с большим объемом твердого стока двух крупных рек Найба и Ай на границе двух береговых подсистем (зона дивергенции).

Берега северной части Татарского пролива сложены регрессивной толщей неоплейстоценовых отложений, перекрытых мощными (до 7 метров) голоценовыми торфяниками (Рисунок 3.38). Позднеплейстоценовая толща разнозернистыми песками с прослоями суглинков, гравия и гальки, с линзами торфов мощностью до 1 м. Определение возраста древесных остатков из основания одного из таких торфяников показало 29565 ± 859 календарных лет (ДВГУ-188).



Рисунок 3.38 – Разрушение неоплейстоценовой террасы в северной части Татарского пролива

Обработка массивов данных аэро- и космофотоинформации (2014 и 2015 гг.) по северной части Татарского пролива и северо-востоку Сахалина проводилась уже в среде ГИС (Рисунок 3.39). После реализации процедур трансформирования, по стометровым интервалам определялись площади размыва. Были получены значения среднемноголетних скоростей размыва берегов за период 60 лет. Участки, для которых значения деформаций береговой зоны меньше разрешения снимка, отнесены к категории стабильных. При высоте берегового уступа 10-18 метров, максимальные среднемноголетние скорости размыва 1,0-1,7. Установлены ритмы размыва: 4,3 км, 9,1 км 32 км.

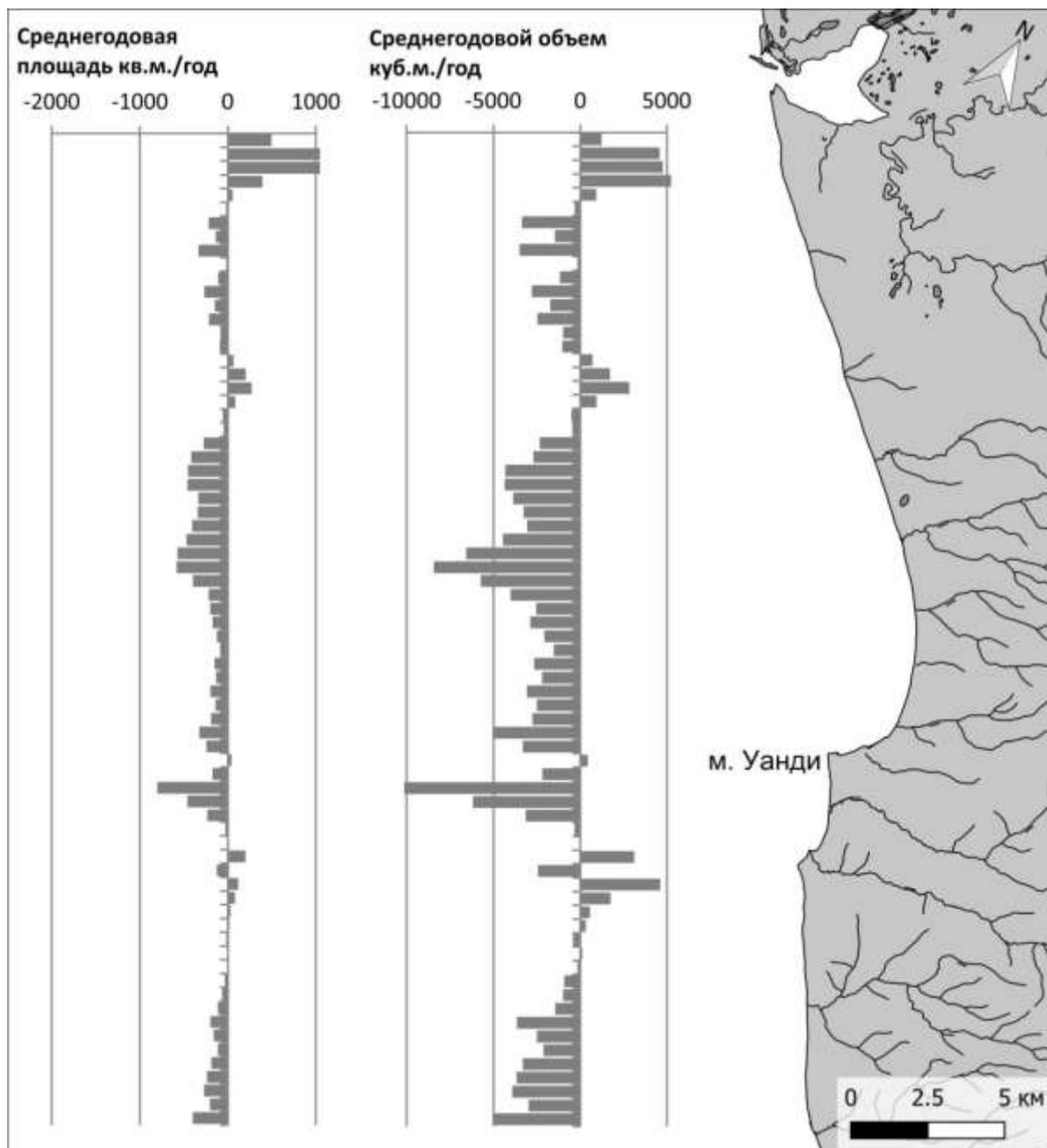


Рисунок 3.39 – Среднемноголетние скорости размыва Сахалинских берегов северной части Татарского пролива (осреднение по 500 – метровым интервалам)

3.3 Размыв сложно построенных береговых барьерных форм

Представлением материалов по размыву барьерных форм лагунного побережья северо-восточного Сахалина мы завершаем наши исследования по определению параметров современного размыва берегов о-ва Сахалин (Рисунок 3.40).

Первые геоморфологические описания лагунного побережья северо-восточного Сахалина представлены в работе Тихоновича Н. Н. и Полевого П. И. [311]. Уже в этой работе был отмечен сложный характер строения берегов.

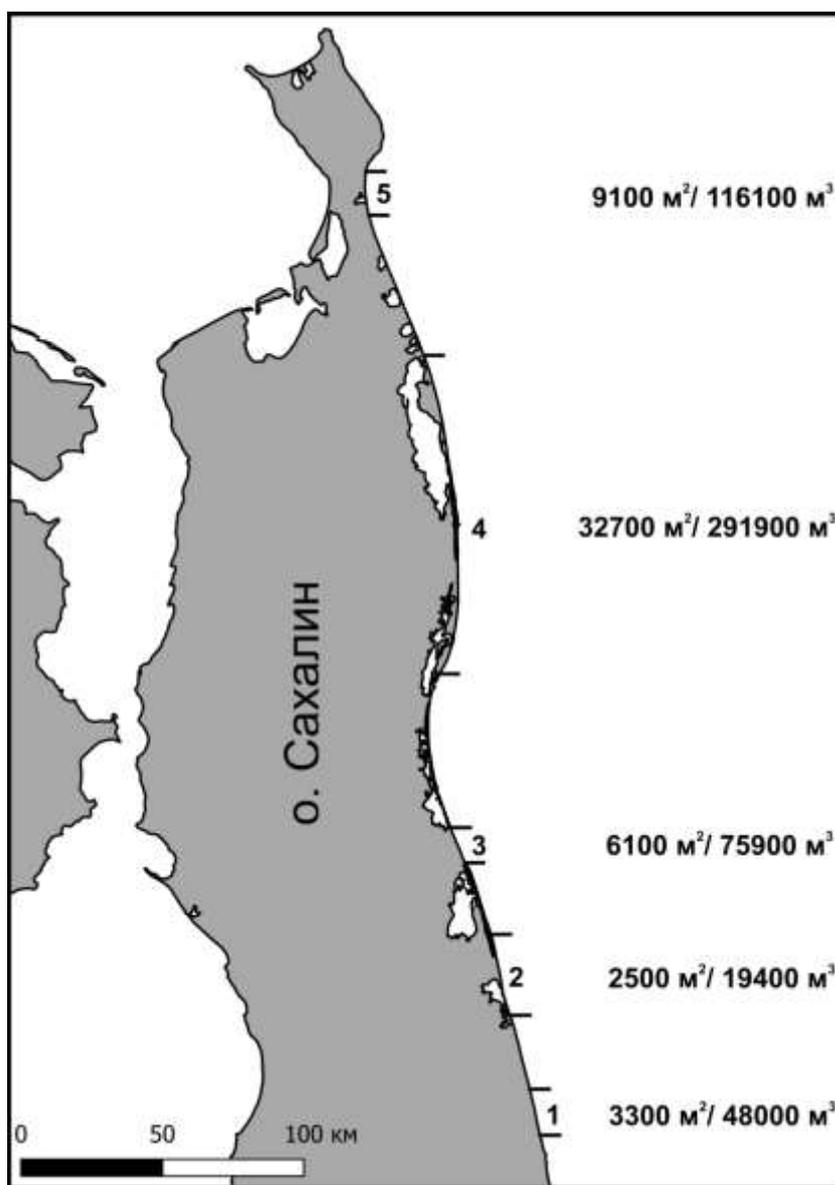


Рисунок 3.40 – Обзорная схема расчетных участков. Участки; 1 – Нампи-Киринский, 2 – Лунско – Набильский, 3 – Набиль-Ныйвенский, 4 – Пильтун – Чайвинский, 5 – Тропто-Шмидтовский, $3300 m^2/48000 m^3$ – площадь размыва за год/объем размыва за год

Однако первым по-настоящему полным и детальным исследованием, посвященным геоморфологическому строению и динамике берегов северо-восточного Сахалина, по праву считается работа Владимирова А. Т. [82]. В этой работе, наряду с целым рядом выводов о строении и динамике берегов, которые не потеряли актуальности до настоящего времени, на основании данных морфологического анализа строения устьевых зон лагунных проливов и материалов АФС 1952 г. была установлена структура вдольбереговых перемещений наносов. По результатам дешифрирования АФС 1952-1986 гг. на нескольких участках побережья были определены параметры размыва берегов [75, 273]. Кроме того, морфодинамические наблюдения на пересыпи лагуны Чайво позволили группе исследователей Дальневосточного госуниверситета установить, что в пределах собственно песчаной пересыпи, объемы осадконакопления превышают объемы размыва примерно в 6 раз [85].

Наши исследования охватывают всё побережье северо-восточного Сахалина, при этом существенно увеличен временной интервал анализируемых морфодинамических изменений, использованы современные методы обработки дистанционной информации.

Среднеголетние скорости размыва нигде не превышают 2 м/год. Максимальные, осредненные на всё протяжение береговой линии скорости размыва (0,4-0,6 м/год) отмечены на участках № 3 и № 5, которые представляют собой высокие (14-28 м) террасовые уровни, сложенные плейстоценовыми отложениями (в основном неконсолированными, песчано-пелитовых фракций). Для этих же участков характерны максимальные объемы наносов, поступающих ежегодно в береговую зону при размыве берегового уступа протяженностью один метр (5,6-7,7 м³). При техногенном вмешательстве формируются локальные зоны размыва, где скорости отступления берегового уступа превышают 10-15 м/год, как, например, при обустройстве выхода подводного трубопровода на сушу на участке № 2.

Пространственная структура и интенсивность размыва.

Для трех из пяти крупных заливов (по сути – лагун) и для практически всех более мелких лагун северо-восточного Сахалина характерны сложно построенные береговые барьерные формы, отчленяющие их от Охотского моря. Участки с высокими береговыми уступами, сложенными плейстоценовыми осадками, чередуются здесь с собственно голоценовыми пересыпями. В зоне позднеголоценовых миграций проливов участков с высокими террасовыми уровнями нет. Они уничтожены здесь в первые фазы прибрежно-морской аккумуляции [53].

Данные об интенсивности и активности размыва были получены при анализе аэрофотоинформации (залеты 1952, 1974 гг.) и космфотоинформации (2014 и 2015 гг.). Обработка массивов данных проводилась в среде ГИС. После реализации процедур трансформирования, по стометровым интервалам определялись площади потери земель. В

результате были получены значения среднемноголетних скоростей размыва берегов за период 60 лет. Участки, для которых значения деформаций береговой зоны меньше разрешения снимка, отнесены к категории стабильных. На следующем этапе посредством сглаживания периодограммы окном Хамминга, полученной при быстром преобразовании Фурье, были построены графики спектральной плотности интенсивности размыва [269].

Графики отображают вклад процессов размыва определенной периодичности в общий объем разрушения берегов, при этом по горизонтальной оси отложена пространственная периодичность вдоль берега, а по вертикальной – относительная спектральная плотность мощности, определяемая как квадрат амплитуды изменчивости скорости размыва вдоль берега.

На рисунке 3.41 представлены значения среднемноголетних площадей размыва на участках максимальной протяженности: Пильтун-Чайвинском (120 км) и Лунско-Набильском (30 км).

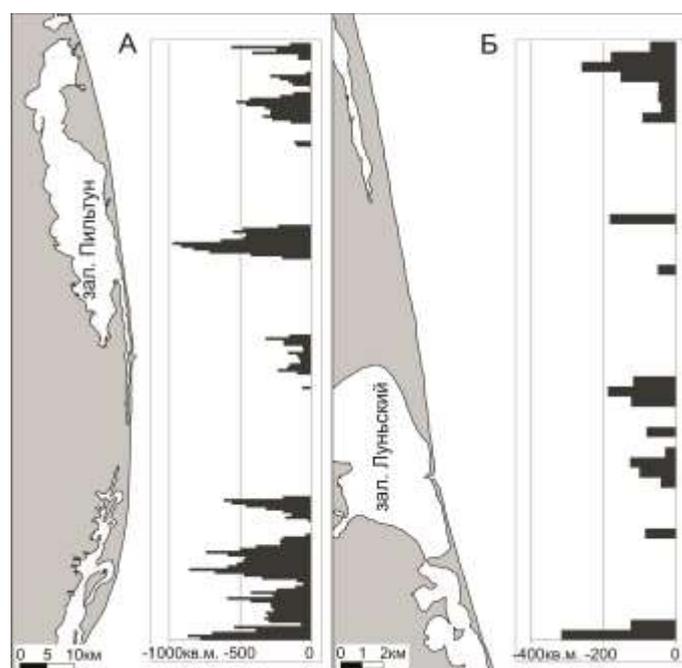


Рисунок 3.41 – Среднемноголетние скорости размыва берегов с.-в. Сахалина (осреднение по 500 – метровым интервалам). Участки: А – Пильтун-Чайвинский; Б – Лунско-Набильский

Следует отметить, что в первую фазу голоценовой прибрежно-морской аккумуляции лагуны Пильтун и Чайво были связаны между собой. Обособление водоемов, вероятно, произошло во вторую фазу прибрежно-морского осадконакопления [222, 52]. При анализе интенсивности размыва этого сложно построенного барьерного аккумулятивного голоцен-плейстоценового образования протяженностью около 120 км были получены значения длины волны ритма размыва, равные 4,0; 5,6; 8,5; 11,6; 25,6; 64 км (Рисунок 3.42 А).

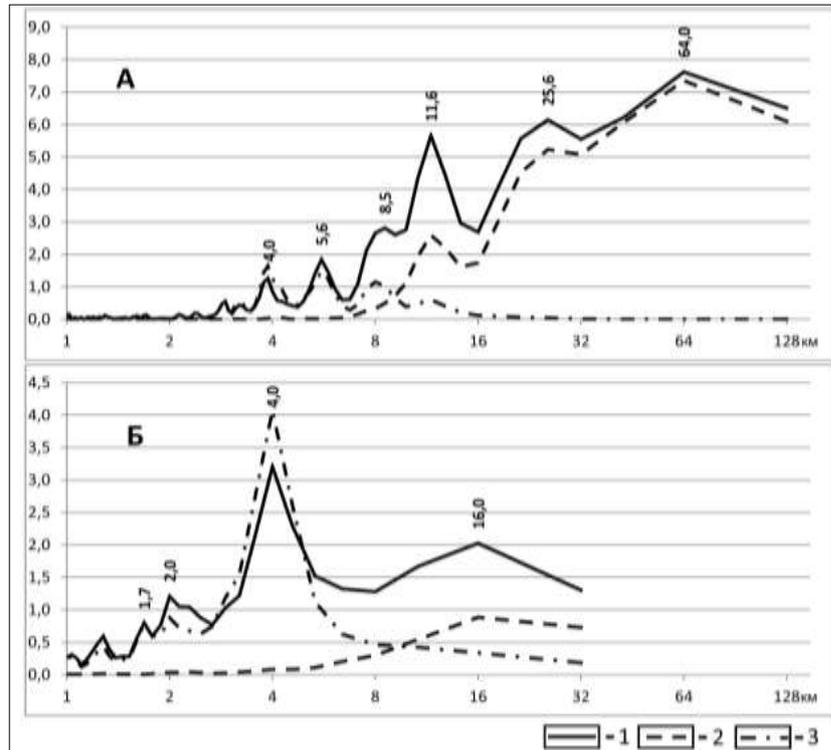


Рисунок 3.42 – Графики спектральной плотности интенсивности размыва Участки: А – Пильтун – Чайвинский; Б – Лунско-Набильский; 1 – исходные данные; 2 – низкочастотная; 3 – высокочастотная; X – периодичность вдоль берега; Y – относительная спектральная плотность

Эти значения в целом соответствуют установленной ранее пространственной структуре разрушения низких морских голоцен-плейстоценовых равнин южного и северо-западного Сахалина.

3.4 Размыв аккумулятивных берегов, сформированных в среднем позднем голоцене

Лунско-Набильский участок протяженностью 30 км представляет собой участок берега, включающий барьерные образования лагуны Лунская, южную размываемую часть пересыпи зал. Старый Набиль и расположенную между ними средне-позднеголоценовую морскую террасу протяженностью около четырех километров и шириной 900-1100 м. Практически на всем участке террасы наблюдается авандюна, мощность гравийно-песчаных отложений в зоне береговых валов, согласно данным бурения, составляет 11-15 м. Подстилаются наносы волнового поля, перекрытые эоловыми отложениями, тяжелыми серыми суглинками лагунных фаций. Абсолютная отметка кровли лагунных отложений в зоне авандюны составляет минус 11 м (БС 1977). Вероятно, подобное строение берега на Лунско-Набильском участке обусловило

отсутствие на графике спектральной плотности интенсивности размыва значения в интервале 8,0-8,5 км (Рисунок 3.42 Б). Указанный ритм размыва характерен как для самого протяженного участка, так и для участков размыва наименьшей протяженности (Рисунок 3.43). Самая низкопорядковая ритмичность размыва, устанавливаемая при анализе графиков спектральной плотности интенсивности размыва, при осреднении по пятисотметровым интервалам составляет 1,3 км. Именно в этой размерности нами описаны самые крупные мегафестонные структуры пляжа.

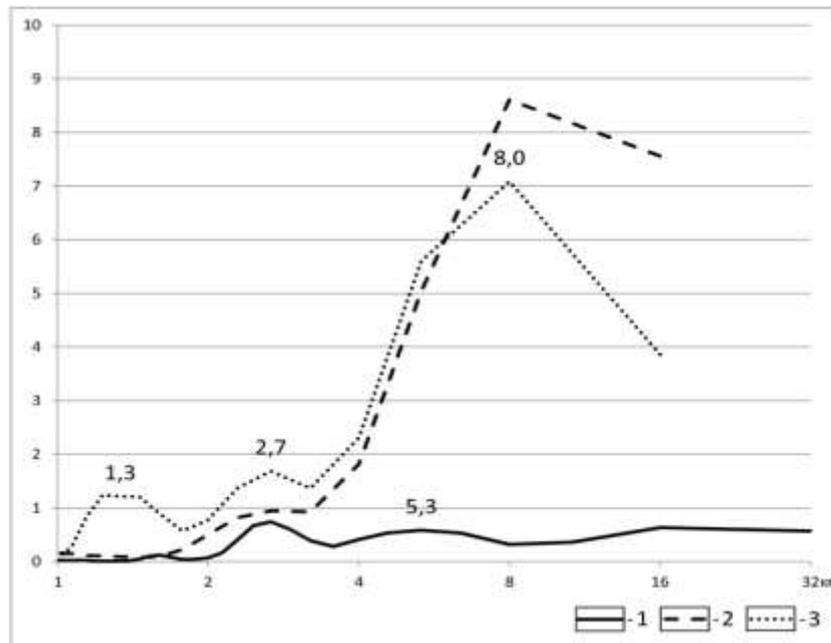


Рисунок 3.43 – Графики спектральной плотности интенсивности размыва Участки: 1 – Нампи-Киринский, 2 – Набиль-Ныйво, 3 – Тропто-Шмидтовский, X – периодичность вдоль берега, Y – относительная спектральная плотность

Незначительный вклад процессов размыва данной периодичности в общий объем разрушения берегов на графиках спектральной плотности интенсивности размыва при повсеместном распространении песчаных волн и мегафестонов объясняется пространственно-временными особенностями процессов размыва. Т. е. в данном временном интервале проявились лишь устойчивые мегафестоны, подобные мегафестонам в районе п. Взморье.

В результате полевых наблюдений нами было установлено, что для всех типов побережий о. Сахалин характерно неравномерное распределение пляжевого материала вдоль берега – мегафестоны и песчаные волны. Первые характерны для открытых морских берегов с преобладанием волн зыби и инфрагравитационных волн, вторые – для Сахалинского побережья Амурского лимана, где наблюдается только собственно ветровое волнение. Указанные структуры имеют период от 200-300 до 1000-1400 м, в зоне пляжевых "мысов" ширина пляжа составляет 65-100 м. Размыва террас и авантюн на этих участках не наблюдается. Зоны размыва

приурочены к "вогнутостям" мегафестонов, где ширина пляжа в фазу прилива составляет 3-8 м. Незначительный вклад процессов размыва данной периодичности в общий объем разрушения берегов на графиках спектральной плотности интенсивности размыва при повсеместном распространении песчаных волн и мегафестонов объясняется пространственно-временными особенностями процессов размыва. Т. е. в данном временном интервале (60 лет) проявились лишь мегафестоны, устойчиво существующие длительное время. Пример такой системы в районе п. Взморье приведен ниже.

Интересная особенность развития песчаной аккумулятивной формы типа берегового барьера – косы Пластун установлена по материалам дистанционного зондирования за 80 лет (1932-2013 гг.). За период с 1932 по 1999 гг. коса выросла в северном направлении на 2300 м, при этом морская сторона практически не размывалась. В начале 21 века процесс роста прекратился и мы теперь наблюдаем аккумуляцию в прикорневой и дистальной частях косы, при размыве центральной части (Рисунок 3.44).

Интересно, что в период максимального роста косы (1952 – 1985 гг.) и в период стабилизации при размыве этого участка в береговую зону поступало примерно одинаковое количество наносов.

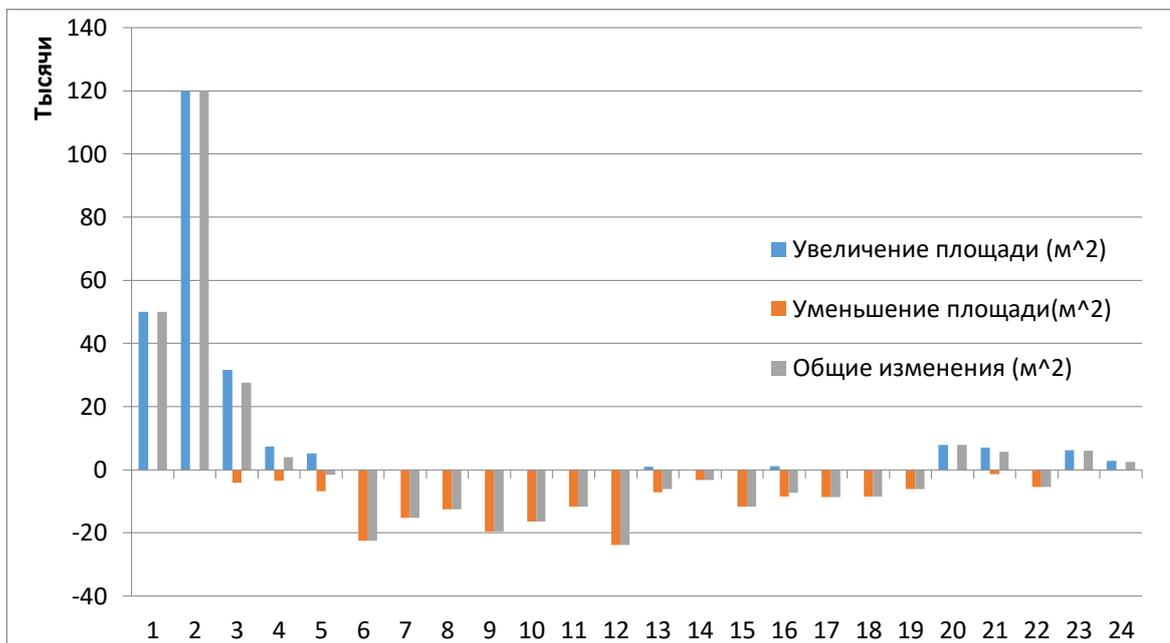


Рисунок 3.44 – Размыв-аккумуляция на морской стороне косы Пластун (осреднение по пятисотметровым участкам) за период 1999-2014 гг.

По мере усиления размыва с 30-х – 40-х годов прошлого века актуализировалась проблема защиты объектов и коммуникаций на аккумулятивных образованиях. На о. Сахалин остатки японских бетонных и деревянных волноотбойных стенок, сохранившиеся на побережье, расположены

главным образом на участках, где практически отсутствуют морфолитокомплексы средне- и позднеголоценовой прибрежно-морской аккумуляции. В послевоенный период в систему берегозащиты добавились сооружения на берегах низких аллювиально-морских террас. Однако за почти столетнюю историю освоения побережья о. Сахалин берегозащитные сооружения были построены только на одной аккумулятивной форме барьерного типа (пересыпь лагуны Меря) (Рисунок 3.46).



Рисунок 3.45 – Морская сторона пересыпи лагуны Меря, закреплённая каменной наброской, с остатками деревянной волноотбойной стенки.

С одной стороны, это связано с устойчивостью унаследованно развивающихся аккумулятивных форм барьерного типа [281]. С другой – бесполезностью закрепления морского откоса каменной наброской и волноотбойными стенками в условиях размываемого прибрежного дна [124].

Следует отметить, что в 20-м веке берегозащитные решения на барьерных аккумулятивных формах в г. Охотске, на западной Камчатке и на Аляске оказались неэффективны (Рисунок 3.46).

Тем не менее, в последние годы остро встал вопрос защиты пересыпи лагун Пильтун и Чайво на северо-востоке Сахалина (Рисунок 3.47, 3.48). В этой связи представляет научный и практический интерес анализ разрушения аккумулятивных берегов барьерного типа с закреплённой верхней частью берегового профиля.



Рисунок 3.46 – Остатки бывшего районного центра п. Кировский Камчатского края



Рисунок 3.47 – Временная берегозащита протяженностью около 800 м на пересыпи лагуны Чайво (2003-2019 гг.)



Рисунок 3.48 – Временная защита нефтепровода на пересыпи лагуны Пильтун (2016 г.)

Задача решалась на основе детальных морфолитодинамических наблюдений на всех трех участках и математическом моделировании динамики барьерной формы по сути пересыпи, между морем и низкой заболоченной поверхностью лагуны, которая называется озеро Меря (Рисунок 3. 49).



Рисунок 3.49 – Местоположение пересыпи лагуны Меря

В современном виде пересыпь была сформирована, вероятно, в последнюю фазу голоценового прибрежно-морского осадконакопления. В первые фазы средне-позднеголоценового осадконакопления при ингрессии морских вод в долину р. Меря были сформированы лагунные террасы высотой до 3,5 м [172]. Площадь лагуны-эстуария в этот период была существенно больше. Об этом свидетельствуют эстуарно-лагунные отложения мощностью около 10 м в 200 м к западу от современного прикорневого основания пересыпи и лагунные осадки мористее современного пляжа, вскрытой мощностью в несколько метров. Палеодолина р. Меря прослеживается в донном рельефе до глубин более 30 м. Мощность эстуарно-лагунных отложений, заполнивших долину реки, по траверсу пересыпи увеличивается с 7 м в западной части пересыпи до 17 – 18 м в центральной части. В районе современного устья лагуны мощность этих отложений уменьшается до 5 м, и в 180 м далее к востоку они выклиниваются. При инженерных изысканиях на прилегающей к палеодолине акватории на глубинах 16,5 – 17 м, 13 – 14 и 8 м были установлены древние береговые линии, что свидетельствует о существенных перестройках лагуны и в раннем голоцене. Таким образом, подводный береговой склон в районе исследования сложен довольно легко размываемыми породами. При этом затопленные водораздельные поверхности выражены в подводном рельефе выходами коренных аргиллитов быковской свиты верхнемелового возраста.

Батиметрической основой модели служат навигационная карта зал. Анива и данные промеров, выполненных при наших инженерно-геоморфологических изысканиях для целей берегозащиты.

Волновые параметры определены путем вычислений полей частотно-направленных спектров морского волнения на базе полей ветра, зафиксированных сетью береговых метеостанций в течение нескольких десятков лет. Использовались также данные приведенные в ТЭО проекта «Сахалин – 2» скорректированные с учетом более поздних исследований [262]. Здесь для основных волноопасных румбов (ЮЗ, Ю и ЮВ) приведены средние параметры волн на глубокой воде (высота \bar{H} и период \bar{T}), соответствующие различным скоростям ветра (W), а также отражена суммарная годовая продолжительность (tw) тех или иных волновых ситуаций (Таблица 3.1).

Углы подхода волн Θ соответствуют углам между направлением волн и линией север – юг. Очевидно, что волнения южных румбов значительно доминируют по продолжительности и силе. Характеристики экстремальных штормов отражает Таблица 3.2.

Прилив в зал. Анива имеет суточный характер, высота его при расчетах принималась равной 1 м. Высота штормового нагона может достигать 0,8 м при периоде повторяемости 50 – 100 лет, что учитывалось при моделировании экстремальных штормов (Таблица 3.2). Песок на

дне и на пляже при расчетах рассматривался как крупнозернистый с характерным средним размером 0,7 мм.

Таблица 3.1 – Средние параметры волн (высота \bar{H} и период \bar{T}) на глубокой воде и их годовая продолжительность (t_w) для основных направлений

Румб	W, м/с	\bar{H} , м	\bar{T} , с	tw, ч
ЮЗ $\Theta = -45^\circ$	5	0,3	2,7	543
	8	0,7	3,8	210
	11	1,1	4,8	64,2
	16	1,8	6,0	18,2
	20	2,5	6,9	5,1
	30	3,9	8,3	0,7
Ю $\Theta = 0^\circ$	5	0,3	2,7	596
	8	0,7	4,1	251
	11	1,2	5,2	48,9
	16	2,2	6,7	8,8
	20	2,9	7,6	1,5
	22	3,3	8,0	1,1
	26	3,9	8,7	0,7
ЮВ $\Theta = 45^\circ$	5	0,3	2,7	280
	8	0,7	3,9	105
	11	1,2	5,0	34,3
	16	2,0	6,4	18,2
	20	2,7	7,2	4,4
	22	3,0	7,5	1,5

Таблица 3.2 – Параметры экстремальных штормов различной повторяемости

Параметр	Период повторяемости, лет		
	1	10	100
\bar{H} , м	1,8	2,5	3,3
\bar{T} , с	6,3	7,1	7,9
Нагон, м	0,4	0,6	0,8

Моделирование воздействий волн на береговой профиль проводилось на основе модели CROSS-P [188, 190] при использовании параметров экстремальных штормов, охарактеризованных в таблице 3.2. Продолжительность штормов задавалась равной 12 ч. Полученные результаты представлены на рисунке 3.50 А. Показан начальный профиль и профили, сформированные по окончании штормовых воздействий. Исходный профиль взят для участка берега с максимальным возвышением 3,5 м.

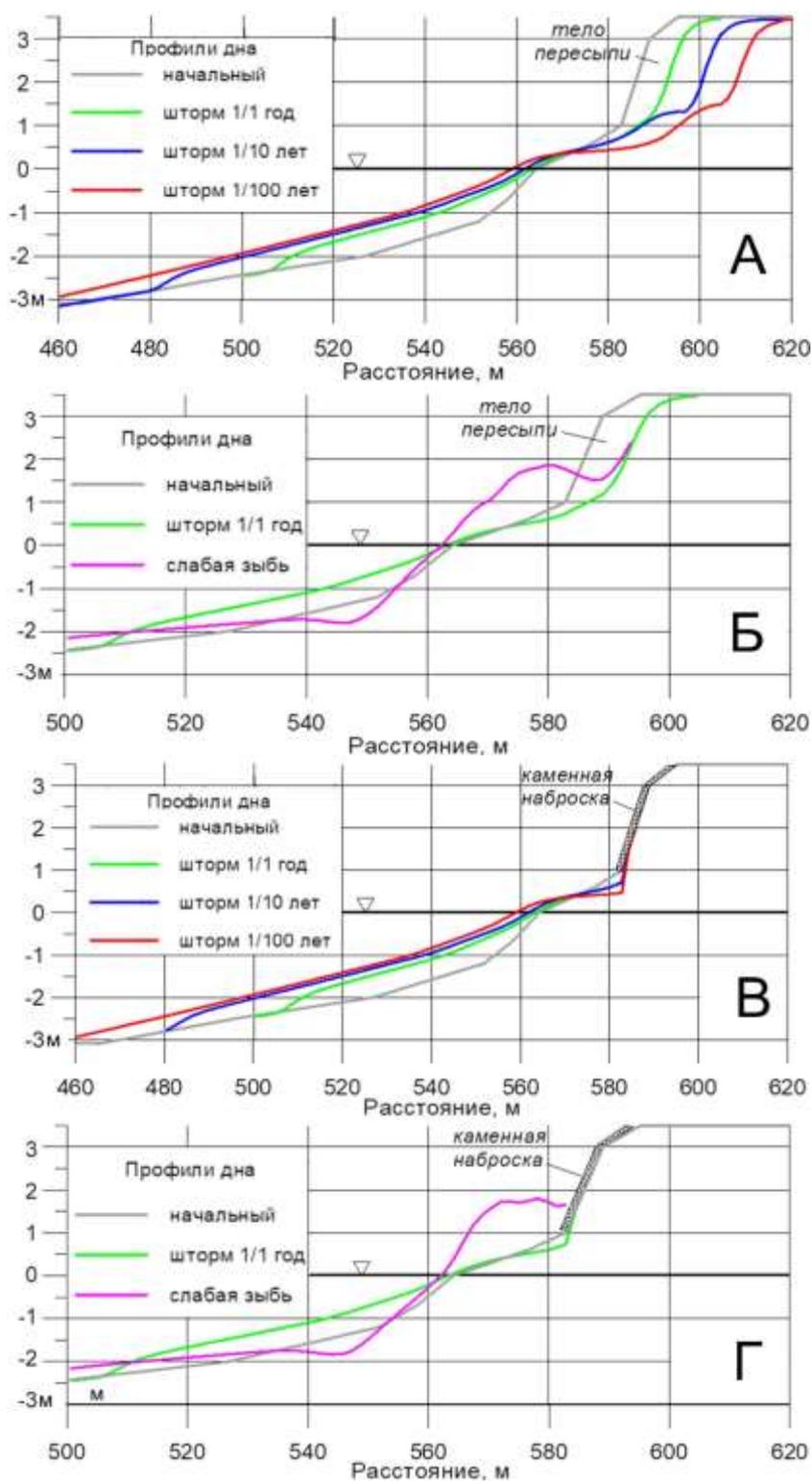


Рисунок 3.50 – Волновые воздействия на береговой профиль пересыпи лагуны Мерея: А – деформации профиля берега при штормах различной силы; Б – воздействие слабой продолжительной зыби на штормовой профиль; В – штормовые деформации профиля при наличии каменной наброски; Г – воздействие зыби на закрепленный откос

Как видим, при каждом шторме тело пересыпи размывается, и смытый материал выносится на подводный склон. Шторма с периодом повторяемости 1 год, 10 и 100 лет вызывают отступление бровки берега соответственно на 7,15 и 22 м.

Известно, что в периоды длительного слабого волнения (зыби) донный материал перемещается преимущественно к берегу, а размывтый пляж может в определенной мере восстанавливаться. Чтобы выяснить применимость этого правила к рассматриваемому берегу, было проведено моделирование воздействия слабой зыби на береговой профиль, сформированный штормом с повторяемостью 1 раз в год (Рисунок 3.50 Б). Параметры зыби следующие: средняя высота 0,4 м, период 8 с, длительность 7 сут.

Из рисунка 3.50 Б следует, что зыбь действительно транспортирует наносы с подводного склона на пляж, где откладывает их в форме берегового вала. Однако верхняя часть размывтого склона, очевидно, не может быть восстановлена, так как зыбь ее не достигает (вследствие недостаточно высокого нагона и заплеска). При следующем шторме береговой вал будет быстро размывт, и верхняя часть склона снова окажется подверженной размыву. Таким образом, потери материала из тела пересыпи оказываются необратимыми.

В последнее время для защиты морского берега пересыпи применяется каменная наброска, рассматриваемая в модели как волногасящая защита откосного типа. В связи с этим было проведено моделирование штормовых воздействий на берег при наличии крепления склона. При расчетах предполагалось, что основание крепления расположено на возвышении пляжа +1 м и движение материала в пределах каменной наброски исключается. Результаты расчетов представлены на рисунке 3.50 В. Изменения в пределах пляжа оказываются незначительными. Наиболее заметный эффект – это небольшой размыв и углубление дна у основания крепления, которое составляет около 0,2 м для штормов 1/1 год и 1/10 лет и около 0,4 для шторма 1/100 лет.

В результате размыва может происходить некоторое оползание материала крепления. Но в периоды слабой зыби основание крепления будет засыпаться материалом, поступающим к берегу. Об этом свидетельствуют результаты моделирования, показанные на рисунке 3.50 Г.

Расчеты потока наносов основывались на модели LONT-2D [189, 190]. На рисунке 3.51 показано распределение потоков наносов, созданных волнами различных направлений (Ю, ЮВ и ЮЗ), а также результирующий поток, представляющий алгебраическую сумму отдельных потоков. Поток на восток считается отрицательным, на запад – положительным.

ЮЗ волны продвигают наносы на восток, ЮВ волны – на запад, и соответствующие потоки в какой-то мере компенсируют друг друга. Таким образом, южные волнения обуславливают транспорт наносов от краев к вершине залива. И поскольку южные волны доминируют, то и результирующий транспорт имеет характер двух противоположных потоков,

сходящихся в вершине залива. Очевидно, рассматриваемый участок оказывается в зоне конвергенции. В результате разгрузки потоков здесь должна иметь место аккумуляция материала. В частности, благодаря западному потоку должен аккумулироваться материал, поступающий из устья р. Меря.

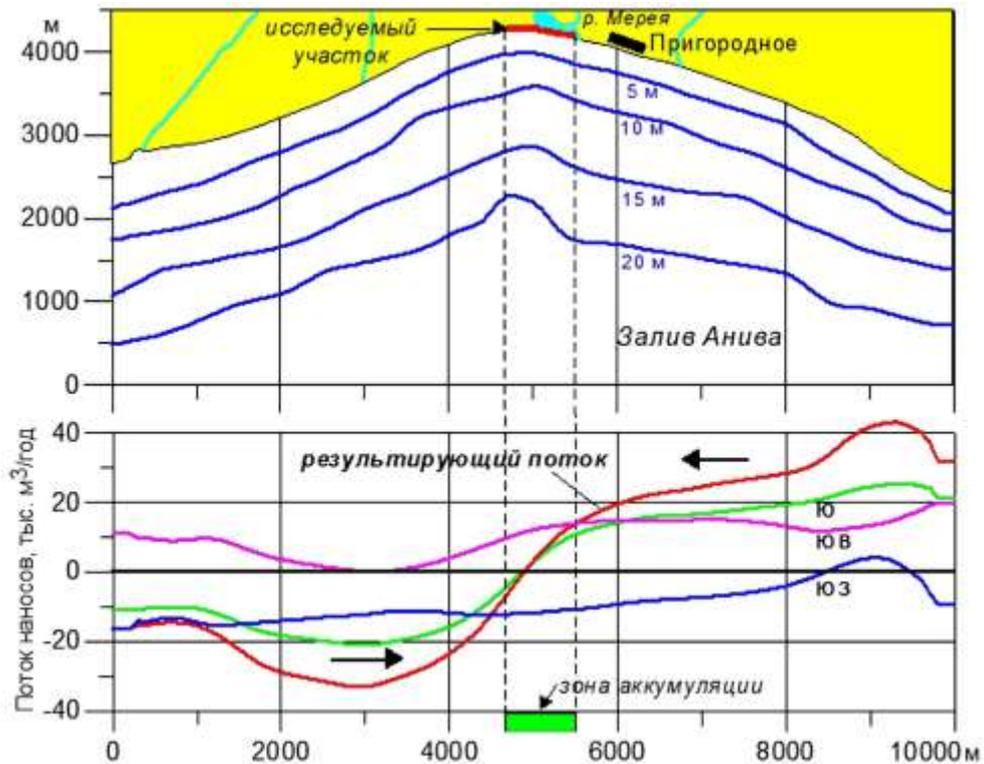


Рисунок 3.51 – Распределение потоков наносов вдоль побережья исследуемого участка

Значения отдельных потоков изменяются в пределах ± 20 тыс. $\text{м}^3/\text{год}$, а амплитуда результирующего потока близка к 40 тыс. $\text{м}^3/\text{год}$. Средний градиент потока, характеризующий объем аккумуляции на исследуемом участке, имеет порядок $10 \text{ м}^3/\text{м} - 1 \text{ год} - 1$, т. е. 10 м^3 на метр длины берега в год, что совсем немало. Однако к этим величинам следует подходить с осторожностью.

Дело в том, что расчеты дают емкость потоков, т. е. объем, который волны могли бы перенести при наличии достаточного количества наносов на подводном склоне и пляже. Но в условиях рассматриваемого региона слой наносов не является сплошным: на значительной площади дна в береговой зоне присутствуют выходы коренного субстрата и россыпи валунов. Иначе говоря, имеется определенный дефицит материала, и реальные потоки могут быть значительно меньше расчетных.

Тем не менее, действующие потоки наносов способствуют сохранению существующей пересыпи. Вместе с тем выдвигание берега в результате аккумуляции не наблюдается. Значит, аккумуляция нейтрализуется процессами противоположной направленности. Одним из таких

процессов может быть повышение относительного уровня моря в результате тектонического погружения суши и глобального подъема уровня океана.

Верификация полученной информации проводилась на основе анализа трендовых тенденций береговой зоны. Переформирование подводного рельефа устанавливается на основе сравнения материалов промеров 2004 и 2015 гг. (Рисунок 3.52).

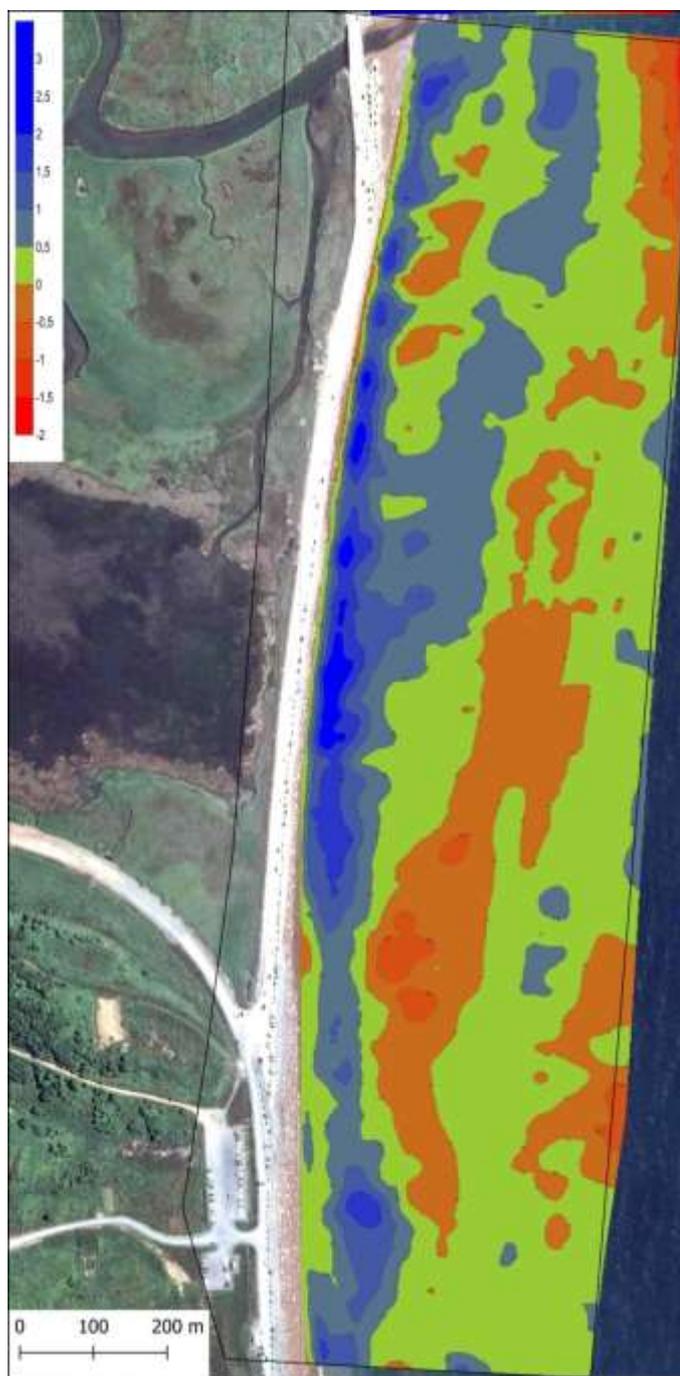


Рисунок 3.52 – Карта деформаций берегового склона на основе сравнения материалов промеров 2004 и 2015 гг.

Данные в формате dwg были оцифрованы в системе DNG и переведены в ГИС. На основе оцифрованных данных была проведена триангуляция точек и построены цифровые

равномерные сетки с дискретностью 1/70 угловой секунды. Затем было произведено небольшое сглаживание поверхности. Следующим этапом было вычитание поверхностей и создание результирующей разностной карты. Для построения карт использовалась программа QGIS 2.8.2. Все расчеты проводились в системе ESPG:3395. Результирующая карта остаточной поверхности рельефа была сохранена в виде изображения.

Согласно полученным данным мощность осадков увеличивается на 77 % площади подводного берегового склона. Соответственно площадь размыва составляет 23 %. Приходная часть бюджета наносов за рассмотренный интервал времени равна 315 375 м³, объем размыва 42 940 м³, результирующая приходная часть составляет +272 435 м³ за 11 лет, или 24 767 м³/год. Данное значение полностью соответствует расчетным значениям мощности потока наносов, так как причал разгрузки оборудования является преградой для основного потока наносов в восточном направлении.

Максимальное понижение поверхности подводного берегового склона в юго-восточной части изученного берегового склона составляет около 2 м, оно связано, вероятно, с дноуглублением 2005 – 2006 гг. для обеспечения навигационных глубин у причала отгрузки СПГ. Основной объем осадконакопления наблюдается в приурезовой зоне до 3-метровой изобаты. Минимальная мощность деятельного слоя здесь 2,5 м.

В заключение несколько слов о влиянии на динамику пересыпи изменений относительного уровня моря. К сожалению, достоверных данных о скорости изменения уровня моря в рассматриваемом районе нет. Для грубой оценки, вероятно, можно использовать значение $w = 3$ мм/год, немного превышающее среднее значение w для Мирового океана [92]. Далее для оценки соответствующего отступления берега воспользуемся правилом Бруна [362]:

$$\frac{\partial x_0}{\partial t} = -\frac{w}{\bar{\beta}}, \quad \bar{\beta} = \frac{z_c + h_*}{l_x}, \quad (3.1)$$

где $\partial x_0 / \partial t$ – скорость смещения берега, $\bar{\beta}$ – средний уклон дна активной части профиля длиной l_x , расположенной между глубиной замыкания h_* и возвышением пляжа z_c . Глубина замыкания соответствует удвоенной значительной высоте волн, наблюдаемой не более 12 ч в год. Судя по имеющимся волновым данным, искомая высота волн близка к 4 м, и, следовательно, $h_* = 8$ м. Возвышение берега можно принять как среднее по пересыпи $z_c = 3$ м. Согласно данным промеров, $l_x = 550$ м.

В итоге оценка по приведенной формуле дает скорость отступления берега $\partial x_0 / \partial t = -0,15$ м/год. Очевидно, за десяток лет берег отступит всего на 1,5 м. Даже при удвоении величины w изменения будут малозаметными. Эффект повышения относительного уровня в

данном случае будет заметен лишь в масштабе сотен лет. Таким образом, фактор подъема уровня едва ли оказывает существенное влияние на динамику пересыпи.

Результаты моделирования дают основания полагать, что волногасящее крепление морского откоса пересыпи стабилизирует параметры берегового профиля и не изменяет параметры вдольбереговых перемещений наносов, так как располагается выше зоны наиболее активного переноса. Таким образом, крепление будет достаточно долговечным, а тело пересыпи стабильным.

При современной скорости повышения относительного уровня моря этот процесс не оказывает заметного влияния на динамику исследуемого берега и может проявиться лишь в масштабе столетий.

Расчеты потоков наносов на основе модели Iont-2d, выполненные на участках, для которых возможны морфолитодинамические измерения, имеют высокую достоверность. Так, расчетная емкость потока наносов в районе пересыпи лагуны Мерея составляет около 20 тыс. м³/год. После строительства причального сооружения завода СПГ в 2005 г. с его западной стороны за 9 мес. сформировалась аккумулятивная форма заполнения входящего угла объемом около 22 тыс. м³. Сравнение материалов промеров 2004 и 2015 гг. показало, что приходная часть бюджета наносов с западной стороны причала за рассмотренный интервал времени составляет 315 375 м³, объем размыва 42 940 м³, результирующая приходная часть +272 435 м³ за 11 лет, или 24 767 м³/год.

Таким образом, в результате проведенных исследований разрушения морских берегов установлено.

Разрушение субвертикальных береговых уступов в породах слабой и средней устойчивости в условиях волнового воздействия происходит со скоростями примерно на порядок большими, чем скорости разрушения субгоризонтальных поверхностей бенча, сложенного аналогичными породами.

Измеренные скорости отступления берегового уступа без прямого волнового воздействия примерно соответствуют скоростям разрушения аналогичных по классу устойчивости горных пород на бенче. И в том и в другом случае отсутствуют ударные волновые нагрузки с абрадирующим воздействием пляжевых отложений. И если с бенча продукты выветривания удаляются морской водой, то в случае клифа это происходит за счет склоновых, главным образом, гравитационных процессов.

Основные закономерности пространственной структуры разрушения берегов сложенных неоплейстоцен-голоценовыми слабо консолидированными и рыхлыми отложениями определяют явления ритмичности в проявлении процессов размыва. Установлены ритмы размыва с длиной волны 1,3; 2,0; 4,0; 5,6; 8,5; 11,6; 25,6; 64 км.

Анализ особенностей морфолитодинамики сложно построенных и «классических» песчаных пересыпей, отчленяющих лагуны от открытого моря, показал, что для сложно построенных барьерных форм характерна более высокая вариативность деформаций морского края голоценовых участков, чем для полностью голоценовых пересыпей. Для таких барьерных форм характерно и большее разнообразие морфометрических параметров верхней части берегового профиля. Наиболее низкая вариабельность морфолитодинамических параметров характерна для голоценовых морских террас, причлененных к древним береговым уступам. Эти участки, расположенные между лагунными пересыпями, наименее подвержены размыву.

Высокопорядковая ритмичность процессов размыва, в нашем случае $\approx 30-60$ км, на выровненных берегах северо-восточного Сахалина, так же как и на берегах северо-западного Сахалина, связана с устойчивыми зонами дивергенции результирующих и сезонных вдольбереговых потоков наносов с пониженным объемом пляжевых отложений. Ритмы размыва более низкого порядка, по нашему мнению, с одной стороны связаны с процессами самоорганизации берегового рельефа при сезонных сменах направлений перемещения наносов, а с другой стороны – с особенностями локализации и строения областей питания литодинамических систем. Ритмичность размыва 1,3 км соответствует размерности крупных мегафестонных структур пляжа.

Глава 4. Эволюционно-динамические перестройки аккумулятивных берегов

В главе представлены результаты анализа геопространственной и геологической информации о строении и динамике лагунного побережья Сахалина и аккумулятивных образований свободного типа.

На основе определенных параметров абразионно-аккумулятивных процессов и миграции лагунных проливов за период 1927-2014 гг. рассмотрена морфолитодинамическая система Северо-Восточного Сахалина. Объемы наносов, перемещаемых при миграции проливов, установлены при помощи трехмерных моделей, где, наряду с осредненными за многолетний период характеристиками площади размыва и аккумуляции, использованы данные о глубинах пролива и прилегающей акватории, параметры рельефа барьерных форм и геологическая информация, полученная в результате георадарной съемки и бурения. Георадарные данные в комплексе с данными дистанционного зондирования позволили создать модель осадконакопления, которая легла в основу анализа истории развития побережья за пределами периода, обеспеченного наблюдениями. В настоящее время мы можем проследить ситуацию до середины 19 века.

Впервые в береговой морфолитодинамике количественно оценены и учтены наносы, безвозвратно выпадающие из вдольбереговых перемещений в результате смещения проливов и консервации ранее сформированных внутренних дельт. Согласно представленным расчетам, пролив лагуны Лунская за 65-летний период в среднем перехватывал 24 тыс. м³ наносов в год. Ранее, при построении модели бюджета наносов береговой системы с.-в. Сахалина за этот же период, мы недосчитались в зоне конвергенции примерно 20 – 30 тыс. м³/год наносов. Таким образом, анализ пространственно-временных параметров каскада внутренних дельт лагуны Лунская, сформированного при перемещении лагунного пролива, позволил достичь в расчетах практически 100%-го равенства приходных и расходных статей бюджета наносов лагунного побережья восточного Сахалина. Анализ соотношения аллювиальной и прибрежно-морской составляющих в формировании эстуарно-лагунной литосомы показал, что объемы осадконакопления морского типа в лагунах превышают объемы отложений аллювиального происхождения (например, в лагуне Лунская более чем в 4 раза).

На основе моделирования морфодинамических процессов исследуются тенденции развития береговой системы, включающей Ныйский залив (лагуну) и косу Пластун. Наблюдаемое удлинение косы и миграция пролива Анучина объясняются изменениями вдольбереговых потоков наносов, которые перемещает материал к окончанию косы, как с южной, так и северной сторон пролива. Показано, что сильные шторма, действующие на фоне

нагона и прилива, способствуют углублению дна лагуны. Предложена модель системы приливного залива, описывающая эволюцию приливной осушки в условиях повышения относительного уровня моря. Сделан вывод о том, что объем осушки через 100 лет может сократиться в несколько раз. Эта тенденция приведет к ускорению размыва берегов залива, так как уменьшится диссипация энергии, поступающей из открытого моря.

Система кос в Амурском лимане и аккумулятивное образование свободного типа – коса Тык являются крупнейшими на Сахалине. Основная цель исследования изучение морфометрических и морфодинамических параметров этих образований, объяснение условий и причин формирования этих образований. Крупнейшие на Сахалине аккумулятивные образования голоценового возраста приурочены к окраинно-депрессийным элементам морфоструктурного плана побережья. Данное исследование устанавливает унаследованный с неогенового периода характер интенсивного осадконакопления для этих элементов, определяет морфометрические параметры аккумулятивных образований и объем аккумуляции за средний поздний голоцен. Также показана современная динамика береговых форм за период 60 лет.

4.1 Лагунное побережье

На основе определенных параметров абразионно-аккумулятивных процессов и миграции лагунных проливов за период 1927-2014 гг. рассмотрена морфолитодинамическая система Северо-Восточного Сахалина. Объемы наносов, перемещаемых при миграции проливов, установлены при помощи трехмерных моделей, где, наряду с осредненными за многолетний период характеристиками площади размыва и аккумуляции, использованы данные о глубинах пролива и прилегающей акватории, параметры рельефа барьерных форм и геологическая информация, полученная в результате георадарной съемки и бурения. Георадарные данные в комплексе с данными дистанционного зондирования позволили создать модель осадконакопления, которая легла в основу анализа истории развития побережья за пределами периода, обеспеченного наблюдениями. В настоящее время мы можем проследить ситуацию до середины 19 века.

Объектом данного исследования являются проливы северо-восточного Сахалина, соединяющие лагуны (Пильтун, Чайво, Ныйво, Набиль, Лунский) и Охотское море. В представленной работе реализована методика морфолитодинамических исследований, основанная как на традиционных геоморфологических, так и современных методах получения и анализа геопространственной и геологической информации. В едином методологическом ключе

впервые выполнен анализ морфодинамики лагунных проливов побережья протяженностью более 300 км.

Проливы (за исключением лагуны Набиль) рассекают песчаную аккумулятивную форму типа берегового барьера на южный и северный сегменты (косы). В ГИС с использованием стандартных процедур анализа материалов дистанционного зондирования и топосъемки масштаба 1:10000 проанализированы миграции лагунных проливов за период 1927-2014 гг. Причем для последних пятнадцати лет проанализированы ежегодные данные. Объемы наносов, перемещаемых при миграции проливов, установлены при помощи трехмерных моделей, где, наряду с характеристиками площади размыва и аккумуляции, использованы данные о глубинах пролива и прилегающей акватории, параметры рельефа барьерных форм и геологическая информация, полученная в результате георадарной съемки и бурения.

Наблюдаемые изменения береговой линии и миграция проливов объясняются особенностями строения берегов, прибрежной циркуляции и вдольберегового потока наносов. На основании анализа результатов георадарной съемки и данных бурения пересыпи рассмотрены механизмы перемещения дистальных окончаний кос системы пролива.

Первые геоморфологические описания лагунного побережья северо-восточного Сахалина представлены в работе Тихоновича Н. Н. и Полевого П. И. [311]. Уже в этой работе был отмечен сложный характер строения и динамики лагунных проливов. Однако первым, по настоящему полным и детальным исследованием, посвященным геоморфологическому строению и динамике берегов северо-восточного Сахалина, по праву считается работа Владимирова А. Т. [81]. Наряду с целым рядом выводов о строении и динамике берегов, которые не потеряли актуальности до настоящего времени, на основании данных морфологического анализа строения устьевых зон лагунных проливов и материалов АФС 1952 г. была установлена структура вдольбереговых перемещений наносов. Кроме того, было отмечено, что устьевые зоны проливов являются особыми морфолитодинамическими образованиями с максимальной концентрацией наносов на верхних элементах береговой зоны в их пределах. Более поздние исследования показали, что область конвергенции вдольбереговых потоков наносов в районе пересыпи лагуны Ныйво характеризуется отсутствием активных аккумулятивных донных форм [61]. Новые массивы дистанционной информации, а также морфодинамические наблюдения на пересыпи лагуны Чайво позволили группе исследователей Дальневосточного госуниверситета установить, что в пределах собственно пересыпи объемы осадконакопления превышают объемы размыва примерно в 6 раз, в системе же лагунного пролива, напротив, объемы размыва в три раза выше объемов аккумуляции [69, 86]. Было также определено, что объем конуса выноса, созданного отливными течениями системы пролива лагуны Чайво (пролив Клейе), составляет 12 млн. м³ [85]. Касаясь вопроса определения величин

и направления смещения лагунных проливов, установленных по результатам дешифрирования АФС, следует отметить, что эта информация ограничена периодом наблюдений с 1952 по 1986 гг. и представлена, в основном, линейными измерениями на нескольких участках [76]. Таким образом, несмотря на высокую степень освоения рассматриваемого побережья объектами и транспортной инфраструктурой нефтегазового комплекса, до настоящего времени информация о морфодинамике побережья северо-восточного Сахалина носит обзорный, описательный характер. Исключение составляют результаты морфолитодинамического анализа системы Ныйского залива и косы Пластун, а также пересыпи лагун Чайво и Набиль.

Известно, что для побережья северо-восточного Сахалина характерна сезонная смена направления потоков волновой энергии и, соответственно, вдольбереговых перемещений наносов [124, 156]. В летний период доминируют ветра юго-восточной четверти, в осенне-зимний период господствуют ветра северо-восточной четверти. Расчетные значения вдольберегового потока наносов результирующего – южного – направления достигают максимума 300000 м³/год в средней части пересыпи лагуны Чайво и затем уменьшаются к югу [184]. При этом поток южного направления достигает 800000 м³/год, а поток северного направления – 500000 м³/год.

Южнее пересыпи лагуны Набиль расчетные значения потока наносов результирующего – но уже северного – направления составляют 240000 м³/год, при значительно меньших значениях размаха миграций.

Район пересыпи лагуны Ныйво является зоной конвергенции результирующих потоков наносов южного и северного направлений. По расчетным данным, характеризующим волновой климат северо-восточного Сахалина последних 20 лет, результирующий поток здесь в настоящее время действует в южном направлении [185]. К северу от пролива Анучина он составляет около 100 тыс. м³/год, а южнее пролива – вдоль косы Пластун – уменьшается до 40 тыс. м³/год. Поток на север составляет более 200 тыс. м³/год, а поток на юг превышает 300 тыс. м³/год. В районе пролива он колеблется, а на косе Пластун уменьшается до 240 тыс. м³/год.

В ГИС-среде с использованием стандартных процедур анализа материалов дистанционного зондирования и топосъемки масштаба 1:10000 нами была проведена реконструкция миграции лагунных проливов за исторический период с 1927 по 2014 гг. Дополненная материалами гидрографических исследований и наземной георадарной съемкой эта информация позволила определить объемы размыва и аккумуляции в системах проливов. Балансовая модель наносов береговой зоны построена в соответствии с пространственной структурой вдольбереговых перемещений, установленных предшественниками и дополненных рассмотренными выше расчетными данными [82, 70]. Северной границей рассматриваемой морфолитодинамической системы является область дивергенции потоков, расположенная в

нескольких километрах к северу от лагуны Пильтун, а южной – мыс Делиль-де-ля-Кройера. Модель включает объемы наносов, мобилизуемых и аккумулируемых при перемещении проливов, и наносов, вовлекаемых во вдольбереговые миграции при размыве высоких береговых уступов, сложенных плейстоценовыми осадками (в основном неконсолидированными, песчано-пелитовых фракций), голоценовых пересыпей и низких террас. Особенности и параметры размыва береговых уступов, представленные в данной модели среднесуточными значениями, определены нами ранее [30]. Наряду с определением объемов мобилизации и аккумуляции наносов, комплексное использование материалов дистанционного зондирования и георадарной стратиграфии дало возможность стратиграфического обоснования механизмов перемещения элементов лагунного пролива. Подобный подход был ранее успешно применен для реконструкции эволюции барьеров, расположенных на северо-западе Испании и юго-востоке Северного моря [365, 413]. Вопросы водообмена в системе «лагуна-море» и гидродинамика лагунных проливов в рамках данной работы не рассматриваются. Среднесуточные значения речного и твердого стока в лагуны представлены в таблице 4.1 [63, 101, 265, 266]. Отметим также уменьшение величины приливов от максимума в районе лагуны Чайво в южном и северном направлениях.

Обработка массивов аэрофотоинформации происходила следующим образом. На первом этапе были созданы электронные варианты полос АФС залётов за период 1952-1985 гг. Затем была осуществлена координатная привязка растровой топокарты масштаба 1:100000 в свободной кроссплатформенной геоинформационной системе QGIS (Quantum GIS) и координатная привязка всех полос АФС по характерным точкам. После реализации процедур трансформирования проводилась проверка степени контурного совпадения географических объектов наиболее качественной полосы АФС с рисунком на топокарте. Выбирался наиболее адекватный вариант. Остальные полосы АФС привязывались к нему практически по тем же реперным точкам.

Таблица 4.1 – Речной и твердый сток в лагуны восточного Сахалина и изменение величины приливов на устьевом взморье по: [63, 101, 265, 266].

Лагуна	Площадь водного зеркала, км ²	Объем речного стока, км ³ /год	Сток наносов, тыс. т/год	Максимальная амплитуда прилива
Пильтун	434,7	1,18	34,0	2,13
Чайво	126,0	1,65	27,0	2,68
Ныйская	63,6	4,94	560,0	1,94
Набиль	164,7	0,8	19,0	1,92
Лунская	53,9	0,1	7,2	1,66
Оз. Малое Невское	28,5	0,11	18,2	2,45

Барьерные формы лагун Чайво и Ныйво обеспечены топокартой 1927 года крупного масштаба. Достаточно точно (с учётом разрешения растрового варианта карты) была осуществлена её привязка к основному массиву данных. С 1999 по 2014 годы динамика барьерных образований анализировалась на основе дешифрирования КС в среде ГИС.

В результате были получены значения изменений площади кос при смещении проливов как за различные этапы, так и за весь период.

Объемы наносов, перемещаемых при миграции проливов, установлены при помощи трехмерных моделей, где, наряду с характеристиками площади размыва и аккумуляции, использованы данные о глубинах пролива и прилегающей акватории, а также параметры рельефа барьерных форм и данные их геологического строения, полученные в результате георадарной съемки. Опыт предшествующих исследований показал, что георадарные данные позволяют охарактеризовать внутреннюю осадочную структуру береговых песчано-галечных образований и восстановить контролирующие осадочные процессы [411, 401, 357].

Работы проводились георадаром серии «ОКО-2» (ООО «Логис») с антенным блоком АБ-400 (центральная частота антенны 400 МГц), обеспечивающим глубину исследования до 5 м и с антенным блоком АБ-150 (центральная частота 150 МГц), обеспечивающим глубину исследования до 12 м. В настоящее время наиболее детально обследованы барьерные формы лагун Лунская, Набиль и Ныйво. Георадиолокационные наблюдения проводились в режиме «по перемещению» с автоматическим замером длины профиля датчиком перемещения ИД-32, работающим по типу одометра. Привязка конечных точек профилей наблюдения осуществлялась при помощи спутникового приемоиндикатора. Результатом георадиолокационной съемки являются временные разрезы, записанные методом переменной плотности, на которых по горизонтали указано расстояние в метрах, а по вертикали – время прихода волн, отраженных от границ раздела сред, в наносекундах [84]. По данным бурения и шурфования выделенные отражающие поверхности скоррелированы со слоями, установленными в скважинах, шурфах или канавах, для пересчета временного разреза в глубинный по всему профилю. При анализе и интерпретации данных использованы понятия и термины георадарной стратиграфии, такие как радарная фация (Rf) и поверхности радарных отражений, связанные с первичной структурой осадения [432, 414].

Интерпретация георадарных данных по профилям общей протяженностью около 20 км в полной мере включала геоморфологический контент, основанный на морфодинамических наблюдениях.

Первый этап исследования динамики лагунных проливов завершился построением карт переформирования берегов и определением на этой основе площадей размыва и нарастания кос при перемещении проливов (Рисунок 4.1).

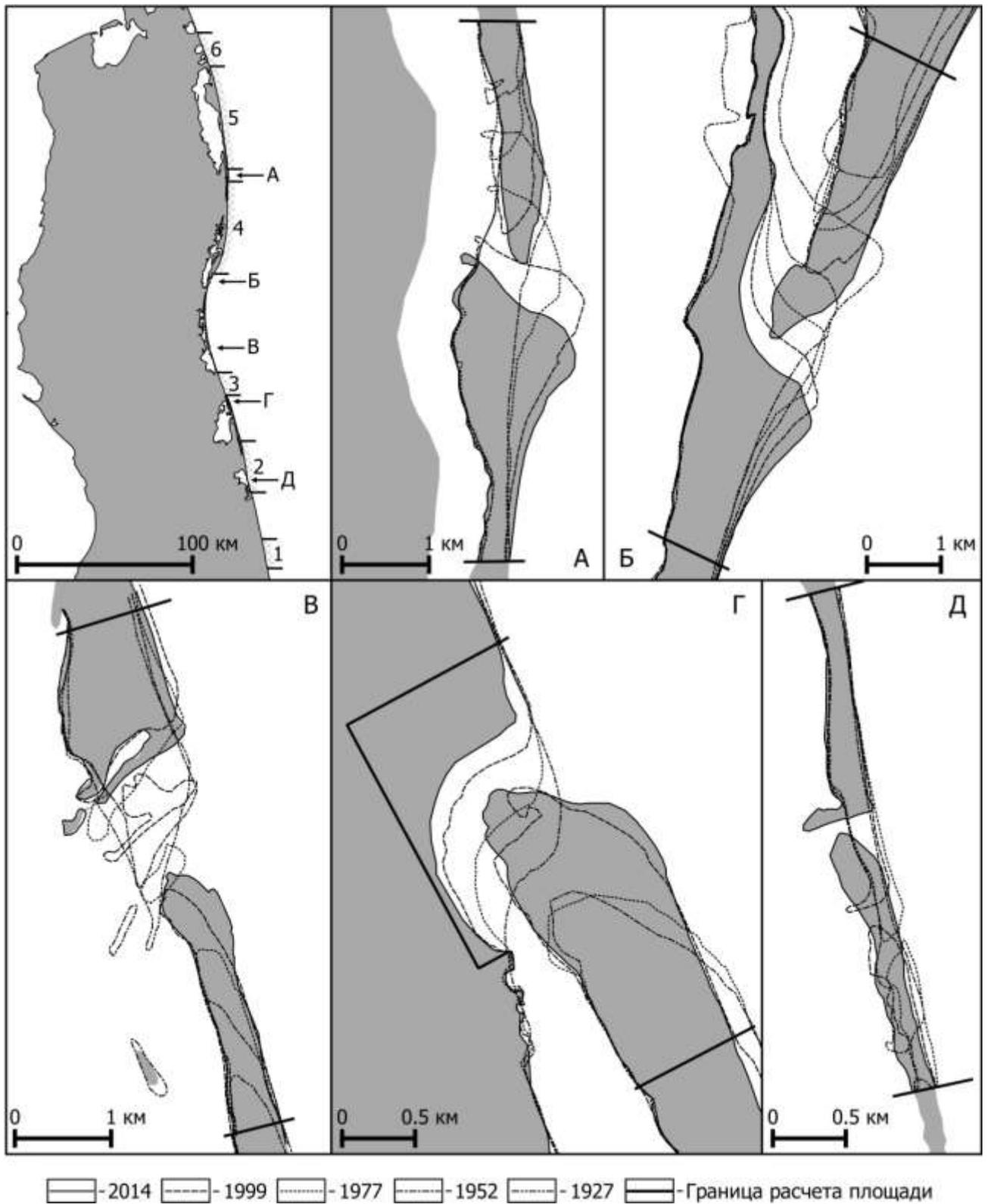


Рисунок 4.1 – Изменение контура береговой линии северо-восточного Сахалина в районе проливов, соединяющих Охотское море и лагуны: а – Пильтун; б – Чайво; в – Ныйво; г – Набиль; д – Лунская; 1-6 – участки, для которых установлены объемы размыва и аккумуляции для расчета бюджета вдольбереговых перемещений наносов

Средние за многолетний период значения скорости перемещения мысов в направлении смещения пролива, а также площади размыва и аккумуляции представлены в таблице 4.2.

Таблица 4.2 – Динамика проливов за период 1929-1952-2014 гг.

Лагуна	Направление смещения пролива	Период наблюдений в годах	Смещение нарастающей косы, м	Среднегодовые скорости нарастания кос, м/год	Наращение площади аккумулятивных форм в системе пролива, тысяч м ² /год	Размыв в системе пролива, тысяч м ² /год
Пильтун	Юг	62	1963	31,7	16,61	5,4
Чайво	Юг	87	2338	26,9	21,61	43,55
Ныйский	Север	87	2210	26,4	12,14	8,19
Набиль	Север	62	800	12,9	11,97	13,67
Лунский	Север	62	1779	28,7	5,71	2,81

Осредненные значения площадей размываемых и нарастающих кос за соответствующие расчетные временные интервалы представлены на рисунке 4.2.

Полученная информация позволяет охарактеризовать общие тенденции развития проливных систем северо-восточного Сахалина следующим образом. Среднегодовые скорости перемещения мысов нарастающих кос практически одинаковы для всех проливов, за исключением пролива лагуны Набиль, где при перемещении пролива размывается низкая морская терраса, сложенная торфами и лагунными илами.

Перемещение проливов лагун Пильтун и Чайво, наряду со смещением в южном направлении, сопровождалось изменением формы дистальных окончаний кос. Поэтому, несмотря на смещение пролива лагуны Пильтун в южном направлении в 1977-1999 гг. примерно на 870 метров, происходило увеличение площади как нарастающей северной косы, так и отступающей южной.

Ситуация изменилась в последние двадцать лет, когда площадь отступающей южной косы стала ежегодно уменьшаться примерно на 2 гектара. Максимальные с начала 50-х годов скорости размыва отступающей косы – около 2,2 гектара в год – характерны в последнее двадцатилетие и для пролива лагуны Чайво. А скорости нарастания в этот период наступающей косы – 6,4 гектара в год – максимальны для всего интервала наблюдений с 1927 по 2014 гг.

Перемещение проливов лагун Лунская и Набиль в северном направлении происходило более или менее равномерно, но, в период минимальных скоростей нарастания косы лагуны Лунская, коса лагуны Набиль нарастала с максимальными скоростями и наоборот. При этом в

период с 1973 по 1999 гг. среднегодовые значения прироста косы Набиль примерно в 26 раз превышали значения прироста косы Лунская, при среднемноголетних значениях $12000 \text{ м}^2/\text{год}$ и $5700 \text{ м}^2/\text{год}$ соответственно.

