

**Министерство образования и науки Российской Федерации  
ФГАОУ ВО «Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта»**

На правах рукописи

Данченков Александр Романович

**Геоэкологическая оценка морского берега с использованием морфодинамического  
подхода в условиях особо охраняемой природной территории  
(на примере Куршской косы)**

Специальность 25.00.36 – Геоэкология

Диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук

Научный руководитель  
канд. геол.-минерал. наук  
Рябчук Д.В.

Калининград  
2020

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	4
ГЛАВА 1. ГЕОЭКОЛОГИЯ МОРСКИХ БЕРЕГОВ. ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ПРОЦЕССОВ И РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ .....	12
1.1. Геоэкология морских берегов, основные понятия и обоснование .....	12
1.2. Основные процессы пляжа и прибрежных дюн .....	16
1.3. Краткая характеристика литолого-геоморфологических и геоэкологических условий района исследования .....	27
2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ .....	35
2.1. Гидрометеорологические данные и параметры .....	35
2.2. Измерения наземного лазерного сканирования, анализ цифровых моделей, природной и антропогенной шероховатости .....	40
2.3. Используемые материалы топографических съемок НЛС .....	49
ГЛАВА 3. ДИАГНОСТИКА СИСТЕМЫ ПЛЯЖА-ДЮННОГО ВАЛА .....	51
3.1. Гидрометеорологические условия .....	51
3.2. Зонирование системы пляжа-дюнного вала .....	62
3.3. Состояние и динамика пляжей по данным численного моделирования .....	65
3.4. Волюметрическая характеристика динамики системы пляжа-дюнного вала .....	67
3.5. Оценка связи между морфологическими элементами, стимулирующими и лимитирующими факторами .....	76
3.6. Анализ лимитирующих природно-антропогенных факторов развития дюнного вала Куршской косы .....	80
ГЛАВА 4. ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА И РЕКОМЕНДАЦИИ ПО УПРАВЛЕНИЮ ДЮННЫМ ВАЛОМ КУРШСКОЙ КОСЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОРФОДИНАМИЧЕСКОГО ПОДХОДА .....	86
4.1. Моделирование развития дюнного вала для целей управления прибрежной зоной .....	86
4.2. Пространственная геоэкологическая оценка дюнного вала Куршской косы .....	98
4.3. Предложения по организации управления дюнным валом .....	113
4.5. Выводы .....	128
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	131
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ .....	133
Приложение 1 – Повторяемость и средняя скорость благоприятных к эоловому переносу ветров на полигоне 14км .....	156
Приложение 2 – Повторяемость и средняя скорость благоприятных к эоловому переносу ветров на полигоне 42км .....	157
Приложение 3 – Штормовые события на полигоне 14км .....	158
Приложение 4 – Обобщенная к периодам наблюдений характеристика штормовых ситуаций .....	160
Приложение 5 – Штормовые события на полигоне 42 км .....	161

Приложение 6 – Обобщенная к периодам наблюдений характеристика штормовых ситуаций .....	163
Приложение 7 – Характеристика волнового наката и максимальный уровень моря на полигоне 42 км.....	164
Приложение 8 – Характеристика волнового наката и максимальный уровень моря на полигоне 42 км.....	165

## ВВЕДЕНИЕ

Географическое положение береговых систем в зоне контакта суши и моря обуславливает их высокий динамизм, с которым тесно связаны изменения природных комплексов, особенности условий хозяйственного использования и проживания человека. В береговой зоне антропогенное воздействие протекает на фоне взаимодействия природных процессов, что приводит к ряду негативных явлений. Глобальная проблема разрушения берегов характерна для более чем 20% берегов Европы [European Commission, 2008]. Разрушение берегов совместно с расширением антропогенизированных ландшафтов существенно сокращают пространство для существования естественных экосистем [Feagin et al., 2004; Nordstrom, 2004].

Прибрежные дюны занимают около 34% свободных ото льда берегов мира, где выступают первой линией защиты против подтопления внутренних территорий морем [Coch and Wolff, 1991; Baeyens et al., 2008]. Динамическое равновесие системы прибрежных дюн, в ходе которого происходит естественное восстановление профиля дюны, является необходимым условием для поддержания безопасного уровня защиты от воздействия волн и штормовых нагонов [Temmerman et al., 2013]. Под воздействием природных процессов (изменений в климате, а также увеличения частоты экстремальных явлений и связанных с ними процессов абразии) и неблагоприятных антропогенных процессов происходят постоянные изменения в береговой зоне, часто нарушающие процессы развития прибрежных дюн [McLachlan et al., 2018; Chen et al., 2019]. В последнее столетие наблюдаются тенденции ухудшения состояния прибрежных дюнных систем в Европе, защитная роль которых хорошо известна [Arens et al., 2001; European Commission, 2008; Ruz et al., 2009; Carter, 2013; Garcia-Lozano et al., 2018]. Несмотря на экологическое и социоэкономическое значение прибрежных дюнных систем в южной и восточной частях Балтийского моря, из-за их эксплуатации и климатических изменений они сильно деградировали за последнее столетие [Labuz et al., 2015; 2018].

Существование дюнного вала на морском берегу создает условия для защиты от опасных природных явлений, снижая уровень риска воздействия на внутренние территории. Для особо охраняемых природных территорий Куршской косы дюнный вал создан с целью защиты как от ветропесчаного потока, так и от подтопления морскими водами при штормовых нагонах. Дюнный вал Куршской косы изучается с момента его строительства и по настоящее время [Gerhardt, 1900; Wichdorf, 1919; Mager, 1938; Гуделис и др., 1963; 1977; Кирлис и др., 1981; Волкова, 1994; Болдырев и др., 2008; Шаплыгина, 2010], однако рациональная стратегия управления, направленная на поддержание его устойчивого состояния и минимизацию

негативного воздействия антропогенных факторов, не была в полной мере разработана к данному моменту.

Развитие дюнного вала на морском берегу – барьера против неблагоприятных гидрометеорологических явлений – неотъемлемо связано с состоянием морских пляжей. В определении прибрежных дюн как «форм рельефа, сформированных у песчаных пляжей при ветровом переносе песчаных наносов и закрепленных растительностью» [Hesp, 2002] песчаный пляж является отправной точкой их развития, источником подпитывающего материала и буфером, защищающим от волнового воздействия. Состояние дюн и их долгосрочная способность защищать поселения и экосистемы напрямую связаны и с состоянием прилегающих пляжей. Рекреационные функции и эффективность экономического использования морского берега также зависят от состояния всей береговой системы и характера протекающих неблагоприятных процессов [Alexandrakis et al., 2015]. Снижение качества и стабильности пляжей и прибрежных дюн усиливает необходимость разработки эффективных мер для поддержания устойчивого состояния и минимизации негативного антропогенного воздействия.

**Актуальность работы.** К настоящему времени морфодинамическая основа комплексной геоэкологической оценки морского берега и разработки рациональных стратегий управления дюнным валом ограничена уровнем знаний о динамике дюн в прибрежной зоне моря. Несмотря на то, что основные факторы развития прибрежных дюн известны, существует ряд естественных и антропогенных процессов, взаимодействий и эффектов, которые зависят от рассматриваемых масштабов пространства и времени [Walker et al., 2017]. Возможность оценки развития дюнного вала на морском берегу важна для устойчивого развития внутренних приморских территорий, особенно в контексте климатических изменений (увеличения числа штормов) и антропогенной нагрузки [Elko et al., 2016].

Понимание пространственно-временных закономерностей развития прибрежных дюн ограничено существующими методами их полевого исследования. Традиционно процессы изучались в рамках краткосрочных исследований, а длительные наблюдения проводились по отдельным профилям, что не позволяло выполнить сравнение и обобщение таких результатов [Ruggiero et al., 2016], а также применить их для морфодинамически обоснованной геоэкологической оценки аккумулятивного морского берега. Развитие технологий получения пространственных данных позволило производить исследование аккумулятивных морских берегов с высоким пространственным разрешением и выявлять особенности их развития под воздействием природных и антропогенных факторов, расширяя научное понимание протекающих процессов [de Vries et al., 2017; Smith et al., 2017; Donker et al., 2018; O'Dea et al.,

2019; Phillips et al., 2019; Brodie et al., 2019; Danchenkov et al., 2019]. Новые технологии, методы и данные позволяют описать взаимосвязи в системе аккумулятивного берега и разработать эффективные стратегии управления дюнным валом Куршской косы, имеющим важное экологическое и социально-экономическое значение.

**Цель работы:** геоэкологическая оценка морского берега с использованием морфодинамического подхода для организации рационального управления дюнным валом на примере Куршской косы.

**Задачи работы:**

- 1) проанализировать современные подходы к изучению прибрежных дюн и охарактеризовать факторы их развития на основе опубликованных данных;
- 2) определить наиболее значимые лимитирующие факторы развития дюнного вала Куршской косы на основе комплексного анализа и интерпретации геоморфологических и гидрометеорологических данных, полученных в ходе исследования;
- 3) построить модель развития и предложить подход к геоэкологической оценке дюнного вала;
- 4) выполнить зонирование дюнного вала Куршской косы по потенциалу возникновения эколого-геоморфологических опасностей на основе проведенной геоэкологической оценки;
- 5) предложить рекомендации по управлению дюнным валом с учетом геоэкологических и морфодинамических особенностей.

**Научная новизна.** Для Куршской косы выполнен комплексный анализ условий развития дюнного вала, позволивший впервые определить наиболее существенные лимитирующие факторы его развития [Danchenkov and Belov, 2019; Данченков, 2020]. На основе мониторинговых наблюдений наземного лазерного сканирования впервые была произведена оценка мощности эолового ветропесчаного потока в сезонном масштабе с использованием анализа цифровых моделей рельефа [Danchenkov et al., 2019]. Методика геоэкологической оценки аккумулятивного морского берега дополнена моделью развития и подходом к оценке дюнного вала. Предложены рекомендации для рационального управления дюнным валом Куршской косы с учетом морфодинамических особенностей.

**Практическая значимость работы.** Использование результатов работы возможно в практике берегозащитной деятельности и управления прибрежными территориями. Предложенные в исследовании рекомендации по управлению дюнным валом могут быть применены при планировании берегозащитных мероприятий и мероприятий по защите

территорий от неблагоприятных процессов. Результаты работы были использованы при разработке проектной документации и методических рекомендаций по строительству и реконструкции берегоукрепления авантюны национального парка «Куршская коса».

**Защищаемые положения:**

1) основными лимитирующими факторами естественного развития дюнного вала Куршской косы являются атмосферные осадки и ширина незатопленной части пляжа (снижающие количество благоприятных дней на 36-88% в год). Антропогенные факторы (рекреационное воздействие и берегоукрепление) изменяют шероховатость прибрежного рельефа;

2) полуэмпирическая модель развития дюнного вала как основа разработки и реализации стратегии рационального управления, направленной на поддержание устойчивого состояния и минимизацию негативного воздействия антропогенных факторов;

3) геоэкологическая оценка аккумулятивного морского берега на основе морфодинамического подхода и зонирование дюнного вала по показателю потенциала возникновения неблагоприятных эколого-геоморфологических процессов с разработкой рекомендаций рационального управления дюнным валом Куршской косы с учетом локальных морфодинамических особенностей.

**Фактический материал и методы исследования.** В основу диссертации положены материалы мониторинговых наблюдений за развитием дюнного вала и котловины выдувания, полученные при непосредственном участии автора в период обучения в БФУ им. И. Канта, а также во время работы в лаборатории геоэкологии Атлантического отделения ИО РАН в 2012–2018 гг.

Камеральная обработка и анализ материалов полевых измерений наземного лазерного сканирования (сканер Topcon GLS-1500) включали построение высокоточных цифровых моделей рельефа, их морфодинамический и морфометрический анализ с использованием пакета программ геоинформационной системы ArcGIS. Для морфологического зонирования было выполнено построение цифровых ортофотопланов на основе материалов аэрофотосъемки с использованием беспилотного летательного аппарата DJI Phantom 4 с геодезической привязкой (спутниковый приемник Topcon GR-5). Анализ гидрометеорологических данных был выполнен на основе измерений стационарных метеорологических станций, уровнемеров и материалов моделирования ветрового волнения, выполненного автором.

В рамках диссертационного исследования был получен и проанализирован следующий фактический материал:

- временной ряд из 80 цифровых моделей рельефа, полученных по результатам наземного лазерного сканирования дюнного вала на двух полигонах, расположенных на Куршской косе, за период 2012-2018 гг., и котловины выдувания на Вислинской косе в 2011-2016 гг.;
- спутниковые снимки Sentinel 2 и Landsat 8 за период 2016-2018 гг., всего 76;
- ряд аэрофотоснимков, выполненных с использованием беспилотного летательного аппарата, в качестве дополнительных данных;
- архив метеорологических наблюдений с метеостанций, расположенных на МЛСП Д6 и АГМС г. Клайпеда (Литва), за 2014-2018 гг. для составления характеристики метеорологических факторов воздействия на аккумулятивный берег;
- результаты гидродинамического моделирования с использованием численной гидродинамической модели SWAN за 2014-2018 гг.

В работе использовался архив метеорологических наблюдений с метеостанции МЛСП Д6, первичная обработка которого была выполнена старшим научным сотрудником АО ИО РАН канд. геогр. наук Ж.И. Стонт. Полевые работы и обработка материалов наземного лазерного сканирования были выполнены совместно с доцентом ИПТриГ БФУ им. И Канта, канд. геогр. наук Н.С. Беловым.

**Личный вклад автора.** Изложенные в работе результаты и выводы были получены автором самостоятельно. Материал был собран и проанализирован автором в ходе полевых экспедиций с использованием наземного лазерного сканирования, беспилотных летательных аппаратов, спутниковых геодезических средств и отбором проб в 2012-2018 гг. Автором проводилась обработка и интерпретация полевых материалов, построение и анализ моделей рельефа, лабораторный анализ, гидродинамическое, морфодинамическое и гидрологическое моделирование, анализ гидрометеорологических данных. Разработка методического подхода, его апробация, геоэкологическая оценка и предложенные рекомендации также выполнены лично автором.

**Благодарности.** Автор благодарит БФУ им. Канта и АО ИО РАН за предоставленное научное оборудование. Также автор выражает благодарность научному руководителю Д.В. Рябчук за ценные и конструктивные советы и помощь на всех этапах исследования; Н.С. Белову за совместную многолетнюю работу и поддержку научных идей; В.А. Гриценко и Е.В. Краснову за ценные консультации и проявленный интерес к работе; Н.М. Озеровой за помощь и поддержку.



**Апробация работы и публикации.** Результаты исследования представлены на XXI, XXII, XXIII Международных научных конференциях (Школах) по морской геологии (Москва, 2015; 2017, 2019); Международной научной конференции EMECS'11 – SeaCoasts XXVI (Санкт-Петербург, 2016); Международной научной конференции 8th EARSeL Workshop on Remote Sensing of the Coastal Zone (Калининград, 2017); 4-й Международной научной школе «Физическое и математическое моделирование процессов в геосредах» (Москва, 2018); VIII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование» MARESEDU-2019 (Москва, 2019). Результаты работы использовались при разработке документации строительства и реконструкции берегоукрепления авантюны для национального парка «Куршская коса».

**Структура и объем диссертации.** Диссертация состоит из введения, четырех глав и заключения. Содержит 165 страниц, включая 14 таблиц, 76 рисунков и 8 приложений. Список литературы содержит 337 наименования, из которых 245 – зарубежные источники.

**Соответствие диссертации паспорту специальности.** Диссертационное исследование соответствует паспорту специальности 25.00.36 Геоэкология (по отраслям) (науки о Земле, географические науки) по пунктам 1.9; 1.10; 1.14.

**Публикации по теме исследования в рецензируемых изданиях, рекомендованных ВАК:**

1. Данченков А.Р. Моделирование ветрового волнения и ширины затопления пляжа для исследований прибрежных дюн национального парка «Куршская коса» // Успехи современного естествознания. 2020. № 3. С. 65–71.

2. Danchenkov A., Belov N., Stont Z. Using the terrestrial laser scanning technique for aeolian sediment transport assessment in the coastal zone in seasonal scale // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2019. Vol. 223. P. 105–114.

3. Danchenkov A.R., Belov N. S. Morphological changes in the beach-foredune system caused by a series of storms. Terrestrial laser scanning evaluation // Russian Journal of Earth Sciences. 2019. Vol. 19. ES4003.

4. Volkova I. I., Shaplygina T. V., Belov N. S., Danchenkov A. R. Eolian coastal-marine natural systems in the Kaliningrad Region // Terrestrial and Inland Water Environment of the Kaliningrad Region. Cham: Springer, 2017. P. 147–177.

5. Белов Н.С., Волкова И.И., Шаплыгина Т.В., Данченков А.Р. Специфика применения технологии наземного лазерного сканирования при мониторинге береговой зоны // Маркшейдерский вестник. 2014. №. 5. С. 49–51.

**Публикации в прочих изданиях:**

1. Белов Н.С., Данченков А.Р., Пичугина А.В., Гриценко В.А. Дифференциально-геометрические характеристики песчаных пляжевых поверхностей юго-восточной Балтики // Геология морей и океанов. Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. 2019. С. 44–48.

2. Данченков А. Р., Белов Н. С., Гриценко В. А. Полуэмпирическая модель взаимодействия песчаной поверхности с ветром на основе данных лазерного сканирования // Физическое и математическое моделирование процессов в геосредах. 2018. С. 132–134.

3. Белов Н.С., Данченков А.Р. Использование беспилотных летательных аппаратов при географических исследованиях // Аллея науки. 2017. Т. 2, № 16. С. 43–48.

4. Белов Н.С. Данченков А.Р. Возможности совместного использования БПЛА и наземного лазерного сканирования для мониторинга береговой зоны. // Геология морей и океанов. Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. 2017. С. 84-88.

5. Danchenkov A. Modern technology in dune complexes monitoring on the Vistula spit // Proceedings of International Conference «Managing risks to coastal regions and communities in a changing world» (EMEC'S'11 – SeaCoasts XXVI), 2016. 3. 186–192. DOI: 10.21610/conferencearticle\_58b43173e38ee.

6. Данченков А. Р., Белов Н. С. Использование оператора кэнни при обработке результатов наземного лазерного сканирования // Современные тенденции развития науки и технологий. 2015. №. 4-2. С. 142–147.

7. Данченков А. Р., Белов Н. С. Использование данных дистанционного зондирования при исследовании динамики форм рельефа прибрежной зоны на примере Балтийской косы Калининградской области // Современные тенденции развития науки и технологий. 2015. №. 9-3. С. 6–10.

8. Данченков А.Р., Белов Н.С. Волнометрическая оценка штормового воздействия на дюнно-грядовые комплексы Куршской косы Балтийского моря // Геология морей и океанов. Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. 2015. С. 64–68.

9. Белов Н.С., Волкова И.И., Шаплыгина Т.В., Данченков А.Р. Применение технологии наземного лазерного сканирования при мониторинге береговой зоны // Изыскательский вестник. 2014. №1 (18). С. 24–27.

## ГЛАВА 1. ГЕОЭКОЛОГИЯ МОРСКИХ БЕРЕГОВ. ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ПРОЦЕССОВ И РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

### 1.1. Геоэкология морских берегов, основные понятия и обоснование

Айбулатовым Н.А. [2004] геоэкология прибрежной зоны определялась как направление, изучающее изменения прибрежной геосистемы под действием природных и антропогенных факторов. Исследования структуры и режима природных и антропогенных потоков (гидрогенных, эоловых, гравитационных, механических), а также методология экологического нормирования выделялись им как основные направления геоэкологии прибрежной зоны. Так, монографией [Айбулатов, 1993] «Геоэкология шельфа и берегов Мирового океана» делался акцент на изучении изменений рельефа, осадков и взвеси прежде всего в прибрежно-шельфовой зоне, с упором на понимание термина «геоэкология прибрежной зоны» как компонентной отрасли науки [Лымарев, 2004].

В исследованиях опасных природных процессов на субрегиональном и локальном уровне эколого-геоморфологические методы и исследования составляют важную и значительную часть геоэкологических исследований. Исторически геоморфологические исследования рельефа были направлены на исследование недр и поиска ресурсов [Тимофеев и др., 2002], однако к концу XX века в геоморфологической науке было сформировано экологическое направление и оформились его принципы с учетом имеющейся ситуации в экологической и экономической сфере [Тимофеев, 1991; Симонов, 2003; Розанов, 2013; Симонов и Симонова, 2013; Лихачева, 2015]. Следственно, при переходе от описательных методов к динамическому анализу (от форм к рельефообразующим процессам) стало возможно базировать геоэкологические оценки отдельных систем на эколого-геоморфологических исследованиях [Флоренсов, 1978; Тимофеев, 1981; Кузьмин, 2014]. Интеграция результатов различных наук в динамической характеристике средообразующей, системной и ресурсной функции рельефа позволила давать геоэкологическую оценку, анализировать связи и прогнозировать состояние геосистем. Наиболее существенными здесь являются гидродинамические, экзодинамические, историко-генетические и пр. связи [Лихачева и др., 2003]. Целью анализа таких связей является оптимизация условий природопользования, жизнедеятельности и здоровья человека.

Эколого-геоморфологическая обстановка (комплекс элементов рельефа, создающий устойчивый набор повторяющихся экологических явлений) является здесь базовым понятием, поскольку, опираясь на системную идеологию, раскрываются экологические функции рельефа в сложной системе «природа-хозяйство-население» для более точной оценки экологического

состояния территории [Кружалин, 1997; Кружалин, 2001; Кузьмин, 2014]. С происхождением рельефа связаны возникающие на нем процессы и явления и, соответственно, источники геоморфологической опасности [Кузьмин, 2014]. Виды опасности формируются под воздействием процессов и источников опасностей, а также видом природопользования, определяющим хозяйственную инфраструктуру. По Д.А. Тимофееву геоморфологическая опасность – состояние в геосистеме, определяемое морфодинамическими особенностями или возникающее в результате изменения устойчивости системы при взаимодействии с социально-экономической системой. По определению, предложенному Институтом географии РАН, геоморфологическая опасность есть возможность или угроза со стороны геоморфологического объекта, а риск – вероятность наступления нежелательного геоморфологического события и возможности нанесения ущерба хозяйству или населению [Кошкарев и др., 2004; Кузьмин, 2014]. Ивановский Л.Н. рассматривал таксономическую иерархичность процессов, вызывающих опасность, связывая риски как с быстрыми, так и с медленными процессами рельефообразования [Ивановский, 1994].

Географическое положение береговых геосистем на границе контакта суши и моря обуславливает высокий динамизм этих зон, с которым тесно связаны изменения природных территориальных комплексов, особенностей хозяйственного использования территорий и условий проживания человека [Игнатов, 2004]. Сафьяновым Г.А. в пределах берегов выделялись следующие геосистемы: «под географической системой береговой зоны моря понимается упорядоченная общность объектов береговой зоны моря, взаимосвязанных обменом массы и энергии, действующих как сложное целое», «географическая система береговой зоны моря включает вещества, энергетические источники (процессы) и среду существования (климатические, гидрологические, литодинамические и пр. условия и режимы)» [Сафьянов, 1996; Игнатов, 2004]. В геоэкологическом понятии береговых геосистем следует учитывать и зависимость от социально-экономических условий, включая в это понятие зависящие виды хозяйства [Айбулатов, 2005; Бредис, 2012]. Таким образом, геоэкологически береговая система состоит из геоморфологической подсистемы (соответственно ее подсистем) и социально-экономической подсистемы. В таком контексте применительно к береговой системе возникает понятие эколого-геоморфологической опасности – процесса или явления, в определенных условиях представляющего угрозу для благосостояния людей или хозяйственной инфраструктуры и не зависящего непосредственно от человека.

Рассматриваемая в настоящей работе система дюнного вала является частью литодинамической системы, описанной ранее в ряде работ, с определенной эволюцией знаний о ней [Кнапс, 1965; Кирлис, 1968; Гуделис и др., 1977; Блажчижин, 1976; Тримонис и Стрюк, 2002; Kairyte et al., 2005; Zaromskis and Gulbinskas, 2010; Krek et al., 2016; Pupenis et al., 2016]. В

условиях особого характера природопользования на территории национального парка, социального и культурного значения геоэкологическое значение дюнного вала состоит в его роли как первой линии защиты внутренних территории Куршской косы от штормовых воздействий и ветропесчаного потока.



Рисунок 1.1 – Геоэкологическая система дюнного вала Куршской косы

Природно-антропогенное сооружение, защитно-пляжевый дюнный вал Куршской косы (также называемый дюнным валом, авандюной) – в значительной степени искусственное сооружение, построенное в 1805-1869 гг. Прусским управлением по укреплению дюн как часть комплекса мероприятий по стабилизации песков Куршской косы [Wichdorf, 1919; Dobrotin et al., 2013]. Строительство целостного вала велось на основе ряда фрагментально расположенных дюн, расчлененных дефляционными котловинами. Исторически известно [Wichdorff, 1919], что состояние дюнного вала напрямую влияет на миграцию эоловых песков, которые могут покрывать существенные площади прилегающих территорий. На территории Куршской косы результатами такого воздействия ранее становилась деградация существенного количества лесных угодий, потеря ряда поселков и земельных ресурсов. Комплекс работ по строительству дюнного вала в конце XIX в. и поддержание его состояния позволило создать барьер для эоловых песков, практически приостановив их миграцию с пляжей на территорию косы.

Значение Куршской косы и ценность ее ландшафтов признаны на мировом уровне. Территория косы в 2000 г. внесена в список объектов Всемирного наследия «ЮНЕСКО» как культурный ландшафт (преобразованный в результате человеческой деятельности). Проектом описи наиболее ценных элементов и свойств культурного ландшафта Куршской косы, в разделе естественных и измененных человеком природных образований, защитно-пляжевый дюнный вал выделен наравне с большой дюнной грядой, реликтами параболических дюн и пр. [Шидловская и др., 2013]. При создании национального парка «Куршская коса» в 1987 г. проектом функционального зонирования защитно-пляжевый дюнный вал был выделен в особую зону природно-антропогенного объекта экстремально высокой уязвимости, требующую постоянных восстановительных работ. Позднее, вследствие законодательных изменений, зонирование вала как отдельного объекта было упразднено, а сам вал был разделен на заповедную и особо-охраняемую зоны [Шидловская, 2015]. Обширные многолетние комплексные геоэкологические исследования прибрежно-морских эоловых комплексов Куршской и Вислинской косы позволили выделить основные природно-антропогенные факторы их трансформации [Волкова, 1995; Шаплыгина, 2010; Шаплыгина и Волкова, 2013а, 2015]. Ветро-волновой режим, эоловые процессы, а также хозяйственная деятельность выделялись как наиболее значимые факторы, определяющие современную трансформацию ландшафтов аккумулятивного морского берега. Прибрежная дюна (дюнный вал) в геоэкологическом ранжировании выделялась как сильно неустойчивый комплекс [Волкова, 1995]. Ценность и геоэкологическая роль дюнного вала, его уязвимое положение неоднократно подчеркивалась как в эколого-геоморфологическом, так и в социально-культурном контексте, обосновывая важность этого природно-антропогенного образования для экосистем и морфодинамической системы аккумулятивного берега Куршской косы. Понятие природно-антропогенного сооружения дюнного вала Куршской косы в литературе часто является синонимом понятия защитного пляжево-дюнного вала, прибрежной дюны, дюнного вала. В настоящей работе, для определения объекта будут использоваться понятия дюнного вала и прибрежной дюны, а образованную пляжем и дюнным валом систему – системой пляже-дюнного вала.

Геоэкологическая оценка природно-антропогенных систем должен базироваться на адекватной методологии исследования для корректного и объективного понимания структурно-функциональных связей, которыми определяется целостность и устойчивость системы. Так, не существует единого геоэкологического подхода к оценке изменений и состояния природно-антропогенных систем. Дмитриевым В.В. и Фруминим Г.Т. принцип определения нормы, устойчивости и трансформаций системы выражен в концепции экологического нормирования [Дмитриев и Фрумин, 2004]. Основой нормирования, включающей выявление достоинств,

недостатков системы, их отдельных свойств на основе анализов параметров состояния и их критических значений выделяется диагностический анализ природного объекта [Дмитриев, 2000]. Такой подход, на основе эмпирических данных о режиме системообразующих элементов, а также функциональных зависимостях отдельных ее компонентов позволяет охарактеризовать исследуемую геосистему и установить параметры состояния и их критические значения. В контексте исследуемой системы пляжа-дюнного вала такой подход позволяет на основе мониторинговых наблюдений за рядом параметров системы (морфолитодинамических, гидродинамических, аэродинамических), а также функциональных связей установить режим ее функционирования, а также выделить важнейшие параметры состояния. Установив относительную норму для существующих условий, становится возможным произвести нормирование состояния системы пляжа-дюнного вала в большей пространственной протяженности, выделив зоны потенциальной эколого-геоморфологической опасности. Такая оценка, основанная на объективных количественных критериях и конкретных функциональных связях, позволит осуществить корректную геоэкологическую оценку состояния системы с учетом имеющихся структурно-функциональных связей и принципов динамического анализа.

## **1.2. Основные процессы пляжа и прибрежных дюн**

### *Понятие береговой морфодинамической системы*

Процессы, протекающие на берегах, и формы рельефа, связанные с этими процессами, могут рассматриваться в рамках целостной взаимосвязанной системы. Эта система содержит ряд иерархически соподчиненных компонентов, каждый из которых находится в его собственной пространственной и временной шкале [Kroon, 1994]. Структура и функционирование такой системы определяются взаимодействиями в различных масштабах пространства и времени [De Voeг, 1992]. Впервые, системный подход к исследованию абиотических факторов морфологических изменений и процессов на берегах был выполнен Wright and Thom [1977] и включал описание взаимодействия между компонентами системы. Несколько позже, системный подход был описан в отечественных работах [Круть, 1978; Кашменская, 1980; Долотов, 1989; Шуйский, 1986; Шуйский, 1987]. Понятие морфодинамики береговой зоны определялся ими как согласованное взаимодействие между береговой системой и широким спектром условий и факторов различного генеза (рисунок 1.2).



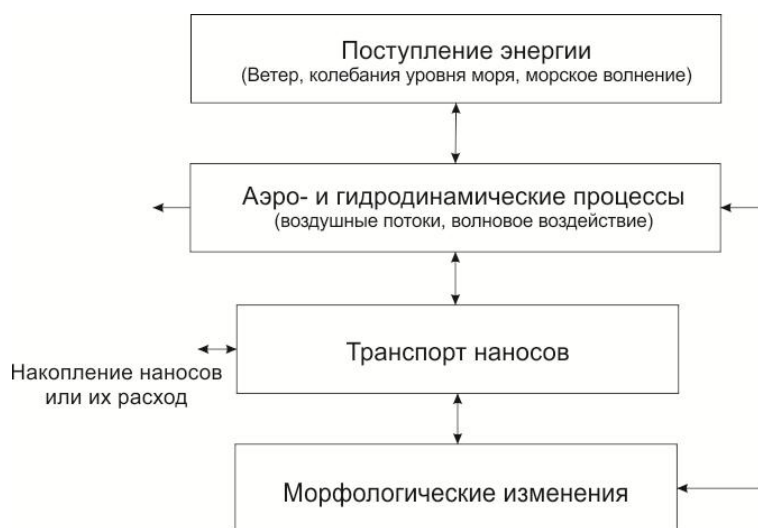


Рисунок 1.2 – Морфодинамическая система аккумулятивного берега [Wright and Thom, 1977]

Фундаментальным механизмом развития морфодинамической системы является механизм обратной связи между морфологией и энергией, который зависит от рассматриваемого масштаба [Phillips, 1992; Malanson et al., 1992; Malanson, 1999]. Морфодинамическая система стремится сохранить равновесие, при этом постоянно претерпевает изменения этого равновесия во времени. Постоянно воздействующие на систему факторы не позволяют ей сохранить состояние динамического равновесия, поскольку непостоянство этих факторов и интервал их воздействия чаще всего намного короче, чем период морфологической адаптации. Понятие периода морфологической адаптации определяется как интервал, в котором морфологическое строение подстраивается под воздействующие аэро- и гидродинамические процессы. Период адаптации зависит от интенсивности аэро- и гидродинамических процессов, размера морфологической формы и степени отклонения от равновесного состояния, количества наносов, вовлеченных в процесс морфологической адаптации [Cowell and Thom, 1994; Kroon, 1994; Masselink and Kroon, 2006].

#### *Береговые дюны. Распространение и основные закономерности*

Прибрежные песчаные дюны – это скопления песчаных наносов, образованные вследствие их перемещения ветром на некоторое расстояние от моря. В наиболее общих понятиях баланса наносов системы пляжа-дюны – пляж является источником наносов, а дюны представляют собой место их накопления [Davidson-Arnott, 2010].

Прибрежные дюны распространены во всем мире, связаны с песчаными пляжами, и представлены различными формами и размерами, в зависимости от количества поступающих наносов и ветрового режима [Зенкович, 1962; Зенкович, 1967; Вейсов, 1976; Шуйский, 1976; Айбулатов, 1990; Берд, 1990; Nordstrom et al., 1990; Carter et al., 1992; Pye, 1993; Hesp, 2000]. В

Балтийском море такими источниками считаются флювиогляциальные отложения. В Балтийском море береговые дюны распространены на побережьях всех стран, выходящих к морю. Береговые дюны здесь приурочены к различным типам берегов (аккумулятивным мысам, барьерным островам, песчаным косам, барьерным косам и пр.) [Łabuz et al., 2018].

В настоящее время выделяют четыре общих фактора формирования дюн: эффективные направления ветров, гидродинамические условия, уровень поступления наносов и растительность. Для прибрежных дюн, общем виде, точка образования начинается в зоне заплеска, куда происходит поступление песчаного материала в ходе волновой аккреции. Затем эффективные ветра определенных направлений переносят сухой материал до той точки, где шероховатость поверхности возрастает достаточно, чтобы снизить скорость ветра ниже критической (обычно, это тыльная часть пляжа). В этой области происходит отложение песчаного материала - либо возле топографических препятствий, либо возле участков плотной растительности [Hesp, 2002].

Исследования прибрежных дюн и накопление научных данных о их формировании и морфологии позволили произвести их классификацию. На основе различных комбинаций природных и антропогенных факторов на этапах развития и деградации дюн Psuty [1989] были предложены несколько классов. Им была введена модель прибрежных дюн, основанная на взаимодействии запасов наносов пляжа и дюны. На основе данной модели Psuty [1989] предложил разделять дюны на первичные и вторичные. Первичные дюны (согласно Psuty [1989]), являются «настоящими» авандюнами из-за их прямого активного обмена наносами с пляжем зависимости от береговых процессов [Arens and Wiersma, 1994]. Первичные дюны примыкают к тыловой части пляжей и включают в себя дюны-зародыши и зачаточные дюны [Davidson-Arnott, 2010], в отечественной литературе называемые эоловыми подушками [Бадюкова и др., 2004].

Зачаточные дюны представляют собой небольшие эфемерные образования в тыловой части пляжа. Их появление, связывают с увеличением шероховатости поверхности из-за наличия различных предметов [Del Vecchio et al., 2017; Eamer and Walker, 2010], либо с развитием растительных сообществ - пионеров [Hesp, 1981; 1983], что в итоге приводит к ослаблению ветропесчаных потоков и аккумуляции песка [Hesp, 2002; Maun, 2009]. Дальнейший рост усиливает их стабильность, и, в результате, отдельные зачаточные дюны сливаются в авандюну [Hesp, 1988].

Наиболее часто встречающейся формой прибрежных дюн, развивающейся в тыльной части пляжа, является авандюна, которая иногда считается единственной формой «настоящих» прибрежных дюн [Bauer and Sherman, 1999; Выхованец, 2003; Ruz et al. 2017]. Понятие авандюны в русскоязычной литературе впервые было введено в работе Ульста [1957]

«авандюна – элементарная эоловая форма рельефа, в общем процессе дюнообразования являющаяся переходным звеном между закустовым бугром и типичной дюной». Выхованец [2003] определяет авандюну как «элементарную эоловую форму рельефа, зародившуюся в тыльной части пляжа неприливногo моря и являющейся переходной от закустового бугра к типичной дюне», что очень близко по определению к первичной дюне. Эти дюны чаще всего расположены параллельно береговой линии, имеют дугообразный профиль [Hesp, 2012]. Рядом авторов на основе морфологии прибрежных дюн они разделяются на три типа: зачаточные дюны (эоловые подушки), стабильные авандюны и дюнные равнины [Short and Hesp, 1982; Hesp, 2002].

### *Природные факторы развития прибрежных дюн.*

#### *Основные функциональные связи в системе*

Эоловый перенос морских песков является ключевым аккреционным процессом в морфодинамике системы пляжа-дюны. Эффективные ветры, способные переносить песок с пляжа на подходящее пространство являются фундаментальными условиями формирования и развития прибрежных дюн [Pye, 1983; Шуйский и Выхованец, 1989; Выхованец, 1998; 2001; Carter, 2013]. В число корректирующих или лимитирующих факторов развития прибрежных включают: колебания уровня моря, волнение и степень покрытия растительностью, а также зависимость от них поступления и доступности наносов [Pye, 1993; Kocurek and Lancaster, 1999; Pye and Tsoar, 2008; Davidson-Arnott, 2010].

Ветровой режим, являющийся основным движущим фактором эолового перемещения песка, контролирует формирование прибрежных дюн. Сила ветра здесь играет важнейшую роль, поскольку обеспечивает (если превышает критическую [Bagnold, 1941]), отрыв песчаных частиц, а также их перенос [Вейсов, 1976; Минкявичус, 1964; 1971; Петров, 1973; Sherman and Hotta, 1990]. В определении второй важнейшей составляющей [Davidson-Arnott and Law, 1990] – доступной ширины пляжа (длины разгона) ключевым фактором является направление ветра.

Поступление песчаного материала контролируется тем объемом песка, который потенциально может быть перенесен ветром с пляжа [McLean and Shen, 2006]. Таким образом гидродинамические процессы, влияющие на динамику пляжей, также влияют и на морфодинамику прибрежных дюн. Доступность материала для переноса также определяется его влажностью [Delgado-Fernandez, 2011], а также снежным и ледовым покровом [Davidson-Arnott and Law, 1990]. При этом, некоторые работы показывают, что влажность пляжевых песков (до 9.25%) не ограничивает доступность песчаного материала [Rotnicka, 2011], но увеличивает необходимую критическую скорость ветра для переноса [Rotnicka, 2013], а при

скоростях ветра более 15 м/с может не влиять на количество перенесенных песков [Выхованец, 1999а; 1999б].

Нестабильность и малые размеры первичный и зачаточных дюн регулярно приводит к их размыву в ходе штормовых нагонов и волнения [Olivier and Garland, 2003; Suanez et al., 2012]. При этом при достаточных размерах первичных дюн и степени их покрытия растительностью риск размыва снижается [Hesp, 2002]. Считается, что в штормовых условиях при диссипации волновой энергии через размыв прибрежных дюн пески могут выноситься в сторону песчаных баров, а затем, в ходе послештормового восстановления возвращаться на пляжи, вовлекаться в эоловый перенос и переформировывать дюны [Aagaard et al., 2004; Masselink et al., 2006; Davidson-Arnott and Law, 1990].

Как упоминалось ранее – ветер является основной силой песчаного переноса, обеспечивающее сдвиговое усилие. Ветер оказывает давление на частицы песка, формируя горизонтальную составляющую переноса количества движения. Когда ветер достигает пороговой скорости (критической) [Айбулатов, 1990] частицы песка начинают движение под воздействием влекущей и подъемной сил. На процессы движения песчаных частиц, помимо влекущей и подъемной сил также влияет гравитация и сопротивление воздуха.

Формальное определение ветропесчаного потока, обычно, происходит в понятиях мощности ветропесчаного потока, определяемого по нескольким существующим уравнениям, например, [Dong et al., 2003; Kok et al., 2012; Sherman and Li, 2012]. Для большей части таких уравнений необходимо определить и рассчитать пороговую скорость эрозии (т.е. минимальное значение ветрового напряжения сдвига (wind shear stress) при котором начинает происходить сальтация. Обычно, это выражается в пороговых значениях скорости сдвига и зависит от ряда параметров, относящихся к характеристикам ветра, песков и шероховатости. Начиная с работы Bagnold [1941], используются две разновидности пороговых скоростей сдвига: статический порог (порог скорости ветра для отрыва частицы, которая не находилась до этого в движении) и динамический порог (порог скорости ветра для поддержания устойчивого движения потока частиц, при уже существующем их движении).

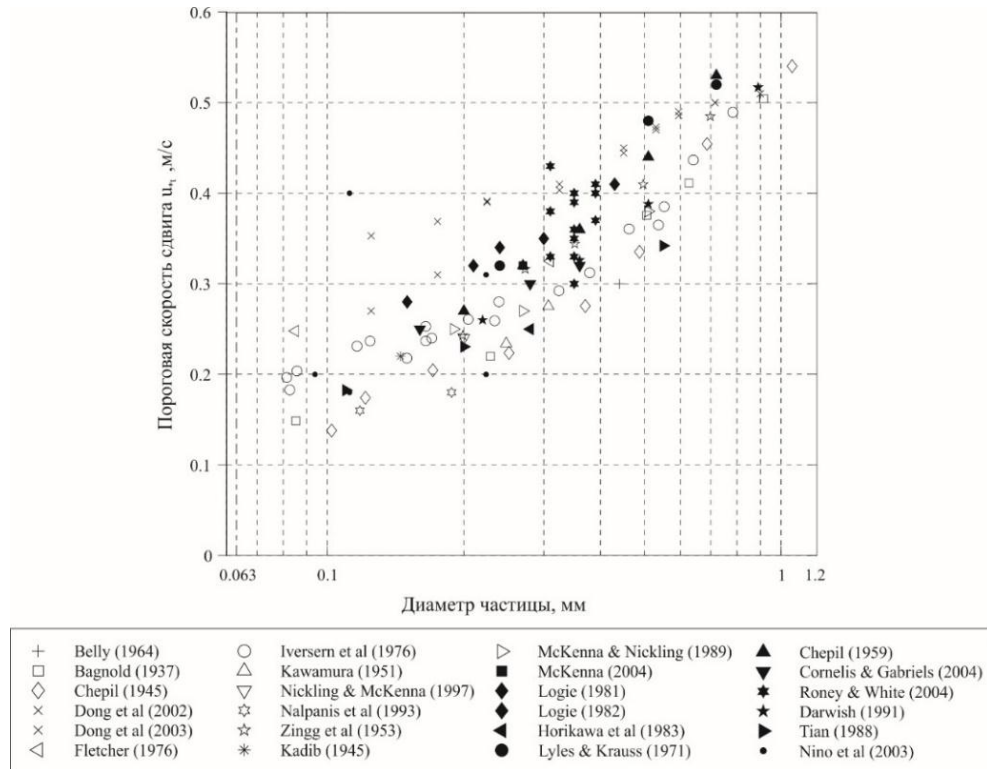


Рисунок 1.3 – Пороговая скорость сдвига ветра по литературным данным [Raffaele et al., 2016]

В большей части уравнений, описывающих ветропесчаный поток используется динамический порог сдвига [Kok et al., 2012], а статический порог сдвига рассматривается в экспериментальных работах [Bagnold, 1937; Chepil, 1945; Li et al., 2014]. Для прикладных задач используется динамическая пороговая скорость сдвига, поскольку составляет около 80% от общей пороговой скорости сдвига (далее – пороговая скорость сдвига или  $u_{*t}$ ) [Bagnold, 1937; Pye and Tsoar, 2008; Kok et al., 2012]. Эффект полосы насыщения ветропесчаного потока выражается в постепенном увеличении переноса песка в направлении ветра от береговой линии, или границы незатопленного пляжа, где нет ветрового перемещения песка [Jackson and Nordsstrom, 1998, Dong et al., 2004; Bauer et al., 2009]. Длина полосы насыщения ( $F_d$ ) определяется для определенного направления ветра как расстояние от уреза в направлении ветра (Рисунок 1.4)

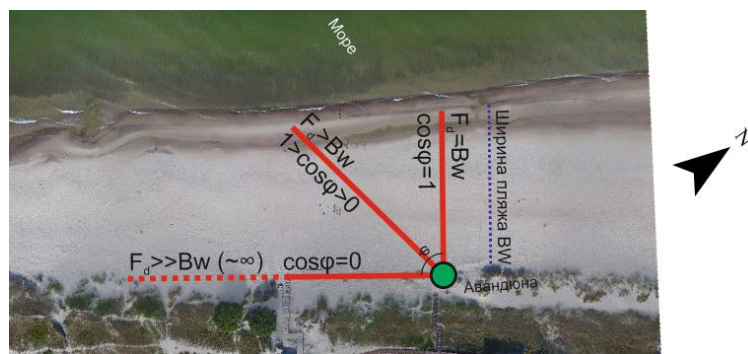


Рисунок 1.4 – Концепция длины полосы насыщения ( $F_d$ ) [Delgado-Fernandez, 2010]

Впервые информация о существовании полосы насыщения, как природного фактора развития ветропесчаного потока приведена в работе Знаменского [1957]. Одна из первых работ [Svasek and Terwindt, 1974], где была определена конкретная длина полосы насыщения на пляже, сообщает, что минимальная критическая длина полосы насыщения составляет 10-20 м в направлении ветров с моря для достижения максимальной мощности ветропесчаного потока [Delgado-Fernandez, 2010]. В работе Nordstrom and Jackson [1993] показано, что короткая полоса насыщения может препятствовать потенциалу переноса большего объема песка при сильных ветрах (8.5-15.9 м\с). Также показано, что при ветрах, подходящих под большим наклоном к нормали берега (с полосой насыщения почти вдвое выше, чем при ветрах направлений по нормали к берегу) количество переносимого песка почти в 20 раз выше, чем при ветрах направления с моря (длина полосы насыщения 18 м). В работе Davidson-Arnott and Law [1990] максимальная мощность ветропесчаного потока была измерена при полосе насыщения 10-15 м, однако процесс сальтации при сильном (14 м\с) ветре не бы развит на 35 метровой полосе насыщения. Таким образом, эффект насыщения может слабо проявляться при относительно слабых ветрах и на сухих, хорошо сортированных песках [Delgado-Fernandez, 2010]. В работах Jackson and Cooper [1999] и Lynch et al. [2008] сообщается о незначительной роли длины полосы насыщения в условиях сухих, сортированных песков (то есть при достаточной доступности материала), при ветрах 8-10 м\с. Отсюда следует, что эффект насыщения может существенно проявляться при наличие иных лимитирующих факторов, в особенности, влажности пляжевых песков [Davidson-Arnott et al., 2005].

К настоящему моменту не существует общепринятого уравнения, описывающего увеличение мощности ветропесчаного потока с увеличением длины полосы насыщения, а также минимально необходимой длины полосы насыщения (критической длины полосы насыщения)  $F_c$  [Delgado-Fernandez, 2010; Delgado-Fernandez, 2011]. В работе Delgado-Fernandez [2011], для моделирования поступления песчаного материала на прибрежные дюны используется эмпирическое уравнение, полученное по данным Davidson-Arnott and Law [1990],  $F_c = 4.38 * U - 8.31$ , которое позволило рассчитывать различные варианты критической длины полосы насыщения  $F_c$  и использовать их при моделировании [Delgado-Fernandez, 2011; De Vries S. et al., 2014].

Для влажных песков не описана связь между влажностью и критической длиной полосы насыщения  $F_c$ . В этом контексте Delgado-Fernandez [2010] предложено увеличивать критическую длину полосы насыщения на 50% при влажности 4-6% и на 75% при 6-10%. При влажности менее 4% подразумевается быстрое просыхание от воздействия порывов ветра [Wiggs et al., 2004]. Влажность наносов зависит от атмосферных осадков, близости залегания грунтовых вод, заплеска штормовых волн и водяной пыли. Влажность песчаной поверхности,

таким образом – также является фактором, влияющим на пороговую скорость сдвига и мощность ветропесчаного потока [Зенкович, 1962]. Сцепление частиц во влажных отложениях усиливается капиллярными силами, возникающими в толще отложений при определенном содержании влаги, а также силами адгезионного взаимодействия, определяемыми молекулярной абсорбцией воды вокруг поверхности песчаной частицы.

### *Динамические процессы на морских пляжах*

Песчаные береговые системы развиваются в различных пространственных и временных масштабах, отражая сложность и взаимосвязанность процессов, влияющих на прибрежную зону. В краткосрочных масштабах, коллизия разнонаправленных течений и волн (вдольбереговых и разнонаправленных поперечных) выражается в градиентах потоков наносов [Roelvink and Stive, 1989]. В общем виде, низкоэнергетические условия через нелинейные волновые процессы приводят к движению наносов к берегу, что, в результате, приводит к увеличению пляжей [Hoefel, 2003]. С другой стороны, противотечения прибойного потока и низкочастотные движения волн чаще всего приводят к эрозии пляжа в условиях возрастания волнения.

В береговой зоне моря наносы перемещаются вследствие активного волнового воздействия, выражаясь в морфологических изменениях. Ее морская граница определяется глубиной, на которой волновые движения достигают дна, и начинают производить перенос наносов и изменение профиля [Hallermeier, 1980; Косьян и Пыхов, 1991]. Береговая зона подразделяется на ряд меньших зон, и её граница на суше определяется максимальным штормовым заплеском волн (зона заплеска). В зоне заплеска происходит окончательная диссипация волновой энергии, а литодинамические процессы играют важную роль в формировании надводной части пляжа, определяя направление поперечного переноса наносов [Horn and Mason, 1994]. Изученность зоны заплеска представлена в ряде работ [Turner and Masselink, 1998; Butt and Russell, 1999; Larson et al., 2004]. Пляж может быть определен, как область, продолжительный период времени находящаяся выше уровня моря и регулярно подверженная волновому воздействию.

В динамике надводной части пляжа выделяется два противоположных процесса – эрозия, вызванная воздействием сильных волнений и аккумуляция, связанная с послештормовым перестроением. Процесс послештормового перестроения часто называется «восстановлением пляжа» [Morton et al., 1994; Corbella and Stretch, 2012]. Восстановление надводной части пляжа, выраженное в увеличении ширины, объема и высоты, создает буфер от проникновения морских волн [Shore Protection Manual, 1984]. Во время восстановления пляжа, работой волн, наносы переносятся из прибрежной зоны к урезу [Phillips et al., 2017], где в зоне

заплеска переносятся в надводную часть пляжа, выстраивая надводную пляжевую берму. Границей волнового воздействия в период восстановления является сухопутная граница восстановленной пляжевой бермы [Morton et al., 1994]. Dubois [1988] выделено две основных разновидности (типа) аккреционного режима – проградационный (рост в сторону моря) и агградационный (вертикальный рост). В работе Phillips et al. [2019] были выделены четыре типа аккреционного режима (рисунок 1.5), а также относительная частота для каждого характерного типа. Были выделены следующие типы:

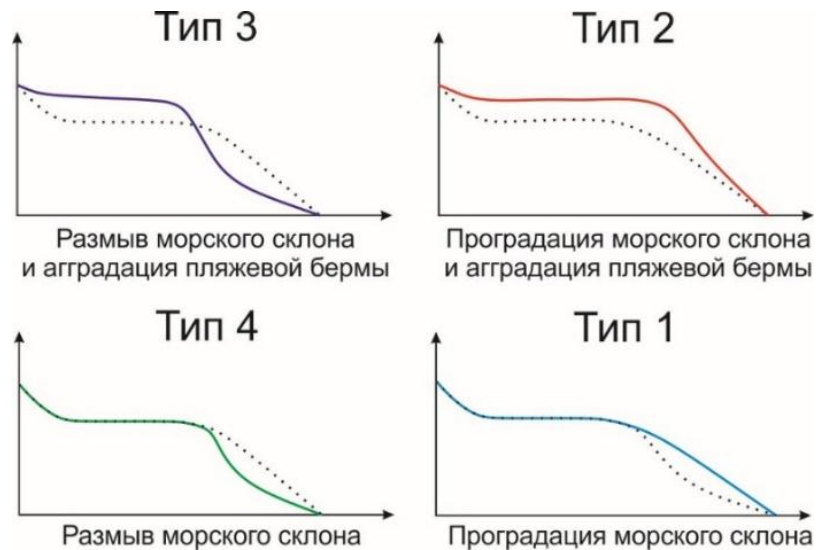


Рисунок 1.5 – Типы аккреционного режима надводной части пляжа [Phillips et al., 2019].

Тип 1 – Проградация морского склона пляжа. Данный тип режима выделялся в 47% случаев, и считается наиболее часто наблюдаемым типом аккреционного режима. При таком типе наносы переносятся из прибойной зоны в нижнюю часть морского склона надводной части пляжа, вызывая постепенный рост в сторону моря (проградацию). При этом не наблюдается увеличения объема вышележащей пляжевой бермы.

Тип 2 - Проградация морского склона пляжа с агградацией пляжевой бермы. Второй по частоте тип режима (22%). Включает проградацию морского склона пляжа, а также увеличение объема пляжевой бермы, за счет переноса наносов из прибойной зоны, а также нижней части морского склона надводной части пляжа. Является следствием истощения запасов наносов первого песчаного бара и уменьшения поступления наносов непосредственно из нижней части морского склона надводной части пляжа.

Тип 3 – Размыв морского склона и агградация пляжевой. Наносы перемещаются с морского склона надводной части пляжа и откладываются на пляжевой берме, а также в прибойной зоне. При этом морской склон пляжа приобретает вогнутую форму.

Тип 4 – Размыв морского склона. Происходит в 15% случаев, без агградации пляжевой бермы, наносной материал перемещается в прибойную зону.



При штормовом воздействии (размыве) на пляж, наносы мобилизуются в зоне разрушения волн вследствие комбинации воздействий орбитальной скорости волн, а также турбулентностью, вызванной разрушением волн. В ходе высокоэнергетических событий турбулентность, вызванная разрушением волн, а также компенсационные оттоки достаточно сильны, чтобы вызвать значительный перенос наносов на глубины. Результатом таких воздействий становится рецессия береговой линии, а также размыв пляжей. На подводном склоне эти наносы формируют новый профиль, который значительно выположен и имеет диссипативные свойства. Форма послештормового профиля зависит от ряда факторов. К ним относятся не только гидродинамические (высота, период, направление волн, а также продолжительность штормов), но также и те параметры формы пляжа, которые предшествовали штормовому воздействию.

#### *Взаимодействие пляжей и прибрежных дюн*

Прибрежные дюны и пляж морфодинамически взаимосвязаны [Sherman and Bauer, 1993]. По крупномасштабным концептуальным моделям (для периода более 100 лет) [Short and Hesp, 1982] широкие пляжи могут снизить влияние штормовых нагонов и увеличить диссипацию волновой энергии. В перспективе, такие благоприятные условия будут способствовать формированию зачаточных дюн, следовательно, создавать доступное пространство и обеспечивать поступление песка к прибрежным дюнам [Saunders and Davidson-Arnott, 1990; Davidson-Arnott and Law, 1996].

В концептуальных моделях меньших масштабов (года-декады) развитие прибрежных дюн зависит от доступности песчаных наносов на пляже (вызванной их транспортировкой с разрушающихся берегов, устьев рек и пр.). По концептуальной морфодинамической модели (Рисунок 1.6) Psuty [1989], формирование прибрежных дюн происходит при нейтральном или немного отрицательном бюджете пляжа, поскольку материал затрачивается на перенос к прибрежным дюнам (ее бюджет соответственно возрастает). При этом вследствие постепенного расхода наносов пляжа на формирование прибрежных дюн в течение длительного времени (года-декады) возникает негативная обратная связь, пляж теряет защитные свойства, происходит размыв дюн.



Рисунок 1.6 – Морфологическое развитие прибрежных дюн [по Psuty, 1989]

При быстром уменьшении количества пляжевых наносов развитие дюн останавливается, при этом стимулируется возникновение и рост котловин выдувания [Несп, 1999]. Утверждения Psuty [1989], а также Сафьянова [1978; 1996] о существенной связи дефицита наносов в береговой зоне с расходом на формирование эоловых форм критиковались Выхованец [2003], поскольку рост эоловых форм поддерживается вдольбереговым потоком наносов и их поперечной миграцией с подводного склона на пляжи. Формирование прибрежных дюн происходит медленнее, чем их размыв, поскольку штормовое воздействие может привести к более значительным изменениям, чем изменения, достигнутые за год в относительно стабильных условиях [Morton et al., 1995; Anfuso, et al., 2007].

Обобщив условия поступления и переноса песчаных наносов, а также лимитирующие факторы в работе Houser [2009] установлено, что развитие и восстановление прибрежных зависит от пространственно-временной связи эоловых и прибрежных гидродинамических процессов. Аккумуляция песчаного материала на прибрежных дюнах зависит от синхронизации [Pikovskiy et al., 2003] транспортирующего потенциала (скорость ветра и его направление) с доступностью наносов в приурезовой зоне и пляже, куда они были доставлены прибрежными гидродинамическими и эоловыми процессами [Christiansen and Davidson-Arnott, 2004]. Данная модель демонстрирует роль гидродинамических процессов в развитии прибрежных эоловых форм, подчеркивая важность их рассмотрения при изучении системы пляж-дюна [Houser, 2009].

### 1.3. Краткая характеристика литолого-геоморфологических и геоэкологических условий района исследования

#### *Литолого-геоморфологические условия*

Для рельефа морского берега Куршской косы характерна продольная зональность. Вдоль поперечного профиля она состоит из нескольких последовательных морфологических частей:

1. Полоса морского пляжа, ширина которой сильно зависит от гидрометеорологических условий. Её размер может варьироваться от 20-40 м и до 50-60 м [Гуделис, 1954; 1959; Волкова, 1995; Жиндарев и др., 1998; Болдырев, 2003; Бадюкова и др., 2004; Бадюкова и Соловьева, 2015].

2. Эоловые подушки – невысокие (до 1 м) прислоненные образования у подножья дюнного вала, возникающие в результате недавней аккумуляции песка, состоящие из материала пляжа дюнного вала [Болдырев, 1998; 2005; Бадюкова и др., 2004].

3. Первичная дюна – зона современной эоловой аккумуляции, проходящая параллельно пляжу. На Куршской косе представлена двумя видами – узкой полосой холмов с острым гребнем и плоскими террасовидными образованиями, прислоненными к дюнному валу (высотой 4-5 м и шириной 10 м). Наветренный склон более крутой, чем подветренный [Леонтьев и др., 1985; Болдырев, 1998; 2005; Бадюкова и др., 2004; Сергеев, 2010].

4. Защитно-пляжевый дюнный вал (дюнный вал) – в значительной степени искусственное сооружение, построенное в 1805-1869 Прусским управлением по укреплению дюн, как часть комплекса мероприятий по стабилизации песков Куршской косы [Wichdorf, 1919; Dobrotin et al., 2013]. Ширина вала от 15-30 в корневой части, 30-50 в средней [Бадюкова и др., 2004]. При отсутствии первичных дюн подвержен размыву [Бадюкова и Соловьева, 2015].

В средней и прикорневой частях косы основание наветренного склона лишено растительного покрова, отмечаются уступы размыва высотой до 4 м. В прикорневой части обнажены останцы морены и торфа. На небольшом участке косы у самого основания, дюнный вал разрушен. На 5-7 км косы первичные дюны полностью отсутствуют и размыву подвергаются древние дюны высотой от 8-15 метров на участках 3-5 и 7-10 км Куршской косы [Тепляков и Болдырев, 2003; Бадюкова и др., 2004; Волкова и Шаплыгина, 2005].

Характеристика гранулометрического состава пляжевых отложений Куршской косы приведена по данным ежегодного мониторинга АО ИО РАН за период 2003-2015 г, по 13 поперечным профилям (рисунок 1.7) по опубликованным данным [Бобыкина и др., 2017]. Классификация результатов была выполнена по номенклатуре Folk [1954], с использованием

GRADISTAT v.8 (Blott and Pye 2001). Многолетнее среднее  $D_{50}$  и сортировка  $S_o$  приведены в таблице 1.1.

Таблица 1.1 – Среднемноголетние значения  $D_{50}$  и  $S_o$  для пляжевых отложений Куршской косы, а также их стандартные отклонения по данным 2003-2015 г. [Бобыкина и др., 2017]

Километр	$D_{50}$	$\sigma D_{50}$	$S_o$	$\sigma S_o$
0	0.41	0.10	1.28	0.21
1	0.45	0.07	1.25	0.25
4	0.46	0.07	1.38	0.27
10	0.44	0.08	1.24	0.22
16	0.44	0.08	1.29	0.04
20	0.39	0.11	1.30	0.05
26	0.41	0.09	1.29	0.12
28	0.40	0.09	1.30	0.14
29	0.38	0.11	1.25	0.21
33	0.41	0.06	1.22	0.27
38	0.43	0.10	1.24	0.20
42	0.42	0.07	1.25	0.21
45	0.42	0.11	1.31	0.05

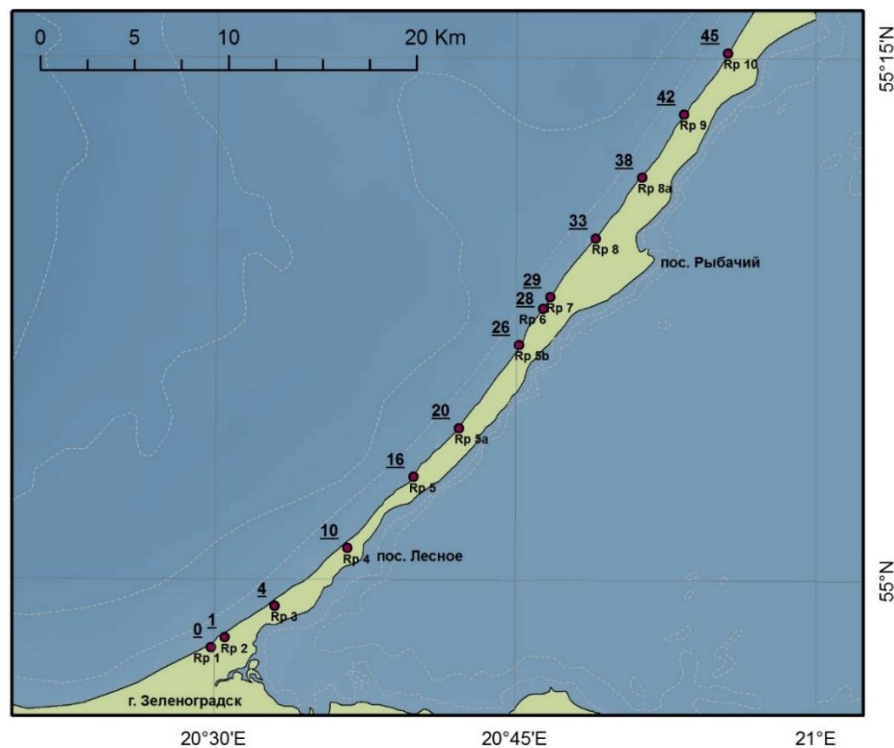


Рисунок 1.7 – Расположение точек мониторинга АО ИО РАН на Куршской косе, с их собственной нумерацией и расстоянием (км) от корневой части.

Вдоль побережья Куршской косы пляжи сложены хорошо сортированными среднезернистыми песками, с фракционным составом 0.1-0.5 мм. Содержание отдельных

фракций представлены в таблице 1.2. Среднее значение  $D_{50}$  составляет 0.42 мм. Межгодовое среднее значение  $D_{50}$  варьируется от 0.36 мм до 0.58 мм, с трендом на уменьшение средней размерности песка. Коэффициент сортировки песков также имеет тренд на уменьшение, свидетельствуя о уменьшении разброса размера зерен, составляющих пляжевые отложения.

Таблица 1.2 – Содержание отдельных фракций гранулометрического состава пляжевых песков

Фракция, мм	Максимум, %	Среднее, %	Минимум, %
Менее 0.25	36.52	11.24	1.62
0.25-0.5	92.43	70.6	32.7
0.5-1	65.41	15.52	0
Более 1	42.27	2.63	0

Не наблюдается существенного сезонного разброса характеристик гранулометрического состава, так  $D_{50}$  варьируется в пределах 0.4-0.43 мм в течение года, а сортировка несколько выше в летний период (1.06), снижаясь к осени (1.32). Таким образом, гранулометрический состав пляжевых песков достаточно гомогенен. Встречающиеся аномалии, с преобладанием крупнозернистых песков и включением гравия и гальки связаны с отдельными гидрометеорологическими ситуациями, при этом наиболее часто такие аномалии отмечены в районе 1-10 и 29-38 км Куршской косы, что отмечается пространственными экстремумами средних значений  $\sigma_{So}$  (0.25-0.27), а также рядом работ [Сергеев, 2015а; Krek et al., 2016; Бобыкина и др., 2017].

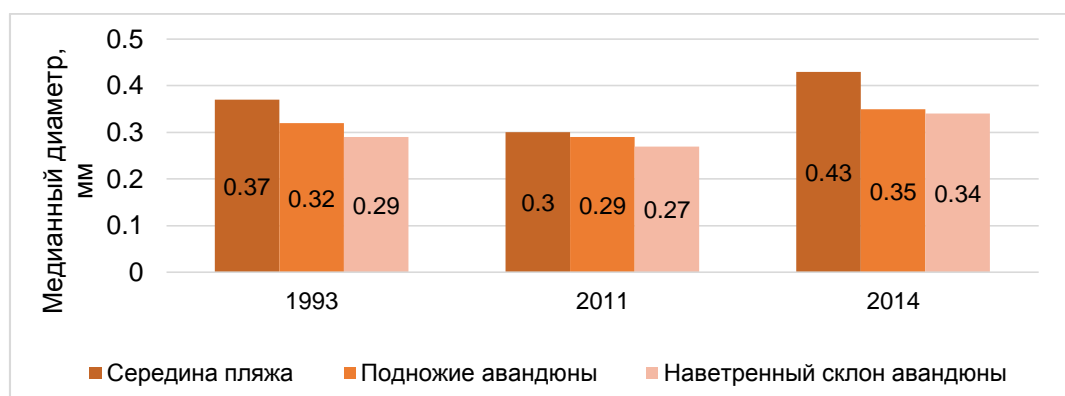


Рисунок 1.8 – Гранулометрический состав морфологических частей берега Куршской косы [Jarmalavičius, 2015]

Среднее значение  $D_{50}$  снижается вдоль профиля берега (Рисунок 1.8). Для подножия дюнного вала среднее значение  $D_{50}$  составляет 0.32 мм, снижаясь до 0.3 на наветренном склоне (вследствие снижения эффективных скоростей ветра). Пески дюнного вала Куршской косы сортированы лучше пляжевых отложений [Jarmalavičius, 2015].

Подводный береговой склон морской стороны Куршской косы имеет уклон от 1–2 градуса, с относительно выровненной поверхностью. В верхней части, подводный береговой склон осложнен подводными песчаными валами. Батиметрическая схема и схема уклонов подводного склона приведена на рисунке 1.9.

На прикорневом участке, до 12 км прослеживается один плохо развитый песчаный вал, на суглинисто-торфяном фундаменте. С 12 до 25 км косы наблюдаются два подводных вала, а далее вплоть до границы с Литвой находится три подводных вала [Тепляков и Болдырев, 2003].

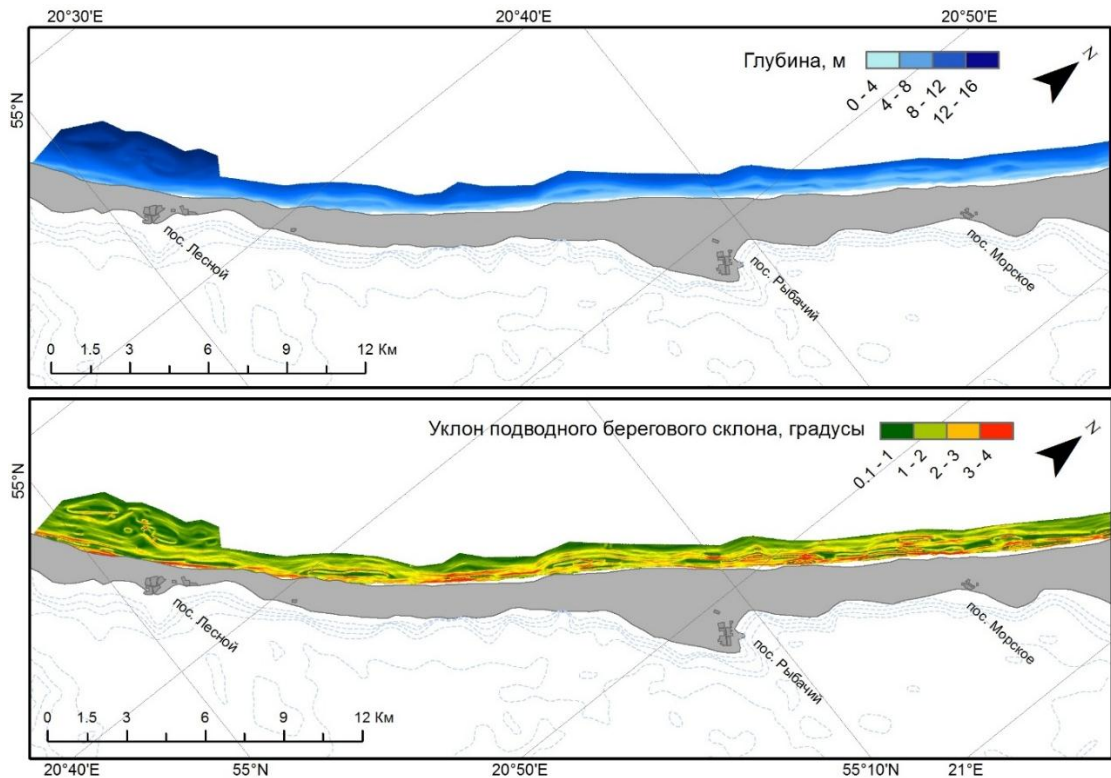


Рисунок 1.9 – Батиметрическая схема и схема уклонов подводного берегового склона

Подводный береговой склон в северной части Куршской косы, обычно, усложнен тремя валами и межваловыми ложбинами. Вала сложены однородными ( $S_o=1.2$ ), хорошо сортированными мелкозернистыми песчаными наносами ( $D_{50}$  0.16-0.17 мм). В межваловых ложбинах  $D_{50}$  0.8-0.6 мм, с худшей сортированностью (1.5-2.7).

В средней части косы на подводном склоне наблюдается 2-3 подводных вала.  $D_{50}$  на валах составляет 0.16-0.29 мм, в ложбинах 0.2-0.7 мм, сортированность относительно одинаковая (1.1-1.6). В южной части косы (ее основании), как было сказано ранее, наблюдается один песчаный вал сложенный более крупным материалом ( $D_{50}$  0.18-0.32 мм) [Кирлис, 1971]. В работе Кирлис и Мочекене [1975] отмечалось, что в межваловых ложбинах происходит размыв при штормах любой интенсивности и формируются вдольбереговые потоки. В зависимости от

гидрометеорологической обстановки амплитуда перемещения подводных валов изменяется в интервалах 10-25 м, для первого вала; 50-80 м для второго вала; 50-70 м для третьего вала [Гуделис и др, 1990]. Литологическая схема подводного склона Куршской косы приведена на схеме (рисунок 1.10)

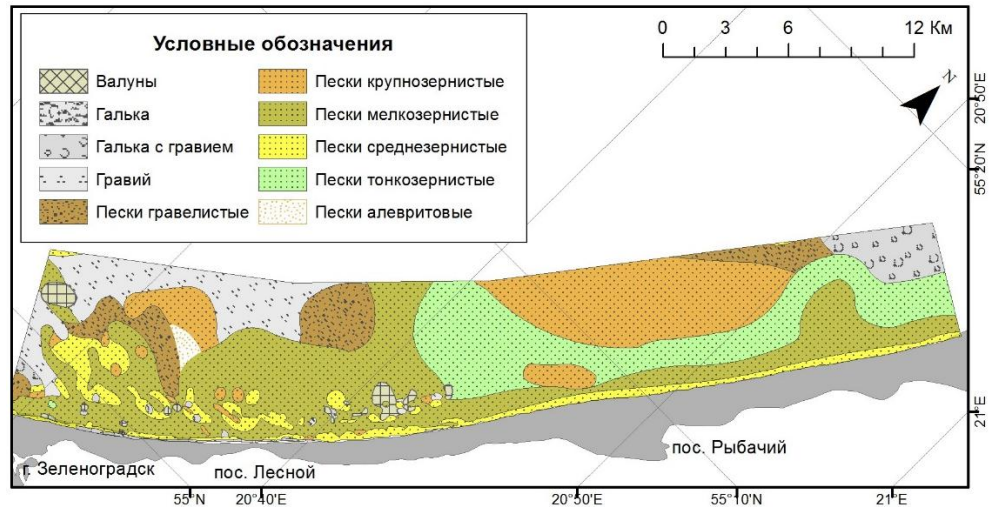


Рисунок 1.10 – Литологическая схема подводного склона Куршской косы.

На подводном береговом склоне Куршской косы за прилегающей к береговой линии узкой полосой песчаных наносов расположена широкая зона валунно-галечного и валунно-глибового бенча, образовавшегося при переработке моренных отложений [Гуделис, 1954; 1959; Леонтьев и др., 1985]. На участках выходов валунных суглинков, являющихся подводным продолжением конечно-моренной гряды, на дне наблюдаются линейно-вытянутые повышения. В южной части косы подводный склон до глубин 5-6 м сложен песками.

#### *Геоэкологические условия*

Ценность и геоэкологическая роль дюнного вала, его уязвимое положение, неоднократно подчеркивалась в эколого-геоморфологическом и социально-культурном контексте. При создании национального парка «Куршская коса» дюнный вал был выделен как природно-антропогенный объект экстремально высокой уязвимости, требующий постоянных восстановительных работ. В геоэкологическом ранжировании прибрежная дюна (дюнный вал) выделялся как сильно неустойчивый комплекс [Волкова, 1995]. На основе комплексных геоэкологических исследований прибрежно-морских эоловых комплексов Куршской косы ранее были выделены основные природно-антропогенные факторы их трансформации [Волкова, 1995; Шаплыгина, 2010; Шаплыгина и Волкова, 2013а, 2015]. Ветро-волновой режим, эоловые процессы, а также хозяйственная деятельность (в том числе рекреационная)

выделялись как наиболее значимые факторы, определяющие современную трансформацию прибрежных ландшафтов.

Хозяйственная деятельность, влияющая на состояние прибрежных ландшафтов, включает деятельность, связанную с освоением территории (строительные работы, организация приусадебных участков, а также интенсивное рекреационное использование дюнного вала [Шаплыгина и Волкова, 2013]. На рисунке 1.11 приведена схема относительной посещаемости морского берега Национального парка «Куршская коса», выполненная на основе анализа фотоснимков с координатной привязкой из баз социальных сетей.

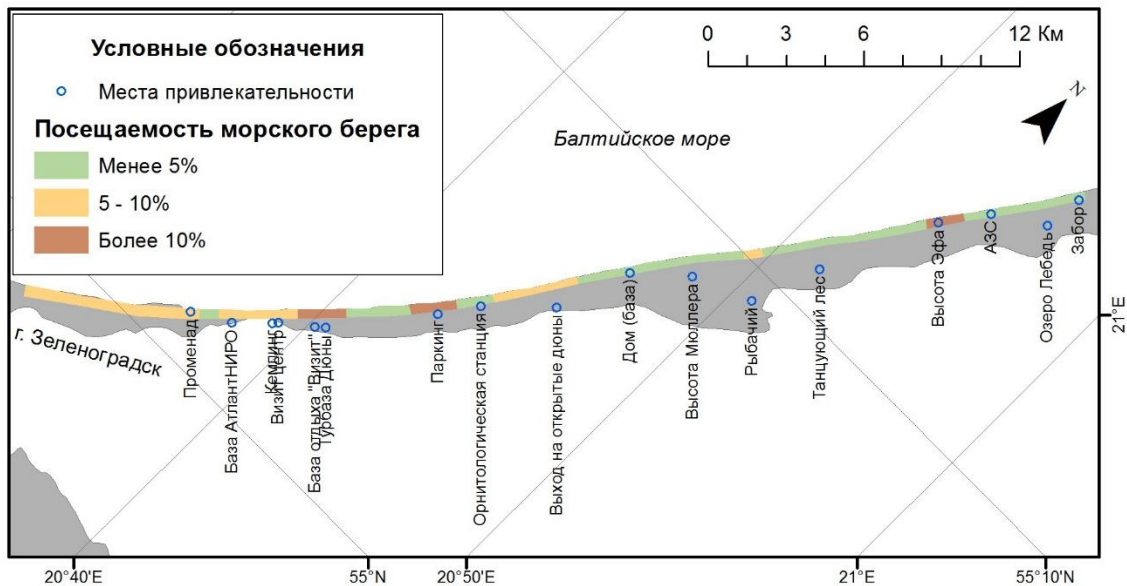


Рисунок 1.11 – Посещаемость морского берега Куршской косы

Дюнный вал почти на всем его протяжении осложнен котловинами дефляции, особенно характерными для подветренного склона [Стонт и Ульянова, 2018] (Рисунок 1.12). Размеры котловин в основном составляют 40-60 м, реже встречаются 80-100 м. Инвентаризация котловин показала увеличение их количества с 213 до 333 в период 2007-2014, что связывается с интенсификацией рекреационного использования морского берега косы (авторами сообщается о двукратном росте посетителей с 2007 по 2014 г., а пик посещаемости оценивается от 1 до 4-10 тыс. в день [Бурнашов и Карманов, 2016]. Посещаемость морского берега неравномерна и связана с расположением мест привлекательности (автомобильных парковок, баз отдыха, населенных пунктов, визит-центра).



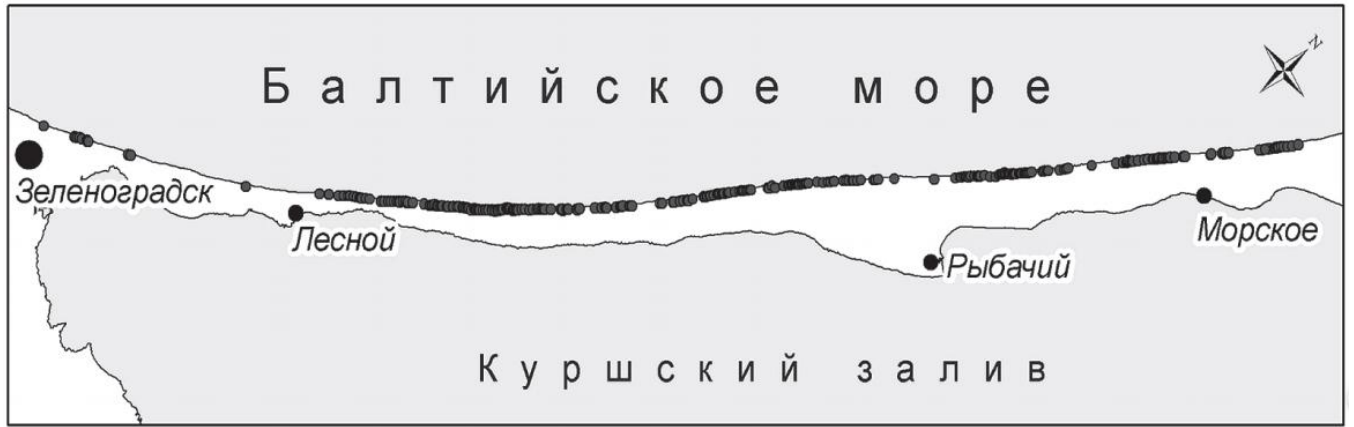


Рисунок 1.12 - Схема расположения котловин дефляции на дюнном валу Куршской косы  
[Бурнашов и Карманов, 2016]

Хозяйственная деятельность на морском берегу, также сопряжена с комплексом берегозащитных мероприятий, проводимых Национальным парком «Куршская коса» [Шаплыгина и Волкова, 2013]. Схема размещения участков восстановительных работ, по состоянию на 2019 г. приведена на рисунке 1.13.

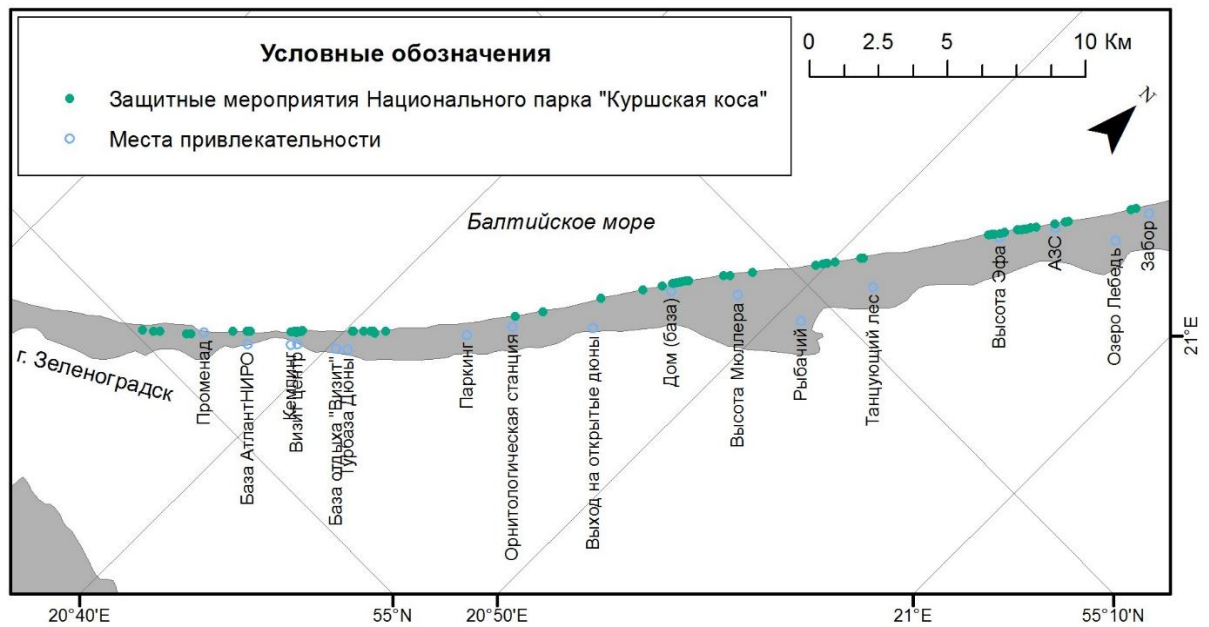


Рисунок 1.13 – Схема проводимых восстановительных мероприятий

Берегозащитные восстановительные мероприятия включают строительство и реконструкцию берегозащитных сооружений, направленных на закрепление дюнного вала и котловин выдувания с целью стабилизации, в основном, посредством устилания открытых участков лапником и ветвями, а также установкой пескоулавливающих конструкций, для поддержания функционального состояния [Шаплыгина и Волкова, 2013].

На дюнном валу, рекреационное использование связано с нарушением рельефа и активизацией дефляционных процессов, способствуя снижению естественной шероховатости поверхности при вытаптывании растительного покрова. Восстановительные и защитные мероприятия на дюнном валу и котловинах, напротив, направлены на искусственное увеличение шероховатости поверхности, для замедления приземных ветровых потоков, способствуя как предотвращению дефляции, так и созданию условий для естественной аккумуляции песков, при условии их обоснованного использования.

## 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Глава посвящена описанию используемых в работе методов исследования стимулирующих и лимитирующих факторов развития морского берега Куршской косы. Изменения систем прибрежной зоны морей происходит в условиях прямого и опосредованного воздействия широкого спектра процессов. Антропогенные изменения систем накладываются на их природные составляющие, вызывая необходимость разностороннего изучения факторов воздействия. Переход от описательных методов и форм рельефа к динамическому анализу и рельефообразующим процессам позволяет основывать геоэкологические оценки на объективных данных, анализировать связи для оптимизаций условий природопользования и устойчивого развития.

### 2.1. Гидрометеорологические данные и параметры

#### *Метеорологические данные*

Для целей настоящей работы были использованы данные по скорости и направлению ветра, полученные с использованием автоматической гидрометеорологической станции (АГМС), установленной на морской ледостойкой платформе (МЛСП) Дб. От рассматриваемых морфодинамических полигонов (14км и 42км) станция удалена на 26.6 и 15.8 км соответственно.

Измерения атмосферного давления (Р), гПа, количества выпавших осадков (г), мм, а также температуры воздуха (Т<sub>о</sub>), °С, относительной влажности воздуха (u), % получены с ГМС г. Клайпеда и пос. Нида. Дискретность данных Р и Т<sub>о</sub> составляет 3 часа, г – 12 часов.

Данные по уровню Балтийского моря получены с поста 86179 Пионерский (Калининградский ЦГМС). Дискретность данных составляет 12 часов (измерения в 6 и 18 часов). Ординар поста установлен на отметке 500 см БСВ1977.

#### *Ветровое волнение*

Ввиду отсутствия в районе исследования пунктов регулярного наблюдения за прибрежным волнением для целей данной работы было выполнено численное моделирование ветрового волнения с использованием волновой спектральной модели третьего поколения SWAN версии 41.20А [Booij et Al., 1999]. Модель создана специально для расчета параметров ветрового волнения в прибрежной зоне исходя из рельефа дна и скорости ветра. Модель SWAN для расчета параметров ветрового волнения в прибрежной зоне моря широко используется в

мире и доказала свою эффективность [Zijlema, 2010; Booij et Al., 1997; Van der Westhuysen, 2012]. С использованием данной модели в юго-восточной части Балтийского моря ранее производились расчеты различных параметров ветрового волнения [Cieřlikiewicz Et Al, 2017; Cieřlikiewicz and Herman, 2002; Kasiulis et al, 2017; Медведева и др., 2016а]. Модель была верифицирована для использования в Балтийском море [Медведева и др., 2016а; Медведева и др, 2016б], в том числе, в прибрежной зоне.

Поскольку пространственные размеры района находятся в пределах 16x27 км, а в непосредственной близости в открытом море находится действующий метеорологический пост, в качестве входных данных для расчетной модели используются данные по силе и направления ветра, полученные с АГМС МЛСП Дб. Результаты реанализа метеополей (например, NCEP/CFSR), как это используется в ряде работ [Kuturođlu V. et al., 2018; Akınar et al., 2017; Медведева и др., 2016а; Медведева и др., 2016б;] не использовались, поскольку покрывают исследуемый район лишь двумя ячейками, его RMSE, в сравнении с метеопостами, составляет 3.43-1.33 м\с [Sharp et. al., 2015].

Цифровая модель рельефа (рисунок 2.1а) дна была построена с использованием ESRI ArcGIS 10.0. Исходными данными служили объединенные батиметрические данные из различных источников: сечением 5 м. для глубин более 50 м [Gelumbauskaitė et al., 1999], сечением 1 м, построенным по морским планам ГУНиО, сечением 0.1-0.2 м до глубин 2 м (на основе собственных измерений).

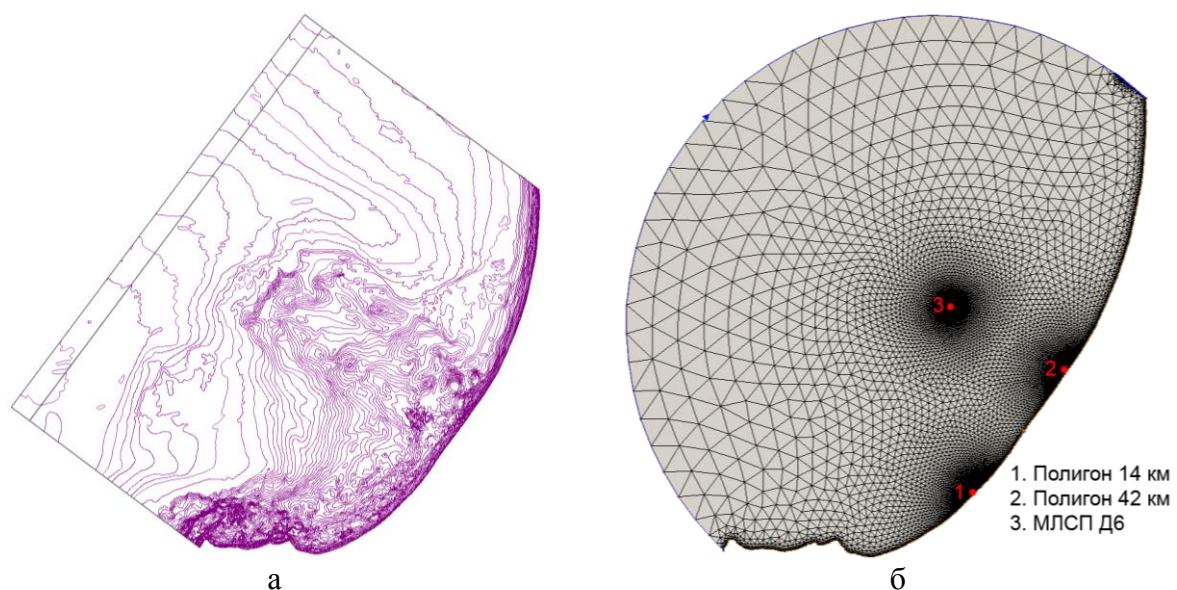


Рисунок 2.1 – а - исходные батиметрические данные для построения модели дна;

б – нерегулярная расчетная сетка ADCIRC

Для исследуемой области была построена нерегулярная расчетная сетка ADCIRC, с использованием программы SMS 11 (рисунок 2.1б). Конечно элементная сетка выполнена триангуляцией [Legrand et. al., 2000] (образована сетью непересекающихся треугольников). Треугольная сетка хорошо аппроксимирует кривую береговой линии, поскольку количество узлов рассчитывается исходя из количества точек на береговой линии. В областях интереса (морфодинамические полигоны, МЛСП Д6) расчетная сетка сгущена (использовался метод raving) для лучшего отображения рельефа дна, в особенности, вблизи береговой линии. Вблизи полигонов, а также у МЛСП Д6 шаг сетки составляет 30-100 м, в глубоководной открытой части сетка разряжена до шага 1-5 км. Радиус окружности расчетной сетки выбран таким образом, чтобы длина разгона ветровых волн могла составлять не менее 180 км. Всего расчетная сетка состоит из 74597 расчетных узлов.

Параметры моделирования: координаты прямоугольные, зональные WGS84 UTM34N, режим GEN3, со следующими параметрами: экспоненциальная схема роста Komen [Komen et al., 1984] с включенным правилом Agrow [Cavaleri and Malanotte-Rizzoli, 1981]. Донное трение принято Friction Jonswap Constant cf 0.067 [Hasselmann, 1973]. Включены процессы: забурунивание по Komen et al. [1984]; трехкомпонентное волновое взаимодействие, разрушение волн. Выходные данные в модели общего расчета формируются в виде файла граничных условий и волнового спектра для вложенного моделирования (nestout), а также таблицы с параметрами волнения [SWAN team et al., 2018]. Моделирование выполнялось для временного промежутка 15.09.2014-10.04.2018, с шагом по времени 3 часа, охватывая весь рассматриваемый период морфодинамических наблюдений на полигонах.

#### *Расчет характеристик волнового наката*

Волновой накат можно охарактеризовать как вертикальную дистанцию (высоту) набега волны на поверхность пляжа или сооружения (над условной поверхностью уровня моря) [Sorensen, 2005]. В общем виде волновой накат характеризуется соотношением, известным как число Иррибаррена [Irribarren and Nogales, 1949; Battjes, 1975] и широко используется для расчета волнового наката на пляжи и береговые структуры.

Появление общих эмпирических и эмпирико-аналитических закономерностей и моделей расчета характеристик волнового наката позволили произвести их региональные адаптации, в том числе и для юго-восточной части Балтийского моря. Paprotny et. al. [2014] на основе GNSS измерений, и съемок видеокамерой (667 событий) произвел калибровку модели Mase [1989] для расчета волнового наката на пологие песчаные пляжи (2.1).

$$R_{2\%} = 1.29H_s \left( \frac{\tan\beta}{\sqrt{\frac{H_s}{L}}} \right)^{0.72} \quad (2.1)$$

Расчет по модели производился с заменой расчетной длины волны  $L = \frac{gT^2}{2\pi}$ , на длину волны, полученную в ходе численного моделирования ветрового волнения.

### *Интегральные индексы штормового воздействия*

Для характеристики штормового воздействия на береговую систему ввиду высокого энергетического потенциала штормов разработан и апробирован широкий ряд характеристик, которые отражают интегральную интенсивность события. Как было описано ранее, штормовое воздействие на берег чаще всего характеризуется высотой значительных волн, высотой штормового нагона, длительностью шторма и др. В связи с этим несколько интегральных величин будут использованы в данной работе для характеристики тех событий, которые происходили в периодах наблюдений НЛС.

Для характеристики энергии шторма Mendoza and Jiménez [2006] был предложен индекс «энергетического содержания», определяющийся как  $Emj = \int_{T_1}^{T_2} H_s^2 dT$ , индекс следует подходу Dolan and Davis [1992], за исключением используемого квадрата высоты значительных волн, добавленный с целью избежать недооценку первых и переоценку последних значений.

Поскольку длительность и магнитуда штормового нагона, а также высота волн соотносятся с силой береговой эрозии, Zhang et al. [2001] был предложен «индекс потенциала штормовой эрозии», сочетающий штормовой нагон (величины, превышающие два стандартных отклонения) и уровень астрономического прилива. Ввиду того что потенциальная эрозия зависит не только от интенсивности и продолжительности события, но и от эффективного уровня моря [Chaverot et al., 2006]. Эффективный уровень – это уровень, достигающий высоты подножия прибрежной дюны. Для приливных морей – это, обычно, сочетание астрономического и штормового нагонов [Pugh and Vassie, 1979]. Индекс восприимчивости к штормовой эрозии (storm erosion susceptibility index) – SESI может быть определен как (2.2):

$$SESI = (Zft - SWL) \times H_s \times D \quad (2.2)$$

Где  $Zft$  – высота подножия авандюны;  $SWL$  – уровень моря;  $D$  – продолжительность шторма. [Chaverot et al., 2006; Montreuil, 2012]. Для бесприливного моря уровень определяется высотой ветрового нагона либо сгона. С целью определения максимального индекса восприимчивости к штормовой эрозии, при расчете можно использовать высоту волнового наката  $R_{2\%}$ , получив полный уровень моря ( $SWL + R_{2\%}$ ). [Montreuil, 2012].

В связи с тем, что в отдельные периоды измерений НЛС могло происходить несколько штормовых событий – необходимо учитывать и их кумулятивный эффект. В работах Ferreira [2005], Claudino-Sales et al. [2008], Karunarathna et al. [2014], Splinter et al. [2014], Danchenkov and Belov [2019] показано, что кумулятивный эффект нескольких слабых штормов может превосходить эффект одного серьезного шторма. Кумулятивный индекс SESI можно получить суммой индексов SESI всех событий в периоде.

#### *Ветровой перенос песчаного материала*

Ветровой режим или количество ветровой энергии, а также изменчивость её направлений оказывает значимое влияние на формирование эоловых форм рельефа. В частности, частота, сила и интенсивность направленного деятельного ветрового потока известны как основные факторы формирования дюн и их морфодинамики. [Pearce and Walker, 2005; Tsoar, 1989]. Метеорологические наблюдения часто используются для оценки потенциала перемещения песчаного материала для областей, где развиты эоловые процессы. В сути оценки количества эффективных к эоловому переносу ветров метода лежит расчет частоты и силы ветров, превышающих критическую скорость. Критическая скорость ветра  $V_{th}$  рассчитана по уравнению Багнольда:

$$V_{th} = 0.1 * \left[gd \left(\frac{\rho_s - \rho_a}{\rho_a}\right)\right]^{0.5} \quad (2.3)$$

Где 0.1 – эмпирическая константа [Bagnold, 1954];  $\rho_s$  – плотность песка, кг\м<sup>3</sup>;  $\rho_a$  – плотность воздуха; g – ускорение свободного падения (9.81 м\с<sup>2</sup>); d – медианный диаметр песка.;

В стандартную методику оценки количества эффективных к эоловому переносу ветров [Fryberger and Dean, 1979] был внесен ряд изменений:

1. Критические скорости ветра  $V_{th}$  рассчитываются с учетом плотности воздуха в связи с атмосферным давлением, температурой воздуха и относительной влажностью;
2. Используются только те измерения, в которых сумма осадков за предшествующие 5 дней была менее 6 мм [Hojan, 2009; Hojan and Wieclaw, 2014; Stont et al., 2016];
3. Классы направлений и скоростей ветров используются согласно рекомендациям Pearce and Walker [2005];

Расчет критической скорости ветра  $V_{th}$  производился при переменной  $\rho_a$ , которая определялась из следствия закона Клайперона  $\rho_a = P/RT_B$ , Где P – атмосферное давление, R – удельная газовая постоянная (287 Дж/кг К);  $T_B$  – виртуальная температура (температура, которую должен иметь сухой воздух, чтобы его плотность равнялась плотности влажного воздуха). Виртуальная температура  $T_B = T_o + 0.378 \frac{e}{P}$ , где e относительная влажность воздуха

$e = \frac{uE}{100}$ ,  $E$  - парциальное давление насыщенного пара может быть упрощенно получено аппроксимационной кривой  $E=6.4314e^{0.0633T_0}$ ;  $R^2=0.998$  по справочным значениям [Волков и Жарский, 2005]. Вследствие изменений метеорологических условий  $P$ ,  $T_0$ ,  $u$  -  $V_{th}$  варьируется от 5.3 до 5.9 м\с м\с (размах вариации 0.6 м\с).

## **2.2. Измерения наземного лазерного сканирования, анализ цифровых моделей, природной и антропогенной шероховатости**

### *Топографическая съемка методом наземного лазерного сканирования*

Для получения топографические данные в береговой зоне моря на участках наблюдений за изменениями береговых систем использовалась технология наземного лазерного сканирования. Наземное лазерное сканирование (НЛС) – технология получения пространственных данных, основанная на методе LiDAR, использующая свойство лазерного излучения для записи и цифрового воспроизведения основных свойств поверхности в локальном масштабе [Lichti et. al., 2008; Tao et. al., 2008].

Совокупность указанных свойств технологии для изучения пространственной гетерогенности делает ее средством для изучения морфодинамики береговых форм рельефа, в том числе в микромасштабе [Fairley et al., 2016]. Высокая плотность измерений, в частности, вызывает высокую доверительность результатов измерений. НЛС ранее использовалась лишь в нескольких работах по изучению береговых фестонов [van Gaalen et al., 2011], зачаточных дюн [Nield et al., 2011; Montreuil et al., 2013], и прибрежных дюн [Volkova et al., 2017; Fabbri et al., 2017] и в более обширном количестве исследований береговых уступов и клифов [Poulton et al., 2006; Whitworth et al., 2006; Lim et al., 2011; Martino and Mazzanti, 2014; Sergeev et al., 2018].

Результатом измерений НЛС является множество точек, расположенных в местах отражения от объектов в области, доступной для станции (для модели, используемой в настоящей работе заявленный эффективный радиус – 150 м, реальный – до 250 м). Для привязки станций НЛС использовалась GNSS антенна TOPCON GR-5, связанная со стационарной базовой станцией GNSS, установленной в г. Калининград, по интернет соединению. В ходе всех производимых измерений использовалась только одна базовая станция. Измерение координат станций НЛС, а также марок выполнялось до достижения точности не менее 4 мм, как для плановых координат, так и для высотных отметок.

Для постобработки результатов в единую систему измерения наземного лазерного сканера и GNSS приемника загружались в специализированное ПО TOPCON ScanMaster 2.5



(сер. ном. #303). В программе ScanMaster производилось соответствие измеренной позиции марки обратной засечки, а также позиции точек стояния станции НЛС координатам, полученным измерениями GNSS. В результате отдельные измерения на станциях сводятся в единую систему, формируя цельное облако точек измерений. Полярные координаты измерений НЛС пересчитываются в прямоугольную координатную систему (МСК-39), используя 7 параметрическое преобразование Гельмерта [Osada et al., 2017]. Это позволяет совмещать облака точек, полученные в ходе многократных измерений на одних и тех же полигонах для оценки их динамики во времени.

#### *Подготовка результатов НЛС и реконструкция цифровых моделей рельефа*

После объединения и координатной привязки проводится обработка облака точек. Обобщенная последовательность подготовки результатов НЛС, предложенная в работе Momm et al. [2011] актуальна и для проведения аналогичных процедур, применимо к цифровым моделям рельефа береговой зоны. Схема включает в себя следующие этапы:

1. Перекрестная проверка индивидуальных сканов, находящихся в пространственном пересечении, позволяющая оценить согласованность измерений в области пересечения.
2. Оценка средней плотности измерений на участке индивидуального скана, и сравнение с иным участком, находящимся в пространственном пересечении.
3. Оценка среднего расстояния между ближайшими точками измерений, позволяющее оценить качество покрытия измерениями, а также определить участки с недостаточным числом измерений.
4. Упрощение (Thinning), посредством уменьшения числа точек в квадрате измерений (в первую очередь удалению подлежат точки с наибольшим превышением минимальной высоты в квадрате).
5. Удаление выбросов (Outliers Removal) позволяет произвести очистку шумовых измерений, или выброшенных точек.
6. Сглаживание и реконструкция поверхности, необходимое для отображения исследуемой местности в виде полноценной модели.

Последующая обработка и подготовка цифровых моделей выполнялась в ГИС Esri ArcGIS 10.0, куда были загружены облака точек в формате ASCII, а затем преобразованы в формат Esri Shapefile. Для сглаживания модели поверхности и устранения малых шумов использовался метод локальных полиномов (LPI), относящийся к детерминистским методам, основанным на предположении о наличии аналитических зависимостей между значениями в пространстве. Предполагается, что данные описываются некоторой аналитической функцией, определенной в некотором пространстве  $S$ ;  $(F(x, \lambda) \in S$ , где  $\lambda$  – внутренние параметры модели).

Полиномиальные методы детерминистской группы в качестве такой функции используют полином, определяемый в некоторой точке, например для точки  $i$  с координатами  $(x, y)$  функция  $F(x, y) = P_n(x, y)$ , где  $P_n$  – полином  $n$ -ой степени. В наиболее часто встречаемом двумерном случае используются полиномы первого  $P^1 = a + bx + cy$  и второго порядков  $P^2 = a + bx + cy + dxy + ex^2 + jy^2$  [Демьянов и Савельева, 2010].

Важной особенностью метода локальных полиномов является аппроксимация полинома не ко всем точкам измерений, а в рамках небольших областей данных. Расчет коэффициентов полинома в этом случае производится в пределах небольшого участка поверхности, где, обычно, достаточно низкая вариация значений исходных данных. Это позволяет добиться достаточно точной аппроксимации полиномами первых двух порядков. При этом, методом не реализуется принцип несмещенности оценки (значения в точках измерений и предсказанные значения в этих же точках, в среднем, должны быть равны).

$$E\{f_p(x_i, y_i) - f(x_i, y_i)\} \neq 0 \quad (2.4)$$

Где,  $f_p(x_i, y_i)$  – прогнозируемое значение в точке  $(x_i, y_i)$ ;  $f(x_i, y_i)$  – измеренное значение в точке  $(x_i, y_i)$

Данная особенность метода позволяет осуществлять сглаживание локальных микровариаций данных измерений, а также точек измерений, имеющие экстремальные значения и не характерных для небольшого локального участка (чаще всего это единичные или малочисленные локальные значения, возникающие при съемке посторонних объектов – мелкой растительности и пр., не имеющих прямого отношения к морфологическим формам, оставшиеся после ручной очистки облаков точек). Построение большого числа поверхностей полиномов на локальных участках исследуемых объектов позволяют достаточно точно описать их форму и сохранить морфометрические характеристики. Результатом работы инструмента LPI является поверхность-множество полиномов полученных локальной аппроксимацией облака точек и содержащее значение скорректированной высоты  $f_p$ , а также СКО для каждой точки облака точек. Это позволяет отфильтровать значения с большими значениями СКО, исключив их из итогового облака точек. Построение цифровых моделей рельефа осуществлялось по обработанным LPI облакам точек с использованием инструмента Natural neighbor, что обусловлено высокой плотностью исходных данных. Инструмент реализует метод Естественного соседства и базируется на триангуляции Делоне для дискретных данных [Sibson, 1981]. Построение регулярной цифровой модели рельефа осуществляется с ячейкой 0.1 м (0.01 м<sup>2</sup>).

*Базовые расчеты изменений дюнного вала, характеристик  
природной и антропогенной шероховатости*

Волюметрический расчет изменений является первой задачей при оценке развития форм рельефа во времени под действием как природных, так и антропогенных факторов [Williams, 2012]. Определение изменений [James et al., 2012] может быть реализовано волюметрически, при использовании цифровых моделей рельефа (ЦМР) [Wheaton et al., 2010]. Так, волюметрическое определение изменений возможно при использовании цифровых моделей, имеющих одинаковую геодезическую привязку. Обобщенно принцип представлен на рисунке 2.2.

Получение цифровой модели разницы, в таком случае, возможно вычитанием ЦМР, полученной в более ранний момент времени из ЦМР, полученной в более поздний момент времени [Bannister et al., 1998]:

$$\delta E = Z_2 - Z_1 \quad (2.5)$$

Где:  $\delta E$  – цифровая модель отображающая изменения в высотных отметках,  $Z_1$  – цифровая модель рельефа, полученная в более ранний промежуток времени,  $Z_2$  – цифровая модель, полученная в более поздний промежуток времени.

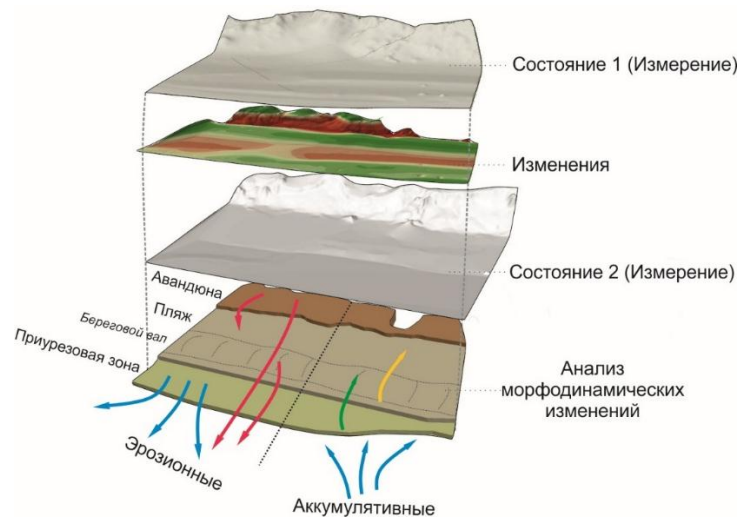


Рисунок 2.2 – Обобщенный принцип волюметрического определения динамики дюнного вала.

Данный подход нашел широкое применение в различных направлениях наук о Земле в связи с развитием современных средств получения топографических данных (НЛС, аэросканирование, аэрофотосъемка с использованием БПЛА) и др. В ряде работ по изучение береговой зоны методом НЛС также неоднократно использовалась в том числе Rosser et al. [2005], Hobbs et al. [2010], Fabbri et al. [2017] и др.

Поскольку цифровая модель рельефа grid основана на регулярной сетке, то есть, одна ячейка сетки характеризует высотную отметку, перейти от изменений в высотных отметках к объему можно добавив в уравнение 2.5 размер ячейки  $c$ , тогда (2.6):

$$\delta V = (Z_2 - Z_1) * c^2 \quad (2.6)$$

Где  $\delta V$  – цифровая модель отображающая изменения в объеме ячейки,  $Z_1$  – цифровая модель рельефа, полученная в более ранний промежуток времени,  $Z_2$  – цифровая модель рельефа, полученная в более поздний промежуток времени,  $c$  – размер ячейки цифровой модели рельефа.

Для получения количественных характеристик формы рельефа, особенно значимых при проведении геоэкологических исследований на морском берегу, наиболее часто используется методический аппарат геоморфометрии [Pike, 1995; 2000; 2009]. Поскольку методы геоморфометрии могут быть применены в различных масштабах [Dehn et al., 2001] возможно их использование для характеристики цифровых моделей полученных НЛС [Baltensweiler et al., 2017].

Базовые уравнения для расчета геоморфометрических величин были представлены Evans [1980]. Наибольшее распространение получили уточнения уравнений, полученные Zevenbergen and Thorne [1987], не смотря на их высокую чувствительность [Schmidt et al., 2003]. При этом алгоритм имеет высокую достоверность и эффективность расчетов [Zhou and Liu, 2004; Rodríguez and Suárez, 2010]. Путем приближения полиномиальной поверхности четвертого порядка к значениям высот ЦМР были получены методы расчета уклонов и кривизны. Обработка выполнялась скользящим окном 3x3 ячейки, с центром в ячейке, для которой производился расчет (рисунок 2.3).

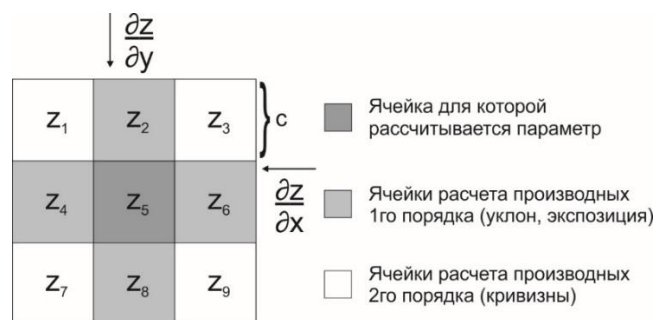


Рисунок 2.3 – Схема определения геоморфометрических параметров [Zevenbergen and Thorne, 1987].

Геоморфометрический анализ ЦМР строится на следующих исходных положениях:

1. Формализация поверхности
2. Расчет показателей с учетом близлежащих точек

Анализ окружающих значений позволяет количественно описать связь между рассматриваемой точкой поверхности рельефа и ее ближайшим окружением, используя

скользящее окно (рисунок 2.3). Это окно двигаясь вдоль цифровой модели рельефа последовательно применяет к каждой ячейке математическую операцию, при этом полиномом аппроксимируется не вся модель, а только ее участок в пределах скользящего окна. В алгоритме Zevenbergen and Thorne [1987] для аппроксимации используется многочлен формы (2.7):

$$z = I + Hx + Gy + Fxy + Ex^2 + Dy^2 + Cxy^2 + Bx^2y + Ax^2y^2 \quad (2.7)$$

Где параметры A...I определены из 9 значений высот скользящего окна 3x3 по методу Лагранжа [Zevenbergen and Thorne, 1987, уравнения 3-11].

На основе производных первого порядка рассчитываются параметры уклона и экспозиции поверхности. Оба параметра характеризуют градиент изменения высоты – величину (уклон) и направление (экспозицию). Уклон выражает угол наклона плоскости касательной к поверхности рельефа и может быть получен:

$$slope = \tan^{-1} \left( \sqrt{\left(\frac{dz}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dz}{dy}\right)^2} \right) = \tan^{-1} \left( \sqrt{\left(\frac{z_6 - z_4}{2c}\right)^2 + \left(\frac{z_2 - z_8}{2c}\right)^2} \right) \quad (2.8)$$

Где  $z_{2..8}$  - высота в ячейках ЦМР,  $c$  – размер ячейки.

Экспозиция, выражающая азимут максимального градиента рельефа может быть получена (в случае, если отсчет ведется по часовой стрелке от северного направления) [Gallant and Wilson, 1996]:

$$aspect = - \tan^{-1} \left( \frac{dz/dx}{dz/dy} \right) = 180^\circ - \tan^{-1} \left( \frac{\pm \left(\frac{z_6 - z_4}{2c}\right)}{\pm \left(\frac{z_2 - z_8}{2c}\right)} \right) + 90^\circ \frac{\pm \left(\frac{z_2 - z_8}{2c}\right)}{\left|\frac{z_2 - z_8}{2c}\right|} \quad (2.9)$$

На основе производных второго порядка производится характеристика рельефа по вогнутости и выгнутости его форм. Форма поверхности описывается системой морфометрических кривизн, из которых наиболее часто используется плановая, профильная и средняя кривизны [Shary, 1995].