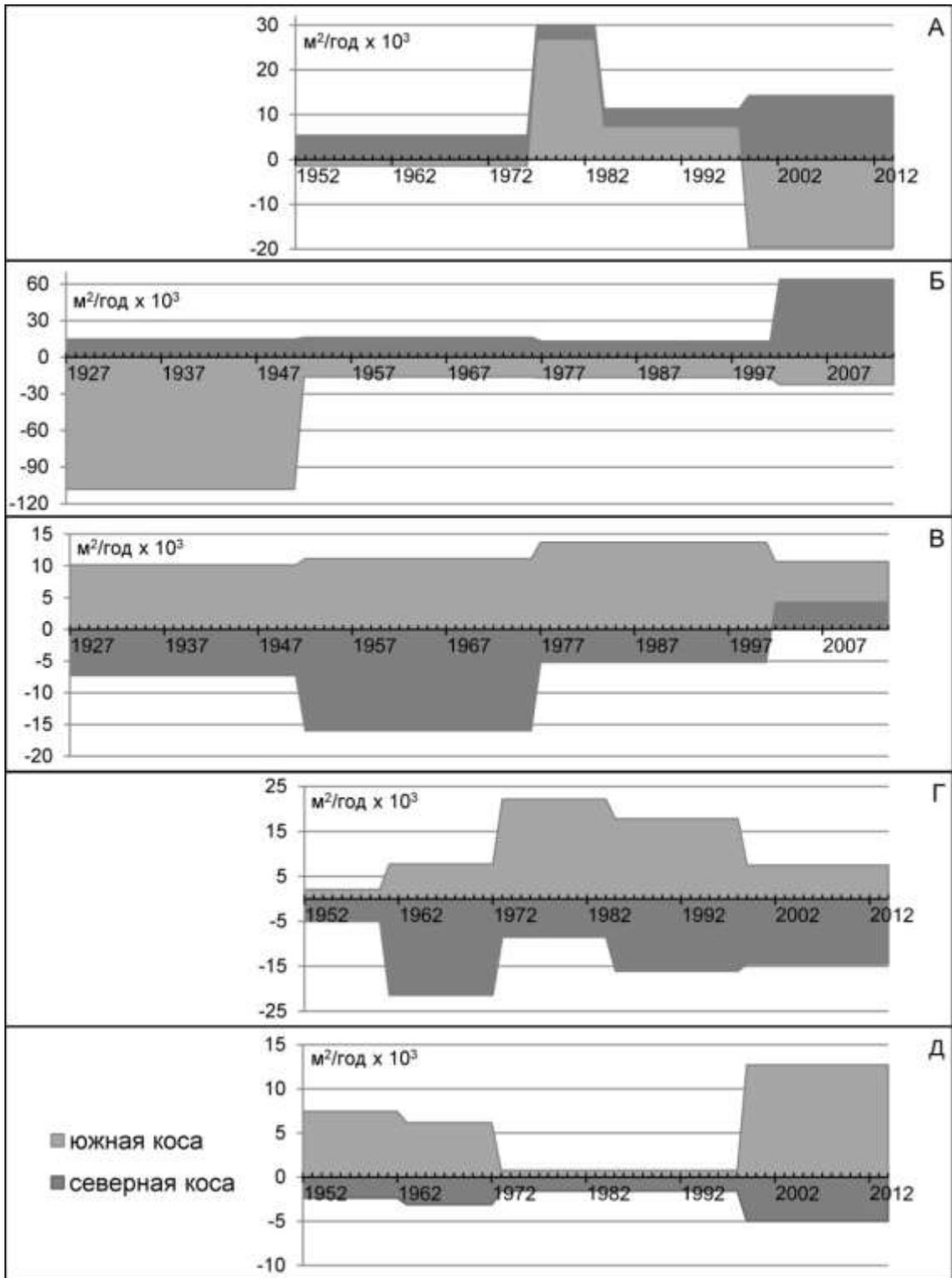


Рисунок 4.2 – Площади деформаций северных и южных берегов проливов, соединяющих Охотское море и лагуны: а – Пильтун; б – Чайво; в – Ныйво; г – Набиль; д – Лунская (1927 г., 1952 – 2012 гг.).

Что касается зоны конвергенции потоков наносов в районе пересыпи лагуны Ныйской, то за период с 1927 по 2014 гг. дистальный конец косы сместился в С-СЗ направлении более чем на 2200 метров. При этом на период до 1977 года приходится около 1360 метров прироста косы в указанном направлении, т. е. 27 м/год, на период с 1977 по 1985 гг. – около 490 м, или 61 м/год, на период с 1985 по 2014 гг. – около 360 м, т. е. 12 м/год.

Судя по положению береговой линии северной стороны пролива, основные гидроморфные параметры пролива практически неизменны с конца 70-х годов 20 века. С 1999 года ранее размываемая северная коса увеличивает свою площадь. Определение объемов наносов, мобилизуемых и аккумулируемых при перемещении проливов, проведенное с помощью несложных расчетов по трехмерным моделям, позволяет перейти к анализу бюджета наносов рассматриваемой морфолитодинамической системы.

Наносы, вовлекаемые во вдольбереговые миграции при размыве высоких береговых уступов, сложенных плейстоценовыми осадками, голоценовых пересыпей и низких террас рассмотрены нами ранее [30]. Среднемноголетние значения приходных и расходных частей бюджета наносов представлены в таблице 4.3.

Таблица 4.3 – Бюджет наносов морфолитодинамической системы северо-восточного Сахалина

Участок на берегах (1-6), лагунные проливы (а-д)	Размыв, м ³ /год 103	Аккумуляция, м ³ /год 103	Бюджет наносов, м ³ /год103
6	46,00	0	+46,00
5	211,75	117,73	+94,02
пролив лагуны Пильтун (а)	74,52	196,00	-121,48
4	80,15	392,52	-312,37
пролив лагуны Чайво (б)	522,60	216,10	+306,50
Бюджет на участке с перемещением проливов в южном направлении	935,02	922,35	+12,67
пролив лагуны Ныйская (в) зона конвергенции потоков наносов	98,30	121,40	-23,10
3	75,92	0	+75,92
пролив лагуны Набиль (г)	164,04	143,60	+20,44
2	19,41	34,55	-15,14
пролив лагуны Лунская (д)	22,48	45,68	-23,20
1	48,00	0	+48,00
Бюджет на участке с перемещением проливов в северном направлении	329,85	223,83	+106,03

Учитывая, что твердый речной сток пляжеформирующих фракций незначителен (около 10% от общего твердого стока, представленного в таблице 4.1) и практически полностью

расходуется на заполнение лагунных бассейнов, на данной стадии развития берегов параметры бюджета наносов определяют процессы собственно береговой зоны. В среднем за многолетний период в зону конвергенции потоков наносов поступает около 13 тысяч м³ наносов в год с севера и около 106 тысяч м³ в год с юга. В зоне пролива аккумулируется около 23 тысяч м³ осадков пляжеформирующих фракций.

Очевидно, что приходную часть бюджета потока наносов южного направления формирует размыв, главным образом, низких песчаных берегов. В отличие от приходной части бюджета наносов северного направления, где размываются высокие террасы с содержанием алевритопелитовых фракций в отложениях более 70%.

Таким образом, получаемые в зоне схождения вдольбереговых потоков наносов «излишки» в виде 95 тысяч м³ примерно на 70% являются наносами открытого моря. Что составляет около 65-70 тысяч м³ отложений алеврито-пелитовых фракций. Именно с этим связано преобладание здесь на подводном береговом склоне мелкозернистых размерностей осадков, препятствующее формированию контрастных донных аккумулятивных форм, широко представленных к югу и к северу от зоны конвергенции потоков наносов. К сожалению, очень многие составляющие данной морфолитодинамической системы остаются пока без рассмотрения. Однако впервые в России с единых методических позиций мы получили представление о динамике лагунного побережья протяженностью около 300 км. Вероятно, не стоит обольщаться полученными цифрами, но новые данные об объемах размыва и аккумуляции наносов и направлениях их перемещения не противоречат имеющимся расчетам мощности вдольбереговых потоков наносов [184, 185].

Наше исследование показало, что весьма перспективным направлением изучения миграций лагунных проливов и динамики барьерных островов является анализ георадарных данных с высокоточной привязкой профилей и радарных фаций. Уже на данном этапе исследования георадарные данные позволили установить общую схему перемещения нарастающих дистальных элементов аккумулятивных форм в зоне пролива (Рисунок 4.3).

На всех растущих косах выделяются фации приустьевых баров. По мере развития пролива в соответствии с приливно-отливным режимом к ним причленяются фации пляжа верхней части берегового склона. Эоловая переработка отложений, вышедших в зону действия субаэральных процессов, с одной стороны – повышает контрастность рельефа за счет формирования авантюн, а с другой – сглаживает неровности, засыпая первичный рельеф

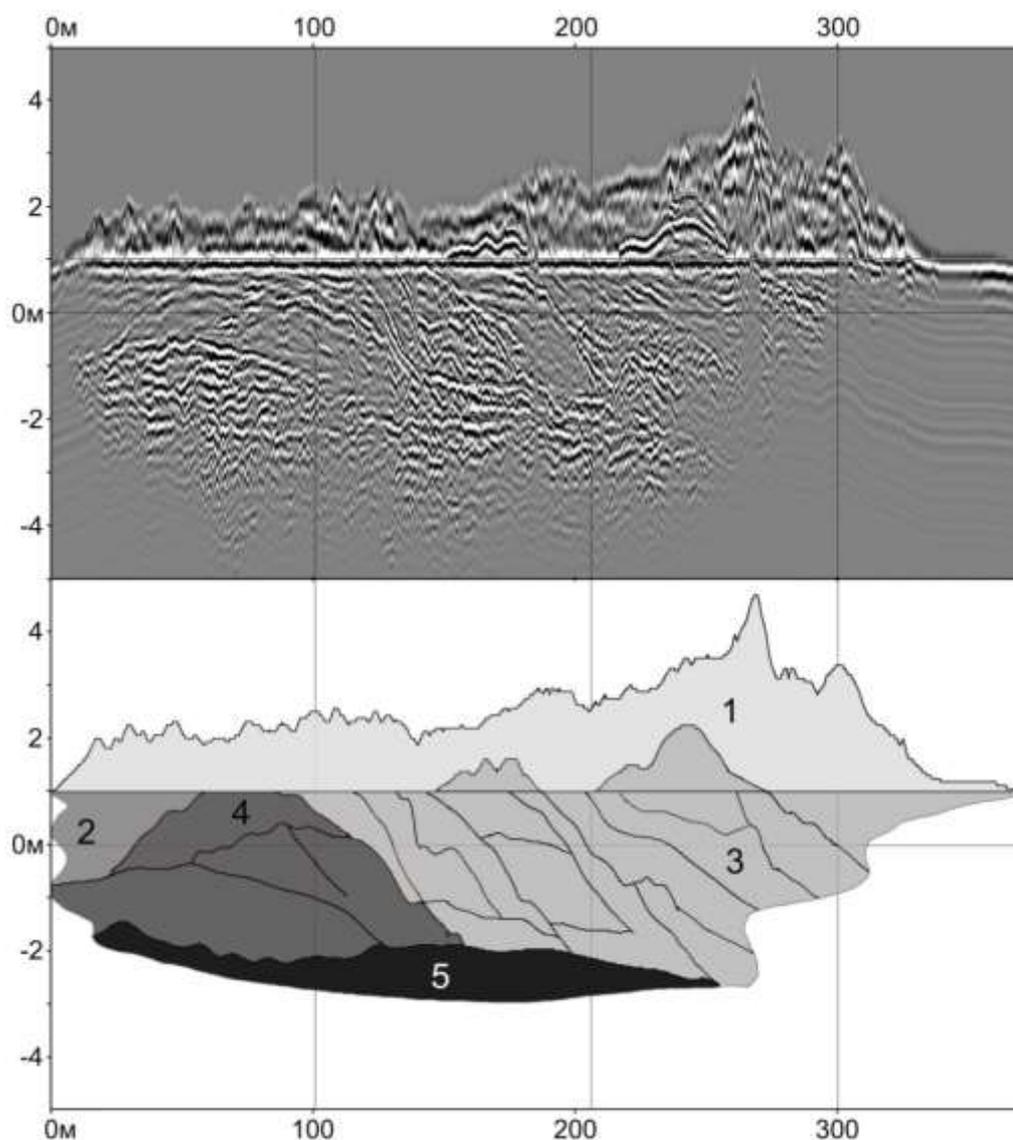


Рисунок 4.3 – Поперечный разрез дистального окончания нарастающей косы: 1 – нерасчлененные эоловые и пляжевые отложения, 2 – современные алеврито-пелитовые лагунные осадки, 3 – песчано-галечные осадки верхней части берегового склона и штормовых валов, 4 – песчано-гравийные осадки приустьевого бара, 5 – грубозернистые гравийно-галечные осадки дна пролива

. Таким образом, схема смещения пролива в направлении результирующего потока вдольбереговых наносов соответствует условиям берегов со значительным литоральным транспортом при возможности сезонного интенсивного волнения [391].

На размываемых, отступающих косах в основании разреза встречаются лагунные илы. Это не противоречит представлениям о надвиге барьерных форм в период последней фазы голоценовой прибрежно-морской аккумуляции на голоценовые лагунные отложения первых фаз аккумуляции (Рисунок 4.4).

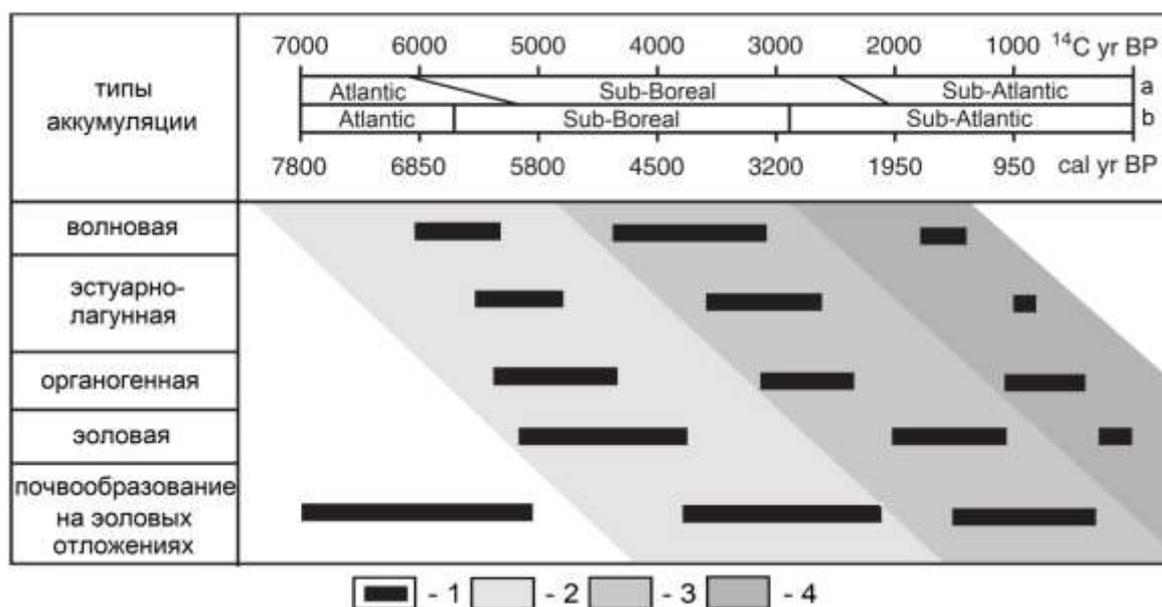


Рисунок 4.4 Осадконакопление в голоцене на берегах ДВ морей по данным ^{14}C . 1-временные интервалы; 2,3,4 циклы осадконакопления; (а) – ^{14}C возраст; (б) – калиброванный возраст; [41]

Лагунные илы в основании разреза наступающей косы, вероятно, могут являться одним из признаков формирования нового пролива за счет прорыва отступающей косы и причленения образовавшегося фрагмента к наступающей косе. Положение проливов достаточно уверенно устанавливается при анализе георадарных данных. В основу положен структурно-геологический критерий – направление падения наклонных отражений радарных фаций. Для более уверенной интерпретации результатов поверхности радарных отражений связанные с первичной структурой осаднения сравнивались с морфометрическими характеристиками проливов (Таблица 4.4).

Таблица 4.4 – Уклоны дна проливов и поверхностей радарных отражений

Лагуна	Уклоны дна пролива (градусы)		Уклоны слоев георадарные (градусы)	
	Растущая коса	Размываемая коса	По направлению роста косы	Обратные направлению роста устьевой зоны косы
Пильтун	1,7-5,1	2,6-8,0		
Чайво	0,7-3,0	1,1-9,9		
Ныйская	5,4-6,8	6,8-8,0	1,0-4,6	6,2-13,0
Набиль	1,4-4,6	2,8-3,2	2,9-9,7	12,5-15,9
Лунская	3,2	5,3	2,0-4,7	

Сочетание стратиграфических исследований и материалов дистанционного зондирования позволило получить ценную информацию о современных и исторических событиях, связанных с динамикой аккумулятивных форм. Например, пролив лагуны Лунская смещался на юг в период с 1952 по 1963 гг. с максимальной за период исследования скоростью, около 80 м/год. Что вполне подтверждается положением судна, выброшенного на берег южной косы пролива в 1949 году, которое находится в 250 метрах к югу от береговой линии южной косы 1952 года.

Средние скорости перемещения дистального окончания барьерной формы лагуны Ныйво – косы Пластун на север составляли в периоды: с 1927 по 1952 гг. – 33,3 м/год, с 1952 по 1977 гг. – 21,3 м/год, с 1977 по 2002 гг. – 35,2 м/год, с 2002 по 2014 гг. положение косы не изменилось. В 277 м к югу от положения косы в 1927 году, установлена георадарная зона протяженностью 485 метров с падением слоев на юг, т. е. в направлении противоположном росту косы.

Расчеты показывают, что в интервале с 1915 по 1919 гг. закончились активные перестройки устьевой зоны пролива лагуны Ныйво. К сожалению, время начала перестроек путем интерполяции установить невозможно. Это могло быть как одномоментное событие, в результате прорыва северной косы, так и продолжительный период, аналогичный периоду стабилизации пролива, наблюдаемому здесь с конца двадцатого века до настоящего времени. Неглубокое заложение пачек отложений с падением слоев в южном направлении делает более предпочтительной вторую точку зрения.

Гораздо более глубокое, до 10 метров, заложение пачек с противоположным растущей косе падением слоев установлено при георадарном исследовании косы Набиль (Рисунок 4.5). Кроме этого, в разрезе здесь мы наблюдаем уменьшение глубин и сдвиг фарватерной зоны пролива в сторону суши. Отложения с противоположным росту падением слоев в интервале глубин 2-5 метров, вероятно, соответствуют приустьевому бару с северной стороны, причлененному к косе при перемещении пролива.

Следует отметить, что в период с 1952 по 1973 гг. положение дистального окончания косы Набиль было практически неизменным, в период с 1973 по 1985 гг. среднегодовая скорость роста косы составляла около 45 м/год, а последние тридцать лет коса нарастала со скоростью 10 м/год. Таким образом, зафиксированное историческое положение пролива, ось которого согласно георадиограммам располагается в 934 метрах, а южный берег в 1110 метрах от дистального окончания косы в 1952 году (в случае сохранения среднегодовых скоростей перемещения за последние 62 года), соответствует началу второй половины девятнадцатого века.

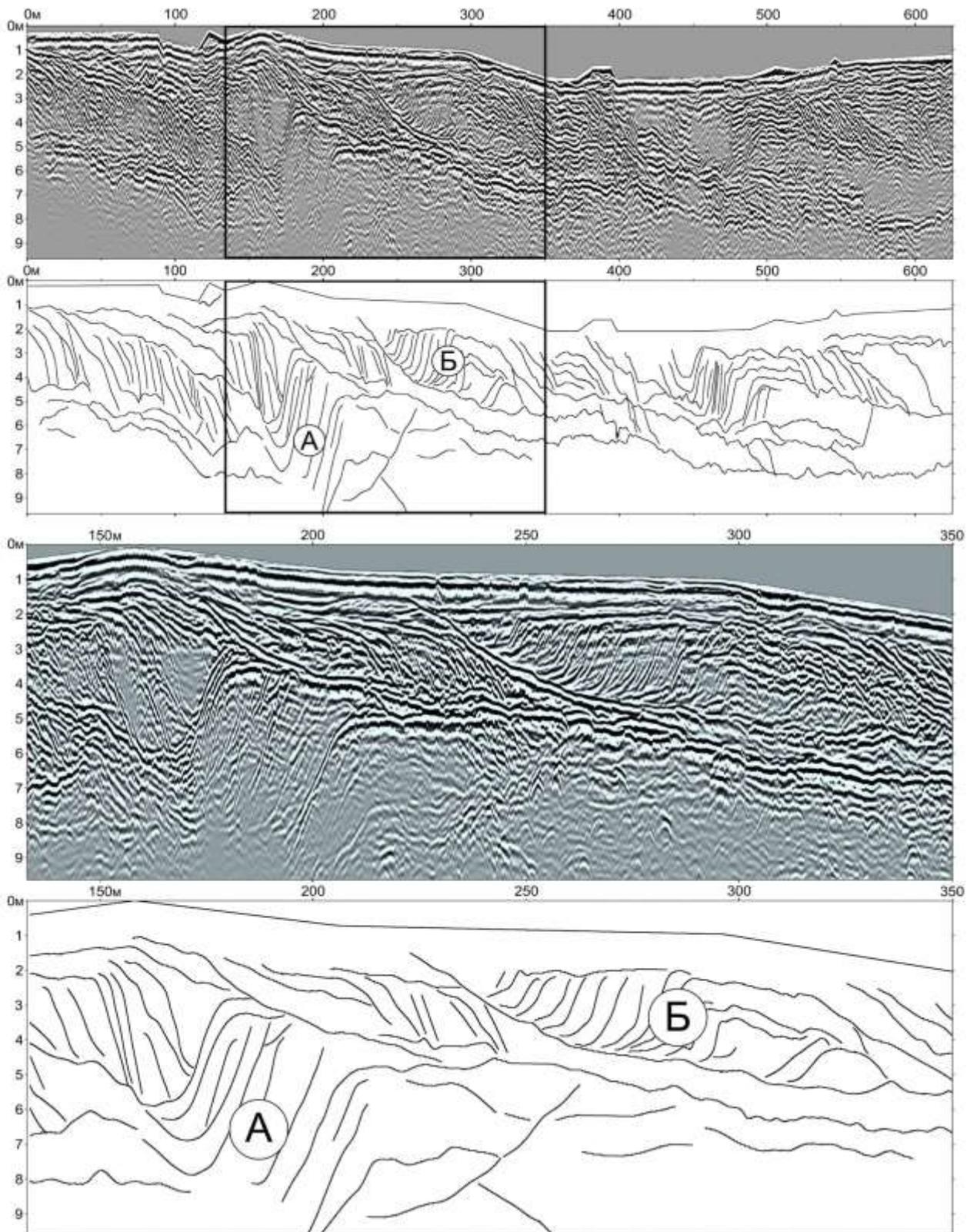


Рисунок 4.5 – Фрагмент продольного профиля косы Набиль: А – фашии лагунного пролива, Б – фашии приустьевого бара

В настоящее время георадарными исследованиями охвачены, преимущественно, нарастающие косы. Целью исследований ближайшего времени является 3D-стратиграфия как растущих, так и отступающих аккумулятивных образований.

Протяженность исследованного участка побережья составляет примерно 0,7% береговой линии, занимаемой барьерными островами во всем мире [454].

Установлено, что наибольшие морфолитодинамические изменения береговой зоны северо-восточного Сахалина происходят именно в системах проливов. Максимальный объем наносов деятельного слоя берегового профиля также наблюдается на участках проливов. Скорости миграции проливов сильно варьируют по годам, однако, среднемноголетние скорости перемещения практически одинаковы для всех проливов, за исключением пролива лагуны

Набиль, где при перемещении пролива размывается низкая морская терраса, сложенная торфами и лагунными илами.

Георадарные данные в комплексе с данными дистанционного зондирования позволили выявить новые аспекты морфолитодинамики лагунных проливов.

Рассмотренная осадочная модель легла в основу истории развития побережья за пределами периода, обеспеченного наблюдениями. В настоящее время мы можем проследить ситуацию до середины 19 века.

На данной стадии развития побережья параметры бюджета наносов определяются процессами абразии и аккумуляции. Объемы наносов, перемещаемых при миграции проливов, определены при помощи трехмерных моделей, где, наряду с осредненными за многолетний период характеристиками площади размыва и аккумуляции, использованы данные о глубинах пролива и прилегающей акватории, параметры рельефа барьерных форм и геологическая информация, полученная в результате георадарной съемки и бурения. Анализ данных переформирования берегов показал, что в среднем за многолетний период в зону конвергенции потоков наносов в районе пролива лагуны Ныйво с севера поступает около 13 тыс. м³/год наносов. Около 106 тыс. м³/год, из которых примерно 50 % – осадки открытого моря (алевритопелитовых фракций), поступает с юга. В зоне пролива лагуны Ныйская, согласно анализу карт переформирования берегов, аккумулируется около 23 тыс. м³/год осадков пляжеформирующих фракций. Таким образом, примерно 20 – 30 тыс. м³/год наносов оказались вне бюджета наносов береговой системы северо-восточного Сахалина.

Приведенные расхождения потребовали более тщательного анализа приходных и расходных статей бюджета наносов береговой зоны. Оказалось, что при быстром перемещении проливов некоторых лагун, внутренние, ранее сформированные дельты стабилизируются, а наносы, их слагающие, более не вовлекаются в морфолитодинамические перестройки и вдольбереговые перемещения наносов (Рисунок 4.6). Была поставлена задача количественной оценки наносов, безвозвратно выпадающих из вдольбереговых перемещений в результате смещения проливов и консервации ранее сформированных внутренних дельт. Кроме того, в лагунах с каскадами внутренних дельт, рассмотренных нами, большой интерес представляет

определение вклада прибрежно-морской составляющей в формировании эстуарно-лагунной литосомы, поскольку в классической теории лагуны заполняются аллювием и трансгрессивными отложениями баров.

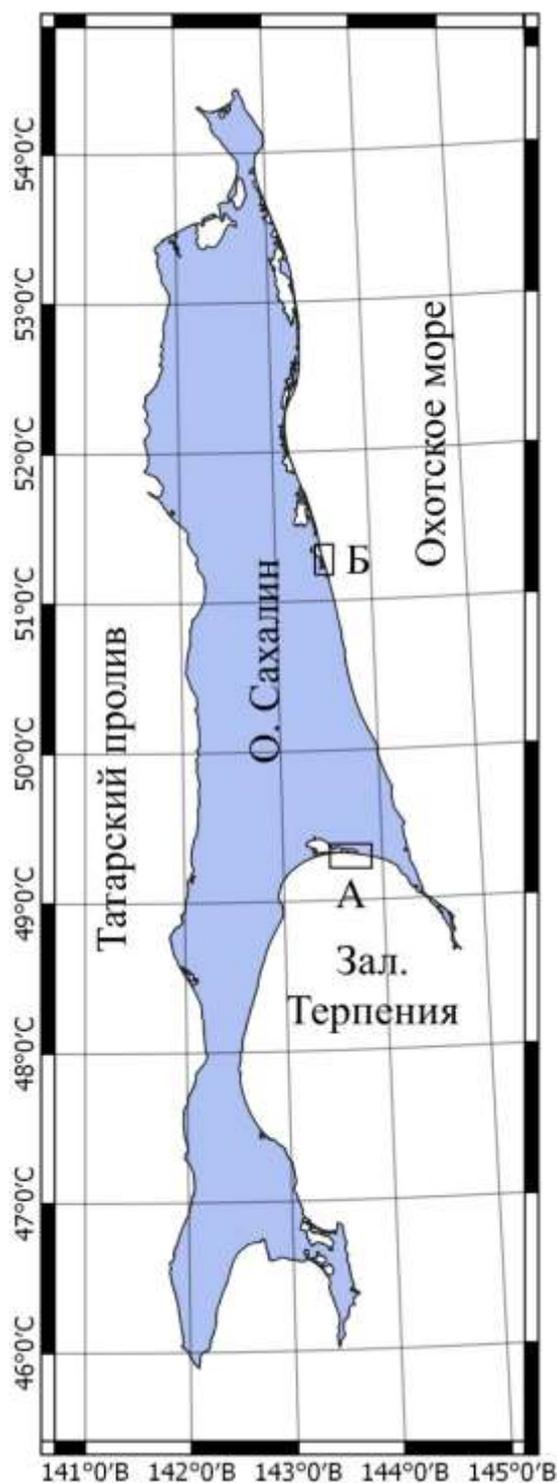


Рисунок 4.6 – Обзорная схема района исследований каскадных внутренних дельт: А – лагуна оз. Невское, Б – лагуна Лунская

Лагунные проливы и барьерные острова занимают около 12 % протяженности берегов мира и являются одними из самых динамичных объектов морских и океанских побережий.

Существующие аналитические обзоры исследований глобальных закономерностей распределения и развития барьерных образований и проливов [454, 455] позволяют нам избежать перечисления сотен исследовательских работ, посвященных разным аспектам проблемы. Отметим лишь, что от 40 до 77 % голоценовых отложений береговой зоны данного типа связаны с приливно-отливными потоками [463, 491]. Отметим также, что исследования проливов в основном посвящены изучению механизмов обхода вдольбереговыми потоками наносов устья пролива и вопросам количественной оценки осадконакопления на морском участке пролива [380, 381].

Это вполне объяснимо с практической точки зрения. К примеру, Европа тратит около 150 млн евро в год для компенсации проблем береговой эрозии на прилегающих к проливам участках береговой зоны, а в США только на обеспечение навигационных глубин в проливах ежегодно расходуется более 100 млн долларов [468].

Приливно-отливные дельты были впервые подробно описаны и классифицированы по соотношению волновой и приливной энергии М. О. Хейзом [388]. Эти аккумулятивные образования сложены главным образом осадками, которые перехватываются приливно-отливной системой пролива из вдольберегового потока наносов и распределяются в соответствии с морфометрией лагун, строением барьерных форм, особенностями лагунной и прибрежно-морской циркуляции, а также соотношением энергии волн и приливов на участке побережья, где расположен пролив. Отмечается, что аллювий рек, впадающих в крупные лагуны, практически не доходит до проливов, соединяющих лагуны с морем [63].

Побережья со значениями приливов до 2 м, как правило, имеют меньшие отливные и большие приливные дельты, в то время как на побережьях с приливами до 4 м обратное соотношение. Активное волновое воздействие препятствует развитию отливных дельт и усиливает рост приливных дельт [389]. В таблице 4.1 представлены основные характеристики лагун, в том числе параметры приливов, которые далее будут использованы в работе.

Приливно-отливные дельты лагун Сахалина практически не изучены. Исключением является определенный группой исследователей Дальневосточного госуниверситета (ныне Дальневосточный федеральный университет) объем отливной дельты на морской стороне пролива лагуны Чайво (прол. Клейе) – 12 млн м³ [85]. Наличие на северо-востоке Сахалина мощных вдольбереговых потоков наносов подтверждается материалами математического моделирования и балансовых расчетов [185, 41]. Расчетные значения вдольберегового потока наносов результирующего южного направления достигают максимума 300 000 м³/год в средней части пересыпи лагуны Чайво и затем уменьшаются к югу. При этом поток южного направления достигает 800 000 м³/год, а поток северного направления – 500 000 м³/год [184].

Как отмечается в упомянутой выше морфодинамической классификации, для берегов со значительными вдольбереговыми перемещениями наносов характерна миграция проливов [388]. Соответственно, на мигрирующих проливах должны последовательно формироваться новые приливно-отливные дельты как с морской стороны, так и с внутренней – лагунной. И если отложения морской стороны пролива остаются в морфолитодинамической системе береговой зоны, то отложения отмершей приливной дельты исключаются из баланса береговых наносов. К сожалению, в литературе встречаются лишь единичные упоминания об этом процессе, без анализа морфометрических и морфодинамических параметров, а также последствий для бюджета наносов. В частности, подобным образом упомянута почти непрерывная система отмелей вдоль барьерной формы зал. Катама (Katama Bay) на южном побережье Мартас-Винъярд, Массачусетс [379].

Общие тенденции развития проливных систем северо-восточного Сахалина можно охарактеризовать следующим образом. Среднегодовое перемещение мысов нарастающих кос практически одинаковы для всех проливов, за исключением пролива лагуны Набиль, где при перемещении пролива размывается низкая морская терраса, сложенная торфами и лагунными илами (Таблица 4.2).

Перемещение проливов лагун Пильтун и Чайво сопровождалось изменением формы дистальных окончаний кос. Поэтому, несмотря на смещение пролива лагуны Пильтун в южном направлении в период с 1977 по 1999 г. примерно на 870 м, происходило увеличение площади как нарастающей, северной косы, так и отступающей, южной. Ситуация изменилась в последние двадцать лет, когда площадь отступающей южной косы стала ежегодно уменьшаться примерно на 2 га. Максимальные с начала 1950-х годов скорости размыва отступающей косы (около 2,2 га в год) характерны в последнее десятилетие и для пролива лагуны Чайво. А скорости нарастания в этот период наступающей косы – 6,4 га/год – максимальны для всего интервала наблюдений с 1927 по 2014 г.

Перемещение проливов лагун Лунская и Набиль в северном направлении происходило более или менее равномерно, но периоды минимальных скоростей нарастания косы лагуны Лунская соответствовали периодам максимальных скоростей нарастания косы лагуны Набиль и наоборот. При этом с 1973 по 1999 г. среднегодовые величины прироста косы Набиль примерно в 26 раз превышали значения прироста косы Лунская, при среднегодовых значениях 12 000 м²/год и 5700 м²/год соответственно.

Что касается зоны конвергенции потоков наносов в районе пересыпи лагуны Ныйская, то с 1927 по 2014 г. дистальный конец косы сместился в С-СЗ направлении более чем на 2200 м. При этом за период до 1977 г. прирост косы в указанном направлении составил около 1360 м, т. е. 27 м/год; с 1977 по 1985 г. – около 490 м, или 61 м/год; с 1985 по 2014 г. – около 360 м, или 12

м/год. Причем, судя по положению береговой линии северной стороны пролива, основные гидроморфные параметры пролива практически неизменны с конца 70-х годов. С 1999 г. ранее размываемая северная коса увеличивает свою площадь.

На первом этапе исследования приливных дельт восточного Сахалина были проведены морфометрические исследования с использованием полигонов свободно распространяемой электронной карты OpenStreetMap.org, данные которой распространяются по лицензии Open Data Commons Open Database License (ODbL) и доступны для загрузки в виде архива всей планеты или отдельных регионов в собственном формате «.osm». Преобразованные для использования в ГИС файлы скачаны с сайта geofabric.de. Набор данных представляет собой 18 готовых shp-файлов с координатной системой WGS84. Расчет произведен при помощи модуля «Добавить атрибуты геометрии» в ГИС QuantumGIS (QGIS) версии 3.4.6, который вычисляет площадь и периметр объектов в векторном слое, расчет производился по поверхности эллипсоида WGS84. Полученные атрибуты были экспортированы в электронные таблицы для дальнейшей обработки. Средняя ошибка местоположения объектов на данной карте около 5 м, минимальная 0,2 м, максимальная 18 м, стандартное отклонение около 3 м [392]. На следующем этапе исследования в этой же QuantumGIS-среде с использованием стандартных процедур анализа материалов дистанционного зондирования нами была проведена реконструкция изменения площадей внутренних дельт с учетом миграции лагунных проливов за период 1952 – 2018 гг. Результаты измерений представлены в таблице 4.5.

Таблица 4.5 – Морфометрические параметры лагун восточного Сахалина

Залив, озеро	Площадь, м ²	Периметр, м	Площадь островов, м ²	Периметр островов, м	Удельная площадь островов, %
Пильтун и Остох	437 617 003	256 724	257 909	5 485	0,06
Набильский	180 618 364	145 549	3 439 640	34 236	1,90
Чайво	125 764 044	163 846	13 302 168	40 653	10,58
Ныйский	109 405 977	150 921	4 867 499	38 603	4,45
Луньский*	54 303 247	72 584	232 921	4 514	0,43
Оз. Невское (восточная часть)	28 453 539	32 332	2 310 028	31 846	8,12

Внутренние острова лагун Набиль и Чайво, а также, по большей части, лагуны Ныйская представляют собой остатки древних барьерных форм и в данном исследовании не рассматриваются, так как не являются элементами современных береговых

морфолитодинамических систем. Острова же, которые являются приливными дельтами, были сформированы гораздо раньше рассматриваемого морфолитодинамического периода. Приливные дельты лагуны Пильтун представлены небольшими сублиторальными отмелями и практически не выделяются по данным дистанционного зондирования. Вероятно, они связаны с кратковременно существующими проливами при штормовых событиях, совпадающих с максимальными приливами, нагонами разного типа и низким уровнем воды в лагуне.

Классический пример формирования каскада внутренних приливных дельт при перемещении проливов – лагуна Лунская (Рисунок 4.7), самая южная из крупных лагун северо-восточного Сахалина, и лагуна оз. Невское, расположенная в вершине зал. Терпения.



Рисунок 4.7 – Приливная дельта пролива лагуны Лунская. 1947 – 1949 гг. На переднем плане рыболовный сейнер, севший на мель в проливе в 1949 г.

При анализе морфометрических параметров приливных дельт средняя мощность отложений, учитывая данные промеров и высотные отметки аккумулятивных образований, была принята за 1,5 м. Таким образом, площадь приливных дельт лагуны Лунская (Рисунок 4.8), сформированных в период с 1952 по 2018 г., составила 1,038 млн. м², а, соответственно, объем отложений в этих образованиях – 1,557 млн. м³.

Очевидно, что эти геоморфологические образования определенным образом меняются со временем – преимущественно за счет зарастания и развития приливо-отливных ложбин. Нами установлено, что приливные дельты лагуны Лунская, существовавшие до 1952 г., за 65 лет увеличили свою площадь за счет зарастания и аккумуляции взвешенных наносов растительностью примерно в 1,3 раза.

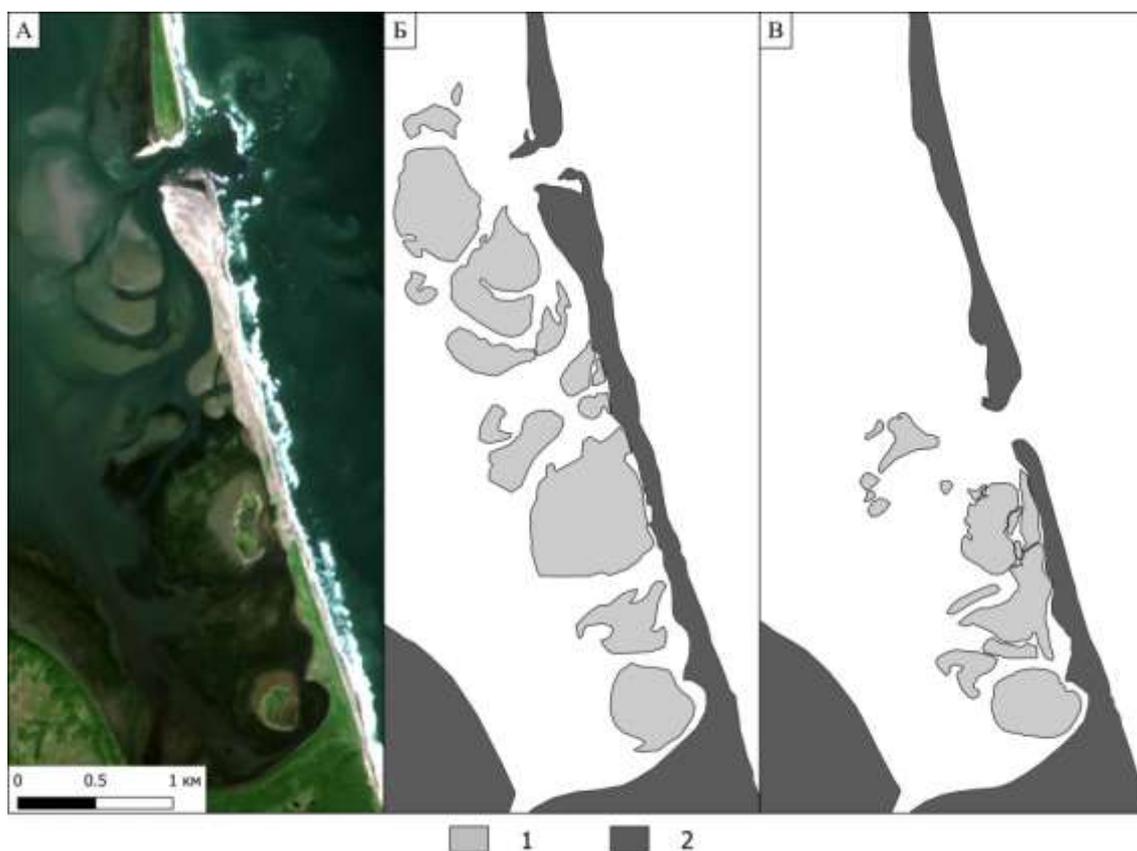


Рисунок 4.8 – Формирование приливных дельт в лагуне Лунская за период 1952 – 2018 гг.: Фрагмент общедоступного спутникового снимка «Copernicus Sentinel data 2018» (А); Внутренние дельты и положение пролива в 2018 г. (Б); 1952 г. (В)

В лагуне оз. Малое Невское за счет перемещения проливов с 1952 по 2013 г. сформировалась субэральная поверхность приливных дельт площадью около 813 тыс. м² (Рисунок 4.9).

Учитывая отмелый характер дна акватории лагуны на участках, прилегающих к барьерной форме за пределами дельт, и величину приливов, принятая для расчетов мощность этих отложений составляет 1,2 м. Таким образом, общий объем внутренних дельт, образованных за период 60 лет, составляет 975 тыс. м³.

Количественная оценка наносов, безвозвратно выпадающих из вдольбереговых перемещений в результате смещения пролива лагуны Лунская и консервации ранее сформированных внутренних дельт, согласно представленным расчетам, составляет 24 тыс. м³/год. Как отмечалось выше, при построении модели бюджета наносов береговой системы северо-восточного Сахалина мы недосчитались в зоне конвергенции примерно 20-30 тыс. м³/год наносов.

Анализ пространственно-временных параметров каскада внутренних дельт лагуны Лунская, сформированного при перемещении лагунного пролива, позволил достичь в расчетах

практически 100%-го равенства приходных и расходных статей бюджета наносов лагунного побережья восточного Сахалина.

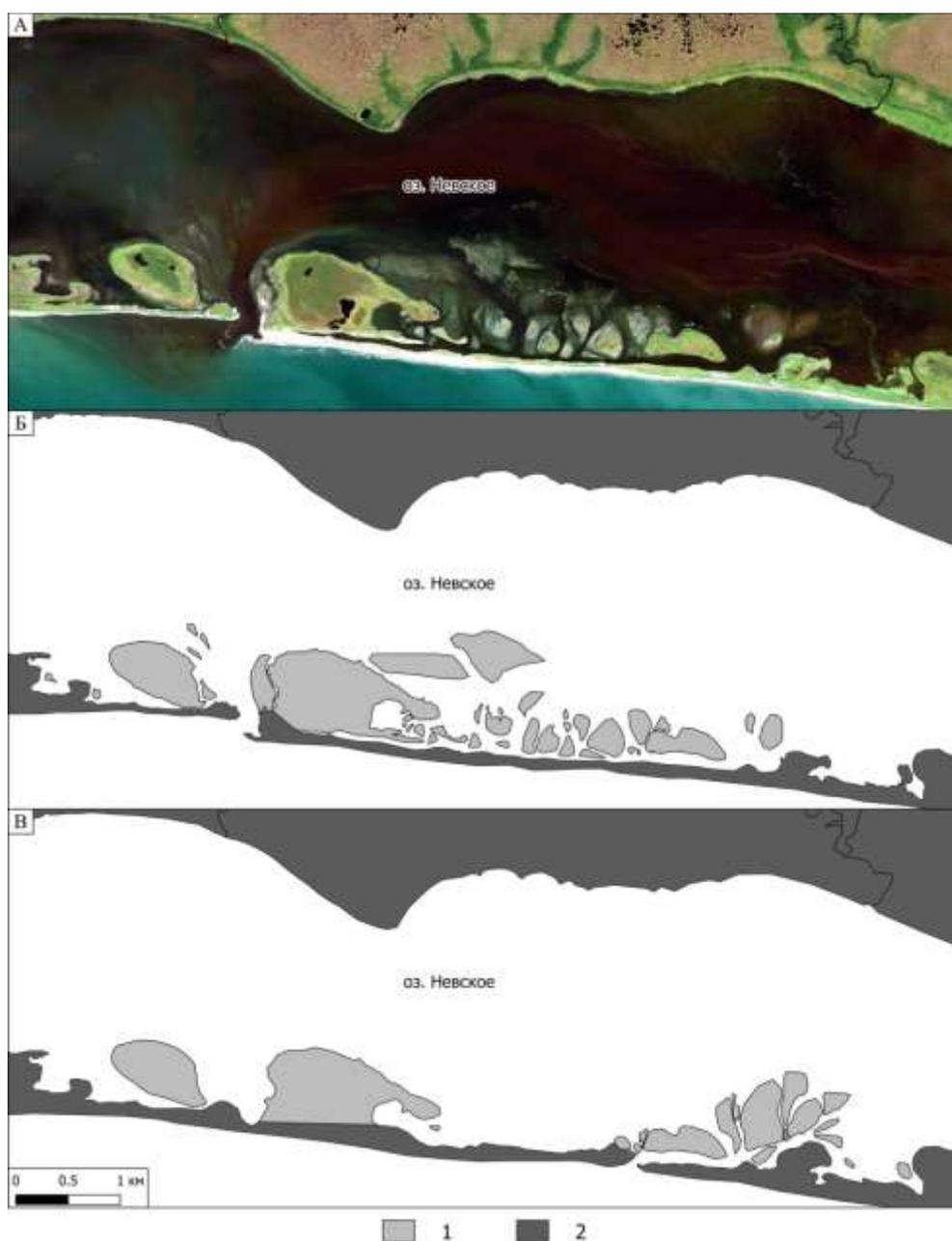


Рисунок 4.9 – Формирование приливных дельт в лагуне оз. Невское за период 1952 – 2018 гг.: Фрагмент общедоступного спутникового снимка 2013 г. (А); Внутренние дельты и положение пролива в 2013 г. (Б); 1952 г. (В).

На наш взгляд, очень интересным представляется также соотношение аллювиальной и прибрежно-морской составляющих в формировании эстуарно-лагунной литосомы лагун с однонаправленным перемещением проливов. Большая часть разреза современных приливных дельт представлена песками разной крупности и гравийно-галечным материалом средней плотностью $1,6 - 1,7 \text{ т/м}^3$. Наносы этой размерности, заполняющие лагуну в виде приливных дельт, имеют массу 39,6 тыс. т/год. Венчают разрез отложения алевритопелитовых фракций

незначительной мощности. Твердый сток рек в лагуну Лунская составляет 7,2 тыс. т/год, из которых только 650 т представляют влекомые наносы размерностью от мелкого песка и выше. Принимая плотность уплотненных илов за $1,2 \text{ т/м}^3$, получим, что объем осадка, поставляемого в лагуну Лунская реками, равен 5,8 тыс. $\text{м}^3/\text{год}$, или примерно в 4 раза меньше объема морских наносов, поступающих через пролив.

Твердый речной сток в лагуну оз. Малое Невское составляет 18,2 тыс. т/год, из которых 16 550 т взвешенные наносы скелетной плотностью $1,2 \text{ т/м}^3$, а 1650 т имеют плотность $1,6 - 1,7 \text{ т/м}^3$. Таким образом, реки формируют 14,9 тыс. $\text{м}^3/\text{год}$ отложений лагунных фаций против 16,3 тыс. $\text{м}^3/\text{год}$ грубозернистых фаций приливных дельт.

Отсутствие детального фациального анализа осадконакопления в приливной зоне лагуны вызывает достаточно много вопросов. Решение их – задача дальнейших геолого-геофизических исследований, которые мы планируем провести в ближайшее время на объектах, рассмотренных в этой статье. Целью данной работы являлась лишь постановка проблемы и своего рода геоморфологическая рекогносцировка в форме анализа геопространственной информации современными методами.

Главным результатом представленной работы является установленный и количественно оцененный факт существования дополнительной расходной части бюджета наносов на лагунных берегах с однонаправленным перемещением лагунных проливов. Показано, что при быстром перемещении проливов внутренние дельты стабилизируются, а наносы, их слагающие, более не вовлекаются в морфолитодинамические перестройки береговой зоны. В условиях приливного моря внутренние морские дельты быстро покрываются растительностью и нарастают за счет взвешенных наносов речного стока.

Не менее важным представляется результат, отражающий соотношение объемов морских и аллювиальных наносов при заполнении лагун осадками. Анализ аллювиальной и прибрежно-морской составляющих в формировании эстуарно-лагунной литосомы показал, что морское осадконакопление в исследованных лагунах играет более важную роль, чем твердый сток рек. Так, в лагуне Лунская объемы осадконакопления морского типа более чем в 4 раза превышают объемы отложений аллювиального происхождения.

4.2 Моделирование береговой морфосистемы пролива на лагунах приливного моря

Анализ тенденций развития зоны конвергенции потоков наносов в районе Ныйского залива и пересыпи, отделяющей залив (по сути, лагуну) от Охотского моря был дополнен на основе моделирования морфодинамических процессов с учетом имеющихся данных и

существующих представлений о прибрежной динамике. Исследование было направлено на решение следующих задач:

- 1) предложить объяснение наблюдаемого смещения пролива Анучина с точки зрения свойств вдольбереговых потоков наносов в данном районе;
- 2) оценить деформации дна, вызываемые штормовыми волнами, проникающими в залив Ныйво при экстремальных нагонах и приливах;
- 3) спрогнозировать эволюцию морфодинамической системы Ныйского залива на перспективу ближайших десятилетий с учетом возможных изменений относительного уровня моря.

Пересыпь представляет собой песчаную аккумулятивную форму типа берегового барьера, рассеченную проливом Анучина на южный и северный сегменты. Северный сегмент носит название о. Гафовича, а южный – коса Пластун (Рисунок 4.10).

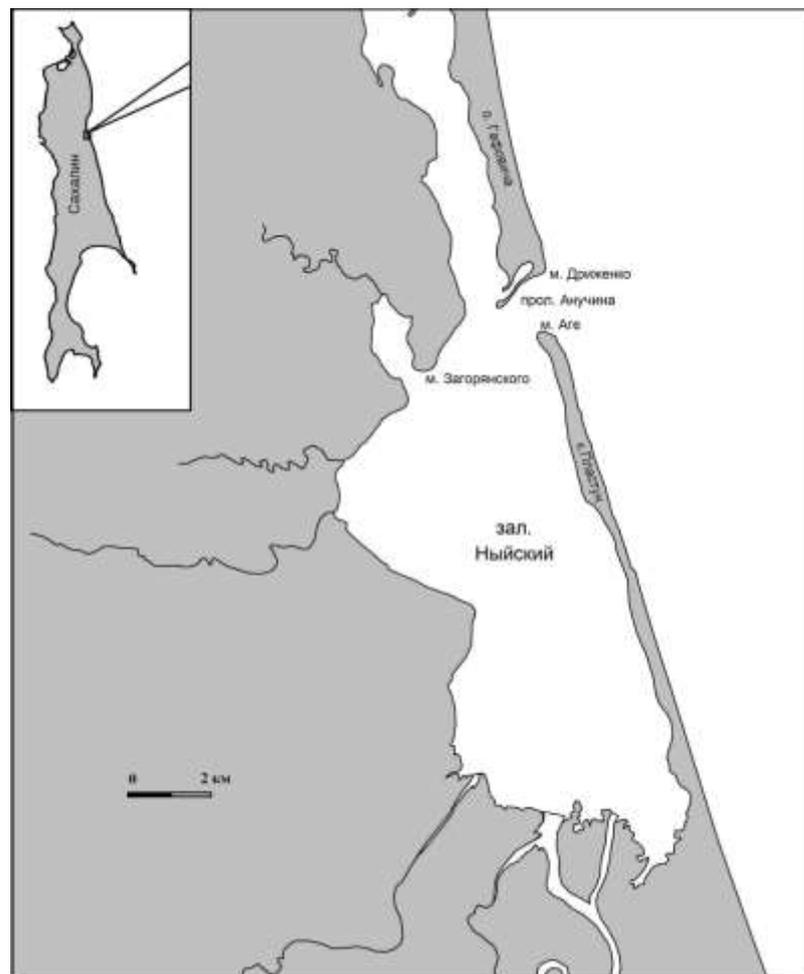


Рисунок 4.10 – Район моделирования

Рассматриваемый район характеризуется интенсивной гидродинамикой, определяемой как штормовыми волнениями со средней высотой волн более 4 м, так и приливами с амплитудой около 1 м, которые вызывают течения со скоростью до 1 м/с. Соответственно

весьма активны транспорт наносов (в частности, вдольбереговой перенос) и морфодинамические процессы.

По материалам дистанционного зондирования за 80 лет (1932-2013 гг.) коса выросла на 2300 м, хотя в начале 21 века намечалось замедление процесса. Со стороны лагуны формирование низких аккумулятивных уровней обеспечивают, главным образом, эоловые процессы и в меньшей степени эстуарно-лагунное осадконакопление. Со стороны моря нарастание косы происходит в форме развития систем береговых валов и авантюн. Предполагается, что источником материала служит береговой уступ, расположенный южнее корневой части косы, сложенный песками, алевритами и алевролитами с линзами галечников и гравелитов. На участке длиной 7 км здесь в период с 1952 по 1985 годы было смыто порядка 106 м^3 осадков. Вместе с тем, свойства потока наносов вдоль рассматриваемого побережья пока не определены, и механизм смещения пролива остается неясным.

Практический интерес вызывает и эволюция берегов Ныйского залива (фактически лагуны), расположенных напротив пролива Анучина, где намечается строительство хозяйственных объектов. В настоящее время здесь фиксируется размыв лайды (северный участок) и береговой террасы (южный участок). В ряде мест в абразионных уступах обнажаются слои торфа, что служит дополнительным признаком повышения относительного уровня моря в современную эпоху.

Вдольбереговые потоки наносов и миграция пролива Анучина

Для оценки потоков наносов вдоль пересыпи был выбран участок протяженностью 10 км с центром в проливе Анучина. Внешняя граница расчетной области располагалась на глубине около 20 м. На рисунке 4.11 (верхний график) показана схема берега и изобат (в сглаженном виде). Расчеты потоков наносов основывались на модели LONT-2D [189, 191]. Поле глубин задавалось с помощью навигационной карты и имеющихся батиметрических планов более крупного масштаба. Размер песка принимался равным 0,25 мм.

Для характеристики волнового климата северо-восточного Сахалина привлекались расчетные данные, полученные путем вычислений полей частотно-направленных спектров морского волнения на базе полей ветра, зафиксированных сетью береговых метеостанций за период нескольких десятков лет. Использовались результаты Союзморниипроекта (частично охарактеризованные в [187]), скорректированные с учетом более поздних исследований.

Данные, о которых идет речь, представлены в таблице 4.6 и характеризуют годовую продолжительность t_w различных волновых ситуаций (с соответствующими средними высотами \bar{H} и периодами волн \bar{T} на глубокой воде) для основных волноопасных направлений (С, СВ, В, ЮВ).

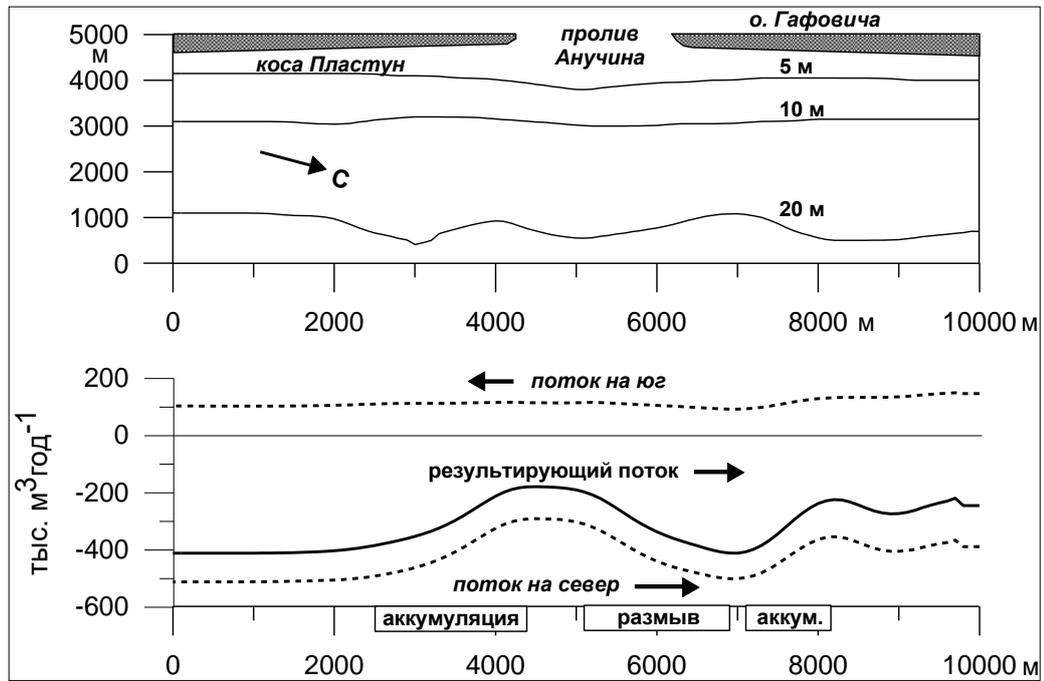


Рисунок 4.11 – Расчетные изменения вдольбереговых потоков наносов

Таблица 4.6 – Средние параметры волн (\bar{H} и \bar{T}) на глубокой воде и их годовая продолжительность (t_w) и для основных направлений

\bar{H} , м	\bar{T} , с	t_w , ч			
		С	СВ	В	ЮВ
0,2	7,0	3,5	3,5	17,5	70,1
0,5	8,1	17,5	43,8	166	788
0,8	11,2	17,5	70,1	745	2681
1,1	11,3	35,0	140	1060	1656
1,4	10,0	35,0	158	210	210
1,7	10,0	17,5	78,8	78,8	70,1
2,0	10,3	5,3	35,0	43,8	26,3
2,3	10,6	3,5	17,5	26,3	17,5
2,7	11,0	2,6	7,0	17,5	10,5
3,0	11,4	1,8	4,4	11,4	4,4
3,3	11,9	-	2,6	9,6	4,4
3,6	12,3	-	0,9	6,1	2,6
3,9	12,6	-	0,9	3,5	0,9
4,2	12,2	-	1,8	3,5	0,9
4,5	12,5	-	-	1,8	-
4,8	13,0	-	-	1,8	-

Очевидно, волнения с востока и юго-востока значительно доминируют по продолжительности и силе. Результаты расчетов представлены на нижнем графике (Рисунок 4.11). Здесь показаны распределения по протяжению берега потоков на север и на юг, а также их алгебраическая сумма – результирующий поток. Как видно, поток на север вдоль

косы превышает 200 тыс. м³/год, у окончания косы уменьшается до 150 тыс. м³/год, а вблизи о. Гафовича снова возрастает.

Поток на юг вдоль о. Гафовича превышает 300 тыс. м³/год. В районе пролива он колеблется, а на косе уменьшается до 240 тыс. м³/год. Суммарный объем наносов, перемещающихся вдоль косы Пластун и о. Гафовича, достигает 450-500 тыс. м³/год.

Результирующий поток действует в южном направлении. У острова Гафовича он составляет около 100 тыс. м³/год, перед проливом падает, а напротив пролива снова возрастает до 150 тыс. м³/год. Южнее он уменьшается почти до нуля и далее вдоль косы остается незначительным (менее 40 тыс. м³/год).

Изменения потоков обуславливаются донной топографией, которая посредством рефракции влияет на поступающую к берегу энергию волн, определяющую объем и скорость перемещения наносов. В частности, заметное влияние оказывает мелководная область у пролива Анучина, приуроченная к отливной дельте системы Ныйского залива.

Увеличение потока (его насыщение) означает размыв дна и берегов, а его уменьшение (разгрузка) – аккумуляцию материала и нарастание берега. В соответствии с этим выделяются две наиболее значимые зоны размыва и аккумуляции, отмеченные на рисунке 4.11. Окончание косы Пластун попадает в зону аккумуляции, объем которой составляет более 200 тыс. м³/год. Как видно из распределения вдольбереговых потоков, материал поступает сюда не только с юга (из размываемого уступа вблизи основания косы), но и с северной стороны пролива. Это означает, что рост косы поддерживается не одним, а двумя источниками материала. Второй источник располагается у южного края о. Гафовича, который оказывается в зоне размыва. Южная часть острова теряет наносы и постепенно размываясь, отступает в северном направлении. Этому, по-видимому, способствует и эродирующее воздействие приливных течений, концентрирующихся в каналах у южного края острова.

Таким образом, одно из возможных объяснений наблюдаемой миграции пролива Анучина связано с изменениями потока наносов, обусловленными топографией дна. Зоны размыва и аккумуляции, по-видимому, также смещаются вслед за проливом, тем самым поддерживая этот процесс.

Представляет интерес также выяснить, насколько Ныйская лагуна подвержена воздействиям со стороны моря, и, в частности, оценить характер возникающих при этом штормовых деформаций дна. Волновые воздействия протекают на фоне прилива, нагона и сезонных колебаний уровня моря. Судя по имеющимся данным [265], прилив в рассматриваемом районе суточный (период приливной волны 24 ч), а его характерная амплитуда составляет около 1 м. Что касается нагона, то его максимальное значение достигает 0,7-0,8 м.

Для расчетов штормовых деформаций использовалась модель CROSS-P [189]. Моделировались воздействия умеренного шторма, сильного шторма с повторяемостью 1 раз в год и экстремального шторма с повторяемостью 1 раз в 10 лет. Параметры штормов, использованные при моделировании, отражены в таблице 1. Здесь n период повторяемости, \bar{H} и \bar{T} средние высота и период волн на глубокой воде, W – скорость ветра, t_w – продолжительность шторма, η – высота нагона. К нагону добавлялась величина 0,15 м, соответствующая прибавке уровня в осенний сезон, когда вероятность экстремальных штормов наиболее высока. Приливные колебания уровня также принимались в расчет.

Исходный профиль дна через пролив Анучина, синтезированный на основе имеющихся батиметрических карт, показан на рисунке 4.12.

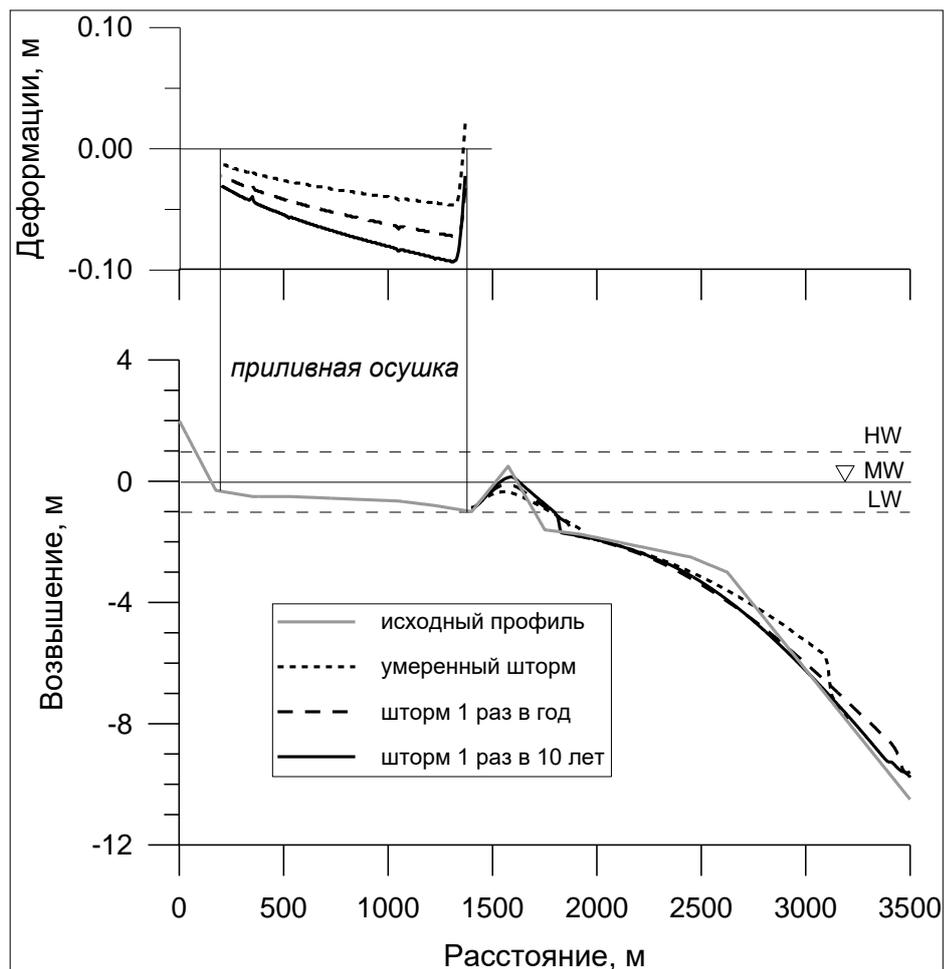


Рисунок 4.12 – Исходный профиль дна в районе пролива Анучина и его расчетные деформации при штормовом воздействии

Как видно, профиль включает слабо наклоненную приливную осушку, отмель в центре пролива, мелководье с морской стороны пролива и свал глубин. Наряду со средним уровнем (MW) отмечены положения низкой (LW) и высокой воды (HW). Результаты моделирования, приведенные на том же рисунке, показывают, что изменения затрагивают в основном внешнюю

часть берегового профиля. Амплитуда деформаций, определяемая разностью начальной и конечной глубин в данной точке дна, достигает здесь 1 м.

Деформации дна во внутренней части залива, показаны на отдельном графике в верхней части (Рисунок 4.12). Как видно, остров и мелководье в проливе образуют преграду, ослабляющую воздействие на лагуну даже при значительном подъеме уровня за счет прилива и нагона. Деформации здесь не превышают 0,1 м. Однако во всех рассмотренных случаях имеет место размыв дна. Так, за один шторм с периодом повторяемости 1-10 лет со дна залива выносятся 50-70 м³/м песка.

Следовательно, сильные шторма способствуют углублению дна лагуны и уменьшают объем приливной осушки. Последняя выполняет защитную функцию, так как диссипирует энергию внешних воздействий. Наблюдаемый размыв берегов лагуны можно трактовать как следствие ослабления защиты при сокращении осушки.

Концепция модели. При моделировании системы, включающей Ныйский залив, пролив Анучина и морское побережье берегового барьера, за основу принят подход, примененный Ван Гором с соавторами [465] для описания эволюции приливных заливов у берегов Голландии. В данном случае основным объектом нашего интереса является объем наносов V , сконцентрированный в приливной осушке. Его изменения служат хорошим индикатором сохранности или деградации всей системы.

Ныйский залив представляет собой типичный приливной залив (tidal inlet), включающий ряд элементов (Рисунок 4.13):

- 1) морской береговой склон, с которого поступают наносы;
- 2) отливная дельта, где осаждаются материал, выносимый из залива во время отлива;
- 3) канал, соединяющий залив с морем и обеспечивающий питание залива наносами;
- 4) приливная осушка, где осаждаются поступающие со стороны моря наносы.

Взаимодействие элементов обеспечивает равновесие системы, которое, по существующим представлениям, достигается при неизменном уровне моря. При повышении уровня для поддержания равновесия требуется дополнительный импорт наносов. Если его скорость согласуется со скоростью подъема уровня, то, в принципе, возможно новое равновесие.

В противном случае система деградирует и затопляется, что, в частности, означает исчезновение приливной осушки, объем которой V определяется как количество осадков между уровнями низкой (LW) и высокой воды (HW) прилива (Рисунок 4.13).

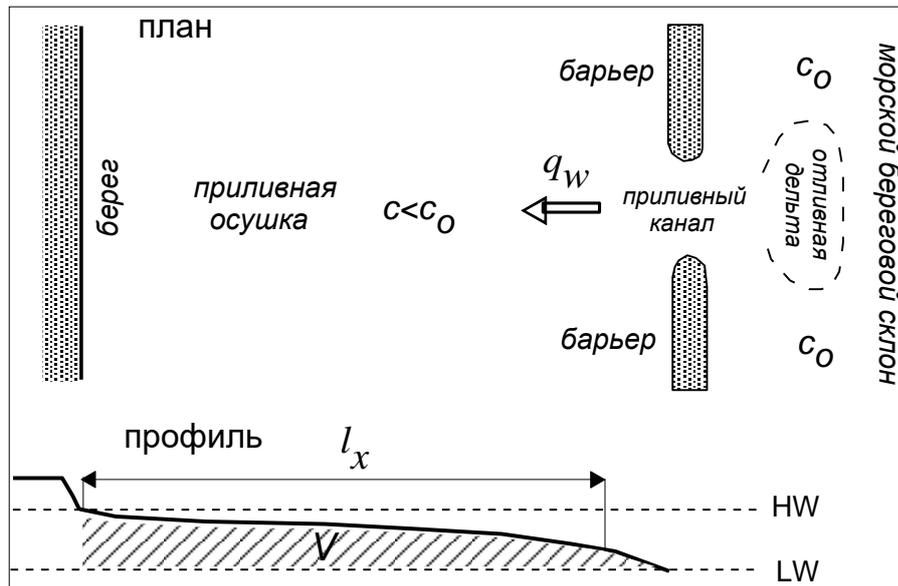


Рисунок 4.13 – Схема приливного залива и обозначения, используемые в модели

Включение в анализ всех элементов системы, показанных на рисунке 4.13 сильно усложняет задачу. В данном случае обсуждается упрощенная модель, где в качестве главного элемента выделяется приливная осушка, которая взаимодействует непосредственно с морским береговым склоном, т. е. с источником наносов на внешней стороне барьера. Предполагается, что внешний ресурс не меняется со временем.

Приток наносов в залив обеспечивается асимметрией приливных течений. Постепенное накопление материала приводит к морфологическим изменениям дна, которые, в свою очередь, стремятся уменьшить асимметрию прилива. Процесс со временем стремится к равновесию. Важным показателем является разница между фактическим количеством материала и тем, которое отвечает равновесию. Если сравнивать два связанных элемента, то избыток наносов в одном из них означает недостаток в другом, что вызывает перенос вещества в соответствии с физическим принципом диффузии. В рассматриваемом случае диффузионный поток наносов направлен от внешней границы системы внутрь залива.

Баланс наносов. Диффузионный транспорт наносов между элементами системы можно описать в терминах средней объемной концентрации наносов c . Заметим, что далее речь идет не о реальной концентрации, которую можно измерить каким-либо прибором, а о достаточно условной обобщенной величине, отражающей среднегодовой уровень энергии гидродинамических воздействий, присущий данному региону.

Если на внешней границе имеем среднюю концентрацию c_0 c_E , а внутри залива $c < c_0$, то создается результирующий поток вещества в залив

$$q_w(c_0 - c), \quad (4.1)$$

где q_w – характерный расход воды в проливе между морем и заливом, обусловленный приливом (Рисунок 4.14). Величину c_0 в дальнейшем будем рассматривать как заданную на границе системы. Практически c_0 можно оценить отношением, в котором числитель представляет годовую сумму вдольбереговых расходов наносов, а знаменатель – сумму расходов воды вдоль берега [39].

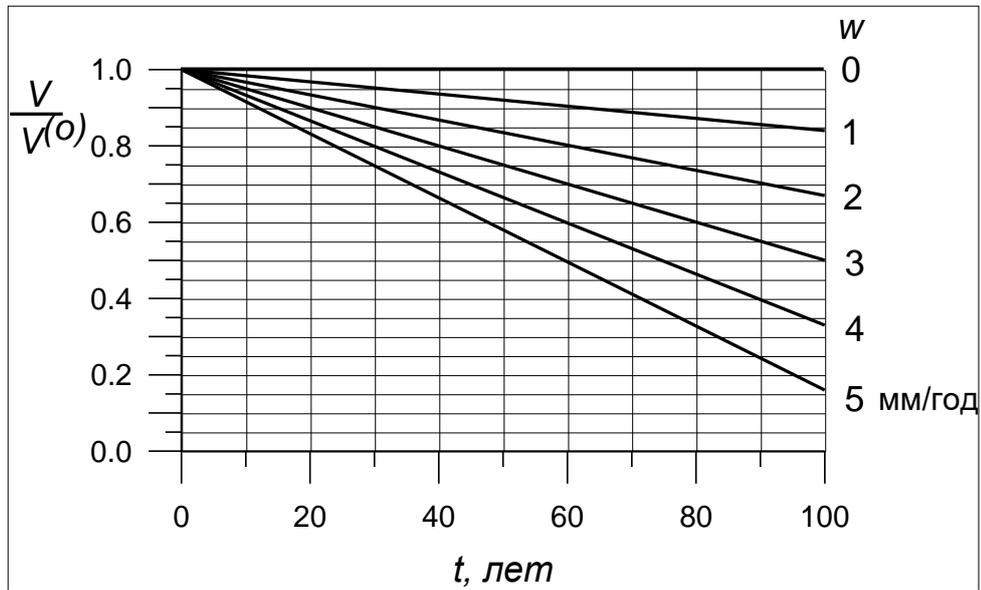


Рисунок 4.14 – Уменьшение объема приливной осушки с течением времени при различных скоростях повышения относительного уровня моря

Залив характеризуется своей равновесной концентрацией c_e , которая в общем случае отличается от c_0 и соответствует ей только при достижении равновесия. Если фактическая концентрация наносов в заливе превышает равновесную, $c > c_e$, то происходит осаждение материала с характерной скоростью w_s . Это приводит к увеличению объема приливной осушки:

$$\frac{dV}{dt} = l_x w_s (c - c_e), \quad (4.2)$$

где t – время, l_x – протяженность осушки. При повышении относительного уровня моря со скоростью w уровни низкой и высокой воды прилива также смещаются вверх, что вызывает уменьшение объема осушки на величину $l_x w$. Поэтому в общем случае уравнение баланса наносов (4.2) записывается в виде

$$\frac{dV}{dt} = l_x w_s (c - c_e) - l_x w. \quad (4.3)$$

Объем осажденного материала, определяемый первым слагаемым в правой части (4.3), должен соответствовать объему поступления наносов (4.1). Это приводит к соотношению

$$l_x w_s (c - c_e) = q_w (c_0 - c), \quad (4.4)$$

из которого определяется фактическая концентрация наносов в заливе:

$$c = \frac{q_w c_0 + l_x w_s c_e}{q_w + l_x w_s}. \quad (4.5)$$

При определении равновесной концентрации c_e будем исходить из того, что при постоянном уровне моря возможно равновесие, при котором $c_e = c_0$, тогда как при подъеме уровня c_e должно уменьшаться, чтобы вызвать дополнительный приток наносов в залив. Этим требованиям, например, удовлетворяет зависимость

$$c_e = (1 - M \frac{w}{w_s}) c_0, \quad (4.6)$$

где M – коэффициент, регулирующий чувствительность c_e к изменению уровня.

Подставив соотношения (4.5) и (4.6) в уравнение (4.3), получим

$$\frac{dV}{dt} = \frac{l_x w_s}{K} (M - K) \frac{w}{w_s}, \quad K = \frac{q_w + l_x w_s}{q_w c_0}. \quad (4.7)$$

Пусть в начальный момент $t = 0$ объем осушки составлял $V^{(0)}$. Тогда после интегрирования (7) изменения V во времени выразятся как

$$\frac{V}{V^{(0)}} = 1 - (K - M) \frac{w}{w_s} \frac{t}{T}, \quad T = \frac{KV^{(0)}}{l_x w_s}, \quad (4.8)$$

где T – характерный временной масштаб.

Очевидно, при равенстве величин K и M объем осушки V будет сохраняться, т. е. система будет оставаться в равновесии. Этот случай, вероятно, реализуется только при незначительных скоростях изменения уровня. Вместе с тем, известны примеры затопления приливных заливов у берегов Голландии в условиях голоценовой трансгрессии при скоростях подъема уровня около 8 мм/год [465]. В нашем случае относительный уровень, как уже указывалось, также довольно быстро повышается (до 5 мм/год). В таких условиях система, скорее всего, не успевает адаптироваться к изменяющимся условиям, и объем осушки должен постепенно уменьшаться, что подразумевает $M < K$. Далее попытаемся оценить скорость этого процесса.