Плановая кривизна характеризует форму поверхности вдоль линии, перпендикулярной к экспозиции и может быть определена (2.10):

$$PlC = \frac{\left(\frac{dz}{dy}\right)^2 \left(\frac{d^2z}{dx^2}\right) - 2 \frac{dz}{dx} \frac{dz}{dy} \frac{d^2z}{dx dy} + \left(\frac{dz}{dx}\right)^2 \left(\frac{d^2z}{dy^2}\right)}{\sqrt{\left(\left(\frac{dz}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dz}{dy}\right)^2\right)^3}} = \frac{-2 \left( \left[ \frac{z_6 + z_4}{c^2} - z_5 \right] \left(\frac{z_2 - z_8}{2c}\right)^2 + \left[ \frac{z_2 + z_8}{c^2} - z_5 \right] \left(\frac{z_6 - z_4}{2c}\right)^2 - \frac{(z_3 - z_1 + z_7 - z_9)}{4c^2} \left(\frac{z_6 - z_4}{2c}\right) \left(\frac{z_2 - z_8}{2c}\right) \right)}{\sqrt{\left(\left(\frac{z_6 - z_4}{2c}\right)^2 + \left(\frac{z_2 - z_8}{2c}\right)^2\right)^3}} \quad (2.10)$$

Профильная кривизна характеризует форму вдоль линии, образованной пересечением поверхности рельефа и вертикальной плоскости, может быть определена как (2.11):

$$PrC = \frac{\left(\frac{dz}{dy}\right)^2 \left(\frac{d^2z}{dx^2}\right) - 2 \frac{dz}{dx} \frac{dz}{dy} \frac{d^2z}{dx dy} + \left(\frac{dz}{dx}\right)^2 \left(\frac{d^2z}{dy^2}\right)}{\left(\left(\frac{dz}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dz}{dy}\right)^2\right) \sqrt{\left(1 + \left(\frac{dz}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dz}{dy}\right)^2\right)^3}} = \frac{-2 \left( \left[ \frac{z_6 + z_4}{c^2} - z_5 \right] \left(\frac{z_6 - z_4}{2c}\right)^2 + \left[ \frac{z_2 + z_8}{c^2} - z_5 \right] \left(\frac{z_2 - z_8}{2c}\right)^2 - \frac{(z_3 - z_1 + z_7 - z_9)}{4c^2} \left(\frac{z_6 - z_4}{2c}\right) \left(\frac{z_2 - z_8}{2c}\right) \right)}{\left(\frac{z_6 - z_4}{2c}\right)^2 + \left(\frac{z_2 - z_8}{2c}\right)^2 \sqrt{\left(1 + \left(\frac{z_6 - z_4}{2c}\right)^2 + \left(\frac{z_2 - z_8}{2c}\right)^2\right)^3}} \quad (2.11)$$

Показатель общей кривизны обобщает кривизну поверхности во всех направлениях. Средняя кривизна может быть описана как совокупность плановой и профильной кривизн,

характеризующая выгнутые участки положительными значениями, а вогнутые отрицательными. По Olaya [2009] средняя кривизна может быть определена как (2.12):

$$Cu = \frac{PrC+PlC}{2} \quad (2.12)$$

Относительная локальная вертикальная расчлененность поверхности, характеризующая важнейший параметр для оценки антропогенных факторов развития дюнного вала, может быть также охарактеризована с использованием совокупного анализа соседних с расчетной ячеек. Для определения гетерогенности поверхности Riley et. al. [1999] предложен топографический индекс расчлененности (TRI) (шероховатости), характеризующий средний перепад высот между центральной ячейкой и смежными (2.13).

$$TRI = \sqrt{\sum(z_5 - z_n)^2} \quad (2.13)$$

Где:  $z_n$  – соседние ячейки с ячейкой  $z_5$ .

Шероховатость поверхности, характеризует совокупность неровностей поверхности, с малым шагом длины между этими неровностями. При антропогенном воздействии на поверхность дюнного вала, происходят изменения шероховатости его поверхности, вследствие деградации растительности, установки пескоудерживающих сооружений и навалов ветвей.

#### *Получение аэрофотопланов с использованием БПЛА*

Использование беспилотного летательного аппарата (БПЛА) было обусловлено необходимостью дополнения результатов НЛС дополнительным источником информации о морфологии дюнного вала и пляжей для последующего морфологического зонирования. БПЛА уже зарекомендовали себя как хорошее средство картирования небольших площадей, к которым можно отнести береговую зону [Remondino et al., 2011; Turner, 2012; Gonçalves and Henriques, 2015]

Для данной работы использовался DJI Phantom 4, относящийся к БПЛА потребительского уровня. DJI Phantom 4 имеет следующие характеристики – квадрокоптер (4 винта); максимальная скорость набора высоты - 6 м/с; максимальная скорость полета - 20 м/с; встроенные датчики - GPS, ГЛОНАСС. Для координирования аэрофотосъемки использовалась система наземных контрольных точек (GCP) из пяти мишеней - четыре мишени располагались на углах участка и одна в центре. Расстояние между ближайшими мишенями составляла 40-70 метров. Для небольших участков съемок пять GCP достаточно для проведения ориентировки съемки. [Nocerino et. al., 2013]. Для работ по аэрофотографированию использовались заранее изготовленные мишени. Определение координат мишеней производилась с использованием спутникового геодезического оборудования TOPCON GR-5 в режиме RTK (Рисунок 2.4В). Точность определения плановых координат составляла 0,01 м, высотных 0,015 м.

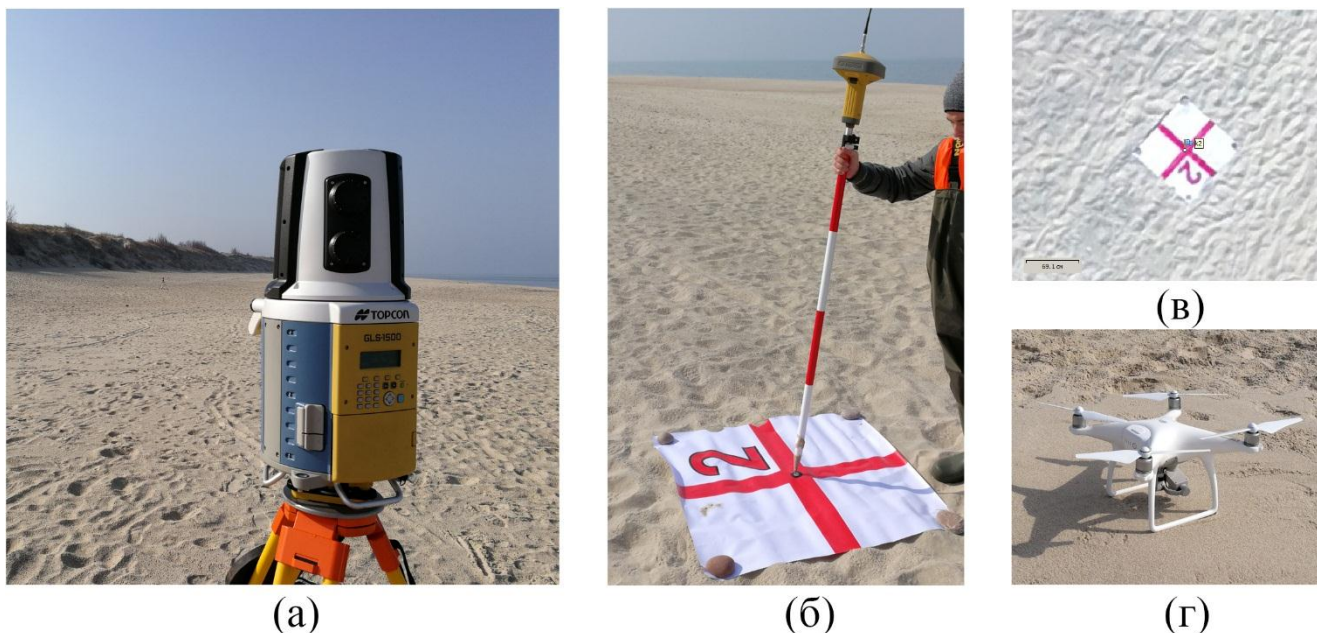


Рисунок 2.4 – а - TOPCON GLS-1500 во время сканирования; б - Наземная мишень №2 и подготовка к получению её координат с использованием TOPCON GR-5; в – Та же мишень на аэроортофото; г – DJI Phantom 4 перед полетной миссией

Постобработка собранных в ходе миссии БПЛА данных проводилась с использованием ПО Agisoft PhotoScan, которое позволяет получать различные цифровые продукты через фотограмметрический анализ цифровых изображений (ортофотографии, цифровые модели).

Обработка цифровых изображений по результатам миссий БПЛА производилась в системе WGS84 UTM34N по стандартному рабочему алгоритму. Географическая привязка осуществлялась в ручном режиме, методом прямого соответствия GCP съемки с их положениями на фотографиях. Такой способ более точен чем привязка готового облака точек к координатной системе [Turner et al., 2012]. На каждой аэрофотографии был выполнен визуальный поиск и расстановка маркеров на наземных мишенях в соответствии с нумерацией. После привязки и оптимизации положения камер были сгенерированы ортомозаики для последующей передачи в ESRI ArcGIS 10.0 в формате GeoTiff.

#### *Моделирование динамики надводной части пляжа*

Дюнный вал и пляж функционируют в единой морфодинамической системе. Ширина и мощность пляжевой бермы влияет на высоту волнового наката, глубину проникновения волн, соответственно на доступную полосу насыщения ветропесчаного потока. Поскольку измерения НЛС в настоящей работе охватывают временные периоды от 4 до 145 дней (в среднем 35-38 дней), ширина надводной части пляжа доступна только на начало и конец рассматриваемого периода и полноценно учесть её изменения в периоде, вследствие штормовых воздействий не

представляется возможным. Возможно определить только флуктуации, связанные с изменением уровня моря, а также с высотой волнового наката, без учета вызванных этими процессами морфолитодинамических изменений. При этом, изменения в морфологии пляжевой бермы (уклонов, относительной толщины) влияют и на качество определения гидродинамических условий. С целью определения и учета описанных изменений ширины надводной части пляжа в периодах была выполнено моделирование динамики пляжей моделью XBeach.

Модель XBeach была представлена в 2009 г. Roelvink et al. [2009], как модель симуляции пляжа в высокоэнергетических условиях. Не смотря на то, что XBeach относительно новая модель (последний стабильный релиз - версия 1.23.5527 от 09.11.2018), она основана на ряде существующих и апробированных наработок и зависимостей [например van Rijn and Wijnberg, 1996; Reniers et al., 2004; van Rijn, 2009]. К настоящему времени является одной из наиболее широко используемых моделей для симуляции размыва пляжа. Модель была неоднократно верифицирована в сравнении с рядом полевых исследований. Применение модели для моделирования динамики песчаных пляжей обсуждалась в Roelvink et al. [2009]; Bolle et al. [2010]; Pender et al. [2013]; Roelvink et al. [2018]. В настоящей работе для моделирования ширины пляжа используются параметры XBeach по Pender and Karunarathna [2013] для моделирования на долгосрочный период ( $\text{morfac} = 5$ ;  $\text{facSk} = 0.375$  (0.1);  $\text{facAs} = 0.7$ (0.8)). В качестве входных данных использовались профили надводной части пляжа по измерениям НЛС из начальной съемки в периоде. В качестве форсинга используются данные моделирования ветрового волнения по данным МЛСП Д6, а также данные по уровню моря (порт Пионерский). Шаг моделирования составил 3 часа, выходные параметры – отметки высот профиля пляжа.



### 2.3. Используемые материалы топографических съемок НЛС

Современные технологии получения топографических данных позволяют выполнять пространственно-временной анализ по результатам мониторинговых наблюдений за системой пляжа-дюнного вала. Трехмерные цифровые модели рельефа широко используются для расчета изменения объемов прибрежных дюн как за короткие периоды (масштаб дней), так и за периоды средней продолжительности (масштаб месяцев) для исследования процессов и паттернов распределения песчаных наносов в системе пляжа-прибрежной дюны. Топографические измерения НЛС для задач настоящей работы выполнялись на двух полигонах и котловине выдувания (рисунок 2.5, расположенных на 14 и 42 километре Куршской косы (ор-р. Визит-центр «Музейный комплекс», и Высота Эфа (экологическая тропа), соответственно и 4 километре Вислинской косы).

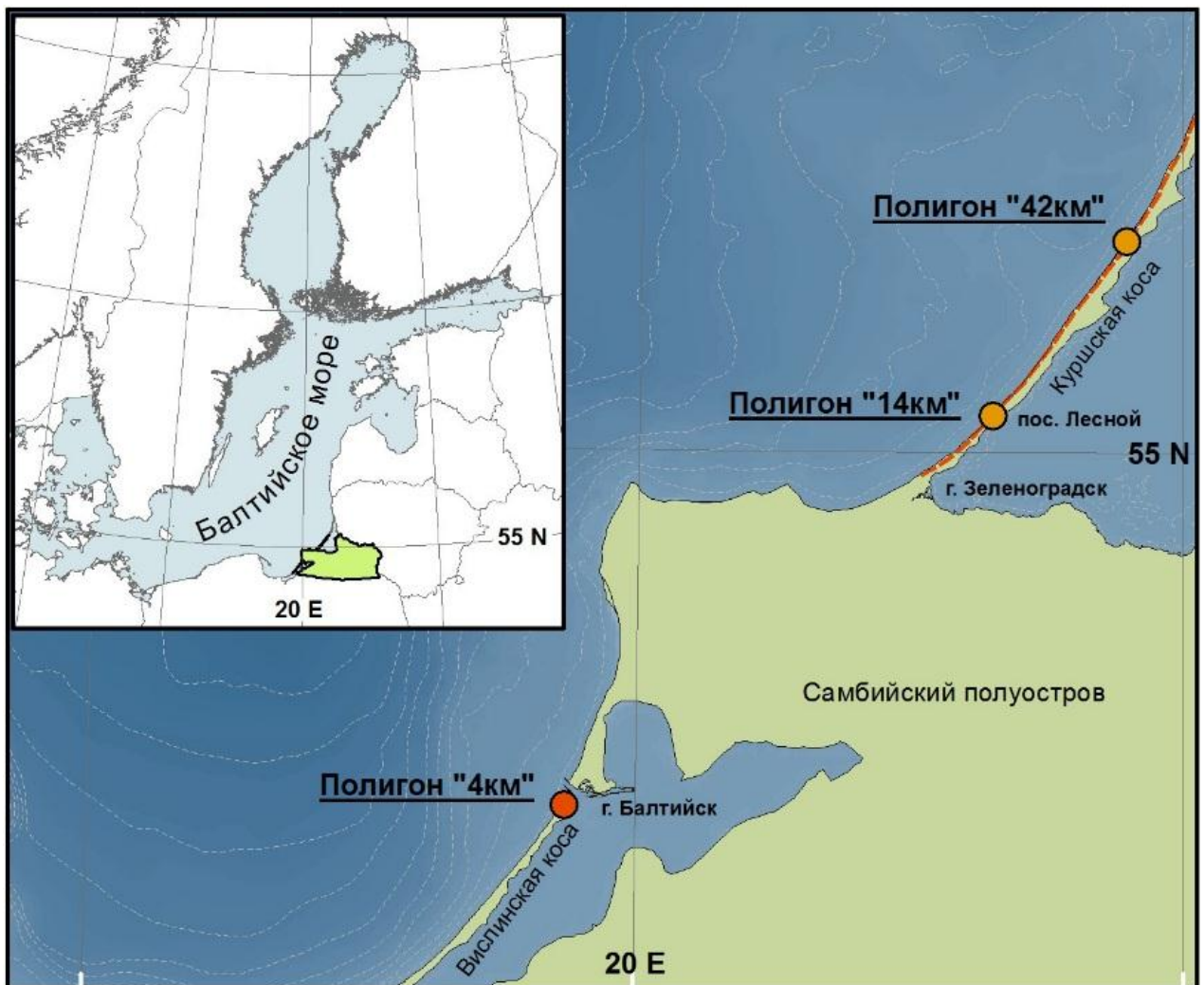


Рисунок 2.5 – Схема расположения участков мониторинговых наблюдений НЛС

14км и 42 км - за состоянием дюнного вала;

4км – за динамикой котловины выдувания с интенсивным антропогенным воздействием)

Полигоны наблюдения за дюнным валом характеризуются различной морфологией (рисунок 2.6).

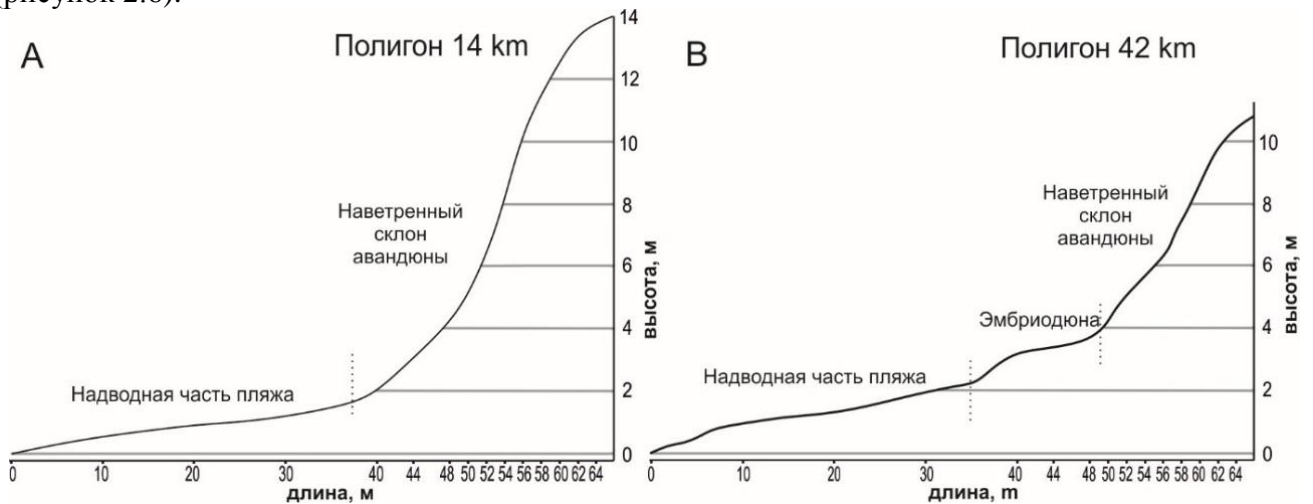


Рисунок 2.6 – Схематичные поперечные профили полигонов НЛС (А – полигон 14км; Б – полигон 42км).

Полевые наблюдения наземного лазерного сканирования для задач настоящей работы выполнялись на нерегулярной основе с 2011 по 2018 г., на регулярной основе с 2014 по 2018 гг. Исследуемые периоды охватывали промежутки времени от 4 до 145 дней, в среднем, 1 раз в 35-38 дней. Синхронно выполнено по 24 сканирования на каждом участке, преимущественно в 2016-2018 г. Для котловины выдувания на 4км Вислинской косы полевые измерения выполнялись ежегодно 2012-2018 в августе-сентябре.

### ГЛАВА 3. ДИАГНОСТИКА СИСТЕМЫ ПЛЯЖА-ДЮННОГО ВАЛА

Глава посвящена диагностике природно-антропогенной системы пляжа-дюнного вала национального парка Куршская коса для оценки его состояния, воздействия стимулирующих и лимитирующих факторов. Диагностическим анализом природного объекта Дмитриевым [2000] считается характеристика состояния исследуемой системы на основе эмпирических данных о режиме системообразующих элементов, а также присущих ей функциональных зависимостях. Диагностический анализ исследуемой береговой системы выполняется для цели установления основных стимулирующих и лимитирующих факторов ее развития, позволяя, в последствии, определив норму, выделить зоны потенциальной эколого-геоморфологической опасности для геоэкологической оценки. Анализ мониторинговых наблюдений направлен на установление режима системообразующих факторов и последующей оценки связей с имеющимися функциональными зависимостями для построения модели и геоэкологической оценки, а также подготовки массива данных для ее калибровки и верификации.

#### 3.1. Гидрометеорологические условия

Метеорологические параметры, включающие скорость и направление ветра, температуру, влажность воздуха и осадки составляют факторы стимулирующие или лимитирующие развитие дюнного вала. Отбор благоприятных ветровых событий для золотого переноса производился по критериям Нојан [2009, 2014].

1. Суммарное количество осадков за пять дней меньше 6 мм
2. Среднесуточная влажность воздуха менее 95%
3. Средняя температура больше 0 или менее -10
4. Скорость ветра, приведенная к высоте 1 м выше критической (рисунок 3.2)
5. Эффективное направление ветра (рисунок 3.1).

Для целей настоящей работы эффективный ветровой режим был классифицирован на основе нормали к ориентировке берега (в метеорологической системе отсчета). Так, для полигона 14км угол от севера до нормали к ориентировке берега составляет  $314^\circ$  для полигона 42км -  $305^\circ$ . Направления ветра по отношению к нормали ориентировки были разделены на вдольбереговые, наклонно-нормальные, нормальные (направления с моря) и направления с берега (рисунок 3.1, таблица 3.1). Ветра с углами  $>15^\circ$  по отношению к ориентировке дюнного вала были включены во вдольбереговую компоненту [Arens et al., 1994; Walker et al., 2009].

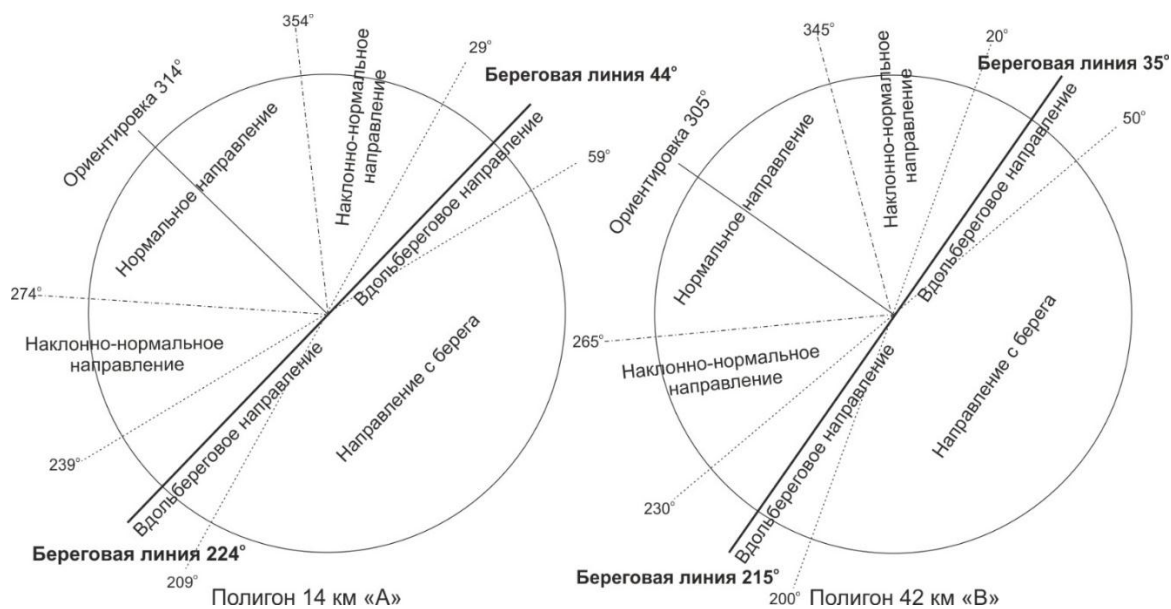


Рисунок 3.1 – Схема классификации ветров по отношению к ориентировке береговой линии на полигонах

Таблица 3.1 – Интервалы направлений для классификации ветров

Направление	Интервал для полигона 14км	Интервал для полигона 42км
Вдольбереговое	29-59; 209-239	20-50; 200-230
Наклонно-нормальное	354-29; 239-274	345-20; 230-265
Нормальное	314-274	305-265
Направление с берега	59-209	50-200

График, выражающий изменения в критической скорости ветра на фоне хода температуры воздуха и относительной влажности представлен на рисунке 3.2.

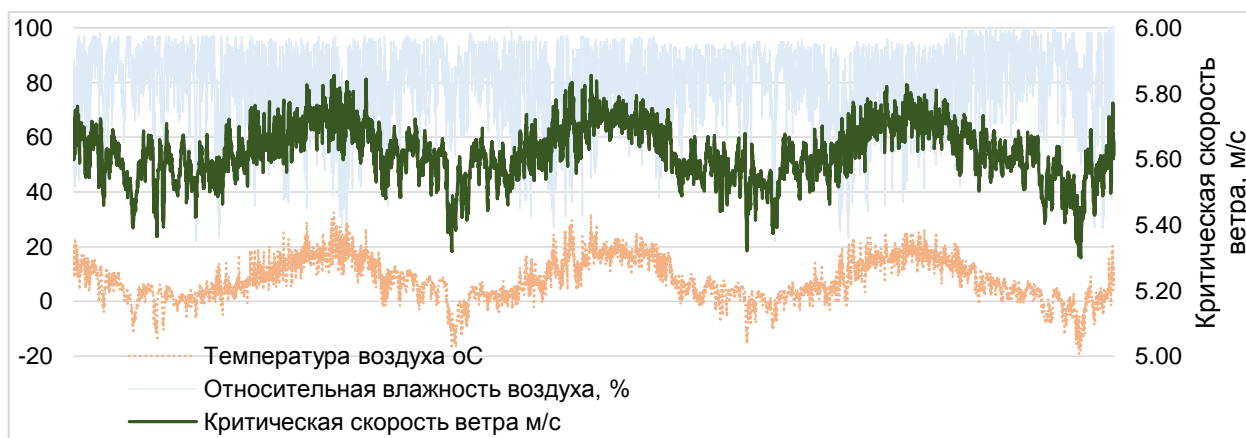


Рисунок 3.2 – Ход критической скорости ветра за период наблюдений

Критическая скорость ветра за период наблюдений варьировалась от 5.3 до 5.9 м/с. Наиболее часто встречаемая критическая скорость ветра (39%) составляет 5.6-5.7 м/с, 32% и 21% приходится на скорости 5.7-5.8 и 5.5-5.6 м/с соответственно. По результатам анализа были получены метеорологические условия, благоприятные для золотого переноса в периоды

наблюдений на полигонах. Основные метеорологические характеристики для полигона 14км приведены в Приложении 1.

Для полигона 14 км средняя повторяемость вдольбереговых румбов эффективных ветров составляла 19%. При этом в отдельные периоды, их повторяемость достигала как высоких значений 30-50%, так и отсутствовали эффективные вдольбереговые ветры. Максимальная средняя скорость ветра 9.1 м\с наблюдалась во вдольбереговых направлениях (средняя 6.8 м\с). Наклонённые к нормали эффективные ветры имеют среднюю повторяемость 36%, в отдельные периоды достигая 100%. Нормальные направления имеют наибольшую среднюю повторяемость (35%), при этом, наряду с наклонно-нормальными не наблюдаются в ряде периодов. Средняя скорость эффективных ветров нормальных направлений составляла 6 м\с, нормально-наклонных 7 м\с. Максимальную повторяемость имеют ветра направления с берега 56%, в среднем, средняя скорость эффективных ветров составляет 4 м\с. Устойчивость горизонтального ветрового потока CV была определена как коэффициент вариации ветров в периоде [Walker and Nickling. 2003]. Высокое значение коэффициента ( $>1$ ) свидетельствует о неустойчивости потока, низкое ( $<1$ ), соответственно, о его устойчивости. Индексы устойчивости скоростей и направлений ветра для полигона 14 км приведены на рисунке 3.3.

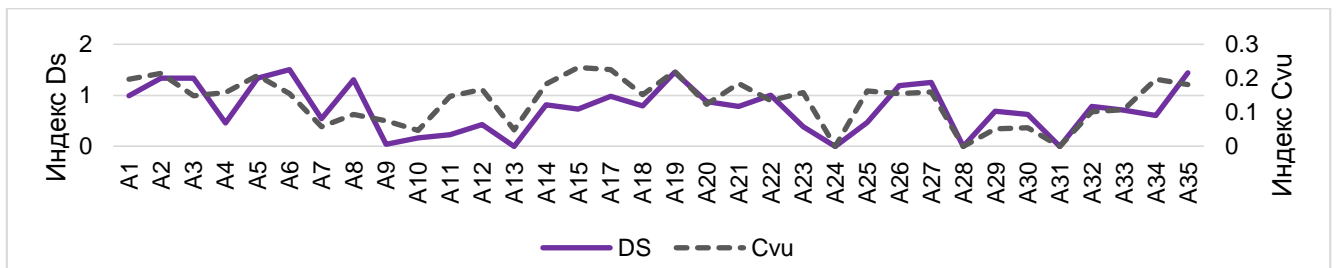


Рисунок 3.3 – Устойчивость эффективных ветров для полигона 14км

В целом ветровой режим характеризуется устойчивыми скоростями (0.13 CV), но неустойчивыми направлениями (до 1.5 Ds, в среднем 0.7). Основные метеорологические характеристики для полигона 42км приведены в Приложении 2.

Для полигона 42 км средняя повторяемость вдольбереговых румбов эффективных ветров составляла 19%. В отдельные периоды, их повторяемость достигала высоких значений 20-40%, эффективные вдольбереговые ветры отсутствовали в течение 13 периодов наблюдений. Максимальная средняя скорость ветра 9.4 м\с наблюдалась во вдольбереговых направлениях (средняя 7 м\с). Наклонённые к нормали эффективные ветры имеют наибольшую среднюю повторяемость 32%, в отдельные периоды достигая 100%, не наблюдаются в 9 периодах. Нормальные направления имеют аналогичную повторяемость (32%), при этом, не наблюдаются в 10 периодах. Средняя скорость эффективных ветров нормальных направлений составляла 6.7 м\с, нормально-наклонных 7 м\с. Максимальную среднюю повторяемость имеют ветра

направления с берега 62%, средняя скорость эффективных ветров составляет 6.8 м/с. Индексы устойчивости скоростей и направлений ветра для полигона 42 км приведены на рисунке 3.4.

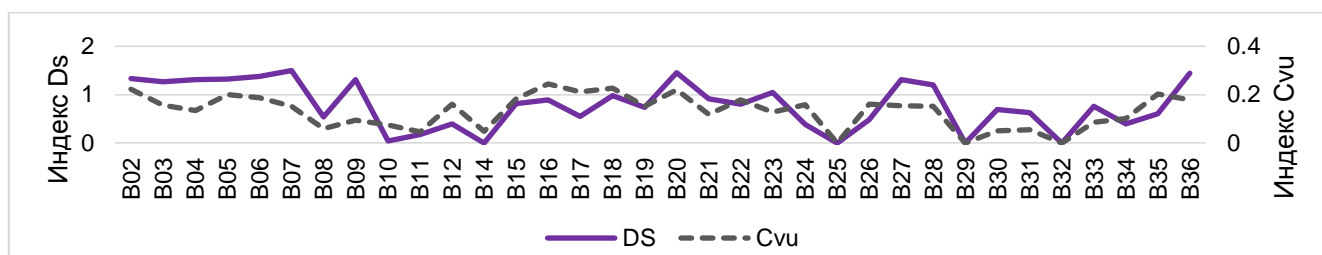


Рисунок 3.4 – Устойчивость эффективных ветров для полигона 42 км

Аналогично результатам для полигона 42км ветра устойчивы по скорости и относительно устойчивы по направлению. Индекс устойчивости скоростей находится в пределах 0.05-0.22, устойчивости направлений 0.03-1.5 (в среднем 0.8).

Для анализа условий, ограничивающих развитие эолового переноса песка в периоды наблюдений НЛС был произведен анализ соотношения продолжительности эффективных ветров с учетом влияния атмосферных осадков, а также потенциальной продолжительности эффективных ветров, при их отсутствии. По результатам анализа была получена доля эффективных ветров, которая была ограничена вследствие наличия атмосферных осадков. Результаты представлены на рисунке 3.5.

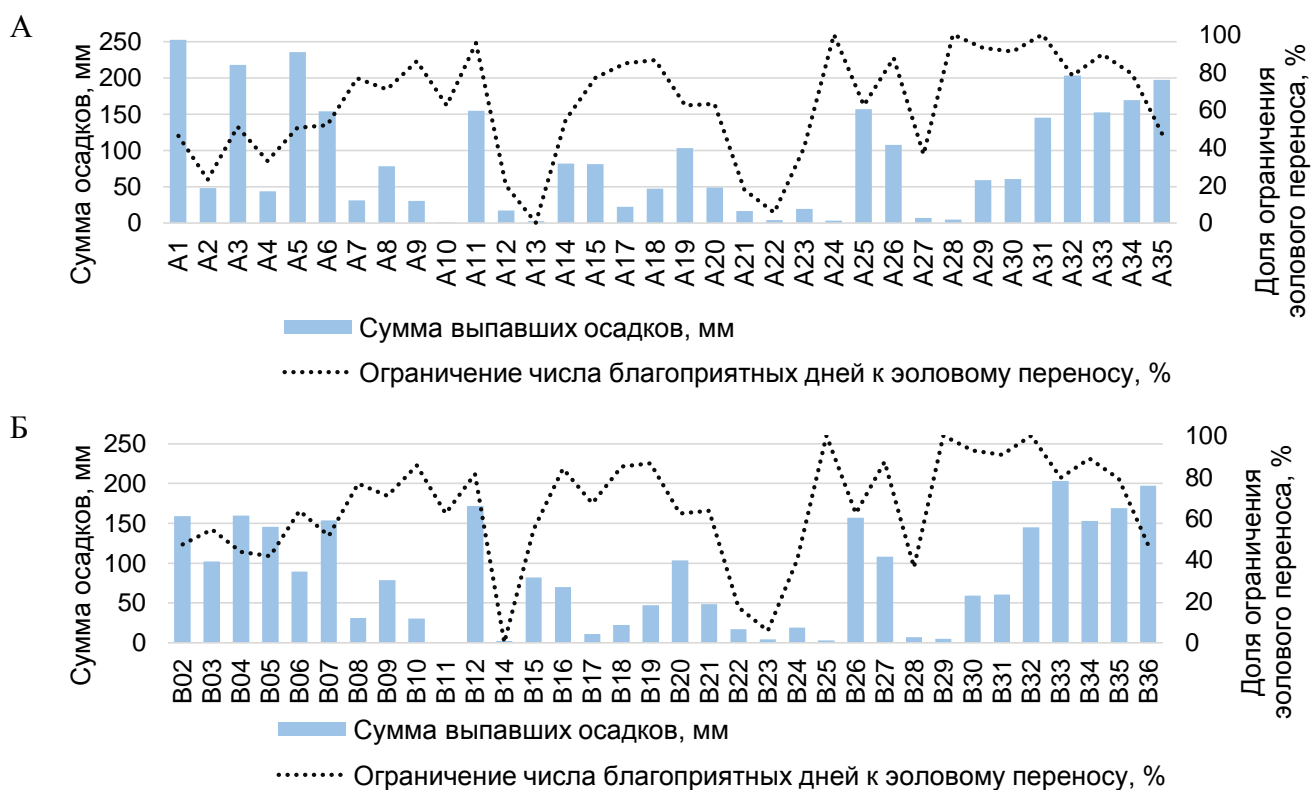


Рисунок 3.5 – Количество атмосферных осадков в периодах наблюдений и доля ограничения эолового переноса вследствие наличия атмосферных осадков (А-14км; В-42км)

В зависимости от интенсивности и продолжительности осадков эоловый перенос в течение периодов ограничивался до полного его отсутствия. При различной продолжительности периодов, эоловый перенос ограничивался на 62-65%. В осенне-зимний период ограничение эолового переноса может составлять 65-71%, а в отдельные периоды наблюдалось полное ограничение развития ветрового переноса песка. Таким образом, можно выделить атмосферные осадки как основной лимитирующий фактор естественного эолового развития дюнного вала Куршской косы.

### *Штормовые события*

Для данной работы штормовые события определялись на основе модельных расчетов высот значительных волн в прибрежной зоне. Штормовые события могут быть определены как последовательность состояния поверхности моря, при которых высота значительных волн  $H_s$  превышает заданный порог  $h_{crit}$  более, чем заданный интервал времени [Vaccotti, 2000]. За пороговую высоту значительных волн  $h_{crit}$  была принята высота волн, превышающая 1 м на глубине 2 м. Интервал времени был принят 6 часов. Основные события для полигона 14км представлены в Приложении 3.

На полигоне 14км за период наблюдения было зафиксировано 81 событие различной продолжительности и интенсивности. Максимальная высота значительных волн на глубине 2 м. составляла 1.36 м, и наблюдалась в ходе 48 часового события в период А35, в то же события наблюдался максимальный период волнения 4.41 сек. Продолжительность штормовых событий также весьма различна – от 6 до 114 часов. Наиболее часто наблюдаются события 6-20 часов продолжительности (30%), 23% событий – 20-40 часов, события более 80 часов продолжительности не превышают 1%. Обобщение штормовых ситуаций и их характеристик для полигона 14км к периодам наблюдения приведена в Приложении 4.

По кумулятивному SESI (246) наибольшая интенсивность штормовой активности наблюдалась в период А34 (осенне-зимний период 2017-2018 г), когда наблюдалось 219 часов 8 штормовых событий. По суммарному содержанию энергии  $E$  (75.79) существенная интенсивность штормов наблюдалась в период А1 (12 событий, 477 часов). Бесштормовых периодов наблюдалось 18, преимущественно в летние месяцы, а также в сентябре. Суммарное энергетическое содержание  $E$ , а также кумулятивный индекс SESI, в целом находятся в зависимости от суммарной продолжительности штормовых событий.

Вследствие различий в конфигурации подводного склона, ориентировки берега, а также открытых ветровых румбов, структура штормовой активности различается между полигонами. Основные события для полигона 42км представлены в Приложении 5.

На полигоне 42км за период наблюдения было зафиксировано 65 событий различной продолжительности и интенсивности. Два продолжительных события наблюдались непосредственно во время съемки НЛС (Период В16 и А17). Максимальная высота значительных волн на глубине 2 м. составляла 1.39 м, и наблюдалась в ходе 45 часового события в период В36. Максимальный период волнения 4.28 сек наблюдался в том же штормовом событии в периоде В36. Продолжительность штормовых событий различна и варьируется от 6 до 78 часов. Наиболее часто наблюдаются события 6-20 часов продолжительности (31%), 24% событий – 20-40 часов, события более 60 часов продолжительности не превышают 9%. Обобщение штормовых ситуаций и их характеристик для полигона 42км к периодам наблюдения приведена в Приложении 6.

По суммарному содержанию энергии (45) наибольшая интенсивность штормовой активности наблюдалась в период В15 (осенне-зимний период 2016-2017 г), когда наблюдалось 279 часов 7 штормовых событий. По кумулятивному SESI экстремально высокое значение 536 наблюдалось в период В35, что может свидетельствовать о высоком риске для состояния дюнного вала. Бесштормовых периодов наблюдалось 17, преимущественно в летние месяцы, а также в сентябре. Суммарное энергетическое содержание  $E$ , а также кумулятивный индекс SESI, в целом находятся в зависимости от суммарной продолжительности штормовых событий, однако неравномерно распределены относительно друг друга, что может свидетельствовать о существенном влиянии исходных морфологических условий на штормовое воздействие на берег.

Между двумя полигонами наблюдается и различие в продолжительности наблюдаемых штормовых событий (Рисунок 3.6).

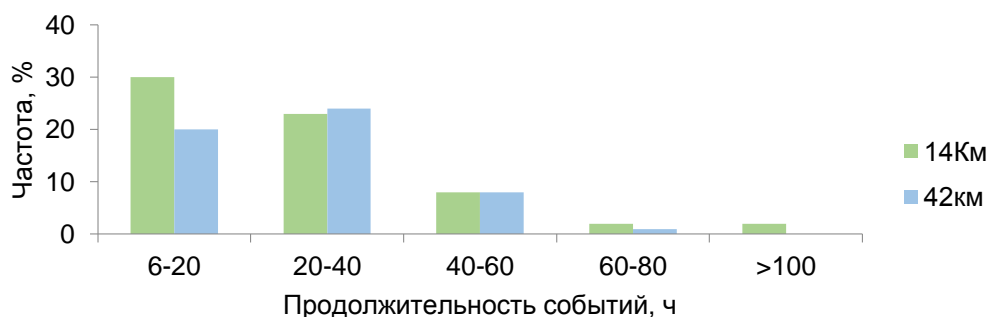


Рисунок 3.6 – Относительная частота продолжительности штормовых событий

На полигоне 14км наблюдаются больше продолжительных штормовых событий. Количество событий более 80 часов продолжительностью на полигоне 14 км наблюдаются в 2 раза чаще. События продолжительностью 40-60 часов на 1% реже (и превалируют на полигоне



42км). На участке 14км преобладают события 6-20 часов, также относительно высоко количество краткосрочных волнений.

### *Уровень моря, высота волнового наката и режим волнения*

По результатам моделирования ветрового волнения, а также калиброванному для юго-восточной части Балтийского моря [Paprotny et al., 2014] уравнению волнового наката на песчаные пляжи был выполнен расчет высоты волнового наката для исследуемых полигонов.

Данные по высоте уровня моря, полученные с поста порта Пионерский были приведены к нулю БСВ-1977 (поправка +5 м). На основе данных по уровню моря и высоты волнового наката был получен максимальный уровень моря, то есть та высота проникновения вод, которая была достигнута при воздействии волнового наката в условиях стояния уровня моря. Результаты для полигона 14 км приведены на рисунке 3.7.

В структуре динамики уровня моря для промежутка наблюдений на полигоне 14км прослеживаются четыре крупных локальных кластера нагонных явлений, все кластеры приурочены к осенне-зимнему периоду, когда наблюдается большая часть штормовых событий. Максимальная высота уровня составляла 1.02 м над ординаром, и наблюдалась 30 октября 2017 г. Средний уровень моря за период наблюдений примерно соответствовал уровню ординара (0.07 м).

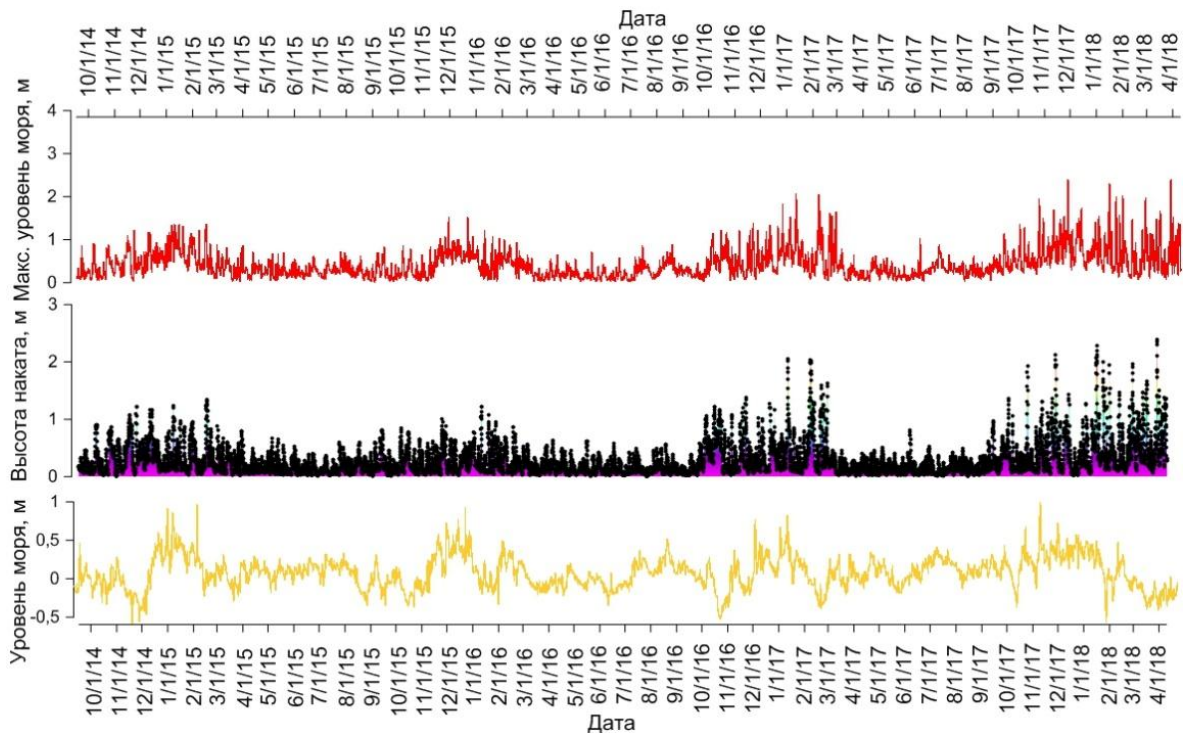


Рисунок 3.7 – Высота уровня моря, волнового наката и максимального уровня моря (14км)

Высота волнового наката, помимо высоты значительных волн и их длины, зависящая от морфологических условий на побережье, в своей структуре, также имеет четыре хорошо прослеживаемых крупных кластера (осенне-зимний период). Однако, также наблюдается и ряд локальных пиков, 1-1.5 метра, развитых в условиях краткосрочных волнений. Большая часть экстремумов довольно краткосрочны. Перцентиль 99% для высоты волнового наката не превышает 1.4 м (95% - 0.93 м). Известно, что воздействие на берег усиливается, при совокупном воздействии волнения в условиях высокого стояния моря. Максимальный уровень моря (сумма высот волнового наката и уровня моря) имеет два выдающихся локальных пика высот, близких к 4 м. Средняя высота максимального уровня моря составляет 0.43, стандартное отклонение 0.41, соответственно максимальный уровень моря является значимым фактором морфодинамики на полигоне 14км. Результаты моделирования и расчетов для полигона 42 км приведены на рисунке 3.8.

В структуре динамики уровня моря для промежутка наблюдений на полигоне 42км аналогично прослеживаются четыре крупных локальных кластера нагонных явлений, все кластеры приурочены к осенне-зимнему периоду, когда наблюдается большая часть штормовых событий. Максимальная высота уровня 1.02 м над ординаром 30 октября 2017 также попадает и в период наблюдений на полигоне. Средний уровень моря за период наблюдений на полигоне примерно соответствовал уровню ординара, но несколько выше, полигона 14км (0.09 м), за счет меньшего количества наблюдений.

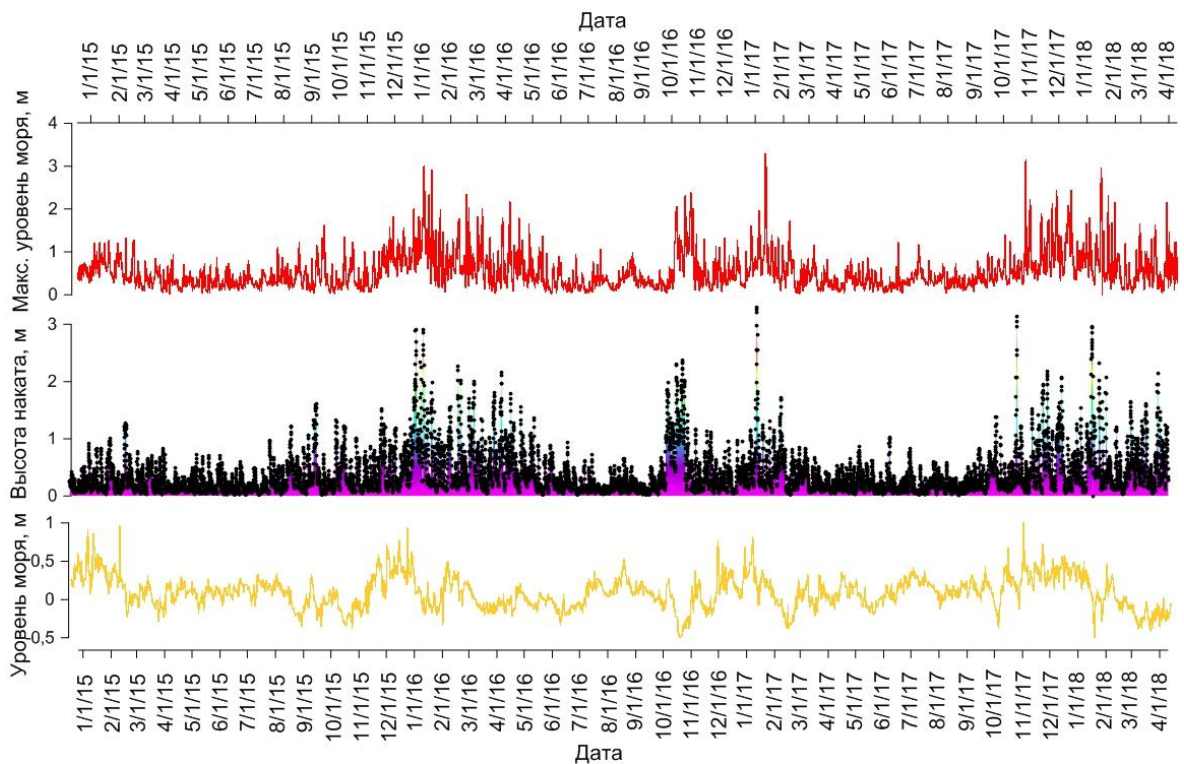


Рисунок 3.8 - Высота уровня моря, волнового наката и максимального уровня моря (42км)

Высота волнового наката, помимо высоты значительных волн и их длины, зависящая от морфологических условий на побережье, в своей структуре, также имеет четыре хорошо прослеживаемых крупных кластера (осенне-зимний период). Аналогично наблюдается и ряд локальных пиков, развитых в условиях краткосрочных волнений, но несколько выше по своей амплитуде. Большая часть экстремумов краткосрочны, однако их плотность заметно выше, чем для полигона 14км. Перцентиль 99% для высоты волнового наката составляет 1.99 м (95% - 1.22 м), существенно выше, чем на полигоне 14 км. Максимальный уровень моря (сумма высот волнового наката и уровня моря) три выдающихся локальных пика высот 3 – 3.5 м. Средняя высота максимального уровня моря составляет 0.54, стандартное отклонение 0.49, соответственно сильно вариабелен. В целом, интенсивность волнового наката и, как следствие, максимального уровня моря превосходит интенсивность на полигоне 14км, что, связано с их ориентировкой, и что наблюдалось в структуре штормовых событий. Обобщенная к периодам наблюдений характеристика волнового наката для полигона 14км приведена в Приложении 7.






В периодах наблюдений фиксировались существенные высоты стояния моря на полигоне 14км. Максимальный уровень стояния моря наблюдался в периодах А34 и А35, достигая 2.4 метров. Существенные проявления волновой активности также наблюдались в периоде А1 (1.35 м), А19 (2.05). Следует отметить, что высота волнового наката  $R_{2\%}$  говорит о высоте, достигаемой прибойным потоком 1 раз в 50 волн [Paprotny, 2014], то есть характеризует условия выше осредненных за некоторый малый промежуток времени (до 4 минут), что, с учетом столкновения прямого и обратного потоков, их взаимодействия и пр., может считаться репрезентативным значением.

Обобщенная к периодам наблюдений характеристика волнового наката для полигона 14км приведена в Приложении 8.

Равно, как и на полигоне 14км, на полигоне 42км наблюдались высокие стояния морских вод, в среднем, выше на 0.34 м. При этом максимальная высота стояния вод, наблюдавшаяся в периоде В6, В20, В34 (2.99, 3.29, 3.14 м) выше на 0.5-0.7 м (вероятно из-за большой относительной мощности надводной части пляжа). Такое несоответствие между средним и максимумом, может дополнительно свидетельствовать о более продолжительном воздействии экстремальных событий на полигоне 42км, чем на 14км. Высокие уровни стояния вод наблюдались также в периоды В35 (2.44 м), В05 (3 м) В19 (1.61 м), В36 (2.96 м).

Администрацией национального парка «Куршская коса» на полигоне 14км производится регулярная фотофиксация профиля надводной части пляжа и наветренного склона дюнного вала, публикуемая на официальном сайте в рамках «Календаря природы» [Рыльков, 2015; Рыльков и Поплавская, 2015]. Фотографии из «Календаря природы» для отдельных дат с высоким стоянием максимального уровня моря приведены в таблице 3.2.

Таблица 3.2 – Визуальные проявления примечательных максимальных уровней моря на фотографиях полигона 14км.

Фотография	Дата, период	MTWL, м
	28.11.2016 A15	1.2
	14.12.2016 A18	1.3
	27.12.2016 A18	1.81
	13.10.2017 A32	0.94
	30.10.2017 A33	1.49

Влияние морфологии надводной части берега, а именно относительной мощности в тыловой части пляжа хорошо прослеживается на представленных снимках. При уменьшении запасов наносов на пляже проникновение волн заплеска происходит глубже, достигая подножия дюнного вала, вызывая волновую эрозию эоловых форм.

Поскольку расчеты волнового наката производились на основе волнения на глубокой воде, для характеристики прибрежного волнового климата основные параметры ветрового волнения на мелководье кратко приведены ниже (рисунок 3.9)

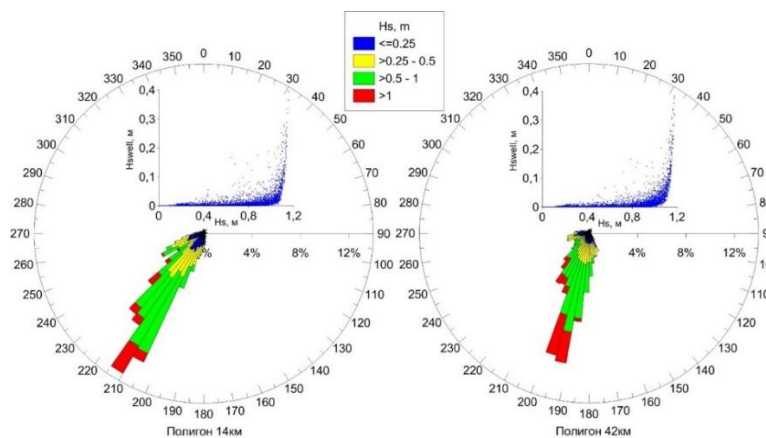


Рисунок 3.9 – Волновые розы (указано направление распространения волн) и графики зависимости высоты значительных волн на мелкой воде ( $H_s$ ) и высоты зыби ( $H_{swell}$ , m)

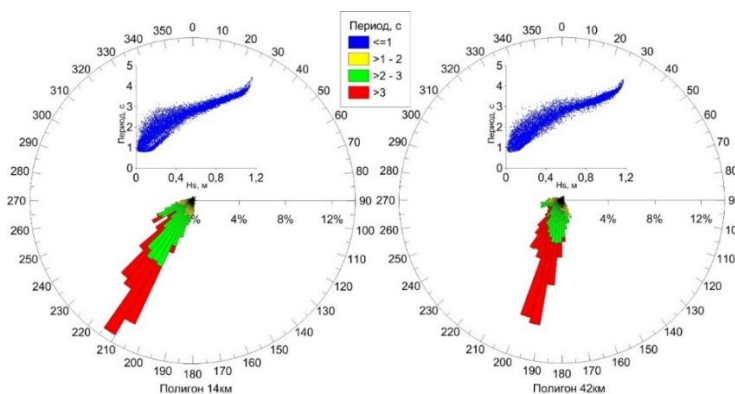


Рисунок 3.10 – Розы периода волн (указано направление распространения волн) и графики зависимости высоты значительных волн на мелкой воде ( $H_s$ ) и периода волн, с

В волновых условиях мелководья очевидно прослеживается влияние рефракции на направление распространения волн, в особенности при сильном и умеренном волнении. На полигоне 14км предельная высота волн составляла 1.16 м, средняя высота волн за период наблюдений 0.44 м. На 42км предельная высота волн на мелководье 1.18 м, средняя – 0.49. Наблюдается до 39% сломанных волн с высотой от 0.4 м. Заметное проявление зыби до 0.2 м (редко – до 0.3-0.4) наблюдается после сильных волнений. Период волнения варьируется от 0.7 до 4.4 с на обоих полигонах, нелинейно возрастая с ростом высоты значительных волн. Период разрушенных волн составляет 2.2-4.4 с.

### 3.2. Зонирование системы пляжа-дюнного вала

Ряд исследований был посвящен морфологическому делению береговых форм для изучения их динамики [Miccadei et al., 2011; Hardin et al., 2012; Biolchi et al., 2016]. Подход использовался как для изучения взаимодействия между морфологическими частями, так и для прогноза эволюции берега [Saye et al., 2005; Thomas et al., 2011]. Морфологическое зонирование (рисунки рисунках 3.11 – 3.12) было выполнено на основе характерных особенностей формы, что возможно при использовании высокоплотных данных НЛС. Зонирование было выполнено на основе комплексных морфометрических расчетов (уклонов, кривизны, ориентировки, для определения формы и структурных линий). В качестве дополнительных материалов использовались ортофотографии с летательного аппарата DJI Phantom 4.

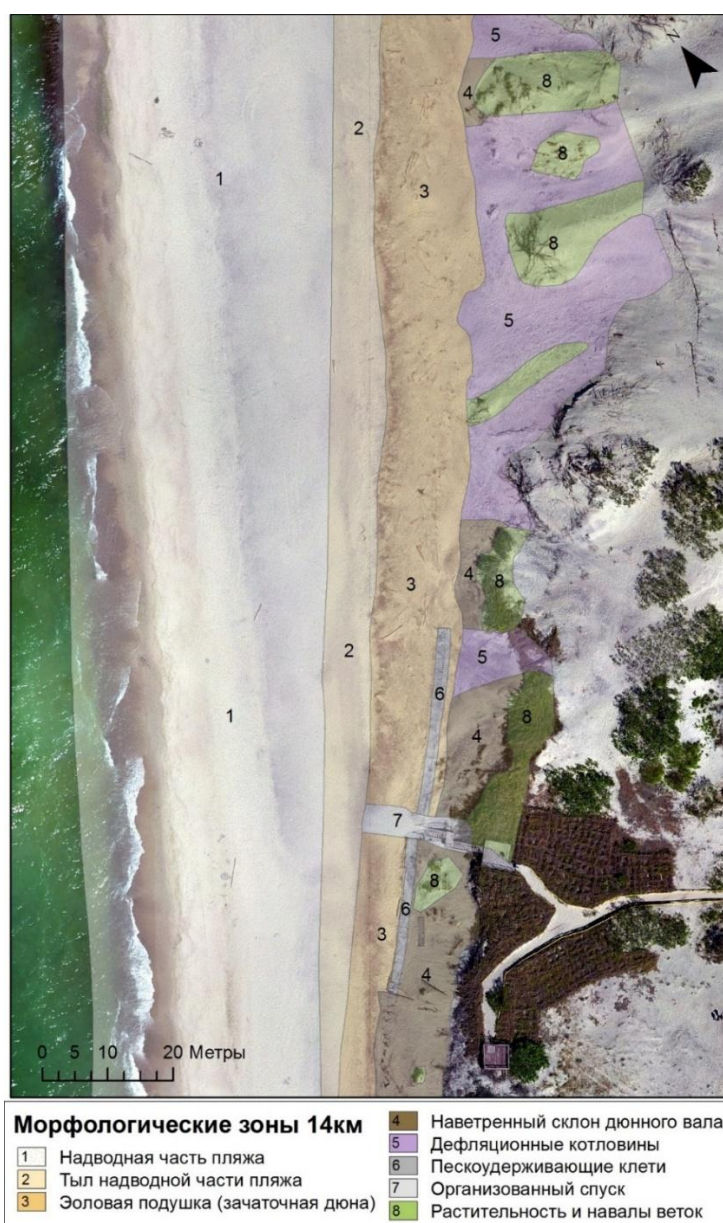
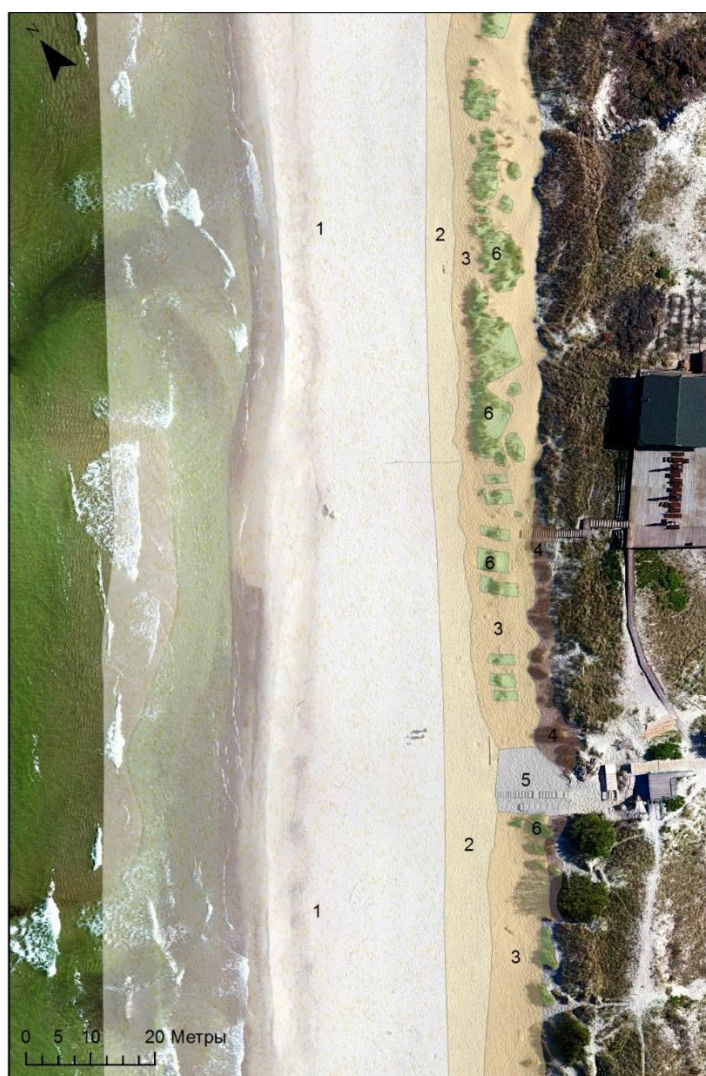


Рисунок 3.11 – Морфологическое зонирование полигона 14км по результатам анализа ЦМР и аэрофотоснимков (представлена на аэрофотоснимке DJI Phantom 4 от 22.05.2017)



**Морфологические зоны 42км**

1	Надводная часть пляжа	3	Эоловая подушка (Зачаточная дюна)
2	Тыл надводной части пляжа	4	Наветренный склон дюнного вала
		5	Организованный спуск
		6	Растительность и навалы веток

Рисунок 3.12 – Морфологическое зонирование полигона 42км по результатам анализа ЦМР и аэрофотоснимков (представлена на аэрофотоснимке DJI Phantom 4 от 22.05.2017)

На исследуемых полигонах были выделены:

Надводная часть пляжа и его тыловая часть. Пляжи представляют динамичную часть береговой системы, подверженную регулярному воздействию потока заплеска. Пляжевые наносы расходятся на эоловый перенос, при формировании первичных дюн и эоловых подушек, подпитке дюнного вала, а также при волновом воздействии. В штормовых условиях в зоне пляжа (при малых уклонах его поверхности) происходит диссипация волновой энергии.

Зачаточная дюна (эоловая подушка). Эоловые подушки располагаются в тыловой части пляжа и подвержены влиянию волновых процессов при высокоэнергетических событиях. Они включают в себя эоловые подушки и зарождающиеся первичные дюны, и взаимодействуют с пляжем [Bauer and Sherman, 1999]. Эоловые подушки обладают небольшими размерами, обычно

не превышающими 2 м в высоту, и располагаются в тыловой части пляжа. Их развитие обуславливается появлению и росту растений-пионеров, в дальнейшем приводящее к росту и формированию первичной дюны.

Наветренный склон дюнного вала (активный – на полигоне 14км; покрытый растительностью – полигон 42км). Границы определялись по линии наибольшего изменения высоты поверхности цифровой модели (линия перегиба) [Fabbi et al., 2017; Mitasova et al, 2005]. Дополнительно были выделены прочие объекты – организованные лестничные спуски, растительность – развитая, постоянная и отмершая, отвалы веток, пескоулавливающие конструкции, организованные сотрудниками национального парка.

Необходимо отметить, на схемах морфологического зонирования приведены максимальные зафиксированные в ходе наблюдений НЛС границы надводной части пляжа. При выполнении расчетов динамики в границах морфологических зон учитываются действительные на момент измерения границы.

В надводной части пляжа по данным НЛС уклоны варьируются от  $1^\circ$  до  $21^\circ$ , ввиду наличия на них валов и уступов размыва. Средний уклон за период наблюдений составил  $4^\circ$  на 14км и  $3^\circ$  на 42км. Форма профиля надводной части пляжа также весьма различна, приобретет как легко вогнутую (часто после нагонов) форму, так и легко выгнутую. Тыловая часть пляжа, подвергающаяся воздействию только достаточно сильных волнений, занимает полосу от 2-7 м на полигоне 14 км до 3-5 метров на полигоне 42 км. На 14км наблюдается сильная вариабельность в её ширине. Уклоны в тыловой части пляжа менее вариабельны, чем на основной его части, так на 14 км они имеют значения от  $1^\circ$  до  $10^\circ$  (средний  $3.5^\circ$ ), на 42км от  $1^\circ$  до  $12^\circ$  (средний  $5^\circ$ ).

Зона зачаточной дюны по своей ширине варьируется от 5 м на 14км и 8 на 42км до 13 м на обоих участках. На 14км, имеет тенденцию к уменьшению в юго-западном направлении, аналогично тыловой части пляжа. На 42км ее ширина относительно стабильна, однако в отдельные летние месяцы, в юго-западной части, сильно подвергается антропогенному воздействию и ее границы сложно различимы по морфологии. Уклоны поверхности существенно выше, чем на надводной части пляжа, что связано с холмистой формой (наблюдаются как отрицательные, так и положительные кривизны). Форма поверхности зачаточной дюны различается между полигонами – на 42 км она более выровненная, на 14км более существенно проявляются локальные перепады высот. Уклоны поверхности зачаточных дюн варьируются от  $2^\circ$  до  $30^\circ$ - $40^\circ$  (14км и 42км, соответственно, со средним уклоном  $14^\circ$  и  $10^\circ$ ). На 42км часть площади зачаточной дюны покрыта растительностью, растущей достаточно фрагментарно (наибольшие скопления в северо-восточной части), на 21% от площади. На



полигоне 14км растительность представлена очень слабо, до 3-4 отдельных растений на м<sup>2</sup>, наблюдающихся сезонно.

Наветренный склон дюнного вала на 42км густо покрыт растительностью, которая наблюдается круглогодично, ввиду чего получаемые данные НЛС в этой зоне были признаны нерепрезентативными для качественной интерпретации. На 14 км после штормовых событий 2014-2015 года был сформирован уступ размыва наветренного склона дюнного вала, впоследствии выположенный склоновыми процессами и смещением песков при несанкционированном проходе туристов (Рисунок 3.13).

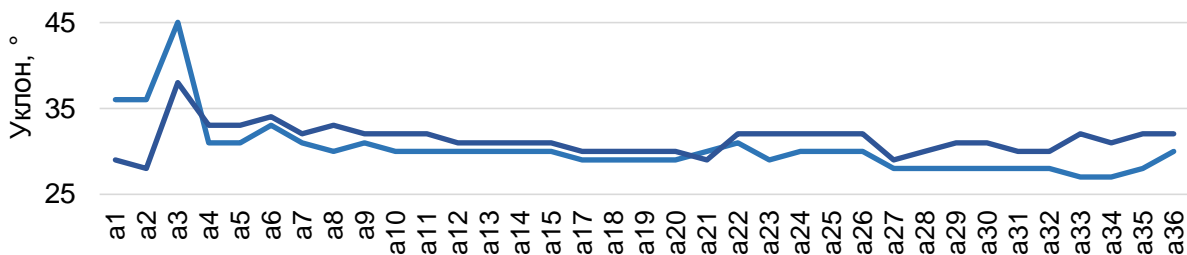


Рисунок 3.13 – Динамика уклона наветренного склона дюнного вала (2 сегмента) на полигоне 14км

Уклоны наветренного склона дюнного вала варьируются от 16° до 45°, в среднем 26°. Выровненный склон в период 2014-2018 постепенно начал приобретать легко вогнутую форму.

### 3.3. Состояние и динамика пляжей по данным численного моделирования

Для получения данных по ширине и уклонам пляжей и приурезовой зоны в периодах измерений НЛС была использована численная модель XBeach с параметрами моделирования по Pender [2013], волновым спектром в формате Jonswarp, регулярной расчетной сеткой с шагом 1 м, исходными профилями надводной части пляжа по результатам НЛС, подводной – по результатам эхолотных промеров и промеров с шестом. Моделирование производилось с шагом по времени 3 ч. В результате было получено 10417 профилей для полигона 14км и 9683 профиля для 42км, в узлах расчетной сетки которых рассчитана отметка высот. Совмещенные профили на единых схемах представлены на рисунках 3.14-3.15.

Положение морфологической границы надводной и подводной части пляжа на полигоне широко варьируется в периодах наблюдений, в зависимости от гидрометеорологических условий, за счет динамики песчаного материала. Ширина формируемой зоны до границы прислоненных эоловых форм колеблется от 8 до 46 метров. Ширина до 10 м наблюдается в 5% времени, 10-20 м – 13%, 20-30 м – 39%, 30-40 м – в 37%, а более 40 м в 66%. Формируемые уклоны ( $\text{tg } \beta$ ) также варьируются в широких значениях – от 0.047 в спокойных условиях до 0.31

в условиях интенсивного размыва. Средний уклон составляет 0.09, морфологическая ширина 28 м.

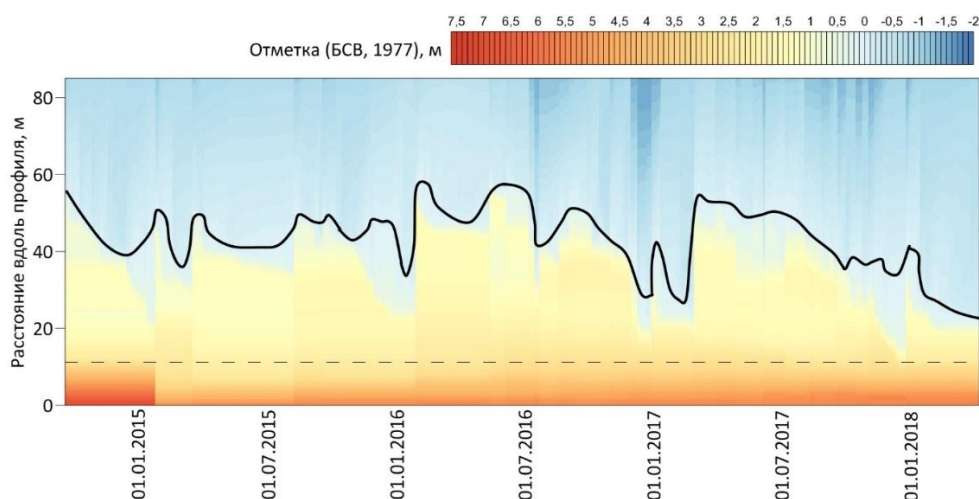


Рисунок 3.14 – Совмещенные профили пляжа за период наблюдения НЛС на полигоне 14км по данным численного моделирования. Жирной черной линией обозначена усредненное положение отметки «0» на профиле пляжа (морфологическая граница надводной и подводной частей, без учета уровня моря).

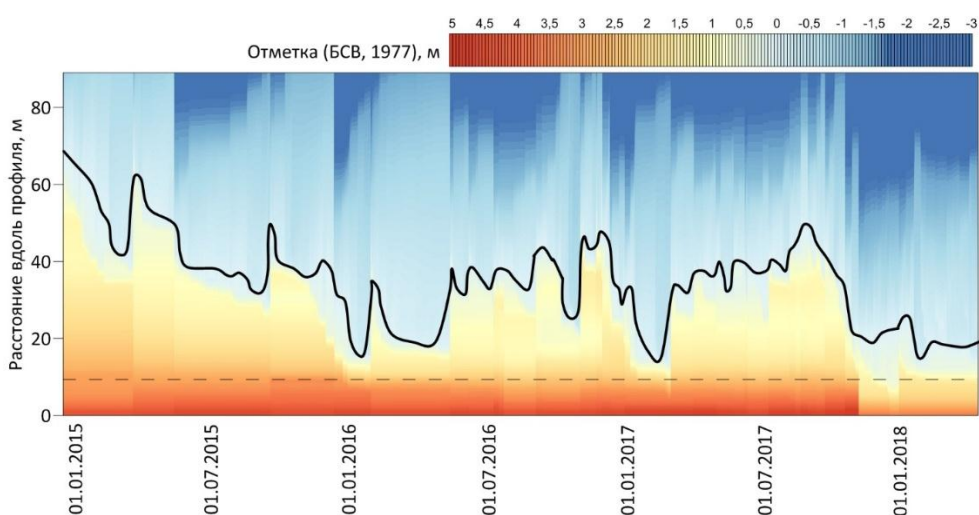


Рисунок 3.15 – Совмещенные профили пляжа за период наблюдения НЛС на полигоне 42км по данным численного моделирования. Жирной черной линией обозначена усредненное положение отметки «0» на профиле пляжа (морфологическая граница надводной и подводной частей, без учета уровня моря).

На полигоне 42км ширина формируемой зоны варьируется от 2.5 до 58.5 метров. Ширина до 10 м встречается существенно чаще – до 14%, 10-20 м – 19%; 20-30 м в 46%, 30-40 м в 13%, 40 и более в 9%. При этом, формируемые уклоны ( $\text{tg } \beta$ ) имеют большее среднее значение – 0.178, и варьируются от 0.05 до 0.57. Большие уклоны надводной части пляжей затрудняют распространение потока заплеска по профилю пляжа, уменьшая глубину проникновения вод.

Полученные при моделировании результаты были использованы при расчете высоты потока заплеска  $R_{2\%}$  и созависимых параметров.

### 3.4. Волюметрическая характеристика динамики системы пляжа-дюнного вала

Для морфодинамической характеристики полигонов были построены цифровые модели разницы (DOD) для каждого периода измерений. Построение цифровых моделей разницы производилось по цифровым моделям рельефа, полученным по данным НЛС, которые были привязаны в единой координатной системе, посредством GNSS геодезического класса, с использованием линейной интерполяции высокоплотных облаков точек НЛС по методу Ближайшей окрестности [Sibson, 1981]. Полученные цифровые модели рельефа в растровом формате имеют пространственное разрешение 0.1 м. Пространственное разрешение облаков точек НЛС, в среднем составляет 108 точек на  $m^2$ . Для получения цифровых моделей разницы из конечного состояния (цифровая модель на окончание периода) вычиталась цифровая модель начального состояния (на начало периода) с использованием ГИС ESRI ArcGIS 10.0 (Рисунок 3.16).

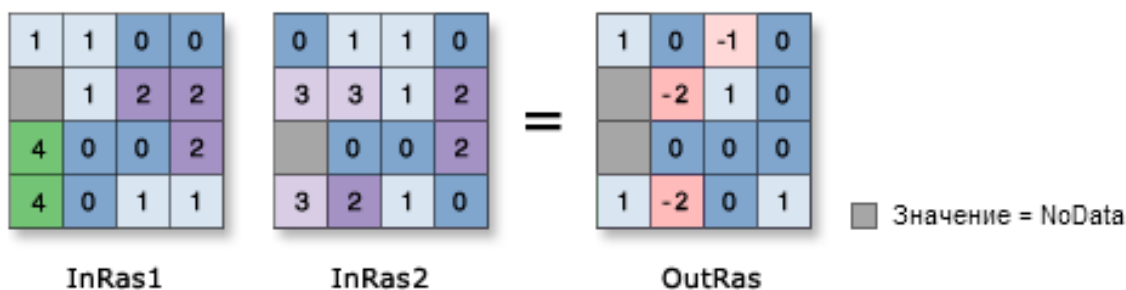


Рисунок 3.16 – Принцип вычитания растровых цифровых моделей (ESRI, 2016)

На основе результатов зональных вычислений производится обобщение изменений для каждой морфологической формы в различные периоды, что позволяет построить единые морфодинамические схемы для полигонов. Схемы отображают изменения в морфологических формах, в ходе всего периода наблюдений в единой системе, что позволяет проследить характерные процессы и их магнитуду. Каждая элементарная ячейка морфодинамических схем, отображающая изменения в морфологической зоне или ее части основана на 3000-10000 измерений, что подтверждает репрезентативность и нивелирует мелкие вариации и остаточные выбросы.

**Участок 14 км.** Морфодинамическая схема полигона 14км по данным НЛС 2014-2018 г представлена на рисунке 3.17.

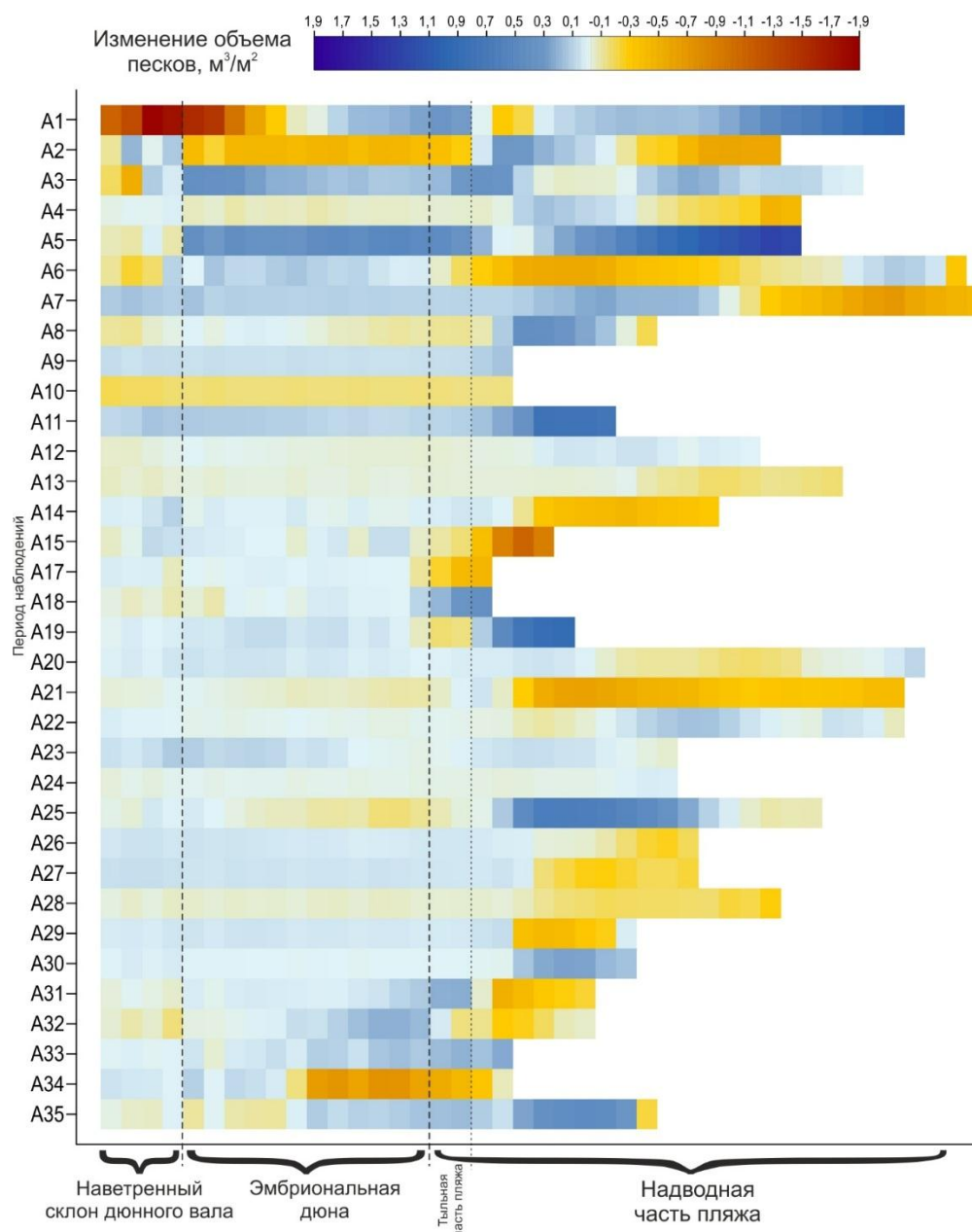


Рисунок 3.17 – Морфодинамическая схема полигона 14км.

Морфодинамическая схема позволяет в сравнении проследить морфодинамические процессы в различные периоды измерений. Ввиду обширности полученных данных наземного лазерного сканирования, далее будут приведены наиболее существенные и требующие дополнительных пояснений ситуации. В начале периода наблюдений, в период А1 (16.09.2014 - 22.01.2015) наблюдается существенное отрицательное изменение объема в зоне наветренного склона дюнного вала. Объемы размыва здесь достигли максимальных значений для полигона в рассматриваемом периоде (рисунок 3.18).

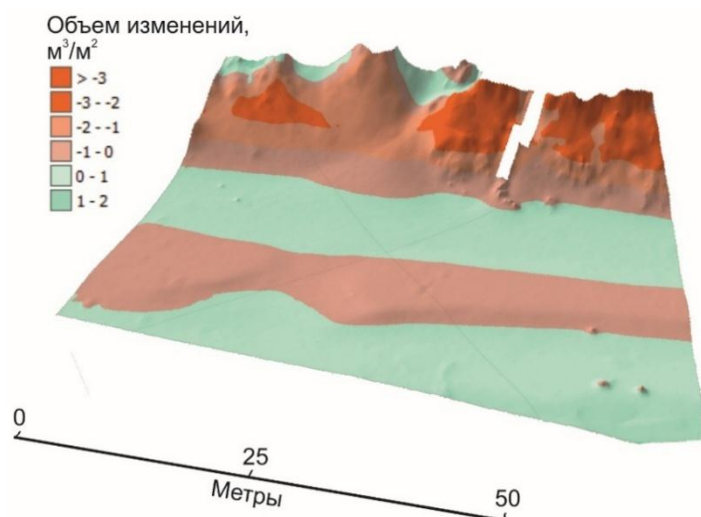


Рисунок 3.18 – Цифровая модель разницы периода A1 (на ЦМР от 16.09.2014)

В ходе воздействия штормов зимы 2014-2015 г. на полигоне 14км был зафиксирован интенсивный размыв тела дюнного вала со стороны морского склона. Отступление дюны составило более 8.5 м, при потерях 1.1-1.9 м<sup>3</sup>/м<sup>2</sup>. Пространственное распределение эрозии и аккумуляции дает основания полагать, что размыв произошел в основании вала, формируя небольшую волноприбойную нишу, после чего происходил срыв вышерасположенного блока слагающего материала. Срыв материала продолжался и после размыва в периоде, о чем свидетельствует снижение эрозионного объема у подножия формированного уступа штормового размыва. На фоне достаточно интенсивного волнового размыва изменение баланса пляжа остается нулевым, даже при очевидном разрушении надводного берегового валика. Это может свидетельствовать о существенном перераспределении материала внутри системы пляжа-дюнного вала в ходе волнового воздействия.

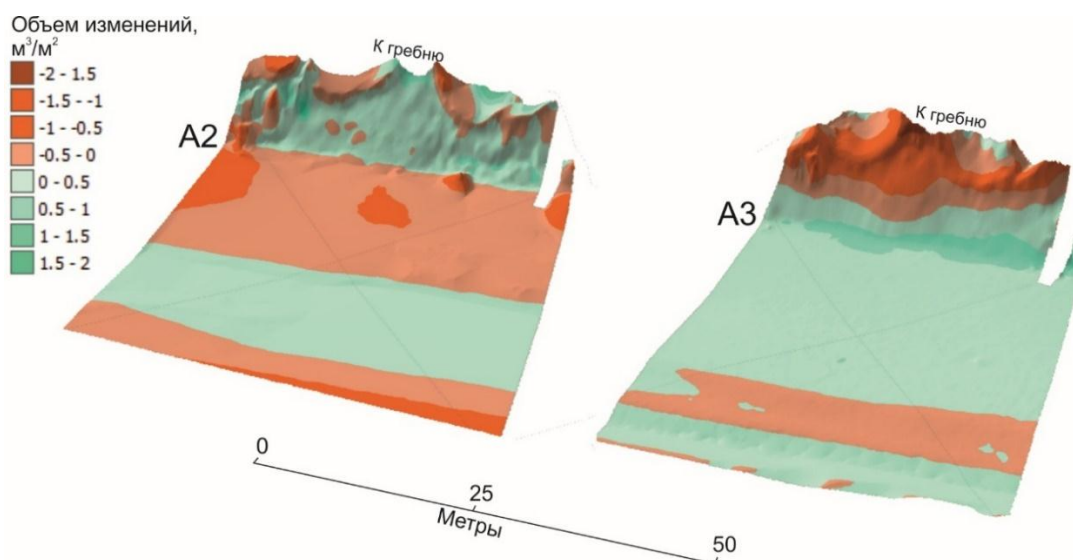


Рисунок 3.19 – Цифровые модели разницы периодов A2 (на ЦМР от 21.01.2015) и A3 (на ЦМР от 16.03.2015)

По цифровым моделям разницы (Рисунок 3.19) хорошо прослеживается отмеченное на морфодинамической схеме чередование зон положительных и отрицательных изменений в области наветренного склона дюнного вала в периодах А2 и А3, связанное с гравитационным перераспределением песчаного материала. При этом в периоде А2, где, очевидно, наблюдалась штормовая активность, осыпавшийся и обваливающийся материал был смыт, совместно с частью пляжевых наносов. Напротив, в периоде А3 материал, осыпаясь и обваливаясь, переотложился у подножья уступа размыва (выполаживание до достижения угла естественного откоса) и был удержан пескоудерживающими клетями.

Хорошим примером долгосрочной эоловой аккумуляции (28 дней в периоде) в условиях проградации надводной части пляжа на полигоне 14км является период А11, где наблюдалось 100% нормальных эффективных ветров (Рисунок 3.20).

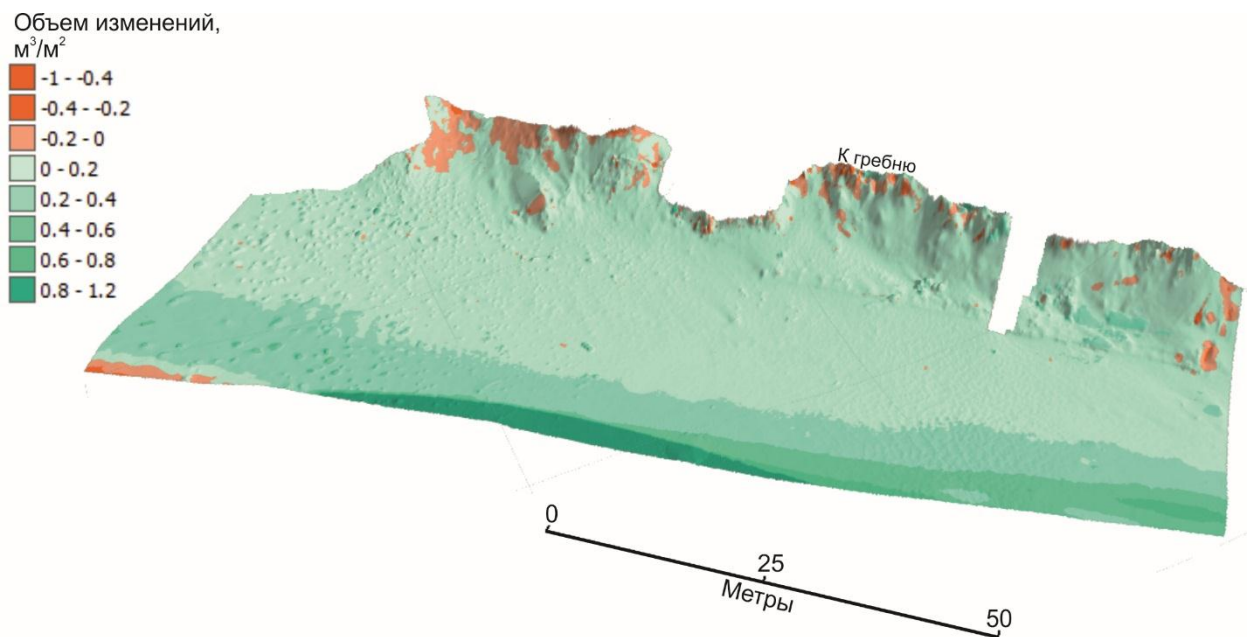


Рисунок 3.20 - Цифровая модель разницы периода А11 (на ЦМР от 19.08.2016)

Как и на морфодинамической схеме, на цифровой модели разности прослеживаются зоны обширной аккумуляции, в надводной части пляжа связанные с его проградацией в сторону моря, а в тыловой и на прислоненных формах с эоловой. На морфодинамической схеме (рисунок наблюдается полоса (не очевидная на цифровой модели разности рисунка 3.20), где снижен объем отложенного материала, в сравнении с соседними, что может свидетельствовать о его расходе в ветропесчаный поток.

**Участок 42км.** Для построения морфодинамической схемы 42км использовались данные по динамике зачаточной дюны и надводной части пляжа, не включая густо покрытый растительностью наветренный склон, зоны распространения растительности, где данные НЛС

могут потенциально быть искажены. Морфодинамическая схема полигона 42км по данным НЛС 2014-2018 г представлена на рисунке 3.21.

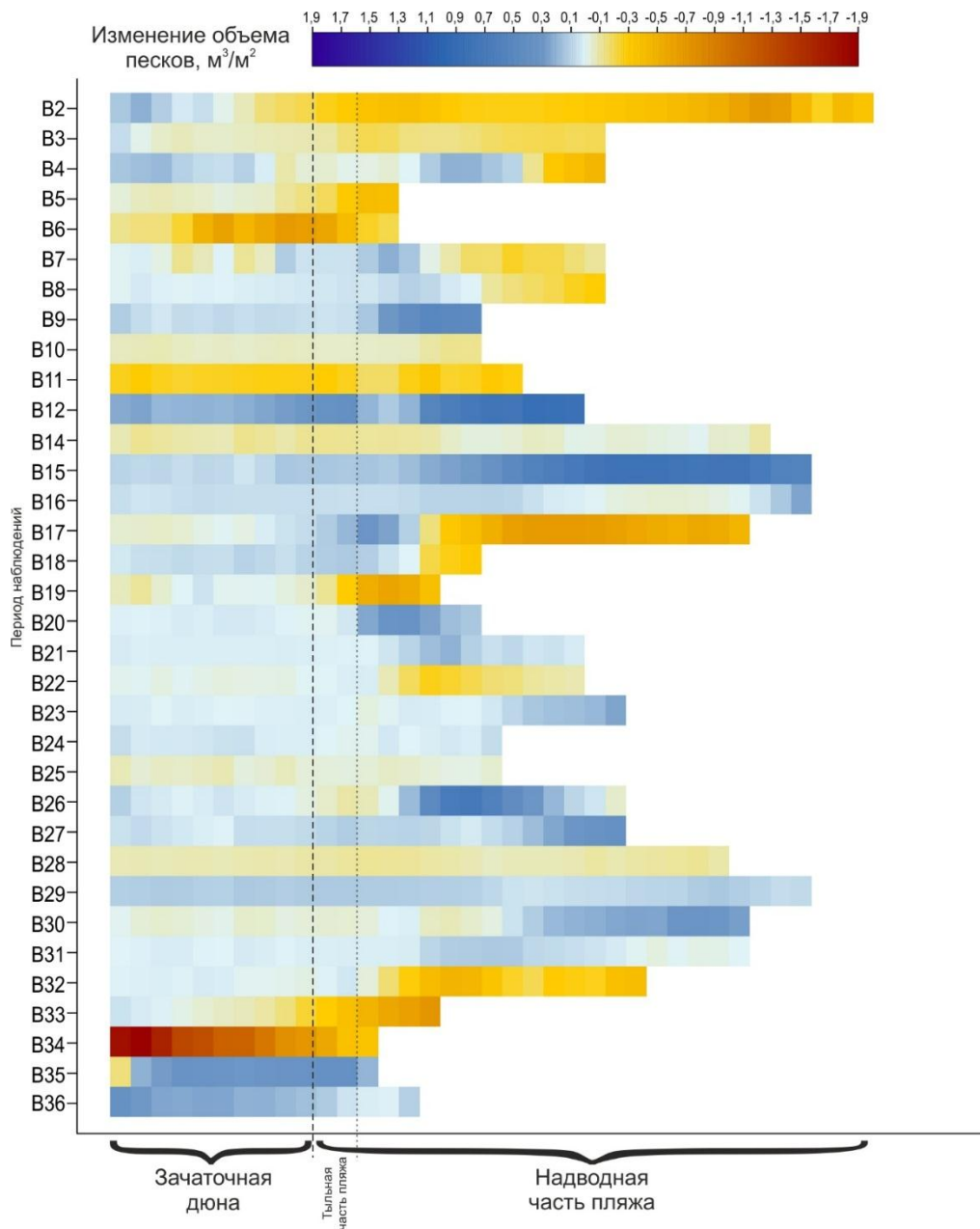


Рисунок 3.21 – Морфодинамическая схема полигона 42км.

В морфодинамической структуре полигона 42км наблюдается ряд периодов отрицательного изменения объемов морфологических форм, вероятно вызванных штормовой активностью. Характер распространения различный – наблюдается соседство различных периодов размыва (B2-B3; B5-B6; B33-B34), а также чередование периодов выраженной аккумуляции и размыва (B11-B12-B14-B15).

Среди периодов можно выделить ряд наблюдений, в которых хорошо прослеживается влияние серий штормовых событий на берег, а также роль морфологических условий в

интенсивности проявления эрозионного потенциала штормов (Рисунок 3.21, Рисунок 3.22, Рисунок 3.23).

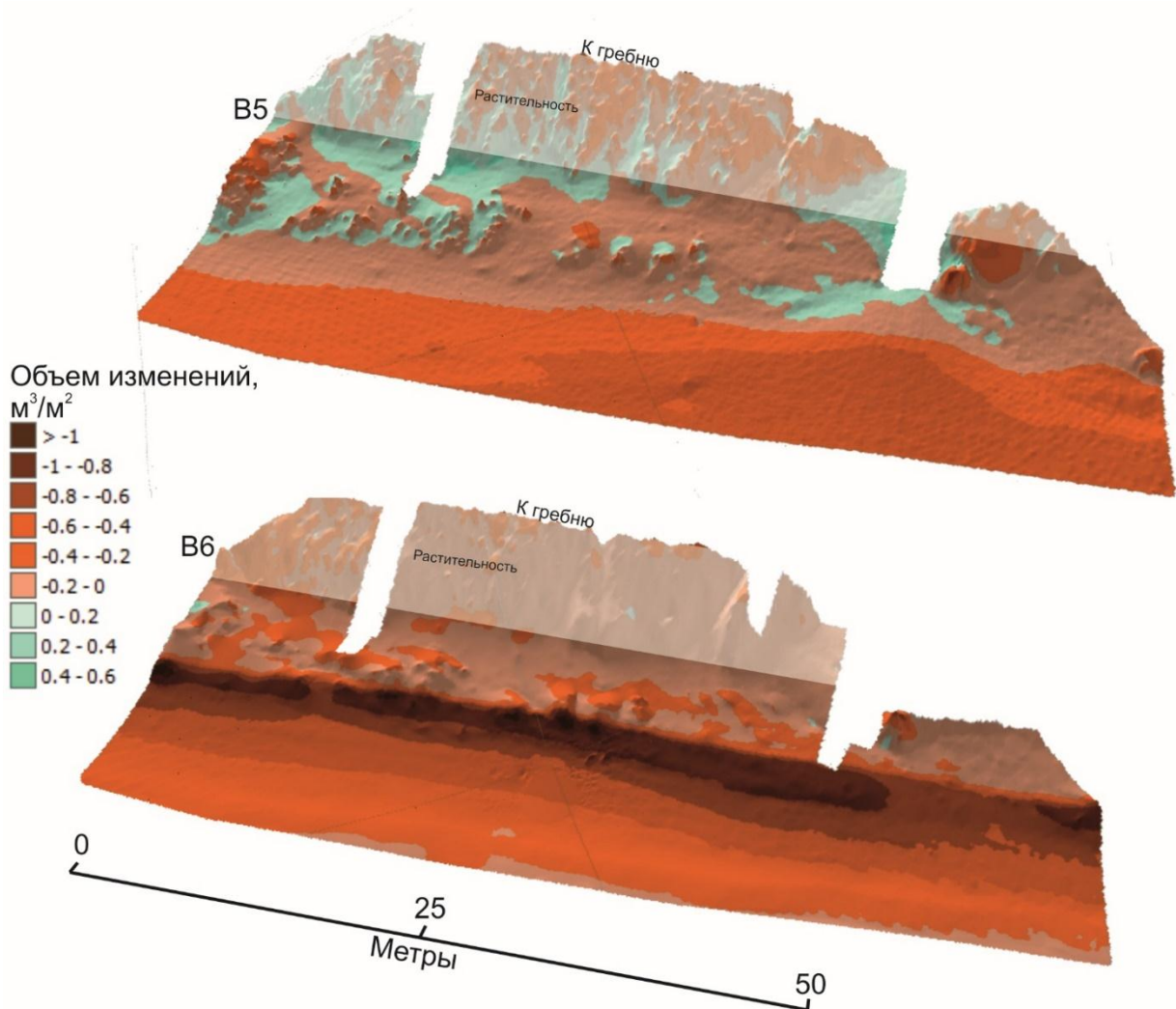


Рисунок 3.22 – Цифровые модели разницы периодов В5 (на ЦМР от 15.09.2015) и В6 (на ЦМР от 10.12.2015)

В период В5 (17.09.2015 - 10.12.2015) в условиях сильных и умеренных волнений (сумма энергии 32, среднее энергетическое содержание 5.4, кумулятивный SESI 79) наблюдалась МТWL до 1.82 м. Суммарная продолжительность штормовых событий составляла 126 часов. В этих условиях наблюдался размыв пляжей – сокращение объемов на 0.6-0.4 м<sup>3</sup>/м<sup>2</sup>, что снизило их защитный потенциал. На зачаточной дюне отчетливо прослеживаются как отдельные зоны эолового накопления, так и следы дефляции (16% эффективных вдольбереговых ветров средней скоростью 8.2 м/с). Так, в периоде В6 (10.12.2015 - 28.01.2016) в условиях сниженных запасов песчаного материала наблюдалось 48 штормовых часов, с более низкой суммой энергии (8), и с более низким ее средним содержанием на событие (2), кумулятивный SESI почти вдвое превышал значение в предыдущем периоде (59), а высота МТWL составляла 2.99 м. Это



создало условия для существенного размыва тыльной части пляжа, а также сегмента зачаточной дюны (до  $1 \text{ м}^3/\text{м}^2$ ), шириной 3-5 метров.

Аналогичный эффект наблюдался в периоды (В32-В33-В34) (Рисунок 3.22-Рисунок 3.23), зафиксированный детальнее за счет большей частоты измерений.

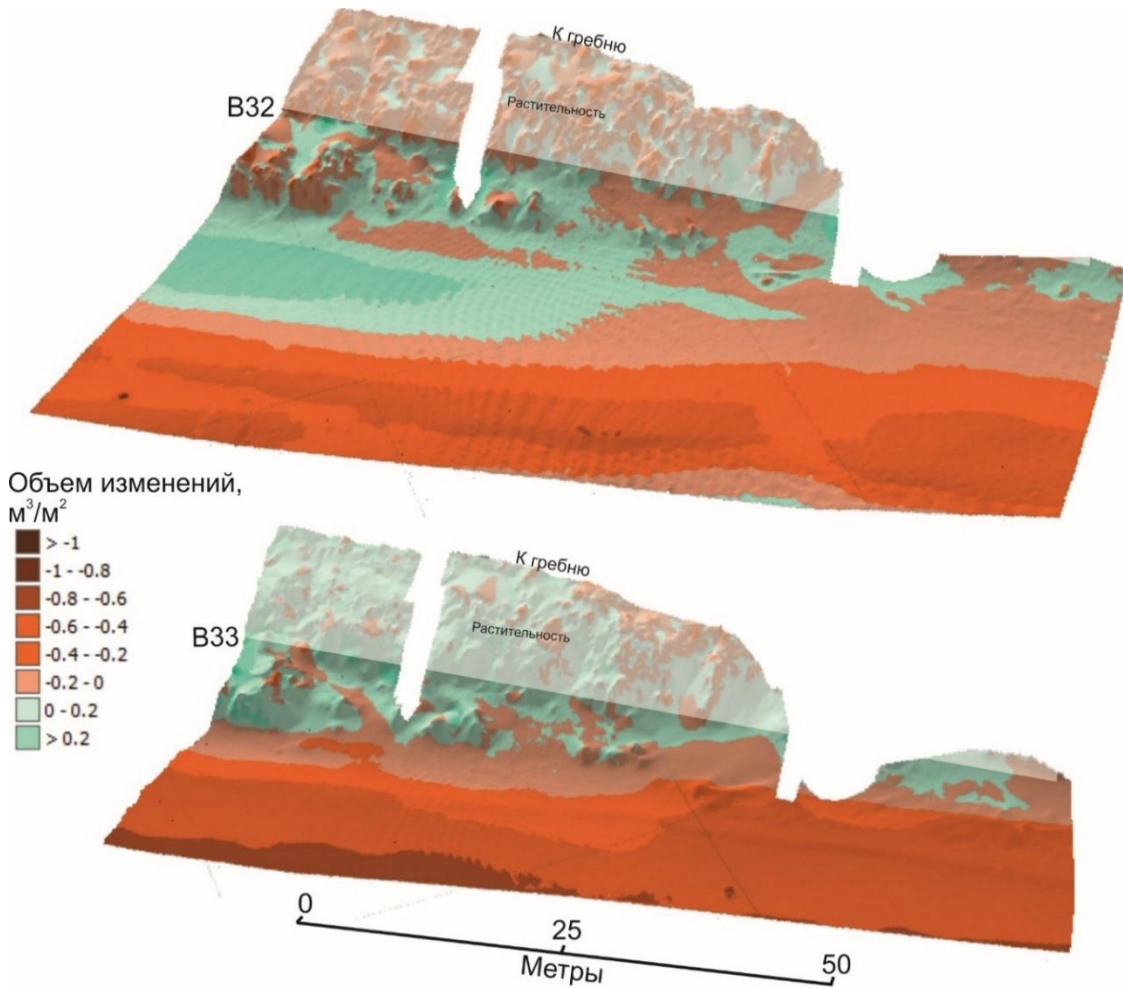


Рисунок 3.22 – Цифровые модели разницы периодов В32 (на ЦМР от 08.09.2017) и В33 (на ЦМР от 20.09.2017)

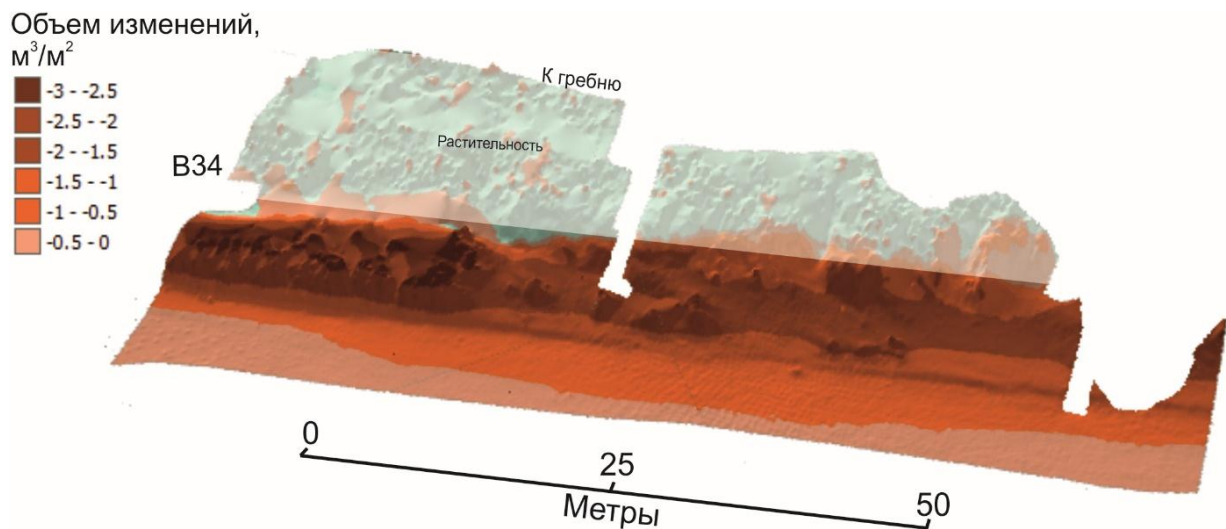


Рисунок 3.23 – Цифровая модель разницы периода В34 (на ЦМР от 17.10.2017)

В период В32 в ходе умеренных и сильных волнений (18 часов штормов, сумма энергии 2.5, среднее энергетическое содержание 2.5, высота MTWL 0.98 м) произошел размыв надводной части пляжа и агградационной бермы  $0.2-0.6 \text{ м}^3/\text{м}^2$ . В ходе усилившейся в В33 активности (33 часа штормов, сумма энергии 5.1, среднее содержание 5.1, MTWL 1.38 м) пляж был заметно выположен и его объем существенно сократился.

Постепенный размыв агградационной бермы и морского склона надводной части пляжа в периоде В32, размыв тыловой части пляжа, и его существенное выполаживание в периоде В33 создало условия для возможности глубокого проникновения потока заплеска. В сочетании с увеличением уровня в периоде В34 (16.10.2017 - 03.11.2017) максимальная высота MTWL составила 3.14 м. В периоде наблюдалось 27 штормовых часов, с суммарным энергетическим содержанием 5, среднее содержание в событии составляло 5, что выше предшествующих периодов. Высота максимального уровня моря MTWL достигала максимума за период наблюдений (3.14 м). Эти условия привели к размыву тела зачаточной дюны на 8-8.5 м, с потерей до  $2-3 \text{ м}^3/\text{м}^2$  слагающих песков.

В качестве примера эоловой аккумуляции были выбраны периоды В12 и В16, где наблюдалась эоловая аккумуляция песчаного материала в зоне зачаточной дюны (Рисунок 3.24-3.25).

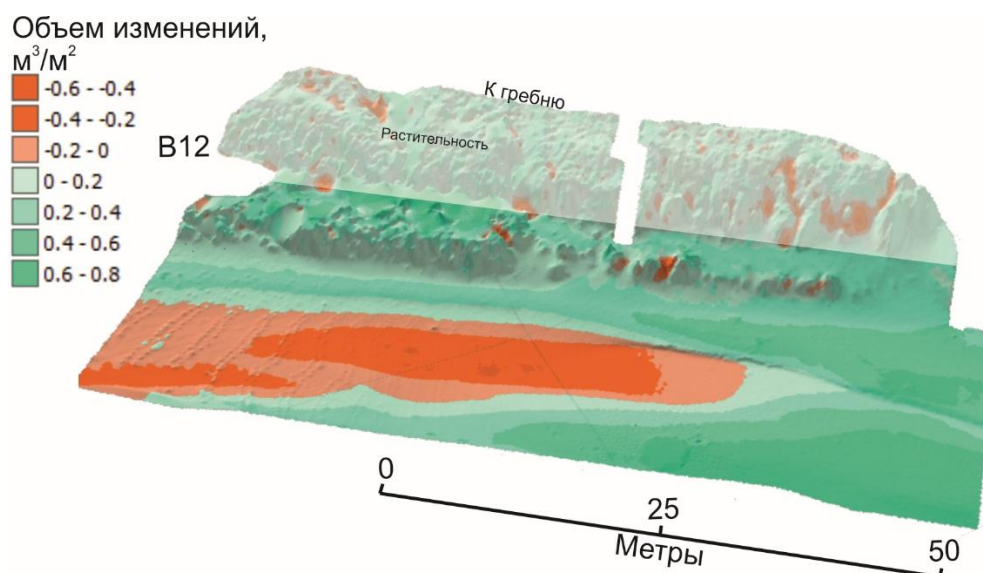


Рисунок 3.24 - Цифровая модель разницы периода В12 (На ЦМР от 22.07.2016)

Период В12 (22.07.2016 - 02.09.2016) является хорошим примером эоловой аккумуляции в условиях умеренной волновой активности. MTWL максимальный 1.74 м, средний 0.49 м. Аккумуляции способствовали нормальные эффективные ветры 93% повторяемости средней скоростью 7.3 м\с, что привело к существенному накоплению песков в области зачаточной дюны до  $0.4 \text{ м}^3/\text{м}^2$ .

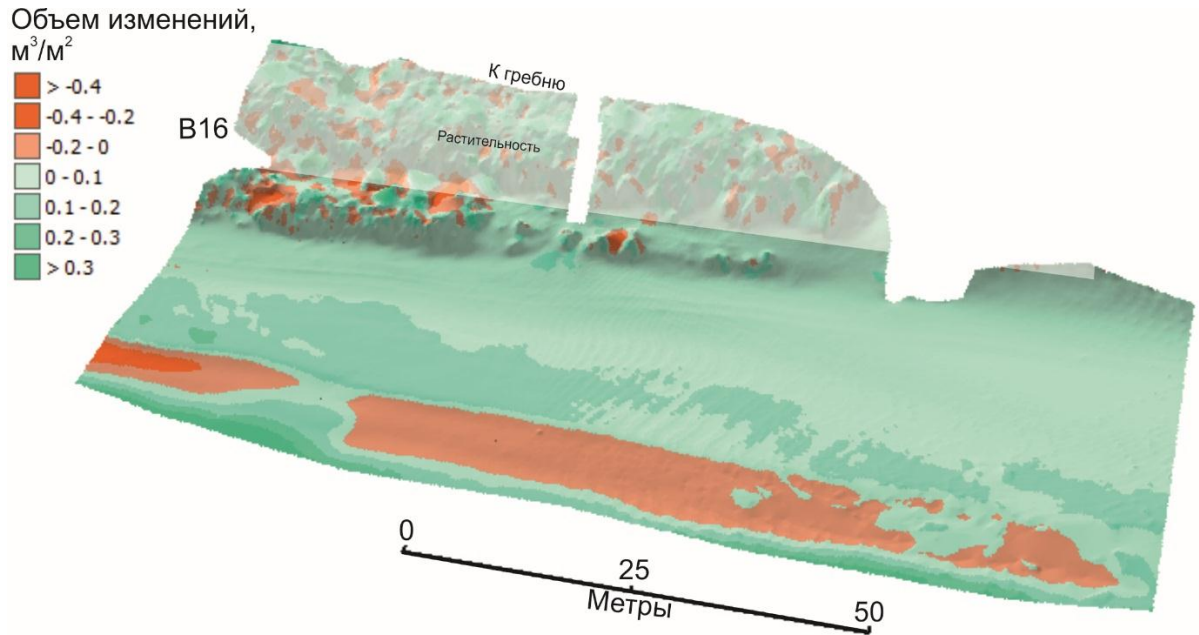


Рисунок 3.25 - Цифровая модель разницы периода В16

В отличие от периода В12 в периоде В16 наблюдались штормовые условия (суммарное и среднее энергетическое содержание 14.8 и 4.9, MTWL не превышал 1.29 м, средний 0.4 м). Эоловый перенос развивался при 30% повторяемости нормальных эффективных ветров и 40% нормально-наклонных 6.2 и 7.3 м/с соответственно. Следует отметить наличие 30% вдольбереговых ветров 9.4 м/с, что могло способствовать дефляции накопленного материала. В таких условиях в области зачаточной дюны было накоплено 0.1-0.15  $\text{м}^3/\text{м}^2$ .

Таким образом, развитие системы происходит при сложных взаимодействиях разнонаправленных явлений, когда один и тот же процесс способствует как развитию эоловых форм, так и их разрушению, в зависимости как от интенсивности явления, так и от факторов его развития. Эоловая аккумуляция может быть эффективна в штормовых условиях, находясь в балансе между началом дефляции и глубиной проникновения потока заплеска. Обобщая все условия эолового накопления, дефляции, волнового размыва и намыва, влияющие на агградацию, темпы вдоль профиля морского берега Куршской косы приведена на рисунке 3.26.

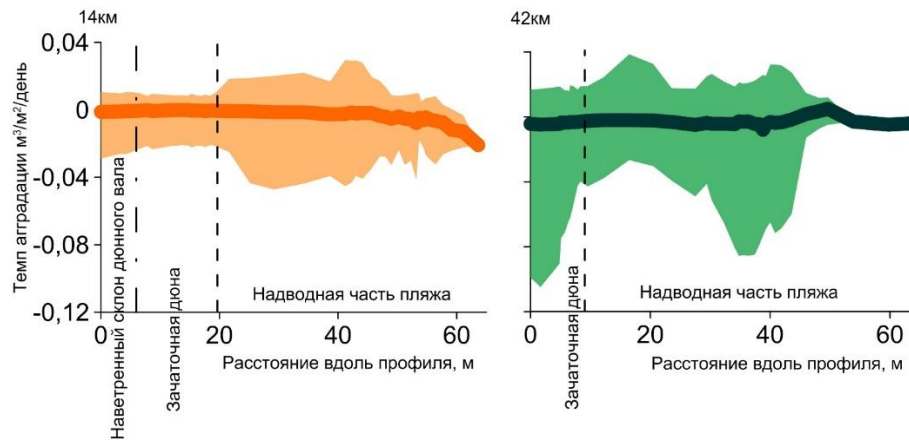


Рисунок 3.26 – Приведенные к времени темпы вертикальной агградации профиля берега

Темпы вертикальной агградации ( $\delta V/\delta t$ ), полученные по усредненным во вдольбереговом направлении данным, несущественно различаются вдоль берегового профиля, а также между полигонами. Так для наветренного склона дюнного вала темп агградации слабо негативный -  $0.0008 \text{ м}^3/\text{м}^2/\text{день}$ . Для прислоненных эоловых форм на участке 14 км темп также слабо отрицательный  $-0.00038 \text{ м}^3/\text{м}^2/\text{день}$ , несколько ниже на 42км -  $0.00034 \text{ м}^3/\text{м}^2/\text{день}$  по данным за период наблюдений. Brodie et al. [2019] на несколько меньшей выборке связывают скорости агградации  $0 \pm 0.01 \text{ м/месяц}$  ( $\sim 0.0003 \text{ м/день}$ ) с шумом сигналов НЛС и принимают как близкие к нейтральным.