Параметры модели и прогнозируемые тенденции. На основании имеющихся данных о батиметрии и характерной амплитуде прилива протяженность осушки и ее объем в настоящее время можно приблизительно оценить как

$$l_x = 103 \text{ м}, \quad V^{(0)} = 0,3 \times 103 \text{ м}^3 \text{ м}^{-1}.$$

Остальные характеристики зададим, используя аналогию с иными приливными заливами, в частности, заливами Amelandse Zeegat и Eierlandse Gat в море Вадден (Голландия), которые описаны в [39]. Их динамика, по-видимому, во многих отношениях сходна с динамикой залива Ныйво, что позволяет принять следующие значения параметров:

$$c_0 = 2 \times 10^{-4}, \quad q_w = 10^{-1} \text{ м}^3 \text{ м}^{-1} \text{ с}^{-1} = 3 \times 10^6 \text{ м}^3 \text{ м}^{-1} \text{ год}^{-1},$$

$$w_s = 10^{-4} \text{ м с}^{-1} = 3 \times 10^3 \text{ м год}^{-1}.$$

Как уже указывалось, скорость повышения относительного уровня в интересующем нас районе лежит в диапазоне $w = (0 \div 5) \times 10^{-3} \text{ м год}^{-1}$, что означает

$$w/w_s = (1/3) \times (0 \div 5) \times 10^{-6}.$$

При использовании приведенных значений параметров величина K и масштаб времени T в зависимости (8) определяются как

$$K = 104, \quad T = 1 \text{ год}.$$

Коэффициент M , как отмечалось выше, должен удовлетворять условию $M < K$. Однако его оценка вызывает определенные затруднения. Если, скажем, M существенно меньше K , то деградация осушки будет происходить с максимальной скоростью, а если M и K близки друг к другу, то изменения будут минимальными. Пока вопрос о величине M не решен, в качестве компромисса резонно допустить, что $M \approx 0,5 K$.

На рисунке 4.14 показано, как при этом условии будет изменяться объем приливной осушки на протяжении ближайших 100 лет при различных скоростях повышения относительного уровня.

Как видно, при скорости 3 мм/год объем осушки через 100 лет составит лишь 50% от современного значения, а при скорости 5 мм/год объем уменьшится до 16%. Отклонения от расчетных значений могут быть довольно значительными ввиду неопределенности величины M .

Береговой участок в Ныйском заливе, выбранный для строительства, еще в прошлом веке был защищен от волн открытого моря южной частью о. Гафовича. Однако в настоящее время в результате размыва острова и миграции пролива Анучина данный участок испытывает непосредственное воздействие штормовых волн, вызывающих размыв дна и берегов. Нарастание косы Пластун и миграция пролива в северном направлении обуславливаются разгрузкой южного и северного вдольбереговых потоков наносов у окончания косы, и, по-видимому, будут продолжаться. Поэтому через какое-то время интересующий нас берег может снова оказаться в тени, теперь уже косы Пластун. Однако в ближайшие десятилетия контакт с открытым морем будет сохраняться, и берега залива будут подвергаться размыву.

Предложенная модель системы приливного залива основывается на сравнительно грубых оценках параметров системы. В частности, не учитывается вклад твердого речного стока, который в какой-то мере будет замедлять процесс затопления залива. Тем не менее, хотя в количественном плане полученные результаты весьма приблизительны, предсказанная тенденция к постепенной деградации приливной осушки не вызывает сомнений. В перспективе это приведет к усилению воздействий на берега залива со стороны моря, так как будет исчезать защитный пояс, в роли которого в настоящее время выступает осушка.

Еще одним последствием повышения относительного уровня моря будет отступление береговой линии залива. К сожалению, здесь трудно дать количественную оценку, так как известное правило Брууна, используемое для открытых побережий, в условиях приливного залива не применимо [362]. С учетом малых уклонов и небольшого возвышения размываемых участков лайды, речь может идти о смещении береговой линии на десятки метров за столетие.

4.3 Средне-позднеголоценовые аккумулятивные образования свободного типа

Одними из наиболее интересных особенностей побережья северо-западного Сахалина являются крупнейшее на острове аккумулятивное образование свободного типа – коса Тык – и ритмически построенная аккумулятивная система кос Ихдам, Нокси, Ныйде (Рисунок 4.15) [52].

Указанные морские аккумулятивные образования рассматриваются нами как результат унаследованного с неогенового периода развития областей интенсивного осадконакопления в среднем-позднем голоцене. Объем наносов, формирующих аккумулятивные системы, составляет соответственно 152 и 96 млн. м³. Морфометрические параметры аккумулятивных образований и объем аккумуляции за средний-поздний голоцен согласуются с данными о современных вдольбереговых перемещениях наносов. Основная цель исследования – изучение морфометрических и морфодинамических параметров этих образований, выявление условий и причин их формирования. Анализ строения берегов северо-западного Сахалина и морфоструктуры побережья показал, что в условиях преимущественно вдольберегового переноса наносов крупнейшие на западном Сахалине голоценовые свободные аккумулятивные образования (коса Тык и система кос «азовского» типа) располагаются на участках выхода в береговую зону окраинно-депрессивных элементов морфоструктурного плана [38].

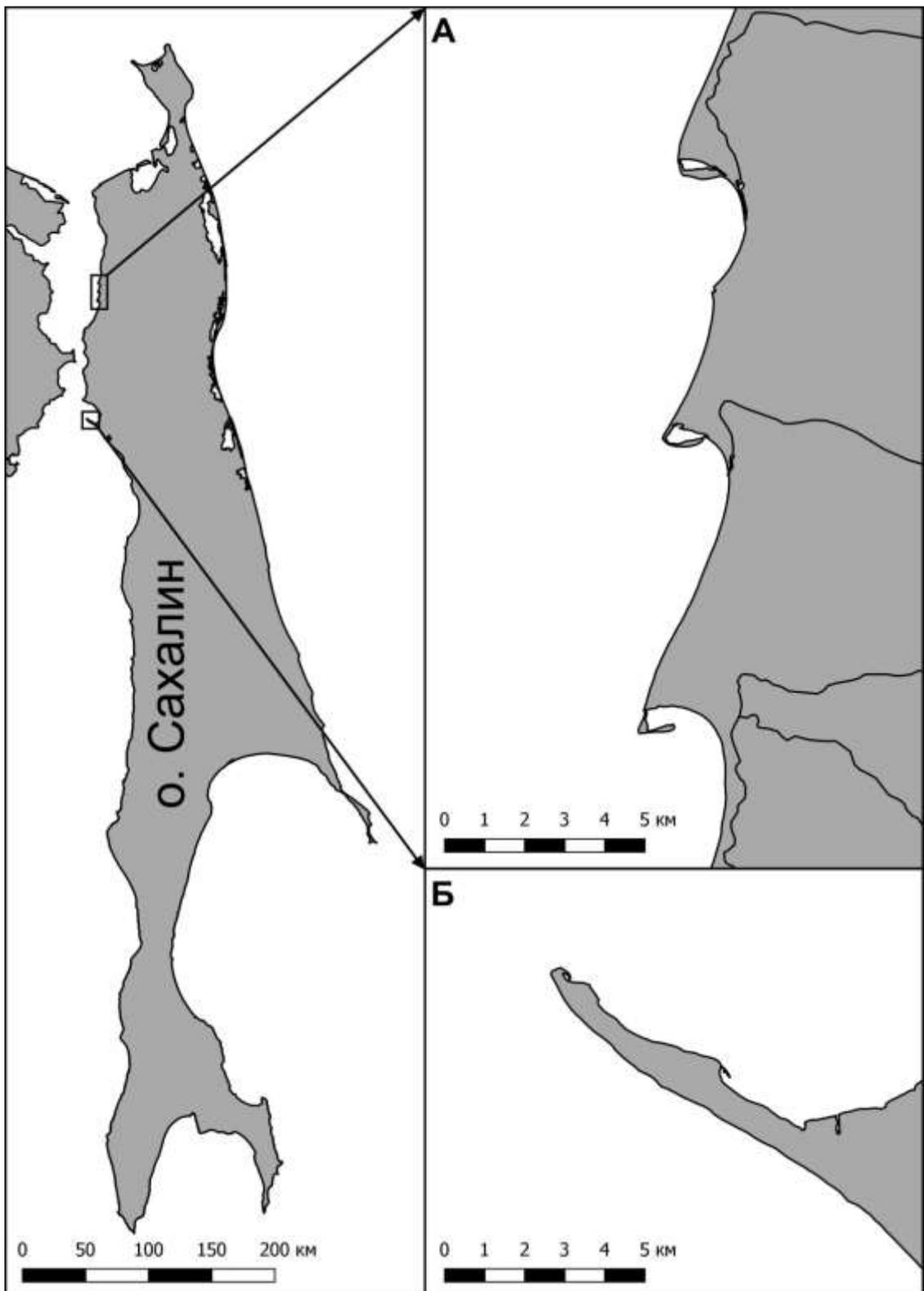


Рисунок 4.15 – Аккумулятивное образование свободного типа коса Тык (Б) и аккумулятивная система кос Ихдам, Нокси, Ныйде (А)

Строение осадочных толщ свидетельствует о максимальных для района скоростях осадконакопления здесь на протяжении всего неоген-четвертичного времени [33].

Отсутствие региональных угловых несогласий и дислокаций в четвертичных отложениях говорит о том, что формирование структурного плана, начавшееся в позднем миоцене, продолжилось в плиоцене, четвертичном периоде и не закончилось в настоящее время [88, 322].

Особое значение имеют тектонические движения голоцена и верхнего плейстоцена. Берегоформирующая роль этих движений, опосредствованная через морфометрические и морфодинамические параметры береговой зоны, не вызывает сомнений [231, 304, 324]. При этом с небольшими вариациями констатируется, что в типичных случаях поднимающиеся участки побережья развиваются по абразионному, а погружающиеся – по аккумулятивному типу. В данном случае местоположение аккумулятивных систем эту закономерность не нарушает. Об унаследованном относительном погружении в голоцене системы кос свидетельствуют также своеобразные грядово-озерковые образования на прибрежной низменности в зоне выхода на побережье северного фланга Тыкско-Вагисской депрессии. Аналогичные формы в Западной Сибири рассматриваются как результат перемещения озерно-болотных образований в направлении тектонического перегиба [212].

В отличие от открытых побережий с решающим вкладом в энергетику береговой зоны длинноволновой составляющей, для северо-запада Сахалина характерно преобладание ветрового волнения. Именно это условие наряду с вытянутой формой пролива обеспечило необходимый для самоорганизации береговых песчаных ритмов угол подхода ветровых волн, создающий максимальный вдольбереговой наносодвижущий эффект [349, 394, 471]. По данным наблюдений и экспериментов, этот угол составляет $23-37^\circ$ [256].

Согласно расчетным данным и материалам наблюдений, результирующий вдольбереговой перенос в Амурском лимане направлен с севера на юг, а в вершине Татарского пролива – с юга на север [50].

На протяжении среднего-позднего голоцена волновые условия, вероятно, не претерпели существенных изменений, и первоначально особенности осадконакопления определялись достаточной мощностью вдольберегового перемещения наносов и условиями самоорганизации береговых песчаных волн на данном участке [376]. Определенную роль сыграл и наносодерживающий эффект устьевой циркуляции в береговой зоне. Деформации приустьевых участков речных долин в районе кос свидетельствуют о существенных перестройках аккумулятивной системы в процессе ее становления. В районе самой северной, первой по отношению к результирующему потоку наносов, косы Ихдам русло одноименной реки отклонено к югу на 4,8 км. Аккумулятивное тело косы расположено в районе современного устья. На участке косы Нокси направление реки изменяется только в пределах самой аккумулятивной формы. В районе косы Ныйде – река отклоняется на юг, по направлению

потока наносов, за пределы аккумулятивного тела на 4 км. Общая длина участка реки, параллельного берегу, составляет здесь 5,5 км.

В современном виде морфолитосистема кос Ихдам, Нокси, Ныйде была сформирована по крайней мере к началу заключительного ритма прибрежно-морской аккумуляции, фиксируемому волновыми отложениями прикорневой части косы Ныйде, имеющими возраст около 1500 лет (1470 ± 84 , ДВГУ-б/н).

Радиоуглеродных определений возраста отложений прикорневой части косы Тык нет, однако прилегающая морская терраса абсолютной высотой 2,5-4,0 м была сформирована около 3500 лет назад (3450 ± 277 , ДВГУ-177, 3450 ± 390 , ДВГУ-174).

Современная морфодинамика аккумулятивных образований характеризуется резко выраженной сменой направления потока наносов.

Волнение южных румбов преобладает в летний период, а северных – в осенний. Наиболее энергетически обеспеченное осеннее волнение и определяет основные черты строения и развития системы кос. Более продолжительное, но слабое воздействие волнения с юга осуществляет главным образом перераспределение наносов в пределах системы. Расчеты показывают, что количество речных наносов, поступающих в настоящее время в береговую зону на участке кос, составляет $400 \text{ м}^3/\text{год}$, или 2 % объема ежегодного размыва верхнеплейстоценовой террасы в пределах данной литодинамической ячейки. Учитывая, что нанософормирующие осадки представляют только около половины абразионного материала, доля аллювия в бюджете наносов в отношении основной абразионной составляющей может увеличиваться до 4 %. Возможность существенного, в несколько десятков раз, увеличения твердого стока в голоцене исключена.

Принимая во внимание, что объем только наиболее контрастно выраженной части аккумулятивных форм составляет около 60 млн м^3 , следует, что значение аллювия как приходной статьи бюджета наносов было невелико на протяжении всего периода эволюции кос.

Подводные продолжения кос Ихдам и Нокси прослеживаются до четырехметровых, косы Ныйде – до двухметровых глубин. Объем наносов, формирующих указанные аккумулятивные формы, соответственно равен 41×10^6 , 37×10^6 и $19 \times 10^6 \text{ м}^3$ (Таблица 4.7).

Отражая истинные масштабы аккумуляции в системе закономерно повторяющихся морфолитодинамических обстановок, подводные части кос являются индикатором пространственно-временных изменений в ней в качестве наиболее очевидного проявления этого можно рассматривать закономерности распределения наносов по глубинам.

До двухметровых глубин коса Ихдам, наиболее открытая для осенних штормов, имеет наименьшие запасы отложений – около $3 \times 10^6 \text{ м}^3$. Объем осадков в аналогичной части аккумулятивного тела косы Нокси составляет около $5 \times 10^6 \text{ м}^3$.

Таблица 4.7 – Морфометрические параметры кос

Характеристика элемента	Ихдам	Нокси	Ныйде
Площадь дзэндзика м ²			
1952 г.	-	121127	179978
1973 г.	159878	131975	134532
2012 г.	218800	125347	133367
Размыв прикорневой части			
1952-1973 гг.	-	14036	13865
1973-2012 гг.	61835	64618	68492
Q*106 м ³ . надводная часть 1973 г.	5,50	4,74	6,02
надводная часть 2012 г.	5,50	4,69	5,97
подводная часть 1973 г.	35,65	32,23	13,51
от – 4 до –3	21,99	17,28	не прослеживается
от – 3 до – 2	10,42	10,08	не прослеживается
от – 2 до 0	3,24	4,87	13,51
Q общий 1973 г.	41,20	36,97	19,53

Наибольший объем осадков в пределах рассматриваемых глубин сосредоточен в подводном продолжении косы Ныйде – примерно 14×10^6 м³. На больших глубинах наблюдается обратный порядок распределения отложений. Таким образом, в условиях приливно-отливных изменений уровня волнение северных румбов формирует более крутой профиль берегового склона. Уменьшение энергетики береговой зоны с севера на юг подтверждается результатами исследований осадка в зоне пляжа. С севера на юг в пляжевых отложениях уменьшается содержание тяжелой фракции – от 500 до 200 г/м³. При этом содержание тяжелой фракции на дистальных концах кос в 1,5-2 раза выше, чем в их корневых частях. В этом же направлении наблюдается уменьшение медианной размерности отложений.

В настоящее время морфолитосистема кос все еще находится в состоянии динамического равновесия. Об этом свидетельствуют одинаковые расстояния между смежными аккумулятивными формами (7,4 км), выравнивание до трехметровой изобаты объемов аккумуляции (по 19×10^6 м³). Кроме того, установлено, что до усиления гидродинамической активности в районе формирования кос, начавшейся в 1950-е годы, площадь дзэндзиков каждой из трех кос составляла 8 % площади основания.

Обработка данных дистанционного зондирования производилась в ПО QGIS, в системе координат WGS 84 UTM zone 54N. Пример наложения контуров представлен на рисунке 4.16.

На фоне усиления размыва берегов за период 1952-1973 гг. произошло увеличение площадей дзэндзиков кос Ихдам и Нокси и размыв дзэндзика косы Ныйде (Рисунок 4.17).



Рисунок 4.16 – Наложение КС 2013 г. и АФС 1973 г. (коса Ихдам)

В 1973-2012 гг. площадь дзэндзика косы Ихдам продолжала увеличиваться при незначительном размыве дзэндзиков кос Нокси и Ныйде. Что касается прикорневой части аккумулятивных образований, то за двадцатилетний период – с 1952 по 1973 г. – площадь размыва составила примерно по 14 тыс. м². В следующий сорокалетний период интенсивность размыва увеличилась до 62 тыс. м² для косы Ихдам и до 68 тыс. м² для косы Ныйде.

В 1973-2012 гг. площадь дзэндзика косы Ихдам продолжала увеличиваться при незначительном размыве дзэндзиков кос Нокси и Ныйде. Что касается прикорневой части аккумулятивных образований, то за двадцатилетний период – с 1952 по 1973 г. – площадь размыва составила примерно по 14 тыс. м². В следующий сорокалетний период интенсивность размыва увеличилась до 62 тыс. м² для косы Ихдам и до 68 тыс. м² для косы Ныйде.

Крупнейшее на Сахалине аккумулятивное образование свободного типа – коса Тык – за последние 60 лет также испытывала значительные перестройки (Рисунок 4.17 Г). Внешняя морская сторона косы размывалась со среднегодовой скоростью около 0,8 м/год. За этот период коса потеряла с этой стороны 375 тыс. м². В то же время дистальное окончание косы Тык увеличилось на 180 тыс. м². Скорость нарастания в период 1952-1973 гг. составляла 2140 м²/год, а в период 1973-2012 гг. – около 3500 м²/год.

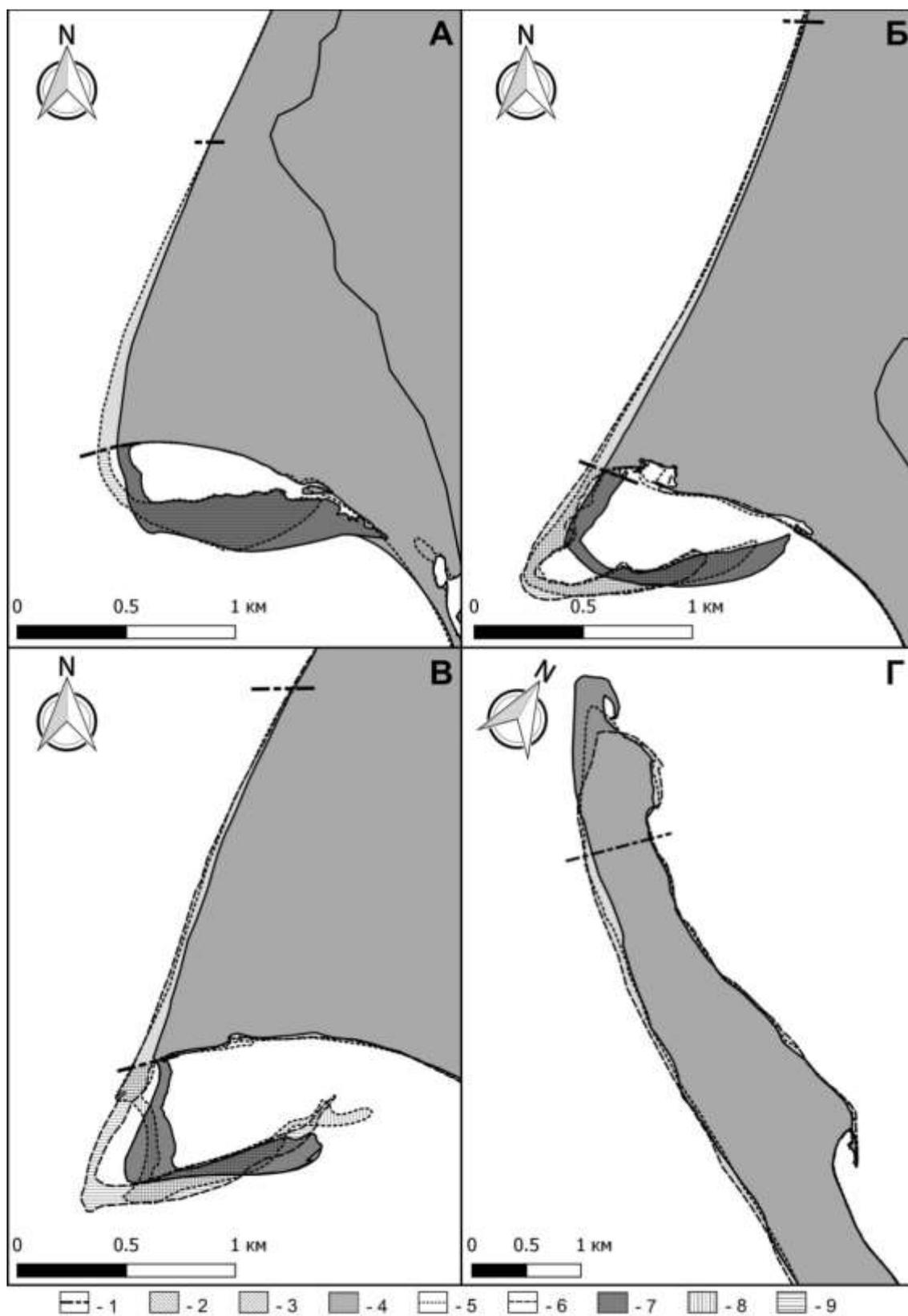


Рисунок 4.17 – Динамика аккумулятивных образований северо-запада Сахалина: косы Ихдам (А), Нокси (Б), Ныйде (В), Тык (Г). Усл. обозначения: 1 – граница расчета площадей; 2 – разность площадей 1973-2012 гг.; 3 – разность площадей 1952-1973 гг.; 4 – контур 2012 г.; 5 – контур 1973 г.; 6 – контур 1952 г.; 7 – дзэндзик 2012 г.; 8 – дзэндзик 1973 г.; 9 – дзэндзик 1952 г.

Наблюдаемые прибрежно-морские аккумулятивные образования приурочены к областям с максимальными скоростями осадконакопления на протяжении всего неоген-четвертичного времени.

Прибрежно-морской тип перекомпенсированного осадконакопления, выраженный в формировании крупнейших на Сахалине кос, в этих условиях был реализован механизмами динамической теории В. П. Зенковича [129].

Строение аккумулятивной системы кос Ихдам, Нокси, Ныйде свидетельствует о решающем вкладе в морфологию аккумулятивных форм волнения северных румбов осенней составляющей морфолитодинамического режима района. Высокоэнергетическое волнение северных румбов определяет и характер распределения тяжелой фракции осадков в береговой морфолитосистеме.

В заключение отметим.

Изменение морфометрических показателей аккумулятивных образований за период 1926-1952-2014 гг. подтверждает сделанный ранее вывод об усилении накопления наносов в областях унаследованной аккумуляции при увеличении интенсивности размыва берегов.

В случае с системой кос Ихдам, Нокси и Ныйде увеличение площади аккумулятивной формы на фоне усиления размыва берегов в Амурском лимане наблюдается в первой ячейке (коса Ихдам) по отношению к результирующему потоку наносов. В настоящее время морфолитосистема кос все еще находится в состоянии динамического равновесия, но при усилении процессов размыва возможно смещение зон аккумуляции и изменение структуры самой морфолитосистемы кос.

На основе анализа данных дистанционного зондирования различного типа отмечается что, начиная с середины прошлого века и до настоящего времени, в целом происходит увеличение скорости размыва берегов Северной Пацифики, Чукотского моря и моря Бофорта [399, 378, 415, 421].

При этом минимальные перемещения отмечены для кос и баров, а максимальные скорости размыва наблюдаются для береговых уступов равнин, сформированных при спуске озер [402, 384]. Интересно, что песчаные и гравийно-галечные барьерные острова на дельтовых побережьях стабильны либо нарастают [387, 404].

На рисунке 4.18 представлен фрагмент карты изменений береговой линии моря Бофорта и Чукотского моря за период 1951 – 2011 гг. [382]. Как отмечают авторы, за период исследований наблюдалась значительная миграция барьерных островов и кос, что привело к не совсем корректному отражению на карте эрозии и аккумуляции. Однако общая площадь

поверхности барьерных форм а за исследуемый период увеличилась почти на 10 процентов [382].

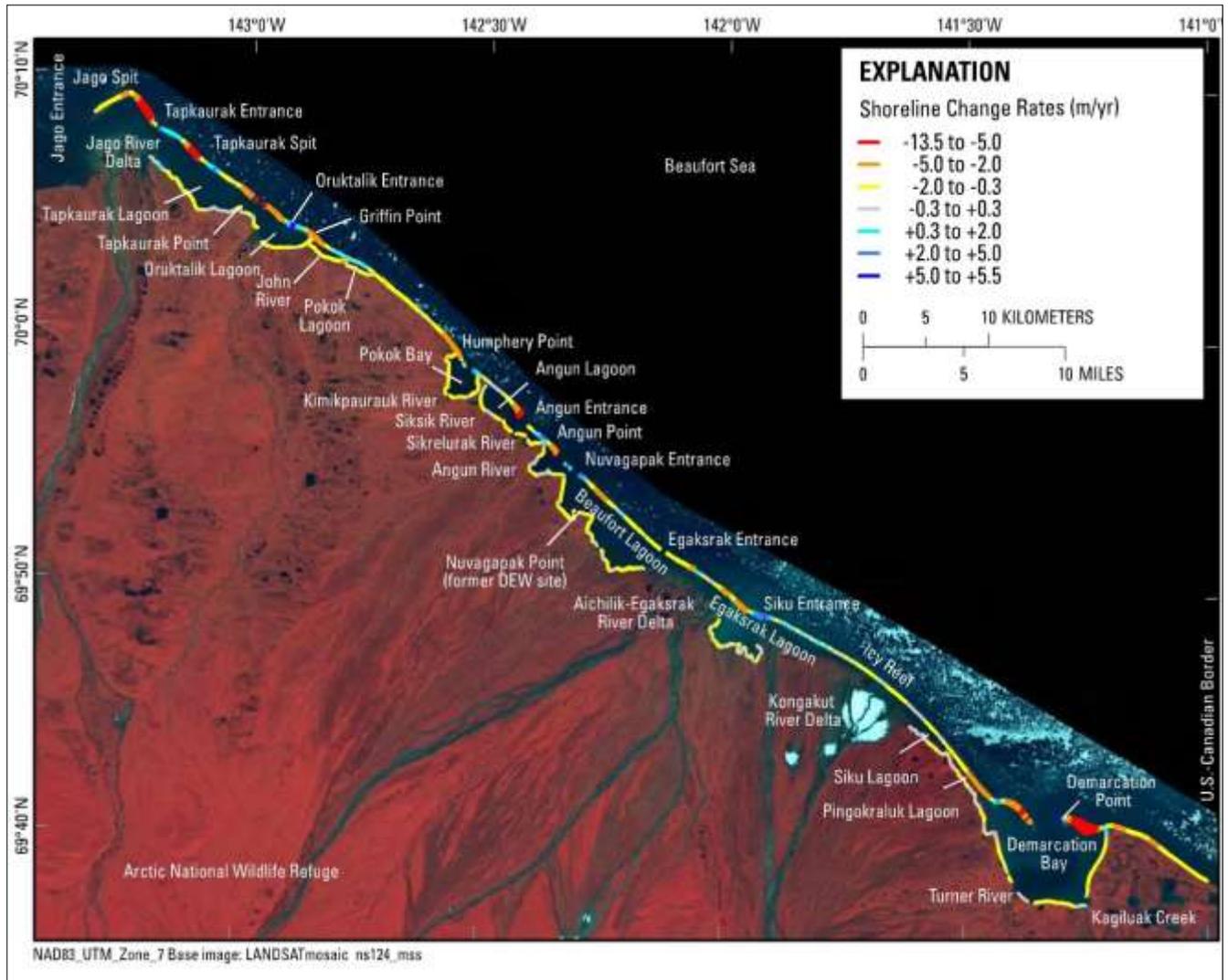


Рисунок 4.18 – Фрагмент карты изменений берегов моря Бофорта и Чукотского моря за период 1951-2011 гг. [86]

Увеличение накопления наносов в областях унаследованной аккумуляции, коими являются и собственно голоценовые барьерные формы, при усилении размыва берегов, наблюдаемого с сороковых годов прошлого века, установлено нами при анализе изменений морфометрических показателей голоценовых элементов барьерных форм Охотоморского побережья (Рисунок 4.19, 4.20).

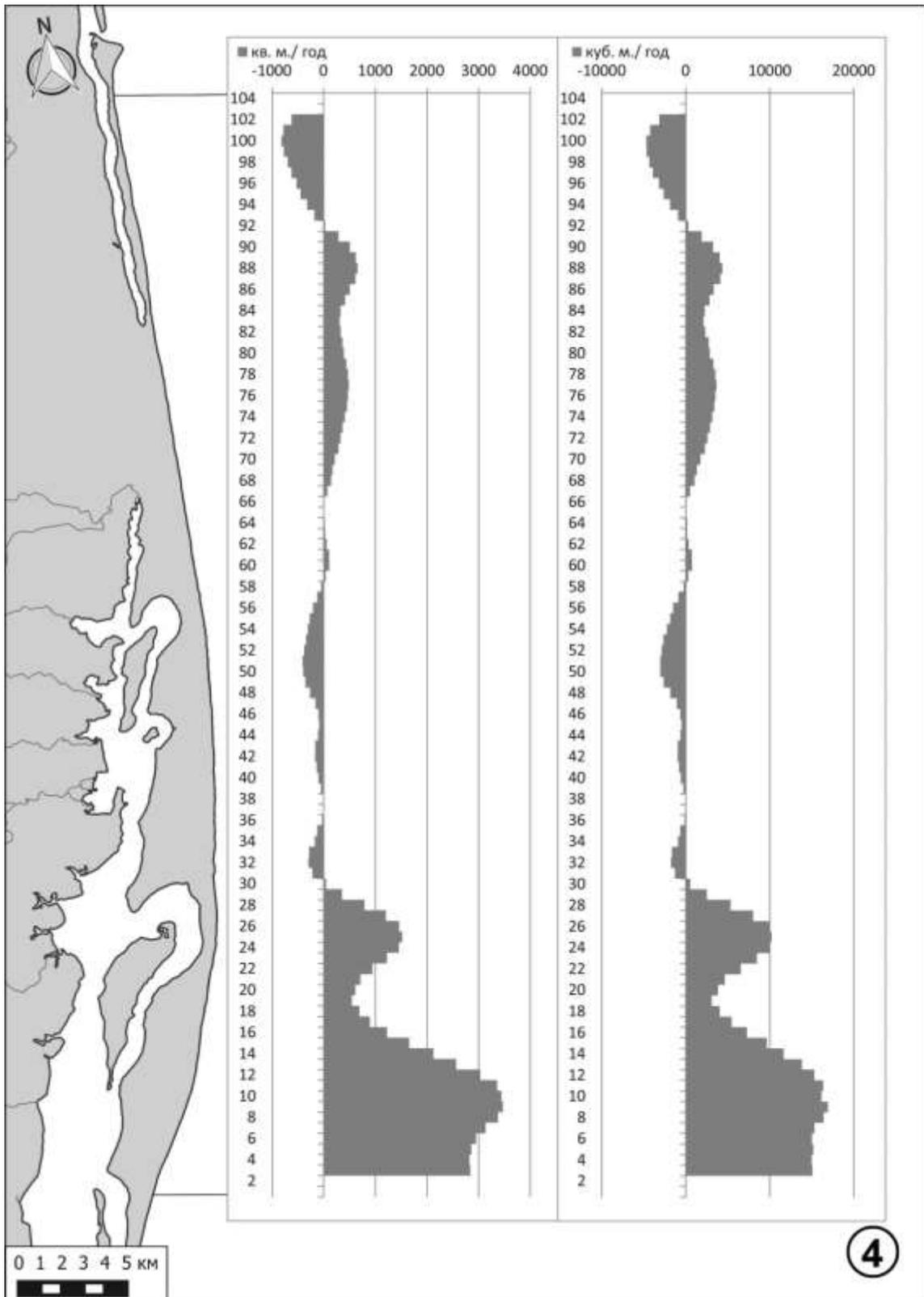


Рисунок 4.19 – Увеличение площади и объема барьерной формы лагуны Чайво за период 1952-2012 гг.

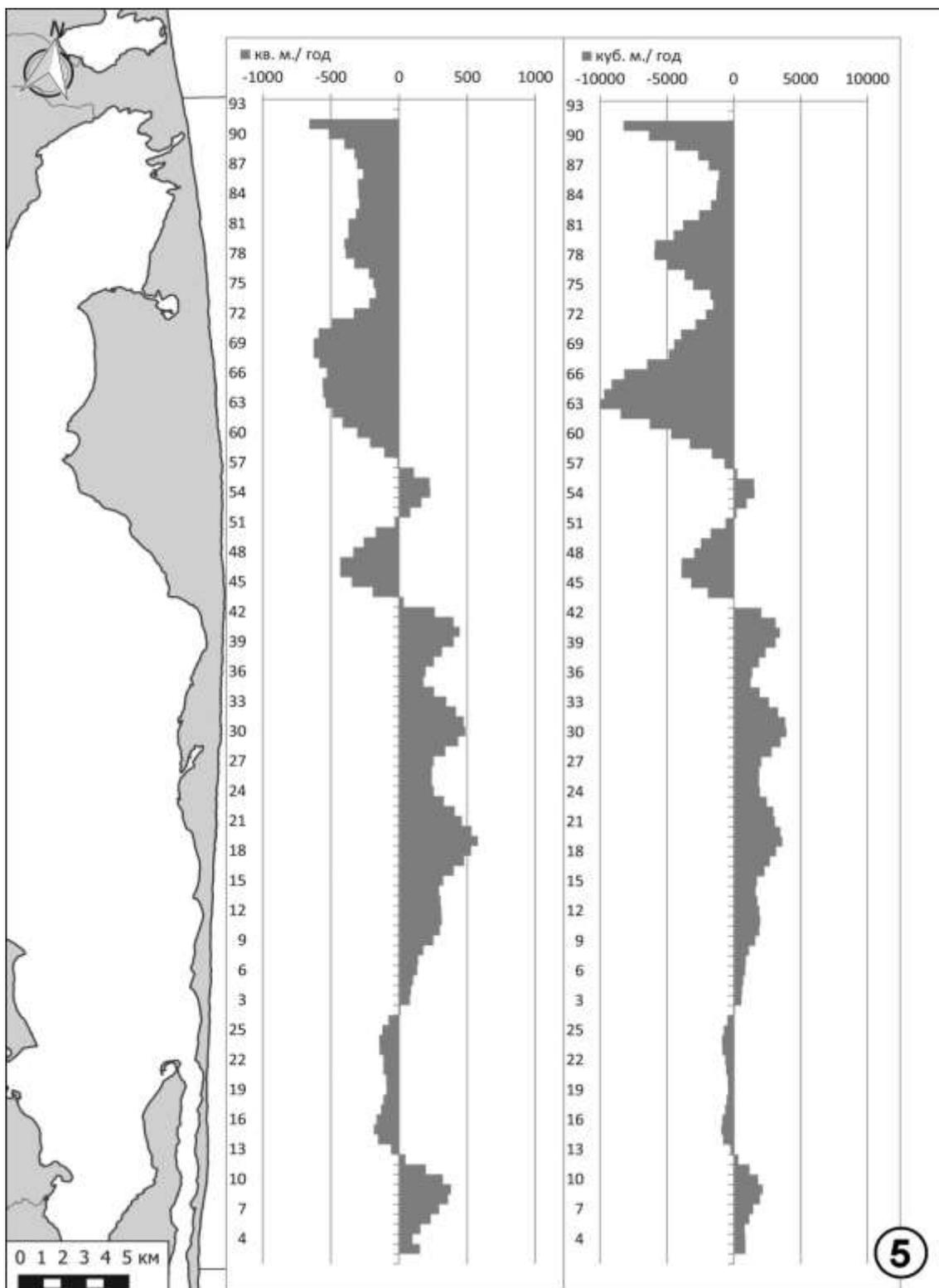


Рисунок 4.20 – Увеличение площади и объема голоценовых элементов барьерной формы лагуны Пильтун за период 1952-2012 гг.

Таким образом, бары и косы, не теряющие связи с современными областями питания, не деградируют как в условиях умеренно-холодных морей и субарктики, так и в условиях арктического побережья.

Глава 5. Формирование пляжа и распределение волногасящих свойств вдоль берега

Особенности гидродинамических условий, характер осадко- и рельефообразования обусловили возникновение и развитие понятия вертикальной зональности береговой зоны. Аналитический обзор существующих представлений, выполненный Ю. С. Долотовым (1989 г.), а также большое количество обобщений, посвященных различным аспектам проблемы и основанных на результатах многочисленных натуральных исследований, лабораторных экспериментов и численного моделирования, позволяют объяснить особенности морфодинамики верхней части берегового склона [111, 60, 332, 186, 3, 174, 396].

В то же время следует отметить, что прогноз деформаций берегового склона при известных параметрах волноприливного поля и характеристиках баланса наносов пока еще невозможен. Поэтому большое значение имеет анализ тенденций развития подводного берегового склона и пляжа, основанный на результатах натуральных исследований кратковременных, сезонных и многолетних изменений (Рисунок 5.1).

Наиболее употребляемое определение понятия “пляж” звучит следующим образом: пляж – элементарная аккумулятивная форма, образовавшаяся в зоне прибойного потока [226]. Кроме того, что пляж является высокодинамичной формой рельефа береговой зоны, развивающейся под действием плоского турбулентного потока воды с регулярной сменой направления, слагающие его наносы являются частью всей морфолитодинамической береговой системы. А на участках, где наблюдается вдольбереговое перемещение наносов, зона пляжа является одним из наиболее энергетически обеспеченным элементом потока наносов [197, 370]. Объем переноса в зоне пляжа трудно определить количественно [434, 397] Тем не менее, известно, что перенос наносов в зоне заплеска значительно выше, чем в зоне внутреннего прибоя [351, 373,374].

Согласно существующих представлений пляж полного профиля имеет в общем случае 5 основных морфолитодинамических зон [148, 90]. На месте разрушения волны и зарождения потока наносов формируется подводная ступень пляжа (Рисунок 5.2).

Ступень переходит в узкую зону крутых уклонов дна, соответствующих области максимальных ливневых скоростей прямого потока – отсыпь пляжа. Выше по профилю отсыпь сменяется надурезовой ступенью пляжа – бермой, которая переходит в склон берегового вала. Берма формируется на участке, где последняя разрушающая волна встречается с обратным потоком заплеска. На морском склоне берегового вала выделяется зона максимального транзита наносов. В случае дефицита наносов эта зона выражена в профиле вогнутостью, а иногда и

уступом размыва. При аккумуляции формируется выпуклый профиль. Зона заплеска поставляет наносы на субэральную часть пляжа, которые затем доступны для эолового переноса в системы дюн.



Рисунок 5.1 – Динамическое состояние пляжа на участке км. 106 автомобильной дороги Южно-Сахалинск – Оха – Москальво: а – январь 2000 г.; б – июль 2000 г.; в – июнь 2001 г.; г – август 2004 г.; д – март 2009 г.; е – август 2014 г.

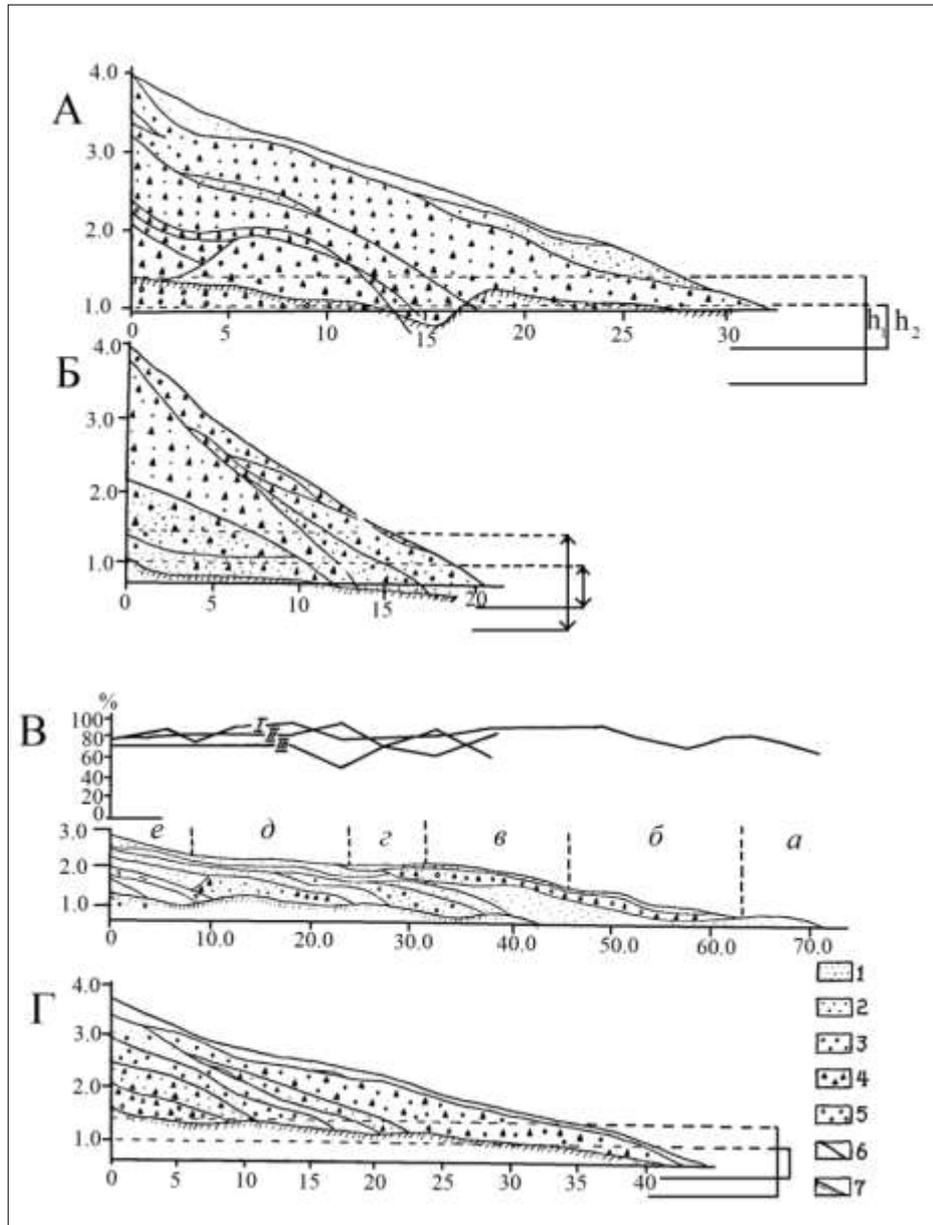


Рисунок 5.2 – Строение пляжа (по результатам анализа пляжевых разрезов): А – участок размыва берегового уступа со скоростями до 0,2 м, Б – участок размыва берегового уступа со скоростями 1,0-2,0 м, В – аккумулятивный участок, Г – участок с заросшим береговым уступом. 1 – мелкозернистый песок, 2 – среднезернистый песок, 3 – крупнозернистый песок, 4 – гравий, 5 – галька, 6 – фациальные границы, 7 – уровень грунтовых вод; h_1 – сизигийный интервал приливо-отливных колебаний, h_2 – квадратурный интервал приливо-отливных колебаний. I – распределение по профилю поверхностных отложений, II – распределение по профилю модальной фракции (0,1-0,25) эоловых отложений, III – распределение по профилю модальной фракции (0,25-0,5) отложений штормового цикла. Морфодинамические зоны пляжа: а – приурезовая часть, б – приливо-отливная зона морского склона, в – морской склон, г – вершина берегового вала, д – зона эоловой аккумуляции, е – подножие берегового уступа или аккумулятивной террасы.

5.1 Структура и динамика верхней части берегового склона

Исследования по гидродинамике и морфологии пляжа, проведенные в 1970-х и 1980-х годах привели к созданию морфодинамической модели пляжа и определению шести различных морфодинамических состояний пляжа [470]. Было выделено два основных типа профиля, отражающий и рассеивающий и 4 промежуточных, в которых присутствуют отражающие и рассеивающие элементы.

При условии, что морфология находится в равновесии с гидродинамическим воздействием, диссипативные, промежуточные и отражающие пляжи можно различить на основе коэффициента $\Omega = H_b / (wsT)$. Где H_b – высота волны, T – период волны, а ws – скорость осаждения осадка. Диссипативные пляжи имеют $\Omega > 6$, отражающие пляжи формируются при $\Omega < 1,5$, тогда промежуточные состояния пляжа возникают в интервале этих значений [447]. В дальнейшем вышеуказанная парадигма морфодинамической классификации пляжа была подтверждена и расширена при изучении берегов с различной интенсивностью волнения и значениями приливов [364, 374, 423, 444]. Морфолитодинамическое наполнение схемы перехода пляжа, отражающего состояния, через все четыре промежуточных типа к диссипативному представлено в работе Т. Aagaard и др. (2013), однако следует отметить, что зона заплеска в данную модель состояния пляжа не включена [339].

Отмечается, что несмотря на появившиеся работы в этом направлении, для добавления переноса наносов в зону заплеска в концептуальную модель состояний пляжа, ещё недостаточно информации [398].

Зона заплеска является самой наземной частью системы и поставляет наносы на субэкральный пляж, который затем доступен для эолового переноса в системы аккумулятивных террас и дюн. Как показали наши исследования эоловый перенос возможен при скоростях более 15 м/сек прямо из приурезовой влажной части пляжа, а эоловые спектры отложений встречаются в береговых валах и собственно пляжевых форм практически повсеместно (Рисунок 5.2, 5.3).

Недавние наблюдения на берегах Нидерландов показали, что нет никакой существенной корреляции между изменчивостью годовых ветровых условий) и ежегодными изменениями объема дюн. И наоборот, обнаружена значительная временная корреляция между изменчивостью годового состояния пляжа и изменением объема дюн [367, 368]. Это говорит о том, что традиционные эоловые морфолитодинамические модели, разработанные для пустынных дюн, переоценивают важность изменчивости ветровых условий для эоловых скоростей переноса через пляж в направлении авандюн и береговых террас.

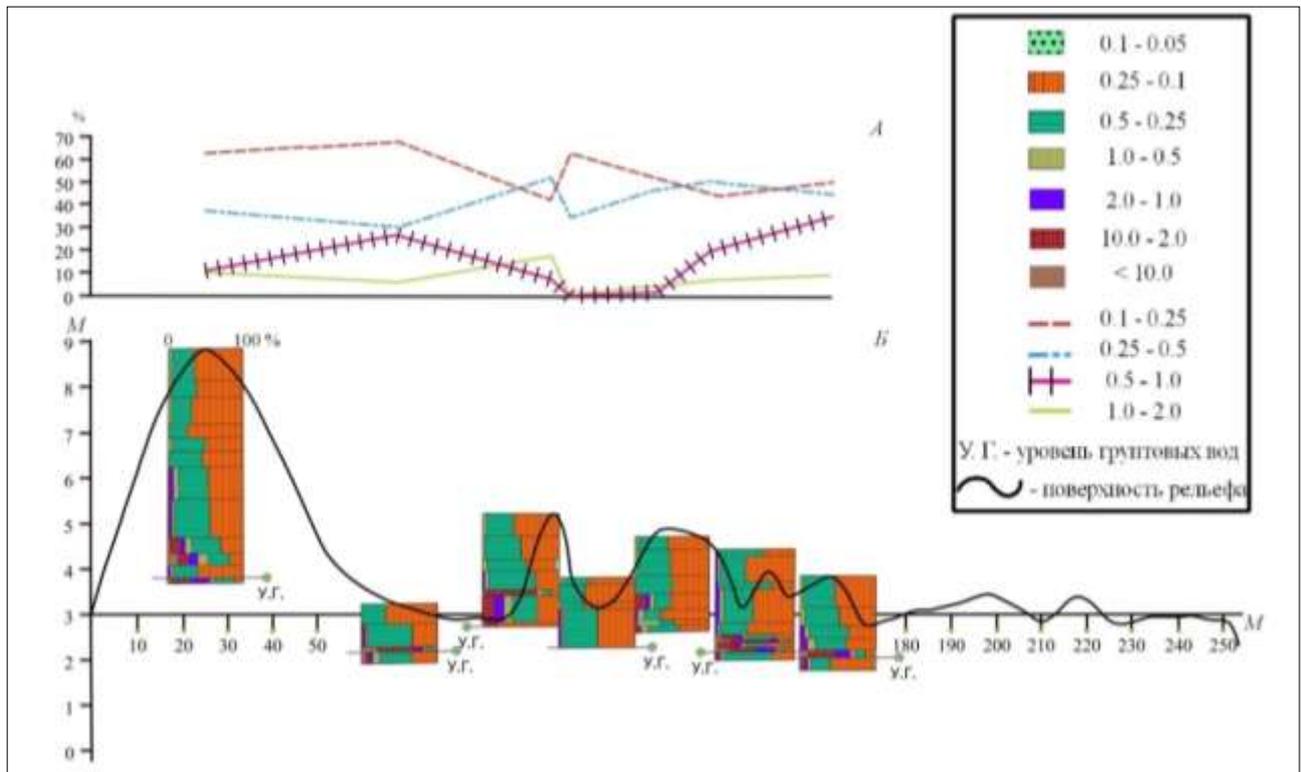


Рисунок 5.3 – Разрез системы береговых валов и авантюны на побережье зал. Анива; А – распределение гранулометрических размерностей по обобщенным разрезам форм, Б – золотые гранулометрические спектры в отложениях береговых валов и авантюны

На основе ранее установленных прямых связей между модальным (морфолитодинамическим) состоянием пляжа, типом и параметрами авантюны и морфометрией субаэральной части пляжа были выделены четыре основных морфотипа «сухого» пляжа (Рисунок 5.4) [369, 370, 371, 393, 445, 446].

Таким образом, именно субаэральный сегмент пляжа наряду с функциями основного волногасящего элемента береговой зоны является источником алеврито-псаммитового материала для увеличения контрастности и размеров прибрежных террас и дюн.

Анализ строения и динамики пляжевой зоны был выполнен на побережье б. Угольная (Берингово море), на Сахалинском берегу Амурского Лимана и пролива Невельского, на нескольких участках берегов Татарского пролива и Охотского моря, а также на берегах о. Итуруп (Большая Курильская гряда).

Морфометрические параметры пляжа, их изменения за различные морфодинамические циклы, от отдельного шторма до сезонных и многолетних, изучались по материалам повторного нивелирования профилей. Кроме того, на участках большой протяженности такой параметр, как ширина пляжа, определялся на основе дешифрирования АФС. При этом учитывались фаза приливо-отливного цикла, общая морфодинамическая ситуация в период, предшествующий съемке и т. д.

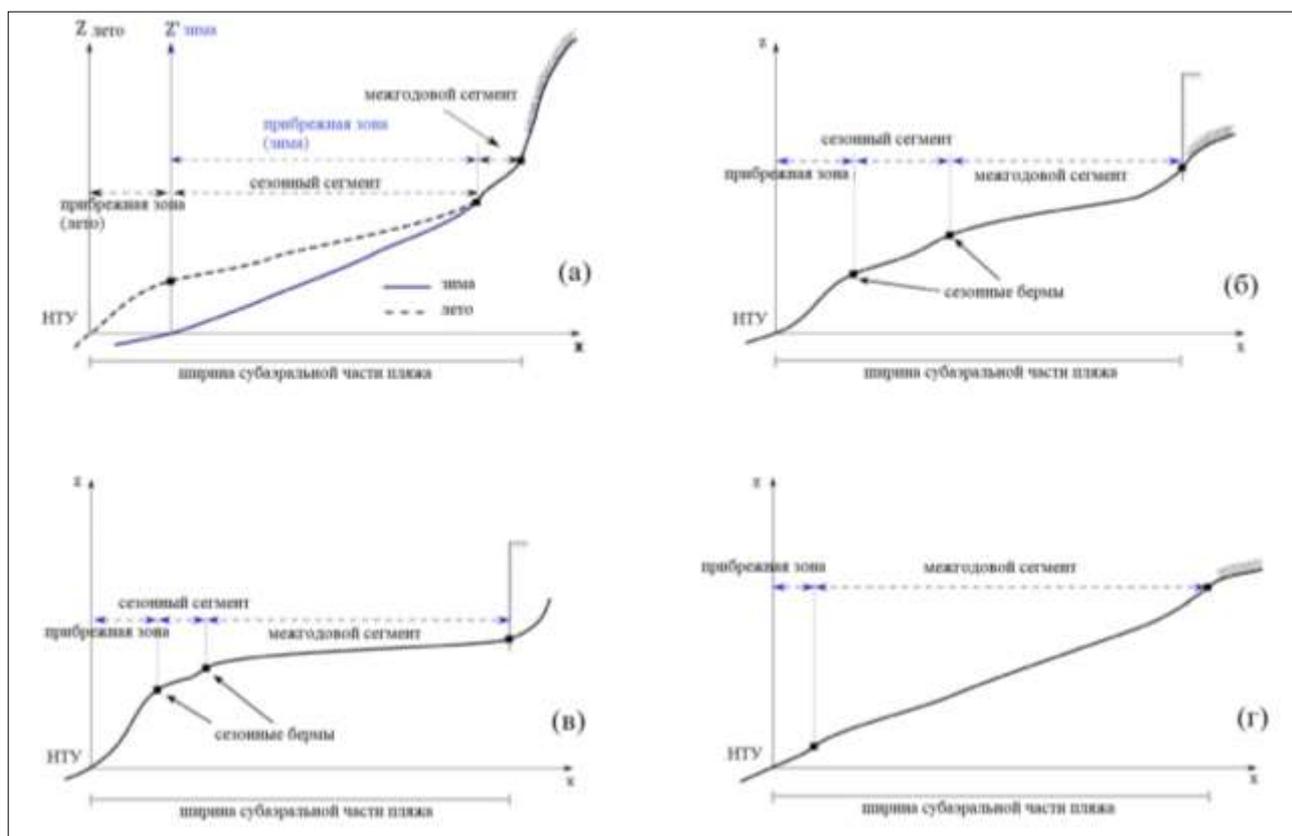


Рисунок 5.4 – Четыре морфотипа субаэриальных профилей (по Díez et al. 2017) [370]. Тип (а) относится к диссипативным пляжам, подверженным сезонности в волновом климате, тип (б) – к промежуточному, тип (в) – к отражающему, тип (г) – к ультрадиссипативному

Изучение строения и состава пляжевых отложений с использованием метода пляжевых разрезов дало возможность точного определения нижней границы сезонного активного слоя, которая в абсолютном большинстве случаев срочными наблюдениями (нивелировками профиля) не определяется. Оценен также состав наносов, слагающих как все тело пляжа, так и фаций, формирующихся в конкретных условиях. Кроме того, анализ пляжевых разрезов при наличии реперных горизонтов позволяет определять морфометрические параметры пляжа в обстановках, предшествующих наблюдаемой. Большой объем информации был получен при инженерно-геоморфологическом изучении около 30 км зоны пляжа в составе инженерно-геологических изысканий для целей берегоукрепления. Для этих целей было пробурено сотни скважин которые позволили оценить мощность активного и деятельного слоя, определить объем пляжевых отложений в береговой зоне, оценить характер подстилающей поверхности.

Одним из наиболее детально изученных районов обеспеченных данными бурения и морфометрических наблюдений продолжительностью более 12 лет является побережье залива Терпения в районе п. Взморье. Именно здесь отмечены стабильные мегафестоны, рассмотренные в следующих разделах главы.

Большой объем исследований выполнен на берегах Амурского Лимана и пролива Невельского [42]. Были определены сезонные особенности морфолитодинамики пляжа, определяемые характером ветроволнового режима, которые выражены следующим образом. В летний период к северу от устья р. Погиби и к югу от дамбы происходит накопление наносов. На участках, прилежащих к мысу Погиби, в этот период отмечается размыв пляжевых отложений. Волнение, возбуждаемое осенними, преимущественно северными ветрами формирует к северу от мыса зону накопления, а к югу – способствует перераспределению наносов на более высокий гипсометрический уровень.

Анализ морфодинамического эффекта конкретных гидродинамических обстановок в районе м. Погиби показал, что сезонные тенденции развития пляжа не определяются их простой суммой [29]. Существенное влияние на процессы пляжеобразования оказывает регулярное изменение уровня бассейна в результате приливов и отливов, которые носят в районе м. Погиби неправильный полусуточный характер. Расчетный среднегодовое значение уровня равен 0,72 м относительно НТУ. Высота сизигийного прилива достигает 210 см, а квадратурного – 90 см к НТУ. Наиболее высокие приливы отмечаются в августе-сентябре. Считается, что наиболее общая тенденция развития профиля пляжа в условиях приливного моря при слабом волнении – увеличение его крутизны за счет перераспределения наносов с низких гипсометрических уровней на верхние [409].

Нами подтверждено, что при отсутствии поступления материала со смежных участков, практически на всех створах в районе м. Погиби происходит увеличение крутизны профиля. Однако форма пляжей с высоким содержанием гравийно-галечного материала не меняется, так же как и форма маломощных 0,10-0,15 м пляжей форму которых определяют легкоразмываемые илы и глины основания.

В условиях активного обмена наносами, при различной амплитуде приливо-отливных колебаний уровня, волнение одного и того же румба обуславливает различную направленность процессов пляжеобразования. При сизигийных приливах перемещение наносов с севера приводит к формированию зон накопления на приустьевом участке и в районе тени, создаваемой мысом для волн данного направления. При переносе с юга к зонам аккумуляции, формирующимся в волновой тени, добавляется участок заполнения входящего угла дамбы.

В период квадратурных приливов ситуация меняется на противоположную. При южном направлении перемещения наносов идет сокращение запасов пляжевого материала на участках, примыкающих к мысу, и накопление наносов к северу от устья р. Погиби. При северном волнении ситуация аналогична предыдущей, однако область аккумуляции несколько возрастает в южном направлении.

Дополняет картину анализ пляжевых разрезов (Рисунок 5.5). На участке разреза №1, где размыв происходит практически при любых условиях, наблюдается двухслойное строение пляжа. Собственно пляжевые отложения имеют мощность 10-30 см, т. е. вся толща формируется за один приливо-отливный цикл. Профиль характеризуется наибольшей, для данного района, крутизной – 6,5. Повторные нивелировки позволили установить, что даже после штормов незначительной силы происходит размыв (до 20 м) подстилающих отложений, при практически не изменяющейся мощности собственно пляжевых наносов. Распределение фракций на данном профиле изменяется от одномодального в верхней части до двухмодального в нижней части, что обусловлено выносом мелкой фракции обратным потоком.



Рисунок 5.5 – Расположение пляжевых разрезов на м. Погиби (пролив Невельского).
Фото с ресурса общего пользования Bing

На подводном склоне, примыкающем к урезу, характер распределения одномодальный с существенным преобладанием фракций среднего и мелкого песка. На участке, примыкающем к береговому склону, наносы характеризуются двухмодальным распределением. Особо следует отметить, что градиенты изменения содержания фракций 10-2,0 и 0,5-0,25 мм, а также 2,0-1,0 и 0,25-0,1 мм равны, но противоположны по знаку на различных элементах профиля пляжа.

Разрез 2 характеризует отложения пляжа, для которого характерна аккумуляция при квадратурных изменениях уровня и размыв – при сизигийных. Средний уклон наклона поверхности составляет 5° (от уреза до берегового вала и имеет практически одинаковые

параметры с профилем на участке разреза №1. Пляжевые отложения в разрезе четко дифференцированы на два слоя. Нижний слой представляют разнозернистые пески с высоким содержанием гравия и гальки. Мощность отложений достигает 80-100 см. В средней части профиля наблюдаются фрагменты полуразрушенного берегового вала. Результаты нивелировок профиля в предшествующий данным наблюдениям сезон и характер отложений свидетельствуют о формировании данного слоя в период штормов.

Верхний слой представлен осадками более мелкой гранулометрической размерности. Мощность слоя 20-50 см. В сравнении с отложениями, вскрытыми разрезом 1, в данном слое существенно уменьшается содержание наносов фракции 0,25-0,1 мм и увеличивается содержание гравия при примерно одинаковом составе в интервале гранулометрического спектра от 0,25 до 2,0 мм.

Еще более существенные отличия отмечаются при сравнении состава отложений на участках профиля, имеющих сходные морфометрические параметры. В этом случае содержание гравия составляет 40%, что в 2,5 раза выше, чем в отложениях разреза 1, фракции 2,0-1,0 мм – в 1,4 раза. Содержание наносов размером 0,5-0,25 мм меньше в 1,8 раза, 0,25-0,1 мм – в 5 раз. Содержание крупнозернистого песка в обоих случаях составляет примерно по 12%.

Таким образом, аккумуляция пляжа осуществляется преимущественно за счет крупных фракций наносов. Повторное опробывание на данном участке показало, что аккумуляция пляжа сопровождается увеличением содержания наносов ≥ 1 мм, и уменьшением $\leq 0,5$ мм при примерно одинаковом содержании на исходном и аккумуляционном пляже наносов размерности 1,0-0,5 мм. В 500 м к югу от дамбы разрез 3 вскрывает достаточно однородные пляжевые отложения, мощность которых увеличивается от 0,3-0,4 м на верхних частях профиля, до 1,5 м – на нижних. Размерности 0,5-0,25 мм и 2,0-1,0 мм, а также 1,0-0,5 мм и 2,0 мм образуют пары фракций, которые при примерно равных градиентах имеют противоположную направленность изменения содержания вдоль профиля. При этом, на низких уровнях профиля содержание преобладающих по профилю отложений ниже средних значений, на верхних – выше. Пляж расположенный в 6 км к северу от м. Погиби, имеет наименьшие уклоны и наибольшую ширину в районе пролива Невельского. Канавка пляжевого разреза сохранялась в течение двух лет, что не характерно ни для какого другого участка. Собственно пляжевые отложения, стратифицированные на две толщи, залегают на разнозернистых песках со следами криодислокаций. Вскрытая мощность отложений нижнего слоя до 0,6 м, верхнего – до 0,8 м.

Фракционный состав обеих толщ примерно одинаков. Сравнивая отложения верхнего слоя с таковыми на ранее рассмотренных участках, можно отметить плохую сортировку осадков и уменьшение содержания основной нанософормирующей фракции (0,5-0,25 мм).

Равноградиентные пары с противоположным знаком составляют фракции: 0,5-0,25 и 2,0-1,0 мм и 10,0-2,0 и 1,0-0,5 мм.

Пляжевые разрезы, выполненные в течение одной сизигийной фазы приливо-отливных колебаний от м. Лах до п. Рыбновский позволили получить информацию, пригодную для сравнительной характеристики пляжевой зоны большей части берегов северо-западного Сахалина (Рисунок 5.6).

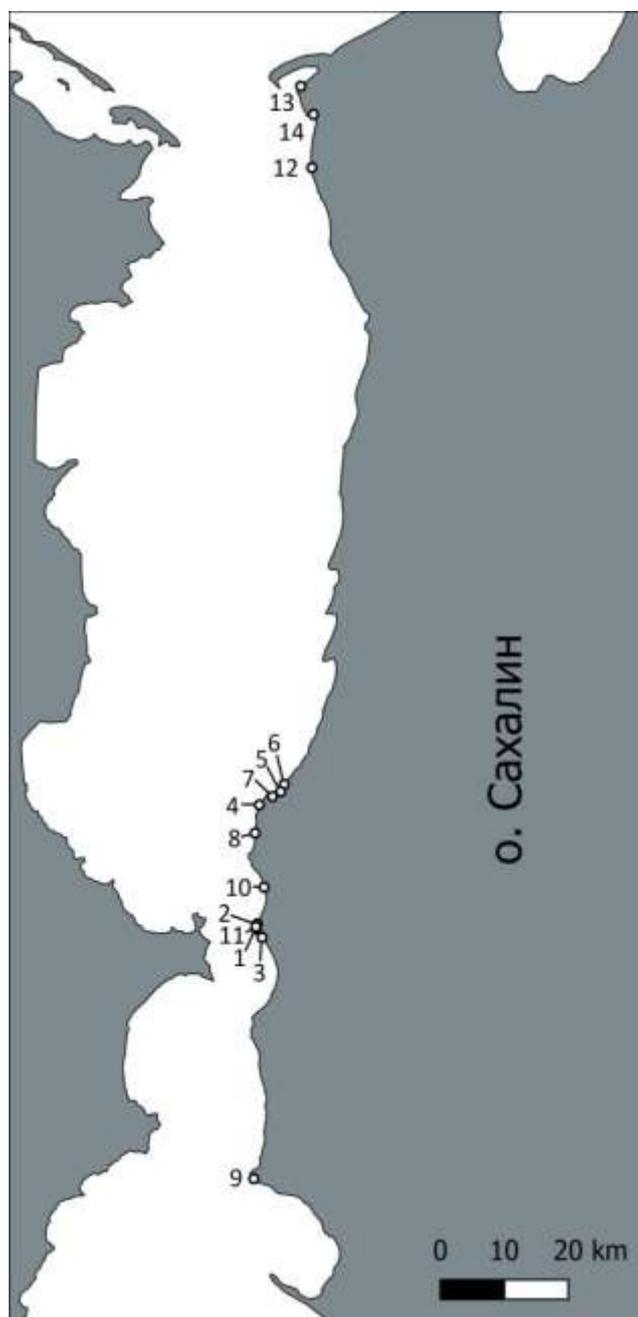


Рисунок 5.6 – Расположение пляжевых разрезов

Установлено, что сновной пляжеформирующей фракцией являются среднезернистые пески (0,5-0,25 мм), содержание которых изменяется по участкам от 30 до 70% (Таблица 5.1, Рисунок 5.7).

Таблица 5.1 – Гранулометрические спектры пляжевых отложений по разрезам (вся толща).

№	Разрез	Слой	Размер фракций и содержание в %						Коэффициенты				
			10,0-2,0	2,0-1,0	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	M1	M1	M3	o	к
1	I	A	0	5	33,1	53,8	8,1	0	0,3	0,41	0,64	0,68	1,12
2	II	A	28,3	13,7	14,5	38,7	4,8	0	0,33	0,7	2,4	0,37	1,61
3		Б	45,8	16,7	11,7	22,3	3,5	0	0,48	1,7	4,4	0,33	0,73
4	III	A	17,7	11,7	12,5	39,7	18,4	0	0,27	0,4	1,4	0,44	2,37
5	IV	A	14	15,6	20,8	41,3	8,3	0	0,31	0,5	1,3	0,49	1,6
6	V	A	0	1,9	4,6	65,3	28,2	0	0,24	0,32	0,42	0,76	1
7	VI	A	7,6	11	12,4	60,5	8,5	0	0,3	0,39	0,66	0,67	1,33
8	VII	A	20,5	20,1	13,3	36,9	9,2	0	0,31	0,6	1,7	0,43	1,47
9	VIII	A	2	8,2	25,8	63,7	0,3	0	0,33	0,44	0,68	0,7	1,16
10		Б	0,1	15,5	52,3	31,9	0,2	0	0,44	0,63	0,9	0,7	1
11		В	3,4	12	24,7	59,6	0,3	0	0,33	0,45	0,77	0,65	1,25
12	IX	A	3,4	5,9	17,4	65,6	7,7	0	0,29	0,36	0,49	0,76	1,08
13	X	A	19,9	21,5	25,6	30,6	2,4	0	0,4	0,77	1,7	0,48	1,15
14		Б	18,6	28,8	15,4	29,6	6,9	0,7	0,34	0,94	1,8	0,43	0,69
15	XI	A	8,9	14,9	21,8	43,7	10,6	0,1	0,3	0,46	0,98	0,55	1,38
16		Б	1,8	5,4	11,9	39,4	32,5	9	0,16	0,29	0,46	0,59	0,88
17	XII	A	7,5	30,1	20,3	38,4	4,2	0	0,36	0,68	1,4	0,51	1,09
18	XIII	A	7,6	18,8	22,5	37,1	13,8	0	0,3	0,5	1,1	0,52	1,32
19	XIV	A	17,2	13	9,7	26,1	34	0	0,2	0,36	1,4	0,38	2,15

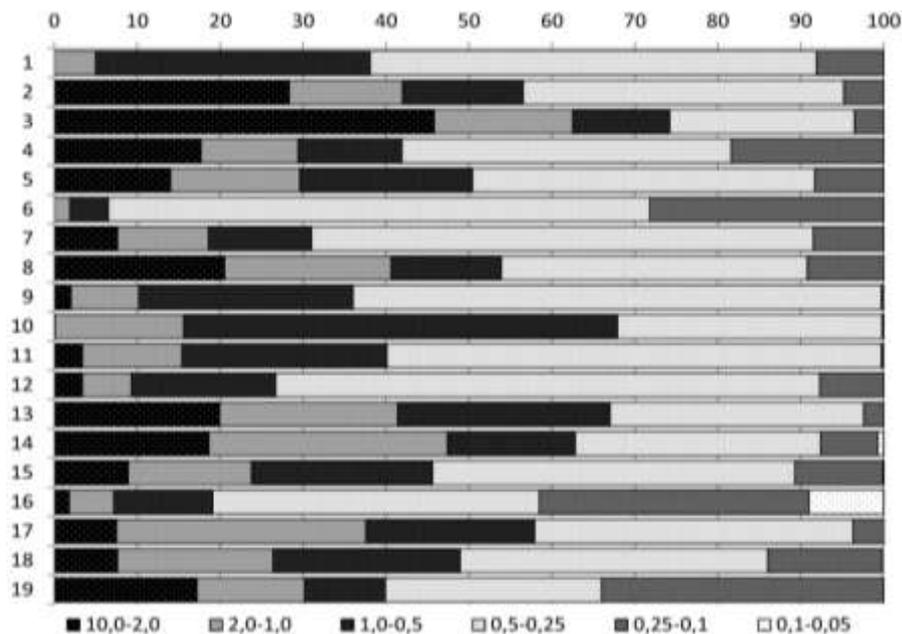


Рисунок 5.7 – Гранулометрические спектры пляжевых отложений с.-з. Сахалина (средние по всему разрезу): А – слой сформированный умеренными волнениями с эоловыми накоплениями в тыловой части; Б – слой сформированный в штормовых условиях, с остатками штормовых валов; В – подстилающие отложения продолжающиеся под береговой уступ

Отложения на участках разрезов 10, 4, 11, 13, 14 характеризует противоположное по знаку изменение распределения по профилю наносов преобладающей фракции (0,5-0,25 мм) и (2,0-1,0 мм). При этом на участках, имеющих тенденцию к аккумуляции, имеет место синхронное изменение содержания наносов преобладающей фракции и следующей по крупности размерности (1,0-0,5 мм). На транзитных участках наблюдается однонаправленное изменение по профилю содержания фракций 0,5-0,25 и 0,25-0,1 мм.

Отложения, вскрытые разрезами 3, 6, 8, 9 отличаются самым высоким содержанием среднезернистого песка – 54-70%. Однонаправленные с преобладающей фракцией изменения по профилю пляжа имеют пески размерности 0,25-0,1 мм, разнонаправленные – 1,0-0,5 мм. В целом, рассмотренные отложения характеризуют участки транзита.

Отложения, характеризующиеся двухмодальным характером распределения, вскрыты разрезами 2, 7, 12. Противоположно направленное изменение содержания по профилю имеют фракции среднезернистого песка и гальки с гравием, однонаправленные – 0,5-0,25 и 1,0-0,5 мм.

Если все рассмотренные выше отложения характеризует равноградиентное, противоположно направленное изменение содержания вдоль профиля преобладающей фракции (0,5-0,25 мм) и отложений более крупной размерности, то в районе м. Вагис (разрез 4) указанная закономерность нарушается. Здесь наблюдается пара 0,5-0,25 и 0,25-0,1 мм. Причем, фракции 1,0-0,5 и 0,5-0,25 мм имеют одинаковый характер распределения по профилю.

Пляжи северо-восточного Сахалина изучались, главным образом, в составе изыскательских работ в связи с вопросами берегозащиты. Морфодинамические наблюдения, бурение по створам, пляжевые разрезы с гранулометрической характеристикой отложений дополнялись результатами георадарных исследований.

Данные о размерном составе пляжевых отложений строения, мощности деятельного слоя, фациальных особенностях толщи получены как и в случае западного Сахалина и Чукотки в результате изучения пляжевых разрезов (Рисунок 5.8). На некоторых участках пляжевые разрезы выполнялись не на всю ширину пляжа и дополнительно проводилось ручное бурение (Рисунок 5.9, 5.10).

Методические вопросы георадарных исследований рассмотрены в главе 4. Применительно к зоне пляжа следует отметить интересные результаты, полученные в районе побережья между заливами Лунский и Набиль. Тыловая закраина пляжа на момент обследования имела практически одинаковые высотные отметки вдоль береговой линии. Однако именно по результатам анализа георадарного профиля было установлено чередование высоких (до 4,0 м) и низких (1,5-2,0) отметок тыловой закраины гравийно-галечных пляжевых отложений, перекрытых мелко-среднезернистыми песками, возможно перевеянными. Что позволяет нам утверждать о мегафестонной организации здесь штормовых фаций.



Рисунок 5.8 – Изучение пляжа методом пляжевых разрезов МДС-1 (пересыть лагуны Пильтун): А – подготовка разреза к описанию и отбору проб; Б – ортофотоплан разреза.