### 3.5. Оценка связи между морфологическими элементами, стимулирующими и лимитирующими факторами

Для исследования связей между морфологическими элементами вследствие морфодинамического взаимодействия были выполнены статистические тесты. Были исследованы корреляции Пирсона между отдельными морфологическими элементами для обоих полигонов. Использовались как темпы вертикальной агградации берега (приведенные к времени периода) так и собственные значения динамики  $\Delta V$  для периодов. Итоговый набор включал 69 значений, характеризующих динамику каждого морфологического элемента. В таблицах 3.3-3.4 представлены корреляции Пирсона и р-значения для морфологических элементов обоих полигонов.

Таблица 3.3 – Морфодинамическая зависимость между морфологическими формами на полигоне 14км

По темпам вертикальной агградации ( $\delta V/\delta t$ )								
Зона	R				p-значение			
	FDWS	EF	BB	BCH	FDWS	EF	BB	BCH
FDWS	1				0			
EF	0.83	1			0.0002	0		
BB	0.41	0.61	1		0.17	0.01	0	
BCH	0.21	0.23	0.50	1	0.83	0.72	0.06	0
По собственному значению динамики $\Delta V$								
FDWS	1				0			
EF	0.36	1			0.28	0		
BB	-0.29	0.57	1		0.51	0.02	0	
BCH	-0.18	0.26	0.48	1	0.99	0.64	0.08	0

Примечание: FDWS – наветренный склон дюнного вала; Ef – зачаточная дюна; BB – тыльная часть пляжа; BCH – надводная часть пляжа

Таблица 3.4 – Морфодинамическая зависимость между морфологическими формами на полигоне 42км

По темпам вертикальной агградации ( $\delta V/\delta t$ )						
Зона	R			p-значение		
	EF	BB	BCH	EF	BB	BCH
EF	1			0		
BB	0.79	1		0.0005	0	
BCH	0.47	0.40	1	0.08	0.19	0
По собственному значению динамики $\Delta V$						
EF	1			0		
BB	0.73	1		0.002	0	
BCH	0.43	0.67	1	0.13	0.005	0

Примечание: Ef – зачаточная дюна; BB – тыльная часть пляжа; BCH – надводная часть пляжа

В морфодинамической структуре полигонов устойчиво положительная сезонная связь наблюдается между отдельными морфологическими элементами, преимущественно по темпам вертикальной агградации. Сила взаимосвязи существенно снижается по мере удаления морфологических элементов от гребня дюнного вала в сторону уреза моря, равно как и падает статистическая достоверность таких связей (p-значение). Сильно связаны наименее литодинамически мобильные морфологические формы такие как наветренный склон дюнного вала, зачаточная дюна и, отчасти, тыльная часть пляжа, редко подвергающаяся волновой активности. По собственным значениям динамики значимость взаимосвязей существенно ниже,

в особенности для наветренного склона дюнного вала, тыловой части пляжа и надводной части пляжа. Это можно связать с тем, что после существенных штормовых воздействий размывтый материал дюнного вала перемещается в ее основание, а также на пляж, формируя области накопления этого материала (т.н. «эффект лавины», включаемый в численные модели размыва [Roelvink et al., 2009]). В сезонном масштабе данные процессы сложно зафиксировать, однако, динамически их значимость довольно высока.

Таким образом, в морфодинамических связях наблюдается поперечная зависимость. Последовательно морфологические формы хорошо взаимосвязаны, при этом сила и достоверность связей снижается в сторону уреза моря. Своеобразная поперечная морфодинамическая соподчиненность ранее концептуально описывалась Bauer [1999], и связана с поперечным, обусловленным гидродинамическими процессами, [Houser, 2009] поступлением наносов на надводную часть пляжа, откуда транспортируется в сторону тыловой части пляжа [Christiansen and Davidson-Arnott, 2004], расходясь на рост зачаточной дюны и, далее, к дюнному валу, причем, с постепенно замедляющимися темпами, а сила непосредственной сезонной морфодинамической взаимосвязи снижается. Следует отметить, что в сезонном масштабе, также может проявляться и вдольбереговое морфодинамическое взаимодействие, снижая итоговую силу связи [Montreuil, 2012], которое, однако, не было выявлено в последних работах [Brodie et. al., 2019]. Psuty [1992] описывалось что развитие прибрежных дюн и прислоненных форм сопряжено со слабо отрицательной динамикой пляжа (что связано с расходом наносов на перенос), однако, в сезонном масштабе этот эффект (таблица 3.12, отрицательные корреляции пляжа и наветренного склона дюнного вала) связан с гидродинамическими процессами, воздействующими на пляж.

Для исследования роли стимулирующих и лимитирующих факторов в морфодинамике системы пляжа-дюнного вала был выполнен статистический анализ с использованием метода главных компонент (общая вариация) [Hotteling, 1947; Ingebristen and Lyon, 1985]. Подразумевая, что переменные преимущественно когерентны в своих пространственно-временных изменениях, метод главных компонент (МГК) применялся в ряде естественнонаучных исследованиях [Vaz et. al., 2016; Sewerniak et al., 2017], а также в определении характерных зависимостей в метеорологии и исследованиях берегов [Houser, 2009].

В результате построения статистической модели стимулирующих и лимитирующих факторов методом главных компонент, были выделены главные компоненты, суммарно описывающие не более 63% общей вариации (рисунок 3.27).

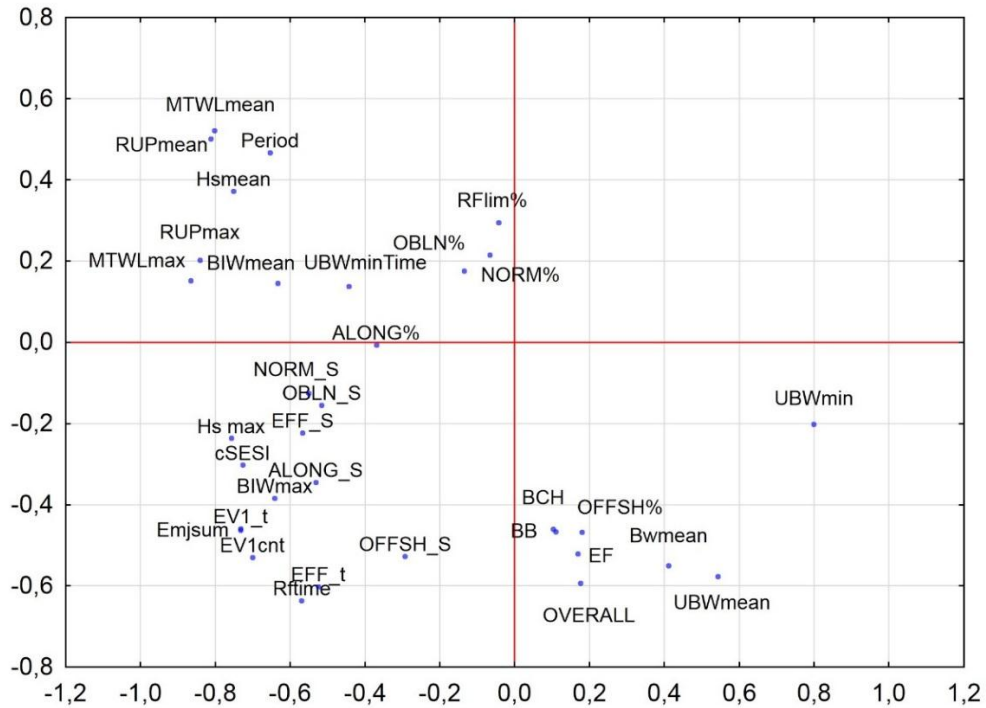


Рисунок 3.27 – Статистический анализ (МГК) темпов вертикальной агградации, стимулирующих и лимитирующих факторов

Первая компонента описывает 46% общей вариации, вторая компонента 17%, дальнейшее включение компонент в модель показало отсутствие их значимости (слабое приращение  $R^2X$ ). Наибольшие нагрузки наблюдались для среднего максимального достигнутого уровня моря в периоде (-0.86), а также для средней высоты волнового наката  $R_{2\%}$ . Также наблюдалась существенная кластеризация нагрузок, показывающая взаимосвязь гидродинамических и метеорологических параметров. Однако, стойких и однозначных статистических взаимосвязей этих параметров с естественной сезонной морфодинамикой дюнного вала не выявлено. Прослеживается описанная ранее морфодинамическая взаимосвязь между морфологическими формами, средней шириной пляжа по данным численного моделирования, минимальной и средней шириной незатопленной части пляжа, а также частотой повторяемости эффективных ветров с берега. Ширина незатопленной части берега является одним из наиболее значимых лимитирующих факторов, поскольку определяет, как ширину полосы насыщения ветропесчаного потока, так и потенциальную возможность размыва прислоненных эоловых форм [Danchenkov et al., 2019]. Объяснима и взаимосвязь с повторяемостью эффективных ветров с берега, которые иногда могут вызвать вторичные воздушные потоки, приводящие к морфологическим изменениям. Несколько исследований подчеркивали значимость эффективных ветров с берега, в особенности, их взаимодействие с приповерхностными воздушными потоками [Lynch et. al., 2008; Montreuil and Bullard, 2011;

Hesp and Walker, 2012]. Не смотря на эти взаимосвязи, в целом, статистическая модель не может быть признана достоверной, показывая наличие столь нестойких взаимосвязей морфологических изменений и факторов. Ранние попытки [Fabbrì et al., 2017] статистического моделирования в масштабах месяцев и лет на меньших выборках приводили к более статистически адекватным результатам, однако, также для отдельных показателей, не характеризуюя процессы в целом. Для использования в целях геоэкологической оценки и разработки рекомендаций по рациональному использованию, защите и восстановлению дюнного вала следует использовать моделирование, основанное на известных физических процессах.

### **3.6. Анализ лимитирующих природно-антропогенных факторов развития дюнного вала Куршской косы**

Для анализа современных условий и факторов развития природно-антропогенного сооружения – дюнного вала национального парка «Куршская коса» был создан временной ряд высокоточных цифровых моделей рельефа по данным наземного лазерного сканирования дюнного вала за период 2014-2018 г. На основе анализа цифровых моделей рельефа были установлены основные связи в морфодинамической системе пляжа - дюнного вала. Устойчиво положительная сезонная связь наблюдается между отдельными морфологическими элементами системы, преимущественно по темпам вертикальной агградации. Сила и достоверность взаимосвязи существенно снижается по мере удаления морфологических элементов от гребня дюнного вала в сторону уреза моря. Сильно связаны наименее литодинамически мобильные морфологические формы такие как наветренный склон дюнного вала, зачаточная дюна и, отчасти, тыльная часть пляжа, редко подвергающаяся воздействию волновой активности. Таким образом, в сезонных морфодинамических связях наблюдается существенная поперечная зависимость, и развитие дюнного вала сильно связано с состоянием морского пляжа.

Выполненный на основе выбранных критериев обобщенный анализ метеорологических и гидродинамических условий позволил дифференцировать и установить наиболее существенные лимитирующие факторы естественного развития дюнного вала Куршской косы.

1. **Атмосферные осадки.** Годовой ход месячной суммы атмосферных осадков в районе Куршской косы и связанная с ними доля ограничения благоприятных к эоловому переносу событий приведена на рисунке 3.28а.

Атмосферные осадки вызывают намокание поверхности песчаных отложений. Сцепление частиц во влажных отложениях усиливается капиллярными силами, а также силой адгезионного взаимодействия, определяемой молекулярной абсорбцией воды вокруг



поверхности песчаной частицы. Установлено, что атмосферные осадки в районе Куршской косы ограничивают число благоприятных для эолового переноса событий, в среднем, на 22-80%, а в отдельные месяцы до 92%, являясь основным лимитирующим фактором.

2. **Ширина незатопленной части пляжа**, связывающая морфологические, метеорологические и гидродинамические факторы. Определяет, как доступность полосы насыщения, так и потенциал размыва дюнного вала в ходе штормовых событий.

На рисунке 3.28б приведена средняя ширина незатопленной части пляжа в благоприятные для эолового переноса дни и ассоциированная с ней доля ограничения благоприятных для эолового переноса событий. На Рисунке 3.28в обобщается совместное влияние лимитирующих факторов на эоловый перенос.

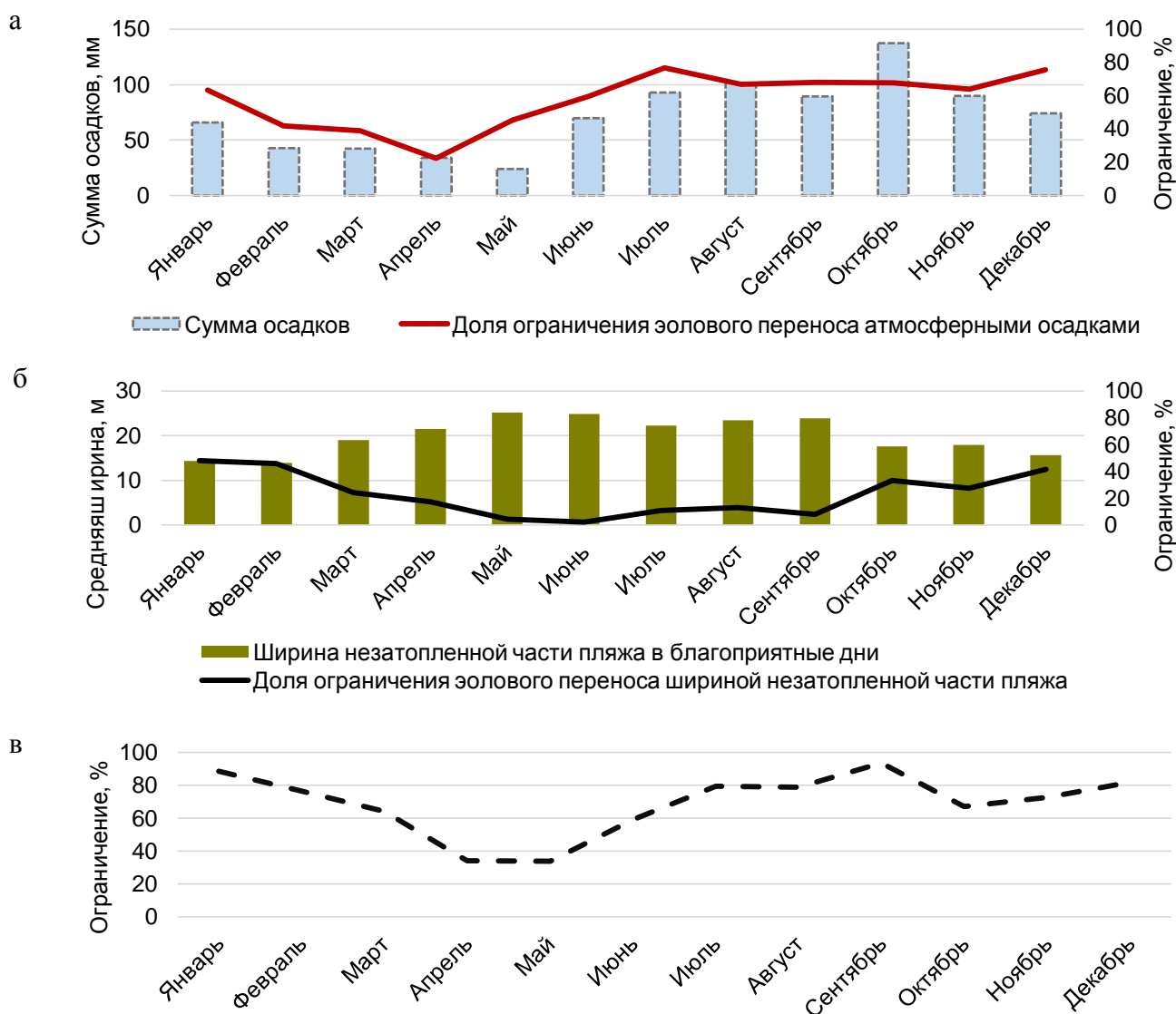


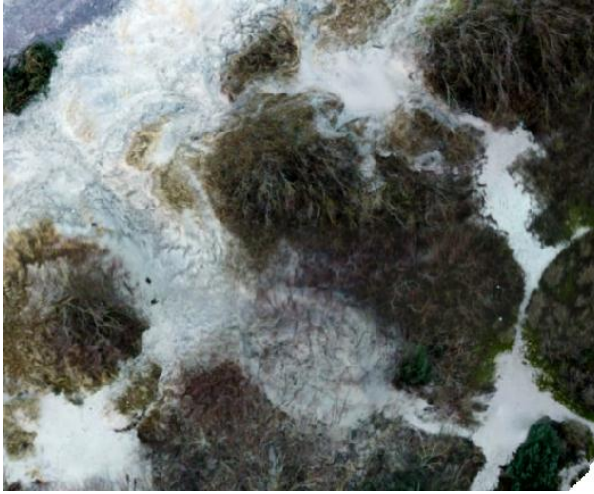
Рисунок 3.28 – Ограничение эолового переноса на берегу Куршской косы, вызванное атмосферными осадками (а); шириной незатопленной части пляжа (б); совместным влиянием факторов (в).

Фактор ширины незатопленной части пляжа включает в себя морфологические условия – уклон и ширину надводной части пляжа, определяемые предшествующими гидродинамическими явлениями, гидродинамические – высоту и длину значительных волн, высоту потока заплеска, уровень моря, метеорологические – направление и силу ветра. На Куршской косе, по данным анализа гидрометеорологических данных и полевых наблюдений фактор ширины незатопленной части пляжа ограничивает число благоприятных для эолового переноса событий, в среднем, на 2-48%, а в отдельные месяцы до 90%, что позволяет отнести его ко второму наиболее значимому лимитирующему фактору.

В качестве примера влияния лимитирующих факторов можно привести следующие ситуации. Например, (1) в октябре течение 7 дней наблюдались атмосферные осадки суммой 15 мм, к 7 дню установился ветер 8 м\с, нормальный по направлению к дюнному валу. В такой ситуации влажные от воздействия атмосферных осадков пески не смогут быть перенесены ветром, не смотря на скорость, превышающую критическую (в октябре составляющие 5.4-5.7 м\с). (2) В сухую погоду установились ЗСЗ ветра ( $\sim 280^\circ$ , 11 м\с), или  $34^\circ$  к нормали дюнного вала, вызвавшие ветровое волнение (выс. 1.5 м, длин. 24 м.), высоту наката 0.6 м, нагона 0.4 м, что привело к затоплению пляжа на 21 м. Ширина пляжа составляла 40 м, соответственно незатопленной части - 19 м. С учетом скорости (11 м\с) и направления к нормали ( $34^\circ$ ) длина полосы насыщения должна составлять  $F_c = 39$  м, однако в рассматриваемой ситуации составляет 23 м, что недостаточно для установления сальтационного режима эолового переноса.

Обобщая полученные результаты анализа наиболее значимых лимитирующих факторов (рисунок 3.28в) можно установить, что совокупно, лимитирующие факторы могут ограничивать число благоприятных для эолового переноса ситуаций на 36-88%, а в их годовом ходе наблюдается некоторая сезонность, связанная с осенне-зимней штормовой и циклонической активностью.

Антропогенное влияние на морфодинамические процессы в системе проявляются в виде рекреационного воздействия, а также работ, проводимых в национальном парке для укрепления дюнного вала (Рисунок 3.29).



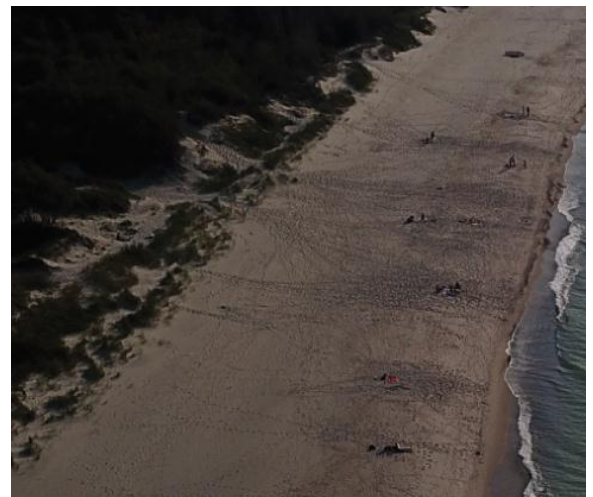
а



б



в

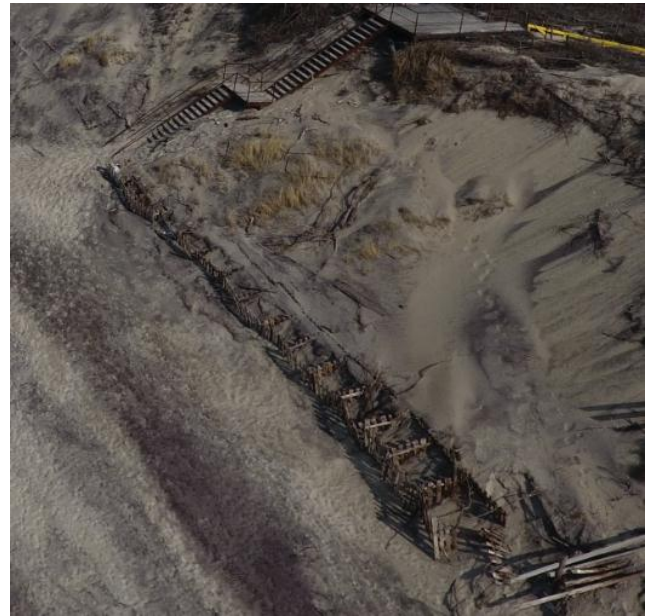


г

Рисунок 3.29 – Антропогенное рекреационное воздействие на дюнный вал. а) Формирование котловины выдувания и зон активного угнетения растительности в местах необорудованного спуска на пляж б) Деградация эоловой подушки в месте необорудованного спуска в) Использование котловины выдувания для отдыха. г) Съемка в вечернее время – формирование пешеходной сети в местах массового неорганизованного спуска.



а



б



в



г

Рисунок 3.30 – Антропогенное воздействие на дюнный вал в форме проводимых мероприятий по защите. а) Сплошное укрывание котловины выдувания лапником; б) Пескоулавливающие конструкции в основании дюнного вала; в) Слабопроницаемые пескоулавливающие конструкции на наветренном склоне и дефляционных поверхностях на гребне дюнного вала; г) Увеличение шероховатости на гребне дюнного вала посредством навалов веток.

Ориентировочные коэффициенты шероховатости естественных и антропогенных объектов были получены посредством морфометрического анализа цифровых моделей

наземного лазерного сканирования на участках с антропогенным воздействием и при его отсутствии. Для морфологических элементов морского берега Куршской косы, а также для различных форм антропогенного воздействия, посредством анализа цифровых моделей, обобщенно можно предложить следующие геоэкологические характеристики шероховатости (таблица 3.5)

Таблица 3.5 – Характерная шероховатость для различных объектов Куршской косы

Объект	Коэффициент шероховатости Z0 (м)
Морской пляж	0.001-0.1
Эоловая подушка и основание пляжа	0.015-0.15
Ложе активной котловины выдувания	0.04-0.05
Наветренный склон дюнного вала (без растительности)	0.05-0.07
Наветренный склон дюнного вала (с растительностью)	0.05-0.30
Растительность в основании пляжа	0.07-0.30
Пескоулавливающие конструкции	0.22-0.38
Навалы елового лапника или ветвей	0.25-0.30 и более

Неконтролируемое перемещение посетителей национального парка по телу дюнного вала деструктивно влияет на растительный покров, соответственно, уменьшая степень шероховатости поверхности, что снижает потенциал естественных процессов восстановления вала, а также увеличивает дефляционные потери. Мероприятия национального парка, в целом, направлены на удержание песков на дюнном валу, однако, не всегда проводятся комплексно, в соответствии с локальными условиями и необходимыми параметрами технических средств защиты (степень проницаемости, ориентировка, положение).

На основе выполненного анализа было установлено, что в сезонном масштабе развитие природно-антропогенного сооружения – дюнного вала Куршской косы, в настоящее время, происходит под действием естественных природных процессов. Наиболее существенный лимитирующий фактор - атмосферные осадки, обобщенно сокращающие число благоприятных к эоловому переносу ситуаций на 22-80%. Морфологические и гидродинамические факторы, взаимосвязаны в факторе ширины незатопленной части пляжа и влияют на естественное поступление наносов на дюнный вал в 2-48% благоприятных ситуаций, когда сокращается полоса насыщения ветропесчаного потока и увлажнены пляжевые пески, а также является важнейшим условием волновой абразии дюнного вала. Совокупно, лимитирующие факторы могут ограничивать число благоприятных для эолового переноса дней на 36-88%.

## ГЛАВА 4. ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА И РЕКОМЕНДАЦИИ ПО УПРАВЛЕНИЮ ДЮННЫМ ВАЛОМ КУРШСКОЙ КОСЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОРФОДИНАМИЧЕСКОГО ПОДХОДА

В главе представлены результаты геоэкологической оценки и зонирования по потенциалу проявления эколого-геоморфологических опасностей на морском берегу с использованием морфодинамического подхода. С использованием геоэкологического нормирования, как способа оценки природно-антропогенных систем, результатов диагностического анализа, выполнена количественная оценка состояния системы дюнного вала национального парка «Куршская коса». На основе имеющихся функциональных зависимостей, результатов мониторинговых наблюдений была построена полуэмпирическая модель развития дюнного вала. В модель включены основные стимулирующие процессы и лимитирующие факторы развития дюнного вала, динамики котловины выдувания, включая антропогенные факторы воздействия. С использованием предложенной модели и результатов нормирования был выполнен поисковый анализ зон деградации дюнного вала, для которых проведена оценка потенциального подтопления внутренних территорий Куршской косы. Полученные результаты геоэкологической оценки позволили предложить схему рациональных стратегий управления дюнным валом, с указанием конкретных мероприятий и стоимостной оценкой.

### 4.1. Моделирование развития дюнного вала для целей управления прибрежной зоной

Задача построения модели динамики дюнного вала в масштабах, характерных для целей управления прибрежной зоной важна как с фундаментальной так с прикладной точки зрения, поскольку позволит как улучшить понимание развития дюнного вала в условиях бесприливного моря, так и потенциально улучшить существующую систему управления прибрежной зоной.

Для выбора модели ветропесчаного потока был выполнен расчет средней мощности ветропесчаного потока используя анализ цифровых моделей рельефа [Danchenkov et. al., 2019]. Для этого были рассчитаны изменения объема в периоде по зонам с интервалом 1 метр, отдельно по зонам во вдольбереговом и нормальном к ориентировке берега направлении (рисунок 4.1).

Для каждого интервала пляжевой поверхности был применен метод конечных разностей и приращение объема песчаного материала было получено с использованием соотношений 4.1-4.2

$$\frac{dV}{dx} = \frac{\Delta V(x_n) - \Delta V(x_{n-1})}{n} \quad (4.1)$$

$$\frac{dV}{dy} = \frac{\Delta V(y_n) - \Delta V(y_{n-1})}{n} \quad (4.2)$$

Где:  $n$  изменяется от 1 до 49 во вдольбереговом направлении (ось  $x$ ) и от 1 до 14 (ось  $y$ ).  $V(x_n)$  и  $V(y_n)$  выражает объем перемещенного материала во вдольбереговом и нормальном к берегу направлении,  $n$  – шаг интервала, приравненный к 1 в этом случае.

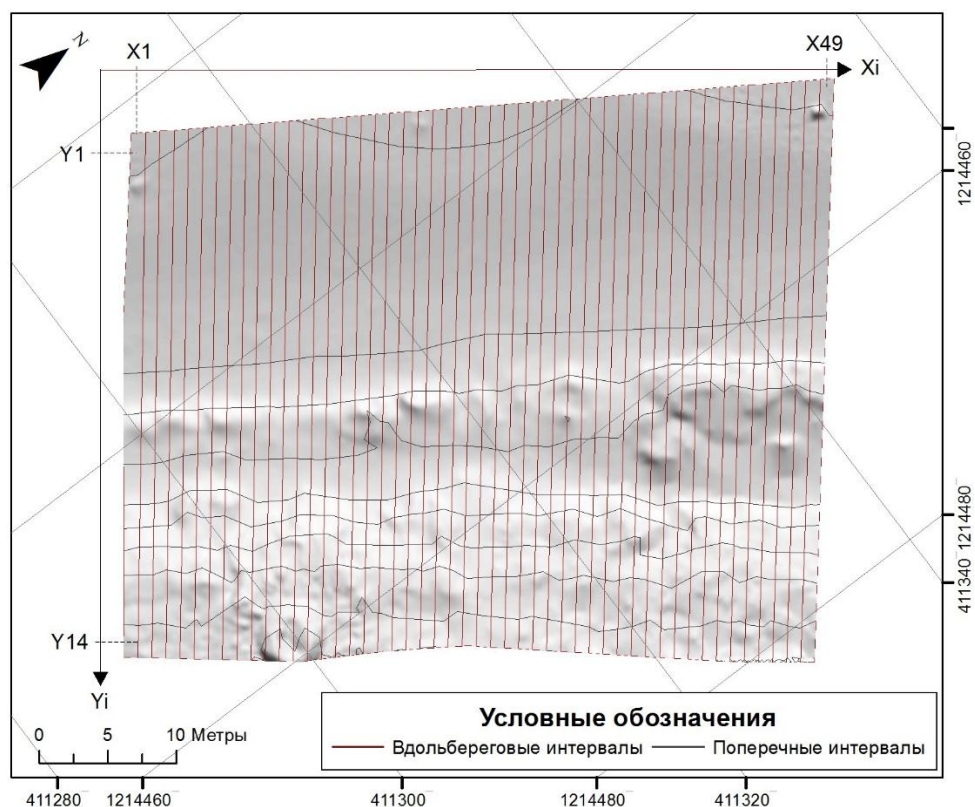


Рисунок 4.1 – Интервальная схема для вычислений методом конечных разностей

Пространственные границы расчетных областей были выбраны в соответствии с шириной затопления пляжа в периоде, а также размером критической полосы насыщения. Используя условия Delgado-Fernandez [2011], для целей такого расчета можно принять критическую длину полосы насыщения  $F_c \approx 21$  м. С учетом волнового режима, а также высоты штормового нагона, пляж был покрыт интервальной расчетной схемой на ширину, превышающую длину критической полосы насыщения и составлял  $38 \times 61$  метров пляжа и зачаточной дюны.

Слагающие исследуемую часть берега пески, по минералогическому составу преимущественно кварцевые [Rotnicka, 2011a], по гранулометрическому составу средние [Udden, 1914] были хорошо сортированы. Медианный диаметр по результатам лабораторного ситового анализа составлял 274.2-269.5 мкм (для вычисления медианного диаметра использовалась программа GRADISTAT [Blott and Pye, 2001]). Средняя плотность сухого песка по результатам лабораторного определения составляла 1.79-1.89 г/см<sup>3</sup> (использовалась

методика [Trautmann et al., 1985]). С использованием результатов гранулометрического анализа и плотности песков была рассчитана средняя мощность ветропесчаного потока  $q$  (таблица 4.1).

Таблица 4.1 – Сезонные характеристики эолового переноса для участка 42 км

Пер	Приращение объема песчаного материала во вдольбереговых направлениях, м <sup>3</sup>	Приращение объема песчаного материала в морских направлениях, м <sup>3</sup>	Мощность вдольберегового потока*	Мощность поперечного потока*	Вдольбереговая мощность ветропесчаного потока (гм <sup>-1</sup> с <sup>-1</sup> )	Поперечная мощность ветропесчаного потока (гм <sup>-1</sup> с <sup>-1</sup> )
В2	0.006	0.044	0.00043	0.00122	0.0095	0.027
В3	0.001	0.021	0.0005	0.0042	0.011	0.093
В4	0.003	0.032	0.003	0.0064	0.066	0.142
В6	0.003	0.025	0.001	0.00625	0.02	0.139

\* – объем эолового потока (м<sup>3</sup>), передвигаемого за 1 благоприятные сутки на 1 м.

Поскольку вдольбереговые ветра, вызывающие перенос песка не ограничены длиной полосы разгона [Rotnicka, 2011b], расчет вдольберегового ветропесчаного потока может отобразить только некоторый вклад в формирование эоловых форм в основании пляжа и подножия дюнного вала поскольку в отсутствие барьеров для ветропесчаного потока он будет продолжать двигаться вдоль пляжа (что может быть измерено иными инструментами в ином масштабе). Однако, в поперечном (нормальном, морском) направлении вследствие тормозящего эффекта форм рельефа [Hesp, 1988] и пескоудерживающих конструкций движение песка вдоль профиля пляжа будет ограничено, приводя к аккумуляции песка, которая может быть измерена с использованием НЛС. Результаты расчета мощности ветропесчаного потока вдоль профиля были сравнены с уравнением Багнольда [Bagnold, 1941], а также с полевыми мелкомасштабными наблюдениями с использованием песколовушек, выполнявшихся на песчаных берегах Юго-Восточной Балтики [Rotnicka, 2013] (таблица 4.2).

Таблица 4.2 – Сравнение результатов с другими исследованиями

Средняя скорость ветра на высоте 1 м (мс <sup>-1</sup> ) (настоящая работа)	Средняя мощность ветропесчаного потока (гм <sup>-1</sup> с <sup>-1</sup> ) (настоящая работа)	Мощность ветропесчаного потока по уравнению Багнольда (гм <sup>-1</sup> с <sup>-1</sup> ) (Bagnold, 1941)	Измеренная мощность потока (гм <sup>-1</sup> с <sup>-1</sup> ) (ближайшее значение) (Rotnicka, 2013)
5.49	0.027	0.046	0.37
5.98	0.093	0.059	0.79
6.88	0.142	0.09	3.15
7.59	0.139	0.12	2.88



Соотношение между мощностью ветропесчаного потока  $q$  ( $\text{гм}^{-1}\text{с}^{-1}$ ) и средней скоростью ветров  $U$  морских направлений, приведенной к высоте 1 м было получено посредством регрессионного анализа (4.3):

$$q = 10^{-5} * U^{4.67} \text{ с } R^2=0.744 \quad (4.3)$$

Наблюдающаяся положительная связь, указывает на возможность расчета мощности ветропесчаного потока с использованием анализа цифровых моделей рельефа в мезомасштабе.

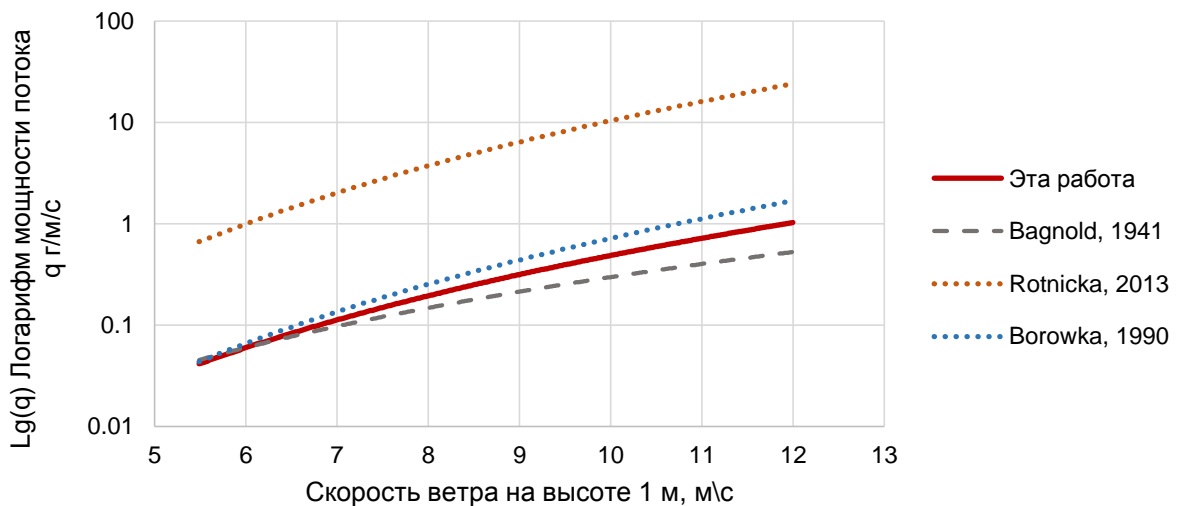


Рисунок 4.2 – Сравнение полученных результатов с эмпирическими зависимостями и функциональными уравнениями

Полученное соотношение показывает, что средняя мощность ветропесчаного потока пропорциональна средней скорости ветра на высоте 1 метр со степенью 4.67. Это значение несколько превышает кубическую степень, используемую в уравнении Багнольда, очень близка к результатам (4.68) из эмпирического соотношения Borówka [1990], и меньше, чем результаты (6.77) Rotnicka [2011a] для прибрежных дюн Польши.

По модулю средняя абсолютная ошибка в сравнении с результатами по уравнению Багнольда составляет 0.137, с эмпирическим соотношением Borówka [1990] – 0.167, с полевыми результатами Rotnicka [2013] – 4.67. Наименьшее среднеквадратическое отклонение также наблюдается относительно уравнения Багнольда 0.79, что позволяет принять его в качестве основы для упрощенной модели развития дюнного вала.

Подавляющее большинство исследований развития прибрежных дюн сфокусированы на изучении характеристик приземных воздушных потоков и процессов переноса песка в масштабе полевых экспериментов и попытках связать такие мелкомасштабные процессы с развитием прибрежных дюн. Ряд исследований основывались на использовании уравнений, например Багнольда, Камавюры, Леттау или Дюрана [Bagnold, 1941; Kamawura, 1951; Lettau

and Lettau, 1977; Duran et al., 2011] ветропесчаного потока для определения объемов поступления песка на эоловые формы [Arens, 1997; Bórowka and Rotnicki, 2001].

В связи со сложностью выявления и точного определения параметров всех переменных, описывающих перенос и отложение песков, которые различаются в пространстве и времени, задача прогноза развития эоловых форм труднодостижима [Nickling and Davidson-Arnott, 1990; Davidson-Arnott and Bauer, 2009]. Duarte-Campos et al., [2018] предложено соотношение, с обобщенными параметрами, позволившими производить расчет поступления песчаного материала на прибрежные дюны с межприливной зоны пляжа. Соотношение позволяло учитывать обобщенные характеристики влажности песков, гранулометрического состава, а также шероховатости поверхности, через которую может быть выражено антропогенное воздействие, что важно для моделирования развития дюнного вала.

Ряд ранних исследований предлагали различные уравнения для расчета ветропесчаного потока [Bagnold, 1941; Kamawura, 1951; Lettau and Lettau, 1977; Duran et al., 2011]. Широко используемое уравнение Багнольда имеет вид (4.4)

$$q(t) = f(C, g, D, d, \rho_a, \rho_s, u_*) \quad (4.4)$$

Где  $q$  – песчаный поток,  $C$  – безразмерный коэффициент Багнольда,  $d$  – медианный диаметр зерен,  $D$  – опорный диаметр зерен,  $\rho$  – плотность воздуха,  $\rho_s$  – плотность песчаных частиц,  $g$  – ускорение свободного падения,  $u_*$  – скорость сдвига.

Уравнение ветропесчаного потока основано на положении, что плотность потока массы  $Q$ , ввиду сальтационного режима движения соотносится с потоком количества импульса ветра  $\tau_p$  способным придать ускорение частицам песка, умноженным на поток массы  $q$ , создаваемый количеством импульса  $p$  [Kok et al., 2012]. В общей форме такие зависимости приобретают вид (4.5)

$$Q = \tau_p \frac{q}{p} = \rho_a (U_*^2 - U_{*t}^2) \frac{L}{\Delta v} \quad (4.5)$$

Где  $U_*$  – скорость сдвига,  $U_{*t}$  – пороговая скорость сдвига,  $\rho_a$  – плотность воздуха,  $L$  – длина прыжка сальтирующих частиц,  $\Delta v$  – разница между скоростью частицы в начале сальтации и при ее приземлении. Bagnold [1941] предложено соотношение  $L/\Delta v \sim U_*$ , что использовалось в дальнейшем многими авторами, в том числе Kamawura [1951]; Lettau and Lettau [1977].

Duarte-Campos et al. [2018] для расчета поступления песка с межприливной части пляжа на прибрежные дюны использовано уравнение Kamawura [1951], основанное на уравнении Bagnold [1941] (4.6)

$$Q = C_k \frac{\rho_a}{g} (U_* - U_{*tm})(U_* - U_{*tm})^2 \quad (4.6)$$

Константа  $C_k$  по Kamawira [1951] равна 2.78.  $U_{*tm}$  – пороговая скорость сдвига для влажных песков. Скорость сдвига  $U_*$  можно определить исходя из логарифмического закона Кармана (4.7)

$$U_* = \frac{0.4a_{veg} U(z)}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \quad (4.7)$$

Где  $U$  – скорость ветра на высоте измерения  $z$ ,  $z_0$  – коэффициент шероховатости. В уравнении Duarte-Campos et al. [2018] использовано предложенное Sherman [1992] выражение  $z_0 = 2D_{50}/30$ , чтобы учесть постоянную шероховатость. В данной работе использовался коэффициент шероховатости по данным НЛС, определяемый как  $0.1TRI$ , где  $TRI$  – индекс шероховатости по Riley et. al. [1999].

При антропогенном воздействии на дюнный вал (виды которого были представлены в главе 2) изменяются физические свойства в функциональных связях – изменяется шероховатость  $Z_0$  поверхности, влияя на эффективные ветра и, соответственно, скорость сдвига  $U^*$ . Учет изменений шероховатости может выполняться как на основе натуральных наблюдений (например, используя индекс шероховатости  $TRI$  по Riley et al. [1993], так и с использованием справочных значений (например, приведенных в главе 2). Изменение шероховатости, связанное с антропогенным воздействием, может быть связано с установкой пескоудерживающих конструкций, заборчиков, навалов лапника, изменений в характеристиках растительного покрова при его вытаптывании отдыхающими. Упрощенно, фактор наличия растительности (зависящий и от антропогенного воздействия, вследствие угнетения растительного покрова при его вытаптывании)  $a_v$  может быть учтен в уравнение 4.7 как дополнительный множитель, в случае отсутствия растительности равным 1, при растительности высотой 0.1 м и плотностью 5 растений на  $m^2$  – 0.75, при растительности высотой 0.2 м и плотностью 15 растений на  $m^2$  – 0.5 [Van Rijn, 2019].

Для учета различных условий транспорта песков с пляжа на эоловые формы, при аккумуляции и ветрового выноса с эоловых форм скорости ветра следует привести к высоте над уровнем поверхности рельефа, с учетом их собственной шероховатости по логарифмическому закону [Manwell et. al., 2010] (4.8)

$$U \approx U_{ref} \frac{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z_{ref}}{z_0}\right)} \quad (4.8)$$

Где  $U_{ref}$  - измеренная скорость на высоте метеостанции  $z_{ref}$ ,  $z_0$  – собственная шероховатость морфологических форм.

Из ряда полевых экспериментов известно, что влажность песков лимитирует развитие ветропесчаного потока [Niield, 2011; Delgado-Fernandez, 2010; Smit, 2017], увеличивая пороговую скорость сдвига таких песков. Чтобы учесть влажность песков в пороговой скорости

сдвига  $U_{*tm}$  различными авторами были предложены различные способы интеграции влажности в уравнение. Duarte-Campos et al. [2018] предложено использовать модифицированное Dong et al. [2002] выражение Bagnold [1941], которое также будет использовано в настоящей работе (4.9).

$$U_{*tm} = A \sqrt{g D_{50} \frac{\rho_s}{\rho_a} (1 + C * M)} \quad (4.9)$$

Выражение основано на том, что пороговая скорость сдвига зависит от медианного диаметра  $D_{50}$ ,  $\rho_a$  – плотность воздуха ( $1.225 \text{ кг/м}^3$ ),  $\rho_s$  – плотность песков ( $2650 \text{ кг/м}^3$ ),  $A$  – эмпирическая константа равная 0.1 [Bagnold, 1941]. Также некоторыми авторами приводится значение равное 0.11 [Shao-Lu, 2000]. В выражение Dong et al. [2012] была добавлен коэффициент  $C$ , зависящий от медианного диаметра  $D_{50}$  и влажности песков  $M$  (таблица 4.3).

Таблица 4.3 – Коэффициенты Dong et al. [2012] для уравнения пороговой скорости сдвига

Константа $C$	Медианный диаметр $D_{50}$ , мм
1.59	0.045-0.054
1.85	0.054-0.077
2.46	0.077-0.090
1.66	0.090-0.100
2.51	0.100-0.135
2.05	0.135-0.150
2.75	0.150-0.200
1.59	0.200-0.250
1.87	0.250-0.400
2.15	0.400-0.500

Эффект полосы насыщения [Bauer and Davidson-Arnott, 2003; Delgado-Fernandez, 2010; De Vries S. et al., 2014] учитывался в модели Duarte-Campos et al. [2018] через косинусный эффект [Bauer and Davidson-Arnott, 2003] (4.10), выражающий уменьшение потенциальной аккумуляции при увеличении угла  $\alpha$  между направлением ветра и нормалью к берегу.

$$Q_{cos} = Q * \cos(\alpha) \quad (4.10)$$

Для построения простой полуэмпирической модели, которая могла бы описать развитие дюнного вала необходимо учесть разнонаправленные потоки, не только поступающие от пляжей к эоловым формам или дюнному валу, но и возникающие при размыве эоловых форм или вала, дефляционного выноса песчаного материала, с учетом антропогенных изменений шероховатости. Итоговое соотношение разнонаправленных потоков будет свидетельствовать об основных тенденциях морфодинамического развития дюнного вала, соответственно представлять исходные сведения для системы управления прибрежной зоны и прогнозировать вероятные эффекты от проводимых защитных и восстановительных мероприятий.

Упрощенное соотношение для определения абразии прибрежных дюн Van Rijn [2009] было принято для полуэмпирической модели, поскольку численные модели (например, Roelvink [2009]) при достаточно высокой точности [Cohn et al., 2019] требуют значительных вычислительных мощностей [Bart, 2017], а модели, основанные на геометрических методах [Kriebel, 1982; Hallermeier and Rhodes, 1989] критикуются за их неточность [Cooper and Pilkey, 2004]. Согласно упрощенной модели Van Rijn [2009], объем размыва  $A$  ( $\text{м}^3/\text{м}$ ) за 5 часов над высотой штормового нагона можно получить из соотношения (4.11).

$$A_{t=5} = A_{ref} \left(\frac{D_{50,ref}}{D_{50}}\right)^{1.3} \left(\frac{S}{S_{ref}}\right)^{1.3} \left(\frac{H_s}{H_{s,ref}}\right)^{0.5} \left(\frac{T_p}{T_{p,ref}}\right)^{0.5} \left(\frac{\tan\beta}{\tan\beta_{ref}}\right)^{0.3} \left(\frac{1+\theta}{100}\right)^{0.5} \quad (4.11)$$

Где:  $A_{ref}$  – опорный объем размыва прибрежной дюны ( $170 \text{ м}^3/\text{м}$ );  $S$  – высота нагона, м;  $S_{ref}$  – опорная высота нагона (5 м);  $H_s$  – высота значительных волн;  $H_{s,ref}$  – опорная высота значительных волн (7.6 м);  $T_p$  – пиковый период волн, с;  $T_{p,ref}$  – опорный пиковый период волн, с;  $\tan\beta$  – тангенс уклона;  $\tan\beta_{ref}$  – опорный тангенс уклона;  $D_{50}$  – медианный диаметр, м,  $D_{50,ref}$  – опорный медианный диаметр, м;  $\theta$  – угол подхода волн к нормали берега в градусах.

Для учета бесштормовых ситуаций (когда отсутствует размыв эоловых форм) к исходной модели Van Rijn [2009] было добавлено условие, останавливающее расчет, если ширина затопления пляжа меньше ширины надводной части пляжа  $VI \leq BW$ .

Учет дефляции производился с использованием значений шероховатости  $Z_0$ , характерных для прислоненных эоловых форм в уравнении 4.8. Косинусный эффект  $C_{def}$  здесь выражается как максимальное значение косинуса углов между направлением подхода ветра  $\varphi$  к направлению ориентировки берега, с учетом обоих вдольбереговых направлений  $\alpha_2, \alpha_3$  (4.12). Принято условие, что темп дефляции уменьшается при приближении направления ветра к нормали ввиду тормозящего эффекта топографических форм [Hesp, 1988].

$$C_{def} = \begin{cases} \cos(\varphi - \alpha_2), \cos(\varphi - \alpha_2) > \cos(\varphi - \alpha_3) \\ \cos(\varphi - \alpha_3), \cos(\varphi - \alpha_3) > \cos(\varphi - \alpha_2), \end{cases} \quad (4.12)$$

Модель, включающая аккумуляцию, дефляцию и абразию, имеет вид 4.13. Дальнейшие выражения будут приведены для шага расчета 3 часа, используемого в настоящей работе. Описание соответствующих переменных будут приведены в пояснениях к формулам.

$$Q_n = Q_{ac} - Q_{er} - Q_{def} \quad (4.13)$$

Баланс наносов, определяющий направление развития дюнного вала на участках отсутствия котловины выдувания  $Q_n$  включает в себя:  $Q_{ac}$  – объем аккумуляции песка за счет эолового переноса с надводной части пляжа, с учетом антропогенных факторов, выраженных в шероховатости;  $Q_{er}$  – объем размыва материала вследствие волновой активности и нагона;  $Q_{def}$  – объем песчаного материала, потерянный вследствие дефляции, с учетом антропогенных факторов, выраженных в шероховатости.

Объем аккумуляции песка за счет эолового переноса с надводной части пляжа по модифицированному уравнению 4.6 приобретает вид (4.14)

$$Q_{acc} = \begin{cases} 3\cos(\alpha)C_k \frac{\rho_a}{g} (U_{*b} - U_{*tmb})(U_{*b} + U_{*tmb})^2, R < 0.1; UBW > F_c \\ 0, R > 0.1; UBW < F_c \end{cases} \quad (4.14)$$

Где:  $U_{*b}$  – скорость сдвига, характерная для пляжей;  $U_{*tmb}$  – пороговая скорость сдвига для пляжа;  $R$  – сумма осадков за время шага расчета;  $UBW$ , м – ширина незатопленного пляжа,  $F_c$ , м – критическая длина полосы насыщения,  $3$  – множитель перехода к шагу расчета 3 часа.

Объем абразии дюнного вала  $Q_{er}$  за счет воздействия волн и штормового нагона по модифицированному уравнению 4.11 определяется как 4.15:

$$Q_{er} = \begin{cases} 0.6A_{ref} \left(\frac{D_{50,ref}}{D_{50}}\right)^{1.3} \left(\frac{S}{S_{ref}}\right)^{1.3} \left(\frac{H_s}{H_{s,ref}}\right)^{0.5} \left(\frac{T_p}{T_{p,ref}}\right)^{0.5} \left(\frac{\tan\beta}{\tan\beta_{ref}}\right)^{0.3} \left(\frac{1+\theta}{100}\right)^{0.5}, UBW < 0 \\ 0, UBW > 0 \end{cases} \quad (4.15)$$

Где:  $A_{ref}$  – опорный объем размыва ( $100 \text{ м}^3/\text{м}$ );  $S$  – высота нагона, м;  $S_{ref}$  – опорная высота нагона (5 м);  $H_s$  – высота значительных волн;  $H_{s,ref}$  – опорная высота значительных волн (7.6 м);  $T_p$  – пиковый период волн, с;  $T_{p,ref}$  – опорный пиковый период волн, с;  $\tan\beta$  – тангенс уклона;  $\tan\beta_{ref}$  – опорный тангенс уклона;  $D_{50}$  – медианный диаметр, м,  $D_{50,ref}$  – опорный медианный диаметр, м;  $\theta$  – угол подхода волн к нормали берега в градусах; 0.6 – множитель перехода от 5 часового расчета Van Rijn [2009] к 3 часовому шагу расчета, принятый в работе.

Объем песчаного материала  $Q_{def}$ , унесенный с дюнного вала вследствие дефляции по модифицированному уравнению 4.6 приобретает вид 4.16.

$$Q_{def} = \begin{cases} 3C_{def}C_k \frac{\rho_a}{g} (U_{*d} - U_{*tmd})(U_{*d} + U_{*tmd})^2, R < 0.1 \\ 0, R > 0.1 \end{cases} \quad (4.16)$$

Где:  $U_{*d}$  – скорость сдвига, полученная для дюнного вала;  $U_{*tmd}$  – пороговая скорость сдвига для дюнного вала;  $a_v$  – поправка на присутствие растительности.  $R$  – сумма осадков за время шага расчета;  $UBW$ , м – ширина незатопленного пляжа,  $F_c$ , м – критическая длина полосы насыщения,  $3$  – множитель перехода к шагу расчета 3 часа.

Проверка вычислений производилась по наблюдаемой динамике дюнного вала по многолетнему набору данных наземного лазерного сканирования (НЛС) на полигонах 14км и 42км. График зависимости измеренных и ожидаемых значений представлен на рисунке 4.3.

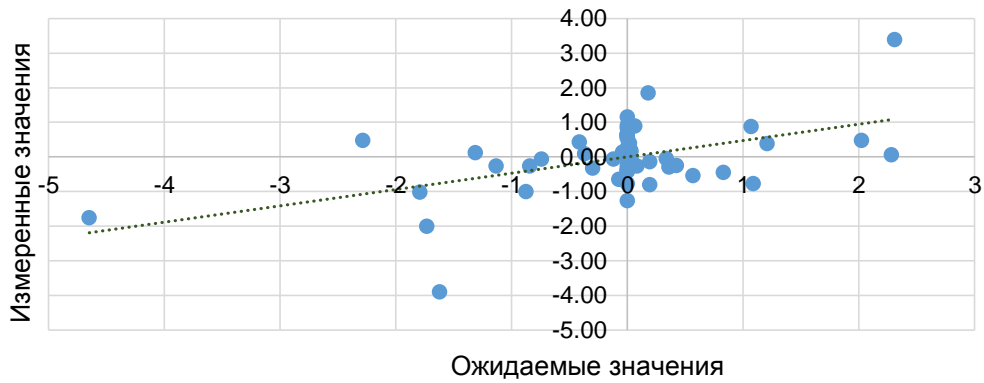
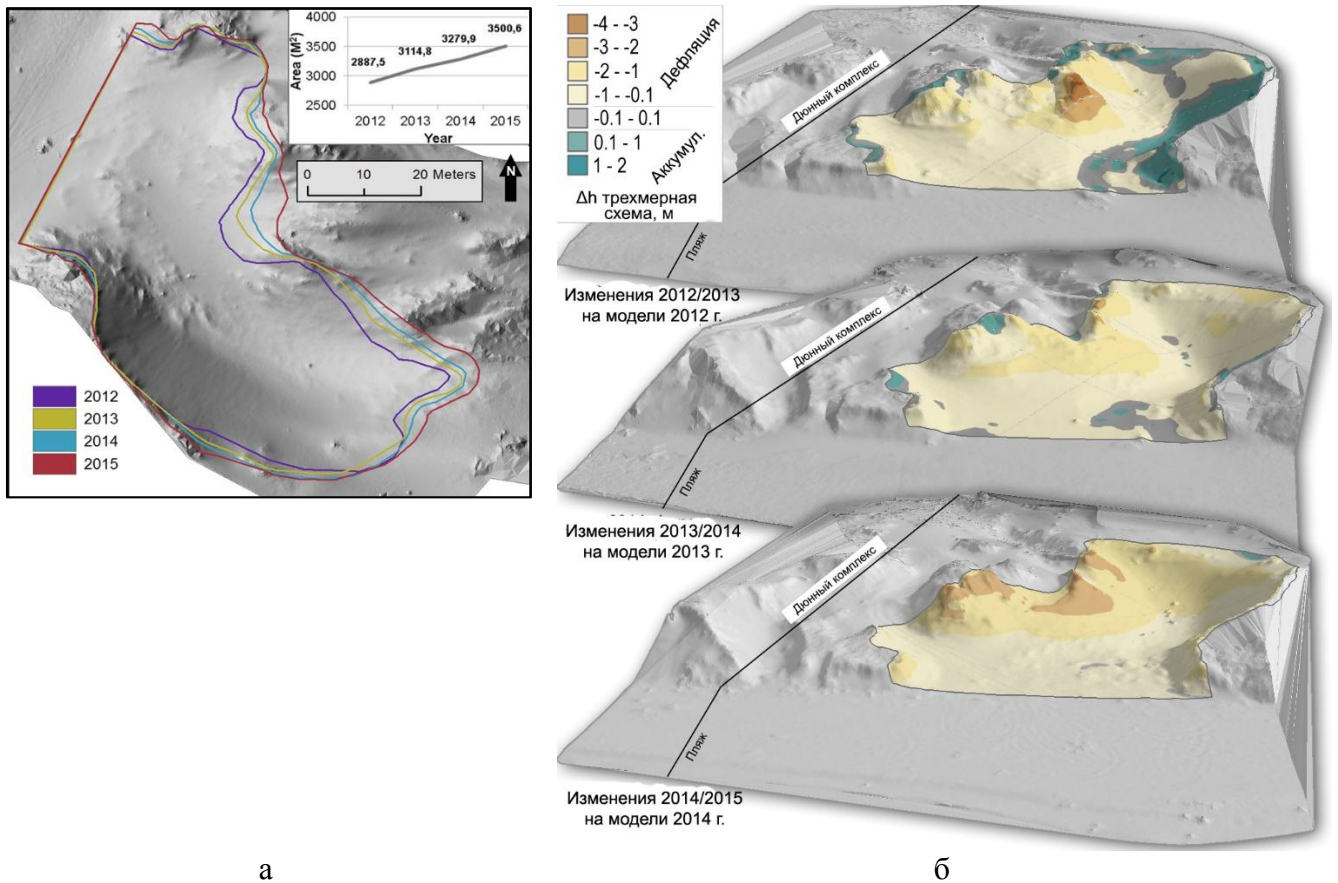


Рисунок 4.3 – Зависимость измеренных НЛС и ожидаемых по модели значений

Величина RMSE для результатов расчета с использованием модели, и результатов измерений НЛС на полигонах составила 2 для полигона 14км и 3 для полигона 42км (средняя относительная погрешность 15-20%). По графику рисунка 4.3 очевидно, что ряд ожидаемых и наблюдаемых значений не совпадает. Частично такие несовпадения объясняются измеренными процессами долговременного осыпания и обваливания слагающих песков, что не было включено в упрощенную модель. Также, возникающие несоответствия сильно возрастают в периодах, где наблюдалась сильная ветровая изменчивость, особенно, в краткосрочных масштабах. При этом, общий результат работы модели удовлетворителен для столь существенного упрощения и целей планирования рационального природопользования и разработки стратегий управления пляжами и дюнным валом, а также значительно лучше, чем ранее представленные результаты [Delgado-Fernandez, 2011; Montreuil, 2012; Duarte-Campos et al., 2018].