Рисунок 5.9 – Шурфы для описания и отбора проб пляжевых отложений: А – МДС-2; Б – МДС-3

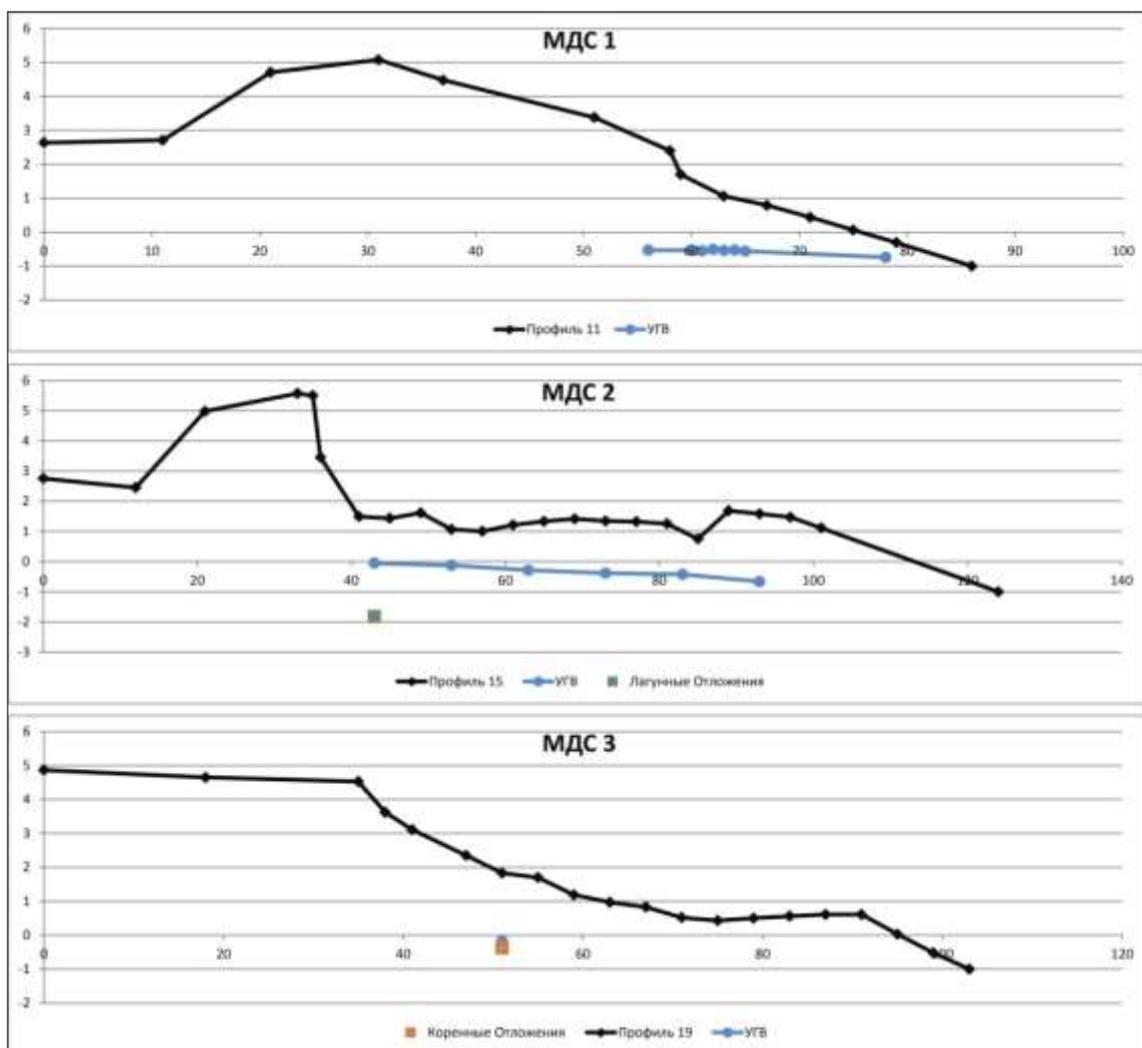


Рисунок 5.10 – Профили пляжа, изученного методом пляжевых разрезов и бурения

Морфометрические исследования пляжа проводились на всех объектах изучения берегов северной Пацифики. По результатам работ строились морфометрические карты поверхности пляжа, карты разностей поверхности, позволяющие определить параметры результирующих деформаций верхней части берегового склона за определенный период. Наиболее интересные материалы представлены в следующих разделах главы.

На участках с близким залеганием коренных пород также использовался комбинированный способ изучения пляжа (Рисунок 5.11).

В данном разделе мы представим некоторые спектры профилей пляжа свидетельствующие о неравномерном распределении морфометрических параметров пляжа вдоль берега (Рисунок 5.12, 5.13).

Представленные материалы свидетельствуют о том, что отметки тыловой закраины пляжа на участках аккумулятивных выступов достигают 4,2 метра (Б. С. 1977) а на участках с минимальной шириной пляжа 1,0 метра (Б. С. 1977).

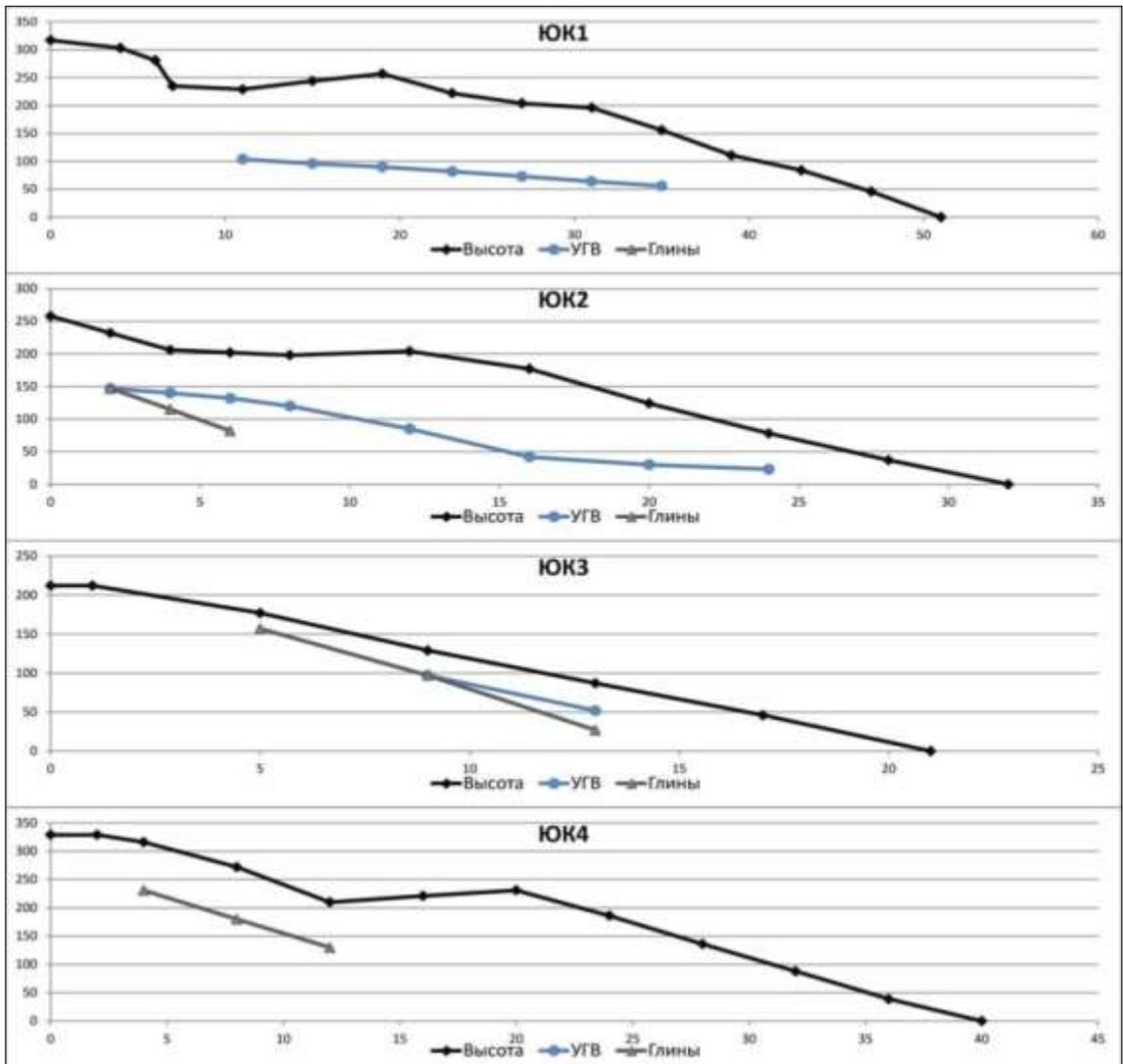


Рисунок 5.11 – Строение пляжа на участке размыва фрагмента высокой террасы, сложенной неогеновыми литифицированными глинами

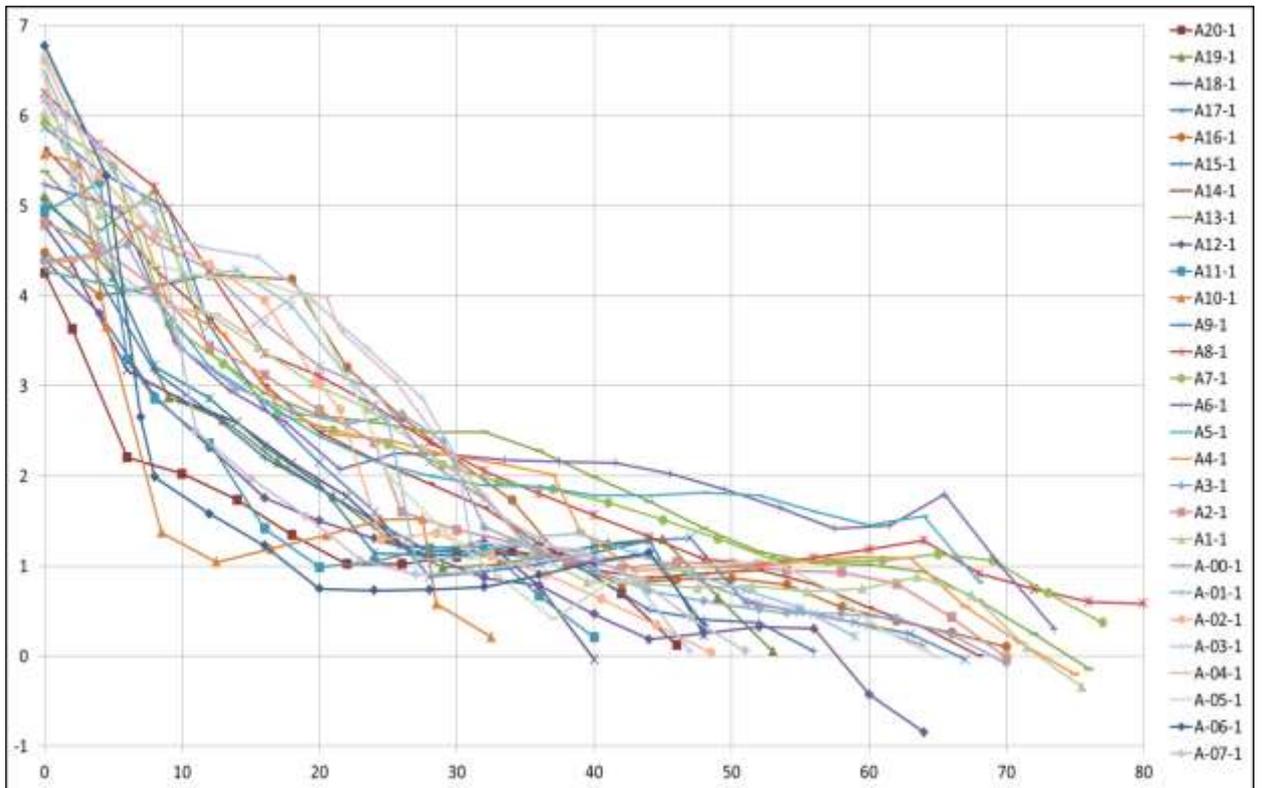


Рисунок 5.12 – Спектры профилей пляжа на Лунско-Набильском участке (протяженность 5,4 км)

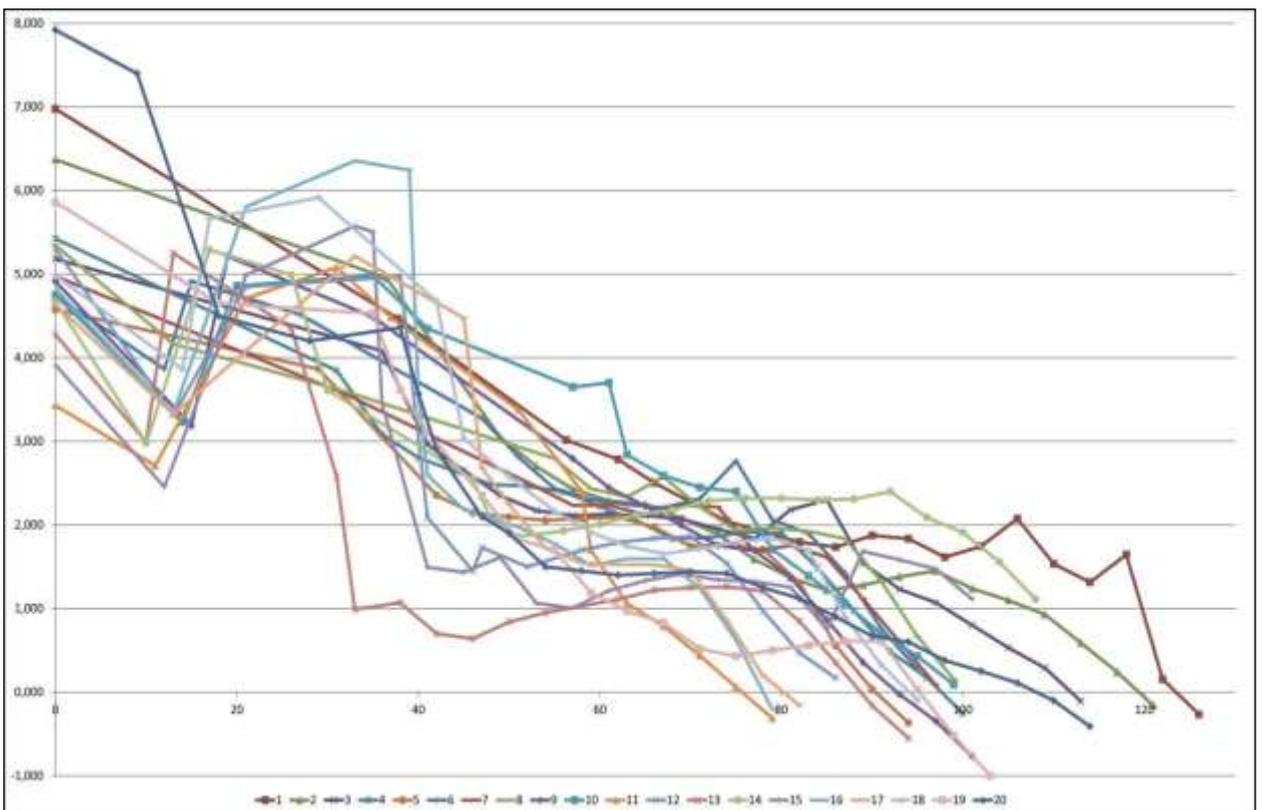


Рисунок 5.13 – Спектры профилей пляжа на Пильтунском участке (протяженность 2,0 км).

5.2 Ритмические структуры распределения пляжевого материала вдоль берега в результате формирования мегафестонов и их систем

Ритмические или периодические структуры, проявляющиеся как волнообразные возмущения контура береговой линии, наблюдаются на многих аккумулятивных побережьях морей и крупных озер. К таким структурам относятся, например, пляжевые фестоны, мегафестоны, вдольбереговые песчаные волны, а также серии кос. Если первые из них обладают сравнительно небольшими размерами, то остальные из перечисленных представляют достаточно крупные аккумулятивные образования с шагом вдоль берега порядка сотен метров и амплитудой вдоль нормали к берегу порядка десятков метров [354, 355]. Так, вдольбереговые песчаные волны проявляются как чередующиеся зоны аккумуляции и размыва берега, перемещающиеся в направлении результирующего потока наносов. На берегах Голландии и о. Лонг-Айленд скорости перемещения волн измеряются сотнями метров в год [395, 459]. В отличие от песчаных волн, мегафестоны демонстрируют лишь миграции вдоль берега. Однако и эти движения вызывают вертикальные деформации прибрежного рельефа, измеряемые первыми метрами, что приходится учитывать в инженерной практике. Система мегафестонов с четко выраженным шагом 500-600 м наблюдается, например, на о. Нантакет (атлантическое побережье США) [356]. В Татарском проливе наблюдаются гибридные периодические формы длиной несколько километров, сочетающие в себе системы крупномасштабных мегафестонов и кос [348]. Встречаются и гигантские ритмические структуры, формировавшиеся, по-видимому, на протяжении многих сотен лет. Примером гигантских ритмических образований может служить и серия песчаных кос северного побережья Азовского моря, отстоящих друг от друга на расстояние около 30 км и выдвинутых в море на 10-15 км. В данном разделе речь идет о мегафестолах, которые зафиксированы на многих участках (более 30) побережья дальневосточных морей. На побережье западной Камчатки мегафестоны с периодом от 400 до 1000 м отмечены нами на косах Октябрьская и Кировская. На Тихоокеанском побережье Камчатки система мегафестонов с расстоянием между мысами 400-900 м на берегах Авачинского залива вообще стала местной достопримечательностью (Рисунок 5.14). Очень крупные мегафестоны с периодом около 2-х километров наблюдаются в районе г. Магадан в северо-западной части Таунской губы (Рисунок 5.15).

Широко представлены мегафестоны на аккумулятивных берегах и берегах с легкоразмываемыми низкими плейстоценовыми террасами западной Берингии. Интересно, что на узких транзитных участках голоценовых аккумулятивных образований подобные структуры

не встречаются. Неравномерное распределение наносов пляжа вдоль берега характерно также и для арктических берегов Чукотки (Рисунок 5.16, 5.17).



Рисунок 5.14 – Мегафестоны Хатыркинского пляжа [http://photograph. 1gb.ru/fototury/97-fototury/166-fototur-po-kamchatke-2]

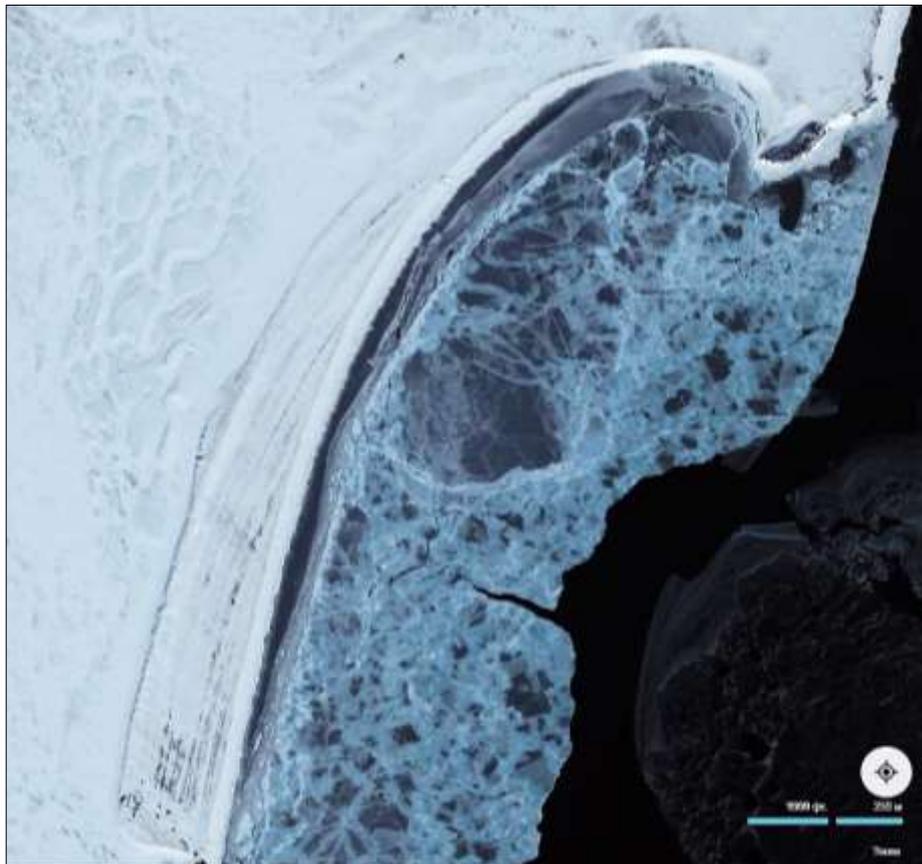


Рисунок 5.15 – Мегафестоны в зал Шелехова



Рисунок 5.16 – Мегафестоны в районе п. Нешкан (фрагмент фото с ресурса общего пользования Bing)



Рисунок 5.17 – Мегафестоны в районе п. Энурмино (pravchukotka.ru/wp-content/uploads/2017/09/IMG_20170907_150659.jpg)

В районе п. Нешкан период фестонов на морской стороне бара примерно в 2 раза больше чем кос на лагунной стороне (Рисунок 5.16). На Курильских островах мегафестоны наблюдаются как с морской, так и с океанской стороны (Рисунок 5.18, 5.19). И если с охотоморской стороны период этих форм составляет 400-600 метров, то с океанской уже 1200-

1500 метров. На острове Сахалин отмечено более 40 участков, где наблюдаются мегафестоны и песчаные волны (Рисунок 5.20-5.22).



Рисунок 5.18 – Мегафестоны Охотоморского побережья Курильских островов



Рисунок 5.19 – Мегафестоны океанского побережья Курильских островов



Рисунок 5.20 – Мегафестоны в районе прикорневой северной части бара лагуны Пильтун (с.-в. Сахалин)



Рисунок 5.21 – Мегафестоны в районе прикорневой южной части бара лагуны Лунская (с.-в. Сахалин)



Рисунок 5.22 – Мегафестоны в заливе Терпения (ю.-в. Сахалин)

Единственный участок побережья, где система мегафестонов сохраняется в более или менее неизменном виде в течение длительного времени, располагается в районе пос. Взморье на побережье залива Терпения (Рисунок 5.23).

Наличие мегафестонов приводит к неравномерному распределению пляжевого материала вдоль берега. Ширина пляжа на выступах берега (мысах) достигает 45 – 90 м, а в вогнутостях (бухтах) между мысами она не превышает 3 – 8 м (в фазу прилива).



Рисунок 5.23 – Система мегафестонов у пос. Взморье в заливе Терпения.

В результате в бухтах авантюна и морская терраса нередко испытывают размыв, а берег отступает, хотя в целом запасы материала пляжа в литодинамической системе довольно велики (в среднем $140 - 150 \text{ м}^3$ на метр длины берега). В данном разделе представлены результаты многолетних наблюдений за динамикой данной системы. Обсуждаются свойства мегафестонов и тенденции их развития в масштабе сезонов, лет и десятилетий. Предлагается модель, объясняющая появление и развитие ритмических форм берегового контура как результат самоорганизации рельефа, связанной с механизмом прибрежных циркуляционных ячеек. Рассматриваемый район относится к северному флангу морфолитодинамической системы побережья зал. Терпения, которую ограничивают мыс Сенявина на юге и мыс Муловского на севере (Рисунок 5.24).

Основное воздействие на берега оказывают ЮВ и В волнения, причем заметная роль принадлежит волнам зыби. В летний сезон высота значимых волн обычно не превышает 2,5 м, а в осенний период возрастает до 4 м и больше. При прохождении тропических циклонов в прибрежной акватории наблюдаются штормовые волны высотой более 6 м.

Максимальный прилив имеет величину около 1,5 м. Ветровые нагоны незначительны (не более 0,3 м). Ледовый покров (включая и припай) держится в среднем с января по апрель.

Поступление пляжеобразующего материала в литодинамическую систему за счет твердого речного стока оценивается как 40 тыс. т/год. В составе наносов пляжей доминирует крупный песок и гравий.

В настоящее время берега в рассматриваемом районе в основном отступают. Определенную роль в этом процессе могло сыграть изъятие из береговой зоны значительных объемов песчано-гравийного материала для строительных целей (около 3 млн. м^3). Размыв

низких морских террас в рассматриваемой литодинамической системе наблюдается с начала 1960-х годов. Одна из зон максимального размыва приурочена к карьеру Дудино, где до недавнего времени производилась добыча пляжевых отложений.

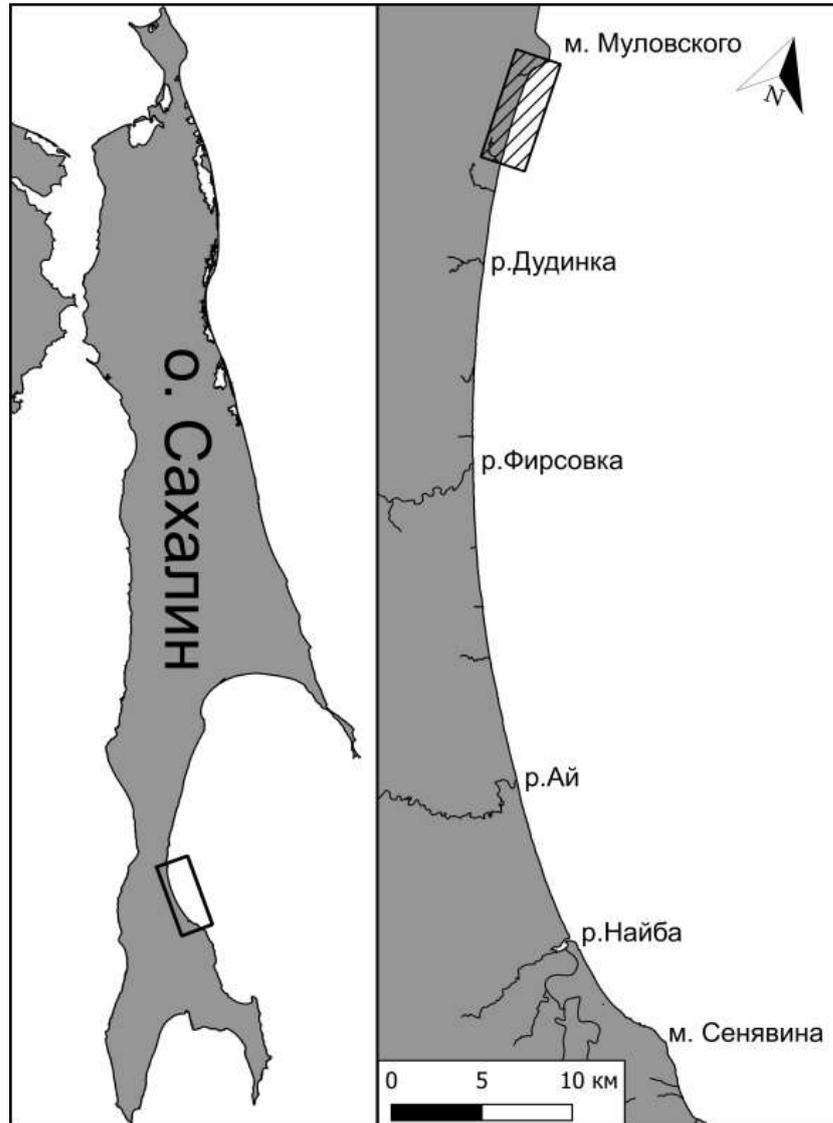


Рисунок 5.24 – Расположение района исследований

Непосредственно у берега в районе исследований проходит автомобильная трасса Южно-Сахалинск – Оха – Москальво (Рисунок 5.23). Сравнительный морфометрический анализ состояния берегов вдоль трассы за период 1991 – 2007 гг. показал, что в пределах 5-километрового участка пляж ежегодно терял в объеме от 10 до 50 тыс. м³ осадков. Потери были связаны, по-видимому, не только с техногенным воздействием на бюджет наносов, но также и с повышением относительного уровня моря, в частности, за счет тектонического погружения прибрежной суши. Региональный анализ позволяет принять усредненную скорость повышения относительного уровня на участке исследований как 3 мм/год. Используя известное правило Брууна [362], определяющее смещение берегового профиля, можно оценить объем наносов, который должен быть вынесен на подводный склон в результате подъема уровня. Согласно

расчету, указанный объем для 5-километрового участка берега должен составлять около 40 тыс. м³/год, что, в общем, согласуется с размером фактических потерь пляжа.

В представленной работе реализована методика морфодинамических исследований, основанная как на традиционных геоморфологических, так и современных методах получения и анализа геопространственной информации.

Обработка массивов аэрофотоинформации происходила следующим образом. На первом этапе были созданы электронные варианты полос АФС залётов за период 1952 – 2007 гг. Затем была осуществлена координатная привязка растровой топокарты масштаба 1:100 000 в свободной кроссплатформенной геоинформационной системе QGIS (Quantum GIS) и координатная привязка всех полос АФС по характерным точкам. После реализации процедур трансформирования проверялась степень контурного совпадения географических объектов наиболее качественной полосы АФС с рисунком на топокарте. Выбирался наиболее адекватный вариант. Остальные полосы АФС привязывались к нему практически по тем же реперным точкам. С 1999 по 2014 динамика береговой зоны анализировалась также на основе дешифрирования КС в среде ГИС. В результате обработки полученной информации оценены значения размыва берегового уступа, как за различные этапы, так и за весь период.

Измерения морфометрических параметров пляжа и положения береговой линии в системе мегафестонов проводились с 2006 по 2017 гг. Наблюдения выполнялись 2 – 3 раза в год в период отсутствия ледового покрова, а для сравнительного анализа использовались, главным образом, результаты осенних съемок. Высотное обоснование выполнено в Балтийской системе высот 1977 г. Для расчетов объемов пляжа применялась система координат, где мерой длины по оси X служило расстояние вдоль автодороги от первого репера, а по оси Y – расстояние от текущего репера до данной точки берегового профиля.

Нулевая отметка вертикальной оси Z соответствовала среднему уровню моря. Полученные таким образом точечные измерения посредством триангуляции и преобразования полученной полигональной модели в растровый сеточный файл пересчитывались в модель рельефа с шагом 0,5 м по оси Y и 1 м по оси X и высотой по оси Z в каждой ячейке. Для всех моделей были рассчитаны объемы, ограниченные поверхностью модели и горизонтальной поверхностью, проходящей через $Z = 0$.

Далее, посредством поэлементного вычитания более ранней модели из более поздней, были получены межгодовые объемы изменения наносов в литодинамической системе. Для оценки точности результатов объемы моделей 2006 и 2007 гг. сравнивались с объемами пляжа, полученными для тех же участков по данным топографических съемок. Как оказалось, различия не выходили за пределы 3 – 4 %.

На рисунках 5.25, 5.26 представлены результаты наблюдений, характеризующие динамику пляжа и береговой линии в период 2006 – 2017 гг.

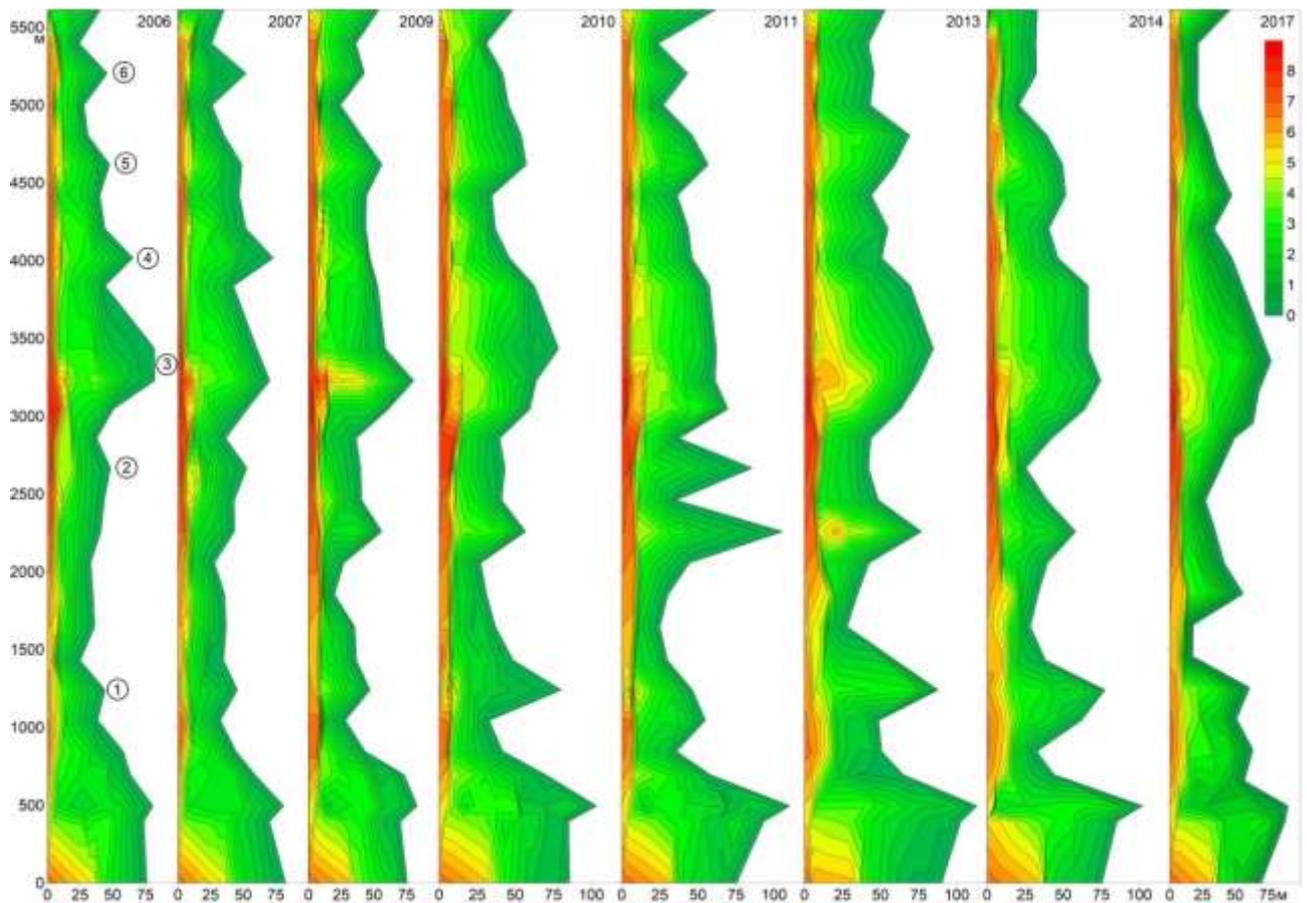


Рисунок 5.25 – Морфодинамика устойчивой системы мегафестонов (песчаных волн) залива Терпения за период 2006-2017 гг.

При маршрутном обследовании участка в 2005 г. было выявлено 6 контрастно выраженных пляжевых мысов. Крайний южный аккумулятивный выступ на рисунке 5.25 – выступающая дельта реки. Расстояние между первым с юга и вторым выступом составляло 1250 м, вторым и третьим – 670, третьим и четвертым – 800, четвертым и пятым – 620, пятым и шестым – 540 м. К 2009 г. второй выступ сместился на юг примерно на 400 м, а четвертый слился с третьим в крупный аккумулятивный выступ, который сохраняется до настоящего времени.

К началу постройки временного берегозащитного сооружения между дельтовым выступом и первым пляжевым мысом в 2012 г. расстояние между первым и вторым мысами составляло 1070 м, вторым и третьим – 850 м, третьим и четвертым – 800 м, четвертым и пятым – 730 м. Шестой выступ на протяжении последних 5 лет уже не прослеживается. В начале следующего, 2013 года произошло смещение практически всех мысов на север на величину 50 – 170 м.

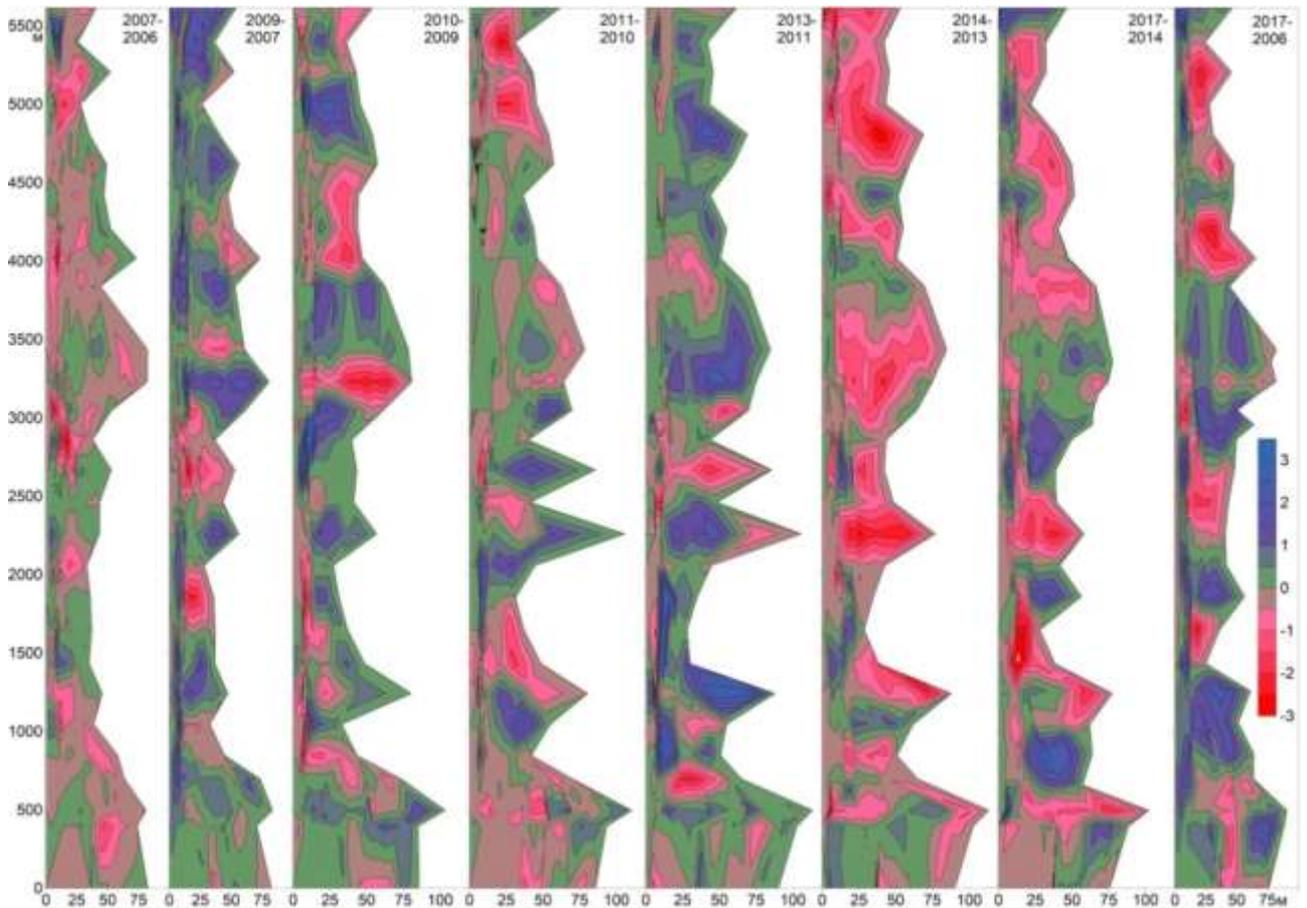


Рисунок 5.26 – Межгодовые деформации системы мегафестонов (песчаных волн) залива Терпения

К концу 2013 г. мысы переместились в южном направлении на 90 – 200 м. Этот год характеризуется максимальными объемами пляжевых отложений в береговой морфолитосистеме. При сохранении контрастности пляжевых мысов в 2014 г. объемы отложений в них уменьшились. В 2015 г. пляжевый мыс № 2 сдвинулся на север, примерно на 50 м, а начавший формироваться в 2014 г. в двухстах метрах к югу от него аккумулятивный выступ сдвинулся еще на 100 м к югу и стал более контрастным. Четвертый и пятый выступы сместились к югу соответственно на 90 и 60 м. Третий выступ практически не выражен. К 2017 г. выступ № 1 сместился к югу примерно на 400 м, выступ № 2 еще на 100 м к югу (с 2014 г. – на 400 м).

Анализ изменений ситуации за 2006 – 2017 гг. в целом показывает усиление контрастности аккумулятивных выступов на южной половине морфолитосистемы. В северной части произошло выравнивание берега вследствие перестройки ячеек. При этом часть пляжевого материала переместилась на юг.

Общее увеличение объема пляжевых отложений, начавшееся после 2007 г., обусловлено, в первую очередь, закрытием песчаного карьера, расположенного в 5,5 км к югу от исследуемого участка. Однако с 2014 г. объем пляжа вновь стал уменьшаться, и в 2017 г.

сравнился со значениями 2009-2010 г. Изменения объема пляжа в период между 2006 и 2017 годами показаны на рисунке 5.27.

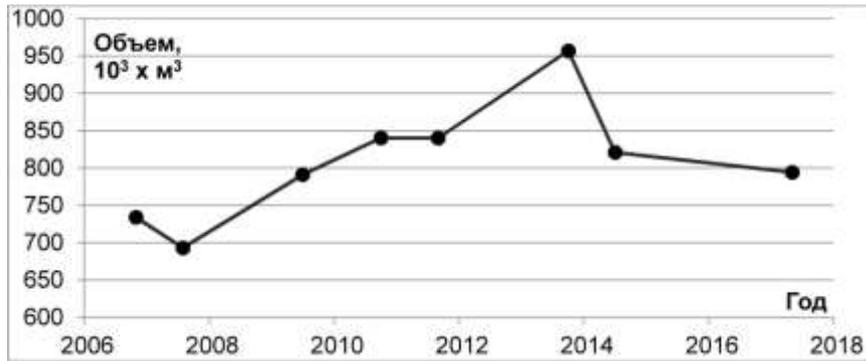


Рисунок 5.27 – Изменение объема пляжевых отложений на участке берега с мегафестонами в период 2006-2017 гг.

Рисунок 5.28 отражает состояние системы мегафестонов в течение летнего и осеннего сезонов 2010 г. Как видно, летом контур берега заметно не изменился, а пляж немного увеличился в объеме (на 16 тыс. м^3 с конца мая до конца августа). В осенний период общая картина осталась прежней, хотя в южной части участка мегафестоны стали более контрастными, а объем пляжа несколько уменьшился.

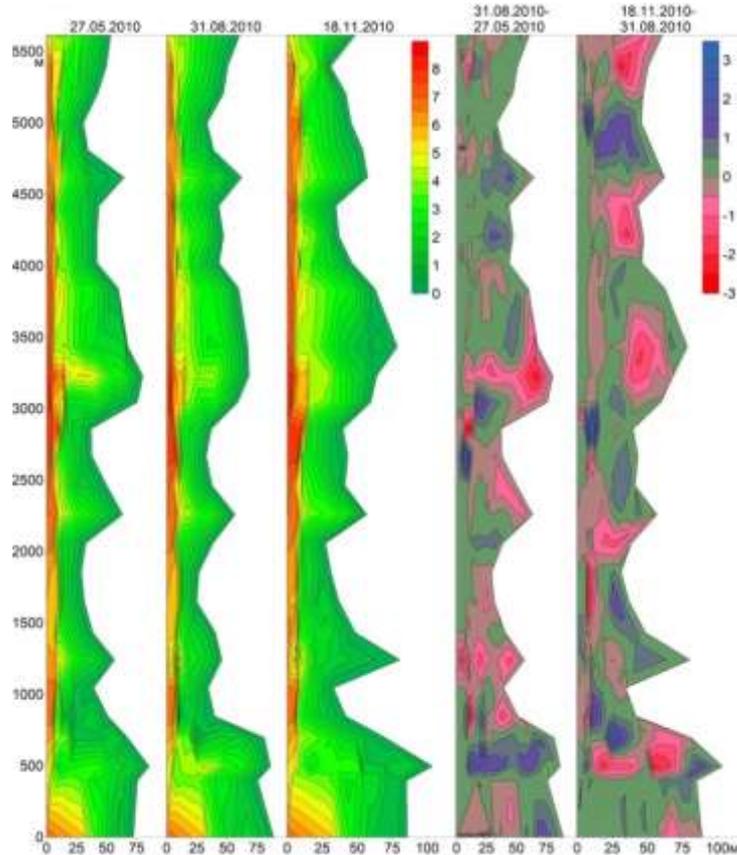


Рисунок 5.28 – Динамика системы мегафестонов летом и осенью 2010 г. Левые графики отражают изменения морфометрии пляжа с конца мая по середину ноября. Правые графики показывают изменения объема пляжа в летний и осенний сезоны.

Долгое время считалось, что за формирование ритмических структур берегового контура ответственны краевые волны (edge waves), возникающие при отражении от берега инфрагравитационных волн. Однако, несмотря на корреляцию размеров некоторых форм с вероятной длиной краевых волн, убедительных доказательств в пользу данной гипотезы получено не было. В настоящее время большее признание получила точка зрения о доминирующей роли механизма самоорганизации рельефа, который основывается на положительной обратной связи между гидродинамикой и транспортом наносов.

Неустойчивость первоначально ровного контура берега, обуславливающая рост периодических возмущений, может вызываться, например, ветровыми волнами, подходящими к берегу под значительным углом (более 45° относительно нормали к берегу) [245,394]. Соответственно, для развития ритмических структур благоприятен волновой климат, характеризующийся значительным вкладом волн «больших углов». Данная особенность, однако, не характерна для исследуемого участка побережья залива Терпения, где доминирующие направления волн, в общем, не составляют значительных углов с береговой нормалью.

По нашему мнению, развитие ритмических форм здесь обусловлено иными причинами. Как показано далее, определяющую роль в этом может играть взаимодействие прибрежной морфологии с течениями в циркуляционных ячейках.

Рассмотрим прибойную зону ветровых волн, распространяющихся по нормали к берегу (вдоль оси X), контур которого в начальный момент прямолинеен (параллелен оси Y) (Рисунок 5.29).

В ходе обрушения волн средний уровень воды повышается и достигает значения ζ_0 на береговой линии. Поскольку условия вдоль берега одинаковы, горизонтальная циркуляция воды вначале отсутствует.

Теперь допустим, что на береговой линии возникло волнообразное возмущение малой амплитуды a с волновым числом k :

$$x_0 = -a \sin ky, \quad (5.1)$$

где x_0 – положение береговой линии, $k = 2\pi/\lambda$, λ – длина (шаг) возмущения. Это немедленно приведет к появлению градиента уровня $\partial\zeta/\partial y$, обуславливающего развитие вдольбереговых течений от мысов к бухтам.

Здесь, в свою очередь, сформируется стоковое течение от берега (прообраз разрывного течения), и в результате возникнут циркуляционные ячейки (с замыкающими течениями за линией обрушения). Поперечные скорости U в прибойной зоне распределятся в соответствии с

величиной $-kx_0$, а скорости вдольбереговых течений V будут изменяться пропорционально $\partial x_0 / \partial y$, т. е.

$$U = -\hat{U}kx_0, \quad V = \hat{V}(\partial x_0 / \partial y), \quad (5.2)$$

где \hat{U} и \hat{V} – амплитудные значения скоростей.

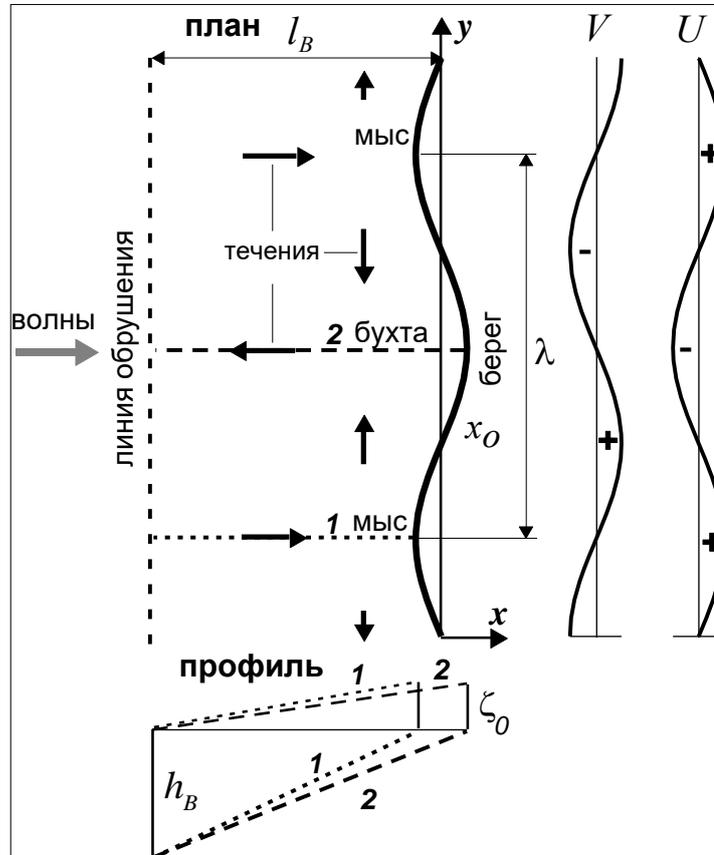


Рисунок 5.29 – Схема течений и потоков взвешенных наносов в условиях волнообразного контура берега. l_B – ширина прибойной зоны, h_B – глубина обрушения, x_0 – положение береговой линии, ζ_0 – высота волнового нагона, λ – длина возмущения береговой линии, U и V – поперечная и продольная скорости течений

Попытаемся выяснить, при каких условиях возмущение контура берега может расти со временем. Для этого воспользуемся законом сохранения массы, который применительно к рассматриваемым условиям может быть записан в форме:

$$\frac{\partial x_0}{\partial t} = \frac{\partial Q_y / \partial y - \bar{q}_x}{h_B + z_c}, \quad (5.3)$$

где $\partial x_0 / \partial t$ – скорость смещения береговой линии, t – время, Q_y – интегральный вдольбереговой расход наносов, \bar{q}_x – результирующий поперечный расход через единичное сечение, h_B – глубина обрушения, z_c – возвышение пляжа, соответствующее высоте нагона. Уравнение (5.3), по сути, выражает тот факт, что при увеличении вдольберегового потока

($\partial Q_y / \partial y > 0$) берег размывается и отступает ($\partial x_0 / \partial t > 0$), а в случае притока наносов ($\bar{q}_x > 0$) берег нарастает и выдвигается ($\partial x_0 / \partial t < 0$).

Допустим, что наносы в прибойной зоне транспортируются преимущественно во взвеси, усредненная концентрация которой равна \bar{c} . Тогда, приняв среднюю глубину как $\frac{1}{2}(h_B + z_C)$, определим расходы наносов:

$$\bar{q}_x = \frac{1}{2} \bar{c} (h_B + z_C) U, \quad Q_y = \frac{1}{2} \bar{c} (h_B + z_C) l_B V \quad (5.4)$$

где l_B – ширина прибойной зоны, а скорости течений выражаются соотношениями (5.2).

Подставив (5.4) в (5.3), приходим к уравнению диффузии:

$$\frac{\partial x_0}{\partial t} = \hat{\nu} \left(\frac{\partial^2 x_0}{\partial y^2} + \frac{\hat{U}}{\hat{V}} \frac{k x_0}{l_B} \right), \quad \hat{\nu} = \frac{1}{2} \bar{c} l_B \hat{V}, \quad (5.5)$$

где $\hat{\nu}$ – коэффициент диффузии. После подстановки (5.1) в (5.5) получим уравнение относительно амплитуды возмущения:

$$\frac{\partial a}{\partial t} = \left(\frac{\hat{U}}{\hat{V}} \frac{1}{k l_B} - 1 \right) \hat{\nu} k^2 a, \quad (5.6)$$

решение которого записывается как

$$a = a^{(0)} \exp \left[\left(\frac{\hat{U}}{\hat{V}} \frac{1}{k l_B} - 1 \right) \hat{\nu} k^2 t \right], \quad (5.7)$$

где $a^{(0)}$ – начальное значение a в момент $t = 0$.

Как видно из (5.7), амплитуда возмущения будет расти со временем при выполнении неравенства

$$\frac{\hat{U}}{\hat{V}} \frac{1}{k l_B} - 1 > 0 \quad \text{или} \quad \frac{\lambda}{l_B} > 2\pi \frac{\hat{V}}{\hat{U}}. \quad (5.8)$$

Условие (8) определяет минимальную длину возмущения λ в зависимости от ширины прибойной зоны и скоростей течений в циркуляционной ячейке.

Если поперечные и продольные скорости близки друг к другу ($\hat{U} / \hat{V} \approx 1$), то длина λ , согласно (8), должна быть больше $6 l_B$. Однако из наблюдений известно, что скорости оттока воды, как правило, превышают скорости питающих вдольбереговых течений, что обусловлено нелинейными свойствами прибрежной циркуляции [377]. В связи с этим представляют интерес данные [376], полученные на побережье Австралии в условиях квазиравновесной циркуляционной ячейки при устойчивом умеренном волнении. Измеренная средняя скорость разрывного течения составляла 0,4 – 0,6 м/с, тогда как скорости питающих течений находились

в интервале 0,2 – 0,4 м/с. Соответствующие максимальные величины колебались в пределах 1,6 – 2,1 м/с и 1,0 – 1,3 м/с. С учетом приведенных данных типичное значение отношения \hat{V} / \hat{U} можно принять равным примерно 0,6. Тогда из (8) следует, что в квазиравновесной системе шаг мегафестонов должен быть близок к четырехкратной ширине прибойной зоны:

$$\lambda \approx 4 l_B. \quad (5.9)$$

Возмущения с меньшим шагом не имеют шансов для роста, так как для этого потребовалось бы слишком большое превышение поперечных скоростей течений над продольными. Если длина возмущения очень велика, то развивающиеся течения оказываются слишком слабыми, чтобы поддержать его рост. Наблюдаемый шаг ритмических форм контура берега не превышает $8 l_B$.

В динамике рассмотренной литодинамической системы важную роль сыграл внешний фактор, а именно, прекращение изъятия материала из береговой зоны (вследствие закрытия карьера), что дало импульс дополнительному циклу ее эволюции с периодом порядка 10 лет. В начале цикла объем пляжа увеличивался, затем уменьшался и в конце цикла почти стабилизировался при величине, превышающей первоначальную. Система, таким образом, пришла к новому квазиравновесному состоянию.

Не связанные с упомянутым фактором флуктуации мегафестонов можно рассматривать как следствие колебаний волновой обстановки в масштабах штормов, сезонов, лет и десятилетий. Эти колебания обуславливают неоднородность распределения материала в разных частях системы, что вызывает миграции, и перестройку (слияние и обособление) отдельных элементов. Так, при усилении волнения быстро увеличивается протяженность прибойной зоны l_B , и шаг существующих мегафестонов оказывается слишком малым, чтобы удовлетворить требованию (8). Для поддержания периодических форм в прежнем виде понадобились бы нереально высокие скорости поперечных течений. Поэтому существующая система размывается, и начинают формироваться более протяженные структуры. Однако этот процесс требует значительного времени, которого обычно не хватает из-за ограниченной продолжительности фазы стабилизации сильного шторма.

Создание меньших форм, отвечающих умеренному волнению, происходит быстрее, и его продолжительность может быть достаточной для формирования квазиравновесной системы. Что же, в конце концов, останавливает выдвижение мысов и отступление берега в бухтах? Сдерживающим фактором, по-видимому, служит рефракция волн. Дело в том, что в головной части разрывного течения, где скорость резко падает, происходит интенсивное выпадение взвеси. Материал перемещается в обе стороны вдоль берега, и в результате формируется аккумулятивное тело в виде выпуклого в сторону моря серповидного вала (crescentic bar),

который представляет как бы зеркальное отражение фестоны на береговой линии. Рефракция волн над валом уменьшает высоту волн у мысов и увеличивает ее в бухтах. Продольные градиенты среднего уровня, движущие циркуляцию, становятся менее контрастными. В итоге устанавливается равновесие, при котором объем наносов, выносимых разрывным течением, минимизируется.

Согласно условию (5.9), в квазиравновесной системе мегафестонов шаг λ должен быть близок к значению $4l_B$. Мегафестоны, наблюдаемые в заливе Терпения, обладают длиной от 500 м до 1 км. При характерном значении $\lambda = 800$ м система отвечает условиям волнения с шириной прибойной зоны около 200 м. При характерном уклоне дна 0,015 соответствующая глубина обрушения h_B должна быть близка к 3 м. С учетом отношения к глубине высота обрушающихся волн 1%-обеспеченности в системе может составлять около 2,4 м, высота значимых волн – $H_s = 1,6$ м, а средняя высота – $\bar{H} = 1,0$ м. Таким образом, мегафестоны в заливе Терпения поддерживаются, главным образом, умеренными волнениями, которые характеризуются значительной повторяемостью в течение года.

Остается вопрос, почему при достаточных запасах материала на одних участках побережья система ритмических форм устойчива, а на других – нет? Вероятно, важную роль здесь играют локальные особенности подводного рельефа и рефракции волн, влияющие на свойства волнового поля в береговой зоне.

Система мегафестонов в заливе Терпения существует в условиях общего отступления берегов, обусловленного как природными процессами, так и до недавнего времени антропогенным воздействием. Многолетние наблюдения обнаруживают значительные флуктуации элементов системы в масштабах сезонов, лет и десятилетий. Тем не менее, ее основные морфологические черты сохраняются уже в течение более 60 лет. Характерный шаг (или длина) мегафестонов составляет около 800 м, а размах колебаний береговой линии достигает 40-50 м.

Выполненный анализ показывает, что появление системы мегафестонов тесно связано с формированием циркуляционных ячеек, благодаря которым небольшое начальное возмущение контура берега может увеличиваться со временем. Положительная обратная связь между рельефом и гидродинамикой возникает тогда, когда выполняется определенное соотношение между шагом ритмических форм λ , размером прибойной зоны l_B и скоростями прибрежных течений. Иначе говоря, длина начального возмущения должна попасть в нужный диапазон величин.

Рост мегафестонов продолжается до тех пор, пока не будет достигнуто равновесие между их длиной и параметрами действующего волнения. Шаг системы при этом близок к 4-

кратной ширине прибойной зоны ($\lambda \approx 4 l_B$). Исходя из этого, можно полагать, что система мегафестонов в заливе Терпения поддерживается, главным образом, умеренными волнениями с высотой значимых волн H_s около 1,6 м.

5.3 Концептуальная модель размыва берегов на участках с избыточными для обеспечения полного волногашения запасами пляжевого материала

В результате полевых наблюдений нами было установлено, что для всех типов побережий о. Сахалин характерно неравномерное распределение пляжевого материала вдоль берега – мегафестоны и песчаные волн. Первые характерны для открытых морских берегов с преобладанием волн зыби и инфрагравитационных волн, вторые – для Сахалинского побережья Амурского лимана, где наблюдается только собственно ветровое волнение [52]. Указанные структуры имеют период от 200-300 до 1000-1400 м, в зоне пляжевых "мысов" ширина пляжа составляет 65-100 м. Размыва террас и авантюн на этих участках не наблюдается. Зоны размыва приурочены к "вогнутостям" мегафестонов, где ширина пляжа в фазу прилива составляет 3-8 м.

Как показали наши исследования, мегафестонные структуры береговой зоны в общем случае нестабильны. Они могут перемещаться либо полностью разрушаться. Так, например, в конце октября 2015 г. в результате двух интенсивных штормов на одном из участков косы Пильтун сформировалась мегафестонная структура распределения отложений пляжа вдоль берега, и в зоне с минимальным объемом пляжевого материала произошел размыв современной береговой террасы. Для защиты автодороги была установлена аварийная защитная стенка (Рисунок 5.30 А). Следует отметить, что проблемный участок голоценовой террасы протяженностью 1800 м между двумя плейстоценовыми участками барьерной формы косы Пильтун размывается со среднемноголетними скоростями от 2,0 м/год на южном фрагменте до 0,5 м/год на северном. В основании пляжевых отложений на уровне около минус 2 м (БС 77) залегают мелкозернистые пески лагунных фаций. Наблюдения, проведенные в конце июля 2016 г., показали следующую картину распределения пляжевого материала вдоль берега (Рисунок 5.30 Б).

Мощность пляжевых отложений у подножия берегового уступа достигает 5 м. Запасы пляжевых наносов в береговой зоне составляют около 250000 м^3 , или, при равномерном распределении вдоль берега, около $140 \text{ м}^3/\text{м}$.

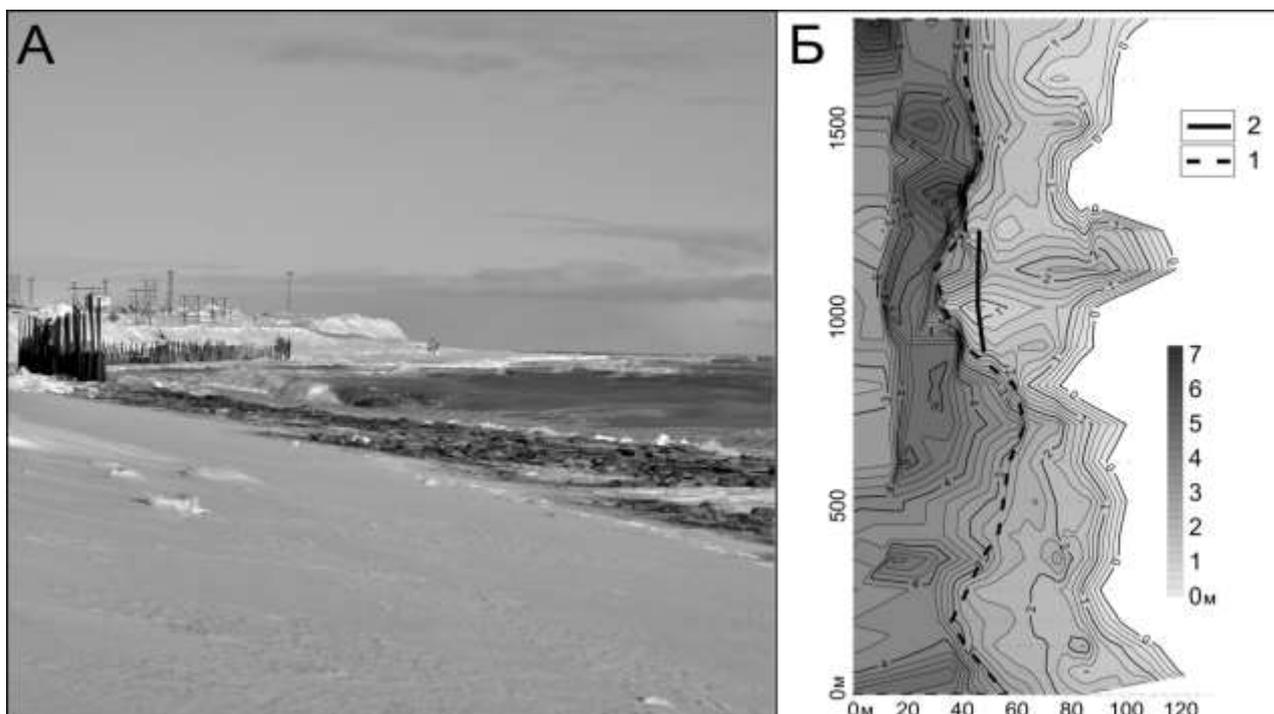


Рисунок 5.30 – Морфолитодинамическая ситуация на участке размыва произошедшего 22 октября 2015 г.: А – защита берегового уступа в вершине мегафестона (фото 25.11.2015 г.); Б – строение пляжа в районе размыва на 28.07.2016 г.

На верхних элементах профиля пляжа еще сохраняется мегафестонная структура (показана пунктирной линией), сложившаяся в октябре-ноябре 2015 г., в то время как на нижних элементах профиля пляжа к июлю 2016 г. в районе волноотбойной стенки (показана сплошной линией) сформировался аккумулятивный выступ шириной около 80 м. Однако в начале сентября 2016 г. снова начала формироваться мегафестонная структура распределения пляжевых отложений, аналогичная той, при которой произошел размыв дороги. В рамках проведения натурного эксперимента нами было рекомендовано переместить пляжевый материал с южного мыса мегафестона в зону размыва террасы. Эксперимент по изменению структуры распределения пляжевых отложений вдоль берега полностью удался. Буквально с первых дней байпасинга в пределах литодинамической ячейки начал формироваться равномерно широкий пляж без выступов и врезов, который сохранился до начала лета 2017 г. (Рисунок 5.31).

На рисунке 5.32 представлен пример, иллюстрирующий формирование мегафестонного распределения пляжевых наносов в результате строительства шпунтового коффердама на участке выхода трубопровода с морского газового месторождения на средне-позднеголоценовую террасу в 2012 г. В результате чего, ранее стабильный 400-метровый участок берега стал размываться со скоростью более 3 м/год (Рисунок 5.32 А, Б).



Рисунок 5.31 – Распределение пляжевых отложений на участке размыва на 31.05.2017 г.

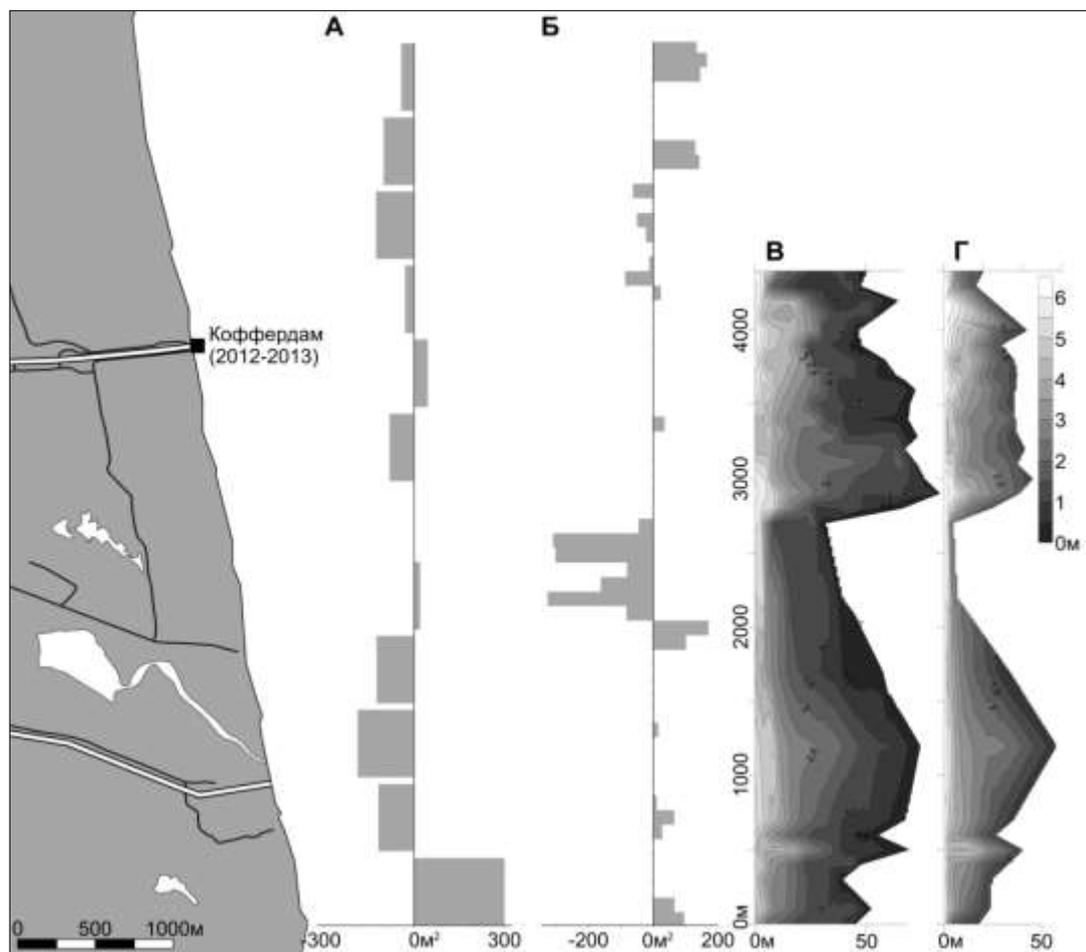


Рисунок 5.32 – Особенности размыва голоценовой морской террасы в районе выхода котфердама: А – среднемноголетние значения абразионно-аккумулятивных процессов по 500-метровым интервалам за 60 лет; Б – среднегодовые значения абразионно-аккумулятивных процессов по 100-метровым интервалам за 2013-2015 гг. Параметры пляжа в гидродинамические режимы: В – летний, Г – осенний (2014-2015 гг.)

Через год коффердам был демонтирован, но сложившаяся мегафестонная структура распределения пляжевых отложений сохраняется до настоящего времени. Запасы пляжевых отложений здесь изменяются от $20 \text{ м}^3/\text{м}$ в вогнутостях до $140 \text{ м}^3/\text{м}$ на выступах мегафестонов при среднем значении для участка по данным двух съемок $79 \text{ м}^3/\text{м}$ и $83 \text{ м}^3/\text{м}$.

Единственный участок побережья о-ва Сахалин, где мегафестоны в течение длительного времени практически не меняют своего местоположения, установлен нами в районе пос. Взморье. Запасы пляжевых отложений составляют здесь от $50 \text{ м}^3/\text{м}$ в вогнутостях до $290 \text{ м}^3/\text{м}$ на выступах мегафестонов. В среднем по участку на один метр береговой линии в период 2006-2014 гг. приходилось $133\text{-}152 \text{ м}^3/\text{м}$ пляжевых наносов. При этом сезонные изменения параметров пляжа составляли $15\text{-}30 \text{ м}^3/\text{м}$, что превышает межгодовую изменчивость [36].

Во втором разделе настоящей главы была детально рассмотрена единственная по нашим данным известная стабильная система мегафестонов которая расположена на побережье зал. Терпения. План береговой линии и топография пляжа в районе расположения системы мегафестонов показаны на рисунке 5.33 А.

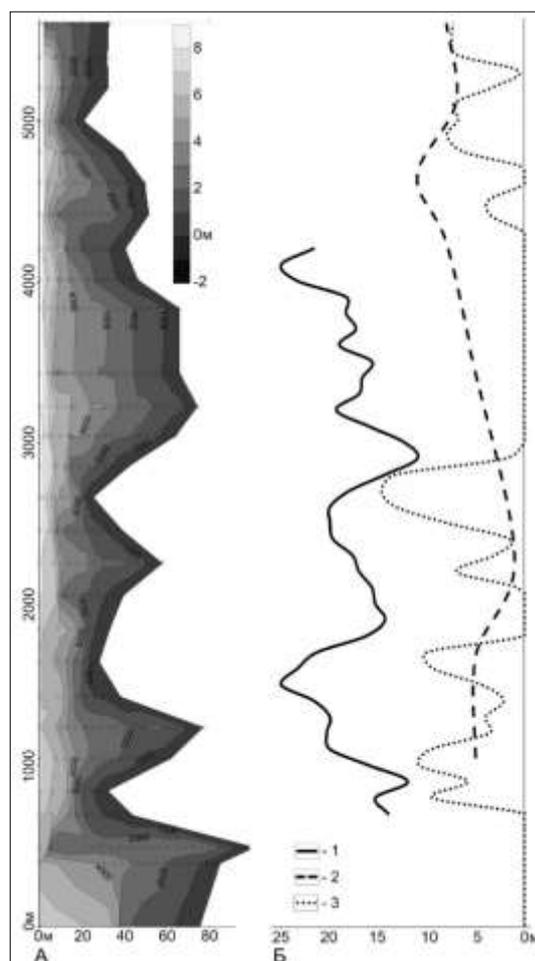


Рисунок 5.33 – План берега на участке исследований: А – контур берега и топография пляжа 2014 г.; Б – отступление берегового уступа: 1 – за 1952 – 1991 гг., 2 – 1991 – 2005 гг., 3 – 2005 – 2013 гг.

Имеющиеся материалы дистанционного зондирования и проведенные наблюдения позволяют выделить три периода развития системы на протяжении последних 60 лет, различающихся интенсивностью отступления берегов (Рисунок 5.33 Б). Скорость этого процесса была максимальной в период 1952-1991 гг. Замедление размыва в 1991 – 2005 гг. обусловлено сооружением деревянных волноотбойных стенок. К 2005 г. они были разрушены, и картина размыва, наблюдавшаяся до берегозащитных мероприятий, в основном восстановилась. Пространственный план размыва в 2005 – 2013 гг., в общем, повторяет черты, характерные для периода 1952 – 1991 гг., что свидетельствует об устойчивости морфодинамических процессов. Отступление берегового уступа в наибольшей мере проявляется на участках бухт. Это могло бы вызывать непрерывный рост амплитуды периодических форм, чего, однако, не происходит вследствие их миграции и трансформации.

Многолетние исследования строения и морфометрии пляжа для целей практического проектирования на берегах о-ва Сахалин позволили сделать вывод о формировании полностью волногасящего профиля на песчано-гравийных пляжах при объеме отложений 70-90 м³/м. На большей части аккумулятивных берегов о-ва Сахалин нет дефицита наносов, тем не менее, размыв наблюдается даже при средних значениях объема пляжевых наносов в пределах литодинамических ячеек в 140-150 м³ на 1 метр протяженности берега. По нашему мнению, размыв таких берегов связан с неравномерным распределением пляжевого материала вдоль берега в результате формирования мегафестонов и их систем. Это показано на примере трех участков с наблюдаемым разрушением берегового уступа, где при равномерном распределении пляжевого материала в пределах литодинамической ячейки возможность размыва морских террас в условиях о-ва Сахалин практически исключена.

Глава 6. Морфолитодинамика береговой зоны приливных субарктических морей после устойчивых переходов среднесуточных температур воздуха через 0

Решение проблем стабилизации берегового уступа прибрежных селитебных территорий и транспортных коридоров оказалось тесно связано с необходимостью объяснения пространственно-временной неоднородности размыва низких аккумулятивных морских террас. Наряду с другими концептуальными принципами, разработка которых определяет эффективность защиты прибрежных районов нами была актуализирована климатическая составляющая в развитии береговых процессов, связанная с изменениями волногасящих свойств пляжа при промерзании – оттаивании песчаных и песчано-галечных пляжевых отложений в условиях воздействий открытого моря, при отрицательных среднесуточных температур воздуха [39, 46]. Было отмечено, что в условиях однородного берегового уступа, при сравнимых параметрах пляжа (основной волногасящей структуры) и гидродинамического воздействия (приливы, нагоны, длинные и ветровые волны) наиболее интенсивный размыв происходит в ноябре – январе (Рисунок 6.1).



Рисунок 6.1 – Разрушение уступа морской террасы с расположенной на ней автомагистралью (03.01.2010 г)

По нашим наблюдениям, в этот период на верхних уровнях берегового профиля, которые являются волногасящими для штормовых условий при максимальных приливах, происходит промерзание пляжевых отложений на глубину до 40-50 см и обусловленное этим ухудшение их волногасящих (главным образом дренажных и шероховатости) свойств. Пляжевые отложения на этих уровнях субэриального пляжа в основном распреснены и начинают промерзать при

температурах 0° минус $1,0^{\circ}$. Согласно наблюдениям, растепляющее воздействие моря в период интенсивного гидродинамического события не успевает восстановить волногасящие свойства пляжа, и береговой уступ размывается, т. к. высота отметок заплеска по натурным наблюдениям увеличивается на 30-45%.

В то время как по инструментальным наблюдениям УГМС интенсивность волнения в этот период падает (Рисунок 6.2, 6.3) [323].

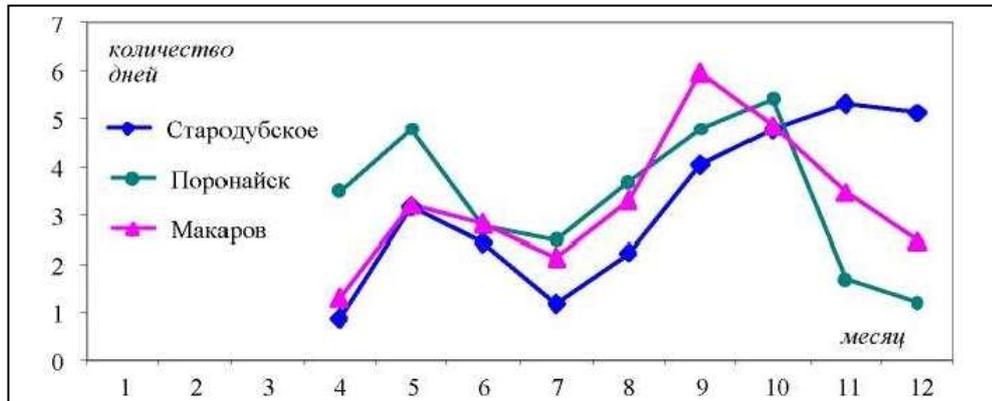


Рисунок 6.2 – Внутригодовые вариации сильного волнения в зал. Терпения (инструментальные данные) [323].

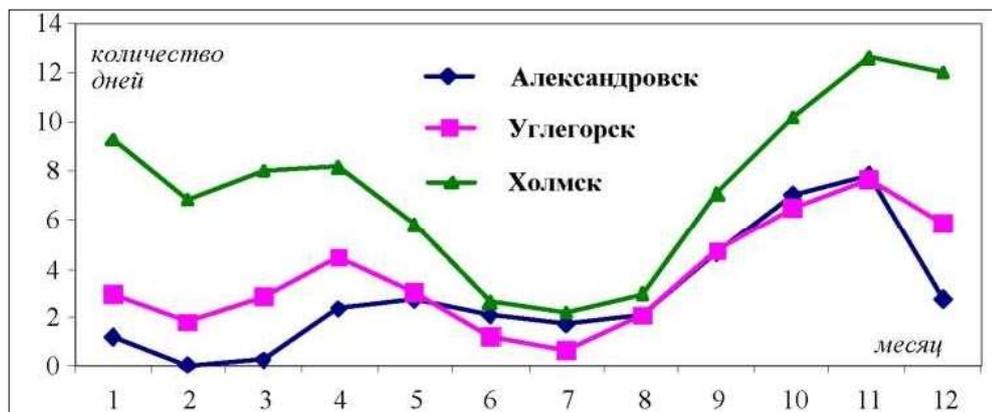


Рисунок 6.3 – Внутригодовые вариации сильного волнения в Татарском проливе (инструментальные данные) [323].

Формирование устойчивых береговых наледей и припая происходит примерно через 1,5 – 2 месяца после начала промерзания отложений пляжа и весь период «открытого моря» морфолитодинамические процессы весьма активны. Совместно с сотрудниками Сахалинского филиала ДВГИ ДВО РАН исследовалась роль снежного покрова в сезонных изменениях морфолитодинамических свойств пляжевых отложений.

Было установлено, что снежный покров высотой более одного метра в ветровой тени берегового уступа низких морских голоценовых террас мало того, что исключает промерзание, как отложений тыловой закраины пляжа, так и собственно берегового уступа, но и оказывает на

них растепляющее воздействие. Снежный покров высотой более 0,4 м исключает дальнейшее промерзание пляжевых отложений [344].

Учитывая факт деформации подводного берегового склона приливо-отливными течениями под припайными льдами, мнение о прекращении активной морфолитодинимической фазы развития береговой зоны при переходе температур на среднесуточные минусовые отметки, положенное в основу соответствующего раздела «Методических рекомендаций по составлению долгосрочных прогнозов экзогенных процессов в системе государственного мониторинга геологической среды», представляется нам ошибочным [331]. В холодный период морфолитодинимические процессы в береговой зоне специфичны, но весьма активны.

6.1 Основные региональные характеристики береговой зоны о. Сахалин в холодный период

Береговые криогенные процессы и явления в настоящее время изучаются, главным образом, на побережье и шельфе арктических морей [298, 305, 257, 117]. Исключение составляют буквально несколько работ, посвященных, главным образом, роли морских льдов в развитии берегов Дальневосточных морей [15, 16, 167, 215, 307].

При этом интерес к собственно береговым процессам по нашему мнению уже не соответствует современным представлениям о динамике арктических берегов [104, 15, 207, 2579 299, 300]. Можно обратиться, например, к результатам, полученным при анализе динамики берегов северной Аляски, которые касаются увеличения площади аккумулятивных форм при общем тренде усиления размыва побережий [382].

Тем не менее, безусловным достижением является созданная на арктических берегах концепция сложных взаимопереходов многолетнемерзлых пород (ММП) от континентального к субаквальному типу, в которой происходит как деградация так и формирование мерзлых пород в результате целого ряда факторов при абразионных либо аккумулятивных тенденциях развития берегов [118, 321, 106, 235, 18].

На берегах Северной Пацифики ММП распространены практически повсеместно (Рисунок 6.4). В том числе на северном Сахалине. В высоком береговом уступе сложенном неогеновыми породами, после размыва и обрушения части уступа ММП были обнаружены при маршрутных наблюдениях. На аккумулятивных барьерных формах лагун Чайво и Пильтун ММП были установлены в результате инженерно-геологических изысканий.

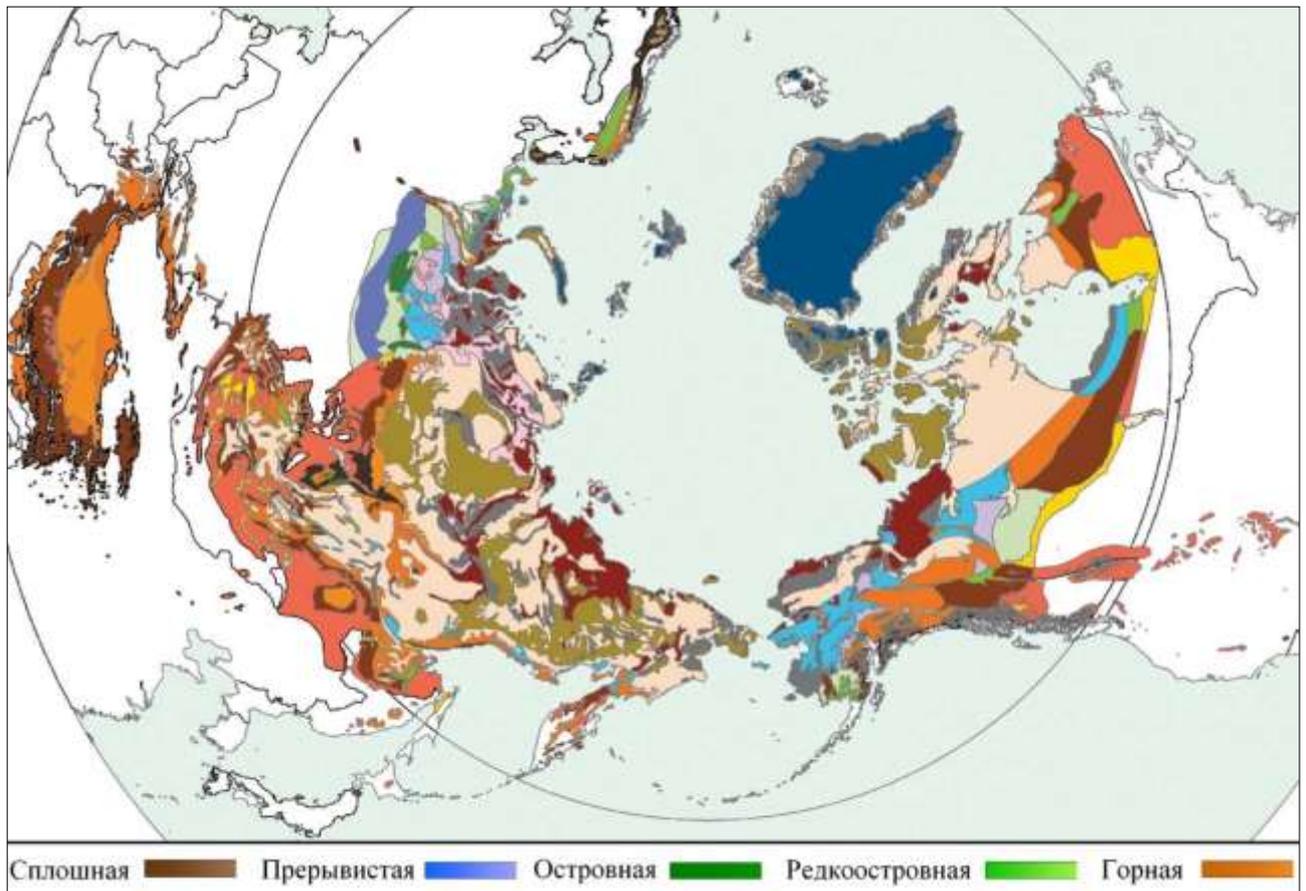


Рисунок 6.4 – Распространение многолетней мерзлоты в Северном полушарии (sidc.org/data/docs/fgdc/ggd318_map_circumarctic/brown.html)

В основе формирования температурного режима лежит величина радиационного баланса, а также затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен поверхности с атмосферой (Рисунок 6.5). В условиях сильных ветров, характерных для рассматриваемой территории, турбулентный теплообмен понижает среднегодовую температуру поверхности по сравнению с температурой воздуха на 0,5 – 1,0 С° [239].

По данным бурения в центральной заболоченной части Чайвинской косы установлено наличие двухъярусной криогенной толщи [152]. Верхний сезонно мерзлый слой мощностью от 0,5 до 2,0 м отделен от нижележащих ММП 1,5-6,5 метровым горизонтом талых осадков. Максимальная глубина залегания многолетней мерзлоты мощностью 16,3 м зафиксирована на отметке 20,6 м от дневной поверхности.

В 2-х километрах к западу от залива Чайво максимально установленная мощность вечной мерзлоты составляет 6,1 м. Таким образом ММП характерны как для отложений неоген – неоплейстоценового времени так и для среднего позднего голоцена.

Аналогичная картина наблюдается и на сложно построенной пересыпи лагуны Пильтун, расположенной к северу от лагуны Чайво [162]. Абсолютные отметки кровли ММП

повышаются в пределах южной части площадки, на поверхности 10 – 12-метровой морской террасы неоплейстоценового возраста (Рисунок 6.6).

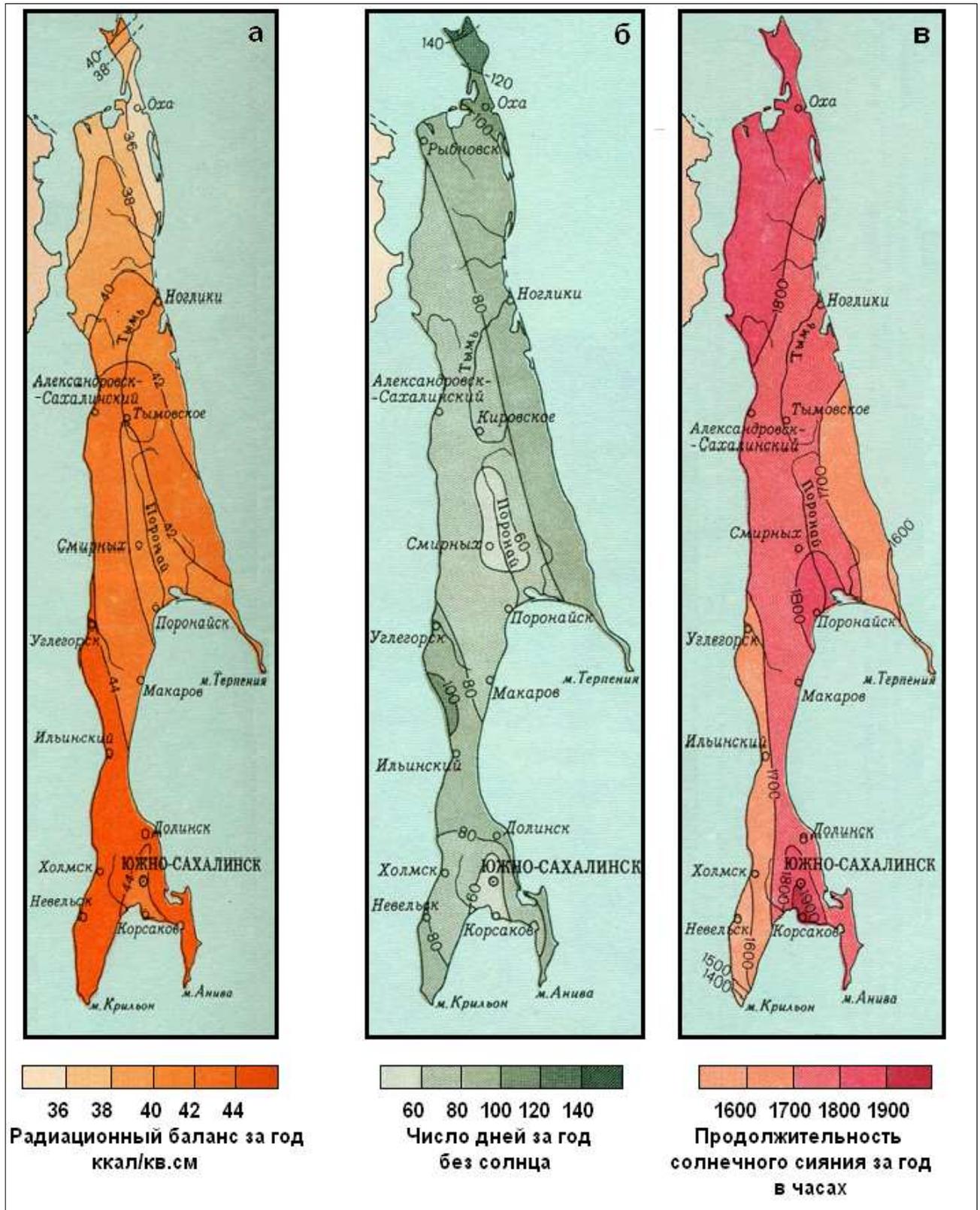


Рисунок 6.5 – Климатические карты для Сахалинской области в редакции SKNS [284]

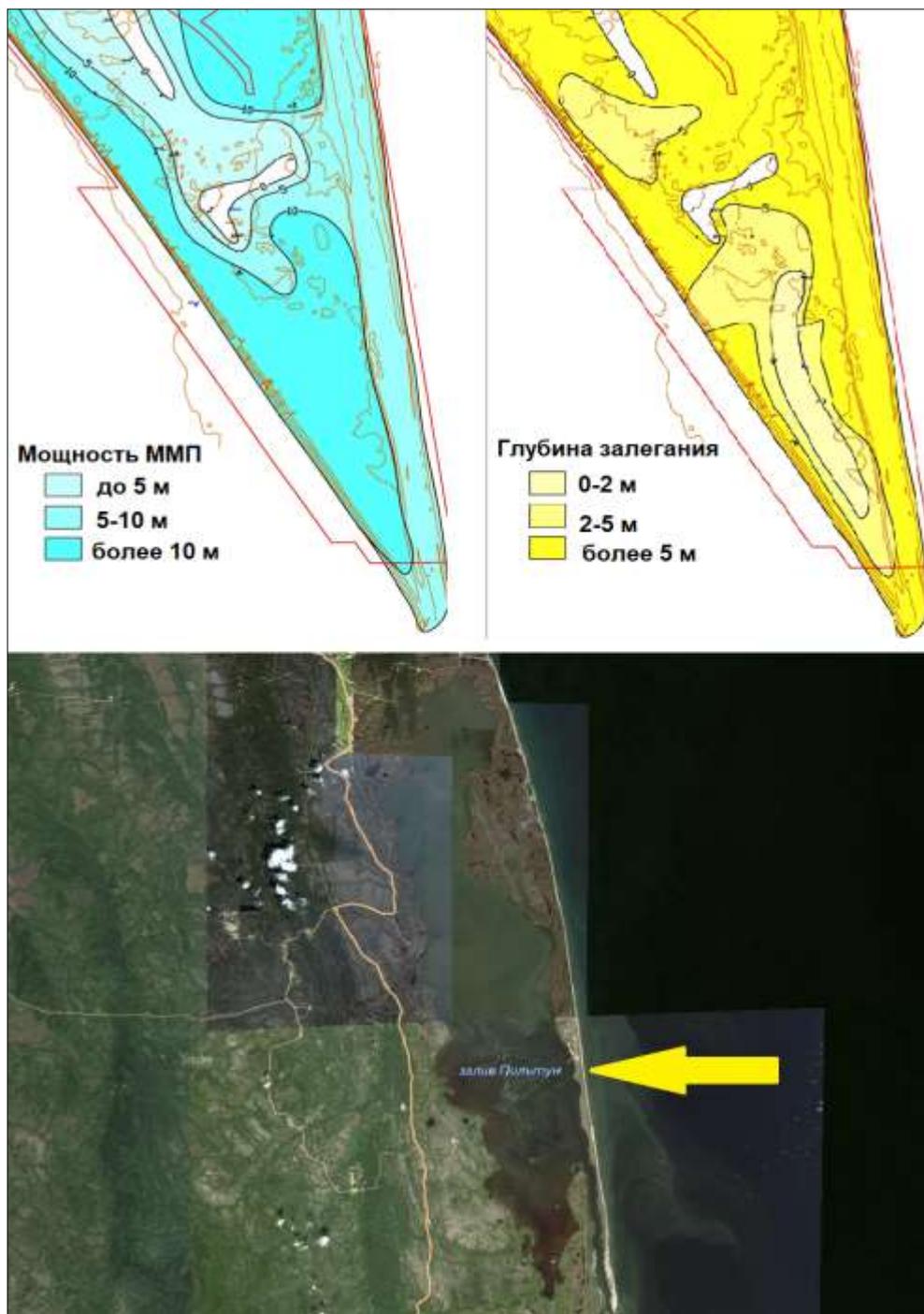


Рисунок 6.6 – Мощность и глубина залегания ММП в районе пересыпи лагуны Пильтун (фото с ресурса общего пользования BING)

Наиболее часто встречающиеся глубины кровли ММП составляют 4 – 5 м. При этом в отдельных скважинах кровля находится глубже, до 13 м. Таким образом, верхняя граница ММП не сливается с сезонномёрзлыми породами (1,5-2,4 м), что позволяет сделать вывод о деградации мерзлоты в пределах данной площади. В центральной части участка отмечено двухслойное строение ММП. Кровля ММП мощностью более 15 м залегает на глубине 5,21 м от поверхности, в интервале глубин 3,6 – 4,0 м встречен прослой мёрзлых пород.

Характеристика холодного периода была проведена Р. М. Скоковым на основе многолетних гидрометеорологических данных УГМС Сахалинской области по суммам градусодней мороза [289]. На рисунке 6.7 отчетливо выражен сдвиг показателя суровости зимы вдоль о. Сахалин по восточному побережью к северу относительно западного примерно на 100 км. На севере острова влияние материка меняет ситуацию.

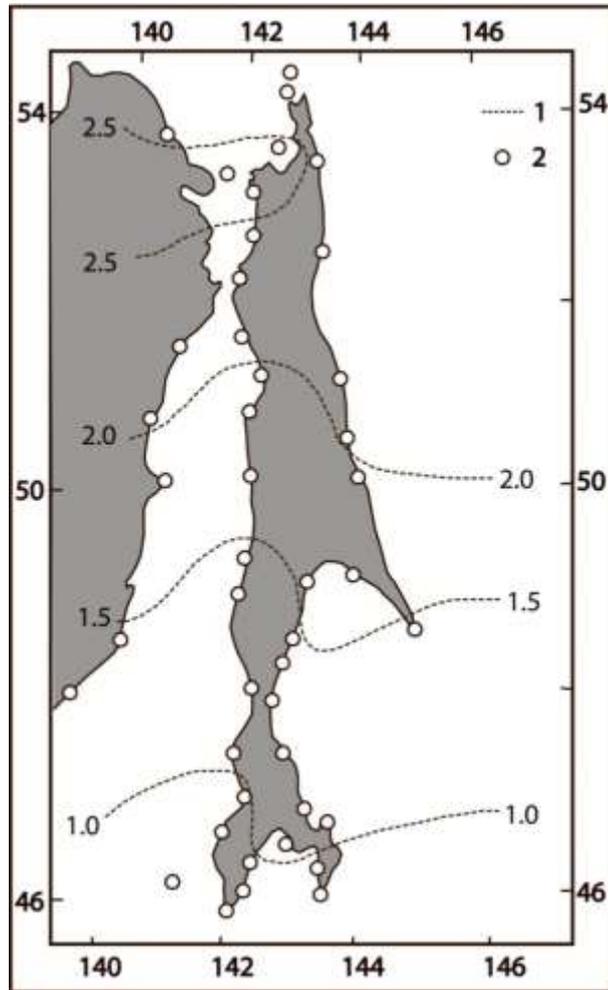


Рисунок 6.7 – Распределение суммы градусодней мороза [289]

Сравнение многолетней изменчивости значений сумм градусодней мороза для северных метеостанций позволяют сделать вывод о схожести зим по типам суровости для северного Сахалина в целом (Рисунок 6.8). По результатам многолетних наблюдений и анализа гидрометеорологических данных было выполнено районирование побережья Сахалина по классам устойчивости припая и возможностям его практического использования (Рисунок 6.9, Таблица 6.1).

Согласно этим данным в районе исследований ежегодно формируется относительно широкий неустойчивый припай, который пригоден для эпизодического проведения кратковременных работ [289].

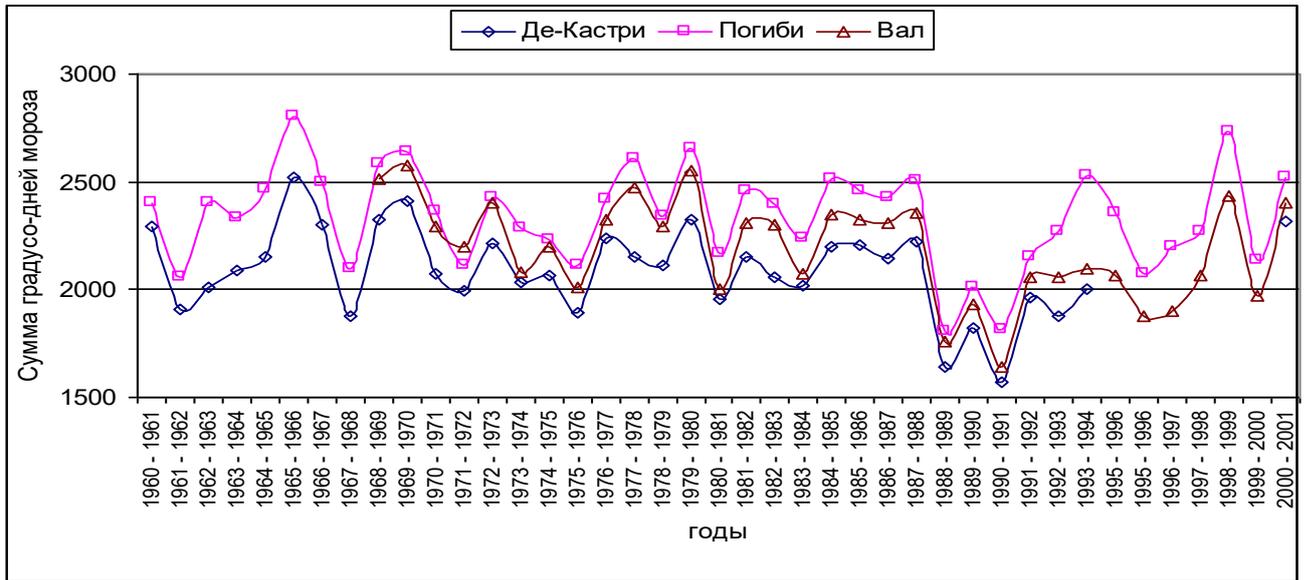


Рисунок 6.8 – Многолетняя изменчивость значений сумм градусодней мороза [138]

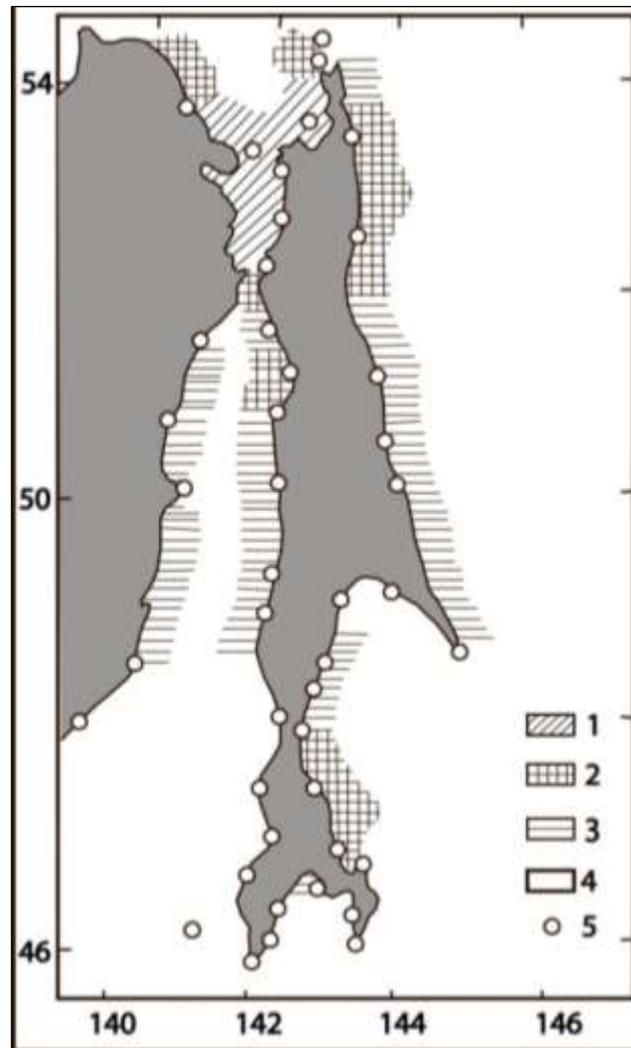


Рисунок 6.9 – Районирование побережья о. Сахалин по ширине и устойчивости припая: 1-4 – типы районов, 5 – пункты ледовых наблюдений [289].

Таблица 6.1 – Районирование побережья Сахалина по классам устойчивости припая и возможностям его практического использования [290].

№	Тип района. Характеристика припая	Класс устойчивости	Хар-ка	Припай шириной не менее ... км		
				0,5	3	10
1	Ежегодно отмечается широкий устойчивый припай. припай пригоден для длительного систематического проведения работ на нем	Устойчивый (однолетний)	ОШ	100	100	100
			ОП	100	100	100
			ОС	100	100	100
			ПБ	7-7,5	7-7,5	7-7,5
			ПМ	5-6	5-6	2-4
2	Ежегодно формируется относительно широкий неустойчивый припай; пригоден для эпизодического проведения работ	Относительно неустойчивый	ОШ	50-100	40-90	0-50
			ОП	95-100	80-100	50-80
			ОС	60-100	25-75	0-10
			ПБ	4-7	2-6	0,5-1,5
			ПМ	0,2-3	0-0,5	0
3	Припай очень неустойчив, образуется каждый год, а широкий очень редко. Практически не может быть использован, но оказывает воздействие на сооружения расположенные на шельфе	Мало-устойчивый	ОШ	30-60	0-40	0
			ОП	60-90	20-80	0
			ОС	0-30	0-10	0
			ПБ	1,5-4	1-3	0-0,3
			ПМ	0	0	0
4	Припай образуется редко. Исключительно неустойчив. Не может быть использован для работ, не оказывает воздействия на шельфе	Очень неустойчивый	ОШ	0-10	0	0
			ОП	0-50	0-25	0
			ОС	0	0	0
			ПБ	0-1	0-0,5	0
			ПМ	0	0	0
*) Обозначения: ОШ – многолетняя обеспеченность (%) ширины припая не менее 0,5; 3 и 10 км в месяцы его наибольшего развития (февраль-март); ОП – обеспеченность зим (%) с появлением припая хотя бы на 1 день месяца в период его наибольшего развития; ОС – обеспеченность зим (%) с непрерывным существованием припая в течение всего календарного месяца в период его наибольшего развития; ПБ – наибольшая за весь ряд лет продолжительность (месяцы) периода непрерывного существования припая за зиму; ПМ – наименьшая продолжительность (месяцы) периода непрерывного существования припая из всех зим.						

6.2 Особенности морфолитодинамических процессов береговой зоны в холодный период

Морфодинамика зоны заплеска, определяемая эффектами просачивания прямого потока в отложения пляжа различного состава и шероховатостью поверхности пляжа предмет достаточно пристального внимания относительно проблемы динамики наносов, устойчивости

пляжа и его деформационных свойств [396, 363, 405, 424]. При этом существенное внимание уделяется инфильтрационным свойствам (скорость и объем захваченной воды) пляжевых отложений в зависимости от уровня грунтовых вод [422, 425].

Эрозионные и аккреционные тенденции на пляже контролируемые его инфильтрационными свойствами пытаются изменять и в целях берегозащиты [400, 406]. К большому сожалению работ посвященных концептуальным и физическим моделям изменения волновых нагрузок на береговой уступ при нашем аналитическом обзоре найдено не было. Более того, берега субарктических морей до недавнего времени были очень слабо освоены и мало кого интересовали как объект исследования. И даже если исследования проводились, то охватывали они главным образом теплый, благоприятный для измерений период.

В данном разделе мы рассмотрим три динамических фазы, выделяемые в развитии берегов субарктических морей и морей умеренно-холодной зоны в холодный период (Рисунок 6.10).

Промерзание пляжа, формирование распластанных наледей и усиление размыва берегового уступа из-за ослабления волногасящих свойств пляжа характеризуют первую морфолитодинамическую фазу развития берегов в холодный период. Через несколько недель после начала промерзания отложений пляжа формируются устойчивые краевые береговые наледи, увеличивается крутизна берегового профиля и соответственно глубины в приурезовой зоне, что приводит к увеличению высоты заплеска и укрупнению гранулометрического состава отложений.

С формированием ледового покрова приливо-отливные течения под припайными льдами продолжают переформирование подводного берегового склона. Величины деформаций на бухтовых берегах могут достигать 1,5-2,0 м.

Как было отмечено в начале главы, в условиях однородного берегового уступа, при сравнимых параметрах пляжа (основной волногасящей структуры) и гидродинамического воздействия (приливы, нагоны, длинные и ветровые волны) наиболее интенсивный размыв происходит в ноябре – январе в период промерзания пляжа и формирования распластанных наледей (Рисунок 6.11, 6.12).

Работы по изучению проблемы, начались с изучения верхней, субаэральной части берегового склона и включали уже широко используемые нами методы изучения пляжевых отложений и натурные наблюдения (Рисунок 6.13).

Распределение глубины промерзания и снежного покрова по профилю пляжа представлены на рисунке 6.14.

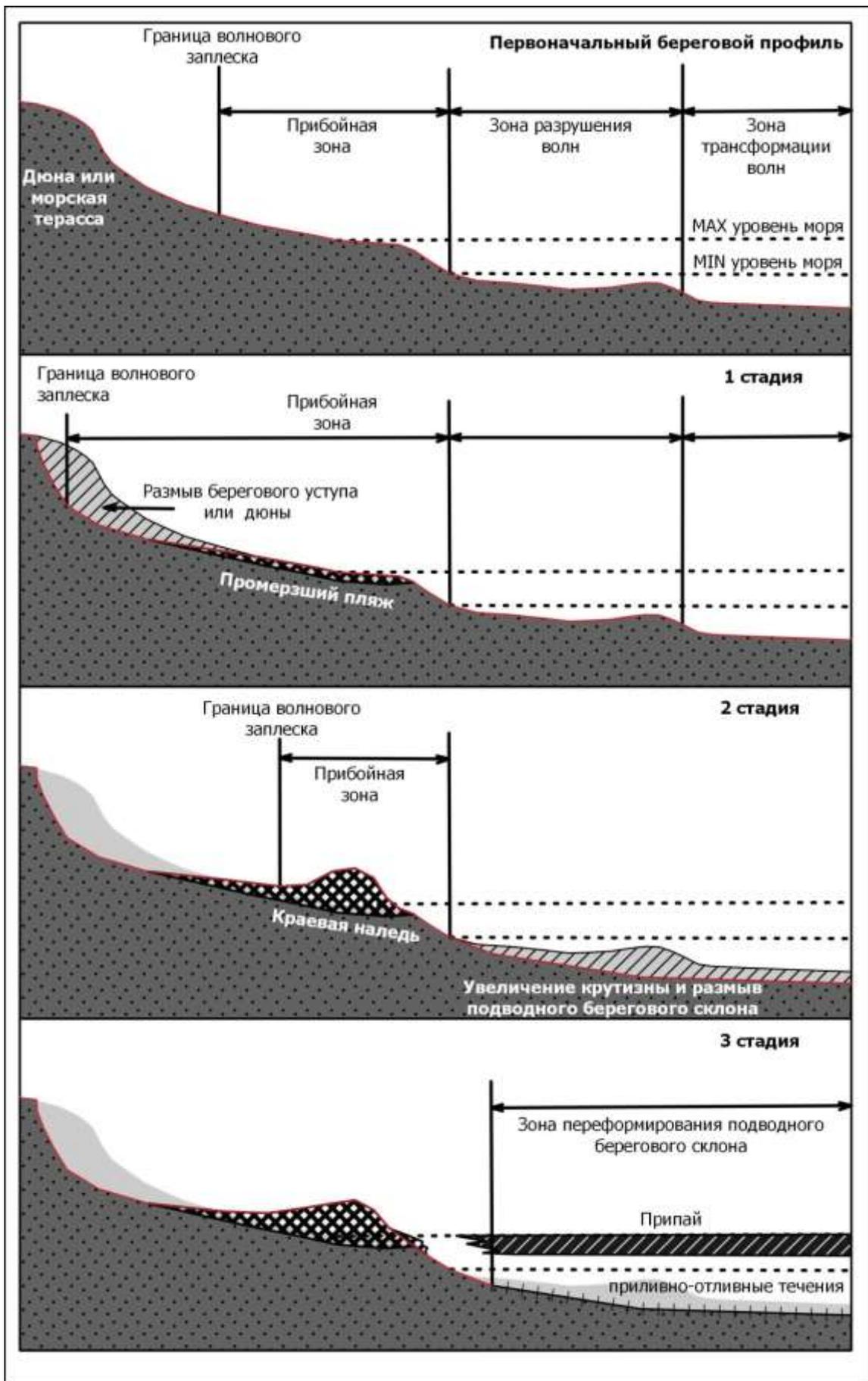


Рисунок 6.10 Концептуальная схема динамики берегов в холодный период.



Рисунок 6.11 – пляж в период промерзания (сев. Сахалин 14.11.2015 г.)



Рисунок 6.12 – Промерзший пляж и размыв подножия авандюны

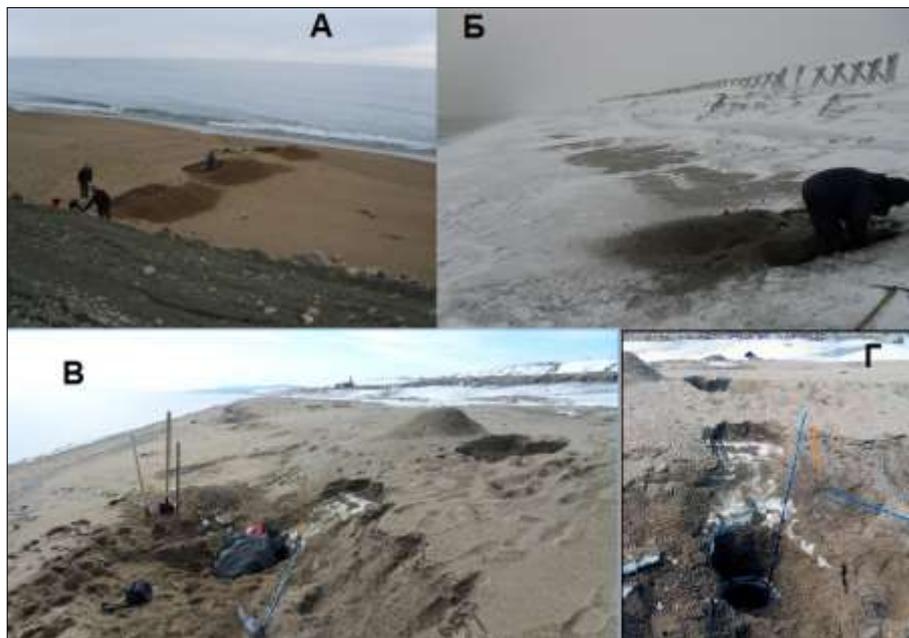


Рисунок 6.13 – Изучение промерзания пляжевых отложений: А – подготовка наблюдательного полигона; Б -измерение мощности промерзшего слоя; В, Г – изучение разреза пляжево-наледных отложений после схода припая и разрушения краевых наледей

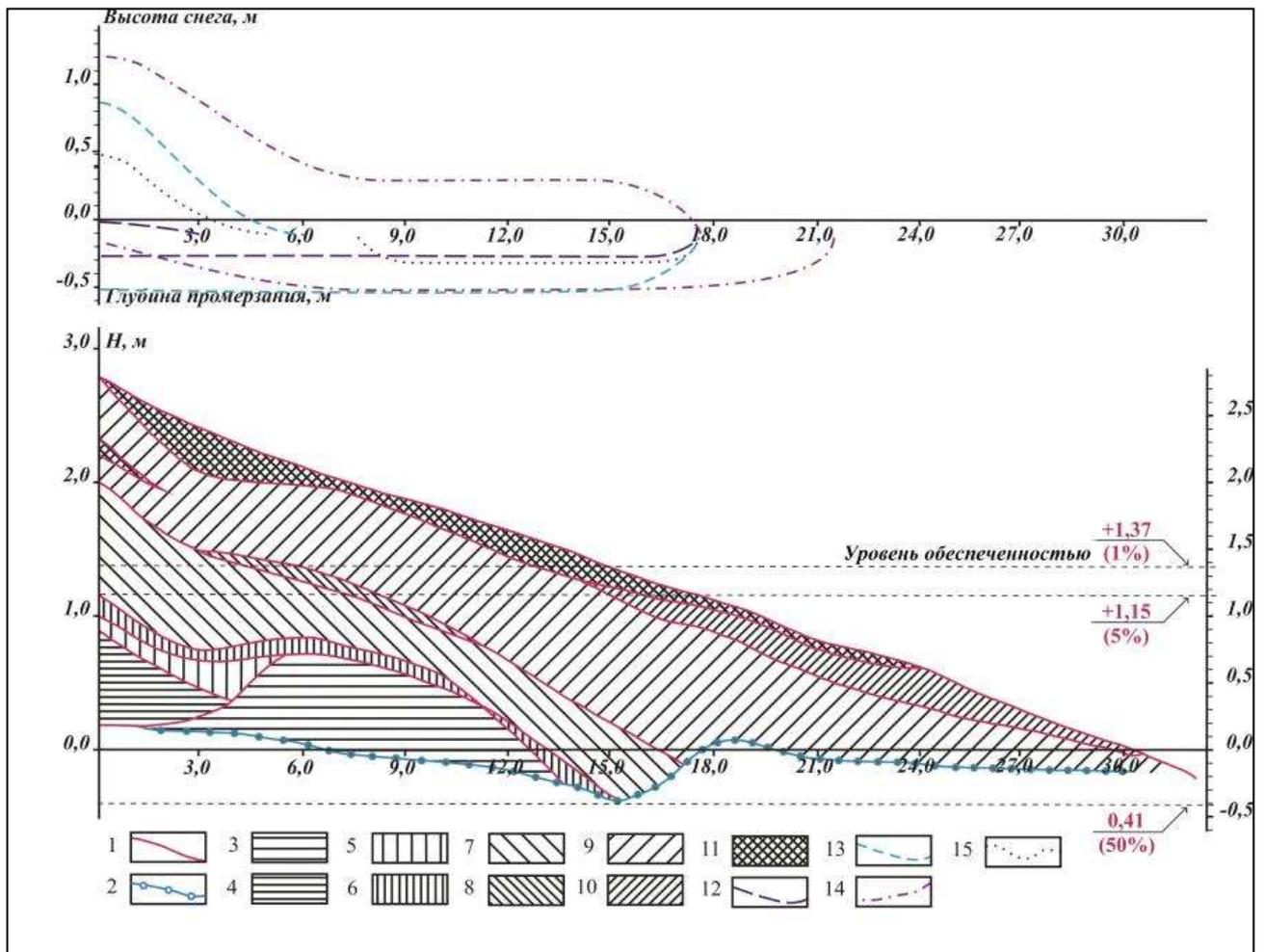


Рисунок 6.14 – Распределение глубины промерзания и снежного покрова по профилю пляжа: 1 – границы фациальных разностей; 2 – уровень грунтовых вод; 3 – гравийно-галечниковые отложения; 4 – мелкий гравий; 5 – гравийно-галечниковые отложения с прослоями песка; 6 – галечниково-гравийные отложения; 7 – гравий, крупный песок; 8 – средне-мелкозернистый песок; 9 – мелкий гравий с крупнозернистым песком; 10 – разнозернистый песок; 11 – песок средне-мелкозернистый; 12 – высота снега и глубина промерзания на 11.12.2010 г.; 13 – высота снега и глубина промерзания на 08.01.2011 г.; 14 – высота снега и глубина промерзания на 03.02.2011 г.; 15 – высота снега и глубина промерзания на 29.03.2011 г. [344].

Натурные наблюдения позволили установить участки с широкими устойчивыми в теплый период пляжами которые размывались при волнении средней и слабой интенсивности. Однако в полной мере оценить изменение волногасящих свойств пляжа при промерзании отложений и формировании распластанных наледей позволили расчеты высоты наката на откосы выполняемые в рамках проектов берегозащиты.

Например, высота наката на откос волн обеспеченностями (1% $h_{run1\%}$) для одного их участков побережья северо-востока Сахалина определена следующим образом [264, 228].

$$h_{run1\%} = k_r k_p k_{sp} k_{run} h_{1\%}, \quad (6.1)$$

где k_r и k_p – коэффициенты шероховатости и проницаемости, принимаемые по таблице 6 в СНиП 2.06.04-82* в зависимости от относительной шероховатости $r/h_{1\%}$, где r – средний размер элемента крепления, при относительной шероховатости $0,2 k_r = 0,7$ и $k_p = 0,7$;

k_{sp} – коэффициент, принимаемый по таблице 7 СНиП 2.06.04-82* в зависимости от коэффициента заложения откоса $m = 2$, равен $k_{sp} = 1,4$;

k_{run} – коэффициент, принимаемый по графикам на рисунке 10* СНиП 2.06.04-82* в зависимости от пологости волны $\lambda d / h_{d1\%}$ на глубоководной зоне, равен $2,4$;

$h_{1\%}$ – высота прибойной волны обеспеченностью $p = 1\%$ (при глубине воды перед сооружением 5 м) равной $4,5$ м.

Тогда $h_{run1\%} = 0,7 \times 0,5 \times 1,4 \times 2,4 \times 4,5 = 5,29$ м. Здесь следует отметить, что для откосного берегоукрепления предусмотрена искусственная шероховатость, с целью обеспечения относительной шероховатости его поверхности равной $0,2$. При его гладкой поверхности высота наката достигает свыше 13 м. Даже без учета волнового и барического нагона

Расчеты, выполненные для южной части Сахалина показали, что высота наката $h_{run1\%}$ для песчано-галечного пляжа составляет $2,21$ м, в то время как для гладкого откоса этих же параметров, $5,67$ м [32].

Формирование устойчивых береговых наледей и припая происходит примерно через $1,5$ - 2 месяца после начала промерзания отложений пляжа и весь период «открытого моря» морфолитодинамические процессы в системе пляж – береговой уступ весьма активны.

Формирование наледи обычно происходит в несколько этапов (Рисунок 6.15). Образования начального периода обычно разрушаются, независимо от того, в период высоких или низких приливов они были образованы. В последующие 2 - 3 недели формируется несколько наледных гряд. При этом каждая новообразованная наледь занимает более низкое гипсометрическое положение, так как начинает формироваться в период затухания штормов различной интенсивности, главным образом в фазу отлива. В фазу прилива забрызг и заброшенный на наледь пляжевый материал увеличивают параметры наледи.

Этот эффект иногда приводит к тому, что подводные продолжения мегафестонов на мелководье выходят на поверхность и мы имеем возможность наблюдать неравномерное распределение пляжевого материала вдоль берега на верхних уровнях подводного берегового склона (Рисунок 6.16). При этом в теплый период в зоне пляжа на этих участках мегафестонные структуры не фиксировались. После освобождения береговой зоны от припая мегафестонное распределение проявляется уже в зоне пляжа и сохраняется до первых высоких приливов. Однако наблюдения показали, что проявившаяся таким образом структура распределения

осадков верхней части подводного берегового склона может быть весьма устойчива и сохраняться в зоне пляжа несколько лет.



Рисунок 6.15 – Формирование наледи в зал. Терпения в периоды: А – 13.12.2016 г.; Б – 17.12.2016 г.; В – 25.12.2016 г.; Г – 02.01.2017 г.

С формированием устойчивых краевых береговых наледей и припая развитие береговой зоны переходит в следующую динамическую фазу.

Несмотря на то, что непосредственные измерения в волноприбойной зоне для определения характера воздействия наледи на морфолитодинамику береговой зоны практически невозможны, при изучении разрезов пляжа с наледями и при анализе участков пляжа с растаявшими наледями установлено, что пляжевый материал здесь характеризуется повышенной крупностью (Рисунок 6.17).



Рисунок 6.16 – Мегафестонная структура отложений субаквальной части пляжа



Рисунок 6.17 – Строение пляжа с прослоями льда и чехлом наледных отложений

На рисунках 6.18 и 6.19 дано сравнение гранулометрической размерности наледного чехла и поверхностных отложений пляжа, отобранных в летний период на том же самом участке.



Рисунок 6.18 – Обобщенная гранулометрическая характеристика отложений береговой наледы

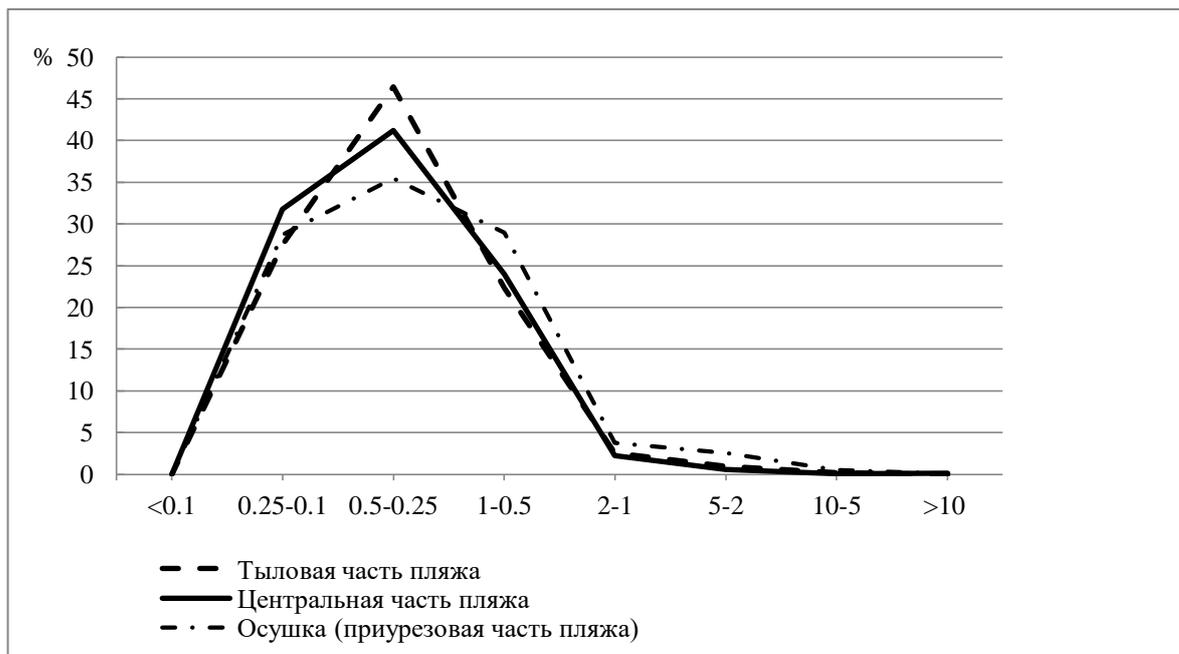


Рисунок 6.19 – Обобщенная кривая распределения гранулометрических размерностей по элементам пляжа

Наледные покровы, сформированные на заключительных стадиях размыва различных аккумулятивных береговых форм в холодный период, представлены на рисунке 6.20-6.23. Отметим что усиление размыва в период предшествующий наледообразованию зафиксировано главным образом на участках современной аккумуляции.

Укрупнение наносов на контакте заплеска с краевой наледью скорее всего свидетельствует о повышении энергетики прилегающей части берегового склона при увеличении уклонов.



Рисунок 6.20 – Размыв тыловой закраины пляжа заросшей колосняком



Рисунок 6.21 – Размыв авандюны



Рисунок 6.22 – Размыв позднеголоценовой террасы



Рисунок 6.23 – Наледные отложения на участке с мегафестонной структурой распределения пляжевых отложений

Предположение об увеличении крутизны берегового профиля и соответственно глубин в приурезовой зоне было подтверждено результатами моделирования (Рисунок 6.24).

Для моделирования был использован прямолинейный профиль, сложенный песком 0,3 мм. Глубина на морской границе – 8 м, возвышение пляжа – 1,5 м, длина профиля – 400 м. Профиль показан на верхнем графике рисунка 6.24 тонкой черной линией. Далее на исходный профиль воздействовал шторм, подходящий по нормали к берегу. Средняя высота волн на глубокой воде – 1,8 м, средний период волн – 7 с, продолжительность – 12 ч. В результате сформировался квазиравновесный профиль, показанный жирной черной линией. В частности, возник береговой вал или берма на пляже.

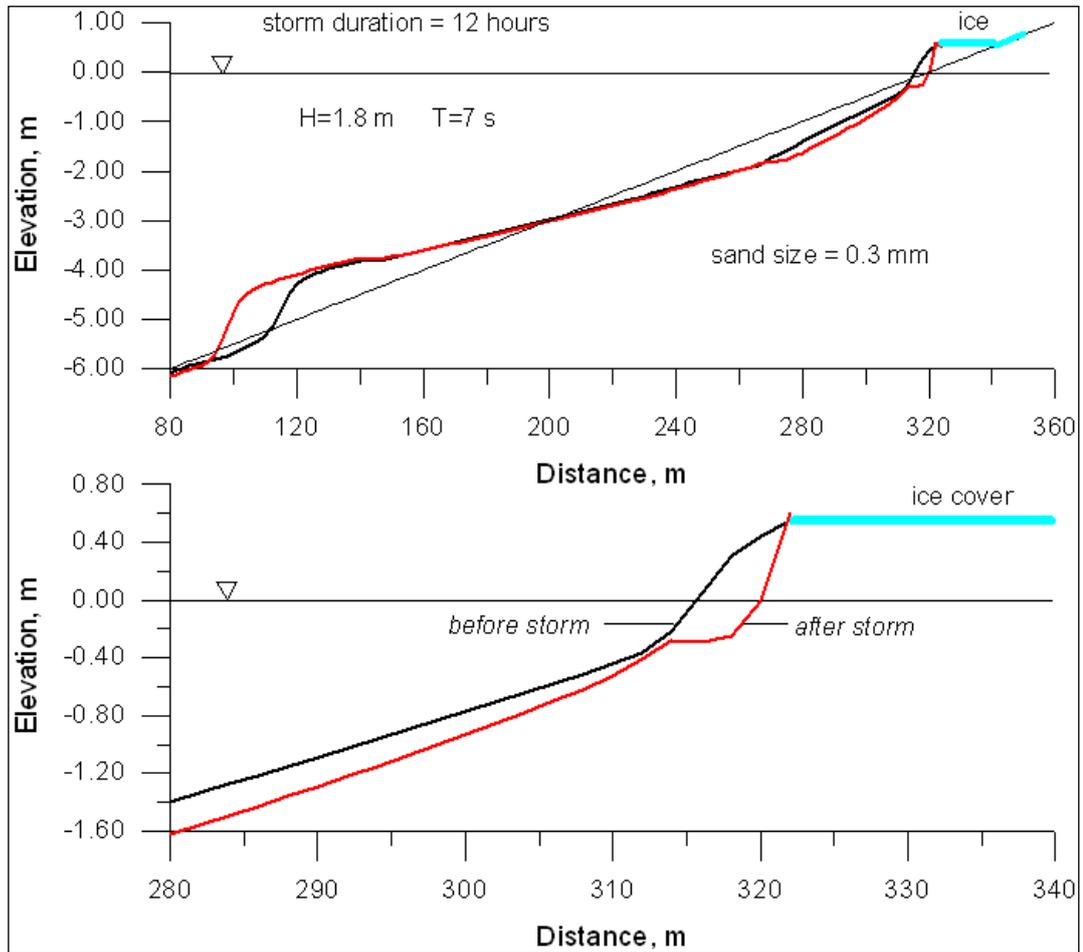


Рисунок 6.24 – Моделирование развития берегового склона при наледообразовании

Предполагалось, что часть пляжа, расположенная за валом, затем покрылась льдом, и превратилась в неподвижную поверхность. После этого снова прошел шторм с теми же параметрами, что и прежде. В результате сформировался профиль, показанный красной линией. На нижнем графике профили пляжа до и после шторма даны в увеличенном виде. Очевидно, что наличие ледяного покрова приводит к размыву пляжа в районе берегового вала и отступлению береговой линии. С этими процессами, возможно, связан и размыв подводного склона на участке, примыкающем к пляжу

С формированием ледового покрова начинается третья морфодинамическая стадия развития береговой зоны в холодный период. Как показали наши исследования приливо-отливные течения под припайными льдами в условиях бухт продолжают переформирование подводного берегового склона. Величины деформаций могут достигать 1,5-2,0 м [49].

6.3 Морфолитодинамическая модель развития береговой зоны в холодный период и прогноз опасного периода

Исходя из наших представлений о динамике береговой зоны в холодный период, рассмотрим проблему, связанную с периодом усиления размыва берегового уступа при изменении волногасящих свойств пляжа. Очевидно, что этот временной интервал начинается с момента промерзания отложений пляжа и заканчивается при формировании устойчивой наледи и припая. Учитывая тот факт, что формирование устойчивой наледи и припая происходит практически одновременно и в работах, посвященных формированию припая, эти понятия фактически не разделяются, завершение периода высокой вероятности разрушения берегового уступа устанавливается нами по данным о формировании и развитии припая [44, 92].

На рисунке 6.25 показан полный цикл формирования и деградации припая на берегах о. Сахалин.

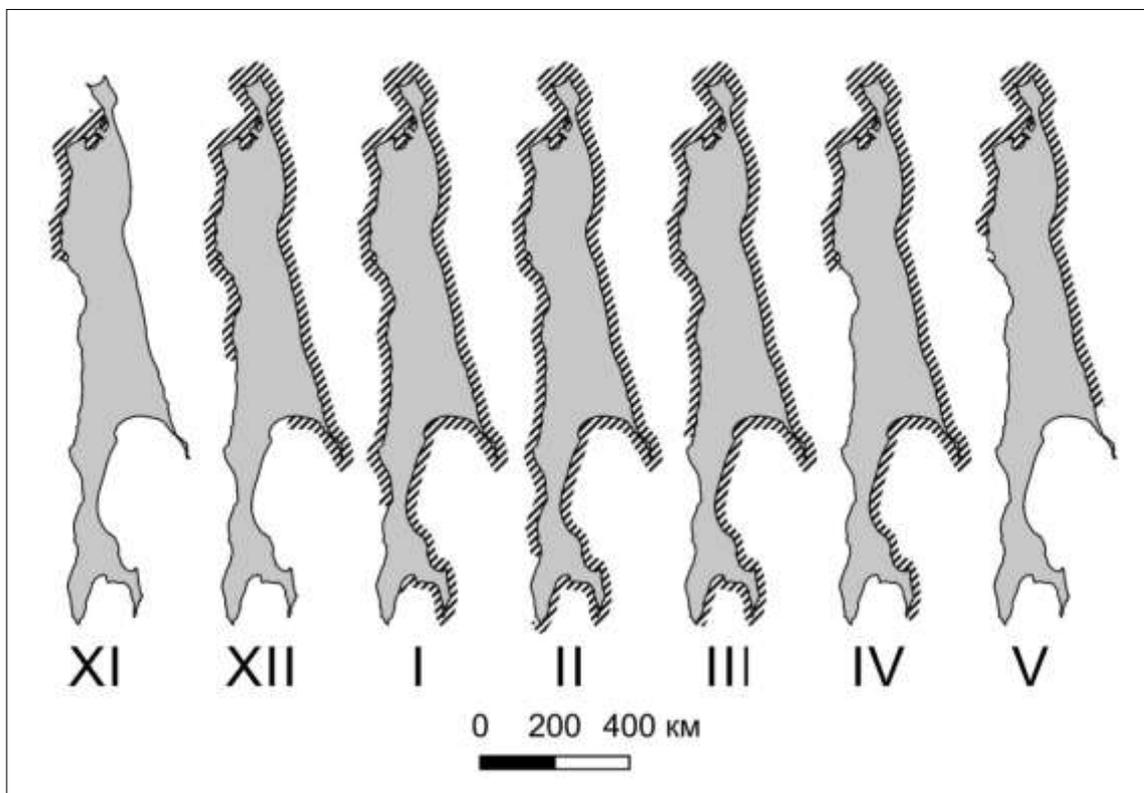


Рисунок 6.25 – Формирование припая на берегах о-ва Сахалин в период с ноября по май

Первый припай образуется в наиболее узкой, спокойной и распреснённой зоне западного побережья – в проливе Невельского, откуда быстро распространяется к северу, в сторону Амурского лимана и Сахалинского залива. Однако дальнейшее развитие припая идёт быстрее вдоль более холодного восточного побережья острова, обращённого к Охотскому морю.

Наибольший рост области, покрытой припаем, приходится на декабрь-январь, а уже в марте начинается его деградация, которая на восточном побережье, напротив, протекает медленнее [35].

Тем не менее, до конца мая на побережье залива Терпения и до конца июля на побережье северного Сахалина ещё наблюдаются фрагменты наледных образований. В годовом цикле развития припая на побережье Сахалина можно выделить две выраженные подстадии: ноябрь-февраль – собственно развитие припая, и март-май – его деградация.

За дату начала периода высокой вероятности разрушения берегового уступа принята наиболее ранняя вероятная дата, совпадающая с датой перехода средней температуры поверхности почвы через 0°C . Расчёт даты перехода через 0°C осуществлялся по показаниям срочных напочвенных термометров для трёхчасовых сроков измерения, полученным с сайта ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» [<http://aisori.meteo.ru/ClimateR>]. Для двух станций расчёты проведены ФГБУ «Сахалинское УГМС». Нами произведен расчёт среднесуточных температур поверхности почвы за период с 1995 по 2015 год включительно. Далее были определены все даты перехода среднесуточной температуры поверхности почвы через 0°C . Для каждого года учитывались только даты первого и последнего перехода. Затем для каждой ГМС было получено среднее за 21-летний период. По полученным данным при помощи метода экспоненциального кригинга была проведена аппроксимация и построена сеть интерполированных и экстраполированных дат, на основе которой получена карта средних многолетних дат перехода среднесуточной температуры поверхности почвы через 0°C (Рисунок 6.26 А).

На последнем этапе полученная информация по переходу среднесуточной температуры поверхности грунта через 0°C на минусовые отметки была сопоставлена с данными по началу формирования припая (наледей). При этом принято допущение, что скорость распространения припая вдоль береговой линии изменяется линейно, постепенно возрастая в начале периода образования наледи и убывая к концу.

На основе осреднённого за многолетний период положения припая в фиксированные моменты времени построен график скоростей пространственного изменения положения припая, которые были рассчитаны методом линейной интерполяции между датами. Далее была проведена интерполяция ежедневного изменения области распространения припая на основе расчётных скоростей. Продолжительность периода наиболее интенсивного размыва берегового уступа рассчитывалась с декадной дискретностью (Рисунок 6.26 Б).

Как и ожидалось, минимальная продолжительность периода интенсивного размыва берегов определена для северо-западного побережья о. Сахалин. В Амурском лимане наледь и припай формируются в течение 2-3 недель после перехода среднесуточных температур к

минусовым значениям. За счет стока р. Амур здесь для мелководной акватории характерна минимальная соленость воды.

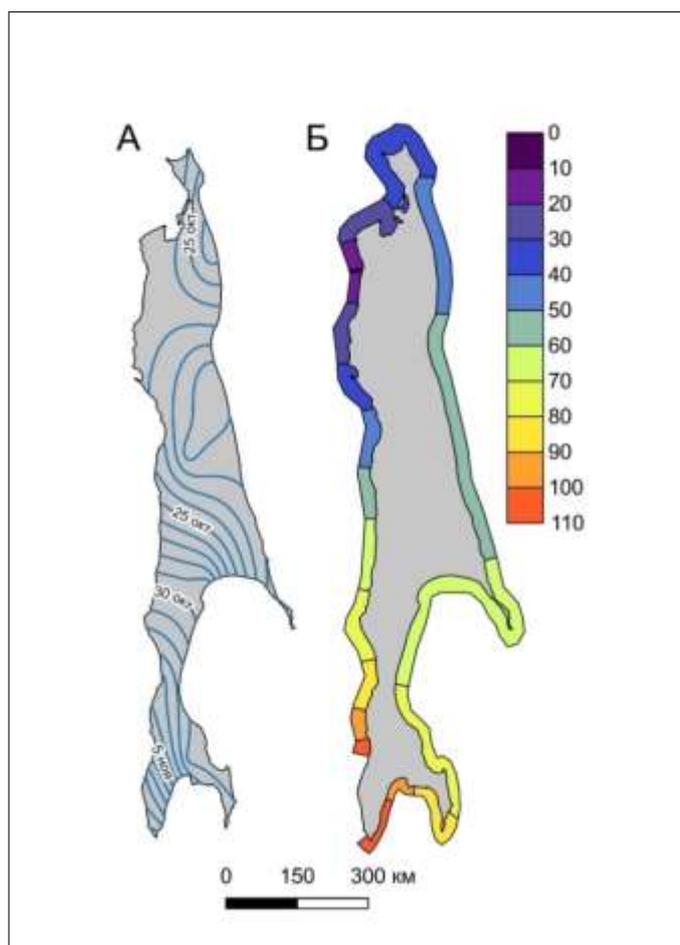


Рисунок 6.26 – А – карта изохрон перехода среднесуточной температуры поверхности грунта на минусовые значения; Б – карта продолжительности периода максимальной опасности разрушения берегового уступа

Максимальный период интенсивного размыва берегов в холодный период времени характерен для побережья зал. Анива и зал. Невельского. За счет теплых течений припай и наледи здесь в некоторые годы вообще не формируются. Принципиально важное практическое значение имеет определение продолжительности интенсивного размыва в холодный период для берегов зал. Терпения и северо-восточного Сахалина.

В первом случае это связано с необходимостью защиты селитебных территорий и транспортных коридоров. Во втором – с безопасной эксплуатацией объектов нефтегазового комплекса. Полевые наблюдения, проводимые нами на берегах зал Терпения в период 2002-2016 гг., подтверждают, что опасный период для побережья зал. Терпения начинается с конца октября и продолжается 2-3 месяца. Практически все разрушения автодорожного полотна наблюдались здесь в ноябре – январе. Период повышенной опасности размыва берегов на северо-востоке Сахалина существенно короче – в среднем около 30-40 дней. В конце ноября,

начале декабря, как показали наши наблюдения 2009-2016 гг., здесь формируются наледи и припай, и переформирование надводной части береговой зоны прекращается. Таким образом, расчетный период опасных воздействий на береговой уступ соответствует данным полевых наблюдений и подтверждает предлагаемую концепцию развития береговой зоны после перехода среднесуточных температур почвы к минусовым значениям.

Развитие берегов субарктических морей и морей умеренно-холодной зоны в холодный период в общем случае имеет три динамических фазы. Промерзание пляжа, формирование распластанных наледей и усиление размыва берегового уступа из-за ослабления волногасящих свойств пляжа (основной волногасящей структуры береговой зоны) характеризуют первую морфолитодинамическую фазу развития берегов в холодный период.

Через несколько недель после начала промерзания отложений пляжа формируются устойчивые краевые береговые наледи, увеличивается крутизна берегового профиля и соответственно глубины в приурезовой зоне, что приводит к увеличению высоты заплеска и изменению гранулометрического состава отложений в приурезовой зоне.

С формированием ледового покрова приливо-отливные течения под припайными льдами продолжают переформирование подводного берегового склона. Величины деформаций могут достигать 1,5 – 2,0 м.

Рассчитанный период проявления эффекта ухудшения волногасящих свойств пляжа при промерзании слагающих его отложений визуализирован картой продолжительности периода максимальной опасности разрушения берегового уступа.

Это первый опыт такой работы не только в нашей стране, но и за рубежом. Вероятно, в дальнейшем некоторые показатели будут уточнены, к примеру, появится возможность получить информацию по температуре грунта на разных глубинах (отсутствующую в свободном доступе) и т. д. Определенная нами суммарная погрешность расчета, составляющая около 15 дней, возможно, также может вызвать вопросы, однако это дело дальнейшей работы и, смеем надеяться, принципиальных изменений в предложенную схему не внесет.

Глава 7. Практическое приложение результатов исследования для обоснования берегозащитных мероприятий и организации берегового природопользования.

Сахалинская область сегодня – это зона максимального экономического роста Дальнего Востока и его темпы в последние годы являются одними из самых высоких, как в ДФО, так и в России. Тем не менее, региональная система «берегового» природопользования в области складывается стихийно и бессистемно. Самым очевидным следствием такого подхода является то, что хозяйственная деятельность на побережье производится без учета не только внезапных экстремальных событий редкой повторяемости, но и установленных эволюционных тенденций развития береговой зоны, а объекты повышенной сложности проектируются без учета изменения воздействий в период эксплуатации. По мнению одного из основателей инженерной геоморфологии берегов Ю. Н. Сокольников (1976): «Определенную роль в становлении такой тенденции сыграло фатальное отношение к морской стихии и возможность безнаказанно и пока успешно списывать все расходы, связанные с повреждением сооружений на побережье на счет волн, хотя преобладающее число повреждений береговых объектов могло быть предупреждено при наблюдениях за волновым режимом в прибрежной зоне и ее динамикой» [301]. Кроме того, в последние десятилетия, Дальний Восток практически выпал из сферы интересов ведущих ученых-береговиков России. Да и сама береговая наука порядком истощила свои ресурсы. В этих условиях получил распространение своеобразный «местечково-любительский» подход к решению сложных естественнонаучных задач.

Обозначим основные, на наш взгляд уже «проявившиеся» проблемы использования ресурсов побережья о. Сахалин:

Защита территорий и коммуникаций.

Деграляция рекреационных ресурсов побережья.

Неоднозначность обоснования варианта (тоннельный, мостовой) железнодорожного перехода через пролив Невельского.

Безопасность подводных трубопроводов и добывающих комплексов действующих нефтегазовых проектов.

Слабое развитие марикультуры и усиливающийся прессинг на биоту прибрежных вод.

Заносимость акваторий и подходных каналов портов, блокировка проливов и устьев рек аккумулятивными образованиями.

Отсутствие механизмов взаимодействия комплексного (территориального) и отраслевого планирования развития прибрежной зоны Сахалинской области

Прогрессирующий размыв берегов в настоящее время во всем мире является одним из основных факторов ухудшения инженерно-геологических условий эксплуатации побережья [62]. Протяженность берегов Российской Федерации (60 000 км), подверженных абразионным процессам, по минимальным оценкам составляет 41% [206]. Процессы абразии в той или иной степени присущи берегам всех морей ДВ [205]. По некоторым данным протяженность размываемых берегов о. Сахалин составляет 57% [142].

Наблюдаемый подъем уровня Мирового океана, тренд которого за 140 лет составил в среднем, 1,5 мм/год, а за последние 10 лет – 3,3 мм/год придает процессу размыва берегов долгосрочную перспективу [158]. По данным разных исследователей, в 21 веке повышение уровня Мирового океана прогнозируется до отметок от 0,5 м до 3,5 м [145, 431]. Выявление в среднем – позднем голоцене (последние 6 тыс. лет) на берегах ДВ морей системы ритмов прибрежно-морской аккумуляции позволяет нам на региональном уровне подтвердить наличие глобальной тенденции развития берегов [53]. Изменение морфолитодинамических условий существенно повлияет на береговую ситуацию. Реакция береговой зоны на повышение уровня в зависимости от конкретных условий будет носить различный характер [131, 136]. Однако в качестве основной тенденции при поднятии уровня в первые метры, вероятно, будет выступать усиление дифференциации аккумулятивных и абразионных элементов морфолитодинамических систем, на фоне пространственной экспансии последних. Перестройка аккумулятивных образований может быть довольно существенной, вплоть до значительного перемещения областей аккумуляции, и изменения типа аккумулятивных форм.

Касаясь вопроса о величинах и темпах отступления берегов, следует отметить, что при поднятии уровня на 1 м, значения размыва низких аккумулятивных берегов оцениваются в 50-1000 м [360, 361]. Учитывая характер побережья о. Сахалин, особенности гидродинамики и вдольбереговых миграций наносов, конфигурацию береговой линии и характер современного размыва, следует согласиться с тем, что там, где это произойдет, берега прибрежных равнин отступят при подъеме уровня на один метр примерно в этом интервале значений. Несколько иные механизмы смещений и разрушения имеют пересыпи, косы и дельты. Берега сложенные устойчивыми осадочными и вулканогенными породами размываются со скоростью 1-3 см/год и соответственно могут отступить за столетие на 1-3 метра. Анализ картографической информации, геологических описаний Сахалина, позволил установить, что наблюдаемая пространственная структура размыва в основных чертах существует, по меньшей мере, с 20-х годов нашего столетия. Однако разрушение берегов происходило в существенно меньших масштабах. Так, например, на северо-западном Сахалине, протяженность размываемых берегов увеличилась с 31,4% в 1940 г. до 50,2% в 1980 г. и около 75% в 2014 г. Побережье зал. Терпения на участке п. Взморье – п. Стародубское размывается практически на всем протяжении

береговой линии. Изменения активности размыва за последние 50 лет происходили здесь следующим образом [51]. В начале 50-х годов разрушение берегов наблюдалось только на двух участках, которые в дальнейшем и стали зонами наиболее активного размыва. В целом для побережья начало интенсивного размыва относится к шестидесятым годам, а на участках со слабым проявлением процессов к семидесятым.

Региональные сценарии развития берегов, наряду с особенностями обусловленными принадлежностью к той или иной области, включают циклические составляющие более низкого порядка [50, 439]. В первую очередь, определяемые особенностями изменения гидрометеорологического режима. На них обычно обращается меньше внимания. Хотя, как известно, на защищенных пляжами берегах размыв берегового уступа наблюдается главным образом при шторме. Исследования последних лет, проведенные на берегах ДВ морей, позволили выявить соответствие фактических тенденций развития береговой зоны многолетним изменениям интенсивности ветро-волнового воздействия на берег – расчетные ветроэнергетические характеристики [29, 327]. Статистические модели размыва берегов Сахалина, на основе многомерного корреляционно-регрессионного и дисперсионного анализа карто – и морфометрических характеристик береговой зоны и гидродинамических параметров волноприливного поля подтверждают определяющую роль изменений параметров ветроволнового потока при размыве берегов [29]. Прогноз, выполненный на этой основе, указывает на общую тенденцию усиления размыва в регионе до середины второго десятилетия 21 века. Таким образом, без сомнения переформирование морских берегов объективная реальность. На берегах Сахалина эти процессы, без сомнения, относятся к категории опасных геологических явлений. Высокая уязвимость трубопроводных коммуникаций в береговой зоне (более 400 км морских трубопроводов), потеря земель при размыве прибрежных равнин, изменение условий водообмена и осадконакопления в прибрежно-морских экосистемах – далеко не полный список вопросов, которые необходимо уточнить и обеспечить дополнительной информацией для как уже реализуемых, так и намечаемых проектов берегопользования.

На побережье Охотоморья мы имеем дело с субарктическим типом морфолитогенеза, сложнейшими инженерно-гидрометеорологическими и инженерно-геологическими условиями, осложненными высокой сейсмоактивностью территории. Особо следует отметить:

- 1) Сложившиеся научные представления в отечественной морфолитодинамике берегов относятся главным образом к неприливному морям, в то время как приливные вариации уровня здесь достигают больших величин (размах более 2 м). Для региона характерны и чрезвычайно сильные, до 2 узлов, приливные течения, их влияние на береговые процессы изучено очень слабо;

2) Слабо изучено влияние на береговые морфолитодинамические процессы формирование припая и практически не изучено изменение волногасящих свойств пляжа при промерзании;

3) Характер развития штормов на Охотоморском побережье Сахалина также существенно отличается от общепринятых представлений (разрушающее влияние короткопериодного волнения в начальной фазе и частичный возврат материала длиннопериодными волнами зыби в конечной) – короткопериодное волнения в изучаемом районе не играет заметной роли, на всех фазах шторма наблюдается длиннопериодная зыбь;

4) Практически не изучено влияние инфрагравитационных длинных волн, формирующихся в прибрежной зоне при трансформации ветровых волн – как раз с ними может быть связано формирование квазиритмических форм рельефа на верхних элементах берегового профиля и соответственно неравномерное распределение волногасящих свойств пляжа и параметров волнового наката.

Проблемы определены и работа по их решению ведется. Достигнуты серьезные научные результаты по определению параметров современных морфолитодинамических процессов в береговой зоне. Актуализированы и изучаются конкретные механизмы прибрежно-морского морфолитогеоза приливных субарктических морей. На основе анализа гидрометеорологической и палеогеографической информации выполнены среднесрочные и долгосрочные прогнозы развития береговых морфолитосистем. Проведенные исследования показали, что геоморфологическая составляющая при решении проблем берегопользования гораздо шире, чем выше обозначенная. Оказалось, что именно морфолитосистемный подход лежит в основе ресурсно-прогнозного блока комплексного управления прибрежными зонами, являясь в настоящее время универсальным инструментом обобщения в системе получения знаний о состоянии побережий. Огромная энергообеспеченность береговой зоны, по некоторым оценкам более $6 \cdot 10^9$ кВт, предъявляет особые требования к долговечности и безаварийной работе береговых гидротехнических сооружений, другим видам берегопользования [280]. Без сомнения, принятие решений, требующихся серьезных экономических затрат, предъявляет и соответствующие требования к прогнозу развития ситуации на берегах региона, который должен быть более определенным. В основе концепции системы планирования и мониторинга хозяйственной и иной деятельности использующей ресурсы побережья о. Сахалин должен лежать анализ как трендовых так и высокочастотных эволюционных составляющих, позволяющий учитывать изменения воздействий на окружающую среду в течение всего срока воздействия, а также обеспечить соответствие расчетных параметров проектов всему сроку их эксплуатации

Единственное средство достижения этого – постановка исследований с целью создания моделей эволюции прибрежных областей в XXI веке, разработки структурных схем защитных сооружений и создания новых средств берегозащиты. Решение проблем стабилизации берегового уступа прибрежных селитебных территорий и транспортных коридоров также тесно связано с необходимостью объяснения пространственно-временной неоднородности размыва низких морских террас. Отметим, что по нашим данным за последние 50 лет в результате размыва берегов только на севере и юго-востоке о. Сахалин «потеряно» более 20 км² побережья. Для сравнения – на протяжении 2880 километров низких размываемых берегов Японии за последние 70 лет 20 века было утрачено около 120 км² прибрежных территорий [408].

7.1 Инженерно-геоморфологическое обоснование защиты линейных объектов и транспортных коридоров.

Автодорожная и железнодорожная сеть юга Сахалина, наиболее освоенной части региона, практически полностью унаследована с японского периода освоения. Более того, эксплуатационная длина железных дорог южной, наиболее освоенной, части острова Сахалин сократилась с 700,4 км в 1945 года до 564,1 км в настоящее время, т. е. на 136,3 км.

Одним из следствий отсутствия должного внимания к решению сложных технических задач берегопользования явилось то, что оценки техногенной нагрузки на берега Сахалина существенно занижены [2]. Т. е. реального состояния проблемы до настоящего времени практически никто не представлял. В данном исследовании мы постарались исправить ситуацию (таблица 7.1).