Для оценки динамики котловины выдувания, в случае ее присутствия на дюнном валу, был выполнен анализ данных натурных наблюдений за динамикой отдельной котловины выдувания. Модельный участок располагался на 4.5 км Вислинской косы (Российская часть), и был представлен котловиной выдувания с присутствием существенного антропогенного влияния. По архивным данным измерений и съемкам наземного лазерного сканирования была выполнена оценка годовой динамики объема котловины выдувания с учетом динамики ее площади. Темпы ежегодной динамики котловины выдувания представлена в таблице 4.4, а отдельные периоды на измерениях НЛС 2012-2015 г (Рисунок 4.4)



а

б

Рисунок 4.5 - Изменения морфометрических характеристик котловины выдувания с антропогенным воздействием по результатам НЛС: а) Площади котловины б) Объема котловины

Таблица 4.4. Темпы изменения морфометрических характеристик котловины выдувания

Год	Темпы изменения	
	Площади котловины, м <sup>2</sup> /год	Объема котловины, м <sup>3</sup> /год
2005	115	246
2006	234	562
2007	281	719
2009	239	671
2011	332	1031
2012	532	1703
2013	227	992
2014	165	583
2015	221	574

Для оценки связи в годовых темпах изменения объема в зависимости от изменения площади котловины выдувания был выполнен регрессионный анализ натуральных наблюдений (рисунок 4.5) и получено уравнение годовых изменений объема котловины в зависимости от ее площади, в котором учтены все факторы влияния (антропогенное воздействие). Антропогенное



воздействие на котловину выдувания характеризуется ее активным использованием для выхода отдыхающих на морской пляж, бивачным туризмом со спуском к морю по бортам котловины выдувания, в последние годы представленных наблюдений наблюдалось использование котловины для спуска малогабаритных квадроциклов. Естественные факторы развития представлены ветровой дефляцией и аккумуляцией. С учетом природных и антропогенных факторов, по данным 2002-2015 г., годовая динамика объема в зависимости от динамики площади котловины представлена на рисунке 4.6.

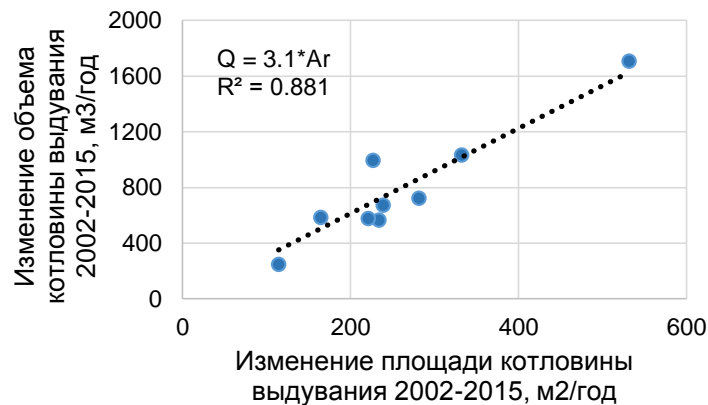


Рисунок 4.6 - Динамика объема в зависимости от динамики площади котловины выдувания

В результате регрессионного анализа была получено уравнение линейной регрессии для упрощенной оценке годовой динамики котловины выдувания  $Q_b$  (м<sup>3</sup>/год) с учетом антропогенного воздействия и морфометрических изменений (уравнение 4.17).

$$Q_b = 3.1 * A_r \quad (R^2=0.881) \quad (4.17)$$

Где  $A_r$  – годовое изменение площади котловины выдувания (м<sup>2</sup>/год)

Полученное выражение можно предложить для упрощенной оценки динамики котловины выдувания, с учетом воздействия на нее антропогенных и природных факторов. Модельный участок имеет ориентировку нормали 305°, соответствующую ориентировке нормали Куршской косы. Наблюдения за котловиной выдувания с антропогенным воздействием позволили учесть этот фактор в полученном уравнении, что особенно важно при оценке развития котловин выдувания в местах несанкционированного выхода на пляж. Динамика площади отдельных котловин может быть оценена по временным рядам спутниковых снимков, БПЛА, либо натурными измерениями [Бурнашов и Карманов, 2016].

Полученные упрощенные модели развития дюнного вала с учетом наличия котловин выдувания и антропогенного воздействия позволяют характеризовать развитие отдельных участков дюнного вала и обосновывать рациональные стратегии управления с целью минимизации негативного воздействия природных и антропогенных факторов. Итоговое уравнение для оценки развития дюнного вала имеет вид 4.18.

$$Q = Q_{ac} - Q_{er} - Q_{def} + Q_h \oplus Q_b \quad (4.18)$$

Включает в себя  $Q_{acc}$  – объем аккумулярованного песка на дюнном валу, с учетом антропогенных факторов;  $Q_{er}$  – объем абразии дюнного вала;  $Q_{def}$  – объем потерь на дюнном валу, вследствие ветровой дефляции с учетом антропогенных факторов;  $Q_h$  – объем песчаного материала, добавленный при проведении механизированных работ по планировке дюнного вала (при наличии);  $Q_b$  – оценка годовой динамики котловины выдувания с учетом антропогенного воздействия по уравнению упрощенной оценке годовой динамики котловины выдувания. При значениях  $Q < 0$  развитие дюнного вала можно характеризовать как деградацию на рассматриваемом участке вследствие совокупного воздействия природных и антропогенных факторов, при  $Q > 0$ , развитие дюнного вала протекает в аккумулятивной форме, вследствие проводимых восстановительных и защитных мероприятий (при их наличии), либо вследствие естественных процессов.

#### **4.2. Пространственная геоэкологическая оценка дюнного вала Куршской косы**

Ценность дюнного вала для Куршской косы обусловлена его защитной ролью от штормовых воздействий и эолового ветропесчаного потока для внутренних особо охраняемых территорий и поселений. Отсутствие единого геоэкологического подхода к оценке изменений и состояния природно-антропогенных систем обуславливает необходимость разработки частных подходов к оценке, которые учитывали бы свойства и функциональные связи конкретных систем. Разработка подхода к геоэкологической оценке аккумулятивных морских берегов с наличием дюнного вала является важным этапом к рациональному природопользованию на этих территориях и защите внутренних территорий от неблагоприятных процессов. На основе анализа стимулирующих и лимитирующих факторов развития дюнного вала, присущих природных и антропогенных процессов, автором предложен подход к геоэкологической оценке аккумулятивного морского берега при наличии дюнного вала (Рисунок 4.7).

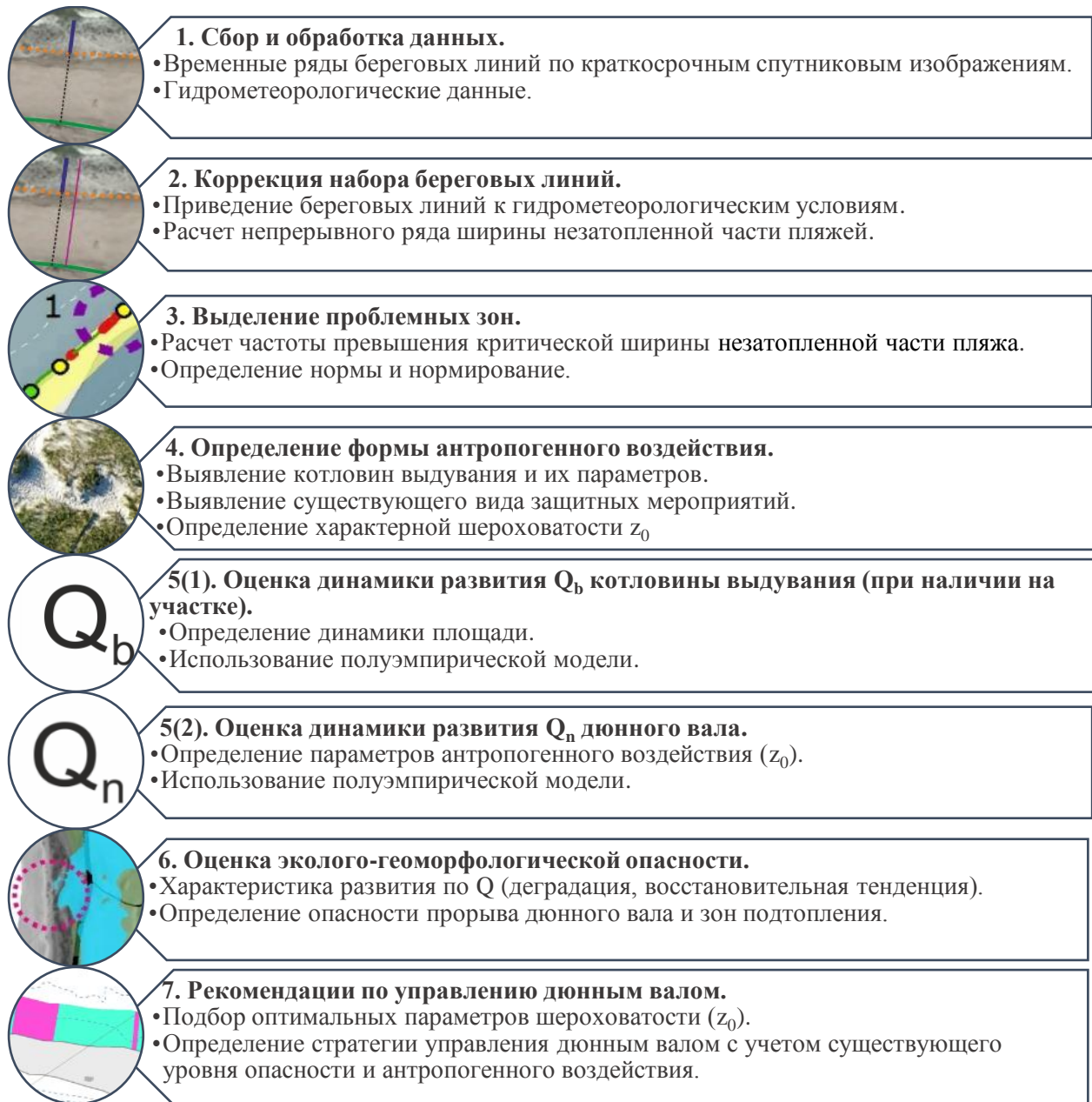


Рисунок 4.7 - Схема геоэкологической оценки морского берега при наличии дюнного вала

Спутниковые снимки в оптическом разрешении предоставляют хороший источник оперативных пространственных данных для использования в изучении состояния морского берега и интерпретации таких сведений для целей управления прибрежной зоной, морфодинамических исследований [Vanderbroek et al., 2017]. Европейское Космическое Агентство предоставляет бесплатные оптические снимки со спутников Sentinel-2 с 5 дневной задержкой, что позволяет осуществлять оперативную их интерпретацию и оперативно предоставлять сведения для принятия управленческих решений. Хорошо известно, что дюнный вал Куршской косы, природно-антропогенное образование, был создан как для предотвращения воздействия опасных гидрометеорологических явлений, так и для предотвращения

продвижения эоловых песков с берега вглубь косы, что делает неоспоримой актуальность изучения пространственных распределений его стабильности в различных масштабах. Для этого в данной работе была проведена оценка 40 км сегмента Куршской косы на основе ряда спутниковых изображений в оптическом диапазоне основываясь на динамике ширины надводной части пляжа и модельных расчетах.

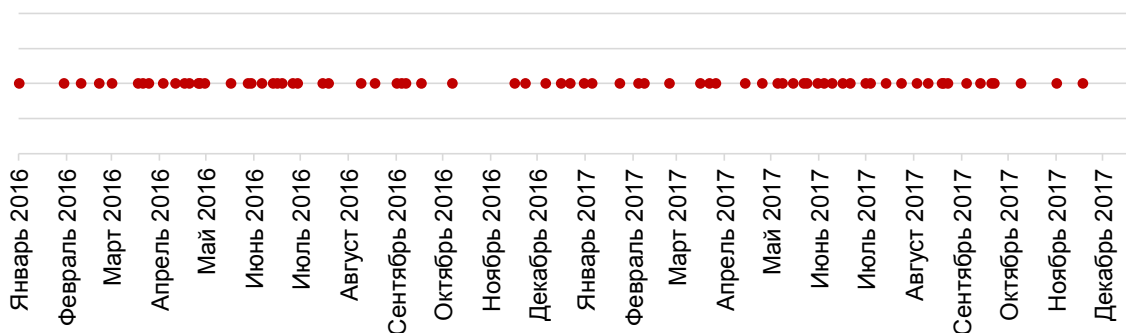


Рисунок 4.8 – График используемых среднесрочных спутниковых изображений

Для поискового анализа и геоэкологической оценки было получено и обработано 76 спутниковых изображений Landsat 7 (панхроматические) и Sentinel 2, с которых была получена позиция береговой линии (рисунок 4.4). Размер ячейки составлял 15 м для Landsat 7, 10 м для Sentinel 2. С использованием геоинформационной системы ESRI ArcGIS 10.0 на каждом спутниковом снимке была векторизована морская граница пляжа в полилинию с плотностью 1 точка положения береговой линии на ~12-19 м. Для определения ширины пляжа по серии детальных снимков и материалам полевых геодезических измерений было векторизовано положение основания дюнного вала или зачаточных дюн. Границы подножия дюнного вала были разделены на ряд 10-метровых участков, всего 3720 участков. От границы прислоненных эоловых форм (зачаточных дюн, подножия тела дюнного вала) до каждой из морской границ пляжа посредством инструмента геообработки Близость было вычислено кратчайшее расстояние, соответствующее ширине надводной части пляжа (его незатопленной части, UBW, в терминах настоящей работы). Результаты вычислений были приведены к гидродинамическим условиям (уровень моря  $S$  и высота волнового наката  $R_{2\%}$ , выраженные в ширине затопления пляжа  $VI$ ) на дату и время спутниковых измерений (рисунок 4.9). Всего было зарегистрировано более 280000 измерений ширины незатопленной части пляжа.

Спутниковые измерения ширины пляжа были организованы в единую географическую базу данных, что позволило построить непрерывную пространственно-временную модель (Рисунок 4.10). Чтобы исключить пробелы в сегментах, где наблюдения отсутствовали (в первую очередь ввиду распространения облачности) была использована линейная интерполяция между ближайшими значениями.

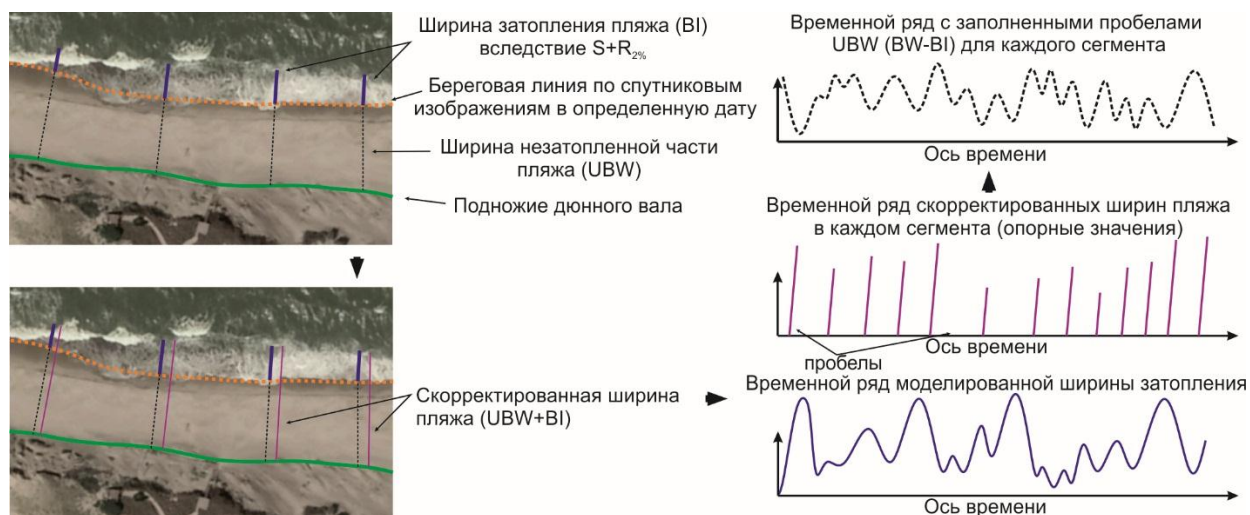


Рисунок 4.9 – Принцип корректировки незатопленной ширины пляжа к гидродинамическим условиям

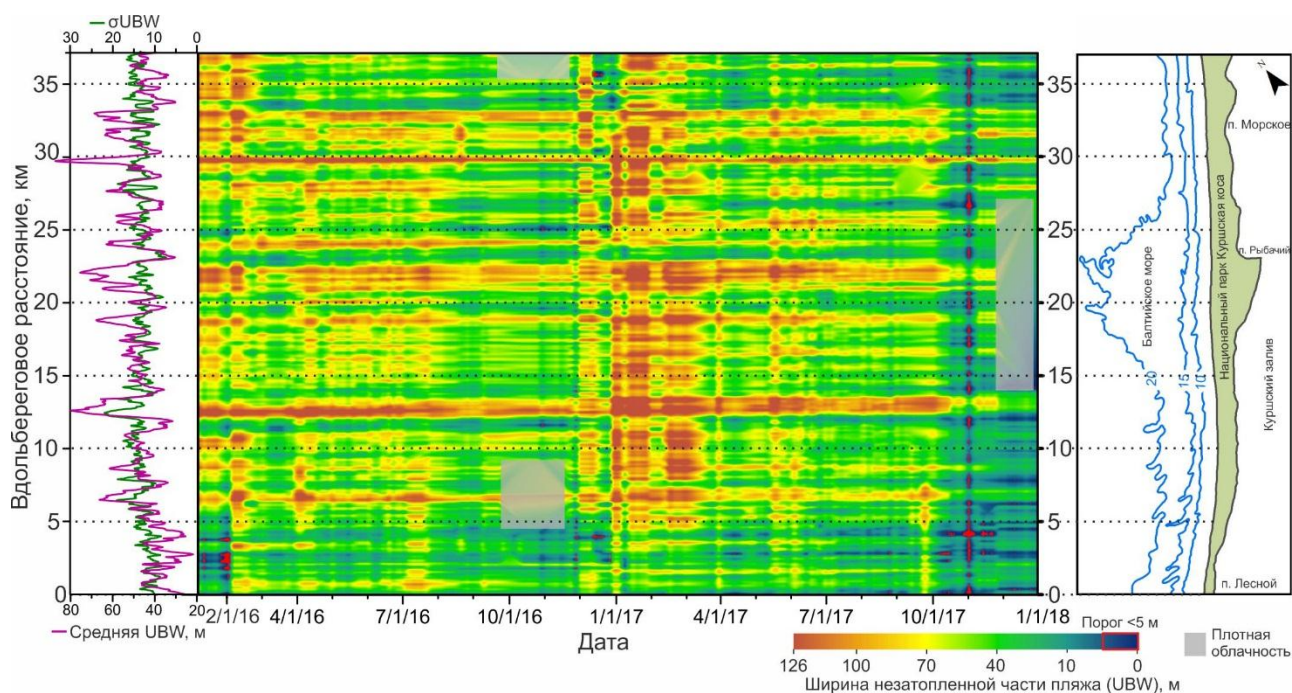


Рисунок 4.10 – Пространственно-временная модель ширины незатопленной части пляжа морского берега Куршской косы (сегмент российской части)

Операции гис-анализа были использованы для характеристики состояния пляжей и изменений в их морфологии. Характеристика динамики ширины пляжа объединенная в одном линейном сегменте пляжа определенной географической позиции позволяет определить изменения за определенный промежуток времени (в работе захватывает промежуток 720 дней).

По полученной пространственно-временной модели ширины пляжей наблюдается характерная пространственная и временная изменчивость ширины. Отдельные участки сильно динамичны, их ширина меняется в течение года, в зависимости от гидрометеорологических явлений. Отдельные, относительно стабильные, с квазипостоянной шириной надводной части

пляжа. Вдоль наблюдаемого участка Куршской косы по состоянию на 2018 г не наблюдается сооружений, которые могли бы препятствовать перемещению наносов. Ближайшая система бун была построена к 2017 г. в 10 км в ЮЗ направлении. В красно-желтых тонах представлены сегменты, где ширина пляжа достаточно высока, в голубых-темно синих – достаточно низка. Обобщенно прослеживается несколько характерных групп, которые можно выделить по признаку ширины пляжей:

1. Стабильно широкие участки, характеризующиеся квазипостоянностью своей ширины. На схеме выражены характерными желто-красными полосами, вытянутыми вдоль горизонтальной оси (например, ряд участков от ТБ «Хвойное» до пос. Рыбачий, вблизи между полигоном 42км и пос. Морское).
2. Изменчивые участки, где наблюдается вариабельность ширины и существенное чередование периодов с широким пляжем и узким.
3. Стабильно узкие участки, характеризующиеся стабильно низкой шириной, слабо изменяющиеся во времени. На схеме представлены темно-голубыми горизонтальными полосами, с темно-синими участками (Например – вблизи пос. Лесной; между полигоном 14км и ТБ «Дюны»).

Распределение сегментов различной шириной пляжа слабо асимметрично (рисунок 4.11).



Рисунок 4.11 – Гистограмма значений ширины надводной части пляжа в сегментах за период наблюдений

Не смотря на то, что наблюдаемая ширина варьировалась от 0 м, до 125 м – только в 6% сегментов за весь промежуток наблюдения фиксировалась ширина более 80 м. В почти 60% сегментов (55.9%) ширина пляжа составляла 40-60 м. Ширина менее 15 м наблюдалась в 0.26% наблюдений. По некоторым работам [Sarda, 2009; Jinenez et al., 2011], ширина пляжей менее 30-35 м вызывает потенциальные ограничения в развитии пляжного и сопутствующего туризма (таких сегментов наблюдается немногим более 10%).

Во вдольбереговых глобальных трендах (рисунок 4.12) прослеживаются следующие закономерности. Линейное приближение к 238000 измерениям ширины пляжа имеет очень

слабый уклон (порядка 0.0002) в пространственном распределении ширины пляжей в северо-восточном направлении косы. В тоже время, приближение более высокого порядка (парабола) выявляет некоторое относительное увеличение ширины пляжей отдельных участках, что может быть связано с движением вдольбереговых песчаных волн.

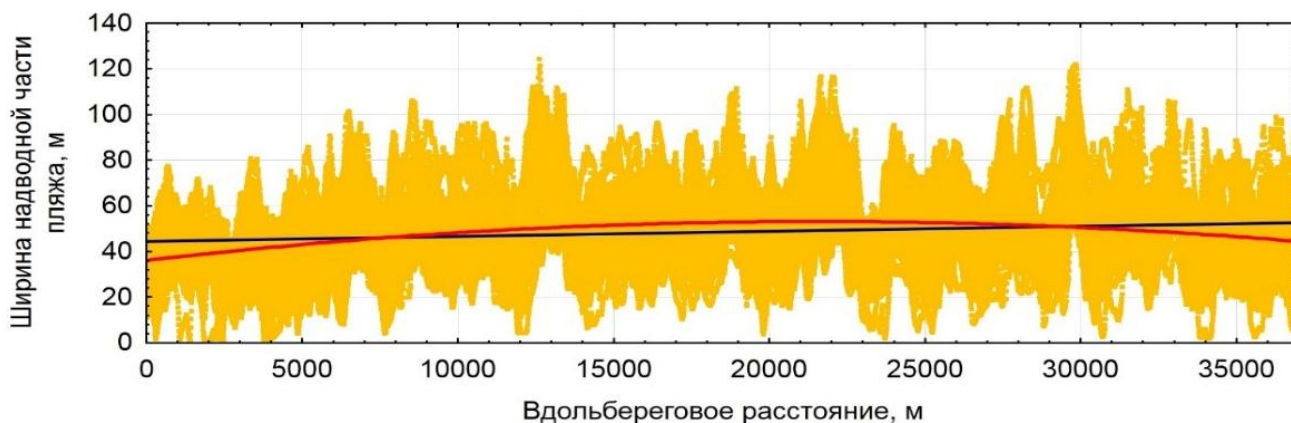


Рисунок 4.12 – Пространственный тренд ширины пляжа во вдольбереговом направлении

С использованием изменений ширины пляжа (рисунок 4.10), можно определить характерные события, где наблюдались сокращения ширины. При интенсивных событиях такое сокращение наблюдается на протяжении всей исследуемой части (желто-красные оттенки), с последующим восстановлением ширины (сине-зеленые оттенки). Однако, использование только спутниковых снимков может недооценить реальные потенциальные масштабы размыва, вследствие наличия облачности во время штормовых событий, поскольку такие события часто связаны с циклонической активностью, ввиду чего был разработан и применен алгоритм коррекции и заполнения пробелов в данных (рисунок 4.9).

Оценка проблемных в эколого-геоморфологическом смысле участков пляжа и донного вала была выполнена с использованием концепции «горячих точек», широко используемой для исследования геоэкологических проблем. В таблице 4.5 приведен обзор формулировок понятия «горячих точек» используемых в исследованиях.

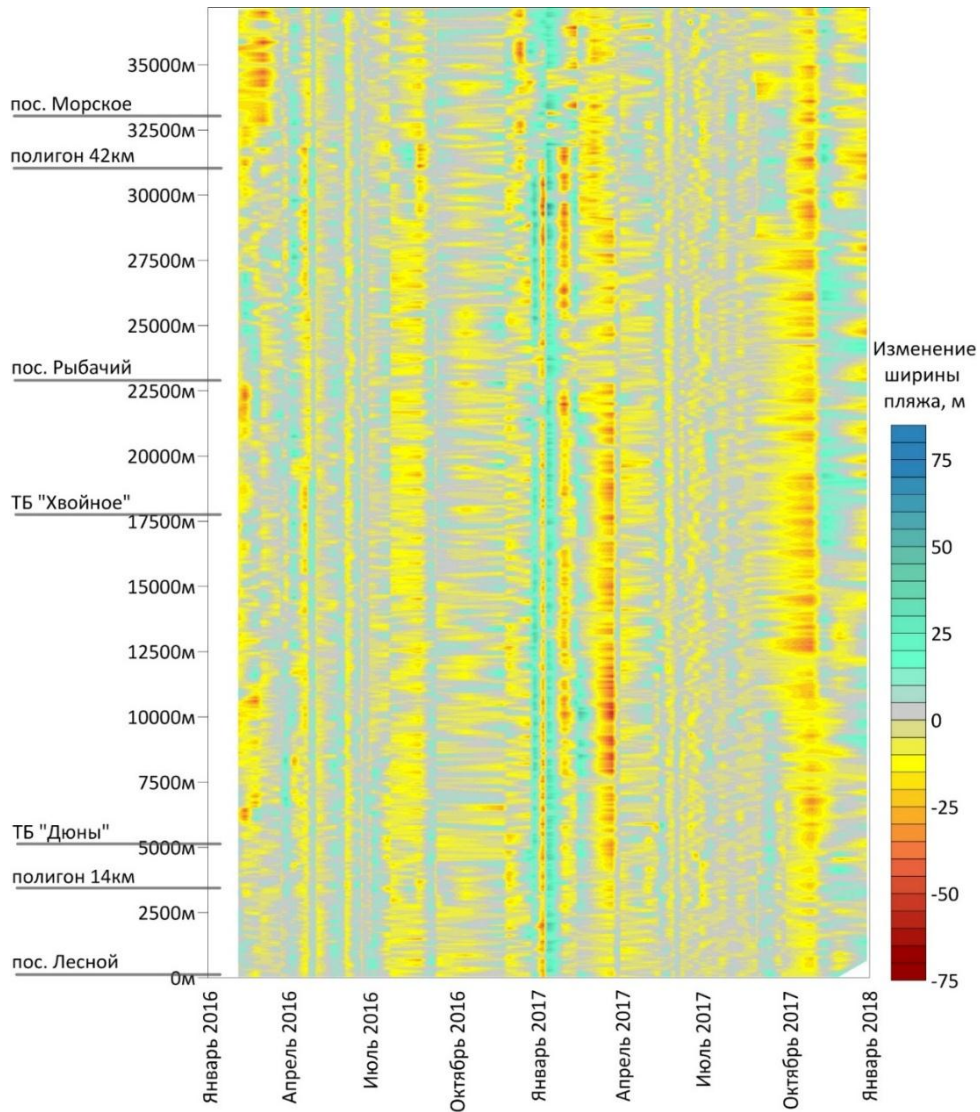


Рисунок 4.13 – Пространственно-временная модель изменений ширины незатопленной части пляжа морского берега Куршской косы (сегмент российской части)

Таблица 4.5 – Формулировки понятия «горячих точек» (проблемных зон)

Формулировка	Источник
Горячая точка – точечный источник коммунальных либо промышленных сбросов, а также источник поступления веществ с сельскохозяйственных угодий, либо чувствительные территории, где необходимо проведение специальных научных исследований за их состоянием.	[HELCOM, 2013]
Горячие точки - источники или виды человеческой деятельности, неблагоприятно отражающиеся на состоянии экосистемы, биоразнообразии, устойчивости, а также выражающиеся в негативных экономических последствиях, вызывая необходимость принятия мер по	[ЮНЕП/ГЭФ, 2008; Лукин, 2013]



Формулировка	Источник
уменьшению, либо ликвидации негативного воздействия.	
Горячие точки – участки берега, где темп абразии высок достаточно, для влияния на общественные и частные материальные активы, и где требуется применение управленческих и адаптационных мероприятий.	[Stul et al., 2019]
Горячая точка – область, в которой имеется большой потенциал размыва, чем на соседних участках берега, либо, больший чем, был определен при берегозащитных мероприятиях, и который может быть оценен в сравнении с определенными показателями.	[Kraus and Galgano, 2001]

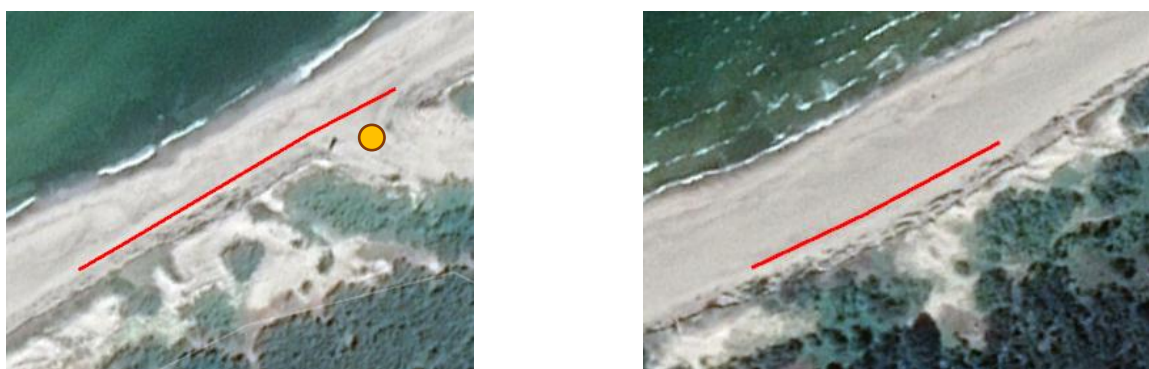
Концепция горячих точек применима к оценке состояния тех систем, где существует пространственная дифференциация в интенсивности возникающих неблагоприятных явлений, по отношению к которым необходимо применить меры по снижению воздействия, либо выполнить восстановительные мероприятия. Горячие точки на берегах ранее изучались рядом авторов. Как было приведено в таблице 4.5, Kraus and Galgano [2001] дано понятию горячей точки следующее определение. Горячая точка – область, в которой имеется большой потенциал размыва, чем на соседних участках берега, либо, больший чем, был определен при берегозащитных мероприятиях, и который может быть оценен в сравнении с определенными показателями. В различных работах такими показателями выступали долгопериодные изменения береговой линии [Liotta, 1999]; доля площади пляжа в сегменте, от общей его площади [Stauble, 1994]; темпы размыва в сегменте с фоновым (средним) значением [Finkl and Kerwin, 1997], изменение объема пляжа в линейном сегменте, в сравнении с общими изменениями [Benedet et al., 2007], процент дней с зафиксированным превышением критической ширины пляжа для целей развития туристической отрасли, классифицированный поквартально [Cabezas-Rabadan, 2019].

Для выделения проблемных зон на берегу, где могут наблюдаться негативные для состояния дюнного вала процессы, которые могут спровоцировать потерю валом защитных качеств был принят следующий подход. В качестве основы была принята наблюдаемая по спутниковым снимкам ширина незатопленной части пляжа. Используя известную по результатам моделирования и наблюдений на уровне поста Пионерский высоту уровня моря, а также высоту волнового наката  $R_{2\%}$  в дату и время съемки положение опорных границ береговой линии были приведены к условному нулю, а полученная полная ширина надводной части пляжа использована для расчета ее затопления вследствие изменяющихся уровня моря и высоты волнового наката с шагом 3 часа (рисунок 4.5). По полученным

результатам были определены частоты затопления пляжа до ширины незатопленной части пляжа менее 5 метров (принятая погрешность векторизации береговой линии).

Поскольку в ходе штормовых воздействий большая часть побережья Куршской косы подвержена размыву [Сергеев, 2015], а интенсивность штормовых событий может существенно различаться [например, Стонт и Бобыкина, 2014; Бобыкина и Чубаренко, 2019] для целей выделения проблемных зон следует использовать подход, при котором будут учитываться относительные изменения, с учетом условий антропогенного воздействия. Для выделения проблемных зон по признаку превышения на конкретном участке медианного значения совокупности частот сокращения надводной части пляжа до отметки 5 м. За период наблюдения медианное значение для берега косы составляло 0.25% (22 часа в год). Схема проблемных зон представлена на рисунке 4.15.

В структуре проблемных зон (горячих точек) на берегу Куршской косы выделяется ряд сегментов, общей протяженностью 2 км. От государственной границы до турбазы «Дюны» (16 км) проблемные зоны представлены короткими сегментами, в сумме занимающие 690 м побережья. Их длина варьируется от 20 до 300 м, а повторяемость превышения 5 метровой ширины надводной части пляжа не превышает 2% (в среднем 0.41% или не более 36 часов в год) и чаще всего приурочена к локальным вогнутостям берега - бухтам. Более крупные 100-300 метровые сегменты наблюдались в основании таких бухт, радиус кривизны которых составлял 1-2 км, а их положение относительно стабильностью. Более мелкие по протяженности проблемные зоны находились в основании небольших бухт, с радиусом кривизны до 250 м и имеющих непостоянный характер (возможно, имея связь с вдольбереговой миграцией ритмичных форм).



а

б

Рисунок 4.14 – Пример проблемных зон а) за пос. Морское, у несанкционированного спуска; б) в районе прохода к открытым дюнам. Очевидно, наблюдаются неблагоприятные эколого-геоморфологические склоновые процессы на дюнном валу, вызванные волновой абразией (снимок 2019 года)

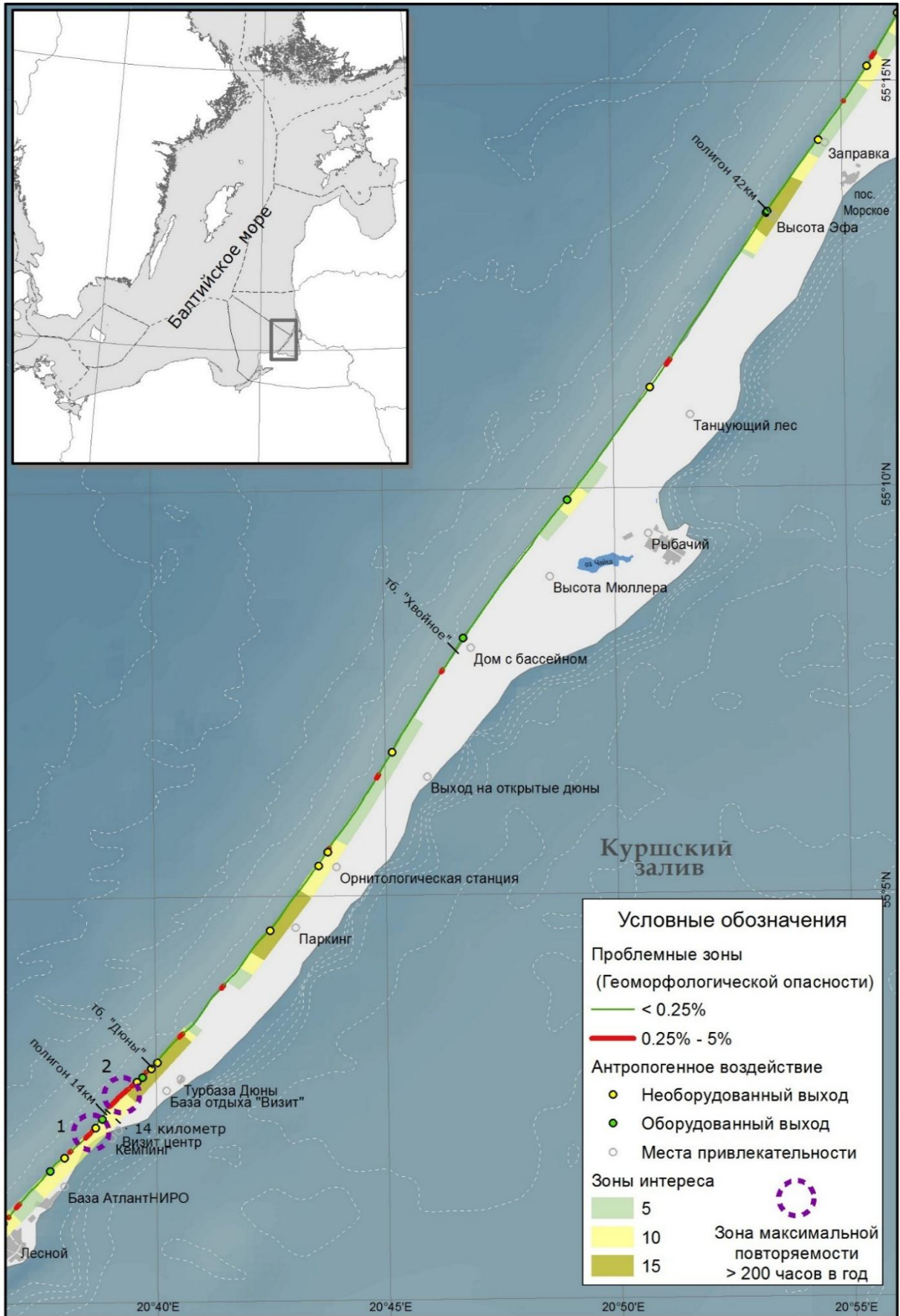


Рисунок 4.15 – Проблемные зоны на морском берегу участка российского сектора Куршской КОСЫ

Наиболее крупный сегмент скопления проблемных зон эколого-геоморфологической опасности наблюдался от пос. Лесной (граница изучаемого участка) до турбазы «Дюны», имея суммарную протяженность 1.23 километра. Средняя повторяемость превышения критической ширины на данном участке выше вдвое – составляет 1.44% (126 часов в год). Участки относительной стабильности на этом сегменте связаны наличием локальных песчаных мысов, в течение периода наблюдений имеющих относительную стабильность и средний радиус кривизны 600-1000 м. Проблемные зоны также находятся в области интенсивной рекреационной привлекательности, вблизи находятся необорудованные переходы через дюнный вал, наблюдается ряд котловин выдувания. Упрощенная оценка динамики котловины выдувания в пределах проблемных зон, используемой для прохода к пляжу посетителями кемпинга вблизи Визит центра представлена в таблице 4.6.

Таблица 4.6 Динамика котловины выдувания с антропогенным воздействием

Год	Динамика площади, м <sup>2</sup> /год	Динамика объема Qb, м <sup>3</sup> /год
2006	57	174
2007	38	115
2009	50	154
2016	197	602
2019	66	201

В рамках этого сегмента были выделены проблемные зоны, где потенциал деградации дюнного вала максимален среди всего ряда наблюдений (Рисунок 4.16)



Рисунок 4.16 – Проблемные зоны с максимальным потенциалом размыва

Выделенная проблемная зона 1 ранее выделялась А.Ю. Сергеевым [2015], на основе независимых от используемых в настоящей работе данных наблюдений, как участок высокого риска прорыва дюнного вала, подтопления территорий, а также последовательного перелива морских вод в залив. С использованием полуэмпирической модели, представленной в работе, при сохранении тенденций 2016-2018 г. темпы размыва оценены на этом локальном участке до  $5.6 \text{ м}^3/\text{м}$  в год, с учетом потенциальной эоловой аккумуляции и дефляции песков, что может привести к размыву дюнного вала ( $\sim 487 \text{ м}^3/\text{м}$ ) на этом сегменте в течение 87 лет. Сергеев [2015], по независимой оценке, приводил срок такого размыва к 2100 году (85 лет). В пределах рассматриваемого крупного сегмента проблемных зон был выявлен второй участок (№2), расположенный на 15 километре косы где наблюдалась высокая повторяемость (5%) превышения критической отметки ширины пляжа. По упрощенной модели (с учетом дефляции и эоловой аккумуляции) темпы размыва на данном участке несколько выше ( $9.2 \text{ м}^3/\text{м}$ ) за счет большей высоты дюнного вала (11-13 м), а размыв  $920 \text{ м}^3/\text{м}$  вала может быть достигнут в течение 100 лет, при сохранении имеющихся тенденций.

Ряд работ, как более ранних [Кнапс, 1965; Блажчижин, 1976; Тримонис и Стрюк, 2002; Kairyte et al., 2005], так и последних лет [Zaromskis and Gulbinskas, 2010; Krek et al., 2016; Pupenis et al., 2017] сообщали о наличие единого потока наносов, направленного в северном направлении (в зависимости от масштаба исследования, выделяя его как результирующий). Другие исследования, в разные года, сообщали о наличие двух потоков, направленных друг против друга, образуя зону конвергенции в районе основания Куршской косы [Кирлис, 1968; Гуделис и др., 1977; Viska and Soomere, 2013]. В работах Viska and Soomere [2013]; Krek et al. [2016] показано, что участки схождения противоположно направленных вдольбереговых потоков наносов нестабильны в пространстве и времени, находясь в сильной зависимости от гидрометеорологических условий. Также рядом работ [Кирлис, 1971; Pupienis et al., 2013; Сергеев, 2015; Pupenis et al., 2017] подтверждается гипотеза о неравномерной силе вдольберегового потока и существования ряда литодинамических ячеек вдоль берега косы. Полученные в настоящей работе положение зоны повторяемости минимальной ширины пляжа хорошо согласуются с идеей существования зоны схождения потоков. В работе Soomere and Viška [2014] южнее выделенного сегмента регулярно наблюдается зона схождения потока наносов, о которой также говорится в Krek et al. [2016], в условиях интенсивных гидрометеорологических явлений. Это позволяет предположить, что дефицит наносов может быть связан с естественно-обусловленной зоной дефицита наносов на подветренной стороне зоны конвергенции потоков наносов, в сочетании с дефицитом наносов в бухте, где мыс выступает как барьер для поступления песчаного материала. Современный характер протекания

морфолитодинамических процессов, в совокупности с интенсивной эксплуатацией морского берега косы негативно влияет на состояние дюнного вала.

Таким образом, используемая оценка проблемных зон в совокупности с упрощенной полуэмпирической моделью представляет хороший механизм геоэкологической оценки состояния морского берега, на основе ее морфодинамических процессов, что разработать ряд локальных мероприятий для экономически и экологически эффективного решения проблем.

Поскольку морфологическое строение берега существенно влияет на характер воздействия гидрометеорологических явлений, для прибрежных территорий существующие эколого-геоморфологические опасности сконцентрированы в критических горячих точках [Viavattene et al., 2018; Pollard et al., 2018; Didier et al., 2019]. Для рассматриваемого участка берега национального парка скорость деградации дюнного вала оценивается в 5.6-9.2 м<sup>3</sup>/м/год и, как было сказано ранее, выделялись как зоны потенциального прорыва дюнного вала в будущем. Для оценки зон затопления территорий национального парка через участки потенциального размыва дюнного вала использовались методы HEC-RAS 5.0, ранее обсуждавшиеся в литературе для такого использования [Gallien et al., 2018]. Рассмотрены сценарии затопления через потенциальные прорывы на участках дюнного вала (на участках 1 и 2 (рисунок 4.16) в ходе типичного шторма статистически ежегодной повторяемости, в условиях шторма повторяемости 1 раз 25 лет, а также в условиях шторма ежегодной повторяемости с поправкой на региональный рост уровня моря (SLR). Рост уровня моря был принят по результатам регионального климатического анализа ВАСС [2015] - 0.5 м к 2090-2099 году основываясь на SRES A1B сценарии выбросов, приведенный к региональным темпам роста уровня моря и гляциоизостатическим изменениям [Hill et al., 2010], с учетом описанной [Hünicke et al., 2017] пространственной неоднородности изменений. Вследствие отсутствия однозначных долгопериодных трендов в волновом климате [Kelpšaitė et al., 2008; 2011] были приняты аналогичные параметры волнения в условиях шторма ежегодной повторяемости при прогнозируемом росте уровня моря. Параметры штормовых сценариев для гидрологического моделирования приведены в таблице 4.7.

Таблица 4.7 – Параметры штормовых сценариев для оценки эколого-геоморфологической опасности прорыва дюнного вала

Параметр	Сценарий шторма ежегодной повторяемости	Сценарий шторма ежегодной повторяемости в условиях роста уровня моря	Сценарий шторма повторяемости 1 раз в 25 лет
Высота значительных волн, м	3.7	3.7	4.7
Длина волны, м	113	113	141
Период волны, с	8.5	8.5	8.8
Высота штормового нагона	0.93	1.43	1.29
Продолжительность, ч (мин)	18 (1080)	18 (1080)	14 (840)

Для рассматриваемых гипотетических сценариев подтопления территории национального парка через участки потенциального прорыва (№1 и №2) тела дюнного вала не прослеживается существенных пространственных различий в площади подтопления (рисунок 4.11). Для рассматриваемого типичного сценария шторма ежегодной повторяемости зона затопления внутренних территорий косы составила 370000 м<sup>2</sup> различаясь от сценария шторма повторяемости 1 раз в 25 лет (379000 м<sup>2</sup>) не более, чем на 6%. Средняя глубина вод в области подтопления составляла 0.39 м и 0.49 м, соответственно. В зоне потенциального затопления внутренних территорий находится 1.7-2.1 км автодороги, имеющей важное социальное и экономическое значение (обеспечение поселков Рыбачий и Морское (936 человек) и по которой осуществляется международное сообщение (Калининградская область – Литва), причем, на отдельных участках глубина затопления достигает 2.5-3 м, что потенциально ограничивает проезд даже тяжелого транспорта. В зоне риска затопления располагается до 0.34 км<sup>2</sup> укрепляющих лесов национального парка, имеющих важное экологическое и геоморфологическое значение [Wichdorff, 1919], а также слабо развитых почв, которые могут быть подвержены засолению [Badyukova et al., 2018].

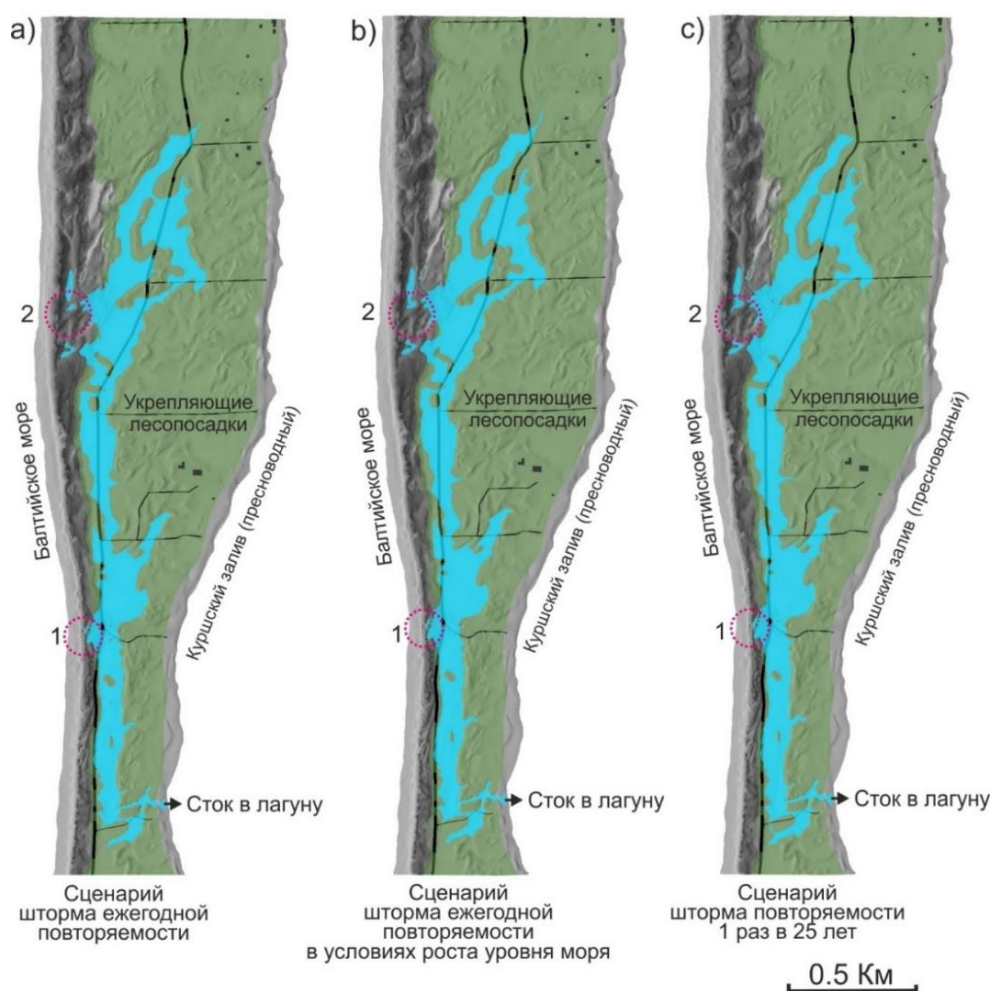


Рисунок 4.17 – Пространственные границы подтопления территории национального парка при различных сценариях штормовых ситуаций

Прогнозная оценка типичного шторма ежегодной повторяемости в условиях роста уровня моря к 2090-2099 году как пространственному охвату ( $373000 \text{ м}^2$ ) – 5.5%, так и по средней глубине (0.43 м) зоны затопления несущественно отличается от полученной оценки для современных условий. Аналогичный эффект наблюдался в работе Didier et al. [2019] и связывается с топографическими условиями местности, где обеспечено гравитационное дренирование вод [Gallen et al., 2011; 2014]. Рисунок 4.18 показывает объем стока морских вод в пресноводный Куршский залив через дренажную сеть (рисунок 4.17, стрелка с подписью «сток») в ходе рассматриваемых сценариев.

По объему дренируемых вод потенциальные сценарии затопления различаются более существенно. Так, в типичных условиях шторма ежегодной повторяемости суммарный объем поступления морских вод за 18 часов составляет  $1180 \text{ м}^3$ , возрастающий в сценарии ежегодного шторма с условием роста уровня моря до  $4135 \text{ м}^3$  (на 350%), что сравнимо с объемом стока за 14 часов в условиях шторма, повторяемостью 1 раз в 25 лет ( $5500 \text{ м}^3$ ).

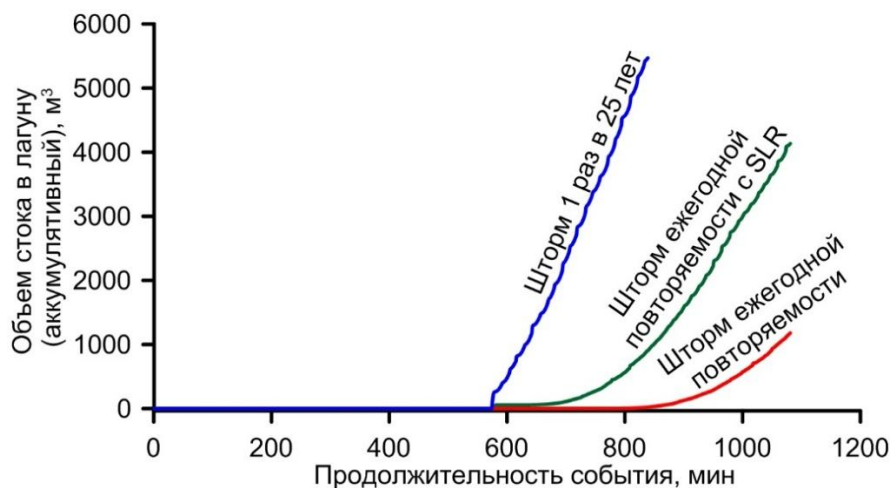


Рисунок 4.18 – Объем стока морских вод в пресноводный Куршский залив, ассоциированный с штормовым поступлением через участки потенциального прорыва дюнного вала

В контексте увеличивающейся штормовой активности, в части повторяемости штормовых ветров опасных направлений [Kelpšaitė et al., 2011] потенциал возникновения рассмотренных сценариев может существенно возрастать. Хроническое воздействие подтопления морскими водами на экосистемы может вызвать последовательное нарушение их состояния [Blood et al., 1991; Bilskie et al., 2016], в особенности в условиях косы, где ограничена их потенциальная миграция вглубь суши, что может существенно сказаться на видовом разнообразии [Ross et al., 1994; Zhu et al., 2016].

По результатам проведенной оценки очевидна геоэкологическая роль дюнного вала национального парка «Куршская коса» не только как барьера для миграции эоловых песков, как



это было исторически известно, но и как средства защиты внутренних территорий от подтопления. Ранее, такие природные опасности встречались в неустойчивой прикорневой части косы (первое сообщение – 1497 г [Wichdorff, 1919], и о них сообщается по настоящее время [Стонт и др, 2019], однако потенциал возникновения таких процессов существует и на других сегментах дюнного вала, испытывающих отрицательный морфодинамический баланс и деградиционное направление развития, связанное с природными и антропогенными процессами. Это обуславливает необходимость организации морфодинамически и экологически рациональных мер по поддержанию устойчивости дюнного вала и обеспечению необходимого уровня защищенности населения, хозяйства и особо охраняемых территорий национального парка.