Понятно, что безразмерный показатель (коэффициент К), показывающий отношение протяженности инженерных сооружений и других техногенных объектов характеризует только наиболее общие тенденции воздействия человека на берега, тем не менее, этот коэффициент позволяет сравнить и оценить уровень техногенной нагрузки на берега. Учитывая то влияние на морфолитодинамику береговой зоны, которое оказывает изъятие для промышленных нужд наносов береговой зоны, во втором варианте расчёта учтены линейные размеры карьеров. Кроме того, в самое ближайшее время наряду с постоянными ремонтно-восстановительными работами на участках с существующим берегоукреплением, потребуется защита ещё около 28 километров побережья. Исходя из среднесуточных скоростей размыва, разрушение объектов здесь прогнозируется в ближайшие 1-3 года.

Таблица 7.1 – Антропогенная нагрузка на берега острова Сахалин

Участок побережья	Протяжён-ность побережья км	Протяжённость сооружений, км				Коэффициент техногенной нагрузки К, км/пог. км
		Бетонные, шпунтовые, рязевые стенки, сооружения откосного типа,	Моли, причалы, шпоры, галереи	Участки, ранее не защищаемые, требующие безотлагательной защиты	Карьеры песчаные в зоне пляжа L/Qкм³/тыс. м³	
зал. Анива	245,0	17,9	4,8	-	0,75/200	0,09 0,09
зал Мордвинова	30,0	0,8	0,4	-	12,0/1622 (1975- 1985 гг.)	0,04 0,44
зал. Терпения, м. Сенявина – м. Терпения	405,0	32,0	2,9	25,4	9,0/более 1000 0,85/4000	0,09/0,15 0,11/0,17
м. Терпения – м. Елизаветы	690,0	2,0	0,9	-	1,4/более 1000	0,004 0,006
Сахалинский залив, Амурский лиман, пролив Невельского	420,0	2,1	2,1	-	-	0,01
Татарский пролив, м. Тык, м. Корсакова	225,0	1,5	2,7	-	-	0,02
м. Корсакова – м. Ламанон	160,0	9,4	3,4	-	-	0,08
м. Ламанон – м. Слепиковского	185,0	12,0	2,2	2,5	-	0,08/0,09
зал. Невельского – м. Слепиковского м. Лопатина	95,0	37,8	5,7	-	-	0,46
м. Лопатина- м. Крильон	90	2,4	0,3	-	0,3/ нет данных	0,03 0,03
итого:		102,1	25,4	27,9		

Расстояние от кромки обочины дорог до тыловой закраины пляжа составляет 1-5 метров. На некоторых из этих участках уже начинает размываться земляное полотно. Эти показатели в ближайшее время увеличат коэффициент К на побережье зал. Терпения в 1,7 раза. Наибольшего

значения коэффициент $K = 0,46$ достигает на берегах залива Невельского Татарского пролива, наименьшего $K = 0,004$ на восточном побережье острова.

Стоимость одного километра автодороги с твёрдым покрытием на Сахалине составляет более 100 млн. рублей, а стоимость одного километра берегозащиты – около 250 млн. рублей. Значение места расположения сооружений нефтегазового комплекса таково, что затраты, например, только на «временную» берегозащиту буровой площадки «Ястреб» протяжённостью около одного километра составили несколько десятков миллионов долларов.

С другой стороны, сравнение стоимости берегозащитных мероприятий и затрат на переселение жителей п. Взморье показало, что последние – на порядок выше.

Автомобильный транспорт является базовым элементом транспортной системы Сахалинской области. Протяжённость автомобильных дорог общего пользования Сахалинской области составляет 2471 км (Рисунок 7.1). Как отмечалось выше, особенностью дорожной сети юга Сахалина, наиболее освоенной части региона, является схема, практически полностью унаследованная от японского периода.

В силу геолого-геоморфологических особенностей строения территории более 250 километров автодорог расположено здесь в узкой береговой полосе. Около 50 км из них в той или иной мере подвергалось разрушительному воздействию моря.

В настоящее время север и юг острова соединяется единственной автомобильной дорогой. Уязвимость этой автодороги на побережье зал. Терпения которое размывается практически на всем протяжении участка от п. Взморье до п. Стародубское, ставит под угрозу безопасность всей существующей транспортной инфраструктуры области.

Анализ планов реконструкции автодороги Южно-Сахалинск – Оха – Москальво, массивов АФС и натурные наблюдения показывают, что на участке км70 – км105 около 14,5 км дороги нуждается в срочной защите, а около 15 км необходимо укрепить в ближайшие годы. Следует отметить, что в начале 50-х годов разрушение берегов наблюдалось только на двух участках, которые в дальнейшем и стали зонами наиболее активного размыва. В целом для побережья начало интенсивного размыва относится к 60-м годам, а на участках со слабым проявлением процессов к 70-м.

Как показали исследования последних лет, в настоящее время интенсивность разрушения берегов Дальнего Востока превышает среднемноголетнюю за последние 50 лет. Тенденция усиления размыва за счет гидродинамической цикличности в регионе будут сохраняться до середины второго десятилетия 21 века.



Рисунок 7.1 – Обзорная схема с основными транспортными коммуникациями: 1 – автомобильные дороги; 2 – железные дороги; 3 – демаркационная линия 1905-1945 гг.; 4 – узкоколейная железная дорога (не действует)

Именно инженерно-геологические условия наряду с «приморским менталитетом» японцев, которые не боятся морской стихии и активно осваивают прибрежную зону, явилось причиной защиты берегов Южного Сахалина от размыва уже в двадцатые годы прошлого

столетия, с начала хозяйственного освоения побережья. Следует, однако, подчеркнуть, что остатки японских бетонных и деревянных волноотбойных стенок, сохранившиеся на побережье расположены, главным образом, на участках где практически отсутствуют морфолитокомплексы позднеголоценовой прибрежно-морской аккумуляции (Рисунки 7.2-7.5).



Рисунок 7.2 – Разрушение дорожного полотна на участке км 5+750-км5+820 автодороги Невельск – Шебунино после подмыва и опрокидывания бетонной волноотбойной стенки, построенной в 30-е годы



Рисунок 7.3 – Остатки волноотбойной бетонной стенки, построенной в 30-е годы на 102-103 км перегона Пионеры – Чехов железной дороги Невельск – Ильинск и действующая волноотбойная стенка, прикрытая тетраэдрами (построена в 60-м году)



Рисунок 7.4 – Остатки волноотбойной бетонной стенки, построенной в 30-е годы в районе завода СПГ «Пригородное» (зал. Анива)



Рисунок 7.5 – Каменная наброска на разрушенном участке волноотбойной бетонной стенки, построенной в 30-е годы на ж/д перегоне Южно-Сахалинск – Корсаков (зал. Анива)

От японского периода хозяйствования на нескольких участках побережья зал Терпения и зал Анива остались также фрагменты деревянных волноотбойных стенок (Рисунок 7.6).



Рисунок 7.6 – Остатки деревянной волноотбойной стенки построенной в 30-е годы в районе завода СПГ «Пригородное» (зал. Анива)

В советский период использовались те же способы берегозащиты, при этом конструкция деревянных стенок осталась неизменной с японского периода [5]. Берегоукрепление выполнялось в основном без проектно-изыскательских работ, но уже на значительно большем протяжении береговой линии. Остатки этих сооружений продолжают повсеместно разрушаться (Рисунок 7.7, 7.8).

Последняя деревянная волноотбойная стенка, защищающая автодорогу Дуэ – Александровск-Сахалинский была построена в 2007 году на побережье Татарского пролива (Рисунок 7.9).

Кроме защиты низких морских уровней, на которых непосредственно расположены транспортные коммуникации, на о-ве Сахалин проводятся берегозащитные мероприятия для стабилизации высоких оползневых склонов. Так на ж/д перегоне Макаров – Туманово на протяжении последних 50 лет в защитные мероприятия вложены такие средства, что железнодорожники называют этот участок «Золотым берегом» (Рисунок 7.10).

Главной особенностью вышеперечисленной берегозащиты является отсутствие в составе проектно сметной документации раздела – технические решения.



Рисунок 7.7 – Разрушение деревянной волноотбойной стенки, построенной в 90-е годы, в районе п. Взморье (зал. Терпения)



Рисунок 7.8 – Разрушение деревянной волноотбойной стенки в районе п. Шахтерск (Татарский пролив)



Рисунок 7.9 – Деревянная волноотбойная стенка в районе п. Дуэ на побережье Татарского пролива



Рисунок 7.10 – Волноотбойные стенки на 264-265 км железной дороги Южно-Сахалинск – Ноглики (зал. Терпения)

В последнее десятилетие ситуация начала меняться. С 2003 г. проводится реконструкция железной дороги с переустройством ширины колеи на 1520 мм, Несколько годами ранее началась реконструкция трансрегиональной автомобильной дороги общего пользования Южно-Сахалинск-Оха-Москальво. В целях удешевления работ реконструированная автотрасса с асфальто-бетонным покрытием на участке км70 – км105 дороги Южно-Сахалинск-Оха-

Москальво была «привязана» к существующей схеме мостов. Теперь же, по прошествии 10 – 15 лет, мосты требуют капитального ремонта, один из самых крупных демонтирован и построен новый. Но в результате деградации морских аккумулятивных образований, в пределах которых расположены ранее неопасные участки, береговой уступ уже находится в нескольких метрах от дорожного полотна, а где и является откосом дороги. Около 14,5 км дороги теперь нуждается в срочной защите. Это примерно половина протяженности наиболее проблемного побережья, где транспортные коммуникации разрушаются практически ежегодно. Кроме того, 15 км этого побережья необходимо укрепить в течение 3-5 лет. Справедливости ради нужно отметить, что большую часть проблемных участков автотрассы можно перенести вглубь территории. Именно здесь можно использовать мягкие методы берегозащиты, в частности питание пляжа отложениями аллювиально-морской террасы с участков расположенных от трассы в сторону суши.

За последние несколько лет на о. Сахалин построено 2075 метров волноотбойных стенок, 2130 метров берега защищено каменной наброской и около 1000 метров берега укреплено контейнерами из геоткани, заполненными песком. Отсыпано 400 метров размываемых берм и ещё 520 метров находится в составе утверждённых проектов.

Выполнено проектирование берегозащиты откосного типа, протяженностью 25135 м. Из которых построено 10750 метров берегоукрепления вдоль автодороги общего пользования Южно-Сахалинск-Оха-Москальво на участке км 172 – км 197 и 400 м берегозащиты на участке км 104,9- 105,3 (Рисунок 7.11).

Для защиты морской насыпи полотна автомобильной дороги от размыва принято откосное сооружение – продольная конструкция с наклонной гранью (заложения откоса 1:2) (Рисунок 7.12).

Крепление откоса, предназначенное для защиты его от размыва, располагают на специальной подготовке, которая представляет собой геотекстильный материал, с уложенным поверху скальной массой толщиной 300 мм, (из двух слоев камня диаметром 0,25 м).

В качестве крепления откоса принято покрытие из природного камня (два слоя камня массой 460-480 кг) как наиболее экономичный вариант. Стоимость откосного берегоукрепления из природного камня в условиях Сахалина примерно в два раза ниже варианта волноотбойной стенки из железобетона и в 8-9 раз сооружения бетонных блоков.

В основании откосного крепления предусматривается упор из природного камня, обеспечивающий устойчивость откосного крепления при волновых воздействиях. На участках, где мощность рыхлых отложений превышает мощность деятельного слоя (2-4 метра), который при строительстве удаляется, на геотекстильный материал укладываются матрасы Рено толщиной 0,23 м из проволоки с антикоррозионным покрытием.



Рисунок 7.11 – Строительство берегозащиты дороги общего пользования Южно-Сахалинск – Оха – Москальво на участке км 182+700 – км 197

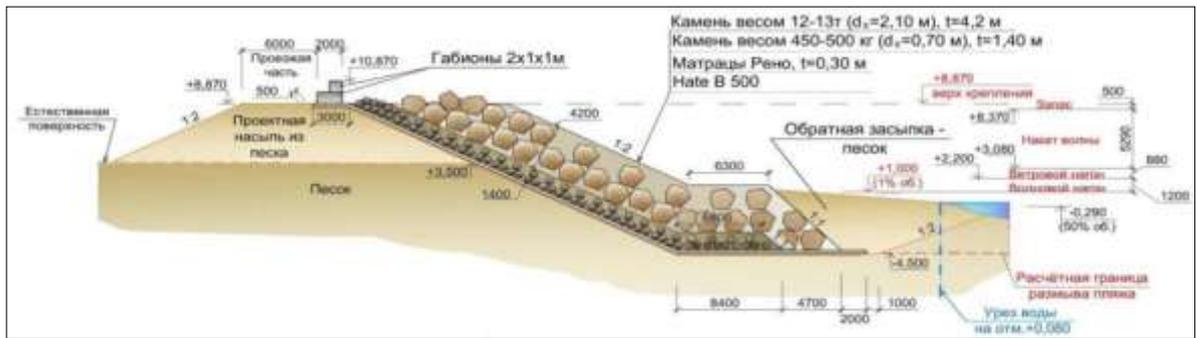


Рисунок 7.12 – Волногасящая конструкция откосного типа для защиты берегов о. Сахалин

Величина выпуска матрасов составляет 200% от максимально возможной величины деформации берегового профиля на данном участке за временной промежуток соответствующий периоду эксплуатации сооружения 3 класса капитальности. Следует, однако, отметить, что практически на всём протяжении, берегозащита устраивается в пределах абразионных террас-бенчей и подготовка не требуется. Слабоконсолидированные отложения в основании упора залегают только на участках речных палеодолин.

Первый опыт откосного берегоукрепления (заложение откоса 1:1,5), которое было выполнено без анализа морфолитодинамики береговой зоны, сразу напомнил проектировщикам о таком серьезном недостатке продольных сооружений как краевые размывы. Трендовая деградация аккумулятивных образований побережья, изменения морфолитодинамических условий на стыках сооружений с неукрепленными участками голоценовой морской террасы и изменение параметров вдольберегового перемещения наносов послужили причиной последующего увеличения протяжённости защиты относительно проектной примерно на 700 метров или на 20%.

Последующие участки берегозащиты проектировались с учётом особенностей геоморфологического строения и баланса наносов береговой зоны. Негативные последствия изменения параметров поля наносов было предложено существенно уменьшить созданием на флангах аккумулятивных образований, сопряженных с укрепленными участками, размываемых берм из пляжеформирующего материала размерностью 20-40 мм. Объём рассчитывался исходя из параметров пляжа, обеспечивающего волногашение при расчетном уровне и расчетном шторме, в данной литодинамической ячейке. Потери материала на истирание и уход за пределы участка определяются в рамках системы мониторинга и обслуживания.

Данное крепление следует рассматривать не как каменную наброску, а как инженерную конструкцию с заданными параметрами – исключение выноса материала крепления и грунта основания, обеспечение условия прочности и устойчивости под воздействием нагрузок [264, 59]. Важной особенностью указанного проекта является раздел мониторинга, обслуживания и

содержания берегозащитных сооружений. Нижняя часть сооружения откосного типа перекрыта искусственными галечными осадками, габионы верхней части конструкции – защита от брызг, предотвращающая образование льда на автодороге в холодный период. Стоимость берегозащитных сооружений по сводному сметному расчету: Автодорога Южно-Сахалинск – Оха: км 182+700 – км 189+100 – 115542,423 тыс. руб (2005 г.)

Одним из наиболее сложных для защиты берегов и интересных в морфолитодинамическом отношении (величина деформаций пляжевых отложений у откоса дороги, являющегося береговым уступом превышает 6 м) является пятикилометровый участок побережья к югу от п. Взморья (Рисунок 7.13).



Рисунок 7.13. Разрушение автодороги, связывающей юг и север Сахалина.

Ежегодно здесь море разрушает автодорогу, а затраты на её аварийное восстановление составляют десятки миллионов рублей.

Проведенные исследования позволяют охарактеризовать ситуацию на данном участке побережья следующим образом [53]. На всем протяжении участка значения «нормальной» составляющей потока волновой энергии изменяются в небольшом интервале. Практически везде результирующая потока волновой энергии направлена на юг, однако размах миграций примерно на порядок её превышает. При анализе сезонной изменчивости вдольбереговой составляющей потока устанавливаются два режима. В летний период поток направлен на север,

а в осенний – на юг. Положение абсолютных отметок тыловой закраины пляжа изменяется в интервале высот от 4,5 м до 2,5 м. Мощность пляжевых отложений в приурезовой части, по данным бурения, составляет 1,3 – 4,5 м. Мощность пляжевых отложений в тыловой закраине пляжа изменяется в интервале от 3,0 до 7,0 метров. Максимальная амплитуда деятельного интервала (подошва пляжевых отложений мористого края пляжа – абсолютная отметка тыловой закраины) составляет 8,61 м. Средняя составляет 4,5-6,5 м. Запасы пляжевых отложений составляют 90-150 м³/м, из которых 75-90 м³/м – осадки деятельного слоя.

Выполненные сравнительный и морфометрический анализы состояния берегов за 1991, 1998, 2005-2014 годы показали, что ежегодно пляж в пределах 5-ти км участка сокращался (размывался) на величину от 10 до 50 тыс. м³. За прошедшие 16 лет на этом участке потеряно 800 тыс. м³ песчаных наносов. Необходимо подчеркнуть, что эта величина относится лишь к надводной части пляжа и не учитывает потери наносов подводного берегового склона. Важнейшая статья расхода наносов связана с действием современной трансгрессии. По некоторым данным осредненная скорость повышения уровня моря на участке исследований составляет 3 мм/год [131]. В случае реализации правила Бруна-Зенковича на подводном склоне с чехлом рыхлых осадков, компенсирующий это повышение объем наносов, уходящих на подводный склон, составит для пяти км участка берега (104-109 км) величину около 45 тыс. м³/год. Сезонные изменения параметров пляжа, устанавливаемые по данным срочных наблюдений (нивелировочные профили) и по материалам повторной топографической съемки, в целом для участка составляют за летний период до 100 тыс. м³ (размыв). Причем основные перестройки пляжа происходят в центральной части участка.

Проект защиты побережья на протяжении более 5 км, стоимостью более 350 млн. рублей, выполненный на основе данной информации, был выпущен в начале 2008 года. Наряду с «традиционными» концептуальными принципами, разработка которых определяет эффективность защиты прибрежных территорий, для целей практического проектирования нами уже в 2005-2006 гг. были актуализированы представления о влиянии инфрагравитационных (краевых) волн на параметры пляжа и, соответственно, неравномерном распределении его волногасящих параметров вдоль берега. В последующем, с учетом анализа формирования и развития квазиритмических форм берегового рельефа, были подготовлены предложения по этапности строительства берегозащиты и уменьшению ее протяженности примерно в два раза. В 2011 году был выполнен проект защиты первых 400 метров. В 2012 году эта часть сооружения была построена (Рисунок 7.14). Объект рассматривается нами как опытно – экспериментальное сооружение и сопровождается полноценной мониторинговой программой.



Рисунок 7.14 – Берегоукрепление откосного типа в вершине мегафестона

На рисунке 7.15 показана защита железнодорожного пути, ставшая ненужной в результате берегозащитных мероприятий при реконструкции автомобильной дороги общего пользования Южно-Сахалинск-Оха-Москальво на участке км 182+700 – км 197.



Рисунок 7.15 – Берегозащита, оставшаяся на отсыпанной территории

Сахалинская железная дорога в зоне воздействия опасных природных процессов на побережье.

В условиях Сахалина железнодорожный транспорт является важнейшей составной частью транспортной инфраструктуры. Вследствие особого географического положения и

климатических условий на его долю приходится около 25 % общего объема грузовых перевозок, а без учёта трубопроводного транспорта – более 30 %.

Особенностями Сахалинской железной дороги всегда являлись относительная её изолированность от общей сети железных дорог, узкая ширина колеи, наибольшая на сети железных дорог себестоимость перевозок, интенсивная снегозаносимость и подверженность размывам, вызывающих увеличение эксплуатационных расходов.

Дорожная сеть юга Сахалина, наиболее освоенной части региона, практически полностью унаследовала сеть японского периода. В 1945 г. протяженность ж. д. линий в южной части острова составляла 700,4 км. Эксплуатационная длина Сахалинской железной дороги на 1992 год составляла 1072 км. В 2006 году — 804,9 км из которых 240,8 км узкоколейный участок Ноглики – Победино. Таким образом, эксплуатационная длина железных дорог южной части острова Сахалин сократилась с 1945 года с 700,4 км до 564,1 км т. е на 136,3 км

С 2003 г. начаты работы по проведению реконструкции железной дороги с переустройством ширины колеи на 1520 мм. В 2006 г. разработано ТЭО инвестиций на строительство линии Ильинск – Углегорск, протяжённостью 143 км. Однако, похоже, что железнодорожники наступают на те же грабли, что и автодорожники, которым пришлось через несколько лет после реконструкции автодороги планировать её берегозащиту (Рисунок 7.16).



Рисунок 7.16 – Железнодорожный путь на низкой террасе (пляже)

В настоящее время 22,8 км ж/д защищаются сооружениями без проектного обоснования. При реконструкции автомобильной дороги общего пользования Южно-Сахалинск-Оха-

Москальво на побережье залива Терпения несколько километров защиты железнодорожного пути, потеряли актуальность в результате мероприятий по берегозащите автодороги. Тем не менее около 7 км ж/д пути находятся здесь под угрозой разрушения [301].

Для сохранения ж/д полотна на перегоне Невельск – Холмск-Чехов 16,6 км береговой линии Татарского пролива укреплялись и продолжают укрепляться без проектного обоснования [206].

Именно здесь 3 ноября 2014 г. в результате размыва ж. д полотна произошло крушение пассажирского поезда (Рисунок 7.17).

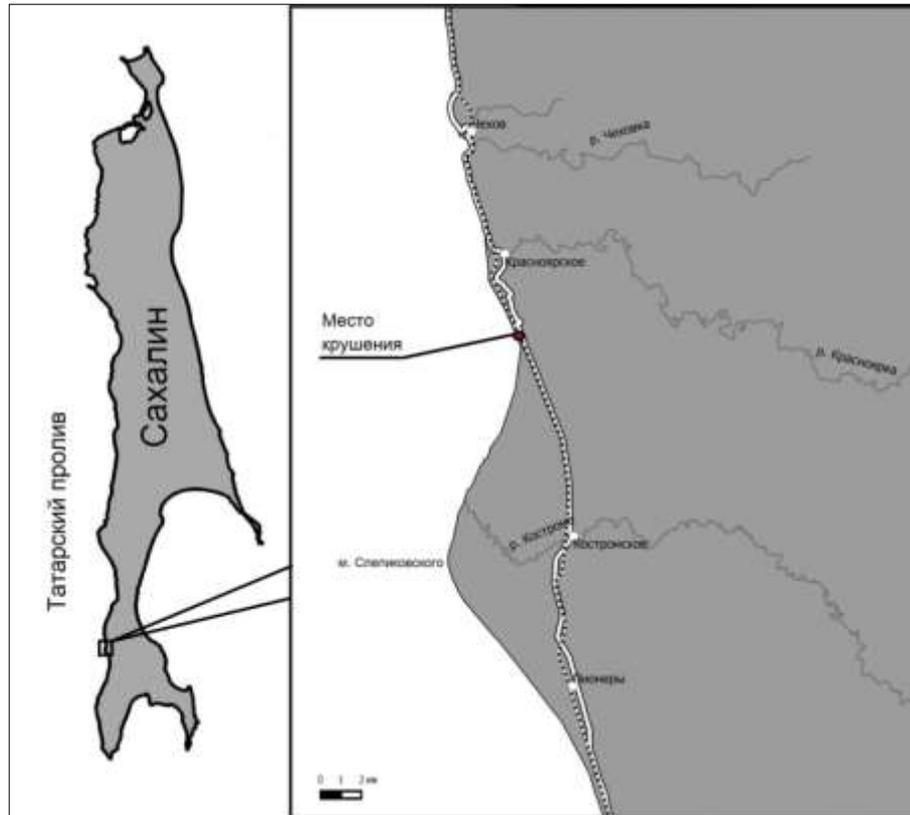


Рисунок 7.17 – Географическое положение места крушения

При обследовании места крушения нами было установлено, что на участке крушения произошло обрушение берегового уступа на протяжении около 70 метров с разрушением земляного полотна и верхнего строения ж/д пути (Рисунок 7.18). Береговой уступ сложен неконсолидированными песками голоценового возраста эолово-волнового происхождения, по составу и физико-механическим свойствам аналогичных современным пляжевым отложениям и дюнам. По классу размываемости это самые слабоустойчивые к размыву породы.

Крутые откосы в породах данного типа разрушаются даже без дополнительных динамических нагрузок, какими являются нагрузки от движения подвижного состава (Рисунок 7.19).

Согласно нормативным документам ширина земляного на линиях 4-й категории составляет – 6,2 м. На кривых добавляется (0,1-0,5 м) в зависимости от радиуса кривизны ж/д пути в плане (СП 32-104-98).



Рисунок 7.18 – Место крушения, вид с юга



Рисунок 7.19 – Место крушения, вид с севера

Далее к северу, вдоль ж/д пути ещё, по крайней мере, на двух участках велика вероятность разрушения ж/д пути на участках где волноотбойная стенка, построенная более 50-ти лет назад практически разрушена.

Анализ материалов дистанционного зондирования и натурных обследований позволяет определить основные особенности разрушения берегов на этом участке (Рисунок 7.20).

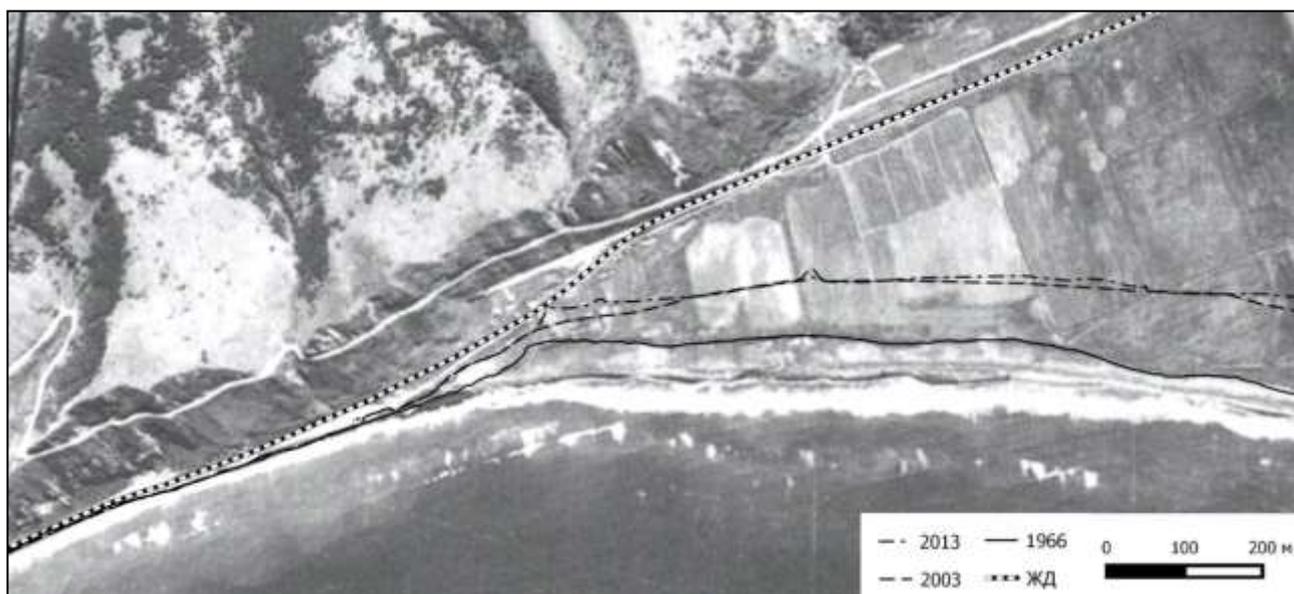


Рисунок 7.20 – Фрагмент АФС 1966 г. с нанесенными линиями положения берегового уступа.

Как показали натурные наблюдения 2001-2003 гг. характеризуется периодом стабильного состояния. Южнее места крушения сохраняется деревянная волноотбойная стенка (Рисунок 7.21).



Рисунок 7.21 – Береговой уступ в 2001 г. и деревянная волноотбойная стенка

В 2008-2010 гг. береговой уступ начал активно разрушаться. На участке, непосредственно примыкающем к зоне крушения с юга, в 2008 г. был отсыпан скальный грунт. Деревянная стенка разрушена полностью. Однако проводимых мероприятий явно недостаточно

и в 2010 году мы наблюдаем активное разрушение берегового уступа не только на участке, примыкающем с юга, но уже и в пределах зоны крушения поезда (Рисунок 7.22).



Рисунок 7.22 – Береговой уступ в 2010 году (южный край зоны крушения)

Состояние берегового уступа в 2012-2013 гг. характеризуется продолжающимся активным разрушением берегового уступа. На участке, примыкающем к зоне крушения с юга, в 2012-2013 гг. была произведена отсыпка грунта.

Отсыпка подобного грунта не является берегозащитой и вероятно выполнялась для восстановления поперечного профиля дорожного полотна

В конце 2013 года бровка берегового уступа на участке крушения пассажирского поезда № 6109 произошедшего 3 ноября 2014 года подошла к краю дорожного полотна. Ввиду того, что слагающие береговой уступ и соответственно откос дорожного полотна современные (позднеголоценовые) пляжевые пески неустойчивы к размыву, разрушение верхнего строения ж/д пути могло произойти в любой период после времени зафиксированного на снимке общего пользования Google 2013 г. (23 апреля).

Резюмируя вышеизложенное акцентирую внимание, на том, что усиление интенсивности и активности размыва берегов Сахалина объективная реальность, а не дань конъюнктурным ухищрениям науки.

Без сомнения принятие срочных мер, требующихся серьезных экономических затрат, предъявляет и соответствующие требования к прогнозу развития ситуации на берегах региона, который должен быть более определенным. Единственное средство достижения этого –

постановка исследований с целью создания моделей эволюции прибрежных областей в XXI веке, разработка структурных схем защитных сооружений и разработка новых средств и методов берегозащиты.

7.2 Разработка рекомендаций по освоению прибрежной зоны для природопользования

Селитебные территории.

Традиционный уклад жизни аборигенных народов побережья холодных морей, наряду с максимальным приближением к объектам промысла, учитывал и особенности строения побережья, используя для поселения и хозяйственной деятельности песчано-галечные аккумулятивные бары и косы. В условиях вечной мерзлоты зачастую это были единственно возможные места для постоянного проживания. В работе рассматриваются проблемы связанные с защитой населенных пунктов, расположенных на побережье Охотского, Чукотского и Берингова морей, главным образом, на голоценовых песчано-галечных аккумулятивных образованиях (барьерных островах и косах). Сравняются подходы к решению проблемы на берегах Аляски, Чукотки, Камчатки, Западного Приохотья и Сахалина. Показана эволюция берегозащитных решений на арктических и субарктических берегах. Сделан вывод, что обоснование проектных решений не всегда соответствует уровню современных знаний о динамике берегов. В основном, в основе определения долгосрочных тенденций размыва проблемных участков побережья лежит лишь интерполяция среднемноголетних данных, полученных при анализе материалов дистанционного зондирования. Применительно к проблеме защиты берегов рассмотрены тенденции размыва прибрежных равнин и динамики голоценовых аккумулятивных форм. Отмечена специфика геоморфологических процессов на арктических и субарктических берегах. Сделан вывод о том, что на основе полного набора данных о развитии и динамике прибрежной зоны рассмотренных морей, возможны биопозитивные и безопасные берегозащитные решения.

Традиционный уклад жизни аборигенных народов побережья, наряду с максимальным приближением к объектам промысла, учитывал и особенности строения побережья, используя для поселения и хозяйственной деятельности песчано-галечные аккумулятивные бары и косы. В условиях вечной мерзлоты зачастую это были единственно возможные места для постоянного проживания. К сожалению, уровень палеогеографической и археологической изученности не позволяет нам опереться в данной работе на палеодемографическую модель расселения в динамических прибрежных ландшафтах. Однако, очевидно, что постоянные поселки возникали в первую очередь на местах поселений вымерших или эмигрировавших

общин, временных промысловых стоянок и сезонных охотничьих лагерей, которые на протяжении жизни нескольких поколений не испытывали разрушающего воздействия моря. Именно высокий уровень специализации жизнеобеспечения и изобилие морских промысловых ресурсов обусловили в XIX — начале XX в. на северо-восточном побережье России и северо-западном побережье Северной Америки одну из самых высоких в приполярном ареале плотность населения береговых охотников – до 3 чел/км² [179]. В период промышленного освоения этих территорий среди критериев выбора места для расположения промышленного объекта или поселка опыт местного населения играл весьма значительную роль.

В настоящее время мы не можем утверждать, что катастрофические подъемы уровня и размыв береговых аккумулятивных форм арктических и субарктических морей в результате серии штормов исключительной силы, аналогичных наблюдаемым в конце XIX и начале XX века на южном побережье п-ова Сьюард [421], обходили эти поселения стороной. Тем не менее, свидетельств тому, что они являлись катастрофическими в рамках традиционной системы жизнеобеспечения, у нас нет. И, напротив, в условиях промышленного освоения побережья усиление размыва берегов Берингова и Охотского морей, начавшееся в 30-40-х годах 20 столетия, стало серьезным вызовом безопасности населенных пунктов побережья и инфраструктуры [420, 29].

Как отмечается в отчете по оценке климата на Аляске, изменения климата происходят гораздо быстрее, чем прогнозировалось ранее [416]. В условиях Арктики перестройка гидрометеорологического режима и повышение температуры воздуха в последние десятилетия, изменяющие параметры и продолжительность волнового воздействия на берега, привели также к увеличению длины разгона и соответственно параметров ветровых волн, что ещё более увеличило энергетику береговой зоны и повысило риски для традиционного образа жизни населения [407, 440, 453].

Проблемы защиты берегов Охотского моря и Российского побережья Чукотского и Берингова морей.

На берегах Чукотского моря преобладают береговые формы, созданные волнением [236]. Но в настоящее время, в условиях усиления волновой активности подверженность берегов Чукотского моря процессам абразии самая низкая из северных морей России [224]. К тому же, на сотнях километров морского побережья расположено всего несколько населенных пунктов. В районе западного входа в пролив Лонга, соединяющий Восточно-Сибирское море с Чукотским, на бере лагуны Валькаркынмангкак расположен национальный поселок Биллингс с населением около 200 человек. Особенности морфолитодинамики береговой зоны, обусловленные малой шириной и глубиной прибрежной летней полыни, на которой развивается ветровое волнение, а также характером атмосферной циркуляции в теплый период,

таковы, что постройки располагаются практически на пляже и переносить их нет необходимости.

В отличие от с. Биллингс, расположенного на типичном лагунном баре, п. Ванкарем находится на томболо, сформированном в волновой тени одноименного скалистого мыса на дистальном окончании западной лагунной косы. Поселки Инчоун, Уэллен, Нешкан, Мыс Шмидта расположены на прикорневых участках лагунных пересыпей также непосредственно у коренных участков суши, активно разрушаемых морозным выветриванием и абразией, которые являются мощным источником наносов, обеспечивающих устойчивость аккумулятивных образований.

На Беринговоморском побережье Чукотки в настоящее время все населенные пункты расположены в закрытых бухтах и на высоких террасах. Однако еще в начале века весь этот берег был плотно заселен, здесь насчитывалось несколько десятков аборигенных поселков и стойбищ, жители которых были впоследствии собраны в крупных селениях [179]. Одной из основных причин переселения, наряду со сменой системы жизнеобеспечения, называется деградация голоценовых береговых аккумулятивных образований, на которых располагались эти поселения [149]. Последним в этом ряду стал п. Беринговский, расположенный на пересыпи лагуны Лахтина. Борьба с размывом здесь началась буквально сразу после строительства в 1945 году причального мола длиной 80 м [49]. В 1952-1954 гг. для защиты берега от размыва в районе поселка с интервалом в 100 м было построено 11 деревянных бун. Льдом и штормовым волнением они были быстро разрушены. Эпопея с берегозащитой продолжалась почти 50 лет – до тех пор, пока жители не были переселены в поселок Нагорный, переименованный в честь оставленного людьми поселка Беринговский.

Проблема защиты берегов не обозначена в нормативно-правовых актах Камчатской области. Тем не менее, она существует. В связи со сменой технологий обработки рыбы часть поселков, созданных при рыбных базах, была закрыта уже в 60-70-е годы. Затем последовала волна укрупнений населенных пунктов, затронувшая преимущественно национальные села. После землетрясения 2007 года был расселен п. Корф, расположенный на одноименной косе. Таким образом, проблема берегозащиты потеряла свою остроту. Но в настоящее время жители сёл Ильпырское, Ивашка, Апука и Пахачи на северо-востоке Камчатки общей численностью 1260 человек защищают свои дома подручными средствами, главным образом, старыми баржами и рыболовными судами.

Такие населенные пункты как п. Оссора, п. Карага, с. Вывенка, с. Кострома, с. Тиличики, расположенные на закрытых от волнения низких аккумулятивных террасах и косах с устойчивым питанием наносами, проблем с размывом берегов в настоящее время не имеют.

Более известна проблема с размывом и защитой берегов на Западно-Камчатском побережье [81, 125, 97]. И если небольшие поселки и рыбные базы здесь уже давно прекратили свое существование, то п. Октябрьский с населением в 1600 человек, расположенный на Октябрьской косе, до сих пор борется с морской стихией [314].

Похожая ситуация складывается и на западном, материковом побережье Охотского моря. Размыв низких голоценовых террас, баров и кос, на которых расположены десятки заброшенных поселков и рыбопромысловых баз, никому, кроме ученых и краеведов, не интересен [261]. Однако первый на Дальнем Востоке город, а ныне поселок Охотск с населением 3500 человек, расположенный на Тунгусской косе и береговых барах р. Охота, практически с начала своего основания и до настоящего времени «сражается с морем» за выживание [91, 119]. И если территорию порта на дистальном окончании косы уже несколько десятков лет защищают неоднократно ремонтируемые деревянные волноотбойные стенки, то жилые дома периодически затапливает при штормах в период высоких приливов, которые достигают здесь 4 метров. Создание берегозащиты, способной устранить данную проблему, оценивается приблизительно в 70 млн. рублей [225].

На южных берегах Охотского моря, также относимых нами к субарктическому типу, и на Сахалинском побережье Татарского пролива в настоящее время выполнено морфолитодинамическое обоснование и проектирование более 30 км берегозащитных сооружений, из которых около 15 км уже построено (Рисунок 7.23) [32]. Тем не менее, и здесь приходят в упадок и поглощаются морем прибрежные города и посёлки, разрушаются портовые сооружения и даже имеющиеся проекты защиты г. Красногорск, г. Углегорск, п. Взморье не реализуются десятилетиями.

Проблемы защиты восточных берегов Чукотского и Берингова морей. Несколько иная ситуация и иной взгляд на проблему защиты населенных пунктов на восточных берегах Берингова и Чукотского морей. Изменения окружающей среды, с которыми связываются ускоренные темпы эрозии и наводнения, угрожающие общинам в прибрежных районах на Аляске находятся под пристальным вниманием ученых и правительства [466, 429, 483]. Весьма активны и правозащитные организации, делающие упор на то, что коренное население Аляски сосредоточено в постоянных поселениях, на местах отобранных федеральным правительством, главным образом, из-за требования Бюро просвещения МВД США по созданию постоянных школьных объектов [358]. Тем не менее, до настоящего времени бюджетные ограничения действующих законов не позволяют переселить даже самые нуждающиеся общины Аляски, затронутые проблемами, связанными с эрозией берегов. Более того, после 2009 года федеральное финансирование объектов берегозащиты может быть доступно только в случае 35% софинансирования общиной [448].



Рисунок 7.23 – Искусственный пляж для защиты одного из участков побережья о. Сахалин (объем составляет 15 тысяч кубометров).

В 2006 году из 7 населенных пунктов, требующих первоочередного внимания, 4 находились непосредственно в береговой зоне. Национальные поселки Shishmaref и Kivalina (общей численностью населения 997 человек) были рекомендованы к переселению, оцененному в 250-305 млн. долларов, а для поселков Kaktovik и Unalakleet (общей численностью населения на 2016 г. в 949 человек) предполагалась берегозащита стоимостью около 70 млн. долларов [346]. В 2009 году первоочередного решения требовали проблемы уже 10 береговых населенных пунктов [345]. За последние несколько лет на берегозащиту уже потрачено около 40 млн. долларов. Однако ещё не менее 150 млн. долларов необходимы для защиты таких населенных пунктов как Shaktoolik, Unalakleet, Shishmaref, Kaktovik, Kotzebue. Стоит отметить, что самые крупные населенные пункты побережья Kotzebue и Nome имеют протяженность защищенной береговой линии более 4,5 км и до последнего времени решали эти проблемы сами.

Общая протяженность берегозащиты на восточных берегах Чукотского моря в настоящее время составляет около 2,8 км волногасящих конструкций откосного типа и сэндбэгов, а также около 2,0 км каменной наброски. На восточных берегах Берингова моря построено чуть более 3 км берегозащиты. Берегозащитные конструкции на восточных берегах Чукотского и Берингова моря прошли эволюционный путь от деревянных волноотбойных стенок и бочек заполненных песком до габионных стенок, сэндбэгов, геотуб, бетонных матов и

волногасящих откосных сооружений. Город Барроу пытались защищать искусственным пляжем из морских наносов, полученных при дноуглублении. Используются также песчаная обваловка и стабилизация дюн (Рисунок 7.24). На самых проблемных участках, расположенных на барьерных формах и косах, в настоящее время построены именно волногасящие сооружения откосного типа; национальное село Уналаклит (400 м), национальное село Кивалина (730 м), национальное село Шишмарев (800 м). Несравнимо больше протяженность берегозащитных сооружений в северной части залива Аляска.



Рисунок 7.24 – Песчаная обваловка автодороги со стороны моря (г. Барроу, Аляска).

Здесь защищены преимущественно территории крупных населенных пунктов и транспортные магистрали, при этом используются практически все типы конструкций, вплоть до каменной наброски и отмостки строительным мусором (Рисунок 7.25).

Как показывает обзор проблемы, берегозащита необходима в первую очередь населенным пунктам, расположенным на голоценовых песчано-галечных аккумулятивных образованиях (барьерных островах и косах). Только два защищаемых населенных пункта – Barrow и Wainwright – расположены на 5-15 м террасах побережья с высоким содержанием в отложениях берегового уступа подземного льда. Без сомнения, из-за наличия вечной мерзлоты, сезонно-мерзлых пород в зоне пляжа и контакта припайных льдов со льдом, специфики

гидродинамического режима, зрозия береговых линий в умеренных, субарктических и арктических регионах имеет существенные различия [347, 449, 435, 207, 259, 257, 117, 300].



Рисунок 7.25 – Защита берегов строительными отходами (г. Сьюард, Аляска)

Однако, несмотря на определенную разницу в действующих механизмах, количественное различие в интенсивности и активности абразионных и термоабразионных арктических побережий может быть менее значительным, чем принято считать [412].

Основное внимание в последние годы уделяется изучению активности эрозии многолетнемерзлых отложений прибрежных равнин [454, 436, 350]. На основе анализа данных дистанционного зондирования различного типа практически все авторы отмечают, что, начиная с середины прошлого века и до настоящего времени, происходит увеличение скорости размыва берегов. Следует отметить, что буквально только в последних работах при анализе динамики арктических побережий начали учитываться морфогенетические типы берегов. При этом выяснилось, что минимальные перемещения отмечены для кос и баров, а максимальные скорости размыва наблюдаются для береговых уступов равнин, сформированных при спуске озер [402, 384]. Интересно, что песчаные и гравийно-галечные барьерные острова на дельтовых побережьях стабильны либо нарастают [387, 404].

Увеличение накопления наносов в областях унаследованной аккумуляции при усилении размыва берегов, наблюдаемого с сороковых годов прошлого века, установлено нами при анализе изменений морфометрических показателей аккумулятивных образований Охотоморского побережья [50, 52]. Бары и косы, не теряющие связи с современными областями

питания, таким образом, не деградируют как в условиях субарктики, так и в условиях арктического побережья.

Аккумулятивные формы, морфодинамический облик которых сформировался в период последнего ритма позднеголоценовой прибрежно-морской аккумуляции, связанного с подъемом уровня океана, перестраиваются, но в условиях незначительных, менее 1 метра приливов и короткого периода волнового воздействия достаточно стабильны. В частности, это относится к барам Elson Lagoon и барам в р-не п. Биллингс. Скорости разрушения берегов лагун здесь существенно выше скоростей перемещения баров, кроме того площадь лагун увеличивается также за счет присоединения термокарстовых озер [359].

В качестве основного результата этих исследований можно принять выводы о том, что наблюдаемая пространственная структура размыва в основных чертах существует, по меньшей мере, с 30-х годов нашего столетия.

Сценарии же долгосрочных тенденций размыва побережий, с преобладанием береговых форм созданных волнением, в основу которых положены материалы сравнения положения береговых линий (аэрофотоснимки, космофотоснимки, карты и геологические описания) не совсем корректны [420, 385]. Это касается, в определенной мере, также статистических прогнозных моделей размыва берегов созданных в результате выявленного соответствия фактических тенденций развития береговой зоны, установленных в результате наблюдений и анализа массивов АФС разных лет, многолетним изменениям интенсивности ветро-волнового воздействия на берег [29, 42].

В первую очередь речь идет о барьерных формах и косах, основные плановые перестройки (уменьшение, увеличение площади) в значительной мере связаны именно с механизмами развития этих форм, обусловленными параметрами вдольбереговых перемещений наносов, тенденциями смещения лагунных проливов, сезонными особенностями строения берегового профиля [185, 40].

Штормовые переливы и эрозия без сомнения представляют опасность на берегах этого типа. Однако риски многократно увеличиваются при игнорировании естественных механизмов и тенденций развития аккумулятивных образований. Именно по этой причине, берегозащита в известном п. Шишмарев в период между 1983 и 2003 годами привела к низовым размывам и скорости эрозии, вдвое превышающей уровень незащищаемых берегов. А вот недавно построенное волногасящее сооружение откосного типа из рваного камня, которое обеспечило устойчивость аккумулятивного образования в системе сезонной морфолитодинамики, защитило поселок от эрозии даже при аномально сильных южных ветрах «Великой бури 2011 года» [420].

К сожалению, возможности переформатирования морфолитодинамики аккумулятивных береговых образований на основе давно известных механизмов их развития практически не используются в практике берегозащиты.

Практически не затронуты береговыми исследованиями такие вопросы как влияние на механизмы береговой эрозии многолетнемерзлых пород под осадками деятельного слоя. И только в последнее время было обращено внимание на ухудшение волногасящих свойств берегового профиля при промерзании пляжевых отложений и обусловленное этим усиление размыва берегов. В результате чего началась разработка концепция динамики берегового профиля в последовательности: промерзание пляжа, формирование краевой наледи, становление припая [46, 35, 342]. К сожалению, уровень палеогеографической и археологической изученности не позволяет нам в данной работе при анализе устойчивости поселений на береговых аккумулятивных образованиях, созданных в заключительный период последней трансгрессии, в полной мере опереться на палеодемографическую модель расселения в динамических прибрежных ландшафтах. Тем не менее, можно утверждать, что поселения, имеющие продолжительную историю, расположены на участках унаследованной аккумуляции, в прикорневых зонах баров и кос, а также на аккумулятивных образованиях типа томболо в волновой тени участков суши, сложенных коренными породами. Именно эти участки были относительно стабильны на протяжении всех ритмов аккумуляции и размыва обусловленных изменениями уровня моря амплитудой 2-4 м в последние 6,5 тыс. лет [419, 146, 1, 53].

Выбор местоположения населенных пунктов в период начала интенсивного промышленного освоения побережья Чукотского, Берингова и Охотского морей происходил на фоне затухания интенсивности береговых морфолитодинамических процессов, в условиях однозначно установившейся тенденции развития аккумулятивных форм побережья.

Изменения интенсивности размыва берегов в 20-21 веке отмечены на всех рассматриваемых морях. К примеру, на берегах Охотского моря выявлен цикл изменения штормовой активности с периодом 60 лет, а пролив лагуны Кивалина еще в начале 90-х годов смещался на юго-восток, увеличивая площадь аккумулятивной формы, на которой расположен поселок Кивалина. Обострение ситуации в последние десятилетия, скорее всего не является чем-то из ряда вон выходящим. Однако уровень комфорта и требований безопасности населения сейчас куда выше, чем сто лет назад.

Населенные пункты, наиболее страдающие в настоящее время от переформирования берегов – Shishmaref, Kivalina, Unalakleet, расположены непосредственно на дистальных окончаниях кос системы лагунного пролива. Соответственно берегозащитные решения должны иметь в своей основе анализ миграций пролива, возможностей изменений направления роста,

формы и морфометрических параметров дистальных окончаний кос, модификации приливной призмы. Следует отметить, что на данных участках побережья достаточно наносов для любых инженерных решений в этом направлении.

Кроме того, при решении проблемы защиты и планировании деятельности на побережье холодных морей следует обратить самое пристальное внимание на специфику эрозионного берегового процесса субарктического и арктического типа. Перспективы в этом направлении открывают выявленные нами деформации подводного рельефа под припайными льдами и увеличение крутизны верхней части берегового профиля при формировании наледи, а также установленный нами факт существенного ухудшения волногасящих свойств пляжевых отложений при их промерзании.

Проблемы защиты населенных пунктов на берегах о. Сахалин.

Проведенный нами анализ морфолитодинамической ситуации на проблемных участках побережья позволяет сделать следующие выводы.

Село Красногорское находится на сахалинском побережье Татарского пролива. Морская часть пересыпи на которой расположен с. Красногорское за период 1952-2013 гг имела общую тенденцию к нарастанию, за исключением южной части, где в 1993 году произошел катастрофический размыв более 500 м береговой полосы, что принесло городу ущерб в 16,4 млн. руб. (Рисунок 7.26).

В 1994 году администрацией города Красногорск планировалось осуществить ряд капитальных мероприятий по защите производственных и сельскохозяйственных объектов от воздействия моря, стоимость которых составляла 16,5 млн. рублей в ценах 1991 года. Однако последовавший за размывом период стабилизации берегового уступа успокоил власти и население, и проблема берегозащиты была забыта. В настоящее время наибольшие опасения о возможности разрушения морем их жилищ высказывают жители нового микрорайона на пересечении улиц Набережной и Карла Маркса, где расстояние до бровки берегового уступа составляет чуть более 80 метров

А жители дома 86 А по ул. Карла Маркса сами защищают свою территорию подручными материалами (Рисунок 7.27).

Учитывая усиление гидродинамической активности в целом по морям ДВ здесь нельзя исключить в ближайшее время изменений пространственного плана абразионно-аккумулятивных процессов. Кроме того, как показывает и Сахалинский опыт, песчаные берега могут разрушаться со скоростью 10-40 метров в течение одного экстремального шторма. Достаточно большое расстояние до бровки берегового уступа в районе новостройки позволяет исключить разрушение новых домов в результате одного катастрофического шторма, что однако нельзя сказать о доме № 86 А по ул. Карла Маркса.



Рисунок 7.26 – Пространственный план динамики берегов г. Красногорск за период 1952-2014 гг. (картографическая основа-трансформированный АФС 1970 г.).



Рисунок 7.27 – Защита придомовой территории по адресу ул. Карла Маркса 86 А подручными средствами.

По нашему мнению защищать сараи и огороды дорогостоящими защитными сооружениями нет смысла. Однако выполнить защиту жилых домов от экстремальных штормов можно, и нужно в случае неблагоприятного прогноза развития морфолитодинамической ситуации на период эксплуатации этих сооружений. Защита должна не выходить в пределы современной береговой зоны (находиться в 10-30 метрах от берегового уступа, располагаться до уровня современной поверхности земли) и начать работать как защитное сооружение только в период экстремальных штормов. Наличие подобной защиты позволит успокоить людей и исключить возможность причинения ущерба зданиям и здоровью людей. Конструкция сооружения должна соответствовать требованиям устойчивости в условиях рыхлого 30-40 метрового основания (мощность аллювиально морских неоплейстоцен-голоценовых отложений пересыпи) и 3-5 метровой мощности активного слоя.

Город Углегорск также находится на сахалинском побережье Татарского пролива, в 75 км к северу от с. Красногорское. Буквально сразу после строительства северного ковша Углегорского порта в 1924-1925 гг. начались низовые размывы прибрежной террасы. Вероятно, в этот период и была построена бетонная волноотбойная стенка, практически разрушенная в настоящее время. 2004 году была разработана проектно сметная документация для защиты домов № 15, 17, 19, 21, 23 по ул. Приморской в г. Углегорске от разрушения придомовых территорий и от затопления при ветро-волновом нагоне (Рисунок 7.28).



Рисунок 7.28 – Защита строительным мусором домов по ул. Приморской (г. Углегорск)

К сожалению, вопрос берегозащиты до настоящего времени открыт. В одном из последних писем губернатору Сахалинской области жители этих домов пишут: – «Осенне-зимние шторма ежегодно угрожают нашим домам. С каждым годом море всё ближе, а строительный мусор, засыпаемый на берег для его защиты уносит море и наши дома сотрясают удары волн». Следует отметить, что проект 2004 года не прошел государственную экспертизу.

В этом отчете нет даже упоминания расчетных и режимных параметров воздействий, литодинамических характеристик участка, а проектные решения не рассмотрены, а просто описаны. Строительство волноотбойной стенки ввиду того, что коренные породы расположены на отметках +0,5 м (БС) у оградительных сооружений порта и минус 1,3 м (БС) на южном фланге проблемного участка, вполне возможно.

Однако новая стенка должна будет располагаться на 15-20 метров ближе к домам, чем существующие остатки старой стенки и кроме того потребуются «мягкое» сопряжение стенки и неукрепленной аккумулятивной террасы. Близость портовых сооружений исключает создание искусственного пляжа. Таким образом, в зоне сопряжения потребуются создание достаточно сложной волногасящей и наносоудерживающей конструкции. Вероятно, следует проектировать волногасящее сооружение в параметрах обеспеченности для селитебных территорий.

Инфраструктура морского транспорта Сахалина в настоящее время включает в себя 9 морских торговых, 2 рыбных порта и специализированный порт по отгрузке нефти и сжиженного природного газа в поселке Пригородное. Кроме этих сооружений, после периода гражданского японского управления (1905-1945 гг.) на острове Сахалин осталось еще 23 порта-ковша, сложных морских инженерных сооружений, которые являются явлением исключительно сахалинским. Нигде на территории России подобные морские сооружения более не встречаются. Собственно и большинство портовых сооружений, переданных Министерству морского флота СССР, по своей сути являются портами-ковшами. На рисунке 7.29 показано местоположение всех портовых гидротехнических сооружений, к которым относятся согласно Федеральному закону о морских портах Российской Федерации: «инженерно-технические сооружения; волноломы, дамбы, молы, пирсы, причалы, а также подходные каналы, подводные сооружения, созданные в результате проведения дноуглубительных работ, расположенные на территории, акватории морского порта, взаимодействующие с водной средой и предназначенные для обеспечения безопасности мореплавания и стоянки судов».

В таблице 7.2 представлены основные характеристики портовых гидротехнических сооружений.

В настоящее время практически все гидротехнические морские инженерные сооружения на побережье Сахалина находятся в неудовлетворительном техническом состоянии. И если ситуация с портами, находящимися в хозяйственном ведении Федерального государственного унитарного предприятия «Росморпорт», в последнее время начала стабилизироваться то большая часть рыболовных портов-ковшей брошена на произвол судьбы. Порты-ковши, расположенные в городах Томари и Макаров, а также в поселках Ясноморский, Атласово, Новиково, Взморье, Ильинский, Тельновский и др. разрушены и без капитального ремонта не

пригодны к дальнейшей эксплуатации. В заключение следует отметить, что определить возможности реконструкции и расширения технических возможностей портов невозможно без получения исчерпывающей информации о техническом состоянии ковшей, морфолитодинамической, гидродинамической обстановках и инженерно-геологических условиях.

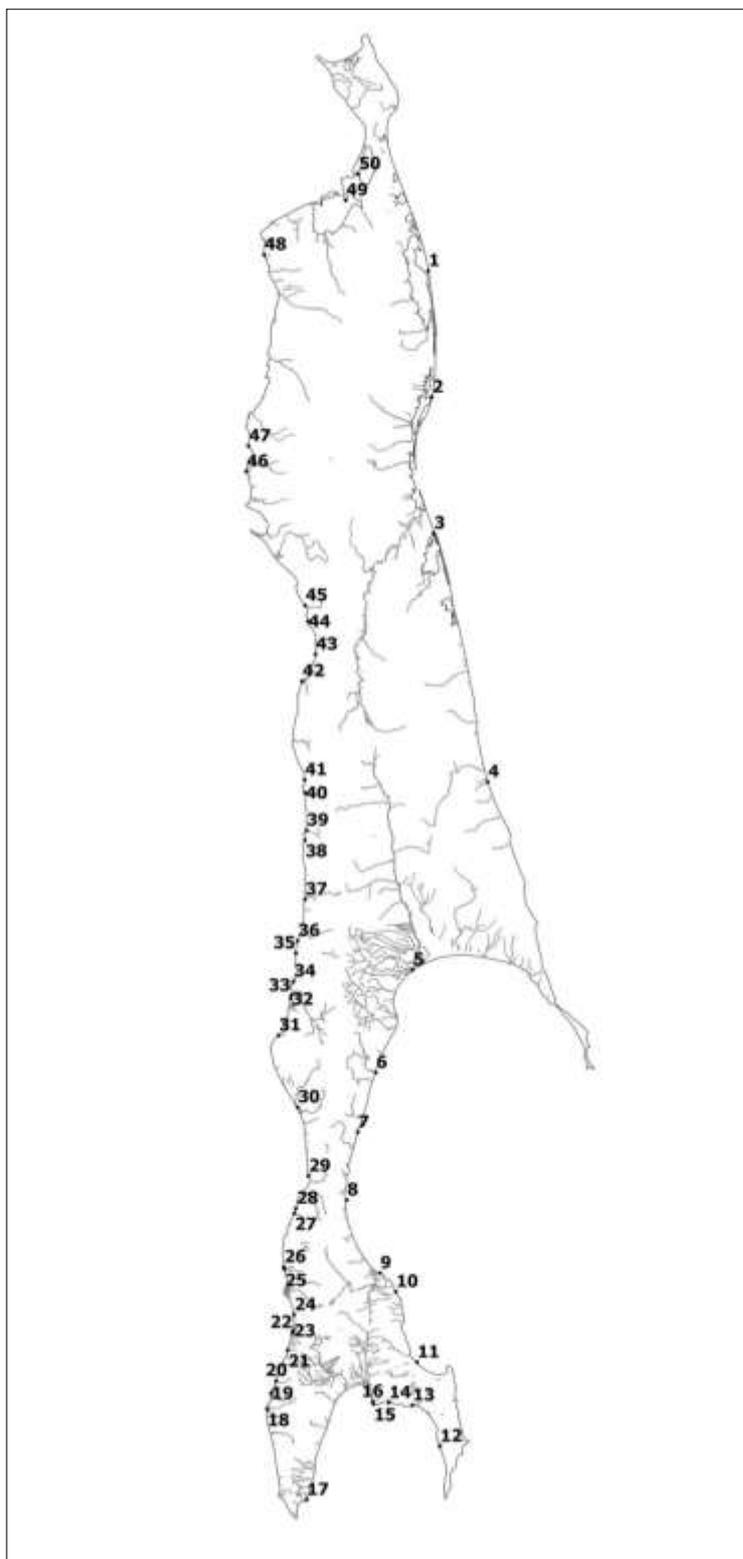


Рисунок 7.29 – Карта-схема расположения портовых сооружений

Таблица 7.2 – Портовые (причальные) сооружения, используемые прибрежным рыбохозяйственным комплексом

№	Объект (порт, портопункт, причал)	Местона- хождение	Причалы		Средства механизации грузовых работ	Техническое состояние причалов
			акватория тыс. м ²	глубина, м		
1	Пильгун ВПС	53°10 N, 143°15E				
2	Чайво	52°29 N, 143°17E				
3	Кайган	51°43N, 143°18E				
4	Петросах	50°19N, 143°47E				
5	Поронайск	49°13 N, 143°7E	17,63	1,2-1,6	есть	Удовл.
6	Макаров	48°37 N, 142°47E	83,7	1,8	отсутствуют	Неудовл.
7	Восточное	48°15 N, 142°37E	9,246	1,4-2	отсутствуют	Неудовл.
8	Взморье	47°51 N, 142°31E	12,444	1,6-1,9	отсутствуют	Неудовл.
9	Стародубское	47°24 N, 142°49E	32	1,8-2,7	отсутствуют	Удовл.
10	Остромысовка	47°18 N, 142°59E			отсутствуют	Неудовл.
11	Охотское	46°53 N, 143°9E	11,88	2	отсутствуют	Неудовл.
12	Новиково	46°21 N, 143°21E	39,84	2,5-2,75	отсутствуют	Неудовл.
13	Озерск	46°36 N, 143°7E	26,628	2,7-3	отсутствуют	Удовл.
14	Пригородное	46°38N, 142°54E				
15	Корсаков Юг	46°36 N, 142°47E				
16	Корсаков Север	46°37 N, 142°43E		3,5-7,3	есть	Удовл.
17	Атласово	46°0 N, 142°10E	16,855	1,8-2,7	отсутствуют	Неудовл.
18	Заречье	46°34N, 141°49E	8,145	1,5	есть	Удовл.
19	Невельск	46°40 N, 141°51E		6,6-7,3	есть	Удовл.
20	Ясноморский	46°45 N, 141°54E	5,255	1,4-1,8	отсутствуют	Неудовл.
21	Правда	46°56 N, 142°1E	9,216	1,8-3,2	отсутствуют	Удовл.
22	Холмск Юг	47°3 N, 142°2E		7,5-8	есть	Удовл.
23	Холмск Север	47°3 N, 142°2E				
24	Яблочное	47°9 N, 142°3E	13,104	2,1-2,7	отсутствуют	Удовл.
25	Чехов	47°26 N, 141°58E	14,547	1,5-2	отсутствуют	Удовл.
26	Байково	47°27 N, 141°58E	16	1,8-2	отсутствуют	Неудовл.
27	Томари	47°46 N, 142°3E	11,524	2	отсутствуют	Неудовл.
28	Неводское	47°48 N, 142°4E	26,388	2,7-3,6	отсутствуют	Удовл.
29	Ильинский	48°1 N, 142°11E	23,127	1,8-3,6	отсутствуют	Неудовл.
30	Красногорск	48°25N, 142°5E				
31	Орлово	48°50 N, 41°55E	15,502	2,7-2,9	отсутствуют	Неудовл.
32	Углегорск Юг	49°3 N, 142°1E	38,531	2,7-2,9	есть	Удовл.
33	Углегорск Север	49°4 N, 142°1E				
34	Шахтерск	49°9N, 142°3E				
35	р. Каменка, мыс Перевальный	49°19N, 142°4E				
36	Тельновский	49°24N, 142°5E				
37	Бошняково	49°38N, 142°9E				
38	Амбицу	49°59N, 142°9E				

Продолжение Таблицы 7.2

№	Объект (порт, портопункт, причал)	Местона- хождение	Причалы		Средства механизации грузовых работ	Техническое состояние причалов
			акватория тыс. м ²	глубина, м		
39	Пильво	50°2N, 142°10E				
40	р. Первомайка	50°15N, 142°9E				
41	б. Мосия р. Най- Най	50°20N, 142°9E				
42	Александровск- Сахалинский	50°53 N, 142°7E	250 м	2-4	отсутствуют	Неудовл.
43	Мгачи	51°3N, 142°15E				
44	Танги	51°14N, 142°11E				
45	Хоэ	51°19N, 142°9E				
46	п. Дружба м. Уанги	52°4N, 141°37E				
47	м. Погиби	52°12N, 141°39E				
48	Рыбновск	53°15N, 141°47E				
49	Москальво	53°32N, 142°31E				
50	Некрасовка	53°41N, 142°38E				

Учитывая тот факт, что малые портовые сооружения практически не ремонтировались, следует признать, что подавляющее большинство портовых сооружений были очень быстро разрушены именно из-за неправильно выбранного местоположения, неверной конфигурации оградительных сооружений и недостаточного учета гидродинамических и инженерно-геологических параметров.

В Стратегии социально-экономического развития Сахалинской области на период до 2025 года в редакции Постановления Правительства Сахалинской области от 28.03.2011 г. N 99 заявлено, что рекреационные ресурсы Сахалинской области представляют собой комплекс уникальных природных условий и явлений для организации всех видов лечебно-оздоровительного отдыха и туризма [260]. При этом, сохранение природного потенциала для будущих поколений и обеспечение устойчивого развития экономики, возможно при рациональном и взвешенном использовании природных ресурсов.

Наиболее подходящая территория для рекреационного использования по климатическим индексам, это южная часть острова. Климат здесь тёплый, более мягкий и менее контрастный, чем даже в Приморье и Хабаровске. Существенным отличием от того же южного Приморья является «холодное море» [312]. Кроме того, в южной части о. Сахалин (г. Южно-Сахалинск, Анивский, Холмский, Невельский и Корсаковский районы) проживает более 70% населения

Сахалинской области. Учитывая, что потребителями рекреационных ресурсов наряду со взрослыми являются также и дети, особое значение приобретает хорошая транспортная доступность к таким природным комплексам, как побережье залива Анива, Татарского пролива и залива Мордвинова. Общая выручка от курортно-санаторной деятельности и туризма в дальневосточных субъектах РФ оставляет около 1-2,5 % валового регионального продукта (ВРП). На Сахалине этот показатель составил в 2015 г. 0,06 %, т. е. сведён практически до нуля. Возможности территорий области, имеющих уникальный рекреационный потенциал для организации отдыха и оздоровления местного населения, российских и иностранных граждан, практически не используются. А тем временем, значительные площади рекреационных территорий деградируют.

Потребности стройиндустрии и транспорта юга Сахалина в строительных песках практически полностью обеспечиваются разработкой песков голоценовых морских террас и современных пляжевых отложений. За последние 100 лет для этих нужд изъято с побережья около 25 млн. м³ песка.

Изъятие около 6 млн. м³ песков привело к усилению размыва берегов залива Терпения (Рисунок 7.30).



Рисунок 7.30 – Добыча песка с зоны пляжа

Потребности стройиндустрии юга Сахалина в строительных песках практически полностью обеспечиваются разработкой голоценовых морских террас залива Мордвинова. В настоящее время активно ведется разработка месторождения морских песков на участке недр «Морж».

Участок недр «Охотское месторождение морских песков» расположенный в юго-восточной части о. Сахалин, вдоль береговой линии отрабатывается по условиям лицензии до уровня грунтовых вод. Исследования, проведённые в 1990-1992 гг. не дали однозначного ответа на вопрос о влиянии добычи песка ниже уровня грунтовых вод на гидрологический режим близрасположенных «тёплых озёр». Поэтому заявки на изменение условий добычи в обязательном порядке требуют проведения исследовательских работ и постановки мониторинговых гидрогеологических и гидрологических работ.

В настоящее время одно из самых живописных мест Сахалина – побережье залива Мордвинова в результате отработки песчаных карьеров и последующей «рекультивации» превратилось в болота и места свалки бытовых отходов (Рисунок 7.31, 7.32).



Рисунок 7.31 – Рекультивированный участок недр «Морж»



Рисунок 7.32 – Рекультивированный участок недр «Охотское месторождение морских песков»

Изъятие песков на полуострове Пузина ведёт к необратимым изменениям режима грунтовых вод (в первую очередь понижению уровня) и соответственно гидрологического режима «Тёплых озёр», и делает вполне реальной перспективу полного уничтожения уникальной системы «Тёплых озёр», представляющих в гидрогеологическом отношении единое целое (Рисунок 7.33).

На побережье залива Анива в Анивском районе органами государственного управления в настоящее время делается ставка по решению главной проблемы юга Сахалина – цивилизованной эксплуатации побережья с организацией полного набора «пляжных» услуг для отдыхающих. Однако при этом на побережье сложилась очень сложная санитарно-гигиеническая обстановка, обусловленная сбросом неочищенных сточных вод в залив несколькими городами и опасностью загрязнения акватории новым заводом СПГ.



Рисунок 7.33 Спуск оз. Охотничье

Так, прибрежная акватория залива Анива в районе г. Корсаков остается самым загрязненным районом по содержанию нефтепродуктов, фенолов, меди и свинца. Среднегодовая концентрация нефтепродуктов в 2010 году составила 0,102 мг/дм³, что соответствует 2 ПДК. Абсолютный максимум концентраций нефтепродуктов наблюдался в июне – 12,4 ПДК [336].

На побережье зал. Мордвинова расположено крупнейшее на юге о. Сахалин месторождение строительного песка. Добыча песчано-гравийной смеси осуществляется до уровня грунтовых вод, последующая рекультивация отработанных карьеров предусмотрена проектами работ, однако на самом деле либо не проводилась, либо выполнена выполаживанием откосов бортов карьера. В условиях сезонных колебаний уровня грунтовых вод, достигающих 1,5-1,7 метров, дно «рекультивированного» карьера частично затапливается, а затем заболачивается и захламляется бытовыми отходами, в связи с чем, ни для какого другого вида использования эти территории становятся не пригодны. В итоге, сотни гектаров ранее живописных мест превращаются в болота и свалки отходов.

Таким образом, природные комплексы побережий зал. Анива и зал. Мордвинова в результате негосударственного подхода оказались практически непригодными для рекреационного использования.

Понимание роли природных ресурсов, как компонентов гео- и биосистем, неизбежно приводит к актуализации проблемы эволюционных и организационных свойств этих систем.

В настоящее время, невозможно определить размеры прямого и косвенного ущерба, нанесенного экономике и экологии о. Сахалин в результате отсутствия должного внимания к

проблемам берегопользования. Хозяйственная деятельность на побережье производится без учета не только внезапных экстремальных событий редкой повторяемости, но и установленных эволюционных тенденций развития [330]. Стихийно складывающаяся региональная система «берегового» природопользования не только испытывает постоянные стрессы от последствий такого подхода, но и создает предпосылки техногенной катастрофы, с которой уже в ближайшее десятилетие будет не в состоянии справиться и федеральная система.

Учитывая, что усиление интенсивности и активности размыва берегов Сахалина является объективной реальностью, стратегия по уменьшению экономического и экологического ущерба в прибрежных районах острова, таким образом, определяется прогнозом уязвимости побережья к ожидаемым изменениям и возможностью реализации системы мер по его уменьшению [28].

Возрастающие потребности стройиндустрии юга Сахалина в строительных песках ведут к полной деградации геосистем голоценовых морских террас залива Мордвинова. И если не принять срочных мер, то побережье будет потеряно для любого другого вида использования.

К сожалению большую часть территории побережья Мордвинова для рекреационного кластера мы уже потеряли навсегда.

Однако часть побережья от протоки Красноармейская до оз. Орлиного (включительно) можно превратить, в буквальном смысле, в высокотехнологическую фабрику по производству рекреационных услуг. Для этого нужно выполнить рекультивацию отработанных карьеров на этой территории в виде обустроенных искусственных водоемов. Подключая рекреационные ресурсы «Теплых озер» и оз. Тунайча можно создать многокомпонентный рекреационный центр (Рисунок 7.34). Кроме того, прирост запасов песка, расположенного ниже уровня грунтовых вод, позволит удовлетворить растущие потребности стройиндустрии юга Сахалина.

«Забайкалец» – единственный участок недр «Охотского месторождения песков», расположенный между протокой Красноармейская и озером Орлиным, где без негативных экологических последствий возможна добыча полезного ископаемого до отметок (минус 7) – (минус 9), что увеличит выход полезного ископаемого с единицы площади в 2-3 раза. Рекультивация отработанных карьеров в этом случае необходимо выполнять в виде обустроенных искусственных водоемов, которые могут и должны быть использованы как зоны отдыха.

Рекреационная зона «Лебединые озера» предполагается на территории Корсаковского района Сахалинской области на побережье залива Мордвинова. В её состав должны входить рекреационные ресурсы памятника природы «Озеро Тунайча», рекреационные ресурсы системы «Теплых озер» и оз. Изменчивое, рекреационные ресурсы береговой зоны залива Мордвинова и собственно «Рекреационный центр Лебединые озера».



Рисунок 7.34 Рекреационный центр Лебединые озера (Афанасьев, Тюменцев)

В настоящее время до 17000 человек ежегодно «дикарями» посещают территорию залива Мордвинова в летний период и до 6000 в зимний. Но возможна ли в таких условиях организация «цивилизованного» отдыха на указанной территории?

Подобный пример, когда на берегах новообразованных водоемов устраивают пляжи, действуют аттракционы, детские и спортивные площадки, станции для лодок и яхт-клубы, демонстрируют государства Европейского сообщества, Азиатско-Тихоокеанского региона, Японии.

С точки зрения подобных положительных примеров использования территорий рекультивации, география песчаного карьера «Забайкалец» является идеальной для создания региональной зоны рекреации. Здесь за короткое время возможно создать рекреационный центр международного масштаба.

До недавнего времени подобный проект, в самом продвинутом виде, функционировал в Японии. Расположенный в Миядзаки, на Острове Кюсю, самый большой в мире крытый аквапарк назывался Seagaia Ocean Dome.

Условия Сахалинской области делают вполне возможным создание рекреационных комплексов мирового уровня. Особую ценность подобным проектам придает факт комплексного использования и устойчивого развития природных минерально-сырьевых, гидрогеологических и рекреационных ресурсов, что при эксплуатации богатейшей минерально-сырьевой базы региона, даст возможность достижения не только высокого экономического, но и высокого социального уровня развития [93].

Деградация рекреационных ресурсов побережья Южного Сахалина – процесс, на наших глазах, увы, уже завершающийся. Мало того, что потеря низких морских террас и системы дюн в результате размыва существенно понижает рекреационную емкость прибрежных территорий, так ещё и добыча общераспространённых полезных ископаемых на побережье превратила ранее живописные места в пустыню. Общая площадь обводнённых карьеров на морских террасах непригодных ни для какого вида использования составляет уже более 300 бесхозных гектаров. Ни в одном городе Сахалина, расположенном на побережье, нет городских пляжей. Единственная набережная, причем в системе берегозащитных решений существует только в г. Невельске. А ведь именно набережная – «лицо» приморского города. Необходимость защиты транспортных коммуникаций и селитебных территорий также обусловила потерю рекреационной емкости прибрежных территорий. Рисунок 7.35 иллюстрирует эту ситуацию в Невельском районе на побережье Татарского пролива, наиболее благоприятном для пляжного отдыха.



Рисунок 7.35 – Защита автомобильной дороги исключая использование пляжа в рекреационных целях

7.3 Инженерно-геоморфологическое обоснование при проектировании и эксплуатации объектов и коммуникаций нефтегазового комплекса

Для нужд нефтегазового комплекса работы по инженерно-геоморфологическому обоснованию берегозащиты проводились на 4 объектах.

Исследования для целей берегозащиты на внутренних берегах лагуны Ныйво и на аккумулятивных берегах между лагунами Лунская и Набилъ были в основном представлены в предыдущих главах.

В данном разделе мы представил ситуацию с наиболее интересными и крупными объектами на барьерных формах лагун Пильтун и Чайво.

Было проанализировано 12 возможных вариантов берегозащиты, в том числе искусственный пляж и модифицированная защита из контейнеров с песком, постоянных берегозащитных сооружений на пересыпи лагуны Чайво (Рисунок 7.36, 7.37).



Рисунок 7.36 – Буровая площадка Ястреб (пересыпь лагуны Чайво) 2005 г.



Рисунок 7.37 – Берегозащита из контейнеров с песком, 2012 г

Однако, несмотря на некоторые проблемы, существующая с 2004 года защита имеет высокую ремонтнопригодность, достаточно функциональна и поэтому используется до настоящего времени (Рисунок 7.38) [343]. Основное негативное следствие этого сооружения – вынос пустых мешков в море, где они могут быть причиной гибели серых китов, которые проводят в прибрежной акватории несколько месяцев. На участке берега в 10 км в 2011 году я насчитал 36 пустых мешков.



Рисунок 7.38 – Разрушение временной берегозащиты. А – 2004 г., Б – 2005 г., В – 2012 г.

Для барьерной формы лагуны Пильтун была разработана система берегозащиты (Рисунок 7.39)

Высокая морская терраса (участок №1) размывается со среднемноголетней скоростью более 1,5 м/год, а в отдельные периоды скорость отступления берегового уступа превышала 3 м/год. Запасы наносов в береговой зоне при равномерном распределении вдоль берега позволяют сформировать пляж с параметрами обеспечивающими полное волногашение приэкстремальных штормах. Однако сезонные перестройки литодинамических ячеек и трендовые изменения их планового положения делают береговую зону уязвимой для размыва в результате высокочастотных штормовых событий на всём протяжении участка.



Рисунок 7.39 – Районирование барьерной формы по типу берегозащиты: а – участок №1; б – участок №2; в – участок №4

Стабилизация берегового уступа возможна при жестком креплении нижних элементов берегового уступа либо может быть обеспечена мероприятиями недопускающими формирования мегафестонного распределения пляжевого материала вдоль берега.

Голоценовая пересыпь (участок №2) со среднегодовыми скоростями смещения в западном направлении около 0,5 м. На некоторых участках в низком береговом уступе обнажаются торфяники видимой мощностью до 1 метра. Относительная стабильность берегов обеспечивается размывом смежных участков берега и поступлением вследствие чего в береговую зону больших объемов пляжеформирующих наносов. Размывы обеспечивают, главным образом, сезонные перестройки литодинамических ячеек и трендовые изменения их планового положения. Защита жесткими волногасящими конструкциями возможна, учитывая залегание в основании разреза торфяников и илов, но потребует серьезных затрат на обеспечение мероприятий по распределению нагрузок на грунты основания и прикрытие конструкции до глубин превышающих мощность деятельного слоя.

Наиболее предпочтительным вариантом защиты коммуникаций и сооружений будет здесь восстановление дюн и закрепление их в первую очередь растительностью. Это относится и к современным террасам

Участок №3 характеризуется высоким береговым уступом, разрушается во временном отношении очень неравномерно (Рисунок 7.40).



Рисунок 7.40 – Участок № 3

В настоящее время на большей части участка наблюдается узкая современная морская терраса, прикрывающая береговой уступ. Защита данного участка не требуется ввиду отсутствия риска разрушения сооружений и коммуникаций в ближайшие 15-20 лет. Более того, смытый материал, поступающий в береговую зону с этого участка обеспечивает наносами участки №2 и №4

Голоценовая пересыпь (участок №4) со среднемноголетними скоростями смещения в западном направлении от 2,0 м/год на южном фрагменте до 0,5 м/год. На данном участке самая сложная ситуация с выбором способа берегозащиты. В основании пляжевых отложений на уровне около минус 2-х метров (БС 77) залегают слабые мелкозернистые пески лагунных фаций.

Мощность деятельного слоя у подножия берегового уступа в момент исследования превышала 3,3 метра, а учитывая изменения высотных отметок тыловой закраины пляжа вдоль берега она может превышать 5 м. Жесткие конструкции в этой ситуации практически

исключены. Следует однако отметить, что запасы наносов в береговой зоне на участке протяженностью 1800 м между Северным и Южным куполом оставляют около 250 тыс. м³. Что при равномерном распределении позволяет создать вдоль всего берега пляж, обеспечивающий полное волногашение при наблюдаемых параметрах берегового профиля.

Стабилизация берегового уступа может быть обеспечена мероприятиями недопускающими формирования мегафестонного распределения пляжевого материала вдоль берега, либо откосным креплением, которое необходимо будет всё время поддерживать в рабочем состоянии (сэндбэги).

Участок № 5. Среднемноголетние скорости размыва на участке №5 в районе Южного купола превышают 1,5 метров (Рисунок 7.41).



Рисунок 7.41 – Участок №5

Для этого участка характерны самые большие объемы поступления обломочного материала в береговую зону при размыве берегового уступа. Пляж залегает на литифицированных размокающих глинах. Для участка, также как и для всего района, характерно неравномерное распределение пляжевых наносов вдоль берега в виде мегафестонов. Максимальная ширина достигает 120 метров, минимальная 15-20 метров. Участок № 5 является единственным участком где практически без ограничений возможно применение тяжелых берегозащитных конструкций. Предпочтительным вариантом для защиты производственной

площадки Южный Купол является крепление откосного типа с заложением откоса $1/2 - 1/3$ в виде многослойной конструкции из природного камня.

Откосное берегоукрепление с креплением природным камнем предлагается для участков №1 и №5. Для участка №5 это основной вариант крепления.

Для участка №1 возможно выполнить защиту в виде откосного берегоукрепления из заполненных песчаным грунтом мешков массой 5 тн из геотекстильного материала с размерами $3,0 \times 1,4 \times 0,9$ м (объем 3 м^3) в три слоя по подготовке из геотекстильного материала.

На участке №2 наиболее приемлемый способ защиты – восстановление дюнного пояса и частичное (северный участок) регулирование распределения наносов вдоль берега перед осенними штормами в параметрах искусственного пляжа.

Участок № 3 в ближайшие 10-15 лет защиты не требует.

На участке №4 при сохранении местоположения существующих коммуникаций (дорога, трубопроводы) необходимо выполнить двух уровенную защиту. Защитить современный береговой уступ откосным берегоукреплением из заполненных песчаным грунтом мешков массой 5 тн из геотекстильного материала в три слоя по подготовке из геотекстильного материала (марка На Те В500) и исключить мегафестонную неоднородность распределения пляжевых наносов ко второй половине сентября. Наносы следует перемещать с южной части участка и с крайней северной части участка №5. При переносе коммуникаций вглубь пересыпи для защиты новой дороги все равно понадобится создание авандюны на месте где в настоящее время расположен трубопровод. Для участка №6 защита не предусмотрена (Рисунок 7.42).



Рисунок 7.42 – участок №6

Особое значение имеет оценка технологической безопасности и воздействий на окружающую среду действующего и проектируемых заводов СПГ на побережье дальневосточных морей определение уровня угроз водным биологическим ресурсам при производстве дноуглубительных работ. Используемые модели для определения характера переноса и осаждения взвешенных наносов не позволяют объективно оценить особенности осадконакопления данного типа в акваториях. Сделан вывод о необходимости детальных исследований площадки завода СПГ в зал. Де-Кастри на предмет исключения наличия глубинной суффозии по вулканическим туфам с образованием неоднородностей плотности и пустот.

Государственная энергетическая стратегия предусматривает наращивание доли России на мировом рынке СПГ с 5% в настоящее время до 12% к 2035 году. Учитывая тенденции развития рынка, это станет возможным за счет увеличения масштабов производства СПГ примерно в 5 раз, до 55 млн. т/г [120]. Все крупные российские СПГ-проекты ориентированы на экспорт, что объективно повышает уровень требований к экологической безопасности проектов. Однако специфика геопространственного положения объектов СПГ существенно усложняет эту задачу. В первую очередь речь идет о том, что заводы СПГ расположены на побережье, а конструкции, с которых производится отгрузка, находятся непосредственно в высокоэнергетической береговой зоне. Не менее важен тот факт, что в перспективе значительная часть проектов будет реализовываться в высоких широтах. В регионах, где механизмы морфолитодинамики береговой зоны слабо изучены [343].

Первый в России завод по производству сжиженного природного газа (СПГ) построен в 2005-2009 гг. на побережье залива Анива в южной части о-ва Сахалин. Основные производственные мощности расположены на 10-метровой морской цокольной террасе. Морская часть завода представлена 850-метровым причалом отгрузки СПГ эстакадного типа и подводным нефтепроводом протяженностью 4,2 км с терминалом отгрузки нефти. Для обеспечения навигационных глубин были проведены дноуглубительные работы в объеме, превышающем 1,5 млн м³.

Традиционные для побережий проблемы, связанные с разрушением морских берегов заводу не угрожают. Даже несмотря на то, что за один шторм осени 2017 г. было разрушено 4-7 метров берегового уступа сложенного аргиллитами. Основные проблемы проекта связаны с воздействием на водные биологические ресурсы (ВБР). В результате того, что особенности минерального состава извлекаемых при дноуглублении твердых пород (а это были в основном разрушаемые алевролиты) не были учтены, площадь губительного воздействия на донные организмы в результате перекрытия поверхности дна рыхлыми осадками оказалась в сотни раз выше расчетной [34]. Фактические данные о динамике осадков диаметрально противоположны

результатам моделирования осаждения и распределения грунта в зоне дампинга. Следует также отметить, что в районе дампинга, скорости течений в придонном слое нередко достигают значений 23 см/с [329]. Что дает возможность мобилизации и переноса более 40% сброшенного грунта.

Мониторинговые работы, выполненные Сахалинским научно-исследовательским институтом рыбного хозяйства и океанографии по соглашению с производителем дноуглубительных работ компанией CTSD Ltd. недостаточно обоснованы методически и поэтому выводы о естественной, не связанной со сбросом в залив около 2-х млн м³ грунта, смене поясного вертикального распределения донных сообществ мозаичным распределением не представляются достаточно обоснованными. Последние данные мониторинговых работ СахНИРО подтверждают продолжающееся до сих пор угнетение донных организмов в зал. Анива. Так, например, современное состояние ресурсов приморского гребешка в зал. Анива можно обозначить одним словом – деградация [271]. Общая биомасса гребешка в заливе в настоящее время находится на уровне исторического минимума. С 2006 г. его численность сократилась более чем в два с половиной раза.

Матричная математическая модель эколого-планировочного решения, позволяющая ее авторам утверждать об экологической допустимости выбора места размещения СПГ-Владивосток также не учитывает особенности пород слагающих подводный береговой склон, и последствия динамики огромных объемов наносов алеврито-пелитовых фракций, которые будут сформированы в результате дноуглубления и дампинга грунта [333].

Исследования, проведенные нами на полуострове Ломоносова в районе бухты Перевозной Хасанского района Приморского края, где планируется строительство завода СПГ, показали, что залив Петра Великого обязательно столкнется с подобным воздействием. На береговом склоне, где планируются строительство отгрузочного терминала и дноуглубительные работы, нами были обнаружены глины, легко размокаемые в морской воде (Рисунок 7.43).

Отсутствие в проекте анализа прибрежной циркуляции, применительно к процессам переноса и осаждения взвешенных наносов, не позволяет объективно оценить особенности осадконакопления данного типа в акватории залива и его воздействие на ВБР. Использование двухмерных моделей для определения области распространения взвешенных частиц не соответствует потребностям оценки воздействий и рисков на таком значимом для общества объекте как залив Петра Великого [263].

Таким образом, очевидно, что масштабные дноуглубительные работы определяют основные экологические риски при строительстве заводов СПГ на побережье.



Рисунок 7.43 – Глинистый бенч с 30 см пластом каменного угля. Валунная отмостка сформирована при размыве оползневых отложений в волноприбойной зоне (фото автора)

В некоторых случаях даже делаются попытки уменьшить эти риски. Так, например, положение морского терминала отгрузки завода СПГ Pacific Northwest в устье р. Скины (Британская Колумбия), к примеру, пересматривалось несколько раз, главным образом, с целью уменьшения объема дноуглубительных работ. В самом последнем варианте дноуглубление с выемкой 790 тыс. м³ грунта будет выполняться на площади около 54 тыс. м². Авторы проекта утверждают о минимальных воздействиях и рисках для окружающей среды и биоты эстуарной зоны р. Скина, но, увы также как и в первых двух случаях только на основе результатов численного моделирования [437]. А в качестве подтверждения низкого уровня энергетических параметров береговой зоны, приводится наблюдаемая стабильность отмели Флора (Flora bank) (Рисунок 7.44).

К сожалению не всё так просто. Литодинамический анализ донных осадков свидетельствует о высокой уязвимости данной береговой морфолитосистемы к любым воздействиям [427]. Уникальный тип осадка, более грубый и лучше отсортированный, чем любые другие наносы, найденные в регионе, предполагает, что процессы, действующие на берег, весьма специфичны и препятствуют осаждению более мелких и плохо сортированных осадков, которые бы здесь наблюдались в случае низкой энергетики береговой зоны.



Рисунок 7.44 – Отмель Флора (Flora bank) во время прилива. На переднем плане о. Китсон Айлет, на заднем плане о. Лилу (фото автора).

Исследования, проведенные нами в проливе Невельского (Сахалин – Материк) показали, что вдольбереговые перемещения наносов в проливной системе в 10-20 раз превышают расчетные значения переноса осадков по различным методикам. Подсчет объема наносов в аккумулятивной форме заполнения входящего угла после строительства дамбы в 1952 г. показал среднемноголетнюю скорость накопления наносов в 1,5 млн. м³ в год, что на порядок выше максимальных расчетных значений [42]. Следует отметить, что в проекте Pacific Northwest вообще не рассматриваются возможные изменения литодинамической ситуации в результате перестройки донного рельефа, прибрежной циркуляции и дополнительных объемов твердого стока с нарушенных наземным трубопроводом участков. Что весьма недальновидно в условиях шестиметровых приливов и соответствующих скоростей течений. Кроме того, в районе острова Китсон (Kitson Island) в береговом уступе нами были обнаружены легко разрушаемые в морской воде алевролиты. Можно предположить возможность их нахождения и в зоне дноуглубления.

Иного свойства ситуация с проектом завода СПГ в районе полуострова Клыквова (Де-Кастри). В береговом уступе сопредельного участка, на площадке нефтеотгрузочного терминала Де-Кастри трубопроводной системы Сахалин-материк ранее нами были обнаружены водопроявления, свидетельствующие о глубинной суффозии по вулканическим туфам с образованием неоднородностей плотности и пустот [47]. Кроме того, в 2-х наблюдательных скважинах на территории терминала отмечалось изменение состава подземных вод в рамках приливо-отливных циклов. Глубинная суффозия относится к категории опасных геологических процессов, приводящих к ослаблению пород в основании сооружений и коммуникаций и как

следствие к их повреждению. Район находится в девятибалльной сейсмоактивной зоне и при сейсмособытиях нагрузки на грунты вырастут на порядки. Учитывая, что на территории терминала может одновременно находиться около двухсот тысяч тонн нефти, примерно столько же, сколько в печально известном танкере Exxon Valdez, последствия для биоты Татарского пролива и сопредельных акваторий в случае аварии могут быть катастрофическими. Исходя из вышеуказанных соображений, нами был исследован береговой уступ, ограничивающий с юга и востока площадку планируемого строительства завода СПГ и прилегающие территории.

Современный геолого-геоморфологический облик участка определен формированием в миоцене серий эффузивных образований и последующей их экзогенной переработкой. За последние 6 тыс. лет в результате разрушения берегового уступа высотой до 160 метров сформировался бенч шириной до 100 м.

Выявление водопроявлений по туфам, контактам и дизъюнктивам, являющихся индикаторами возможной суффозии по этим зонам включало изучение гидрогеологических характеристик вмещающих пород, составление 3D моделей и ортофотопланов берегового уступа с фиксацией и определением параметров выходов подземных вод. Подземные воды, по типу фильтрационной среды являются пластово-трещинными в верхней, наиболее трещиноватой зоне и трещинно-жильными в зонах тектонических нарушений. Обе вышеописанных водоносных толщи на данной территории имеют тесную гидравлическую взаимосвязь и характеризуются общей уровенной поверхностью. Анализ уровней подземных вод показал две значимых аномалии распределения, но в целом, глубина залегания уровня уменьшается в соответствии с понижением рельефа, а максимальный градиент наблюдается по мере приближения к береговому уступу.

Ортофотопланы берегового уступа строились в ПО Agisoft Photoscan, посредством проецирования набора наземных фотоснимков, выполненных при помощи камеры SONY NEX, на вертикальные плоскости расположенные параллельно уступу. Для получения корректной ортофотопроекции проводилась фотограмметрическая реконструкция 3D модели уступа. Среднее разрешение фотоснимков 2,64 см/пикс. Начальная калибровка камеры проводилась встроенными средствами ПО Agisoft Lens. Затем проводилась увязка фотоснимков и вычисление координат центров фотографирования посредством построения разреженного облака. Всего рассчитано 5 млн. связующих точек. Модель искажений объектива уточнялась по распознанным связующим точкам, которые были зарегистрированы не менее чем на 3 снимках. Затем строилось плотное облако точек, всего 62 млн. точек. Из плотного облака точек была сформирована полигональная модель, которая использовалась для получения ортофотопланов. Модель привязывалась к местности посредством, расположенных на уступе 18 маркеров, для

которых были определены координаты и высота. Разрешение проекций составило 5 см/пиксель. Суммарная длина изученного берегового уступа превысила 5000 м.

Непосредственно в пределах площадки намечаемой деятельности в результате анализа моделей и ортофотопланов обнаружено 7 водопроявлений в виде увлажненных пятен размером в несколько метров. За пределами площадки намечаемой деятельности в период наблюдений разгрузка подземных вод осуществлялась как по контактно трещинным зонам, так и по туфам. Установлено более 30 зон с водопроявлениями по всей высоте берегового уступа. Следует отметить, что подножия берегового уступа сток в период полевых наблюдений не достигал и при полевом обследовании водопроявления не были установлены.

Выполненные работы позволили достаточно полно представить геологическое строение берегового уступа и соответственно площадки намечаемого завода СПГ. Переслаивающиеся туфы и андезито-базальты, наблюдаемые в разрезе берегового уступа имеют мощность 2-12 метров и субгоризонтальное залегание с незначительным падением в сторону моря. На рисунке в слое туфов (интервал высот 30-40 метров) представлены эрозионные гроты, образованные выходами подземных вод (Рисунок 7.45).

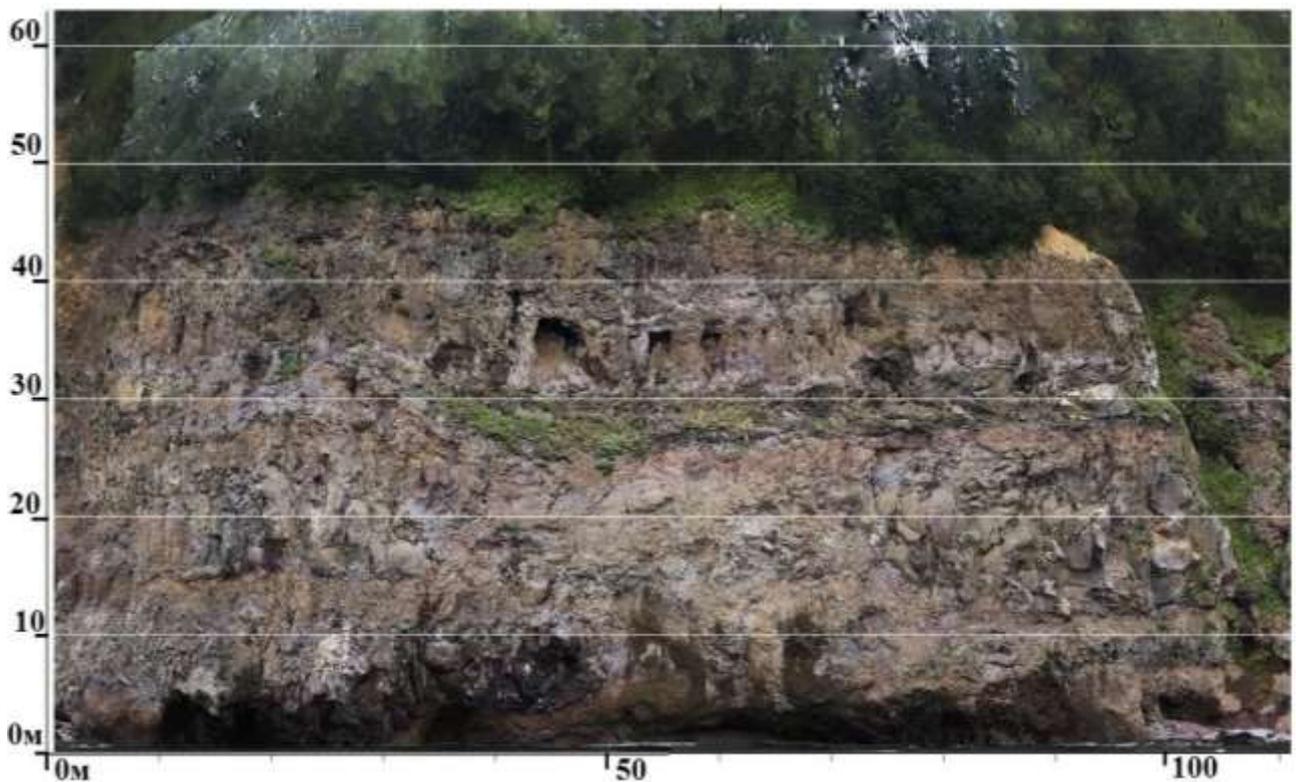


Рисунок 7.45 – Ортофотоплан берегового уступа м. Алексева зал. Де-Кастри

Кроме того, были определены морфометрические параметры берегового уступа и коллювиально-пролювиальных конусов и дерупция у подножия. Определение возраста обвально-осыпных форм на основе анализа материалов дистанционного зондирования и характера растительности позволили оценить осредненные скорости разрушения берегового

уступа, которые могут достигать 7 метров в год. Следует отметить, что полученные скорости разрушения берега, установлены на участках выхода в зону прибоя берегового уступа с легко разрушаемыми геологическими комплексами, либо дезинтегрированными комплексами горных пород дизъюнктивных зон.

Таким образом, очевидно, что основные экологические риски при строительстве заводов СПГ на побережье определяют масштабные дноуглубительные работы. Анализ перестроек прибрежно-морских экосистем при изменениях условий водообмена и осадконакопления, заслуживает более серьезных подходов при оценке воздействия проектов на окружающую среду.

При планировании деятельности на побережье холодных морей следует обратить самое пристальное внимание на специфику эрозионного берегового процесса субарктического и арктического типа. Перспективы в этом направлении открывают выявленные нами деформации подводного рельефа под припайными льдами и увеличение крутизны верхней части берегового профиля при формировании наледи, а также установленный нами факт существенного ухудшения волногасящих свойств пляжевых отложений при их промерзании.

Оценивая технологическую безопасность объектов инфраструктуры заводов СПГ в сложных инженерно-геологических условиях побережья с вулканогенно осадочными следует обратить внимание на следующие.

Инженерно-геологическое бурение до коренных пород в случае переслаивания монолитных андезитов-базальтов и «слабых» туфов не имеет смысла, т. к. мощность «коренного основания» может достигать 1-2 метра. Подповерхностная суффозия по туфам и их контактам существенно ослабляет прочностные характеристики вулканогенно-осадочного горного массива. В качестве экспресс индикатора наличия выходов подземных вод может служить степень их минерализации. В случае Де-Кастри минерализация водопроявлений была в 2-4 раза выше минерализации воды в устье рек.

Воздействия сброса грунта по проекту «Сахалин-2» в заливе Анива

В соответствии с разделом 9 (пункт а) Соглашения о разработке Пильтун-Астохского и Лунского месторождений нефти и газа на условиях раздела продукции между Российской Федерацией и "Сахалин Энерджи Инвестмент Компании, Лтд" (проект "Сахалин-2"):

"Планы освоения должны:

предусматривать мероприятия по максимальному практически целесообразному ограничению отрицательного воздействия освоения месторождений на окружающую среду и местное коренное население;

содержать взаимосогласованные Российской Стороной и Компанией и действующие неизменно в течение всего периода реализации Сахалинского проекта методики оценки

прогнозируемого и фактического ущерба рыбным и другим биологическим ресурсам суши и моря, причиняемого работами, проводимыми в соответствии с указанными Планами Освоения; содержать взаимосогласованные мероприятия по компенсации ущерба рыбным и другим биологическим ресурсам суши и моря в части, не предотвращенной указанными природоохранными мероприятиями".

На основании российских методик по расчету непредотвращаемого ущерба рыбным и другим биологическим ресурсам, научными институтами по заказу компании "Сахалин Энерджи" был рассчитан ущерб в натуральном выражении и его компенсация. Общая сумма компенсации ущерба от всех работ по второму этапу проекта "Сахалин-2", рассчитанная исходя из стоимости компенсационных мероприятий, направленных на восстановление запасов кеты на лососевых рыбоводных заводах Сахалинской области, составила 11 миллионов долларов США.

В соответствии с Протоколом разногласий от 15 сентября 2004 г. к Договору о порядке проведения и финансирования компенсационных рыбоводно-мелиоративных мероприятий между администрацией Сахалинской области, Федеральным агентством по рыболовству Российской Федерации, ФГУ "Сахалинрыбвод" и компанией "Сахалин Энерджи Инвестмент компании, Лтд" сумма в 11 миллионов долларов является предварительной.

В июле 2003 г. ТЭО строительства по второму этапу проекта "Сахалин-2" получило положительное заключение экспертной комиссии государственной экологической экспертизы. Любые отступления от проектной документации, получившей одобрение государственной экологической экспертизы, влекут утрату юридической силы положительного заключения, необходимость разработки нового проекта и направления его на повторную экологическую экспертизу. Вред, нанесенный окружающей среде деятельностью, не соответствующей проектной документации, получившей положительное заключение ГЭЭ, а, следовательно, с нарушением требований природоохранительного законодательства, возмещается в соответствии с утвержденными в установленном порядке таксами и методиками исчисления размера такого вреда.

Проведенный нами анализ материалов компании "Сахалин Энерджи" (более подробно описанный в разделе Реальная оценка параметров воздействия настоящего документа) показал, что уже на 5 мая 2005 г. компания, выполнив только 20% дноуглубительных работ, превысила заложенные в ТЭО лимиты воздействий (площадь перекрытия осадками мощностью более 10 мм) более чем в пять раз. В разрешенной по проекту зоне дампинга грунта было складировано 119 882 м³ грунта, при этом около 100 тыс. м³ грунта было распределено на прилегающих к разрешенной зоне дампинга участках морского дна площадью более 364 тыс. м². Кроме того, разница в объемах фактически вынутого грунта при дноуглублении и грунта, сброшенного в

районе дампинга, составляет около 250 тыс. м³. Здесь возможны лишь два варианта развития событий: а) "потерянный" объем грунта был сброшен в другом месте, б) он был сброшен в зоне дампинга, однако покрыл гораздо большую площадь морского дна, чем было допущено всеми разрешениями и принято за основу при расчете ущерба.

И если на май 2005 г. в залив было сброшено в общей сложности около 500 тыс. м³, то на январь 2006 г. общий объем грунта, который компания «Сахалин Энерджи» уже сбросила в Анивский залив, составляет более 2 миллионов м³. Компания отрапортовала, что весь объем дноуглубления уже выполнен. При этом, «Сахалин Энерджи» не включает в свои официальные сообщения и презентации данные мониторинга по количеству и распределению сброшенного грунта на дне залива.

Кроме того, фактические данные о расположении на дне сброшенного грунта достоверно показывают, что сброс основного объема грунта был произведен на участке (координаты центра 46024' с. ш., 142055' в. д.) расположенном на 2 км южнее разрешенного места дампинга (координаты центра 46025' с. ш., 142055' в. д.), что также является нарушением условий ТЭО и выданных разрешений.

Таким образом, ущерб рыбным и другим биологическим ресурсам от дампинга грунта в заливе Анива, неизбежно выше рассчитанного в ТЭО строительства и одобренного государственной экологической экспертизой.

Требования более корректно определить параметры негативных воздействий на экосистему зал Анива, в результате «распространения взвеси грунта в морской среде и отложения ее на морское дно», на первом этапе основывались на анализе указанных литодинамических характеристик, представленных в ТЭО (том 5, книга 9, часть 2, апрель 2003 г.) и определенных в результате математического моделирования, выполненного Экоцентром МТЭА.

Так при расчете «концентраций взвеси и мощности слоя отложений» в ТЭО указаны следующие условия:

а) Способ выемки для рыхлого грунта – самоотвозный земснаряд всасывающего типа, для скального – земснаряд всасывающего типа с роторным разрыхлителем.

б) Потери грунта: при переливе пульпы с земснаряда в баржи 5% от извлекаемого объема, 0,2% от общего объема в окрестности всасывающего оголовка при заборе грунта земснарядом и 5% при дампинге грунта.

в) Гранулометрический состав рыхлого грунта в ТЭО был определен по данным анализа поверхностного слоя осадков на глубине 12 м для рассматриваемой зоны дноуглубления:

≥ 10 мм – 22,46%;

Гравийные отложения – 54,95%;

Средне-крупнозернистый песок – 3,04%;

Мелкозернистый песок – 5,88%;

Алеврито-пелитовая фракция – 13,67% из которых 2,67%- крупный алеврит.

г) Рыхлый и искусственно разрыхленный грунты были приняты равными по гранулометрическому составу.

д) Перенос взвешенных осадков рассматривается только под влиянием приливных течений, при этом вектор приливного течения, как правило, описывает за приливный цикл неправильный эллипс.

е) Для модели переноса взвешенного вещества принимается, что «в районе дноуглубления наиболее вероятны скорости в диапазоне 0-10 см/с, повторяемость которых по всем направлениям в зависимости от сезона составляет от 71,3 до 96%».

ж) Модель переноса взвешенного вещества двумерная, т. е. осредненная по глубине.

Анализ материалов ТЭО, проведенный нами, показал, что согласно заложенным в проекте параметрам на дно в зоне дампинга (учитывая коэффициент увеличения объема при разрыхлении, принятый в проекте) должно поступить $2\,778\,260\text{ м}^3 - 87\,245\text{ м}^3 = 2\,734\,637\text{ м}^3$ грунта. При этом, из общего объема грунта, который должен поступить на дно в зоне дампинга, $811\,722\text{ м}^3$ могут длительное время находиться на дне в полувзвешенном состоянии в виде суспензии и распространяться, например, в виде мутьевых потоков. А $43\,622\text{ м}^3$ осадков (примерно столько же, сколько в районе дноуглубления) переходят во взвесь и распространяются в результате потерь при заборе грунта в соответствие с динамическими параметрами среды. Согласно ТЭО, площадь морского дна, подвергаемого наиболее тяжелому воздействию – т. е. покрытая грунтом мощностью более 100 мм, была рассчитана в размере $92\,346\text{ м}^2$ (ТЭО т. 5, кн. 12, ч. 2, дополнение Ф. 1, Таблица 22, сентябрь 2005 г.)

Именно эти данные были взяты разработчиками ТЭО за основу при теоретическом расчете прогнозного воздействия на морскую среду и биоту и как следствие – ущерба морским биоресурсам от дноуглубления и дампинга грунта. Именно исходя из этих прогнозных оценок и был рассчитан и компенсирован ущерб.

Однако, уже первые натурные наблюдения даже промежуточных результатов дноуглубления и дампинга подтвердили наши предположения, что в узаконенном и получившем все разрешения ТЭО негативное воздействие существенно занижено по сравнению с тем, что происходит в реальности в зоне дампинга. И это уже не теоретическое моделирование, а фактически измеренные параметры.

Оценка параметров фактического воздействия

Для проведения промежуточных исследований состояния морского дна и обстановки с распределением сброшенного грунта, в мае 2005 г по заказу CTSD Ltd, ООО «Тихоокеанская

инжиниринговая компания» провела детальную батиметрическую съемку дна в зоне дампинга. Согласно отчета по результатам этих исследований, на 5 мая 2005 г. в районе зоны дампинга на площади около 500 000 м² было складировано 219 132 м³ грунта, изъятая при дноуглублении на строительстве причалов завода СПГ в зал. Анива.

Между тем, на 29 апреля 2005 г. в ходе дноуглубительных работ было извлечено:

а) по временному причалу выгрузки оборудования – 145 000 м³,

б) по причалу отгрузки СПГ – 137 000 м³.

Всего 282 000 м³.

С учетом принятых в ТЭО коэффициентов на увеличение объема грунта при перемещении (пористость ненарушенного грунта – 0,5, а после отложения – 0,7) и за вычетом 10% от сброшенного грунта, переходящих, согласно ТЭО, во взвешенное состояние, получаем 423 000 м³ (ТЭО т. 5, кн. 9, ч. 2, дополнение Ф. 2, Таблица 1). Именно такой объем грунта должен находиться на дне в зоне дампинга на 5 мая 2005 г. – если бы весь грунт был сброшен так, как это определено в ТЭО.

Следует особо отметить, что карта донного рельефа на сентябрь 2004 года, принятая «Тихоокеанской инженеринговой компанией» за первичную для определения объема расположенного на дне грунта, свидетельствует, что донный рельеф на момент промеров в сентябре 2004 г. является полностью естественным, т. е. никаких сбросов в разрешенной зоне дампинга (координаты центра участка 46024'с. ш., 142055' в. д.) на сентябрь 2004 г. не проводилось. Тренд поверхности не осложнен никакими аномалиями, а средние глубины составляют 66 метров. Говоря простым языком, никаких свежих (новых) куч сброшенного грунта в этой зоне на сентябрь 2004 г. на дне не было – об этом ясно свидетельствуют данные батиметрической съемки.

После размещения на дне 219 132 м³ грунта (выявленных в результате съемки «Тихоокеанской инженеринговой компании» на 5 мая 2005 г.) глубины в центре зоны дампинга уменьшились до 63,0 метра.

Несколько слов о распределении грунта на дне в районе зоны дампинга. Непосредственно разрешенная для размещения сброшенного грунта площадь (зона сброса) представляет собой круг радиусом 200 м и площадью 125 664 м². Вне этой зоны, по проекту, грунт вообще не должен находиться. Однако, непосредственно в этой зоне на 05 мая 2005 г. находилось только 119 900 м³ грунта, а уж никак не 95% от полного объема как утверждает компания, что должно было бы составлять 402 000 м³ (Дополнение к ОВОС, декабрь 2005 г., стр. 52). Остальной грунт слоем мощностью от 1 м до 100 мм был расположен более чем на 294 000 м², т. е. перекрывал большую часть площади дна, охваченной батиметрической съемкой.

Таким образом, если сравнить ситуацию в зоне дампинга, сложившуюся после сброса грунта, полученного от выполнения 18,53% объема дноуглубительных работ, с декларируемой в ТЭО площадью морского дна, перекрываемой осадками мощностью > 100 мм после полного завершения дампинга грунта равную $92\ 346\ \text{м}^2$, то получается, что выполнив менее 20% дноуглубительных работ компания уже превысила заложенные в ТЭО лимиты воздействий, предусмотренные для полного объема дампинга, (площадь перекрытия осадками мощностью > 100 мм) более чем в пять раз. Соответственно, значительно вырос размер ущерба, нанесенного морским биоресурсам.

На сегодняшний день мы проанализировали все имеющиеся в открытом доступе данные. Они описывают ситуацию с воздействием, оказанным в результате выполнения лишь 20% всех работ. Однако, к концу 2005 г. «Сахалин Энерджи» уже завершила все запланированные дноуглубительные работы и дампинг грунта. Воздействие, связанное с перекрытием продуктивной площади морского дна слоем осадка, убивающим все живое, может в десятки раз превысить запланированное.

Скорости отступления сложно построенного берегового уступа нельзя оценивать по реперам в базальных коренных породах, т. к. разрушение идет именно по ослабленным зонам и при обрушении крупных блоков из-за формирования в быстро разрушаемых туфах волноприбойных ниш. Отступление бровки берегового уступа в этих условиях по предварительным оценкам может достигать несколько метров в год. Туфы практически не встречаются отложениях валунно-галечникового пляжа. Настолько быстро они здесь перетираются.

Предложенные в ТЭО проекта Сахалин 2 программы экологического и технологического мониторинга в части береговых проблем необходимо переработать. В первую очередь речь конечно о морских трубопроводах на северном Сахалине. Если учет ледовых воздействий на трубопроводные коммуникации в береговой зоне все-таки и как-то соотносятся с оценками экспертов, то тенденции развития береговой зоны практически не учтены. Значения мощности деятельного слоя также не определены. А между тем в протоколе заседания НТС Госгортехнадзора от 13 февраля 2004 г. отмечено, что даже так называемое «сопоставление изысканий выполненных с помощью многолучевого эхолота в 2001 и 2003 годах, зафиксировало увеличение перемещения донных наносов по сравнению с данными в ТЭОС». Т. е. был выполнен обычный повторный промер, который заставил пересмотреть значения величины заглубления трубы на подводном береговом склоне. Для полного же анализа ситуации таких промеров нужно выполнить не один десяток. О необходимости серьезного отношения к этой проблеме мы говорили еще в декабре 2002 г. в беседе с Mr. Andrew Morton, Head of Environment, Phase 2. Уровень понимания операторами проекта ситуации, как мы

понимаем, определил и характер программы «литомониторинга» ТЭО т. 3, книга 8, часть 1.2. Это не программа, если не сказать больше. Использование аэростата дело, возможно и хорошее, но в контексте предлагаемых мероприятий очень напоминает насмешку.

В настоящее время морфолитодинамическая ситуация береговой зоны побережья зал. Анива изучена недостаточно. Бюджет, баланс, пространственно-временные характеристики потока наносов этого района просто не определены. Озвученные в ТЭО 2,3 млн. кубометров грунта из дноуглубительных прорезей – это, вероятно, только начало эпопеи. Неясно, каким образом отреагирует морфолитодинамическая система на временные гидротехнические сооружения и, в каких взаимоотношениях останется с созданными навигационными глубинами в период работы причалов. Согласиться с очень настойчиво звучащим утверждением, что очистка подготовленных фарватеров никогда больше не понадобится – нельзя. Несмотря на то, что создание самоочищающихся прорезей в принципе возможно. Но, во-первых, для такого решения должен быть совсем другой уровень обоснования проекта (здесь же мы видим отсутствие многих стандартных для такого проектирования в береговой зоне данных), а во-вторых, особенности осадконакопления на подводном береговом склоне здесь (по данным изысканий затопленные палеодолины водотоков заполнены алевроито-пелитовым материалом) предполагают, что «чудо» не произойдет.

Объемы сезонных дноуглубительных работ за период эксплуатации вполне могут даже превышать запланированные согласно ТЭО.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных исследований и критического анализа опыта морфолитодинамических береговых изменений на побережьях холодных морей выявлены и установлены новые закономерности развития берегов Северной Пацифики. Отмечено, что при планировании деятельности на побережье холодных морей следует обратить самое пристальное внимание на специфику эрозионного (абразионного) берегового процесса субарктического и арктического типа. Получены новые данные о строении и развитии побережий ДВ морей. Выявлены особенности формирования верхнеплейстоценовых аллювиально-морских равнин и голоценовых морских образований в различных структурно-фациальных условиях. На основе анализа геопространственной и геологической информации о строении и динамике берегов в условиях усиления размыва созданы модели осадконакопления и выполнен прогноз развития для аккумулятивных форм свободного и барьерного типа. Предложена модель системы приливного залива, описывающая эволюцию приливной осушки в условиях повышения относительного уровня моря.

На основе полевых наблюдений и моделирования морфодинамических процессов обосновано представление о побережье о. Сахалин как контактной зоне умеренно холодного и субарктического морей.

Главными результатами представленной диссертации являются следующие:

1. Исследования показали, что в развитии берегов субарктических и умеренно-холодных морей в осенне-зимний период в общем случае установлены три морфолитодинамических стадии. В начале происходит промерзание пляжа, формирование распластанных наледей и усиление размыва берегового уступа из-за ослабления волногасящих свойств пляжа в холодный период. Через несколько недель после начала промерзания отложений пляжа формируются устойчивые краевые береговые наледи, увеличивается крутизна берегового профиля и соответственно глубины в приустьевой зоне, что приводит к увеличению высоты заплеска и укрупнению гранулометрического состава отложений. С формированием ледового покрова приливо-отливные течения под припайными льдами продолжают переформирование подводного рельефа. Величины деформаций на бухтовых берегах могут достигать 1,5 – 2,0 м. На основе разработанной концепция динамики береговой зоны при переходе среднесуточных температур к минусовым значениям определены периоды максимальной опасности разрушения берегов этих морей. Сделан вывод о том, что расчетный период опасных воздействий на береговой уступ соответствует данным полевых наблюдений и подтверждает предлагаемую концепцию развития береговой зоны после перехода среднесуточных температур к минусовым значениям.

2. Основные закономерности пространственной структуры разрушения берегов определяют ритмичность и цикличность проявления процессов размыва. Анализ графиков спектральной плотности интенсивности размыва, определенной на основе обработки в среде ГИС аэрофотоинформации (залеты 1952, 1974 гг.) и космифотоинформации (2014 и 2015 гг.) позволил установить ритмы размыва с длиной волны вдоль береговой линии 1,3, 2,0, 4,0, 5,6, 8,5, 11,6, 25,6, 64 км. Высокопорядковая ритмичность процессов размыва, в нашем случае ≈ 30 – 60 км, на выровненных берегах связана с устойчивыми зонами дивергенции результирующих потоков наносов, характеризующихся пониженным объемом пляжевых отложений. Ритмичность размыва 1,3 км соответствует размерности крупных мегафестонных структур пляжа.

3. Для формирования полностью волногасящего профиля на изученных песчано-гравийных пляжах Сахалина достаточно 70-90 м³ наносов на 1 погонный метр протяженности береговой линии. Тем не менее, размыв берегов наблюдается даже при средних значениях объема пляжевых наносов в пределах литодинамических ячеек в 140-150 м³/пог. м. Размыв таких берегов обусловлен именно неравномерным распределением пляжевого материала вдоль берега в результате формирования систем мегафестонов. Устойчивые системы мегафестонов поддерживаются, главным образом, умеренными волнениями с высотой значимых волн около 1,6 м. Несмотря на значительные флуктуации в масштабах сезонов, лет и десятилетий, основные морфологические черты устойчивых систем сохраняются уже в течение не менее 60 лет.

4. Выявлено, что крупнейшие аккумулятивные образования голоценового возраста приурочены к областям с максимальными на протяжении всего неоген-четвертичного времени скоростями осадконакопления. Изменение морфометрических показателей аккумулятивных образований за период 1952-2012 гг свидетельствует о накоплении наносов в областях унаследованной аккумуляции при общей тенденции усиления размыва берегов наблюдаемого с 40-х годов прошлого века.

5. На данной стадии развития побережий Дальневосточных морей параметры бюджета наносов определяют процессы размыва береговых уступов в неконсолидированных отложениях неоген-плейстоценового возраста и переформирования голоценовых аккумулятивных форм. Наибольшие морфолитодинамические изменения береговой зоны лагунных берегов Северной Пацифики происходят в системах проливов. Анализ информации, в частности, о переформировании берегов северо-восточного Сахалина показал, что в среднем за многолетний период в зону конвергенции потоков наносов в районе пролива лагуны Ныйво с севера поступает около 13 тыс. м³/год наносов. Около 106 тыс. м³/год, из которых примерно 65-70 тыс. м³ осадки открытого моря (алеврито-пелитовых фракций), поступает с юга. В зоне пролива лагуны Ныйво, согласно анализу карт переформирования берегов, аккумулируется около 23

тыс. м³/год осадков пляжеформирующих фракций, что практически уравнивает приходную и расходную части наносов построенной балансовой модели литодинамической системы северо-восточного Сахалина.

6. Построены высокоточные фотограмметрические цифровые разновременные модели (SFM Photogrammetry) рельефа абразионно-денудационных берегов морей Северной Пацифики, позволившие определить скорости и характер разрушения коренных горных пород слабой и средней устойчивости. Высокоточные данные о скоростях разрушения поверхности косейсмически поднятого бенча показали, что разрушение субгоризонтальной поверхности бенча на стадии адаптации субаквального типа рельефа к субаэральным условиям происходит со скоростями примерно на порядок меньшими, чем скорости разрушения субвертикальных береговых уступов в породах слабой и средней устойчивости. Роль волнового воздействия в развитии бенчей сводится, главным образом, к мобилизации и выносу обломков, полученных в результате морозного выветривания при отрицательных температурах воздуха в период открытого моря. Высокоточные ортофотопланы и 3D-модели высокого берегового уступа, сложенного вулканогенно-осадочными породами, позволили выявить механизмы разрушения клифов с неоднородной прочностью и определить их количественные параметры.

7. Только в последнее время при анализе геопространственной информации о динамике арктических побережий выяснилось, что минимальные перемещения отмечены для кос и баров, максимальные скорости размыва наблюдаются на берегах равнин, сформированных при спуске озер. Площадь же барьерных островов увеличилась в период 1940-2010 гг на западном побережье моря Бофорта на 45%. Интересно, что барьерные острова на дельтовых побережьях России также стабильны либо нарастают. Накопление наносов в областях унаследованной аккумуляции при усилении размыва берегов, наблюдаемого с сороковых годов прошлого века, установлено нами при анализе динамики аккумулятивных образований Сахалина. Т.е. бары и косы, не теряющие связи с областями питания, не деградируют, а лишь перестраиваются как в условиях субарктики, так и в условиях арктического побережья. Наиболее страдающие от переформирования берегов – Shishmaref, Kivalina, Unalakleet, расположены на дистальных окончаниях кос системы лагунного пролива. Соответственно берегозащитные решения должны основываться на анализе миграций пролива, формы и морфометрии дистальных окончаний кос, модификации приливной призмы и возможностей изменений направления роста кос.

8. Результаты теоретических построений и моделирования морфолитодинамических процессов внедрены в практическую деятельность по сохранению, защите, хозяйственному использованию и управлению морских берегов Дальневосточных морей России и других территорий Северной Пацифики.

1. Авенариус, И. Г. Изменение уровня моря в Северной части Берингии в позднем плейстоцене и голоцене / И. Г. Авенариус // Изменения уровня моря. – М.: Изд-во МГУ, 1982. – С. 134-145.
2. Айбулатов, Н. А. Деятельность России в прибрежной зоне моря и проблемы экологии [Текст] / Н. А. Айбулатов; Под ред. В. И. Осипова — М.: Наука, 2005. – 364 с.
3. Айбулатов, Н. А. Динамика твердого вещества в шельфовой зоне [Текст] / Н. А. Айбулатов. – Л., Гидрометеиздат, 1990. – 271 с.
4. Айбулатов, Н. А. Исследование вдольберегового перемещения песчаных наносов в море / Н. А. Айбулатов. – М. Наука, 1966. – 160 с.
5. Аки, К. Работы по контролю за водой для защиты берегов [Текст] / К. Аки. – Токио, 1943. – 134 с.
6. Аксенов, А. А. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время / А. А. Аксенов. – М.: Наука, 1987. – 276 с.
7. Аксенов, А. А. О рудном процессе в верхней зоне шельфа / А. А. Аксенов. – М.: Наука, 1972. – 1
8. Александров, С. М. Остров Сахалин [Текст] / С. М. Александров. – М.: Наука, 1973. – 182 с.
9. Александрова, А. Н. Плейстоцен Сахалина [Текст] / А. Н. Александрова. – М.: Наука, 1982. – 292 с.
10. Александрова, А. Н. Стратиграфия четвертичных отложений острова Сахалин / А. Н. Александрова // Материалы по стратиграфии и палеогеографии востока Азии и Тихого океана. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. – С. 50-69.
11. Алексеев, Б. А. Глобальная модель современных ландшафтов мира / Б. А. Алексеев, Г. Н. Голубев // Функционирование и современное состояние ландшафтов / Отв. ред. К. Н. Дьяконов, Э. П. Романова. – М.: Изд. Дом «Городец», 2004. – С. 319–326.
12. Арчиков, Е. И. Абразионный фактор поступления осадочного материала в Охотское море / Е. И. Арчиков, П. Ф. Бровко, В. Ф. Рыбаков, Ю. Д. Шуйский // Современное осадконакопление и четвертичный морфолитогенез Дальнего Востока. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1982. – С. 165-177.
13. Арчиков, Е. И. Закономерности захвата и разноса обломочного материала льдами в Охотском море / Е. И. Арчинов, Л. Е. Степанова // Тихоокеан. геология. – 1986. – Т. 1121. – С. 27-31.

14. Арчиков, Е. И. Особенности формирования рельефа берегов Тихого океана в субарктическом и умеренном климатических поясах / Е. И. Арчиков // Исследования глобальных факторов климорфогенеза Дальнего Востока: сб. науч. тр. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. – С. 70-78.
15. Арчиков, Е. И. Проблемы теоретической и прикладной геоморфологии берегов дальневосточных морей / Е. И. Арчиков. – Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1986. – 124 с.
16. Арчиков, Е. И. Роль ледовых образований в развитии береговых геосистем Охотского моря / Е. И. Арчиков, Л. Е. Степанова, И. С. Майоров. – Владивосток : Изд-во Дальневост. ун-та, 1989. – 109 с.
17. Арэ, Ф. З. Термоабразия морских берегов / Ф. З. Арэ. – М.: Наука, 1980. – 158 с.
18. Арэ, Ф. Э. Разрушение берегов арктических приморских низменностей / Ф.Э. Арэ. – Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2012. – 291 с.
19. Астафьев, В. Н. Торосы и стамухи Охотского моря [Текст] / В. Н. Астафьев, Г. А. Сурков, П. А. Трусков. – Спб.: Прогресс-Погода, 1997.
20. Атлас волнения и ветра Тихого океана / Л., Гидрометеиздат, 1968. – 100 с.
21. Атлас волнения и ветра Японского моря / (составители: В. И.Перфильева, А. А.Петрошенко, А. М. Полякова). – Главное Управление гидрометеослужбы при Совете Министров СССР. Приморское управление гидрометеослужбы. – Владивосток, 1963. – 120 с.
22. Атлас Курильских островов. – Москва-Владивосток: ИПЦ «ДИК», 2009. – 516 с.
23. Атлас океанов. Тихий океан / Главное управление навигации и океанографии Мин. обороны СССР. – Л., 1974. – 322 с.
24. Атлас Сахалинской области / Москва, 1967.
25. Атлас Сахалинской области. Ресурсы и экономика / Южно-Сахалинск, 1994.
26. Афанасьев В. В. Отчет по литодинамическим и инженерно гидрометеорологическим изысканиям по объекту 05276 «Обустройство Северо-Венинского газоконденсатного месторождения (СВ ГКМ)» / В. В. Афанасьев. – ООО «Дальморбереготехника», Южно-Сахалинск, 2015. – 115 с.
27. Афанасьев В. В. Отчет по научно-исследовательской работе «Исследование морфолитодинамики берегов м/р Одопту-море для обоснования защиты от размыва производственных площадок и транспортных коридоров / В. В. Афанасьев. – ООО «РН-Сахалинморнефтегаз», ООО «Дальморбереготехника», Южно-Сахалинск, 2016. – 106 с.
28. Афанасьев В. В. Прогноз размыва аккумулятивных берегов / В. В.Афанасьев, М. Ю.Мыглан, А. И. Типер // Юбилейный вып. ДВНИГМИ. – Владивосток: Дальнаука, 2000. – 50 с.

29. Афанасьев, В. В. Геоморфологическое строение и морфодинамика северо-западного побережья о. Сахалин / В. В. Афанасьев // Дисс. Канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1998. – 185с.
30. Афанасьев, В. В. Анализ размыва берегов северо-восточного Сахалина / В. В. Афанасьев, А. В. Уба // Геоморфология. – 2018.
31. Афанасьев, В. В. Геоморфологические аспекты проблемы выбора участков для строительства заводов сжиженного природного газа на побережье Дальневосточных морей / В. В. Афанасьев // Сборник материалов: XXXVI Пленум Геоморфологической комиссии РАН Всероссийская научно-практическая конференция с международным участием "Геоморфология – наука XXI века". – (г. Барнаул, 24-28 сентября 2018 г.). – Барнаул. Издательство Алтайского государственного университета, 2018. – С. 26-31.
32. Афанасьев, В. В. Геоморфологические аспекты проблемы защиты берегов острова Сахалин / В. В. Афанасьев // Геоморфология. – 2015. – № 2(182). – С. 28-37.
33. Афанасьев, В. В. Геоморфологическое строение и история развития прибрежной равнины северо-западного Сахалина / В. В. Афанасьев // Проблемы современной науки и образования. 2016. № 11. С 139-148.
34. Афанасьев, В. В. Геоэкология береговой зоны острова Сахалин / В. В. Афанасьев, Е. И. Игнатов // Проблемы региональной экологии. – 2009. – №. 6. – С. 275-280.
35. Афанасьев, В. В. Динамика берегов в холодный период / В. В. Афанасьев, А.О. Романов, А. В. Уба // Геосистемы переходных зон. – 2017. – № 1. – С. 23-29.
36. Афанасьев, В. В. Защита берегов в п. Взморье, остров Сахалин, методом компенсации дефицита наносов / В. В. Афанасьев, Е. И. Игнатов, Г. А. Сафьянов, С. В. Чистов // Тр. междунар. конф. «Создание и использование земельных участков на берегах и акватории водоемов». – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – С. 181-187.
37. Афанасьев, В. В. К вопросу о морфоструктуре северо-западного Сахалина / В. В. Афанасьев // Геологические и геоморфологические особенности некоторых регионов Дальнего Востока и зоны перехода к Тихому океану. – Владивосток: ДВПИ, 1989. – С. 100-106.
38. Афанасьев, В. В. Косы “азовского” типа в Амурском лимане / В. В. Афанасьев // Географические исследования шельфа дальневосточных морей. – Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1993. – С. 93-99.
39. Афанасьев, В. В. Морфодинамика береговой зоны приливных субарктических морей после устойчивых переходов среднесуточных температур через 0 и проблемы берегозащиты / В.В. Афанасьев // Морские берега – эволюция, экология, экономика: Материалы XXIV Междунар. конф. – (1-6 окт. 2012 г.). – Туапсе. Краснодар, 2012. – Т. 2. – С. 46-52.
40. Афанасьев, В. В. Морфолитодинамика лагунных проливов северо-восточного Сахалина (1927 – 2014 гг) / В.В. Афанасьев, А. В. Уба // Всероссийская научно-практическая

- конференция с международным участием «Рациональное использование и охрана водных ресурсов». – Барнаул, 2017. – С. 29-32.
41. Афанасьев, В. В. Морфолитодинамика лагунных проливов северо-восточного Сахалина / В. В. Афанасьев // Геоморфология. – 2019. – № 2. – С. 79-94. – (doi. org/10. 31857/S0435-42812019279-94)
42. Афанасьев, В. В. Морфология и динамика берегов и дна пролива Невельского -района проектирования постоянного железнодорожного перехода [Текст] / В. В. Афанасьев, Е. И. Игнатов, С. В. Чистов. – Смоленск: Изд-во МГУ, 2008. – 128 с.
43. Афанасьев, В. В. Основные тенденции развития береговых процессов северо-западного Сахалина / В. В. Афанасьев // Вторая Тихоокеанская школа по морской геологии и геофизике. – 1985. – С. 94-95.
44. Афанасьев, В. В. Особенности морфолитодинамики на берегах субарктических морей в холодный период / В. В. Афанасьев // VI Международная научно-техническая конференция «Освоение ресурсов нефти и газа российского шельфа: Арктика и Дальний Восток» (ROOGD-2016). – М.: Газпром ВНИИГАЗ, 25-26 октября 2016. – с. 89.
45. Афанасьев, В. В. Отчет по научно-исследовательской работе «Исследование морфолитодинамики берегов м/р Одопту-море для обоснования защиты от размыва производственных площадок и транспортных коридоров ООО «РН-Сахалинморнефтегаз» / В. В. Афанасьев. – Южно-сахалинск, 2016. – 107с
46. Афанасьев, В. В. Перестройка верхней части берегового профиля при промерзании пляжевых отложений и формировании наледи в условиях приливного моря / В.В. Афанасьев // Труды V Всерос. конф. «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». – (Владимир, 11–14 окт. 2016 г.). – Владимир, 2016. – С. 34-39.
47. Афанасьев, В. В. Проблемы берегопользования субарктических морей (на примере о. Сахалин) / В. В. Афанасьев // Современные проблемы использования потенциала морских акваторий и прибрежных зон. – 2015. – С. 118-130.
48. Афанасьев, В. В. Процессы разрушения морского берега новообразованного при $M_w=6, 2$ Невельском землетрясении 2007 г. / В. В. Афанасьев, Л. М. Богомоллов // Триггерные эффекты в геосистемах: тез. докл. Второго Всерос. семинара-совещания. – Москва, ИДГ РАН, 18-21 июня 2013 – С. 5-6.
49. Афанасьев, В. В. Развитие бухтового берега в условиях 50-ти лет техногенного воздействия (Чукотское побережье) / В. В. Афанасьев, М. Ю. Мыглан, А. И. Типер // Геогр. исслед. морских побережий. – Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1998. – С. 35-43.
50. Афанасьев, В. В. Размыв берегов северо-западного Сахалина / В. В. Афанасьев // Береговая зона дальневосточных морей. – Л.: Изд-во ГО СССР, 1991. – С. 98-104

51. Афанасьев, В. В. Размыв берегов юго-восточного Сахалина / В. В. Афанасьев, В. А. Бузлаев, М. А. Рудавец // «Северная Пацифика». – Владивосток.: 1994. – С. 15-16
52. Афанасьев, В. В. Средне-позднеголоценовые аккумулятивные образования северо-западного побережья острова Сахалин: происхождение, история и современная динамика / В. В. Афанасьев, А. В. Уба // Вестник ДВО РАН. – 2017. – № 1. – С. 12-17.
53. Афанасьев, В. В. Эволюция побережья дальневосточных морей в голоцене / В. В. Афанасьев // Эволюция берегов в условиях поднятия уровня океана. – М.: Изд-во МГУ, 1992. – С. 166-174.
54. Бадюкова, Е. Н. Прибрежные эоловые формы и колебания уровня моря / Е. Н. Бадюкова, Г. Д. Соловьева // Океанология. – 2015. – Т. 55. – №. 1. – С. 139-139.
55. Бадюкова, Е. Н. Рельеф приморских дюн как индикатор колебаний уровня моря / Е. Н. Бадюкова, Г. Д. Соловьева // Вестн. МГУ. – 1997. – №. 5. – С. 10-5.
56. Бакланов, П. Я. Географические и геополитические факторы в региональном развитии / П. Я. Бакланов // Региональные исследования – 2014. – № 2. – С. 4–10.
57. Барк, К. Алеутская островная дуга и континентальная окраина Аляски / К. Барк // Окраины континентов и островные дуги. – М., «Мир». – 1970. – С. 178-184.
58. Барков, Л. К. Динамика и морфология прибрежной зоны Северо-Восточной части Сахалина / Л. К. Барков // Изв. ВГО. – 1985. – Т. 117-6. – С. 525-531.
59. Беккер, А. Т. Оградительные сооружения морских портов [Текст] / А. Т. Беккер. – ДВГТУ, Владивосток, 1995. – 397 с.
60. Белберов, Э. К. Итоги исследований динамики прибрежной зоны по программе “Камчия” [Текст] / Э. К. Белберов, С. М. Анцыферов. – М.: ИОАН СССР, 1985. – 58 с.
61. Белошапков, А. В. Аккумулятивные формы прибрежной зоны и шельфа северо-восточного Сахалина / А. В. Белошапков, А. И. Гордин, В. В. Ильин, В. Ф. Путов // Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI веке. – М.: Геос, 2001. – С. 126-140.
62. Берд, Э. Ч. Ф. Изменения береговой линии [Текст] / Э. Ч. Ф. Берд. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 255 с.
63. Бобрик, К. П. Речной сток и осадконакопление в лагунах Северного Сахалина / К. П. Бобрик, П. Ф. Бровко // Материалы по гидрологии рек зоны БАМ и Дальнего Востока. – Т. XX. вып. 3. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – С. 439-444.
64. Бобыкина, В. П. Современный абразионный процесс на океанских берегах Камчатки / В. П. Бобыкина // Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI веке. – М.: ГЕОС. 2000 – С. 373-377.

65. Бобыкина, В. П. Основные факторы и процессы формирования океанского побережья Восточной Камчатки / В. П. Бобыкина // Береговая зона моря. – М.: Наука. 1981. – С. 117-125.
66. Ботвинкина, Л. Н. Генетические типы отложений активного вулканизма. / Л. Н. Ботвинкина. – М.: Наука, 1974. 318 с.
67. Бровко, П. Ф. Береговая зона Сахалина / П. Ф. Бровко, Ю. А Микишин // . – Владивосток: изд-во Дальневост. ун-та, 2001. – 54 с.
68. Бровко, П. Ф. Геоморфология и литодинамика шельфа и береговых примыканий трубопровода (проект «Сахалин-1») / П. Ф. Бровко, Ю. А. Микишин // отчет ДВГУ. - Владивосток, 2001. – 107с. – (Фонды «Сахалин НИПИ Морнефть»)
69. Бровко, П. Ф. Динамика рельефа лагунного побережья Сахалина / П. Ф. Бровко, А. Н. Володарский, Ю. А. Микишин // Экзогенное рельефообразование на Дальнем Востоке. – Владивосток, 1985. – С. 102-111.
70. Бровко, П. Ф. Литолого-геоморфологические условия развития и типы литорали лагуны Набилль (Восточный Сахалин) / П. Ф. Бровко П. Ф., А. И. Кафанов // Бентос и условия его существования на шельфовых зонах Сахалина. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1985. – С. 20-26.
71. Бровко, П. Ф. Современные тенденции развития берегов северо-восточного Сахалина / П. Ф. Бровко, Ю. А Микишин // Гидрометеорологические и экологические условия дальневосточных морей: оценка воздействия на морскую среду. – Тем. вып. 2. – Владивосток: Дальнаука, 1999. – С. 193-203.
72. Бровко, П. Ф. Формирование лагунных берегов дальневосточных морей в условиях умеренного климата / П. Ф. Бровко // Бентос и условия его существования на шельфовых зонах Сахалина. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. – С. 4-19.
73. Буданов, В. И. Методика экспедиционных исследований в береговой зоне моря / В. И. Буданов. – Москва: Наука, 1964. – 227 с.
74. Буданов, В. И. О признаках современных вертикальных движений берегов дальневосточных морей / В. И. Буданов, А. С. Ионин, В. С. Медведев // Материалы совещ. по изучению четвертич. периода. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – Т. 1. – С. 132-142.
75. Бузлаев, В. А. Новые данные о скоростях переработки берегов Сахалина / В. А. Бузлаев // Географические исследования шельфа дальневосточных морей. – Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 1993. – С. 78-86.
76. Бузлаев, В. А. Отчет о проведении работ по аэрогеологическим и инженерно-геологическим исследованиям береговых обрывов с целью изучения интенсивности абразионных процессов и прогноза оползневых явлений в пределах северо-восточного побережья

- Сахалина за 1978-1981гг. / В. А. Бузлаев. – Южно-Сахалинск, 1982. – 79 с. – (Фонды «Сахалин НИПИ Морнефть»)
77. Ведомственные строительные нормы «Применение природного камня в морском гидротехническом строительстве» / МИНМОРФЛОТ. – ВСН 5-84
78. Вейнбергс, И. Г. Древние береговые линии на шельфе и в прибрежной полосе суши юго-западной части Охотского моря / И. Г. Вейнбергс // Шельфы, природа и ресурсы. – Л.: 1976. – с. 55-56.
79. Вейнбергс, И. Г. Древние морские берега СССР / И. Г. Вейнбергс. – Дисс. Доктора. геогр. наук. – Рига.: Латвийский университет, 1990. – 428 с. (core.ac.uk/download/pdf/71748976.pdf)
80. Владимиров, А. Т. Исследования по динамике и морфологии берегов Охотского и Японского морей / А. Т. Владимиров, В. С. Медведев // Тр. Океанографической комиссии АН СССР. – 1959. – Т. 4.
81. Владимиров, А. Т. К морфологии и динамике берега Западной Камчатки / А. Т. Владимиров // Изв. АН СССР, серия геогр. – 1958. №. 2. – С. 81-87.
82. Владимиров, А. Т. Морфология и эволюция лагунного берега острова Сахалин / А. Т. Владимиров // Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 48. – М.: АН СССР, 1961. – С. 145-171.
83. Владимиров, А. Т. Эволюция берега Западной Камчатки в четвертичное время / А. Т. Владимиров // Труды океаногр. комис. АН СССР. – 1959. – Т. 4. – С. 202-214.
84. Владов, М. Л. Введение в георадиолокацию [Текст] / М. Л. Владов, А. В. Старовойтов. – М.: Изд-во МГУ, 2005. – 153 с.
85. Володарский, А. Н. Динамика лагунных берегов Сахалина в районах активного освоения шельфа / А. Н. Володарский, Ю. А. Микишин, М. В. Черепанова // Комплексные проблемы изучения, освоения и охраны минеральных ресурсов океана. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. – С. 24-25.
86. Володарский, А. Н. Эволюция и литодинамика пересыпи Чайво в позднем голоцене / А. Н. Володарский, Ю. А. Микишин, Г. Г. Разова // Палеогеография антропогена Дальнего Востока. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. – С. 112-116.
87. Выхованец, Г. В. Эоловый процесс на морском берегу / Г. В. Выхованец. – Одесса: Астропринт, 2003. – 368 с.
88. Гальцев-Безюк, С. Д. О новейшей границе четвертичной системы на Сахалине / С. Д. Гальцев-Безюк, Г. В. Полуниин // Природные ресурсы Сахалина, их охрана и использование. – Южно-Сахалинск: 1975. – С. 83-93.
89. Геология, СССР [Текст] : М.: Недра, 1970. – Т. 33. – Ч. 1. – 422 с.

90. Герман, В. Х. Связь колебаний уровня мелкого моря с вынуждающими силами в синоптическом диапазоне частот / В. Х. Герман // Труды ГОИН. – 1975. – Вып. 176. – С. 20-33.
91. Гершанович, Д. Е. Геоморфологические и литологические исследования аккумулятивного берега Охотского моря в районе Охотска / Д. Е. Гершанович, Э. К. Забелина // Тр. ГОИН. – 1957. – Вып. 34. – С. 93-141.
92. Гидрология и гидрохимия морей. Том IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Спб.: Гидрометеиздат, 1998. – 342 с.
93. Гогоберидзе Г. Г. Проблематика национальной морской политики трёхуровневая модель управления прибрежной зоной Российской Федерации / Г. Г. Гогоберидзе // ВЧУ. – 2005. – №3. – С 89-100.
94. Голозубов, В. В. (2012). Деформации позднемеловых и кайнозойских комплексов Западно-Сахалинского террейна / В. В. Голозубов, С. А. Касаткин, В. М. Гранник, А. Е. Нечаюк // Геотектоника. – (5). – с. 22.
95. Голоудин, Р. И. Вещественный состав и динамика прибрежно-морских наносов западного побережья Южного Сахалина / Р. И. Голоудин // Океанология. – 1980. – Т. XX. – Вып. 3. – С. 507-512.
96. Горбунов, А. О. Роль аллювия в компенсации дефицита пляжевых отложений залива Терпения (о. Сахалин) / А. О. Горбунов, В. С. Зарочинцев, П. Ю. Королев // Изв. Самарского науч. центра РАН. – 2010. – Т. 12, № 1(4). – С. 1002-1005.
97. Горин, С. Л. Морфодинамика Октябрьской косы (Охотоморское побережье Камчатки) / С. Л. Горин, Е. И. Игнатов, Е. А. Кравчуновская, Д. В. Корзинин, И. И. Тембрел // Материалы XXIV Международной береговой конференции, посвященной 60-летию со дня основания Рабочей группы «Морские берега». – СПб.: Изд-во РГМУ, 2012. – С. 94-97.
98. Горин, С. Л. Современный гидрологический режим нижнего течения реки Пенжины и первые сведения о гидрологических процессах в ее эстуарии (по результатам экспедиции 2014 г.) / С. Л. Горин, М. В. Коваль, А. А. Сазонов, П. Н. Терский // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана. – 2015. – №. 37.
99. Горин, С. Л. Эстуарии полуострова Камчатка: теоретические подходы к изучению и гидролого-морфологическая типизация. Итоги 10 лет исследований / С. Л. Горин // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана. – 2012. – №. 27. – С. 5-12.
100. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1000000 (новая серия) / Лист М-(53), (54), (55) – Хабаровск: Объясн. зап. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. – 248 с.

101. Государственный водный кадастр. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Т. 1 РСФСР. Вып. 22. Бассейны рек Сахалинской области [Текст] : Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 227 с.
102. Грабков В. К. Морфогенетические типы рельефа Курильских островов / В. К. Грабков, А. А. Ищенко // Рельеф и вулканизм Курильской островодужной системы. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. – С. 13-24.
103. Грабков, В. К. Морские террасовые ряды как индикаторы трансгрессий и показатели характера движений переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану / В. К. Грабков // Палеогеографические аспекты изменения природных условий Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1969. – С. 151-16.
104. Григорьев, М. Н. Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции / М. Н. Григорьев, С. О. Разумов, В. В. Куницкий, В. Б. Спектор // Криосфера Земли. – 2006. – Т. 10. – №. 4. – с. 74.
105. Григорьев, М. Н. Криоморфогенез устьевой области р. Лены / М. Н. Григорьев. – Якутск, ИМЗ СО РАН, 1993. – 176 с.
106. Григорьев, Н.Ф. Криолитозона прибрежной части западного Ямала / Н.Ф. Григорьев. – Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1987. – 109 с.
107. Гурьева, З. И. Геолого-геоморфологическое изучение морских мелководий и берегов по материалам аэрофотосъемки / З. И. Гурьева, К. М. Петров, Н. С. Рамм, В. В. Шарков . – Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1968. – 372 с.
108. Денисов, С. В. О прибрежно-морских россыпях золота южного побережья Охотского моря / С. В. Денисов // Геология и геофизика. – 1967. – № 4. – С. 28-34.
109. Денисов, С. В. Типы южных берегов Охотского моря, прибрежно-морские отложения и их минералогения / С. В. Денисов // В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. – Хабаровск, 1968. – с. 174-176.
110. Дзердзеевский, Б. Л. Общая циркуляция атмосферы и климат [Текст] / Б. Л. Дзердзеевский – М. Наука, 1975. – 288 с.
111. Долотов, Ю. С. Динамические обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадконакопления [Текст] / Ю. С. Долотов. – М.: Наука, 1989. – 269 с.
112. Долотов, Ю. С. Дифференциация осадочного материала и слоистость прибрежных отложений [Текст] / Ю. С. Долотов, Р. Б. Жаромскис, В. И. Кирлис. – М.: Наука, 1982. – 184 с.
113. Долотов, Ю. С. Проблемы рационального использования и охраны прибрежных областей Мирового океана / Ю. С. Долотов, С. Б. Шлихтер. – М.: Науч.-изд. центр "Науч. мир", 1996. – 303 с.

114. Дунаев, Н. Н. Современная динамика аккумулятивного берега, сложенного пирокластикой подводного вулканического извержения / Н. Н. Дунаев // Геодинамические процессы и природные катастрофы. – 2019. – С. 137-137.
115. Дьяконов, К. Н. Влияние океанов на физико-географическую зональность по спутниковым данным о фотосинтезе / К. Н. Дьяконов, Д. Л. Варлыгин, А. Ю. Ретеюм // Вестник Московского университета. – Серия 5: География. – 2017. – № 2. – С. 11-15.
116. Ермаков, В. А. Новое понимание геодинамических соотношений командорской котловины и алеутской островной дуги (в новейшее время) / В. А. Ермаков, А. В. Ермаков // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. – 2018. – С. 108-115.
117. Жигарев, Л. А. Исследование береговой зоны Арктических морей / Л. А. Жигарев, В. Н. Новиков, Б. А. Попов, В. А. Совершаев // Вестн. Моск. Ун-та. – Сер. 5. – 1984. – № 3. – С. 45-50.
118. Жигарев, Л. А. Океаническая криолитозона / Л. А. Жигарев – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. – 320 с.
119. Забелина, Э. К. Миграция прорвы р. Охоты и влияние ее на динамику берега / Э. К. Забелина // Новые исследования берегов морей и водохранилищ. Тр. Океанографической комиссии. – 1961. Т. 12. – С. 67-72.
120. Звуйковский, Н. Сдержанный оптимизм. Обзор российских СПГ-проектов / Н. Звуйковский // Oil&Gas Journal Russia. – 2016. – № 3 (102). – С. 50-54.
121. Земцова, А. И. Климат Сахалина [Текст] / А. И. Земцова. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 197 с.
122. Зенкович, В. П. Берега Тихого океана / В. П. Зенкович, А. С. Ионин, П. А. Каплин, В. С. Медведев. – М.: Наука, 1967. – 376 с.
123. Зенкович, В. П. Динамика и морфология морских берегов. Ч I: Волновые процессы / В. П. Зенкович. – М.–Л.: Морской транспорт, 1946. – 496 с.
124. Зенкович, В. П. Из зарубежного опыта морской берегозащиты / В. П. Зенкович // Природные основы берегозащиты. – М.: Наука, 1987. – С. 149-153.
125. Зенкович, В. П. К геоморфологии западного побережья Камчатки / В. П. Зенкович, О. К. Леонтьев, Л. Г. Никифоров, С. А. Лукьянова // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. – М.: Изд-во Наука, 1971. – С. 3-8.
126. Зенкович, В. П. Морская геоморфология: Терминологический справочник: Береговая зона-процессы, понятия, определения [Текст] / В. П. Зенкович. – Мысль, 1980. – 280 с.
127. Зенкович, В. П. Некоторые наблюдения по морфологии устьевых частей малых рек низменного побережья Камчатки / В. П. Зенкович // Известия ВГО. – 1953. – Том 85.- Вып. 5. – С. 598-602.