#### **4.3. Предложения по организации управления дюнным валом**

Особенностью строения Куршской косы является наличие на ней природно-антропогенного сооружения – дюнного вала. Дюнный вал - в значительной степени искусственное сооружение, построенное в XIX веке, как часть комплекса мероприятий по стабилизации песков Куршской косы [Wichdorf, 1919; Dobrotin et al., 2013]. Строительство целостного вала велось на основе ряда фрагментально расположенных дюн, расчлененных дефляционными котловинами. Исторически известно [Wichdorff, 1919], что состояние дюнного вала напрямую влияет на миграцию эоловых песков, которые могут покрывать существенные площади прилегающих территорий. На территории Куршской косы результатом миграции песков ранее становилась деградиация лесных угодий, потеря ряда поселков и земельных ресурсов. Строительство дюнного вала позволило создать барьер для эоловых песков, снизив их миграцию, а проведенное лесовосстановление позволило восстановить лесные угодья и экосистемы. Вследствие стабилизации геоморфологических условий и развития поселений произошел рост экономической активности.

Морфодинамически дюнный вал связан с пляжами – эоловый перенос песков пляжа поставляет материал, формируя эоловые подушки и подпитывая наносами тело дюны. Однако, темпы штормовой абразии в отдельные годы существенно снижают запасы песков на дюнном валу, приводя к его постепенной деградации и увеличению риска размыва [Danchenkov et al., 2019]. Антропогенное воздействие на дюнный вал вызвано активным рекреационным использованием национального парка. Состояние прибрежной дюны, морфодинамически связанной с пляжами, при наличии прочих условий может существенно определять состояние и устойчивое развитие широкой полосы прилегающих территорий. В последние годы ряд исследований показывает тенденцию деградации дюнного вала Куршской косы [Болдырев и

др., 2008; Бобыкина и др., 2011; Бобыкина и Стонт, 2014; Sergeev, 2015; Badyukova and Solovieva, 2015; Бурнашов и Карманов, 2016; Česnulevičius et al., 2016; Jarmalavičius et al., 2017; Volkova et al., 2017; Sergeev et al., 2018; Danchenkov and Belov, 2019]. Таким образом, актуальна организация морфодинамически обоснованных комплексных мероприятий по управлению и восстановлению дюнного вала.

В мировой практике для устойчивого управления берегом деятельность, называемая «управлением пляжами» последние десятилетия начинает приобретать широкое применение [Micallef and Williams, 2002]. Simm et al. [1995] определил управление пляжем как «процесс управления, состоящий из мониторинга, простого вмешательства в процессы, обновления и восстановления, строительства и обслуживания средств контроля над пляжем и эоловыми формами либо с использованием некоторой комбинации этих методов, таким образом, чтобы соблюдался приемлемый компромисс между затратой ресурсов, эффективностью берегозащитных мер, охраной природы, общественным комфортом и целям индустрии».

Концепция управления была определена как: [Simm et al., 1995; Micallef, 1996; Williams and Davies, 1999]

1. Надежная управленческая философия, при которой в управлении пляжами следует стремиться понимать и работать с естественными процессами, если планы управления должны быть эффективными и долгосрочными. Определение местных характеристик и/или проблем, потенциальных стратегий управления и социально-экономической ценности ресурсов также считается необходимым для оптимизации пляжевых ресурсов.

2. Понимание прибрежных процессов, включая, в частности, определение источников наносов, путей транспортировки и аккумуляции, а также их запасов.

3. Наличие данных о береговых процессах и характеристиках, связанных с наносами, где сбор исходных данных должен включать физические, так и экологические компоненты и дополняться последующими программами долгосрочного мониторинга.

4. Использование рациональной практики управления, которая включает в себя применение соответствующих методов и экспертов для правильного анализа береговых проблем и, таким образом, их эффективного решения.

5. Разработка эффективного законодательства и правоприменительных механизмов. В этом контексте правовая база для эффективного управления пляжами будет определять не только стандарты и цели, связанные с окружающей средой, но также определять роли и обязанности различных государственных органов, в юрисдикцию которых прямо или косвенно входит территории под пляжами и прислоненными формами.

В контексте концепции управления рядом авторов еще на раннем этапе подчеркивалась значимость наблюдений за морфологическим состоянием берега в различных масштабах

[например Amore et al., 1994; Galofre and Montoya, 1996; Cevik and Yuksel, 1997; Araujo, 2014], поскольку береговая система, как и любая природная система, обладает сложными связями. Также столь сложный характер изменений, действующих в береговой системе, еще более усложняется в результате антропогенного воздействия. Следует подчеркнуть, что применение разномасштабного подхода исследований в управлении пляжами позволяет оценивать различные характеристики системы и, соответственно, оптимизировать разработку эффективных стратегий управления.

Использование представленной полуэмпирической модели развития дюнного вала и геоэкологической оценки проблемных зон на аккумулятивном берегу в системе управления прибрежной зоной может позволить сочетать полученные экологические, геоморфологические и имеющиеся социально-экономические факторы [Sardá, 2015]. Рекреационная нагрузка на прибрежную зону увеличивается, и, несмотря на то, что поток туристов укрепляет экономику, воздействие на прибрежную зону приближается к критической точке [Pase, 2017].

Наблюдения подтверждают, что морфологические условия имеют важное значение для рационального управления изменением баланса наносов и морфодинамикой системы пляжа-дюнного вала. Береговая абразия в результате штормовой активности может привести не только к потере земельных активов, но также к потере экологических и ландшафтных качеств [Morales-Márquez, 2018; Alves, 2015]. Получение объемных морфодинамических характеристик важно не только для фундаментальных исследований, но и для лиц, принимающих решения, поскольку можно говорить о переходе от концепции «ухудшение-улучшение» к конкретным величинам и параметрам. Это позволяет более точно подходить к управлению прибрежной зоной и в экономическом отношении. Понимание процессов, происходящих в прибрежной зоне, позволяет в полной мере реализовать меры по предотвращению негативных процессов, с минимальной задержкой во времени и экономическими затратами.

Представленные результаты могут быть включены в обобщенную оценочную схему параметров, используемых в определении качества прибрежных систем [Barbosa de Araújo and Costa, 2008]. Параметр подверженности волновой эрозии [Cendrero and Fischer, 1997] может соотноситься с отношением между результатами воздействия всех факторов эрозии и аккумуляции в морфодинамической системе [Morgan, 1999].

Результаты и сочетание полуэмпирической модели с анализом проблемных зон на морском берегу могут быть использованы в оценке устойчивости областей потенциального накопления песчаного материала. Например, оценивая перенос материала в области зачаточной дюны, а также наблюдая ее устойчивость с долгосрочным трендом на увеличение можно создать локальные планы управления, включающие защитные полосы у основания дюн для устойчивого формирования на ней эоловых форм, которые будут служить естественным

буфером от экстремальных штормовых нагонов [James, 2000], а также создавать благоприятный фон для развития научно обоснованных концепций развития прибрежного туризма и прочей экономической активности.

Существует пять основных вариантов стратегии управления дюнным валом, используемым в качестве защиты от неблагоприятных эколого-геоморфологических процессов, применяемых в мировой практике.

1. **Стратегия бездействия.** Позволить природным процессам протекать естественно. Данная стратегия, в результате, может привести к постепенному размыву дюнного вала, формированию котловин выдувания и миграции дюн там, где баланс стимулирующих, лимитирующих факторов, а также антропогенного воздействия этому способствует. Позволить образовываться новым дюнам на участках, где превалируют аккумулятивные процессы.
2. **Стратегия статической консервации.** Выполнять инженерные работы для сохранения положения дюнного вала (выполнять строительство различных форм берегозащиты), а также увеличивать высоту и ширину дюнного вала на необходимых участках, до устойчивости по отношению к штормам различной интенсивности (например, 1 в 200 лет, 1 в 1000 лет и пр.)
3. **Стратегия динамической консервации.** Направлена на сохранение генеральной позиции береговой линии, но с учетом роли дюнного вала как буферной зоны с ограниченно допустимыми изменениями в ходе штормовых воздействий, которые определяются с учетом нестабильности природных процессов и целей защиты природы.
4. **Стратегия управляемого разрушения** состоит в изменении положения дюнного вала и создании второй линии защиты, глубже в сторону берега, с использованием завезенного песчаного материала, перепланировки с использованием имеющихся запасов и посадкой растительности. Позволить существующему дюнному валу отступать, при этом сохраняя защищенность внутренних территорий.
5. **Проградационная стратегия.** В рамках данной стратегии осуществляется сооружение пескоулавливающих сооружений (заборов, клеток), а также посадка растительности на морском склоне дюнного вала для задержки эолового материала с пляжей. Также осуществляется подпитка пляжей (например, посредством байпассинга), а также создание искусственных дюн на необходимых участках, совместно с озеленением и установкой пескоулавливающих конструкций.

Не смотря на долгую историю фактического управляемого вмешательства в береговые дюнные системы, стратегия бездействия в мировой практике оставалась крайне распространена

до 1970 годов. Ряд береговых дюнных систем были серьезно абрадированы в 20 веке и недостаточность защитных и восстановительных мероприятий привели к появлению прорывов и подтоплению территорий морем. Значительные изменения сложившейся ситуации произошли только в 1980-90 годах, когда развитые страны начали отказываться от стратегии бездействия, а также проводить исследования и мероприятия по стабилизации всей системы – и дюнного вала и пляжей.

Целью стратегии статической консервации является сохранение защитных качеств вала в длительных временных условиях при сохранении его положения в пространстве. Система пляжа-дюнного вала при использовании данной стратегии рассматриваются как «песчаный резервуар», объем которого может контролироваться. Решение о том, где допускается размыв вала, принимается на основе оценки потенциального воздействия на прибрежные или внутренние районы территорий. Защита дюнного вала в условиях береговой жилой застройки, или наличия производственных объектов производится с использованием жестких конструкций, набросов валунов, строительства волноломов на подводном склоне и пр. В условиях использования внутренних территорий меньшего уровня ответственности используются более щадящие и мобильные средства берегозащиты.

Динамическая консервация применяется в местах, где пояс береговых дюн относительно широк. Преимущество динамической стратегии над статической состоит в отсутствии необходимости проведения восстановительных работ после каждого шторма, либо каждый год. В стратегии используются свойства самой системы к естественному восстановлению между штормовыми событиями, а аварийные работы необходимы, если нарушены принятые стандарты защищенности территорий (например, снижение критических ширины и\или высоты). Стратегией также подразумевается демонтаж существующей системы берегозащиты (габионов, стенок, бун) чтобы позволить пляжу и дюнному валу принять более естественный профиль. Используя наблюдения за морфодинамикой при крупных штормах и определяя тренд развития системы за несколько лет пляж и вал подлежат восстановлению посредством планировки тела дюнного вала и намыва пляжа. Например, в Нидерландах стратегия статической консервации, принятая в 1953 году, на отдельных стабильных участках в 1990 г была сменена стратегией динамической консервации. Сочетание двух этих стратегий продолжает широко использоваться большинством европейских стран.

В условиях, при которых естественные процессы способствуют абразии дюнного вала и в условиях, когда статическая или динамическая консервация неприменима или экономически неэффективна в среднесрочной или долгосрочной перспективе, управляемое разрушение может стать альтернативной этим стратегиям. Ее применяют на участках берега, где значение дюнного вала для внутренних территорий невысоко. Ключевым вопросом применения данной стратегии

является форма контролируемого разрушения, зависящая от факторов и скорости абразии, потенциала эолового переноса наносов, условий использования внутренних территорий и доступности материала для строительства второй линии защиты. Важно определить – каким образом протекание естественных морфодинамических процессов отразится на состоянии дюнного вала – приобретет ли пляж и морской склон устойчивый и относительно постоянный профиль после частичного отступления, либо процесс абразии продолжится.

Проградационная стратегия может быть применена, если морфодинамические процессы, в целом, способствуют проградации (т.е. положительный баланс наносов на пляже и морском склоне дюнного вала). Участки, подходящие к применению такой стратегии, вероятно, могут находиться в аккумулятивных частях береговых литодинамических систем. Здесь возможно, снизив рекреационную нагрузку, и проведя небольшие работы по восстановлению растительности (увеличив шероховатость) позволить естественно образовываться новым поколениям первичных дюн. Способствовать образованию новых дюн можно также посредством намыва пляжей (как, например, на Датском побережье Северного моря). Стратегия, в первую очередь, направлена на использование естественных процессов дюнообразования.

С точки зрения защитных свойств вала, наиболее значимой проблемой управления является определение допустимой степени мобильности системы (допустимых пределов размыва и дефляции). Традиционно, инженерный подход берегозащиты основан на принципе построения стабильной системы, в которой максимальное количество песка сохраняется в пределах пляжа настолько долго, насколько возможно. Однако, внутренний динамизм системы пляжа-дюнного вала имеет значимое влияние на экосистему, определяя возможный спектр растительных сообществ. Таким образом, принимаемые управленческие решения должны приниматься как с учетом допустимой степени мобильности морфодинамической системы и характером использования внутренних территорий, так и с учетом охраны экосистем, допустимой рекреационной нагрузкой и контролем за посещаемостью.

Учитывая различные условия вдоль рассматриваемого участка берега Куршской косы (рисунок 4.12; 4.13; 4.15), применение единственной стратегии управления пляжами и дюнным валом недостаточно для рационального применения управленческих мер. Таким образом необходимо учитывать, как особо охранный статус территории, так и пространственную неоднородность в совокупности с различиями в степени проявления морфодинамических процессов. Для этого возможно использовать комплексный подход в управлении пляжами и дюнным валом, пространственно дискретизируя стратегии в зависимости от протекающих процессов, а, в дальнейшем, и создании локальных планов управления.

Базируясь на использовании представленной полуэмпирической модели в совокупности с геоэкологической оценкой и характеристикой динамики надводной части пляжей можно предложить комплексный подход к повышению устойчивости защитно-пляжевого дюнного вала Куршской косы для сохранения им системообразующей и защитной роли. Подход основан на использовании стратегий динамической консервации, а также проградационных стратегий. По материалам настоящей работы можно предложить следующую схему использования стратегий управления (рисунок 4.19).



Рисунок 4.19 – Схема рекомендуемых стратегий локального управления пляжем и дюнным валом для участка территории берега национального парка «Куршская коса».

Использование проградационной стратегии рекомендуется на участках, где повторяемость превышения критической ширины пляжа не превышает 1-1.1%. В условиях такой повторяемости в системе есть потенциал для самовосстановления, за счет естественного эолового поступления песков. Однако, необходимы меры для поддержки эффективной аккумуляции, ограничения дефляции песков и регулирования антропогенного воздействия, в первую очередь рекреационного использования берега. Расчет с использованием полуэмпирической модели на основе многолетних гидрометеорологических данных показывает слабоположительный баланс наносов на уровне 0.2-1.2 м<sup>3</sup>/м/год. Таким образом, для целей управления развитием дюнного вала возможно использование средств контроля за шероховатостью поверхности как для увеличения пороговой скорости сдвига, так и для снижения ветрового воздействия на отдельных морфологических формах, следственно увеличивая объем отлагаемого материала. Обобщенно можно привести следующую схему мероприятий (рисунок 4.20).

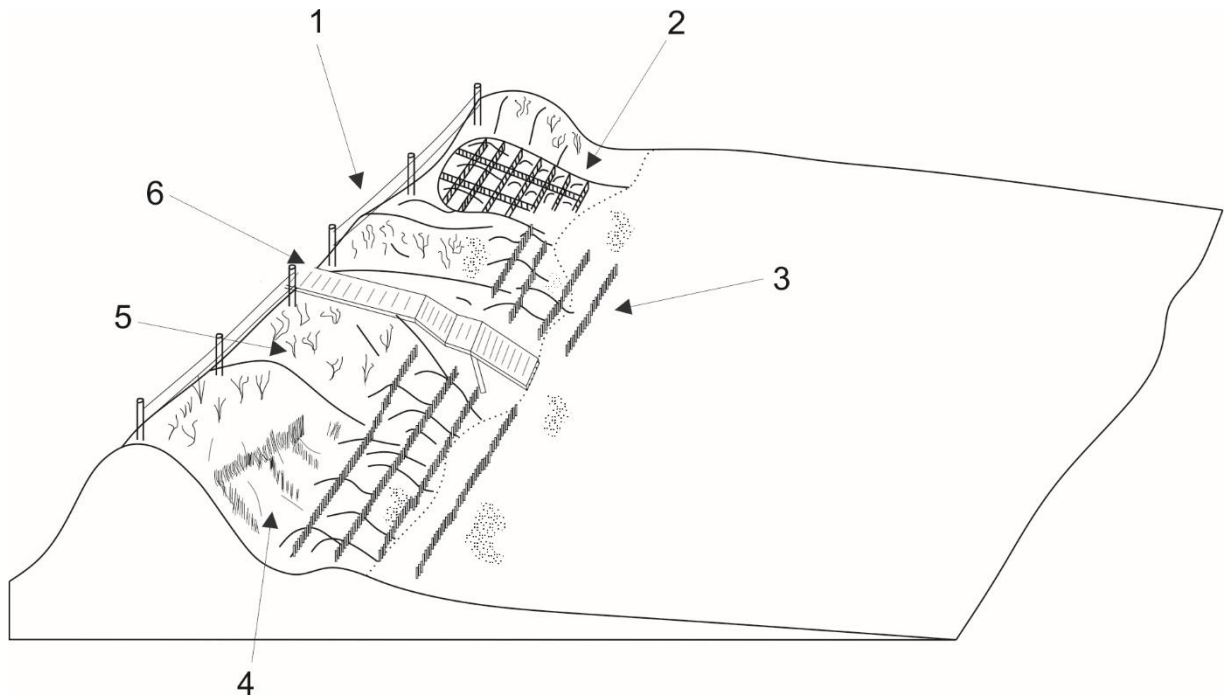


Рисунок 4.20 – Схема-зарисовка размещения средств управления при проградационной стратегии (пояснения к цифровым подписям приведены далее по тексту)

При реализации проградационной стратегии управления особенностью проводимых мероприятий является использование естественных морфолитодинамических процессов для увеличения устойчивости системы пляжа и дюнного вала. Как говорилось ранее, такая стратегия может быть применена на участках, где повторяемость превышения критической ширины пляжа не превышает 1-1.1% в год. По расчетам с использованием полуэмпирической модели на таких участках может устанавливаться слабоположительный баланс, что следует использовать при реализации стратегии.

При наличии на теле вала котловин выдувания различных разновидностей (сквозных U и V образных, чашеобразных) в условиях комплексного ветрового режима рекомендуется использовать заборчики из вертикально ориентированных планок, формируя из них сетчатую структуру (Рисунок 4.20, подпись 2). В случае сквозных котловин, до заполнения песком, не следует устанавливать иных барьеров между пляжем и котловиной препятствуя перемещению наносов.

У подножия наветренного склона дюнного вала для инициации роста первичных прислоенных эоловых форм (зачаточных дюн) следует организовать установку рядных заграждений (Рисунок 4.20, подпись 3), для наращивания перед телом дюнного вала новой генерации первичных дюн. На схеме рисунка 4.21 показан принцип последовательной организации рядных конструкций, позволяющий комбинировать проградацию новой генерации вала для увеличения его ширины с агградацией, позволяющей наращивать его высоту.



На наветренных склонах дюнного вала, где нарушен либо недостаточен растительный покров необходимо выполнить противодефляционную защиту (Рисунок 4.20, подпись 4, 5). Для этого можно выполнить установку пучков сухого тростника, ориентируя их ряды вдоль направления ветров морских и вдольбереговых направлений, что позволит снизить приземную скорость сдвига, соответственно, снизив дефляционные потери, а на участках с недостаточным растительным покровом следует выполнять их подсадку.

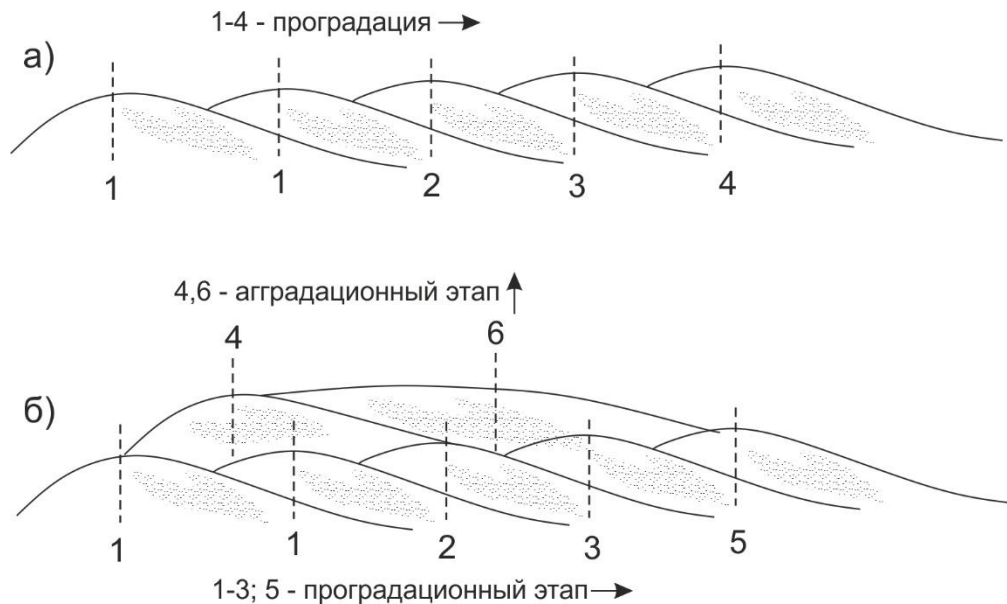


Рисунок 4.21 – Принцип организации рядных конструкций для наращивания новой генерации дюнного вала, используя естественные морфолитодинамические процессы. А – для создания широких первичных дюн, Б – для создания более высоких первичных дюн (составлено с использованием [Blumental, 1964; Adriani and Terwindt, 1974])

Среди защитных мер проградационной стратегии следует выделить меры по регулированию как санкционированного, так и несанкционированного рекреационного воздействия. Наиболее эффективным средством здесь может служить создания факторов, затрудняющих перемещение вне оборудованных переходов. Так вдоль гребня дюнного вала можно установить проволочные ограждения на расстояние 500-600 м от переходов (Рисунок 4.20, подпись 6), комбинируя с засадкой гребней и подветренных склонов колючими кустарниками (шиповник), а также размещением информации о проводимых мероприятиях с возникающими из них ограничениями. На фотографиях рисунка 4.22-4.23 приведено практическое использование некоторых описанных средств в мировой практике управления прибрежными дюнами (по материалам Puy et al., [2007]).



А)



Б)

Рисунок 4.22 – А) - Тростниковая защита от дефляции с установкой проволочных ограждений (Нидерланды); Б) – Укрепление склона обсадкой трав-песколюбов (Дания)



А)



Б)

Рисунок 4.23 – А) – Последовательная обсадка склона прибрежных дюн травами-песколюбам (Великобритания); Б) – Закрепленная поверхность через 4 года с информационно-предупреждающим стендом (Перевод: «Помогите сохранить дюны! Посадка трав песколюбов. Пожалуйста, не входите») (Великобритания)

Использование стратегии динамической консервации для управления дюнным валом Куршской косы оправдано на отдельных сегментах, занимающих до 2.4 км от рассматриваемого участка берега. На этих участках повторяемость превышения критической ширины пляжа превышает 1.1% в год, а баланс по полуэмпирической модели колеблется от слабоположительного, до существенно отрицательного (например, выделенные проблемные зоны 1 и 2, рисунок 4.16). Обобщенно можно привести следующую схему мероприятий (рисунок 4.24).

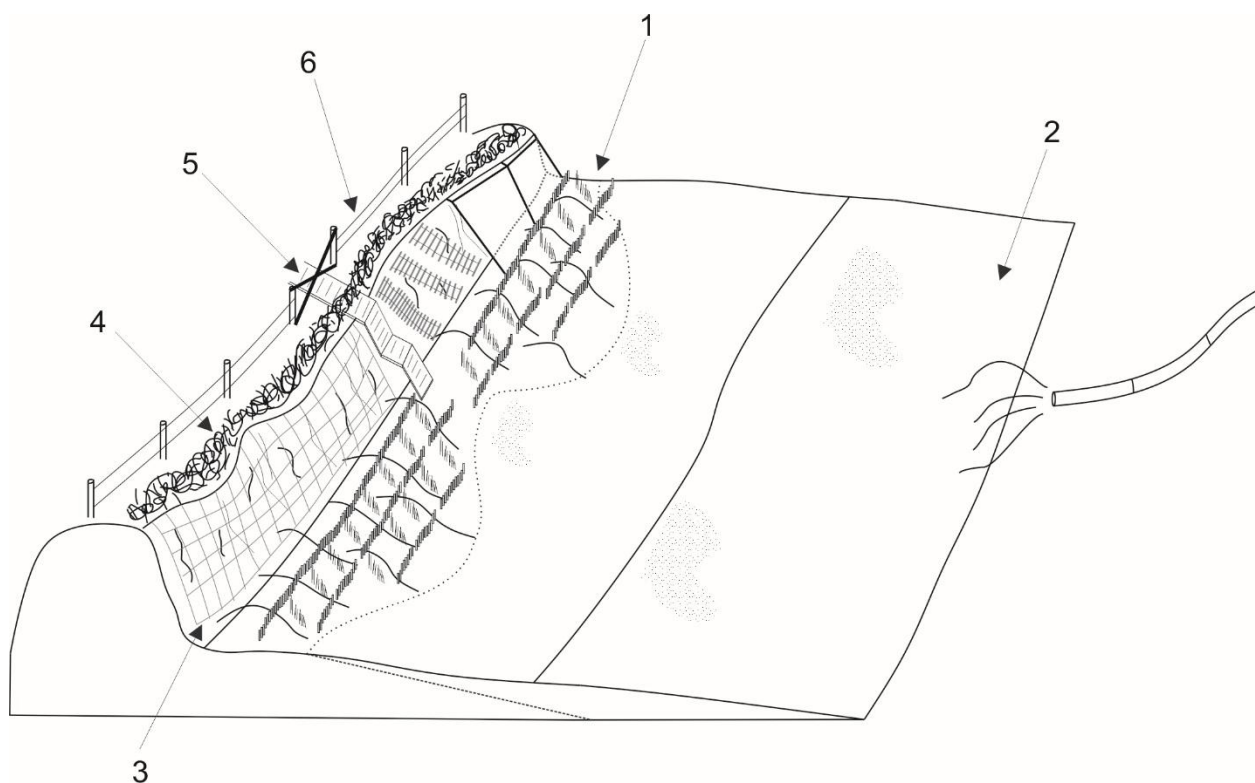


Рисунок 4.24 – Схема-зарисовка размещения технических средств управления при использовании стратегии динамической консервации (пояснения к цифровым подписям приведены далее по тексту)

Особенностью стратегии динамической консервации является проведение наиболее дорогостоящих восстановительных работ только при утере дюнным валом допустимого уровня защиты внутренних территорий. Уровень защиты должен быть установлен локально, исходя из морфологических и морфодинамических свойств дюнного вала на отдельных участках после научно и методически обоснованной инвентаризации, и оценки.

Для восстановления уровня защитных качеств рекомендуется использовать комплекс технических и организационных мер, направленных не только на восстановление установленного песчаного объема вала дюнного вала, но и, аналогично, проградационной стратегии развитие защитных качеств используя естественные морфолитодинамические процессы. Так у подножия дюнного вала рекомендуется размещение пескоулавливающих конструкций в несколько рядов, следуя принципу генерации прислоненных эловых форм, которые станут первичной линией защиты от волновой абразии (Рисунок 4.24, подпись 1). Для дополнительного улавливания песка из вдольбереговых потоков следует придерживаться ячеистой структуры, как при заполнении котловины выдувания, используя, например, тростниковые пучки, как более дешевый материал, а также высаживать травы-песколюбы.

Наветренный склон дюнного вала (либо уступ размыва) для предотвращения дефляции рекомендуется максимально укрывать, например, используя промышленно изготовленные

геосетки, либо маты из тростника или мелких ровных веток, сплетенных бечевкой. После просыхания и установления естественного угла откоса, следует производить высадку трав для предотвращения развития дефляционных процессов и формирования котловин. При существенном повреждении тела дюнного вала ниже допустимого уровня рекомендуется производить планировку и формирование наветренного склона механизированным способом (Рисунок 4.24, подпись 3).

Вдоль бровки уступа размыва дюнного вала для снижения количества перевиваемых на подветренную часть песков можно густо разместить ветки деревьев и еловый лапник (Рисунок 4.24, подпись 4). Дополнительный источник елового лапника можно получить, организовав сбор у населения новогодних елей после окончания новогодних праздников в удобных пунктах сбора.

На отдельных участках (например, выделенные зоны №1 и №2), вследствие высокой повторяемости превышения критической ширины пляжа, и наблюдающегося ввиду этого сильно отрицательного баланса рекомендуется выполнить меры по локальной подпитке пляжа (Рисунок 4.24, подпись 2). Расчет по полуэмпирической модели показал, что увеличение ширины пляжа на 10 метров позволяет достигнуть положительного баланса наносов, что позволяет сформировать необходимое аккомодационное пространство для проведения прочих мероприятий динамической стратегии. Для увеличения пляжа на протяжении 500 м и его сохранения в течение 5 лет (Т50%) необходимо около 70 тыс. м<sup>3</sup> песка (в условиях среднегодовых: глубины первой линии разрушения волн 0.7 м; высоты волн 0.4 м; уклон подводного склона 0.016).

Среди защитных мер стратегии динамической консервации следует выделить меры по регулированию как санкционированного, так и несанкционированного рекреационного воздействия. Так, на период восстановления склонов вала, а также формирования пояса первичных дюн следует ограничить посещение участков, заблокировав, либо демонтировав организованные спуски и установив проволочные ограждения на необходимой протяженности. Следует также организовать информирование населения о проводящихся на территории дюнного вала мероприятиях заблаговременно, вблизи мест организованной или стихийной парковки автомобилей, а также блокировать подходные пути ветками, лапником, создав искусственный дискомфорт для передвижения и нарушения формируемого растительного покрова.

На фотографиях рисунка 4.25 приведено практическое использование некоторых описанных для стратегии динамической консервации средств в существующей практике управления прибрежными дюнами (по материалам Pye et al., [2007]).

Общим мероприятием для обеих стратегий, которые можно реализовывать для сохранения качества защитного пляжево-дюнного вала является организация питомника трав-песколюбов, в котором будет производиться культивация многолетних трав (например, песколюбки (*Ammophila*) или колосняка песчаного (*Elymus arenarius*) для высадки на незакрепленные пески и молодые эоловые формы, образованные при проведении проградационных мероприятий. Это позволит существенно уменьшить количество времени, при котором пески будут оставаться открытыми, снижая дефляционный потенциал. Аналогично, рационально заранее подготавливать укрывающие маты в виде лент в рулонах, производить заготовку и оформление пучков тростника из местных видов (например, тростника обыкновенного (*Phragmites australis*) и пр.



А)

Б)

Рисунок 4.25 – А) – Укрепление абрадированного склона авандюны матами (Великобритания); Б) – Применение использованных новогодних елей в качестве пескоудерживающих конструкций (Нидерланды)

Эффективность использования пескоудерживающих конструкций зависит от ряда их характеристик: количества, расположения и высоты конструкций, а также типа конструкции и ее проницаемости.

Ряд работ был посвящен исследованию турбулентных ветровых потоков и ветропесчаного потока возле пескоудерживающих конструкций (например, Balthaxe [1967]; Lee et al. [2002]; Zhang et al. [2015]). Результаты этих исследований показали, что количество удержанного песка зависит от ряда характеристик конструкций: высоты, проницаемости, количества рядов и расстояния между ними (обзор приведен в Li and Sherman [2015]). На практике, характеристики пескоудерживающих конструкций в основном подбираются эмпирическим путем. В качестве рекомендации можно предложить следующие ориентировочные зависимости скоростей сдвига от проницаемости, которые помогут принять решение о выборе характеристик пескоудерживающих устройств при реализации

управленческих стратегий по управлению дюнным валом (по материалам и результатам моделирования методами вычислительной гидродинамики, произведенном Lima et al. [2017]).

Для одной пескоудерживающей конструкции (установленной в один ряд в точке 0 по оси абсцисс  $x/h_f$ ), высотой 0.2 м различной проницаемости  $\Phi$  (1-60%) скорость сдвига изменяется относительно пороговой ( $u_{*0}$ ) как показано на рисунке 4.26. Скорость сдвига усредненно принята  $u_{*0} = 0.4$  м/с, (в настоящей работе изменяется до 0.8, в зависимости от увлажнения и гидрометеорологических условий). Из рисунка 4.26 хорошо прослеживается резкое снижение скорости сдвига при приближении к месту установки пескоудерживающей конструкции ( $x/h_f = 0$ ), и дальнейшее восстановление скорости при удалении от нее. Отрицательные значения  $u_*/u_{*0}$  свидетельствуют об образовании обратных потоков при малой проницаемости, что подтверждалось экспериментально [Zhang et al., 2010].

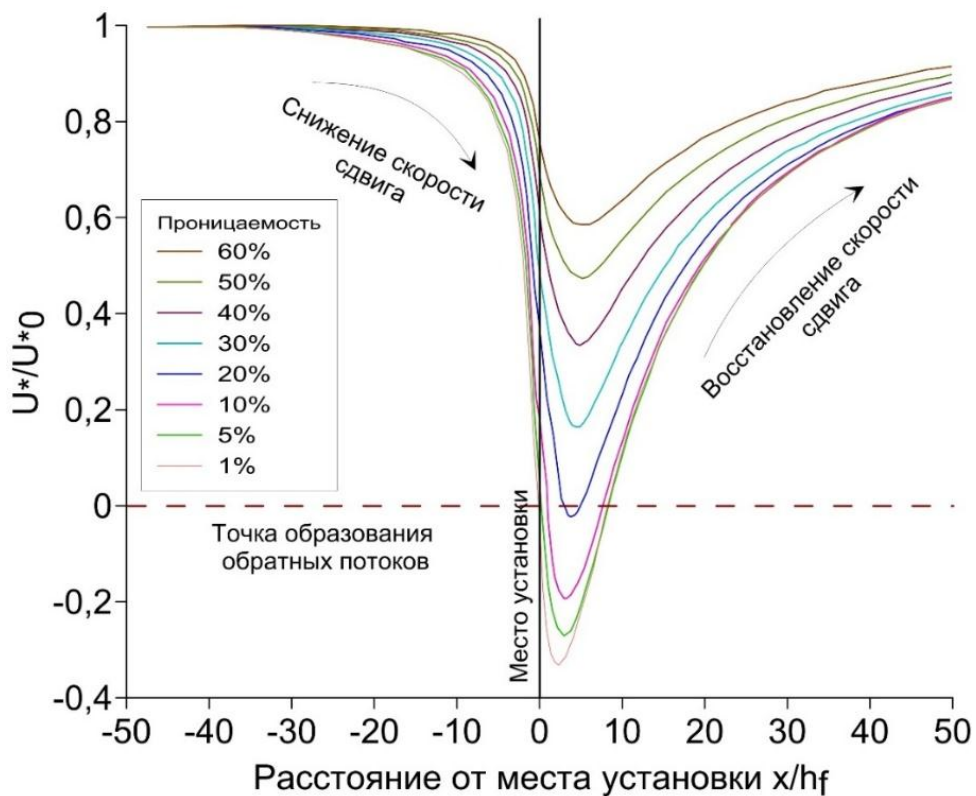


Рисунок 4.26 – Нормированная к  $u_{*0}$  скорость сдвига  $U_*$ , как функция расстояния от места установки пескоудерживающей конструкции при различной проницаемости  $\Phi$ . [Lima et al., 2017]

Конструкции могут изготавливаться из различных материалов: планок древесины, тростника, елей и различных синтетических сеток. Использование слабо проницаемых конструкций может способствовать дефляции песка – при проницаемости менее 20% конструкция влияет на воздушный поток как непроницаемая стенка (рисунок 4.26), и ветропесчаный поток будет двигаться вдоль нее, вместо накопления в ветровой тени [Pande et

al., 1980]. Наиболее оптимальными с точки зрения аккумуляции песка считаются конструкции с проницаемостью 30-50% [Brooks and Agate, 2005]. В зависимости от материала, его однородности и проницаемости первичные эоловые формы могут принимать различный профиль (рисунок 4.27).

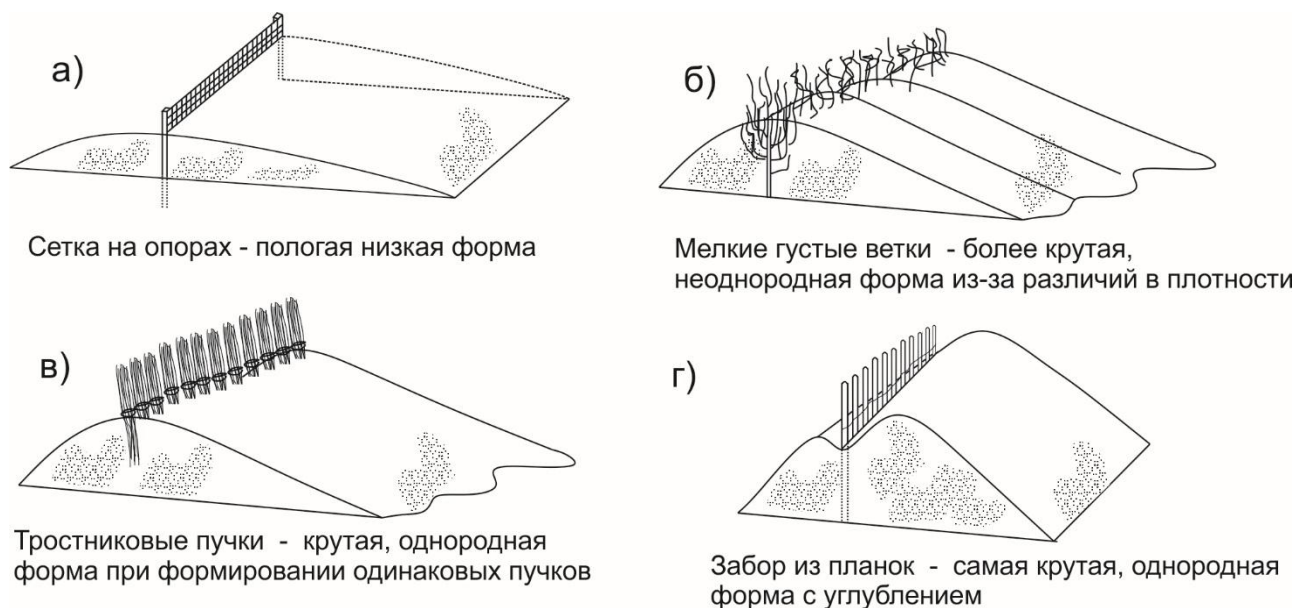


Рисунок 4.27 – Формирование профиля первичных эоловых форм, в зависимости от материала изготовления пескоулавливающих конструкций  
(составлено с использованием Brooks and Agate [2005])

Объем песка, улавливаемый конструкциями изменяется в зависимости  $h^2$ , где  $h$  – высота конструкции, откуда следует, что эффективный срок эксплуатации конструкции, высотой 2 м в 4 раза выше, чем у конструкции высотой 1 м [Kerr and Nigra, 1952]. Как уже описывалось ранее, ширину поля первичных форм можно увеличивать, создавая многорядные конструкции, а устанавливая новые конструкции вдоль гребней сформированных ранее форм – увеличивать высоту формируемого вала.

Для оценки эколого-экономической эффективности применяемых решений было выполнено сравнение стоимости выполнения работ по строительству фрагмента дюнного вала на погонный метр длины со стоимостью реализации стратегии динамической консервации. Стоимость выполнения работ по строительству фрагмента дюнного вала приведена на основе материалов проекта «Строительство берегоукрепления авандюны в 75-77 кварталах Зеленоградского лесничества ФГПУ «Национальный парк «Куршская коса», получивший положительные заключения государственной экологической и Главгосэкспертизы. Для строительства 1 погонного метра дюнного вала проектом предусматривается использование 9 м<sup>3</sup> песка, планировка, оформление вала механизированным методом, посев трав-песколюбов, площадь озеленения составляет 1.7 м<sup>2</sup>/м. Стоимость 1 м<sup>3</sup> песка (карьер «Комсомольский»,

Калининградская обл.) в ценах 2019 г. составляет 240 рублей за тонну (149 р за м<sup>3</sup> при плотности 1620 г/м<sup>3</sup>). Озеленение принято ручное (ручной посев семян с поливом), по стоимости 7.3 руб./м<sup>2</sup>. Проектом также предполагается установка пескоудерживающих сооружений в количестве 1.7 м<sup>2</sup>/м по проектным решениям. С учетом затрат на использование техники стоимость строительства 1 м дюнного вала, объемом 9 м<sup>3</sup> (высота гребня - 4.5 м) составит 8100 рублей на погонный метр в ценах 2019 г. или 16 млн. рублей на единоразовое строительство на протяжении 2 км.

При реализации стратегии динамической консервации основные затраты связаны со стоимостью используемых материалов и трудозатрат на сбор конструкций. При установке 3 м<sup>2</sup> пескоудерживающих конструкций на погонный метр (600 руб./м<sup>2</sup>), устилом 3 м<sup>2</sup> наветренного склона геосетками (37 руб./м<sup>2</sup>) и гидропосевом (335 руб./м<sup>2</sup>) 3 м<sup>2</sup> на погонный метр стоимость реализации стратегии 2916 рублей на погонный метр, или 6 млн. рублей для сегмента в 2 км в ценах 2019 г. Следует отметить, что реализация динамической консервации не является единоразовым выполнением полного цикла работ и требует гибкого подхода в ее применении, что позволяет перераспределять имеющиеся ресурсы между участками, а также во времени. Стоимость 500 м пляжа в ценах материалов на 2019 г. предполагает траты в 2 млн. руб в год (70 тыс. м<sup>3</sup>) (при сроке сохранения 50% ширины в течение 5 лет).

Таким образом, при 5 летней реализации ежегодного строительства дюнного вала в месте прорыва высотой 9 м будет затрачено 81 тыс. руб. на погонный метр или **80 млн руб.** для участка протяженностью 2 км, в ценах 2019 г. При реализации стратегии динамической консервации для поддержания стабильного развития дюнного вала и его восстановление на участке 2 км - **30 млн. руб.**, что позволяет направить часть средств на локальный намыв пляжа в местах частого сокращения ширины незатопленной части пляжа до критической отметки и потенциального возникновения геоэкологических опасностей.

#### 4.5. Выводы

На основе массива сезонных наблюдений за состоянием дюнного вала Куршской косы, результатов численного моделирования и имеющихся функциональных зависимостей была построена упрощенная полуэмпирическая модель природно-антропогенного сооружения – дюнного вала. В модель включены условия эоловой аккумуляции наносов, ветровой дефляции с дюнного вала, а также штормовой абразии. В модели используется ряд параметров, позволяющих учитывать, как естественные природные процессы, включая силу и направление ветра, гранулометрический состав наносов, влажность наносов, доступную ширину пляжа в формировании потока поступающих на вал наносов, высоту и период волн и пр., так и



антропогенное влияние на морфодинамическую систему: поступление материала за счет отсыпки, увеличение и уменьшение шероховатости за счет установки пескоудерживающих конструкций, при воздействии отдыхающих. Калибровка и верификация модели основывались на обширном массиве данных наблюдений наземного лазерного сканирования с 2014 по 2018 г. на морфологически и морфодинамически различных участках. На основе натурных данных наблюдений за котловиной выдувания была получена эмпирическая упрощенная модель динамики котловины выдувания с воздействием антропогенных факторов. Полученные результаты по степени точности удовлетворяют задаче планирования стратегий управления дюнным валом на локальных участках, а также прогнозу тенденций в различных рассматриваемых сценариях развития и управления.

Предложен диагностический подход к выделению проблемных сегментов на дюнном валу, позволяющий определять участки с потенциалом возникновения неблагоприятных эколого-геоморфологических процессов, а также планировать локальные стратегии управления дюнным валом с учетом локальных морфодинамических особенностей. Подход основан на получении положения береговой линии со спутниковых изображений видимого спектра, с последующей корректировкой ширины пляжа на основе гидродинамических условий. Предложенный подход анализа ширины надводной части пляжа показал высокую степень сходимости с данными полевых наблюдений. Предложенное сочетание параметров корректировки ширины пляжа – регионально адаптированной высоты волнового наката, а также высоты нагона позволило уточнить ширину пляжа в момент получения спутникового изображения. С использованием данных ширины пляжа со спутниковых изображений в качестве опорных совместно с результатами моделирования приурезовых гидродинамических условий был выполнен анализ динамики ширины пляжа между измерениями, поскольку регулярное получение спутниковых данных на практике затруднено наличием облачности и периодом их обращения.

На основе полученных временных рядов ширины незатопленной части пляжа для участков берега Куршской косы был выполнен анализ проблемных зон («горячих точек») на дюнном валу. Межгодовые процентиля повторяемости превышения критической отметки незатопленной части пляжа использовались как объективный критерий выделения горячих точек, поскольку волновой размыв дюнного вала наблюдается при локальных превышениях суммарным уровнем моря подошвы вала. Выделение горячих точек на берегу позволило установить участки с существенным превышением повторяемости малой ширины незатопленной части пляжа и используя предложенную обобщенную модель, установить баланс наносов в горячих точках дюнного вала. Полученные результаты согласуются с ранее выполненными работами на основе независимых от настоящей работы данных и иных методик.

В результате была подтверждена интенсивность размыва на 13.5 километре Куршской косы, а также выявлен новый участок на 15 километре косы, где прогнозируется размыв тела дюнного вала и связанные с проникновением морских вод неблагоприятные процессы. Для участков 13.5 и 15 километра установлены сроки размыва в 87 и 100 лет, соответственно, при сохранении имеющихся тенденций.

Для оценки потенциального риска для особо охраняемых экосистем национального парка от вероятного прорыва тела дюнного вала был выполнен гидрологический анализ зон подтопления в условиях штормов различной повторяемости, а также регионально прогнозируемого роста уровня моря. Анализ показал существенную опасность нарушения целостности вала в контексте социально-экономической, природной и культурной значимости внутренних территорий Куршской косы, занятых автодорогой, укрепляющими лесопосадками. Была выявлена значимость топографических условий местности при формировании зон затопления и роль гравитационного дренажа. В рассмотренных сценариях низкое различие в площади зон затопления связана с потенциальным стоком морских вод в пресноводный Куршский залив.

Проведенное исследование показало возможность сочетания гидродинамического и гидрологического моделирования, спутниковых наблюдений и представленной модели развития дюнного вала в единую оценочную систему, которая позволяет анализировать и моделировать эколого-геоморфологические опасности для морских берегов. Полученные результаты могут улучшить существующую, либо стать основой для планируемой системы управления прибрежной зоной, в то числе в условиях особо охраняемых природных территорий, а также указать на конкретные слабые места в существующей инфраструктуре.

На основе полученных результатов была предложена схема организации управления дюнным валом Национального парка «Куршская коса» с использованием морфодинамического подхода. Проведенная оценка позволила предложить выбор проградационной стратегии и стратегии динамической консервации, как наиболее рациональных в условиях особо охраняемой природной территории, с учетом рекреационной нагрузки и морфодинамических условий для сохранения валом системообразующей и защитной роли. Проградационная стратегия рациональна к использованию на сегментах, где ежегодная повторяемость критического затопления пляжа не превышает 1-1.1%, и в системе есть потенциал самовосстановления, а особенностью управленческой стратегии является использование естественных морфолитодинамических процессов. Стратегия динамической консервации рекомендована для ряда сегментов с превышением 1-1.1%, где необходимо применять ряд восстановительных и поддерживающих мероприятий при утере дюнным валом допустимого уровня защиты внутренних территорий.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе диссертационного исследования были получены следующие выводы.

1. По результатам выполненного комплексного анализа физико-географических условий были определены наиболее значимые сезонные факторы развития дюнного вала Куршской косы. Развитие дюнного вала происходит при комплексном сочетании метеорологических, геоморфологических и гидродинамических факторов. В условиях аккумулятивного берега юго-восточной части Балтийского моря основными стимулирующими факторами являются эффективные ветра (скоростью выше критической для отрыва песков от поверхности, открытых румбов) в совокупности с шириной незатопленной части пляжа, достаточной для насыщения материалом ветропесчаного потока. Характерная для Куршской косы критическая скорость ветра в зависимости от влажности, температуры воздуха и атмосферных осадков в среднем составляет 5.3-5.9 м/с для всех направлений. При ветрах открытых румбов как для ветров с углами подхода менее  $40^\circ$  к нормали берега, так и для ветров с углами подхода  $40^\circ$ - $75^\circ$  к нормали берега характерна критическая скорость 6-7 м/с.

2. Наиболее существенный лимитирующий фактор развития дюнного вала Куршской косы – атмосферные осадки, сокращающие число благоприятных к эоловому переносу дней на 22-80% ввиду намокания песка. Совокупность морфологических и гидродинамических факторов, обобщенных в лимитирующем факторе ширины незатопленной части пляжа, влияет как на развитие ветропесчаного потока, так и на потенциал абразии дюнного вала. Анализ антропогенного воздействия показал его влияние на аэродинамический коэффициент шероховатости прибрежного рельефа. Изменение шероховатости вследствие антропогенного воздействия имеет разнонаправленный характер, снижаясь при угнетении растительного покрова и в котловинах выдувания до 0.04-0.07 м и увеличиваясь при проведении берегоукрепительных мероприятий до 0.3-0.38 м и более.

3. На основе многолетних полевых мониторинговых наблюдений за состоянием дюнного вала и котловины выдувания, результатов численного моделирования и имеющихся функциональных зависимостей была построена полуэмпирическая модель развития дюнного вала. Были введены условия ветровой аккумуляции и дефляции, волнового размыва, приведены характерные для антропогенного воздействия коэффициенты аэродинамической шероховатости. Для упрощенной оценки динамики котловины выдувания было получено уравнение зависимости динамики объема от динамики ее площади. Полуэмпирическая модель естественного развития дюнного вала выступает основой геоэкологической оценки, а также разработки и осуществления стратегии рационального управления, направленной на поддержание его устойчивого состояния и минимизацию негативного воздействия

антропогенных факторов. Верификация модели проводилась на массиве данных наблюдений наземного лазерного сканирования 2014-2018 гг. на морфологически и морфодинамически различных участках дюнного вала и показала улучшение качества моделирования развития дюнного вала в сезонном масштабе в сравнении с представленными ранее упрощенными моделями.

4. Был разработан частный подход к геоэкологической оценке морского берега при наличии дюнного вала, позволяющий определять участки с потенциалом возникновения неблагоприятных эколого-геоморфологических процессов (используя концепцию «горячих точек» и процедуры нормирования), а также планировать стратегии рационального управления, направленные на поддержание устойчивого состояния дюнного вала с учетом локальных морфодинамических особенностей. Показана возможность сочетания гидродинамического и гидрологического моделирования, спутниковых наблюдений, модели развития дюнного вала и сведений об антропогенной нагрузке в единую оценочную систему, которая позволяет анализировать и предупреждать опасности для аккумулятивного морского берега.

5. На основе предложенного подхода выполнена геоэкологическая оценка и зонирование дюнного вала участка Куршской косы по потенциалу возникновения эколого-геоморфологических опасностей. Участки высокого (0.25-5% в год) потенциала возникновения неблагоприятных эколого-геоморфологических процессов характерны на 13-15-м км косы, где были подтверждены интенсивность деградации дюнного вала, потенциал подтопления 370 тыс. м<sup>2</sup> территории косы, включая автодорогу и укрепляющие лесопосадки, и стока 1-5 тыс. м<sup>3</sup> морских вод в Куршский залив в условиях штормов (не только повторяемостью 1 раз в 25 лет, но и статистически ежегодных).

6. Статус особо охраняемой природной территории Куршской косы и пространственная дифференциация зон потенциальных эколого-геоморфологических опасностей обуславливают специфику применения мер защиты и восстановления дюнного вала. По результатам выполненной геоэкологической оценки предложена схема рекомендуемых стратегий локального управления пляжем и дюнным валом, включающая реализацию стратегии динамической консервации и проградационной стратегии в зависимости от характера проявления морфодинамических процессов и антропогенного воздействия. Предлагается комплексно использовать потенциал естественных морфодинамических процессов с применением рациональных и обоснованных берегозащитных мероприятий, учитывающих локальные особенности состояния и развития пляжей и дюнного вала.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айбулатов Н. А. Деятельность России в прибрежной зоне моря и проблемы экологии. М.: Наука, 2005.
2. Айбулатов Н. А. Динамика твердого вещества в шельфовой зоне. Л.: Гидрометеиздат, 1990.
3. Айбулатов Н.А. Концептуальные основы геоэкологии прибрежной зоны морей и океанов // Прибрежная зона моря: морфолитодинамика и геоэкология. Калининград: Изд. КГУ, 2004. С. 196-199.
4. Айбулатов Н. А. Геоэкология шельфа и берегов Мирового океана. СПб.: Гидрометеиздат, 1993.
5. Бадюкова Е. Н., Соловьева Г. Д. Прибрежные эоловые формы и колебания уровня моря // Океанология. 2015. Т. 55, №. 1. С. 139-139.
6. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Геоморфология Куршской косы // Прибрежная зона моря: морфолитодинамика и геоэкология : матер. конф. / отв. ред. В.В. Орленок. Калининград: Изд-во КГУ, 2004. С. 65-70.
7. Берд Э. Ч. Ф. Изменения береговой линии. Л.: Гидрометеиздат, 1990.
8. Блажчижин А. Минеральный состав наносов // Геология Балтийского моря / под ред. В.К. Гуделиса, Е.М. Емельянова. Вильнюс: Наука, 1976. С. 221-255.
9. Бобыкина В. П., Болдырев В. Л., Бурнашев Е. М., Карманов К.В. Результаты анализа мониторинговой съемки берегов Куршской косы // Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия национального парка «Куршская коса». Калининград: Изд-во БФУ им. И. Канта, 2011. С. 155-169.
10. Бобыкина В.П., Михневич Г.С., Панкратова Е.М. Пространственно-временная изменчивость гранулометрического состава пляжевых наносов морского берега Куршской косы // Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия национального парка «Куршская коса». Калининград: Изд-во БФУ им. И. Канта, 2017. С. 151-163.
11. Бобыкина В.П., Стонт Ж.И. О зимней штормовой активности 2011–2012 гг. и ее последствиях для побережья юго-восточной Балтики // Водные ресурсы. 2015. Т. 42, № 3. С. 322–328
12. Бобыкина В.П., Чубаренко Б.В. Роль штормов в динамике берегов юго-восточной Балтики (на примере Куршской косы) // Закономерности формирования и воздействия морских, атмосферных опасных явлений и катастроф на прибрежную зону РФ в условиях глобальных климатических и индустриальных вызовов («Опасные явления») : матер. Междунар. науч. конф. 2019. С. 16-18.

13. Болдырев В. Л. Проблемы сохранения и обустройства берегов Куршской косы // Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия национального парка «Куршская коса». Калининград: Изд-во РГУ им. И. Канта, 2005. С. 29-38.
14. Болдырев В. Л., Бобыкина В. П., Бурнашев Е. М. Состояние берегов Куршской косы после зимнего штормового периода // Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия национального парка «Куршская коса». Калининград: Изд-во РГУ им. И. Канта, 2008. С. 105-114.
15. Болдырев В.Л. Куршская коса. Состояние береговой зоны и вопросы берегозащиты // Проблемы изучения и охраны природы Куршской косы. Калининград: ГП "КГТ", 1998. С. 97-99.
16. Бредис О. А. Геоэкологическая оценка побережья Финского залива в пределах Курортного района Санкт-Петербурга // Известия Российского государственного педагогического университета им. АИ Герцена. 2012. № 147.
17. Kairyte M., Stevens R. L., Trimonis E. Provenance of silt and clay within sandy deposits of the Lithuanian coastal zone (Baltic Sea) // Marine geology. 2005. Vol. 218. № 1-4. P. 97-112.
18. Бурнашов Е. М., Карманов К. В. Дефляционные процессы на морском побережье Куршской косы // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2016. № 45. С. 180-191.
19. Вейсов С. Динамика рельефа барханных песков. Ашхабад: Ылым, 1976.
20. Выхованец Г. В. Дюны на піщаних берегах України. – 1998. // Вісник Одеського держ. Университету. Природничі науки. 1998. № 2. С. 88-91.
21. Волков А.И., Жарский И.М. Большой химический справочник. Мн.: Современная школа, 2005.
22. Волкова И.И. Дюнные комплексы юго-восточной Балтики и пути их рационального освоения : дис. ... канд. геогр. наук. Калининград: Изд-во КГУ, 1995.
23. Волкова И.И. Дюнные комплексы юго-восточной Балтики и пути их рационального освоения : автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Калининград: Изд-во КГУ, 1995.
24. Волкова И.И., Шаплыгина Т.В. Оценка чувствительности дюнных природных комплексов (на примере Куршской косы) // Экологические проблемы Калининградской области и Балтийского региона : сб. науч. тр. Калининград: Изд-во КГУ, 2005. С. 119-123.
25. Выхованец Г. В. Факторы формирования ветропесчаного потока наносов на береговых аккумулятивных формах // Исследования береговой зоны морей : сб. науч. тр. Киев: Изд-во Карбон Лтд, 2001. С. 54-67.
26. Выхованец Г. В. Эоловый процесс на морском берегу. Одесса: Астропринт, 2003. Т. 368.