128. Зенкович, В. П. О некоторых теоретических положениях береговой науки / В. П. Зенкович, Р. Я. Кнапс // Теоретические проблемы развития морских берегов. – М.: Наука, 1989. – С. 78-82.
129. Зенкович, В. П. Основы учения о развитии морских берегов [Текст] / В. П. Зенкович. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 710 с.
130. Зенкович, В. П. Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей СССР / В. П. Зенкович, О. К. Леонтьев, А. Т. Владимиров и др. – М.: Наука, 1971. – 181 с.
131. Игнатов, Е. И. Влияние современной трансгрессии Каспийского моря на динамику его берегов / Е. И. Игнатов, П. А. Каплин, С. А. Лукьянова, Соловьева Г. Д. // Геоморфология. – №1. – 1992. – С. 12-21
132. Игнатов, Е. И. Береговая морфосистема как объект геоморфологических исследований / Е. И. Игнатов // Геоморфология. – 2005. – №. 2. – С. 3-11.
133. Игнатов, Е. И. Геоморфология бухтовых берегов и подводного склона Приморья Японского моря / Е. И. Игнатов, М. Ю. Лохин, А. В Никифоров, В. В. Фроль. – Смоленск: Маджеста, 2004. – 192 с.
134. Игнатов, Е. И. Динамика наносов в бухте Зеркальной Японского моря по данным минералогического анализа / Е. И. Игнатов, И. С. Проходский, М. Туркова // Вопр. дифференц. твердого вещ-ва на конт. и шельфе. – М.: Наука. – 1978. – С. 61-66.
135. Игнатов, Е. И. Определение элементов литодинамики методом ЛМП на побережье Японского моря в бухтах Рудная и Зеркальная / Е. И. Игнатов, О. Д. Катагоцин, И. С. Проходский & Робсман // Океанология. – 1979. – Т. 19. – №. 1. – С. 181-185.
136. Игнатов, Е. И. Современное состояние берегов Каспийского моря / Е. И. Игнатов, С. А. Лукьянова, Г. Д. Соловьева // В сб.: «Рекреационные ресурсы Каспийского моря. Проблемы использования и охраны». – М.: Наука, 1989. – С. 13-18.
137. Игнатов, Е. И. Эволюция береговых морфосистем / Е. И. Игнатов // Геоморфология на рубеже XXI века. IV Щукинские чтения. Труды. – М.: Из-во Географический ф-т МГУ. – 2000. – С. 149-153.
138. Изучение толщины льда на участках, включённых в рассматриваемые концепции разработки по проекту "Сахалин-1". – Отчет. – Южно-Сахалинск 2001. – 79 с.
139. Ионин, А. С. Берега Берингова моря / А. С. Ионин. – М.: АН СССР, 1959. – 358 с.
140. Ионин, А. С. Рельеф шельфа Мирового океана / А. С. Ионин. – М. Наука, 1992. – 255 с.
141. Исследования процессов заносимости водозаборного ковша Сахалинской ГРЭС (отчет по теме «Восток-1») / Рукопись. – Ленинград: ЛГМИ, 1977. – 99 с.

142. Калинина, Л. И. Картирование абразионных берегов России / Л. И. Калинина, С. А. Лукьянова, Г. Д. Соловьева // Вестник МГУ. Сер. – 1992. – Т. 5. – С. 46-59.
143. Канаев, В. Ф. Геоморфологические наблюдения на Курильских островах / В. Ф. Канаев // Тр. ИОАН. – Т. XXXII, 1959. – С. 215-231.
144. Каплин, П. А. Новейшая история Мирового океана / П. А. Каплин. – М.: Изд-во МГУ, 1973. – 265 с.
145. Каплин, П. А. Береговая зона и подъем уровня океана / П. А. Каплин, С. А. Лукьянова // В. сб.: «Эволюция берегов в условиях поднятия уровня океана». – М., 1992. – С. 4-12.
146. Каплин, П. А. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее [Текст] / П. А. Каплин, А. О. Селиванов. – М.: ГЕОС, 1999. – 299 с.
147. Каплин, П. А. Некоторые особенности рельефа побережья Курило-Камчатской зоны в связи с проблемой цунами / П. А. Каплин, А. С. Ионин // Бюл. Совета по сейсмологии. – 1961. – №. 9. – С. 74-88.
148. Каплин, П. А. О некоторых особенностях лагун северо-восточного побережья СССР / П. А. Каплин // Тр. Океаногр. комиссии АН СССР. – 1957. – Т. 2. – С. 104-110.
149. Каплин, П. А. Особенности развития пересыпей Восточной Чукотки в условиях повышения уровня моря / П. А. Каплин, А. В. Поротов // Геоморфология. – 2002. – № 1. – С. 74-82
150. Каплин, П. А. Фиордовые побережья Советского Союза / П. А. Каплин // М. Изд-во. АН СССР, 1962. – 188 с.
151. Каплуненко, Д. Д. Типовые поля ветровых волн и зыби на акватории северной части тихого океана / Д. Д. Каплуненко, А. М. Полякова, С. С. Марченко // Океанология. – 2011. – Т. 51. – №. 5. – С. 788-796.
152. Карпухин В. Л. Технический отчет. Геотехническая съемка. Трасса автодороги – Чайво. ФГУ / «Сах. ТФГИ». – 2002.
153. Карта вулcano-тектонических структур прибрежно-материковой части Дальнего Востока СССР. 1:1500000 / Гл. ред. Н. А. Шило, Ю. А. Косыгин. 1982.
154. Като, Э. Расчет высот штормовых нагонов редкой повторяемости для побережья залива Анива / Э. Като, Ю. В. Любицкий, Г. В. Шевченко // Гидрометеорология и экология Дальнего Востока. – Владивосток: Дальнаука, 2003. – С. 49-57.
155. Като, Э. Расчет экстремальных значений сгонно-нагонных колебаний уровня моря на юго-восточном побережье о. Сахалин / Э. Като, Ю. В. Любицкий, Г. В. Шевченко // Колебания уровня в морях. – Российский гидрометеорологический университет. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2003. – С. 111-128.

156. Като, Э. Режимные характеристики ветра для острова Сахалин, полученные на основе инструментальных данных / Э. Като, В. Ю. Савельев, Г. В. Шевченко // Динамические процессы на шельфе Сахалина и Курильских островов. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. – С. 177-194.
157. Като, Э. Экстремальные высоты штормовых нагонов на побережье о. Сахалин / Э. Като, Ю. В. Любичкий, Г. В. Шевченко // Мореходство и морские науки. – 2011. – С. 177-193.
158. Клиге, Р. К. Колебания уровня Мирового океана в XX столетии / Р. К. Клиге, В. Н. Малинин, О. И. Шевчук // Вестник МГУ, сер. 5, география. – №1. – 2009. – С. 7-13
159. Кнапс, Р. Я. К определению характеристик энергетического состояния берегового склона / Р. Я. Кнапс // Исследования динамики рельефа морских побережий. – М.: Наука, 1979. – С. 70-80.
160. Ковалёв, П. Д. Возобновляемые энергетические ресурсы Сахалинской области / П.Д. Ковалёв, Д. П. Ковалёв, Г.В. Шевченко. – Издательство: Дальнаука 2015. – 216 с.
161. Коломыц, Э. Г. Биоклиматическая система курильских островов / Э. Г. Коломыц // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2018. – №. 3. – С. 79-90.
162. Колыванов Г. В. Технический отчет «Геотехнические изыскания для строительства буровой площадки (Первый этап добычи на месторождении Одопту, Охинский район (Пильтунская коса) / ЗАО «ТИК». – 2007. – 76 с.
163. Кононов, В. Э. Перспектива нефтегазоносности северо-западного Сахалина в свете новых геолого-геофизических данных / В. Э. Кононов, Р. М. Макаров, В. М. Никифоров и др. // Тихоокеанская геология. – 1988. – № 3. – С. 57-61.
164. Кононов, Ю. И. О развитии абразии в Амурском лимане / Ю. И. Кононов, В. А. Морин // Климатическая геоморфология Дальнего Востока. – Владивосток, 1976. – С. 56-59.
165. Кононов, Ю. И. Роль ветрового переноса песка в формировании рельефа северо-западной части Сахалина / Ю. И. Кононов // Материалы XIV научной конференции ДВГУ. – Владивосток, 1969. – С. 47-51.
166. Кононов, Ю. И. Условия и характер поступления обломочного материала в Амурский лиман / Ю. И. Кононов, Н. Н. Кононова // Вопросы географии и геоморфологии советского Дальнего Востока. – Владивосток, 1992. – С. 154-163.
167. Кононов, Ю.И. Роль льда в формировании осадков пролива Невельского / Ю.И. Кононов, В.А. Морин, Н.С. Петрик // Вопросы географии Тихого океана и притихоокеанских районов. – Владивосток, 1975. – С. 64-67.
168. Короткий, А. М. Эоловый рельеф Приморья и сопредельных территорий Восточной Азии (палеогеографический аспект) / А. М. Короткий // Геоморфология. – 2007. – №. 4. – С. 79-95.

169. Короткий, А. М. Аномальные природные процессы и их влияние на состояние геосистем юга российского Дальнего Востока / А. М. Короткий, В. В. Коробов, Г. П. Скрыльник. – Владивосток: Дальнаука, 2011. – 265 с.
170. Короткий, А. М. Береговые дюны-индикатор глобальных похолоданий (о. Кунашир, Курильские острова) / А. М. Короткий, Н. Г. Разжигаева, Л. М. Мохова, Л. А. Ганзей, Т. А. Гребенникова, В. Б. Базарова // Тихоокеанская геология. – 1996. – Т. 15. – №. 1. – С. 53-59.
171. Короткий, А. М. Колебания уровня Японского моря в четвертичном периоде (северо-западный шельф) / А. М. Короткий. – В кн.: Изменения уровня моря. – М., 1982. – с. 104-114.
172. Короткий, А. М. Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина [Текст] / А. М. Короткий, В. С. Пушкарь, Т. А. Гребенникова. – Владивосток: Дальнаука, 1997. – 195 с.
173. Короткий, А. М. Экзогенные геоморфологические системы морских побережий [Текст] / А. М. Короткий, Г. И. Худяков. – М.: Наука. 1990. – 216 с.
174. Косьян, Р. Д. Гидрогенные перемещения осадков в береговой зоне моря [Текст] / Р. Д. Косьян, Н. В. Пыхов – М.: Наука, 1991. – 280 с.
175. Кошинский, С. Д. Режимные характеристики сильных ветров на морях Советского Союза: Север Японского, Охотское и Берингово моря / С. Д. Кошинский – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – Ч. 2. – 230 с.
176. Кравцов, В. Д. Некоторые особенности динамики приливных устьев рек северно-западного побережья Охотского моря / В. Д. Кравцов // Тр. ГОИН. – 1980. – Вып. 159. – С. 71-84.
177. Кравцов, В. Д. Некоторые особенности развития приливных устьев рек северно-западного побережья Охотского моря / В. Д. Кравцов // Тр. ГОИН. – 1979. – Вып. 143. – С. 102-131.
178. Красный Л. И. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. – Л. И. Красный (ред.). – Недра, 1966. – 515 с.
179. Крупник, И. И. Арктическая этноэкология, модели традиционного природопользования морских охотников и оленеводов Северной Евразии [Текст] / И. И. Крупник. – М.: Наука, 1989. – 272 с.
180. Кулаков, А. П. О развитии береговых линий Охотского и Японского морей в четвертичное время / А. П. Кулаков // В кн.: Вопросы четвертичной геологии. – Хабаровск, 1968. – с. 177-178.
181. Кулаков, А. П. О развитии в четвертичном периоде береговых линий Охотского и Японского морей / А. П. Кулаков // В кн.: Юг Дальнего Востока. – М., 1972. – с. 307-339

182. Кулаков, А. П. Основные черты морфоструктуры и антропогенной палеогеографии побережья Северного Сихотэ-Алиня / А. П. Кулаков // Геоморфоструктура Дальнего Востока. – Владивосток: 1978. – С. 58-78.
183. Кулаков, А. П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей / А. П. Кулаков. – Новосибирск. Наука, 1973. – 188 с.
184. Леонтьев, И. О. Бюджет наносов и прогноз развития берега / И. О. Леонтьев // Океанология. – 2008. – Т. 48, № 3. – С. 467-476. – (<https://doi.org/10.1134/s0001437008030156>).
185. Леонтьев, И. О. Динамика лагунного берега северо-восточного Сахалина на примере системы Ныйского залива и косы Пластун / И. О. Леонтьев, В. В. Афанасьев // Океанология. – 2016. том 56. № 4. – С. 618-626. – (DOI:10.7868/S0030157416030138).
186. Леонтьев, И. О. Динамика прибойной зоны [Текст] / И. О. Леонтьев. – М., 1989. – 184 с.
187. Леонтьев, И. О. Изменения береговой линии моря в условиях влияния гидротехнических сооружений / И. О. Леонтьев // Океанология. – 2007. – Т. 47. – № 6. – С. 940-946.
188. Леонтьев, И. О. Моделирование штормовых деформаций песчаного берега (на примере восточной части Финского залива) / И. О. Леонтьев, Д. В. Рябчук, А. Ю. Сергеев // Океанология. – 2015. – Т. 55, № 1. – С. 147-158. – (<https://doi.org/10.7868/s0030157414060069>)
189. Леонтьев, И. О. Морфодинамические процессы в береговой зоне моря / И. О. Леонтьев. – LAP LAMBERT Academic Publishing, Saarbrücken, Deutschland (Германия), 2014. – 251 с.
190. Леонтьев, И. О. О расчете вдольберегового транспорта наносов / И. О. Леонтьев // Океанология. – 2014. – Т. 54, № 2. – С. 226-232. – (<https://doi.org/10.7868/s0030157414020130>)
191. Леонтьев, И. О. Потоки наносов вдоль юго-восточного побережья Балтики / И. О. Леонтьев // Геоморфология. – 2015. – № 1. – С. 70-76.
192. Леонтьев, О. К. Краткий курс морской геологии / О. К. Леонтьев. – М.: Изд-во МГУ, 1963. – 464 с.
193. Леонтьев, О. К. Геоморфология морских берегов [Текст] / О. К. Леонтьев, Л. Г. Никифоров, Г. А. Сафьянов – М.: Изд-во МГУ, 1975. – 336 с.
194. Леонтьев, О. К. Геоморфология морских берегов и дна / О. К. Леонтьев. – М., Изд-во МГУ, 1955. – 376 с.
195. Леонтьев, О. К. Морфология и генезис залива Счастья (Охотское море) / О. К. Леонтьев, В. А. Лоргус, С. А. Лукьянова // Вестник Московского университета: География. – 1967. – Т. 22.

196. Леонтьев, О. К. Новейшие вертикальные движения и динамика берегов материкового побережья Сахалинского залива Охотского моря / О. К. Леонтьев, В. А. Лоргус, С. А. Лукьянова // Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. – Таллин. – 1966. – С. 129-137.
197. Леонтьев, О. К. Основы геоморфологии морских берегов [Текст] / О. К. Леонтьев – М.: Изд-во МГУ, 1961. – 412 с.
198. Лисогурский, Н. И. Распространение муссона над Восточной Азией и степень его устойчивости / Н. И. Лисогурский, А. З. Петричев // Метеорология и гидрология. – 1980. – Т. 5. – С. 54-59.
199. Лихачева, Э. А. Анализ геоморфологических систем: основные понятия / Э. А. Лихачева, Д. А. Тимофеев // Геоморфология. – 2008. – №2. – С. 14-21.
200. Лихачева, Э. А. К иерархии геоморфологических систем с позиций их организованности / Э. А. Лихачева, Д. А. Тимофеев // Геоморфология. – 2007. – №4. – С. 3-8. (<https://doi.org/10.15356/0435-4281-2007-4-3-8>)
201. Лихачёва, Э. А. Физическая сущность геоморфологических границ / Э. А. Лихачёва, А. Н. Маккавеев, Г. П. Локшин // Геоморфология. – 2010. – № 2. – С. 3-10. (<https://doi.org/10.15356/0435-4281-2010-2-3-10>)
202. Лонгинов, В. В. Динамика береговой зоны бесприливных морей / В. В. Лонгинов. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 379 с.
203. Лонгинов, В. В. Очерки литодинамики океана / В. В. Лонгинов // М.: Наука, 1973. – 242 с.
204. Лонгинов, В. В. Из истории изучения динамики береговой зоны. Вопросы изучения морских берегов / В. В. Лонгинов, Ред: В. П. Зенкович. – М.: Издательство академии наук, 1959. – С. 161-197.
205. Лукьянова, С. А. Абразия морских берегов России / С. А. Лукьянова, Г. Д. Соловьева // Вестник ГУ. Сер. геогр. – 2009. – №. 4. – С. 40-44.
206. Лукьянова, С. А. Некоторые оценки размыва морских берегов России / С. А. Лукьянова, Г. А. Сафьянов, Т. Д. Соловьева // Вод. ресурсы. – 2002. – Т. 29, № 4. – С. 389-394.
207. Лукьянова, С. А. Типы арктических берегов России / С. А. Лукьянова, Г. А. Сафьянов, Г. Д. Соловьева, Л. М. Шипилова // Океанология. – 2008. – Т. 48. – №. 2. – С. 290-296.
208. Лымарев, В. И. Берега Аральского моря – внутреннего водоема аридной зоны / В. И. Лымарев. – Л.: Наука, 1967. – 251 с.
209. Лымарев, В. И. Морские берега и человек / В. И. Лымарев. – М.: Наука, 1986. – 293 с.

210. Любичский, Ю. В. Расчет суммарных уровней моря на приливном устьевом взморье реки при штормовых ситуациях (на примере Амура) / Ю. В. Любичский // Тр. ГОИН. – 1986. – №. 179. – С. 38-49.
211. Любичский, Ю. В. Численное гидродинамическое моделирование штормовых нагонов в Сахалинском заливе и Амурском лимане / Ю. В. Любичский // Природные катастрофы и стихийные бедствия в Дальневосточном регионе. – Владивосток: ДВО РАН. – 1990. – С. 227-240.
212. Мартынов, О. С. Болотные ландшафты – индикаторы прогнозируемых тектонических структур среднего Приобья / О.С. Мартынов // Природные и социально-экономические системы Тюменского Приобья. – Тюмень, 1981. – С. 105-114.
213. Матуль, А. Г. Четвертичная биостратиграфия и палеоокеанология Охотского моря и других субарктических районов / А. Г. Матуль. – М: ГЕОС, 2009. – 182 с.
214. Матуль, А. Г. Четвертичная биостратиграфия и палеоокеанология Охотского моря и других субарктических районов / А. Г. Матуль. – М.: Издательство ГЕОС, 2009. – 180 с.
215. Махинов, А. Н. Гляциоморфолитогенез в устьях приливных рек юго-западной части Охотского моря / А. Н. Махинов, А. В. Иванов // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перегляциала. – Мурманск: Апатиты. – 2002. – С. 45-50.
216. Медведев, В. С. Некоторые вопросы динамики и морфологии западного побережья Сахалина в связи со строительством мелких рыболовных портов / В. С. Медведев // Тр. Океаногр. комиссии. – 1959. – Т. 4. – С. 3-12.
217. Медведев, В. С. Некоторые черты строения и динамики западного побережья острова Сахалина / В. С. Медведев // Тр. Океаногр. Комиссии АН СССР. – Т. 8, 1961. – С. 65–84.
218. Меланхолина, Е. И. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе [Текст] / Е. И. Меланхолина. – М.: Наука, 1973. – 152 с.
219. Мелекесцев, И. В. Новейший наземный и подводный вулканизм Курильской островной дуги / И. В. Мелекесцев // Новейший и современный вулканизм на территории России Отв. ред. Лаверов Н. П. – М.: Наука, 2005. – С. 233–335.
220. Микишин, Ю. А. Геоморфология берегов залива Терпения / Ю. А. Микишин // Береговая зона дальневосточных морей. – Л.: Изд-во ГО СССР, 1991. – С. 98-104.
221. Микишин, Ю. А. Прогноз развития лагунного побережья острова Сахалина при повышении уровня океана / Ю. А. Микишин // Географические исследования морских побережий. – Владивосток: ДВГУ, 1998. – С. 66-75.

222. Микишин, Ю. А. Стратиграфия отложений и палеогеография побережья северо-восточного Сахалина в голоцене / Ю. А. Микишин, И. Г. Гвоздева // Научное обозрение. – 2006. – № 3. – С. 4-15.
223. Мишаков, Г. С. Особенности развития северо-сахалинского осадочного бассейна / Г. С. Мишаков, В. С. Ковальчук, М. С. Ярошевич // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. – М: Наука, 1983. – С. 81-84.
224. Молчанов, В. П. Риски чрезвычайных ситуаций в Арктической зоне Российской Федерации [Текст] / В. П. Молчанов, В. А. Акимов, Ю. И. Соколов: МЧС России. – М.: ФГБУ ВНИИ ГОЧС(ФЦ), 2011. – 300 с.
225. Море опять побеспокоило жителей посёлка в Охотском районе. – (<http://www.hab.aif.ru/incidents/1434900>) – Дата обращения: 15. 04. 2018.
226. Морская геоморфология. Терминологический справочник [Текст] : М.: Мысль, 1980. – 280 с.
227. Морской Атлас. Том. 2. [Текст] / М., Министерство обороны СССР; ВМС, 1953. – 82 с.
228. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). – СНиП 2.06.04-82*
229. Невеский, Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря / Е. Н. Невеский. – М.: Наука, 1967. – 255 с.
230. Никитенко, Ю. П. Карта современных вертикальных движений земной коры о. Сахалин. Масштаб 1 : 1 250 000 / Ю. П. Никитенко. – М.: ГУГК, 1981.
231. Никифоров, Л. Г. Структурная геоморфология морских побережий [Текст] / Л. Г. Никифоров. – М.: Изд-во МГУ, 1977. – 175 с.
232. Никольская, В. В. Своеобразие рельефа мегапобережья Охотского моря / В. В. Никольская, Г. П. Скрыльник // Климатическая геоморфология Дальнего Востока. – Владивосток: ТИГ ДВНЦ АН СССР. – 1976. – С. 44-49.
233. Никольская, В. В. О естественных тенденциях развития физико-географических провинций юга Дальнего Востока / В. В. Никольская.- Новосибирск: Наука, 1974. – 127 с.
234. Никольская, В. В. Тенденции развития рельефа природных зон и провинций Дальнего Востока / В. В. Никольская, Г. П. Скрыльник // Климатическая геоморфология Дальнего Востока. – Владивосток: ТИГ ДВНЦ АН СССР. – 1976. – С. 5-19.
235. Огородов, С. А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны / С. А. Огородов. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2011. – 172 с.
236. Особенности формирования рельефа и современных осадков в прибрежной зоне дальневосточных морей СССР [Текст] / А. С. Ионин, П. А. Каплин, О. К. Леонтьев, В. С.

- Медведев, Л. Г. Никифоров, Ю. А. Павлидис, Ф. А. Щербаков. – М.: Изд-во Наука, 1971. – 181 с.
237. Павлидис, Ю. А. Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага: на примере Курильских островов / Ю. А. Павлидис. – М.: Наука, 1968. – 112 с.
238. Павлидис, Ю. А. Шельф Мирового океана в позднечетвертичное время / Ю. А. Павлидис. – М.: Наука, 1992. – 272 с.
239. Павлов, А. В. Мониторинг криолитозоны / А. В. Павлов. – Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2008. – 231 с.
240. Петров, А. Г. Районирование акватории Татарского пролива по характеру формирования ледяного покрова в суровые по ледовым условиям годы / А. Г. Петров // Гидрометеорологические и экологические условия Дальневосточных морей: оценка воздействия на морскую среду: Тематический вып. ДВНИГМИ №2. – Владивосток: Дальнаука, 1999. – С. 138-145.
241. Пешков, В. М. Береговая зона моря / В. М. Пешков. – Краснодар: Лаконт. – 2003. – 389с.
242. Пешков, В. М. Галечные пляжи неприливных морей / В. М. Пешков. – Краснодар, 2005. – 444 с.
243. Пешков, В. М. Морские берега / В. М. Пешков // Краснодар: Кубанский учебник. – 2000. – 142 с.
244. Пискарева, М. А. Сопоставимость некоторых энергетических методов оценки вдольберегового перемещения наносов / М. А. Пискарева, И. А. Третьякова // М., 1988. – Деп. Вестник МГУ. – Серия 5, география. 5460. – В88. – 10 с.
245. Плеханов, Ф. А. Пространственно-временная изменчивость характеристик волнения у юго-восточного побережья о. Сахалин по данным инструментальных измерений / Ф. А. Плеханов // Ученые записки Сахалинского государственного университета. – 2015. – №. 1. – С. 35-38.
246. Поежалова, О. С. Вариации среднего уровня Охотского моря / О. С. Поежалова, Г. В. Шевченко // Цунами и сопутствующие явления. – Южно-Сахалинск, 1997. – С. 131-144.
247. Полуниин, Г. В. Данные о скорости абразионных процессов на берегах Сахалина / Г. В. Полуниин, В. А. Бузлаев, В. А. Коноваленко // Вопросы географии побережий и шельфа дальневосточных морей. – Владивосток: ДВГУ, 1977. – С. 134–144.
248. Полуниин, Г. В. Динамика рельефа и методы исследования изолированной морской береговой системы (на примере полигона о. Тюлений) / Г. В. Полуниин, В. А. Бузлаев, В. А. Коноваленко. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО АН СССР, 1988. – 116 с.

249. Полуниин, Г. В. Карта литологических комплексов и проявлений экзогенных процессов Сахалина: масштаб 1:500000 / Г. В. Полуниин, В. А. Бузлаев. – М.: ГУГК, 1984.
250. Полуниин, Г. В. Карта литологических комплексов и экзогенных процессов суши и шельфа Сахалина масштаба 1:500000 / Г. В. Полуниин. – Хабаровск, Южно-Сахалинск, 1992.
251. Полякова, А. М. Атмосферная циркуляция и поля ветровых волн и зыби в северной части Тихого океана / А. М. Полякова, Д. Д. Каплуниенко // Дальневосточные моря России. – 2007. – С. 112-136.
252. Полякова, А. М. Ветровые волны и зыбь в северной части Тихого океана. / А. М. Полякова, С. С. Сугак// Метеорология и Гидрология. – М., Издательский центр «Метеорология и гидрология», 2004. – № 2. – с. 79-87.
253. Полякова, А. М. Календарь типов атмосферной циркуляции с учетом нестационарности над северной частью Тихого океана и их краткая характеристика / А. М. Полякова. – Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 1999. – 116 с.
254. Пономарева, Т. Г. Водообмен Охотского и Японского морей через Амурский лиман / Т. Г. Пономарева // Тр. ДВНИГМИ. – 1989. – Вып. 38. – С. 123-138.
255. Пономарева, Т. Г. Оценка стока воды на границах устьевого участка р. Амур / Т. Г. Пономарева // Тр. ДВНИИ. – 1982. – Вып. 105. – С. 60-62.
256. Попов, Б. А. Наносодвижущий и абразионный эффекты морского волнения / Б. А. Попов // Береговая зона моря. – М.: Наука, 1981. – С. 53-61.
257. Попов, Б. А. Некоторые черты динамики арктических берегов Азии / Б. А. Попов, В. А. Совершаев // Морские берега. Вопросы географии. – М.: Мысль, 1982. – С. 105-116.
258. Попов, Б. А. Принципы выбора исходных данных для расчета наносов волновой энергии / Б. А. Попов, В. А. Совершаев // Береговая зона моря. – М.: Наука, 1981. – С. 47-52.
259. Попов, Б. А. Соотношение динамики берегов арктических и южных морей / Б. А. Попов // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. – М.: Наука, 1977. – С. 171-179.
260. Постановление Правительства Сахалинской области от 28.03.2011 N 99 «О Стратегии социально-экономического развития Сахалинской области на период до 2025 года»
261. Призрачная Колыма: Существующие и закрытые поселки Магаданской области, 2016. – (<https://alkrylov.livejournal.com/500247.html>) – Дата обращения: 25. 11. 2017.
262. Проект «Сахалин II». Этап 2. ТЭО. Т. 5, кн. 9, ч. 2. Охрана окружающей среды / М.: ООО НПФ «Эко-центр МТЭА» – 2002.
263. Проект Владивосток – СПГ. – (<http://www.gazprom.ru/about/production/projects/lng/vladivostok-lng>). – Дата обращения: 10.08.2016.

264. Проектирование морских берегозащитных сооружений / Свод правил. – СП 32-103-97
265. Путов, В. Ф. Особенности приливного режима на северо-восточном шельфе острова Сахалин / В. Ф. Путов, Г. В. Шевченко // Гидрометеорологические процессы на шельфе: оценка воздействия на морскую среду. – Владивосток, 1998. – С. 61-82. – (Тематический выпуск ДВНИГМИ).
266. Путов, В. Ф. Пространственно-временная изменчивость колебаний уровня моря и расчет экстремальных высот редкой повторяемости на северо-восточном шельфе острова Сахалин / В. Ф. Путов, Г. В. Шевченко // Метеорология и гидрология. – 1991. – N 10. – С. 94-101.
267. Пуцаровский, Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли / Ю. М. Пуцаровский. – М.: Наука, 1972. – 224 с.
268. Разжигаева, Н. Г. Обстановки осадконакопления островных территорий в плейстоцене-голоцене / Н. Г. Разжигаева, Л. А. Ганзей. – Издательство Дальнаука, 2006. – 365 с.
269. Рандалл, Р. Б. Частотный анализ [Текст] / Р. Б. Рандалл. – Копенгаген: Брюль и Кьер, 1989. – 389 с.
270. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений юга материковой части Дальнего Востока / Хабаровск, 1994. – 34 с
271. Результаты работы ФГБНУ «СахНИРО» по отработке методов искусственного воспроизводства приморского гребешка в зал. Анива в 2015 г. – (<http://www.sakhniro.ru/news/469/>).
272. Ременец, А. И. Опыт изучения параметров деформации дна и интенсивности вдольберегового потока наносов залива Терпения / А. И. Ременец // Вопросы географии Тихого океана и притихоокеанских районов. Владивосток. – 1975. – С. 54-63
273. Ременец, А. И. Эволюция лагунного побережья залива Пильтун в голоцене / А. И. Ременец, И. Н. Климов // Развитие природной среды в плейстоцене. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. – С 123-126.
274. Руководство по методике исследований и расчетов перемещения наносов и динамики берегов при инженерных изысканиях / М.: Гидрометеиздат, 1975. – 239 с.
275. Руководство пользователя Agisoft PhotoScan Professional Edition, версия 1.2 [Текст] / 2016. – 116с
276. Рыбаков, В. Ф. Донные осадки охотоморского шельфа Сахалина / В. Ф. Рыбаков // Геологические и географические особенности некоторых регионов Дальнего Востока и зоны перехода к Тихому океану. – Владивосток: изд-во ДВПИ, 1989. – С. 123-133.

277. Рыбаков, В. Ф. Литодинамика и осадконакопление в лагуне Чайво / В. Ф. Рыбаков // Географические исследования морских побережий. – Владивосток: ДВГУ. 1998. – С. 105-110.
278. Рыбаков, В. Ф. Литодинамика охотоморского шельфа о. Сахалина / В. Ф. Рыбаков // Береговая зона дальневосточных морей. – Ленинград: изд-во ГО СССР, 1991. – С. 85-97.
279. Рычагов, Г. И. Плейстоценовая история Каспийского моря / Г. И. Рычагов. – М. : Изд-во МГУ, 1997. – 266 с.
280. Сафьянов, Г. А. Береговая зона океана в XX веке [Текст] / Г. А. Сафьянов. – М.: Мысль, 1978. – 264 с.
281. Сафьянов, Г. А. Геоморфология морских берегов [Текст] / Г. А. Сафьянов. – М.: Изд-во МГУ, 1996. – 400 с.
282. Сафьянов, Г. А. Динамика береговой зоны морей / Г. А. Сафьянов. – М.: Изд-во МГУ. – 1973. – 174 с.
283. Сафьянов, Г. А. Инженерно-геоморфологические исследования на берегах морей / Г. А. Сафьянов. – М.: Изд-во МГУ, 1987. – 149 с.
284. Сахалинская область, Климат – Общие сведения. – (<http://sknc.narod.ru/files/climat.html>). – Дата обращения: 15.10.2019.
285. Свиточ, А. А. Морской плейстоцен побережий России (палеогеография) / А. А. Свиточ // Океанология. – 2003. – Т. 43. – №. 5. – С. 783-794.
286. Седаева, О. С. О взаимосвязи сезонных вариаций уровня моря и атмосферного давления в районе Курильской гряды / О. С. Седаева, Г. В. Шевченко // Динамические процессы на шельфе Сахалина и Курильских островов. – Южно – Сахалинск, 2001. – С. 81-93.
287. Селиванов, А. О. Опыт статистического изучения связи характера волноприливного поля с особенностями поперечного профиля береговой зоны / А. О. Селиванов, Л. В. Анзимиров // Океанология. – 1986. – Т. XXVI. – Вып. 5. – С. 806-812
288. Сергеев, К. Ф. Современные вертикальные движения земной коры о-ва Сахалин / К. Ф. Сергеев, Ю. П. Никитенков, В. А. Шульман // Докл. АН СССР. – 1981. Т. 257. – №. 1. – С. 202-205.
289. Скоков, Р. М. Распространение и устойчивость припая у берегов Сахалина: дис. канд. геогр. Наук / Р. М Скоков // Л.: 1982. – 158 с.
290. Скоков, Р.М. Прочность льда в прибрежной зоне моря / Р.М. Скоков // Труды ДВНИИ. — 1986. – Вып. 125. – С. 84-91.
291. Скрыльник, Г. П. Аномальные природные процессы и явления Российского Дальнего Востока / Г. П. Скрыльник // Успехи современного естествознания. – 2018. – № 10. – С. 114-124, (<http://natural-sciences.ru/ru/article/view?id=36892> дата обращения: 07. 11. 2019).

292. Скрьльник, Г. П. Ведущие климатические факторы развития экзогенного рельефа / Г. П. Скрьльник // Геосистемы Дальнего Востока России на рубеже XX-XXI веков. – 2008. – С. 77-81.
293. Скрьльник, Г. П. Ведущие факторы развития рельефа Дальнего Востока и его место в общем климоморфогенезе материков Северного полушария / Г. П. Скрьльник // Исследования глобальных факторов климоморфогенеза Дальнего Востока. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. – С 7-31.
294. Скрьльник, Г. П. Курумообразование и общая тенденция развития рельефа Дальнего Востока / Г. П. Скрьльник // Геоморфология и неотектоника горных стран Дальнего Востока. – Хабаровск, 1977. – С. 86-88.
295. Скрьльник, Г. П. Основные уровни устойчивости в общей организации геосистем Земли / Г. П. Скрьльник // Успехи современного естествознания. – 2017. – №. 11. – С. 101-106.
296. Скрьльник, Г. П. Пространство-время в развитии геосистем и природные риски / Г. П. Скрьльник // Научные горизонты. – 2018 – № 6(10) – С. 123-148.
297. Скрьльник, Г. П. Роль континентальности и океаничности в устойчивом развитии юга Дальнего Востока / Г. П. Скрьльник // Регионы нового освоения: стратегия развития. (Матлы Межд. науч. конф.. Хабаровск, 15-17 сентября 2004 г.). – Хабаровск: Правительство Хабаровского края, ИВЭП ДВО РАН, Приамурское ГО. – 2004. – С. 230-234.
298. Совершаев, В. А. Береговая зона арктических морей / В. А. Совершаев // Геоэкология Севера. – М., Изд-во Моск. ун-та, 1992. – С. 55-60.
299. Совершаев, В. А. Динамика береговых аккумулятивных форм в условиях арктических морей / В.А. Совершаев // Второй Всесоюзный съезд океанологов. Вып.8.1. – Севастополь, 1982. – С.13-24.
300. Совершаев, В. А. Развитие береговых аккумулятивных форм в условиях криолитозоны / В. А. Совершаев, К. С. Воскресенский, А. М. Камалов, Ф.А. Романенков // Динамика арктических побережий России. – М.: Изд-во МГУ, 1998. – С. 80-92.
301. Сокольников, Ю. Н. Инженерная морфодинамика берегов и ее приложение [Текст] / Ю. Н. Сокольников. – Киев: Наукова Думка, 1976. – 237с.
302. Соловьев, В. В. Развитие рельефа и формирование четвертичных отложений Сахалина / В. В. Соловьев, Г. С. Ганешин // Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер. – Т. 172. – М: 1971. – 152 с.
303. Соловьев, И. А. Русловой процесс и водные пути Амурского лимана [Текст] / И. А. Соловьев. – Владивосток, 1974. – 290 с.
304. Соловьева, Г. Д. Соотношение влияния климатического и тектонического факторов на развитие морских берегов / Г. Д. Соловьева // Вопросы географии. – М., 1982. – Сб. 119. – С. 22-31.

305. Соломатин, В. И. Криогенные процессы и явления на побережье и шельфе арктических морей / В. И. Соломатин, Л. А. Жигарев, В. А. Совершаев // Динамика арктических побережий России. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. – С. 12-18.
306. Справочник по климату СССР. Вып. 34. Ветер / Л.: Гидрометеиздат, 1969.
307. Степанова, Л. Е. Влияние льда на структурные связи береговых ландшафтов дальневосточных морей / Л. Е. Степанова // Изв. Всес. геогр. о-ва. – 1984. – Т. 116, N 6. – С. 530-533.
308. Тамбовский, В. С. Морфометрия и динамика льдов на акватории северо-восточного шельфа о. Сахалин / В. С. Тамбовский, В. Ф. Путов, Г. В. Шевченко, Е. А. Тихончук // Охрана природы, мониторинг и обустройство Сахалинского шельфа. – Южно-Сахалинск, 2001. – С. 123-142.
309. Тамбовский, В. С. Характеристика скорости дрейфа льда у северо-восточного побережья острова Сахалин под влиянием приливов и ветра / В. С. Тамбовский, Г. В. Шевченко // Труды ДВНИГМИ Тематический выпуск №2. – Владивосток: Дальнаука, 1999. – С. 114-137.
310. Тимофеев, Д. А. Терминология общей геоморфологии / Д. А. Тимофеев, Г. Ф. Уфимцев, Ф. С. Онухов. – М.: Наука, 1977. – 200 с.
311. Тихонович, Н. Н. Геоморфологический очерк Русского Сахалина. Тр. Геол. ком. Нов. Сер. Вып 120 / Н. Н. Тихонович, И. И. Полевой. – Пг.: Тип. М. М. Стасюлевича, 1915. – 77 с.
312. Тунеголовец В. П. О некоторых показателях физиологического комфорта применительно к территориям Приморского края и Сахалинской области / В. П. Тунеголовец // Гидрометеорологические и экологические условия Дальневосточных морей и оценка воздействия на морскую среду. – Тематический выпуск ДВНИГМИ № 3. – Владивосток: Дальнаука, 2003. – 263 с.
313. Тунеголовец, В. П. Климат и гидрография / В. П. Тунеголовец, Б. И. Гарцман, В. В. Крохин // Геосистемы Дальнего Востока России на рубеже XX-XXI веков. – 2008. – С. 119-143.
314. Угроза переливания песчаных кос объявлена на побережье Камчатки 22 ноября 2016. – (<http://tass.ru/proisshestviya/3802087>) – Дата обращения: 21. 11. 2017.
315. Устинова, Е. И. Межгодовая изменчивость термических условий Охотского моря / Е. И. Устинова, Ю. Д. Сорокин, Г. В. Хен // Известия ТИНРО. – 2002. Т. 130. – №. 1-1. – С. 44-51
316. Ханчук, А. И. Тектоническая схема Дальнего Востока России / А. И. Ханчук, В. В. Голозубов, Н. А. Горячев, Л. И. Попеко. – ДВГИ ДВО РАН, 2009. (<http://wiki.fegi.ru/index.php/%D0%A4%D0%B0%D0%B9%D0%BB:Тест-map.jpg>)
317. Харахинов, В. В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона [Текст] / В. В. Харахинов. – М.: Науч. мир, 2010. – 275 с.

318. Харахинов, В. В. Новые данные о геологическом строении зоны сочленения Сахалина и Нижнего Приамурья / В. В. Харахинов, И. М. Альперинович, В. М. Никифоров, А. А. Терещенков // Доклады РАН. – 1979. – Т. 245. 1. – С. 192-195.
319. Хен, Г. В. Основные закономерности многолетних изменений ледового покрова Охотского и Берингова морей / Г. В. Хен // Комплексные исследования экосистемы Охотского моря. – М.: ВНИРО, 1997. – С. 64–67.
320. Хершберг, Л. Б. Древние береговые линии послеледниковой трансгрессии на шельфе Японского и Охотского морей / Л. Б. Хершберг, А. А. Рязанцев, Л. Г. Гуськов и др. // – В кн.: Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. М., 1982, с. 196-207.
321. Хименков, А. Н. Океанический криолитогенез / А.Н. Хименков, А.В. Брушков. – М., Наука, 2003. – 336 с.
322. Худяков, Г. И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока (Вопросы теории) [Текст] / Г. И. Худяков – М.: Наука, 1977. 256 с.
323. Хузеева, М. О. Характеристики ветрового волнения на побережье о. Сахалин по данным наблюдений береговых гидрометеорологических станций / М. О. Хузеева, Э. Като // Мореходство и морские науки – 2011: избранные доклады III Сахалинской региональной морской научно-технической конференции. – 2011. – С. 194-204.
324. Шарков, В. В. О роли тектонических движений в формировании берегов /В. В. Шарков// Океанология. 1970. Т. X. Вып. 4. С. 726-728.
325. Шевченко, Г. В. Динамика дрейфа льда на северо-восточном шельфе острова Сахалин по данным измерений радиолокационными станциями / Г. В. Шевченко, В. С. Тамбовский. – Южно-сахалинск: 2018. – 136 с.
326. Шевченко, Г. В. Оценка экстремальных колебаний уровня моря в районе устья реки Тымь / Г. В. Шевченко, А. В. Файн, А. Б. Рабинович и др. // Природные катастрофы и стихийные бедствия в Дальневосточном регионе. – Владивосток, 1990. – Т. 1. – С. 253-276.
327. Шевченко, Г. В. Проявления штормовых нагонов в южной части острова Сахалин [Текст] / Г. В. Шевченко, Ю. В. Любицкий, Л. Н. Като. – Южно-Сахалинск. 1994. – 46 с.
328. Шевченко, Г. В. Статистические характеристики штормовых нагонов в южной части о. Сахалин / Г. В. Шевченко // Изв. РГО. – 1997. – Т. 129. – № 3. – С. 94-107.
329. Шевченко, Г. В. Экспериментальные исследования течений в заливе Анива В 2003 г / Г. В. Шевченко, В. Н. Частиков, К. В. Кириллов, О. В. Кусайло //Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2016. – Т. 9. – №. 4. – С. 35-46.
330. Шевченко, Г.В. Отчет о научно-исследовательской работе "Оценка высот штормовых нагонов редкой повторяемости для западного побережья о. Сахалин" / Г. В. Шевченко, Ю. В. Любицкий, Э. Като. – Южно-сахалинск, 2003. – 29 с.

331. Шеко, А. И. Методические рекомендации по составлению долгосрочных прогнозов экзогенных геологических процессов в системе государственного мониторинга геологической среды [Текст] / А. И. Шеко, Г. П. Постоев, В. С. Круподеров и др. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1999. – 79 с.
332. Шуйский, Ю. Д. Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей [Текст] / Ю. Д. Шуйский. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 240 с.
333. Щека, О. О. Анализ условий размещения объекта «СПГ-Владивосток» на основе матричной математической модели / О. О. Щека, Е. Г. Автомонов, А. В. Никитина // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). – 2014. – №.5. – С9-13.
334. Юркевич, М. Г. Исследование литодинамического режима прибрежной зоны шельфа северо-востока Арктики / М. Г. Юркевич // Природные основы берегозащиты. – М.: Наука, 1987. – С. 138-148.
335. Янагида, М. Процесс формирования голоценовых речных террас на р. Сару / М. Янагида // Тиригаку херои: Т. 54. 1981. – о. Хоккайдо: Пер. с яп. – И-01967. – С. 423-436.
336. Доклад Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Сахалинской области «О состоянии и об охране окружающей среды Сахалинской области в 2010 году» – 168с.
337. Шевченко Г.В. Любицкий Ю.В., Като Л.Н. Проявления штормовых нагонов в южной части острова Сахалин. – Препринт. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1994. – 44с.
338. Aagaard, T. Environmental controls on coastal duneformation; Skallingen Spit, Denmark / T. Aagaard, J. D. Orford, A. S. Murray // *Geomorphology*. – 2007. – 83. – pp. 29–47
339. Aagaard, T. Sediment transport on dissipative, intermediate and reflective beaches / T. Aagaard, B. Greenwood, M. Hughes // *Earth-Science Reviews*. – 2013. – №124. – P. 32-50. – ([doi.org / 10.1016 / j.earscirev.2013.05.002](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.05.002))
340. Afanas'ev, V. V. Vetrovoy isthmus of iturup island–holocene strait / V. V. Afanas'ev // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. – IOP Publishing, 2019. – Т. 324. – №. 1. – P. 012029.
341. Afanasev, V. V. The Erosion Of The Shore Platform Raised By The Coseismic Coastal Uplift As A Result Of The Nevelsk Earthquake Of 2007, Mw = 6. 2 / V. V. Afanasev, A. V. Uba // 9th International Conference on Geomorphology. – New Delhi, India, Indian Institute of Geomorphologists, November 6-11, 2017. – p. 226.
342. Afanasiev, V. V. Development of the coastal zone of the subarctic seas in the transition of average daily temperatures to the freesing values / V. V. Afanasev // 9th International Conference on Geomorphology. – New Delhi, 2017. – p. 149.

343. Afanasiev, V. V. Geomorphological aspects of coast protection in high latitudes / V. V. Afanasiev, E. I. Ignatov // Геосистемы переходных зон. – 2018. – № 2. – С. 116-124.
344. Afanasiev, V.V. The snow mantle influence on morphodynamic properties of the sand beaches of the sub-arctic seas / V.V. Afanasiev, S.P. Zhiruev, V.I. Okornii // Физика, химия и механика снега: тез. докл. Междунар. симп. – (Южно-Сахалинск, 12–17 июня 2011 г.). – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2011. – С. 216-217.
345. Alaska baseline erosion assessment: Study findings and technical report / USACE: US Army Corps of Engineers, Alaska District. – 2009.
346. Alaska village erosion technical assistance program: An examination of erosion issues in the communities of Bethel, Dillingham, Kaktovik, Kivalina, Newtok, Shishmaref, and Unalakleet / USACE: US Army Corps of Engineers, Alaska District, 2006.
347. Are, F. E. Comparative shoreface evolution along the Laptev Sea coast / F. E. Are, M. N. Grigoriev, H. W. Hubberten, V. Rachold, S. O. Razumov, W. Schneider // Polarforschung. – 2002. – № 70. – P. 135-150.
348. Ashton, A. D. Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves / A. D. Ashton, A. B. Murray, O. Arnault // Nature. – 2001. – V. 414. – P. 296-300.
349. Ashton, A. D. High-angle wave instability and emergent shoreline shapes: 2. Wave climate analysis and comparisons to nature / A. D. Ashton, A. B. Murray // J. of Geophys. Res. – 2006. – V. 111. – F04012. – (Doi:10. 1029 / 2005JF000423)
350. Barnhart, K. R. Modeling erosion of ice-rich permafrost bluffs along the Alaskan Beaufort Sea coast / K. R. Barnhart, R. S. Anderson, I. Overeem, C. Wobus, G. D. Clow, F. E. Urban // J. of Geophysical Research Earth Surface. – 2014. – 119(5). – P. 1155-1179.
351. Beach, R. A. Infragravity driven suspended sediment transport in the swash, inner and outer-surf zone. / R. A. Beach, R. W. Sternberg // Proc. Coastal Sediments '91. – ASCE, 1991. – P. 114-128.
352. Bemis, S. P. Ground-based and UAV-based photogrammetry: A multi-scale, high-resolution mapping tool for structural geology and Paleoseismology / S. P. Bemis, S. Micklethwaite, D. Turner, M. R. James, S. Akciz, S. T. Thiele, H. A. Bangash // J. of Struct. Geol. – 69(2014). – P. 163-178
353. Boothroyd, J. C. Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern / J. C. Boothroyd, G. M. Ashley // Gulf of Alaska: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. – Special Publication no. 23. – 1975. – pp. 193-222.
354. Bowen, A. J. Rip currents. Part 2. Laboratory and field observations / A. J. Bowen, D. L. Inman // J. of Geophys. Res. – 1969. – V. 74. – № 23. – P. 5479- 5490.

355. Bowen, A. J. Waves, long waves and nearshore topography / A. J. Bowen, D. A. Huntley // *Marine Geol.* – 1984. – V. 60. – P. 1-13.
356. Brander, R. W. Field observations on the morphodynamic evolution of a low-energy rip current system / R. W. Brander // *Marine Geol.* – 1999. – V. 157. – P. 199-217.
357. Bristow, C. S. The structure and development of foredunes on a locally prograding coast: insights from ground-penetrating radar surveys, Norfolk, UK / C. S. Bristow, P. N. Chroston, S. D. Bailey // *Sedimentology.* – 2000. – T. 47. – №. 5. – P. 923-944.
358. Bronen, R. Climate-induced displacement of Alaska Native communities / R. Bronen. – Washington, DC: Brookings Inst., 2013. – 25 p.
359. Brown, J. Long-term rates of coastal erosion and carbon input, Elson Lagoon, Barrow, Alaska / Brown J., Jorgenson M. T., Smith O. P., Lee W. // *Permafrost: Proceedings of the 8th Intern. Conf. on Permafrost.* – Zürich, 2003. – P. 101-106.
360. Bruun, P. Analytical predictions of beach profile change in response to a sea level rise / P. Bruun, M. L. Schwarts // *Z. Geomorph.* – 1985. – V. 57. – P. 33-50.
361. Bruun, P. Sea level rise as a cause of shore erosion [Text] / P. Bruun; J. Waterways&Habor Div., Proc Amer. Soc. Ciwil Engrns, 1962 – 117 p.
362. Bruun, P. The Bruun rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large-scale two- and three-dimensional usages / P. Bruun // *J. of Coastal Res.* 1988. V. 4. № 4. P. 627-648.
363. Butt, T. Hydrodynamics and cross-shore sediment transport in the swash-zone of natural beaches: a review / T. Butt, P. Russell, // *Journal of coastal research.* – 2000. – 16(2). – P. 255-268.
364. Castelle, B. 2007. Double bar beach dynamics on the high-energy meso-macrotidal French Aquitanian Coast: a review / B. Castelle, P. Bonneton, H. Dupui, N. Sénéchal // *Marine geology.* – 245(1-4) – P. 141-159.
365. Costas, S., Cyclical evolution of a modern transgressive sand barrier in Northwestern Spain elucidated by GPR and aerial photos / S. Costas, I. Alejo, F. Rial, H. Lorenzo, M. A. Nombela // *Journal of sedimentary Research.* – 2006. – T. 76. – №. 9. – P. 1077-1092.
366. Cruslock, Eva M. Geomorphologic equifinality: A comparison between shore platforms in Höga Kusten and Fårö, Sweden and the Vale of Glamorgan, South Wales, UK / Eva M. Cruslock, et al. // *Geomorphology.* – 114. – 1-2(2010). – P. 78-88.
367. De Vries, S. Aeolian sediment transport on a beach with a varying sediment supply / S. De Vries, S. M. Arens, M. A. De Schipper, R. Ranasinghe // *Aeolian Research.* – 2014. – T. 15. – C. 235-244.
368. De Vries, S. Dune behavior and aeolian transport on decadal timescales / S. De Vries, H. N. Southgate, W. Kanning, R. Ranasinghe // *Coastal engineering.* – 2012. – T. 67. – P. 41-53. – (<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.04.002>)

369. Dean, R. G. Cross-shore Sediment Transport Processes / R. G. Dean // *Advances in Coastal and Ocean Engineering*. – 1994. – vol. 1. – World Scientific. – P. 159-220.
370. Díez, J. Characterization of the dry beach profile: A morphological approach / J. Díez, V. Cánovas, A. Uriarte, R. Medina // *Journal of Coastal Research*. – 2017. – 33(6). – P. 1292-1304. – (<https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-16-00179.1>)
371. Díez, J. Spatial and Temporal Variability of Dissipative Dry Beach Profiles in the Pacific Northwest, USA / J. Díez et al. // *Journal of Coastal Research*. – 2018. – T. 34. – №. 3.
372. Dolan, R. Storms and shoreline configuration / R. Dolan, B. Hayden // *J. Sediment. Petrol.* – 1981. – V51. – No 3. – P. 737-744.
373. Elfrink, B. Hydrodynamics and sediment transport in the swash zone: a review and perspectives / B. Elfrink, T. Baldock // *Coastal Engineering*. – 2002. – T. 45. – №. 3-4. – C. 149-167. – ([doi:10.1016/S0378-3839\(02\)00032-7](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(02)00032-7))
374. Erikson, L. Prediction of swash motion and run-up including the effects of swash interaction / L. Erikson, M. Larson, H. Hanson // *Coastal Engineering*. – 2005. – T. 52. – №. 3. – C. 285-302.
375. Emery, K. O. Sea cliffs: their processes, profiles, and classification / K. O. Emery, G. G. Kuhn // *Geological Society of America Bulletin*. – 1982. – T. 93. – №. 7. – C. 644-654.
376. Falqués, A. A mechanism for the generation of wave-driven rhythmic patterns in the surf zone / A. Falqués, G. Coco, D. A. Huntley // *J. of Geophys. Res.* – 2000. – V. 105. – № C10. – P. 24071-24087.
377. Falqués, A. Wave driven alongshore sediment transport and stability of the Dutch coastline / A. Falqués // *Coastal Eng.* – 2006. – V. 53. – P. 243-254.
378. Farquharson, L. M. T Elfrink, Elfrink, temporal and spatial variability in coastline response to declining sea-ice in northwest Alaska / L. M. Farquharson, D. H. Mann, D. K. Swanson, B. M. Jones, R. M. Buzard, J. W. Jordan // *Marine Geology*. – 2018. – T. 404. – C. 71-83.
379. FitzGerald, D. M. Inlet formation and evolution of the sediment bypassing system: New Inlet, Cape Cod, Massachusetts / D. M. FitzGerald, E. Pendleton // *J. of Coastal Research*. – 2002. – Vol. 36, Spec. Iss. – P. 290-299. – (<https://doi.org/10.2112/1551-5036-36.sp1.290>)
380. FitzGerald, D. M. Morphodynamics and facies architecture of tidal inlets and tidal deltas / D. M. FitzGerald, I. Buynevich, C. Hein // *Principles of Tidal Sedimentology*. – Netherlands, Dordrecht: Springer, 2012. – P. 301-333. – (doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_12)
381. Gaudiano, D. J. Shoal bypassing in South Carolina tidal inlets: Geomorphic variables and empirical predictions for nine mesoscale inlets / D. J. Gaudiano // *J. of Coastal Research*. – 2001. – Vol. 17(2). – P. 280-291.
382. Gibbs, A. E. National assessment of shoreline change – A GIS compilation of vector shorelines and associated shoreline change data for the north coast of Alaska U. S.-Canadian border to Icy

- Cape / A. E. Gibbs, K. A. Ohman, B. M. Richmond // U. S. Geological Survey Open-File Report 2015/ – p. 1030. (<https://dx.doi.org/10.3133/ofr20151030>.)
383. Gibbs, A. E. National assessment of shoreline change – Historical shoreline change along the north coast of Alaska, U. S. [Text] / A. E. Gibbs, B. M. Richmond; Canadian border to Icy Cape: U. S. Geological Survey, 2015. – №. 2015-1048. – 96 p.
384. Gibbs, A. E., Richmond B. M. National assessment of shoreline change – Summary statistics for updated vector shorelines and associated shoreline change data for the north coast of Alaska, U. S. [Text] / A. E. Gibbs, B. M. Richmond; Canadian border to Icy Cape. U. S. Geological Survey Open-File Report 2017. – 21 p.
385. Gorokhovich, Y. Historical and future coastal changes in Northwest Alaska / Y. Gorokhovich, A. Leiserowiz // J. of Coastal Research. – 2011. – 28(1A). – P. 174-186.
386. Griggs, G. Sea cliff erosion / G. Griggs, L. Savoy // Living with the California Coast. – Durham: Duke University Press, 1985. – P. 27-34.
387. Grigoriev, M. N. Shore dynamics on the northwest coast of the Lena Delta, Laptev Sea, Siberia / M. N. Grigoriev, F. E. Are, H. W. Hubberten, S. O. Razumov, V. Rachold // Proceedings of the International Conf. on Arctic Coastal Dynamics. – Potsdam (Germany), 2001. – p. 17.
388. Hayes, M. O. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime / M. O. Hayes // Leatherman S. P. (Ed.) Barrier islands from the Gulf of Mexico to the Gulf of St. Lawrence. – New York: Acad. Press, 1979. – P. 1-28.
389. Hayes, M. O. General morphology and sediment patterns in tidal inlets / M. O. Hayes // Sedimentary Geology. – 1980. – Vol. 26, – N 1-3. – P. 139-156. – ([https://doi.org/10.1016/0037-0738\(80\)90009-3](https://doi.org/10.1016/0037-0738(80)90009-3))
390. Hayes, M. O. Geomorphology of the southern coast of Alaska / M. O. Hayes, C. H. Ruby, M. F. Stephen, & S. J. Wilson // Coastal Engineering. – 1977. – pp. 1992-2008.
391. Hayes, M. O. Origin, evolution, and classification of tidal inlets / M. O. Hayes, D. M. FitzGerald // J. of Coastal Research. – 2013. – Vol. 69. – P. 14-33. – (https://doi.org/10.2112/si_69_3)
392. Helbich, M. Comparative spatial analysis of positional accuracy of OpenStreetMap and proprietary geodata / M. Helbich, C. Amelunxen, P. Neis, A. Zipf // Proceedings of GI_Forum 2012: Geovisualization, Society and Learning. – Salzburg, Germany, 4-6 July 2012. – P. 24-33.
393. Hesp, P. A., 1988. Surf zone, beach and foredune interactions on the Australian south east coast / P. A. Hesp // Psuty, N. (ed.), Dune Beach Interaction. Journal of Coastal Research, Special Issue. – No. 3. – P. 15-25
394. Hino, M. Theory on formation of rip current and cuspidal coast / M. Hino // 14th Int. Conf. Coast. Eng. ASCE. – 1974. – P. 901-919.

395. Holman, R. A. Bars, bumps and holes: models for the generation of complex beach topography / R. A. Holman, A. J. Bowen // *J. of Geophys. Res.* – 1982. – V. 87. – № C1. – P. 457-468.
396. Horn, D. P. Beach groundwater dynamics / D. P. Horn // *Geomorphology.* – 2002. – 48(1-3). – P.121-146. – (DOI:10.1016 / s0169-555x(02)00178-2)
397. Hughes, M. G. Flow velocity and sediment transport in the swash zone on a steep beach / M. G. Hughes, G. Masselink, R. W. Brander // *Mar. Geol.* – 1997. – V138. – P. 91-103.
398. Hughes, M. G. Spectral signatures for swash on reflective, intermediate and dissipative beaches / M. G. Hughes, T. Aagaard, T. E. Baldock, H. E. Power // *Marine Geology.* – 2014. – V355. – P. 88-97. – (doi.org / 10.1016 / j.margeo.2014. 05.015)
399. Irrgang, A. M. Variability in rates of coastal change along the Yukon coast, 1951 to 2015 / A. M. Irrgang, H. Lantuit, G. K. Manson, F. Günther, G. Grosse, P. P. Overduin // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface.* – 2018. – T. 123. – №. 4. – P. 779-800.
400. Jiang, C. An Experimental Study of Beach Evolution with an Artificial Seepage / C. Jiang et al. // *Journal of Disaster Research.* – 2016. – T. 11. – №. 5. – P. 973-981. – (doi.org / 10.20965 / jdr.2016.p0973)
401. Jol, H. M. Digital ground penetrating radar (GPR): A new geophysical tool for coastal barrier research (examples from the Atlantic, Gulf and Pacific coasts, USA) / H. M. Jol, D. G. Smith, R. A. Meyers // *Journal of Coastal Research.* – 1996. – P. 960-968.
402. Jones, B. M. Increase in the rate and uniformity of coastline erosion in Arctic Alaska / B. M. Jones, C. D. Arp, M. T. Jorgenson, K. M. Hinkel, J. A. Schmutz, P. L. Flint // *Geophysical Research Letters.* – 2009. – 36(3). – L03503.
403. Jordan, J. W. A 5000 year record of intertidal peat stratigraphy and sea level change from northwest Alaska / J. W. Jordan, O. K. Mason // *Quaternary International.* – 1999. – T. 60. – №. 1. – C. 37-47.
404. Jorgenson, M. T. Classification of the Alaskan Beaufort Sea Coast and estimation of carbon and sediment inputs from coastal erosion / M. T. Jorgenson, J. Brown // *Geo-Marine Letters.* – 2005. – T. 25. – №. 2-3. – C. 69-80.
405. Karambas, T. V. Modelling of infiltration-exfiltration effects of cross-shore sediment transport in the swash zone / T. V. Karambas // *Coastal Engineering Journal.* – 2003. – T. 45. – №. 01. – P. 63-82.
406. Karambas, T. V., Ioannidis D. Soft'shore protection by a beach drain system / T. V. Karambas, D. Ioannidis // *Global Nest Journal.* – 2013. – T. 15. – №. 3. – P. 295-304.
407. Kinnard, C. Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years / C. Kinnard, C. M. Zdanowicz, D. A. Fisher, E. Isaksson, A. de Vernal, L. G. Thompson // *Journal of Nature.* – № 479(7374). – P. 509-513.

408. Kojima, H. Vulnerability and adaptation to sea-level rise in Japan / H. Kojima // Conference on Coastal Impacts of Climate Change and Adaptation in the Asia-Pacific Region. – Kobe, Japan, 2000. – P. 42-43.
409. Komar, P. P. Beach processes and sedimentation / P. P. Komar // New York: Prentice-Hall, 1976. – 430 p.
410. Lander, J. F. Tsunamis Affecting Alaska 1737-1996/ J. F. Lander // No. 31. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, National Geophysical Data Center, 1996. – 195 p.
411. Leatherman, S. P. Coastal geomorphological applications of ground-penetrating radar / S. P. Leatherman // Journal of Coastal Research. – 1987. – C. 397-399.
412. Leont'yev, I. O. Coastal profile modeling along the Russian Arctic coast / I. O. Leont'yev // Coastal Engineering. – 2004. – 51(8-9). – P. 779-794.
413. Lindhorst, S. Anatomy and sedimentary model of a hooked spit (Sylt, southern North Sea) / S. Lindhorst, J. Fuerstenau, H. Christian Hass, C. Betzler // Sedimentology. – 2010. – T. 57. – №. 4. – C. 935-955.
414. Mallinson, D. J. Geological characteristics and spatial distribution of paleo-inlet channels beneath the outer banks barrier islands, North Carolina, USA / D. J. Mallinson, C. W. Smith, S. J. Culver, S. R. Riggs, D. Ames // Estuarine, Coastal and Shelf Science. – 2010. – T. 88. – №. 2. – P. 175-189.
415. Manson, G. K. Past and future forcing of Beaufort / G. K. Manson, S. M. Solomon // Sea coastal change. Atmosphere-Ocean. – 2007. – 45(2). – P. 107-122. – (<https://doi.org/10.3137/ao.450204>)
416. Markon, C. J. The United States national climate assessment / C. J. Markon, S. F. Trainor, F. S. Chapin III // Alaska technical regional report U. S. Geological Survey. – Reston: VA., 2012. – № 1379. – 148 p.
417. Mason, O. K. Chronology and paleoclimate of storm-induced erosion and episodic dune growth across Cape Espenberg Spit, Alaska, USA / O. K. Mason, D. M. Hopkins, L. Plug // Journal of Coastal Research. – 1997. – C. 770-797.
418. Mason, O. K. Living with the coast of Alaska revisited. In: Smith O (ed) / O. K. Mason // Coastal erosion responses for Alaska. – Alaska Sea Grant Program, Fairbanks, 2006 – pp 3-17.
419. Mason, O. K. Minimal late Holocene sea level rise in the Chukchi Sea: arctic insensitivity to global change? / O. K. Mason, J. W. Jordan // Global and Planetary Change. – 2001. – T. 32. – №. 1. – P. 13-23.

420. Mason, O. K. Narratives of shoreline erosion and protection at Shishmaref, Alaska: The anecdotal and the analytical / O. K. Mason, J.W. Jordan, L. Lestak, W. F. Manley // *Pitfalls of Shoreline Stabilization*. – Dordrecht: Springer, 2012. – P. 73-92.
421. Mason, O. K. The peiodicity of storm surges in the Bering Sea from 1898 to 1993, based on newspapers accounts / O. K. Mason, D. K. Salmon, S. L. Ludvig // *Journal of Climatic Change*. – 1996. – № 34. – P. 109-123.
422. Masselink, G. Large-scale laboratory investigation into the effect of varying back-barrier lagoon water levels on gravel beach morphology and swash zone sediment transport / G. Masselink, I. L. Turner // *Coastal Engineering*. – 2012. – T. 63. – C. 23-38. – (doi.org / 10.1016 / j.coastaleng.2011.12.007).
423. Masselink, G. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model / G. Masselink and A. D. Short // *Journal of coastal research*. – 1993. – P. 785-800.
424. Masselink, G. The role of swash infiltration in determining the beachface gradient: a numerical study / G. Masselink and, L. Li, // *Marine Geology*. – 2001. – 176(1-4). -P.139-156.
425. Masselink, G., Puleo J. A. Swash-zone morphodynamics / G. Masselink, J. A. Puleo // *Continental Shelf Research*. – 2006. – T. 26. – №. 5. – P. 661-680. – (doi:10.1016 / j.csr.2006.01.0158.)
426. McLaren, P. Longshore transport variability of beach face grain size: Implications for dune evolution / P. McLaren Discussion of: C. Hallin, B. Almström, M. Larson, and H. Hanson // *Journal of Coastal Research*. – 35 (4). – 751–764 *Journal of Coastal Research*. – 2019. – T. 35. – №. 6. – C. 1362-1367.
427. McLaren, P. The environmental implications of sediment transport in the waters of Prince Rupert, British Columbia, Canada: a comparison between kinematic and dynamic approaches / P. McLaren // *Journal of Coastal Research*. – 2016. – T. 32. – №. 3. – P. 465-482.
428. Miller, Don J. The Alaska earthquake of July 10, 1958: giant wave in Lituya Bay / Miller, J. Don // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 50. 2. – 1960. – pp. 253-266.
429. Mittal, A. K. Alaska native villages: Limited progress has been made on relocating villages threatened by flooding and erosion [Text] / A. K. Mittal. – DIANE Publishing, 2009. – 53 p.
430. Molnia, B. F. Rapid Shoreline Erosion And Retreat At Icy Bay, Alaska A-Staging Area For Offshore Petroleum Development / Molnia, Bruce F. // *Offshore Technology Conference*. – 1977. – pp. 115-126.
431. Mörner, N. A. Estimating future sea level changes from past records / N. A. Mörner // *Global and Planetary Change*. – 2004. – 40. – P. 49-54.

432. Neal, A. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress / A. Neal // *Earth-science reviews*. 2004. T. 66. №. 3. C. 261-330.
433. Okamura S. Cenozoic magmatism of the North-Eastern Eurasian margin: the role of lithosphere versus asthenosphere / S. Okamura, R. J. Arculus, Y. A. Martynov // *Journal of Petrology*. – 2004. – T. 46. – №. 2. – P. 221-253
434. Osborne, P. D. Sand re-suspension events in a high energy infragravity swash zone / P. D. Osborne, G. A. Rooker // *J. Coast. Res.* – 1999. – 15. – P. 74-86.
435. Overduin, P. P. Coastal changes in the Arctic / P. P. Overduin, M. C. Strzelecki, M. N. Grigoriev, N. Couture, H. Lantuit, St-Hilaire-Gravel D., F. Günther, S. Wetterich // *Geological Society London Special Publications*. – 2014. – №388. – P. 103-129.
436. Overeem, I. Sea ice loss enhances wave action at the Arctic coast / I. Overeem, R. S. Anderson, C. W. Wobus, G. D. Clow, F. E. Urban, N. Matell // *Geophysical Research Letters*. – 2011. – 38(17). – L17503.
437. Pacific NorthWest LNG Project Environmental Assessment Report September 2016 – Ottawa: Canadian Environmental Assessment Agency, 2016. – 326 c.
438. Pararas-Carayannis, G. A study of the source mechanism of the Alaska earthquake and tsunami of March 27, 1964: Part I, Water waves / G. Pararas-Carayannis // *Pacific Science*. – 21. – 1967. – pp. 301-310.
439. Peltier, W. R. Glacial isostasy and relative sea level: a global finite element model / W. R. Peltier, W. E. Farrell, J. A. Clark // *Tectonophysics*. – 1978. – V, 50. – P. 81-110.
440. Polyak, L. History of sea ice in the Arctic / L. Polyak, R. B. Alley, J. T. Andrews, J. Brigham-Grette, T. M. Cronin, D. A. Darby, A. E. Jennings // *Journal of Quaternary Science Reviews*. – 2010.- № 29(15-16). – P. 1757-1778.
441. Porter, N. J. Patterns of surface downwearing on shore platforms in eastern Canada / N. J. Porter, A. S. Trenhaile, K. Prestanski, J. I. Kanyaya // *Earth Surface Processes and Landforms*. – 2010. – 35(15). – P. 1793-1810.
442. Porter, S. C. Late Pleistocene eolian sediments related to pyroclastic eruptions of Mauna Kea Volcano, Hawaii / S. C. Porter // *Quaternary Research*. – 1997. – T. 47. – №. 3. – pp. 261-276.
443. Reimnitz, E. Effects of the Alaska earthquake and tsunami on recent deltaic sediments / E. Reimnitz, N. F. Marshall // *Journal of Geophysical Research*. – 70. 10 – 1965. – pp. 2363-2376.
444. Short, A. D. Single and multi-bar beach change models / A. D. Short, T. Aagaard // *Journal of Coastal Research*. – 1993. – P. 141-157.
445. Short, A. D. Three dimensional beach stage model / A. D. Short // *Journal of Geology*. – 1979. – V.87. – P.553-571.

446. Short, A. D., Wave, beach and dune interactions in Southeastern Australia / A. D. Short and P. A. Hesp // *Marine Geology*. – 1982. – V.48. – P. 259-284.
447. Short, A. Waves – dominated beaches / A. Short // In: SHORT, A. (Ed.). *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. – Chichester, John Wiley & Sons, 1999. – P. 173-191.
448. Smith, N. Effect of erosion in Alaskan coastal villages / N. Smith, A. Sattineni // 52nd Associated Schools of Construction. – Provo: Utah, 2016.
449. Solomon, S. M. Spatial and temporal variability of shoreline change in the Beaufort-Mackenzie region, Northwest Territories, Canada / S. M. Solomon // *Geo-Marine Letters*. – 2005. – T. 25. – №. 2-3. – P. 127-137.
450. Stephenson, W. J. "Forty three years of micro-erosion meter monitoring of erosion rates on shore platforms at Kaikōura Peninsula, South Island, New Zealand. " / W. J. Stephenson, R. M. Kirk, M. A. Hemmingsen // *Geomorphology*. – 344 (2019). – P. 1-9
451. Stephenson, W. J. 2017. New insights on the relative contributions of coastal processes and tectonics to shore platform development following the Kaikōura earthquake / W. J. Stephenson, M. E. Dickson, P. H. Denys // *Earth Surface Processes and Landforms*. – 42(13). – P. 2214-2220
452. Stephenson, W. J. Rock coasts. / W. J. Stephenson, M. E. Dickson, A. S. Trenhaile // *Treatise on Geomorphology, Volume 10, Coastal Geomorphology*. – Academic Press: San Diego, CA, 2013. – P 289-307.
453. Streletskiy, D. A. Infrastructure and a changing climate in the Russian Arctic: a geographic impact assessment / D. A. Streletskiy, N. I. Shiklomanov, E. Hatleberg // *Proceedings of the 10th Intern. Conf. on Permafrost*. – Salekhard: 2012. – Vol. 1. – P. 407-412.
454. Stutz M. L. A review of global barrier island distribution / M. L. Stutz, O. H. Pilkey // *J. of Coastal Research*. – 2001. – Spec. Iss. 34. Intern. Coastal Symp. (ICS 2000). – P. 15-22. – (<https://www.jstor.org/stable/25736270>)
455. Stutz M. L. Open-ocean barrier islands: global influence of climatic, oceanographic, and depositional settings / M. L. Stutz, O. H. Pilkey // *J. of Coastal Research*. – 2011. – Vol. 27. – P. 207-222. – (doi:10. 2307/29783233)
456. Sunamura, T. *Geomorphology of Rocky Coasts [Text]* / T. Sunamura New York, Wiley, 1992 / – 302 p.
457. Sunamura, T. Rocky coast processes: with special reference to the recession of soft rock cliffs / T. Sunamura, // *Proceedings of the Japan Academy*. – 2015. – Series B, 91(9). – P. 481-500.
458. Tanino, K. Environments of the formation of dunes at Shiriyazaki in the Shimokita Peninsula, Aomori Prefecture. / K. Tanino // *The Quaternary Research*. – 39. – 2000 – pp 471-478 (in Japanese with English abstract).

459. Thevenot, M. M. Longshore sand waves at Southampton Beach, New York: observation and numerical simulation of their movement / M. M. Thevenot, N. C. Kraus // *Marine Geology*. – 1995. – V. 126. – P. 249-269.
460. Trenhaile, A. S. Hard-Rock Coastal Modelling: Past Practice and Future Prospects in a Changing World / A. S. Trenhaile // *Journal of Marine Science and Engineering*. – 2019. – T.7. – №. 2. – P. 34.
461. Trenhaile, A. S. Shore platform downwearing in eastern Canada A 9 – 14 year micro-erosion meter record / A. S. Trenhaile, N. J. Porter // *Geomorphology*. – 2018. – T. 311. – P. 90-102.
462. Trenhaile, A. S. Shore platform erosion and evolution: Implications for cosmogenic nuclide analysis / A. S. Trenhaile // *Marine Geology*. – 2018. – T. 403. – P. 80-92.
463. Tye, R. S. Tidal inlet reservoirs: insights from modern examples / R. S. Tye, T. F. Moslow // *Frontiers in Sedimentary Geology*. – New York: Springer, 1993. – P. 77-99. – (https://doi.org/10.1007/978-1-4757-0160-9_4)
464. Uda, T. Japan's beach erosion: reality and future measures. Advanced Series on Ocean Engineering Vol 31 / T. Uda. – Singapore: World Scientific, 2010. – 418p.
465. Van Goor, M. A. Impact of sea-level rise on the morphological equilibrium state of tidal inlets / M. A. Van Goor, T. G. Zitman, Z. B. Wang, M. J. F. Stive // *Marine Geol.* – 2003. – V. 202. – P. 211-227.
466. Villages, A. N. Most Are Affected by Flooding and Erosion, but Few Qualify for Federal Assistance / A. N. Villages. – Washington, DC: Government Accountability Office, 2003. – 85p.
467. Westoby, M. J. Structure-from-Motion'photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications / M. J. Westoby, J. Brasington, N. F. Glasser, M. J. Hambrey // *Geomorphology*. – 2012. – T. 179. – C. 300-314.
468. Williams, J. J. Tidal inlet function: field evidence and numerical simulation in the INDIA project / J. J. Williams, B. A. O'Connor, S. M. Arens, S. Abadie, P. Bell, Y. Balouin et al. // *J. of Coastal Research*. – 2003. – Vol. 19(1). – P. 189-211.
469. Wilson, B. W. The tsunami of the Alaskan Earthquake, 1964: Engineering evaluation Vol. 25/ B. W. Wilson, A. Torum. – US Army Coastal Engineering Research Center, 1968. – 449 p.
470. Wright, L. D. Morphodynamic variability of surf zones and beaches; a synthesis / L. D. Wright, A. D. Short // *Marine Geology*. – 56 (1984). – P. 93-118. – ([doi.org / 10.1016 / 0025-3227\(84\)90008-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2))
471. Zenkovich, V. P. On the genesis of cusped spits along lagoon shores / V. P. Zenkovich // *Journal of Geology*. – 1959. – 67. – P 269-277