27. Выхованец Г.В. Анализ эолового фактора в морфологии и динамике песчаных кос и пересыпей лагун // Приморье – XXI век : матер. науч. конф. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1999а. С. 125-129.
28. Выхованец Г.В. Значение эолового фактора а развитии песчаных баров и кос на берегах морей // Эрозия берегов Черного и Азовского морей / под ред. Шуйского Ю.Д. Киев: Карбон Лтд, 1999б. С. 55-58.
29. Геоэкология шельфа и берегов Мирового океана / Н. А. Айбулатов, Ю. В. Артюхин. СПб.: Гидрометеиздат, 1993.
30. Гуделис В. К., Кирлис В. И., Манекене С. А. Динамика и режим Восточно-Балтийского потока наносов у берегов пересыпи Куршю-Нерия по данным 1965-1974 гг. // Тр. АН ЛитССР. Вильнюс: изд-во АН ЛитССР. Сер. Б. 1977. Т. 4(101). С. 123-128.
31. Гуделис В.К. Геологическое и физико-географические условия залива Куршю-Марес и территории, окаймляющей залив // Куршю-Марес. Вильнюс: Изд-во АН ЛитССР, 1959. С. 7-45.
32. Гуделис В.К. Некоторые данные о строении и развитии пересыпи Куршю Нерия // Труды ИО АН СССР. Т.Х. М., 1954. С. 62-69.
33. Гуделис В.К., Кирлис В.И., Стаускайте Р.А. Кратко- и долгосрочные изменения отдельных морфо- и литодинамических участков литовского берега Балтийского моря // Вопросы динамики берегов и палеогеографии Балтийского моря. Ч. 1. Вильнюс, 1990. С. 22-37.
34. Демьянов В. В., Савельева Е. А. Геостатистика: теория и практика. М.: Наука, 2010.
35. Дмитриев В.В. Эколого-географичекая оценка состояния внутренних водоемов : автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. СПб., 2000.
36. Дмитриев В.В., Фрумин Г.Т. Экологическое нормирование и устойчивость природных систем. СПб., 2004.
37. Долотов Ю. С. Динамические обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадконакопления. М.: Наука, 1989.
38. Жиндарев Л.А., Хабидов А.Ш., Тризно А.К. Динамика песчаных берегов морей и внутренних водоемов / под ред. П.А.Каплина. Новосибирск: Наука, 1998.
39. Зенкович В. П. Берега Тихого океана. М.: Наука, 1967.
40. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1962.
41. Знаменский А.И. Экспериментальные исследования процессов ветровой эрозии песков и вопросы защиты от песчаных заносов // Материалы исследований в помощь проектировщикам и строителям Каракумского канала (Инст. Геологии АН Туркм. ССР, Ашхабад). 1958. Вып. 3. С.1-131.

42. Ивановский Л. Н. Ведущие экзогенные процессы и геоморфологический риск в горах Южной Сибири // География и природные ресурсы. 1994. №. 2. С. 5-10.
43. Игнатов Е. И. Береговые морфосистемы. Смоленск: Маджента, 2004.
44. Кашменская О. В. Теория систем и геоморфология. Новосибирск: Наука, 1980.
45. Кирлис В.И., Мочекене С.А. О характере изменений в береговой зоне моря за длительный период // Труды Академии наук Литовской ССР. Сер. Б. 1975. Т. 4(89).
46. Кирлис В.И. Некоторые особенности динамики морских берегов пересыпи Куршю-Нярия // Труды Академии наук Литовской ССР. Сер. Б. 1971. Т. 4(67).
47. Кирлис, В., 1968. Интенсивност и направление потока наносов вдоль балтийского побережья Куршской // Уч. Зап. АН Лит. ССР. С. В3 (54). С. 125-132
48. Кнапс Р. Я. Перемещение наносов у берегов Восточной Балтики // Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, 1965. С. 245-278.
49. Косьян Р. Д., Пыхов Н.В. Гидрогенные перемещения осадков в береговой зоне моря. М.: Наука, 1991.
50. Кошкарев А. В. Геоморфологическая опасность и риск // Изв. РАН. Сер. геогр. 2001. №. 4. С. 93-98.
51. Кружалин В. И. Эколого-геоморфологический анализ территории // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 1997. Т. 5. С. 11-15.
52. Кружалин В.И. Экологическая геоморфология суши. М.: Научный мир, 2001.
53. Круть И. В. Введение в общую теорию Земли. М.: Мысль, 1978.
54. Кузьмин С. Б. Геоэкологическая оценка опасных геоморфологических процессов и риска природопользования : автореф. ... дис. д-ра геогр. наук. Кузьмин, 2014.
55. Леонтьев О.К., Жиндарев Л. А., Рябкова О. И. О морфологии и генезисе Куршской косы (Куршю-Нерия) // Геоморфология. 1985. №4. С. 86-93.
56. Лихачева Э. А. Свойства рельефа: экологические, инженерные, эстетические (приглашение к дискуссии) // Геоморфология. 2003. №. 4. С. 33-39.
57. Лихачёва Э. А. Что изучает «антропогенная геоморфология»? //Геоморфология. 2015. №. 3. С. 3-9.
58. Лукин Ю. Ф. «Горячие точки» Российской Арктики // Арктика и север. 2013. №. 11.
59. Лымарев В.И. О развитии экологической географии прибрежной зоны океана // Прибрежная зона моря: морфолитодинамика и геоэкология. Калининград: Изд. КГУ, 2004. С.194-196.
60. Медведева А. Ю., Архипкин В. С., Мысленков С. А., Зилитинкевич С. С. Волновой климат Балтийского моря на основе результатов, полученных с помощью спектральной модели SWAN // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2016. №. 1. С. 12-22.



61. Медведева А. Ю., Мысленков С. А., Медведев И. П. и др. Моделирование ветрового волнения в Балтийском море на прямоугольной и неструктурной сетках на основе реанализа NCEP/CFSR // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2016. №. 362. С. 37-54.
62. Минкявичус В. Некоторые особенности эолодинамики приморских дюн в зимних условиях // Труды АН ЛитССР. Сер. Б. 1971. Т.3(66). С. 225-234
63. Минкявичус В. Структура ветропесчаного потока в приземном слое (0-10 см) подвижных дюн Куршю-Нерия // Географический ежегодник (Вильнюс). 1964. Т. 6-7. С. 409-424.
64. Петров М. П. Пустыни земного шара. Л.: Наука, 1973.
65. Розанов Л. Л. Дискуссионные аспекты антропогенной геоморфологии // Научный диалог. 2013. №. 3 (15).
66. Рыльков О. В. Календарь природы Национального парка «Куршская коса». Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия национального парка «Куршская коса» : сб. науч. ст. Вып. 12. Калининград: Изд-во БФУ им. И. Канта, 2015. С. 107-114
67. Рыльков О. В., Поплавская Л. Г. Календарь природы Национального парка «Куршская коса». Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия национального парка «Куршская коса» : сб. науч. ст. Вып. 12. Калининград : Изд-во БФУ им. И. Канта, 2016. С. 202-210.
68. Сафьянов Г. А. Береговая зона океана в XX веке. М.: Мысль, 1978.
69. Сафьянов Г. А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ. 1996. Т. 400.
70. Сергеев А. Ю. Особенности морфо-литодинамических процессов подводного берегового склона Куршской косы и их возможная связь с изменениями береговой линии // Учение о развитии морских берегов: вековые традиции и идеи современности : матер. XXIII междунар. береговой конф. Калининград, 2010. С. 131-133.
71. Сергеев А. Ю. Палеогеографическая реконструкция района Куршской косы в позднем неоплейстоцене–голоцене // Региональная геология и металлогения. 2015. №. 62. С. 34-44.
72. Сергеев А.Ю. История геологического развития Куршской косы в голоцене и современные литодинамические процессы в береговой зоне : дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб., 2015.
73. Сергеев А.Ю. История геологического развития Куршской косы в голоцене и современные литодинамические процессы в береговой зоне : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб., 2015.
74. Симонов Ю. Г. Важные шаги к познанию сущности экологической геоморфологии // Известия Российской академии наук. Сер. географическая. 2003. №. 5. С. 107-109.

75. Симонов Ю. Г., Симонова Т. Ю. Фундаментальные проблемы антропогенной геоморфологии // Геоморфология. 2013. №. 3. С. 3-11.
76. Стонт Ж. И., Ульянова М. О., Крек Е. В. и др. Штормовая активность в осенне-зимний период 2018-2019 гг. в Юго-Восточной части Балтийского моря // Известия КГТУ. 2019. №53.
77. Стонт Ж.И., Бобыкина В.П. О зимней штормовой активности 2011-12 гг. И её последствиях для Куршской Косы // Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия национального парка «Куршская коса». Калининград: Изд-во БФУ им. И. Канта, 2014. С. 173-181.
78. Тепляков Г.Н., Болдырев В.Л. Формирование, состояние и проблемы сохранения ландшафтов Куршской косы // Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия. М.: НИИ-Природы, 2003. С. 20-40.
79. Тимофеев Д. А. Старые и новые пути развития геоморфологии // Геоморфология. 1981. №. 4. С. 31-43.
80. Тимофеев Д. А. Экологическая геоморфология: объект, цели и задачи // Геоморфология. 1991. №. 1. С. 43-48.
81. Тимофеев Д. А., Бронгулеев В., Чичагов В. П. Некоторые проблемы геоморфологии гор // Геоморфология. 2002. №. 3. С. 3-15.
82. Тримонис Е., Стрюк В. Источники взвешенного вещества // Геология Гданьского бассейна, Балтийское море. Калининград: Янтарный сказ, 2002. С. 75-78.
83. Ульст В. Г. Морфология и история развития области морской аккумуляции в вершине рижского залива. Рига: Издательства АН Латвийской ССР, 1957.
84. Флоренсов Н. А. Очерки структурной геоморфологии. Наука, 1978.
85. Шаплыгина Т. В., Волкова И. И. Природная и антропогенная трансформация ландшафтов и рельефа Куршской и Вислинской кос // Геоморфология. 2015. №. 1. С. 95-103.
86. Шаплыгина Т. В., Волкова И. И. Современные природно-антропогенные предпосылки трансформации эоловых прибрежно-морских природных комплексов // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. Сер.: Естественные и медицинские науки. 2013. №. 1.
87. Шаплыгина Т.В. Геоэкологическая оценка состояния природных комплексов Куршской и Вислинской кос : автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Калининград: КГУ, 2010
88. Шидловская Ю. А. Организация управления единым трансграничным объектом Всемирного наследия ЮНЕСКО «Куршская коса» // Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия национального парка «Куршская коса». 2013. С. 4-10.
89. Шидловская Ю. А. Эволюция функционального зонирования национального парка «Куршская коса» // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. Сер.: Естественные и медицинские науки. 2015. №. 1.

90. Шуйский Ю. Д. Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. Л.: Гидрометиздат, 1986.
91. Шуйский Ю. Д. Современная динамика аккумулятивных береговых форм рельефа // Природные основы берегозащиты / под ред. Зенкович В.П. М.: Наука, 1987. С. 116-131.
92. Шуйский Ю. Д. Фактор времени при анализе процессов развития береговой зоны // Инженерная геология и гидрогеология (София). 1976. Т. 5. С. 3-16.
93. Aagaard T., Davidson-Arnott R., Greenwood B., Nielsen J. Sediment supply from shoreface to dunes: linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution // *Geomorphology*. 2004. Vol. 60, №. 1-2. P. 205-224.
94. Adriani M. J., Terwindt J. H. J. Sand stabilization and dune building // *Rijkswaterstaat Communications* 19. 1974.
95. Акпınар А., Bingölbali B., Van Vledder G. P. Wind and wave characteristics in the Black Sea based on the SWAN wave model forced with the CFSR winds // *Ocean Engineering*. 2016. Vol. 126. P. 276-298.
96. Alexandrakis G., Manasakis C., Kampanis N. A. Valuating the effects of beach erosion to tourism revenue. A management perspective // *Ocean & Coastal Management*. 2015. Vol. 111. P. 1-11.
97. Alves B., Rigall-I-Torrent R., Ballester R., Benavente J., Ferreira Ó. Coastal erosion perception and willingness to pay for beach management (Cadiz, Spain) // *Journal of coastal conservation*. 2015. 19(3. P. 269-280.
98. Amore C., Randazzo G. Textural features of sediments and temporal evolution of the littoral between Capo Passero and Capo Scalambri (South East Sicily): an attempt at automatic zoning // *Coastal Zone'93*. ASCE, 1993. P. 3277-3295.
99. Anderson R. S., Haff P. K. Wind modification and bed response during saltation of sand in air // *Aeolian Grain Transport 1*. Vienna, 1991. P. 21-51.
100. Arens S. M. Transport rates and volume changes in a coastal foredune on a Dutch Wadden island // *Journal of Coastal Conservation*. 1997. Vol. 3, №. 1. P. 49-56.
101. Arens S. M., Wiersma J. The Dutch foredunes: inventory and classification // *Journal of Coastal Research*. 1994. P. 189-202.
102. Arens S.M., Jungerius P.D., Van Der Meulen F. Coastal dunes // *Habitat Conservation: Managing the Physical environment* / ed. By A. Warren, J.R. French. John Wiley & Sons Ltd., 2001. P. 229-272.
103. Bacc I. I., Team A. Second assessment of climate change for the Baltic Sea basin. SpringerOpen, 2015.

104. Bagnold R. A. The transport of sand by wind // *The Geographical Journal*. 1937. Vol. 89, №. 5. P. 409-438.
105. Baltaxe R. Air flow patterns in the lee of model windbreaks // *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B*. 1967. Vol. 15, №. 3. P. 287-312.
106. Baltensweiler A., Walthert L., Ginzler C. et al. Terrestrial laser scanning improves digital elevation models and topsoil pH modelling in regions with complex topography and dense vegetation // *Environmental modelling & software*. 2017. Vol. 95. P. 13-21.
107. Barbosa de Araújo M. C., da Costa M. F. Environmental quality indicators for recreational beaches classification // *Journal of Coastal Research*. 2008. P. 1439-1449.
108. Bart L. J. C. Long-term modelling with XBeach: combining stationary and surfbeat mode in an integrated approach. 2017.
109. Battjes J. A. Surf similarity // *Coastal Engineering*. 1974. P. 466-480.
110. Bannister A., Raymond S., Baker R. *Surveying*. Harlow, 1998.
111. Bauer B. O., Sherman D. J. Coastal dune dynamics: problems and prospects // *Aeolian environments, sediments and landforms*. Chichester: Wiley, 1999. P. 71-104.
112. Bauer B. O., Davidson-Arnott R. G. D., Hesp P. A. et al. Aeolian sediment transport on a beach: Surface moisture, wind fetch, and mean transport // *Geomorphology*. 2009. Vol. 105, №. 1-2. P. 106-116.
113. Benedet L., Finkl C. W., Hartog W. M. Processes controlling development of erosional hot spots on a beach nourishment project // *Journal of Coastal Research*. 2007. P. 33-48.
114. Biolchi S., Furlani S., Devoto S. et al. Geomorphological identification, classification and spatial distribution of coastal landforms of Malta (Mediterranean Sea) // *Journal of Maps*. 2016. Vol. 12, №. 1. P. 87-99.
115. Blott S. J., Pye K. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments // *Earth surface processes and Landforms*. 2001. Vol. 26, №. 11. P. 1237-1248.
116. Blumenthal K. P. The Construction of a Drift-Sand Dyke on the Island Rottumerplaat // *Coastal Engineering*. 1965. P. 346-367.
117. Bolle A., Mercelis P., Roelvink D. et al. Application and validation of XBeach for three different field sites // *Coastal Engineering Proceedings*. 2011. Vol. 1, №. 32. P. 40.
118. Booij N., Holthuijsen L. H., Ris R. C. The «SWAN» wave model for shallow water // *Coastal Engineering*. 1996. P. 668-676.
119. Booij N., Ris R. C., Holthuijsen L. H. A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation // *Journal of geophysical research: Oceans*. 1999. Vol. 104, № C4. P. 7649-7666.

120. Les dunes littorales // *Annales de Géographie*. Armand Colin, 1923. Vol. 32, №. 179. P. 385-394.
121. Brodie K., Conery I., Cohn N. et al. Spatial Variability of Coastal Fore-dune Evolution, Part A: Timescales of Months to Years // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2019. Vol. 7, №. 5. P. 124.
122. Brooks A., Agate E. *Sand Dunes: A Practical Handbook*. British Trust for Conservation Volunteers, 2005.
123. Butt T., Russell P. Suspended sediment transport mechanisms in high-energy swash // *Marine Geology*. 1999. Vol. 161, №. 2-4. P. 361-375.
124. Carter R. W. G. *Coastal environments: an introduction to the physical, ecological, and cultural systems of coastlines*. Elsevier, 2013.
125. Carter R. W. G., Curtis T. G. F., Sheehy-Skeffington M. J. Coastal dunes: geomorphology, ecology and management for conservation // *Proceedings of the 3rd European Dune Congress*. Galway, 1992.
126. Cavaleri L., Rizzoli P. M. Wind wave prediction in shallow water: Theory and applications // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1981. Vol. 86, №. C11. P. 10961-10973.
127. Cendrero A., Fischer D. W. A procedure for assessing the environmental quality of coastal areas for planning and management // *Journal of Coastal Research*. 1997. P. 732-744.
128. Cerc U. S. A. *Shore protection manual* // US Army Corps of Engineers. Washington, 1984.
129. Cevik E., Yuksel Y. Morphological change of beach profiles // *Proceedings 3rd International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, MEDCOAST*. 1997. Vol. 97. P. 1021-1027.
130. Chaverot S., Héquette A., Cohen O. Evolution of climatic forcing and potentially eroding events on the coast of Northern France // *Coastal Dynamics 2005: State of the Practice*. 2006. P. 1-11.
131. Chen C., Fu J., Zhang S., Zhao X. Coastline information extraction based on the tasseled cap transformation of Landsat-8 OLI images // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2019. Vol. 217. P. 281-291.
132. Chepil W. S. Dynamics of wind erosion: II. Initiation of soil movement // *Soil Science*. 1945. Vol. 60, №. 5. P. 397.
133. Christiansen M. B., Davidson-Arnott R. Rates of landward sand transport over the fore-dune at Skallingen, Denmark and the role of dune ramps // *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography*. 2004. Vol. 104, №. 1. P. 31-43.
134. Church M. *Space, time and the mountain—how do we order what we see*. New York: Wiley, 1996. P. 147-170.
135. Cieślíkiewicz W., Herman A. Numerical modelling of waves and currents over the Baltic Sea and the Gulf of Gdańsk // *Proc. 5th Int. Conf. Hydro-Sci. Eng. Warsaw*, 2002.

136. Cieślakiewicz, W., Dudkowska, A., Gic-Grusza, G., Jędrasik, J. Extreme bottom velocities induced by wind wave and currents in the Gulf of Gdańsk // *Ocean Dynamics*. 2017. Vol. 67, №. 11. P. 1461-1480.
137. Claudino-Sales V., Wang P., Horwitz M. H. Factors controlling the survival of coastal dunes during multiple hurricane impacts in 2004 and 2005: Santa Rosa barrier island, Florida // *Geomorphology*. 2008. Vol. 95, №. 3-4. P. 295-315.
138. Coch N. K., Wolff M. P. Effects of Hurricane Hugo storm surge in coastal South Carolina // *Journal of Coastal Research*. 1991. P. 201-226.
139. Cohn N., Hoonhout B. M., Goldstein E. B. et al. Exploring marine and aeolian controls on coastal foredune growth using a coupled numerical model // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2019. Vol. 7, №. 1. P. 13.
140. Cooper J. A. G., Pilkey O. H. Sea-level rise and shoreline retreat: time to abandon the Bruun Rule // *Global and planetary change*. 2004. Vol. 43, №. 3-4. P. 157-171.
141. Corbella S., Stretch D. D. Shoreline recovery from storms on the east coast of Southern Africa // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2012. Vol. 12, №. 1. P. 11-22.
142. Cowell P.J., Thom B.G. Morphodynamics of coastal evolution // *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge: Cambridge University Press, 1994. P. 33 – 86.
143. Danchenkov A., Belov N., Stont Z. Using the terrestrial laser scanning technique for aeolian sediment transport assessment in the coastal zone in seasonal scale // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2019. Vol. 223. P. 105-114.
144. Davidson-Arnott R. G. D., Law M. N. Measurement and prediction of long-term sediment supply to coastal foredunes // *Journal of Coastal Research*. 1996. P. 654-663.
145. Davidson-Arnott R. Introduction to coastal processes and geomorphology. Cambridge: Cambridge University Press, 2010.
146. Davidson-Arnott R.G.D., Law, M.N. Seasonal patterns and controls on sediment supply to coastal foredunes, Long Point, Lake Erie // *Coastal Dunes, Form and Process*. Chichester: John Wiley & Son Ltd., 1990. P. 177-199.
147. Davidson-Arnott R. G. D., Bauer B. O., Hesp P. A. et al. Moisture and fetch effects on aeolian sediment transport rates during a fall storm, Greenwich Dunes, Prince Edward Island // *Proceedings, Canadian Coastal Conference, Halifax*. National Research Council, Ottawa, 2005.
148. Davidson-Arnott R. G., Yang Y., Ollerhead J. et al. The effects of surface moisture on aeolian sediment transport threshold and mass flux on a beach // *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*. 2008. Vol. 33, №. 1. P. 55-74.
149. de Boer D. H. Hierarchies and spatial scale in process geomorphology: a review // *Geomorphology*. 1992. Vol. 4, №. 5. P. 303-318.

150. de Vries J. V. T., Van Gent M. R. A., Walstra D. J. R., Reniers A. J. H. M. Analysis of dune erosion processes in large-scale flume experiments // *Coastal Engineering*. 2008. Vol. 55, №. 12. P. 1028-1040.
151. de Vries, S., Arens, S. M., De Schipper, M. A., Ranasinghe, R. Aeolian sediment transport on a beach with a varying sediment supply // *Aeolian Research*. 2014. Vol. 15. P. 235-244.
152. De Vries, S., de Vries, J. V. T., Van Rijn, L. C., Arens, S. M., Ranasinghe, R. Aeolian sediment transport in supply limited situations // *Aeolian Research*. 2014. Vol. 12. P. 75-85.
153. de Vries, S., Verheijen, A., Hoonhout, B., Vos, S., Cohn, N., Ruggiero, P. Measured spatial variability of beach erosion due to aeolian processes // *Proceedings of the Coastal Dynamics Conference*. 2017.
154. Dehn M., Gärtner H., Dikau R. Principles of semantic modeling of landform structures // *Computers & Geosciences*. 2001. Vol. 27, №. 8. P. 1005-1010.
155. Del Vecchio, S., Jucker, T., Carboni, M., & Acosta, A. T. Linking plant communities on land and at sea: the effects of *Posidonia oceanica* wrack on the structure of dune vegetation // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2017. Vol. 184. P. 30-36.
156. Delgado-Fernandez I. A review of the application of the fetch effect to modelling sand supply to coastal foredunes // *Aeolian Research*. 2010. Vol. 2. №. 2-3. P. 61-70.
157. Delgado-Fernandez I. Meso-scale modelling of aeolian sediment input to coastal dunes // *Geomorphology*. 2011. Vol. 130. №. 3-4. P. 230-243.
158. Dobrotin N., Bitinas, A., Michelevicius, D., Damušyte, A., Mažeika, J. Reconstruction of the Dead (Grey) Dune evolution along the Curonian Spit, Southeastern Baltic // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2013. Vol. 85.
159. Dolan R., Davis R. E. An intensity scale for Atlantic coast northeast storms // *Journal of Coastal Research*. 1992. P. 840-853.
160. Dong Z., Liu, X., Wang, H., Wang, X. Aeolian sand transport: a wind tunnel model // *Sedimentary Geology*. 2003. Vol. 161, №. 1-2. P. 71-83.
161. Dong Z., Wang H., Liu X., Wang X. The blown sand flux over a sandy surface: a wind tunnel investigation on the fetch effect // *Geomorphology*. 2004. Vol. 57, №. 1-2. P. 117-127.
162. Donker J., van Maarseveen M., Ruessink G. Spatio-temporal variations in foredune dynamics determined with Mobile Laser Scanning // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2018. Vol. 6, №. 4. P. 126.
163. Duarte-Campos L., Wijnberg K., Hulscher S. Estimating Annual Onshore Aeolian Sand Supply from the Intertidal Beach Using an Aggregated-Scale Transport Formula // *Journal of marine science and engineering*. 2018. Vol. 6, №. 4. P. 127.

164. Dubois R. N. Seasonal changes in beach topography and beach volume in Delaware // *Marine Geology*. 1988. Vol. 81, №. 1-4. P. 79-96.
165. Eamer J. B. R., Walker I. J. Quantifying sand storage capacity of large woody debris on beaches using LiDAR // *Geomorphology*. 2010. Vol. 118, №. 1-2. P. 33-47.
166. Elko N., Brodie K., Stockdon H. et al. Dune management challenges on developed coasts. Vicksburg: USACE ERDC, 2016.
167. European Commission, 2008. Article 17 Technical Report. European Topic Centre on Biological Diversity. P. 2001–2006.
168. Evans I. S. General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics // *Spatial Analysis in Geomorphology*. London: Methuen & Co, 1972. P. 17-90.
169. Fabbri, S., Giambastiani, B. M., Sistilli, F., Scarelli, F., Gabbianelli, G. Geomorphological analysis and classification of foredune ridges based on Terrestrial Laser Scanning (TLS) technology // *Geomorphology*. 2017. Vol. 295. P. 436-451.
170. Fairley, I., Thomas, T., Phillips, M., & Reeve, D., Terrestrial laser scanner techniques for enhancement in understanding of coastal environments // *Seafloor Mapping along Continental Shelves*. Cham: Springer, 2016. P. 273-289.
171. Feagin R. A., Sherman D. J., Grant W. E. Coastal erosion, global sea-level rise, and the loss of sand dune plant habitats // *Frontiers in Ecology and the Environment*. 2005. Vol. 3, №. 7. P. 359-364.
172. Ferreira Ó. Storm groups versus extreme single storms: predicted erosion and management consequences // *Journal of Coastal Research*. 2005. P. 221-227.
173. Finkl Jr C. W., Kerwin L. Emergency beach fill from glass cullet: an environmentally green management technique for mitigating erosional 'hot spots' in Florida // *Proceedings of the 10th Annual National Conference on Beach Preservation Technology*. 1997. P. 304–319.
174. Folk R. L. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature // *The Journal of Geology*. 1954. Vol. 62, №. 4. P. 344-359.
175. Fryberger S. G., Dean G. Dune forms and wind regime // *A study of global sand seas*. Washington: US Government Printing Office, 1979. Vol. 1052. P. 137-169.
176. Gallant J. C., Wilson J. P. TAPES-G: a grid-based terrain analysis program for the environmental sciences // *Computers & Geosciences*. 1996. Vol. 22, №. 7. P. 713-722.
177. Galofre J., Montoya F. J. A case study of the behaviour of urban beach: El Miracle, Tarragona. 1996.
178. Garcia-Lozano C., Pintó J., Daunis-i-Estadella P. Changes in coastal dune systems on the Catalan shoreline (Spain, NW Mediterranean Sea). Comparing dune landscapes between 1890 and 1960 with their current status // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2018. Vol. 208. P. 235-247.



179. Gelumauskaitė, L. Ž., Grigelis, A., Cato, I., topography and sediment maps of the Central Baltic Sea. 1999.
180. Gonçalves J. A., Henriques R. UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas // *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 2015. Vol. 104. P. 101-111.
181. Hallermeier R. J. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate // *Coastal engineering*. 1980. Vol. 4. P. 253-277.
182. Hardin, E., Kurum, M. O., Mitasova, H., Overton, M. F. Least cost path extraction of topographic features for storm impact scale mapping // *Journal of Coastal Research*. 2012. Vol. 28, № 4. P. 970-978.
183. Hasselmann, K., Barnett, T. P., Bouws, E. et al. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP) // *Ergänzungsheft 8-12*. 1973.
184. Hesp P. A. The formation of shadow dunes // *Journal of Sedimentary Research*. 1981. Vol. 51, № 1. P. 101-112.
185. Hesp P. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics // *Geomorphology*. 2002. Vol. 48, № 1-3. P. 245-268.
186. Hesp P. Morphodynamics of incipient foredunes in New South Wales, Australia // *Developments in Sedimentology*. 1983. Vol. 38. P. 325-342.
187. Hesp P. Surfzone, beach, and foredune interactions on the Australian South East Coast // *Journal of Coastal Research*. 1988. P. 15-25.
188. Hesp P.A. Surfzone-beach-dune interactions // *NCK-days 2012*, University of Twente, Department of Water Engineering & Management. Enschede, 2012. P. 35-40.
189. Hesp, P. Coastal Dune Vegetation Network (N.Z.) and New Zealand Forest Research Institute Coastal sand dunes: form and function. Rotorua: Forest Research, 2000.
190. Hobbs, P. R. N., Gibson, A., Jones, L. et al. Monitoring coastal change using terrestrial LiDAR // *Geological Society, London, Special Publications*. 2010. Vol. 345. № 1. P. 117-127.
191. Hoefel F., Elgar S. Wave-induced sediment transport and sandbar migration // *Science*. 2003. Vol. 299, № 5614. P. 1885-1887.
192. Hojan M., 2009. Aeolian processes on the cliffs of Wolin Island // *Quaestiones Geographicae*. Vol. 28A/2. P. 39-46.
193. Hojan M., Wieclaw M. Influence of meteorological conditions on aeolian processes along the Polish cliff coast // *Baltica: The International Journal on Geosciences*. 2014. Vol. 27, № 1. P. 63-75.
194. Horn D. P., Mason T. Swash zone sediment transport modes // *Marine geology*. 1994. Vol. 120, № 3-4. P. 309-325.

195. Houser C. Synchronization of transport and supply in beach-dune interaction // *Progress in Physical Geography*. 2009. Vol. 33, № 6. P. 733-746.
196. Irribarren C. R., Nogales C. Protection des ports // XVII, International Navigation Congress, Section II, Comm. 1949. Vol. 4. P. 27-47.
197. Jackson D., Cooper A. Beach fetch distance and aeolian sediment transport // *Sedimentology*. 1999. Vol. 46, № 3. P. 517-522.
198. Jackson N. L., Nordstrom K. F. Aeolian transport of sediment on a beach during and after rainfall, Wildwood, NJ, USA // *Geomorphology*. 1998. Vol. 22, № 2. P. 151-157.
199. James, L. A., Hodgson, M. E., Ghoshal, S., Latiolais, M. M. Geomorphic change detection using historic maps and DEM differencing: The temporal dimension of geospatial analysis // *Geomorphology*. 2012. Vol. 137, № 1. P. 181-198.
200. Jarmalavičius, D., Pupienis, D., Buynevich et al. Aeolian sand differentiation along the curonian spit coast, baltic sea, Lithuania // *The Proceedings of the Coastal Sediments 2015*. 2015.
201. Pupienis D. et al. Spatial patterns in heavy-mineral concentrations along the Curonian Spit coast, southeastern Baltic Sea // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2017. Vol. 195. P. 41-50.
202. Karunarathna, H., Pender, D., Ranasinghe, R. et al. The effects of storm clustering on beach profile variability // *Marine Geology*. 2014. Vol. 348. P. 103-112.
203. Kasiulis, E., Kofoed, J., Povilaitis, A., & Radzevičius, A. Spatial Distribution of the Baltic Sea Near-Shore Wave Power Potential along the Coast of Klaipėda, Lithuania // *Energies*. 2017. Vol. 10, № 12. P. 2170.
204. Kocurek G., Lancaster N. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example // *Sedimentology*. 1999. Vol. 46, № 3. P. 505-515.
205. Kok, J. F., Parteli, E. J., Michaels, T. I., Karam, D. B. The physics of wind-blown sand and dust // *Reports on progress in Physics*. 2012. Vol. 75, № 10. P. 106901.
206. Komen G. J., Hasselmann K., Hasselmann K. On the existence of a fully developed wind-sea spectrum // *Journal of physical oceanography*. 1984. Vol. 14, № 8. P. 1271-1285.
207. Kraus N. C., Galgano F. A. Beach erosional hot spots: types, causes, and solutions. Engineer Research and Development Center Vicksburg MS Coastal and Hydraulics Lab, 2001. № ERDC/CHL-CHETN-II-44.
208. Krek A., Stont Z., Ulyanova M. Alongshore bed load transport in the southeastern part of the Baltic Sea under changing hydrometeorological conditions: Recent decadal data // *Regional Studies in Marine Science*. 2016. Vol. 7. P. 81-87.
209. Kroon, A. Sediment transport and morphodynamics of the beach and nearshore zone near Egmond, the Netherlands. PhD-thesis. Utrecht University, 1994.

210. Kutupoğlu V. et al. Setup and evaluation of a SWAN wind wave model for the Sea of Marmara // *Ocean Engineering*. 2018. Vol. 165. P. 450-464.
211. Łabuz T. A. Environmental impacts – coastal erosion and coastline changes // *Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin*. Cham: Springer, 2015. P. 381-396.
212. Łabuz, T. A., Grunewald, R., Bobykina, V. et al. Coastal dunes of the Baltic Sea shores: a review // *Quaestiones Geographicae*. 2018. Vol. 37. № 1. P. 47-71.
213. Larson M., Kubota S., Erikson L. Swash-zone sediment transport and foreshore evolution: field experiments and mathematical modeling // *Marine geology*. 2004. Vol. 212, № 1-4. P. 61-79.
214. Legrand S., Legat V., Deleersnijder E. Delaunay mesh generation for an unstructured-grid ocean general circulation model // *Ocean Modelling*. 2000. Vol. 2, № 1-2. P. 17-28.
215. Li B., Ellis J. T., Sherman D. J. Estimating the impact threshold for wind-blown sand // *Journal of Coastal Research*. 2014. Vol. 70, № sp1. P. 627-633.
216. Li B., Sherman D. J. Aerodynamics and morphodynamics of sand fences: A review // *Aeolian Research*. 2015. Vol. 17. P. 33-48.
217. Lichti D., Pfeifer N., Maas H. G. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing theme issue «Terrestrial Laser Scanning» // *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 2008. Vol. 63. P. 1-3.
218. Lim, M., Rosser, N. J., Petley, D. N., Keen, M. Quantifying the controls and influence of tide and wave impacts on coastal rock cliff erosion // *Journal of Coastal Research*. 2011. Vol. 27, № 1. P. 46-56.
219. Lima, I. A., Araújo, A. D., Parteli, E. J., Andrade, J. S., Herrmann, H. J. Optimal array of sand fences // *Scientific reports*. 2017. Vol. 7. P. 45148.
220. Liotta R. Erosional hot spots: causes and case studies at Dade and Manatee Counties. University of Florida, 1999.
221. Lynch K., Jackson D. W. T., Cooper J. A. G. Aeolian fetch distance and secondary airflow effects: the influence of micro-scale variables on meso-scale foredune development // *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*. 2008. Vol. 33, № 7. P. 991-1005.
222. Malanson G. P., Butler D. R., Georgakakos K. P. Nonequilibrium geomorphic processes and deterministic chaos // *Geomorphology*. 1992. Vol. 5, № 3-5. P. 311-322.
223. Malanson, G.P. Considering complexity // *Annals of the Association of American Geographers* 1999. Vol. 89, №4. P. 746753
224. Mager F. Die Landschaftsentwicklung der Kurischen Nehrung. Gräfe u. Unzer, 1938.

225. Martino, S., Mazzanti, P. Integrating geomechanical surveys and remote sensing for sea cliff slope stability analysis: the Mt. Pucci case study (Italy) // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2014. Vol. 14, № 4. P. 831-848.
226. Mase H. Random wave runup height on gentle slope // *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*. 1989. Vol. 115, № 5. P. 649-661.
227. Masselink G., Kroon A., Davidson-Arnott R. G. D. Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings—a review // *Geomorphology*. 2006. Vol. 73, № 1-2. P. 33-49.
228. Maun M. A. *The biology of coastal sand dunes*. Oxford University Press, 2009.
229. McLachlan A., Defeo O., Short A. D. Characterising sandy beaches into major types and states: Implications for ecologists and managers // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2018. Vol. 215. P. 152-160.
230. McLean R., Shen J. S. From foreshore to foredune: foredune development over the last 30 years at Moruya Beach, New South Wales, Australia // *Journal of Coastal Research*. 2006. P. 28-36.
231. Mendoza E. T., Jiménez J. A. A storm classification based on the beach erosion potential in the Catalanian Coast // *Coastal Dynamics 2005: State of the Practice*. 2006. P. 1-11.
232. Micallef A. Socio-economic aspects of beach management—a pilot study of the Maltese Islands // *Proceedings of the international workshop on ICZM in the Mediterranean and Black Seas: Immediate needs for research, education, training and implementation*. Ankara, 1996. P. 111-124.
233. Micallef A., Williams A. T. Theoretical strategy considerations for beach management // *Ocean & Coastal Management*. 2002. Vol. 45, № 4-5. P. 261-275.
234. Miccadei, E., Mascioli, F., Piacentini, T., Ricci, F. Geomorphological features of coastal dunes along the central Adriatic coast (Abruzzo, Italy) // *Journal of Coastal Research*. 2011. Vol. 27, № 6. P. 1122-1136.
235. Momm, H., Bingner, R., Wells, R., Dabney, S. Methods for gully characterization in agricultural croplands using ground-based light detection and ranging // *Sediment Transport-Flow and Morphological Processes*. IntechOpen, 2011.
236. Montreuil A. L. *Aeolian dune development and evolution on a macro-tidal coast with a complex wind regime, Lincolnshire coast, UK*. Anne-Lise Montreuil, 2012.
237. Montreuil A. L., Bullard J., Chandler J. Detecting seasonal variations in embryo dune morphology using a terrestrial laser scanner // *Journal of Coastal Research*. 2013. Vol. 65, № sp2. P. 1313-1318.
238. Morales-Márquez, V., Orfila, A., Simarro, G. et al. Numerical and remote techniques for operational beach management under storm group forcing // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2018. № 18(12). P. 3211-3223.

239. Morton R. A., Gibeaut J. C., Paine J. G. Meso-scale transfer of sand during and after storms: implications for prediction of shoreline movement // *Marine geology*. 1995. Vol. 126, № 1-4. P. 161-179.
240. Morton R. A., Paine J. G., Gibeaut J. C. Stages and durations of post-storm beach recovery, southeastern Texas coast, USA // *Journal of Coastal Research*. 1994. P. 884-908.
241. Nield J. M., Wiggs G. F. S., Squirrell R. S. Aeolian sand strip mobility and protodune development on a drying beach: examining surface moisture and surface roughness patterns measured by terrestrial laser scanning // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2011. Vol. 36, № 4. P. 513-522.
242. Nocerino, E., Menna, F., Remondino, F., Saleri, R. Accuracy and block deformation analysis in automatic UAV and terrestrial photogrammetry-Lesson learnt // *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. 2013. Vol. 2, № 5/W1. P. 203-208.
243. Nordstrom K. F. *Beaches and dunes of developed coasts*. Cambridge University Press, 2004.
244. Nordstrom K. F., Jackson N. L. The role of wind direction in eolian transport on a narrow sandy beach // *Earth Surface Processes and Landforms*. 1993. Vol. 18, № 8. P. 675-685.
245. Nordstrom K. F., Psuty N., Carter B. *Coastal dunes: form and process*. Wiley, 1990.
246. O'Dea A., Brodie K. L., Hartzell P. Continuous Coastal Monitoring with an Automated Terrestrial Lidar Scanner // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2019. Vol. 7, № 2. P. 37.
247. Olaya V. Basic land-surface parameters // *Developments in Soil Science*. 2009. Vol. 33. P. 141-169.
248. Olivier M. J., Garland G. G. Short-term monitoring of foredune formation on the east coast of South Africa // *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*. 2003. Vol. 28, № 10. P. 1143-1155.
249. Osada, E., Sośnica, K., Borkowski, A., Owczarek-Wesołowska, M., Gromczak, A. A Direct Georeferencing Method for Terrestrial Laser Scanning Using GNSS Data and the Vertical Deflection from Global Earth Gravity Models // *Sensors*. 2017. Vol. 17, № 7. P. 1489.
250. Pace, M. Z., Bray, M., Baily, B., Potts, J. Beach management review of the Maltese Islands // 13th International MEDCOAST Congress on Coastal and Marine Sciences, Engineering, Management & Conservation. MEDCOAST, 2013. P. 203-214.
251. Paprotny, D., Andrzejewski, P., Terefenko, P., & Furmańczyk, K. Application of empirical wave run-up formulas to the Polish Baltic Sea coast // *PloS one*. 2014. Vol. 9, № 8. P. e105437.
252. Pearce K. I., Walker I. J. Frequency and magnitude biases in the 'Fryberger' model, with implications for characterizing geomorphically effective winds // *Geomorphology*. 2005. Vol. 68, № 1-2. P. 39-55.
253. Phillips J. D. The end of equilibrium? // *Geomorphology*. 1992. Vol. 5, № 3-5. P. 195-201.

254. Phillips M. S. Blenkinsopp, C. E., Splinter, K. D., Harley, M. D., Turner, I. L. Modes of berm and beachface recovery following storm reset: observations using a continuously scanning lidar // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2019. Vol. 124, № 3. P. 720-736.
255. Phillips M. S., Harley, M. D., Turner, I. L., Splinter, K. D., Cox, R. J. Shoreline recovery on wave-dominated sandy coastlines: the role of sandbar morphodynamics and nearshore wave parameters // *Marine Geology*. 2017. Vol. 385. P. 146-159.
256. Pike R. J. Geomorphometry: progress, practice and prospect // *Zeitschrift fur Geomorphologie NF SupplementBand*. 1995. Vol. 101. P. 221-238.
257. Pike R. J. Geomorphometry-diversity in quantitative surface analysis // *Progress in physical geography*. 2000. Vol. 24. № 1. P. 1-20.
258. Pike R. J., Evans I. S., Hengl T. Geomorphometry: a brief guide // *Developments in Soil Science*. 2009. Vol. 33. P. 3-30.
259. Pikovsky, A., Rosenblum, M., Kurths, J., Kurths, J. Synchronization: a universal concept in nonlinear sciences. Cambridge University Press, 2003. Vol. 12.
260. Poulton, C. V., Lee, J., Hobbs, P., Jones, L., Hall, M. Preliminary investigation into monitoring coastal erosion using terrestrial laser scanning: case study at Happisburgh, Norfolk // *Bulletin of the Geological Society of Norfolk*. 2006. P. 45-64.
261. Priestas A. M., Fagherazzi S. Morphological barrier island changes and recovery of dunes after Hurricane Dennis, St. George Island, Florida // *Geomorphology*. 2010. Vol. 114, № 4. P. 614-626.
262. Psuty N. P. An application of science to the management of coastal dunes along the Atlantic coast of the USA // *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh, Section B: Biological Sciences*. 1989. Vol. 96. P. 289-307.
263. Psuty N. P. The coastal foredune: a morphological basis for regional coastal dune development // *Coastal Dunes*. Springer, Berlin, Heidelberg, 2008. P. 11-27.
264. Pugh D. T., Vassie J. M. Extreme sea levels from tide and surge probability // *Coastal Engineering* 1978. 1978. P. 911-930.
265. Pye K. Coastal dunes // *Progress in Physical Geography*. 1983. Vol. 7, № 4. P. 531-557.
266. Pye K. Introduction: the nature and significance of aeolian sedimentary systems // *Geological Society, London, Special Publications*. 1993. Vol. 72, № 1. P. 1-4.
267. Pye K., Saye S., Blott S. J. Sand dune processes and management for flood and coastal defence. Department for Environment Food and Rural Affairs, 2007.
268. Pye K., Tsoar H. Aeolian sand and sand dunes. Springer Science & Business Media, 2008.
269. Raffaele, L., Bruno, L., Pellerrey, F., Preziosi, L. Windblown sand saltation: A statistical approach to fluid threshold shear velocity // *Aeolian Research*. 2016. Vol. 23. P. 79-91.

270. Remondino, F., Barazzetti, L., Nex, F., Scaioni, M., Sarazzi, D. UAV photogrammetry for mapping and 3d modeling current status and future perspectives // International archives of the photogrammetry, remote sensing and spatial information sciences. 2011. Vol. 38, № 1. P. C22.
271. Reniers A. J. H. M., Roelvink J. A., Thornton E. B. Morphodynamic modeling of an embayed beach under wave group forcing // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2004. Vol. 109, № C1.
272. Riley S. J., DeGloria S. D., Elliot R. Index that quantifies topographic heterogeneity // Intermountain Journal of sciences. 1999. Vol. 5, № 1-4. P. 23-27.
273. Rodríguez J. L. G., Suárez M. C. G. Comparison of mathematical algorithms for determining the slope angle in GIS environment // Aqua-LAC. 2010. Vol. 2, № 2. P. 78-82.
274. Roelvink D., McCall, R., Mehvar, S. et al. Improving predictions of swash dynamics in XBeach: The role of groupiness and incident-band runup // Coastal Engineering. 2018. Vol. 134. P. 103-123.
275. Roelvink D., Reniers, A., Van Dongeren et al. Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands // Coastal engineering. 2009. Vol. 56, № 11-12. P. 1133-1152.
276. Roelvink J. A., Stive M. J. F. Bar-generating cross-shore flow mechanisms on a beach // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1989. Vol. 94, № C4. P. 4785-4800.
277. Rosser, N. J., Petley, D. N., Lim, M., Dunning, S. A., Allison, R. J. Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion // Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology. 2005. Vol. 38, № 4. P. 363-375.
278. Rotnicka J. Aeolian vertical mass flux profiles above dry and moist sandy beach surfaces // Geomorphology. 2013. Vol. 187. P. 27-37.
279. Rotnicka J. Impact of beach surface type on the rate of sand transport by wind // Journal of Coastal Research. 2011. P. 2058-2062.
280. Ruz M. H., Héquette A., Maspataud A. Identifying forcing conditions responsible for foredune erosion on the northern coast of France // Journal of Coastal Research. 2009. Special Issue 56. P. 356-360.
281. Ruz, M. H., Héquette, A., Marin, D., Sipka, V., Crapoulet, A., Cartier, A. Development of an incipient foredune field along a prograding macrotidal shoreline, northern France // Géomorphologie: relief, processus, environnement. 2017. Vol. 23, № 1. P. 37-50.
282. Sardá, R., Mora, J., Ariza, E., Avila, C., Jimenez, J. A. Decadal shifts in beach user sand availability on the Costa Brava (Northwestern Mediterranean Coast) // Tourism Management. 2009. Vol. 30, № 2. P. 158-168.

283. Sardá, R., Valls, J. F., Pintó, J., Ariza, E., Lozoya, J. P., Fraguell, R. M., Jimenez, J. A. Towards a new integrated beach management system: the ecosystem-based management system for beaches // *Ocean & Coastal Management*. 2015. № 118. P. 167-177.
284. Saunders K. E., Davidson-Arnott R. G. D. Coastal dune response to natural disturbances // *Canadian Symposium on Coastal Sand Dunes*. 1990. P. 321-345.
285. Saye, S. E., Van der Wal, D., Pye, K., Blott, S. J. Beachdune morphological relationships and erosion/accretion: an investigation at five sites in England and Wales using LIDAR data // *Geomorphology*. 2005. Vol. 72, № 1-4. P. 128-155.
286. Schmidt J., Evans I. S., Brinkmann J. Comparison of polynomial models for land surface curvature calculation // *International Journal of Geographical Information Science*. 2003. Vol. 17, № 8. P. 797-814.
287. Sergeev, A., Ryabchuk, D., Zhamoida, V., Leont'yev, I., Kolesov, A., Kovaleva, O., Orviku, K. Coastal dynamics of the eastern Gulf of Finland, the Baltic Sea: toward a quantitative assessment // *Baltica*. 2018. Vol. 31, № 1.
288. Shao Y., Raupach M. R. The overshoot and equilibration of saltation // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1992. Vol. 97, № D18. P. 20559-20564.
289. Sharp, E., Dodds, P., Barrett, M., & Spataru, C. Evaluating the accuracy of CFSR reanalysis hourly wind speed forecasts for the UK, using in situ measurements and geographical information // *Renewable Energy*. 2015. Vol. 77. P. 527-538.
290. Shary P. A. Land surface in gravity points classification by a complete system of curvatures // *Mathematical Geology*. 1995. Vol. 27, № 3. P. 373-390.
291. Sherman D. J. Problems of scale in the modeling and interpretation of coastal dunes // *Marine Geology*. 1995. Vol. 124, № 1-4. P. 339-349.
292. Sherman D. J., Bauer B. O. Dynamics of beach-dune systems // *Progress in Physical Geography*. 1993. Vol. 17, № 4. P. 413-447.
293. Sherman D. J., Li B. Predicting aeolian sand transport rates: A reevaluation of models // *Aeolian Research*. 2012. Vol. 3, № 4. P. 371-378.
294. Sherman, D. J., Li, B., Farrell, E. J., Ellis, J. T., Cox, W. D., Maia, L. P., Sousa, P. H. Measuring aeolian saltation: a comparison of sensors // *Journal of Coastal Research*. 2011. P. 280-290.
295. Sherman, D.J. and Hotta, S. Aeolian sediment transport: theory and measurements // *Coastal Dunes, Form and Process*. Chichester: John Wiley & Son Ltd, 1990. P. 16-38.
296. Short A. D., Hesp P. A. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia // *Marine geology*. 1982. Vol. 48, № 3-4. P. 259-284.



297. Sibson, R. (1981). A brief description of natural neighbor interpolation (Chapter 2) // *Interpolating Multivariate Data*. Chichester: John Wiley. P. 2136.
298. Simm J. D., Beech N. W., John S. A manual for beach management // *Coastal Management: Putting Policy Into Practice: Proceedings of the Conference Organized by the Institution of Civil Engineers and Held in Bournemouth on 12-14 November 1995*. Thomas Telford, 1996. P. 229.
299. Smith, A., Gares, P. A., Wasklewicz, T., Hesp, P. A., & Walker, I. J. Three years of morphologic changes at a bowl blowout, Cape Cod, USA // *Geomorphology*. 2017. Vol. 295. P. 452-466.
300. Sorensen R. M. Basic coastal engineering. Springer Science & Business Media, 2005. Vol. 10.
301. Splinter, K. D., Carley, J. T., Golshani, A., & Tomlinson, R. A relationship to describe the cumulative impact of storm clusters on beach erosion // *Coastal engineering*. 2014. Vol. 83. P. 49-55.
302. Stauble D. K. Evaluation of erosion “hot spots” for beach fill project performance // *Proceedings of the 7th National Conference on Beach Preservation Technology*. 1994. P. 198-215.
303. Stont Zh., Ulyanova M., Sergeev A., Meteorological conditions affecting the Curonian Spit dune formation (south-eastern Baltic coast) // *Proceedings of International Conference Managing Risks to Coastal Regions and Communities in a Changing World (EMECS'11 – SeaCoasts XXVI)*. 2016.
304. Suanez, S., Cariolet, J. M., Cancouët, R., Ardhuin, F., Delacourt, C. Dune recovery after storm erosion on a high-energy beach: Vougot Beach, Brittany (France) // *Geomorphology*. 2012. Vol. 139. P. 16-33.
305. Svasek J. N., Terwindt J. H. J. Measurements of sand transport by wind on a natural beach // *Sedimentology*. 1974. Vol. 21, № 2. P. 311-322.
306. SWAN team et al. SWAN user manual // Delft University of Technology. The Netherlands, 2018.
307. Tao Z., McCormick M. P., Wu D. A comparison method for spaceborne and ground-based lidar and its application to the CALIPSO lidar // *Applied Physics B*. 2008. Vol. 91, № 3-4. P. 639.
308. Temmerman, S., Meire, P., Bouma, T. J., Herman, P. M., Ysebaert, T., De Vriend, H. J. Ecosystem-based coastal defence in the face of global change // *Nature*. 2013. Vol. 504, № 7478. P. 79.
309. Thomas, T., Phillips, M. R., Williams, A. T., Jenkins, R. E. A multi-century record of linked nearshore and coastal change // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2011. Vol. 36, № 8. P. 995-1006.
310. Tsoar H. Bagnold, RA 1941: The physics of blown sand and desert dunes. London: Methuen // *Progress in physical geography*. 1994. Vol. 18, № 1. P. 91-96.

311. Tsoar H. Linear dunes-forms and formation // *Progress in Physical Geography*. 1989. Vol. 13, № 4. P. 507-528.
312. Turner I. L., Masselink G. Swash infiltration-exfiltration and sediment transport // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1998. Vol. 103, № C13. P. 30813-30824.
313. Van der Westhuysen A. Modeling nearshore wave processes // *ECWMF Workshop on Ocean Waves, European Centre for medium-range weather forecasts*. Reading, 2012.
314. Bagnold R. A. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear // *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*. 1954. Vol. 225, № 1160. P. 49-63.
315. van Gaalen, J. F., Kruse, S. E., Coco, G., Collins, L., Doering, T., Observations of beach cusp evolution at Melbourne Beach, Florida, USA // *Geomorphology*. 2011. Vol. 129, № 1-2. P. 131-140.
316. van Rijn L. C. Prediction of dune erosion due to storms // *Coastal Engineering*. 2009. Vol. 56, № 4. P. 441-457.
317. Van Rijn L. C., Wijnberg K. M. One-dimensional modelling of individual waves and wave-induced longshore currents in the surf zone // *Coastal Engineering*. 1996. Vol. 28, № 1-4. P. 121-145.
318. Vandebroek, E., Lindenbergh, R., van Leijen, F., de Schipper, M., de Vries, S., Hanssen, R. Semi-automated monitoring of a mega-scale beach nourishment using high-resolution terrasar-x satellite data // *Remote Sensing*. 2017. Vol. 9, № 7. P. 653.
319. Volkova, I.I., Shaplygina, T.V., Belov, N.S., Danchenkov, A.R. Eolian Coastal-Marine Natural Systems in the Kaliningrad Region // *Terrestrial and Inland Water Environment of the Kaliningrad Region Environmental Studies in the Kaliningrad Region*. Springer International Publishing, 2018. P. 147178.
320. Walker I. J., Nickling W. G. Simulation and measurement of surface shear stress over isolated and closely spaced transverse dunes in a wind tunnel // *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*. 2003. Vol. 28, № 10. P. 1111-1124.
321. Walker, I. J., Davidson-Arnott, R. G., Bauer, B. O., Hesp, P. A., Delgado-Fernandez, I., Ollerhead, J., Smyth, T. A. Scale-dependent perspectives on the geomorphology and evolution of beach-dune systems // *Earth-Science Reviews*. 2017. Vol. 171. P. 220-253.
322. Walker, I. J., Hesp, P. A., Davidson-Arnott, R. G., Bauer, B. O., Namikas, S. L., Ollerhead, J. Responses of three-dimensional flow to variations in the angle of incident wind and profile form of dunes: Greenwich Dunes, Prince Edward Island, Canada // *Geomorphology*. 2009. Vol. 105, № 1-2. P. 127-138.
323. Wheaton, J. M., Brasington, J., Darby, S. E., Sear, D. A. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets // *Earth surface processes and landforms: the journal of the British Geomorphological Research Group*. 2010. Vol. 35, № 2. P. 136-156.

324. Whitworth M., Giles D., Anderson I. Terrestrial laser scanning for applied geoscience studies in the urban environment // The Tenth IAEG Congress. 2006.
325. Wichdorf H. H. Geologie der Kurischen Nehrung. Berlin, 1919.
326. Wiggs G. F. S., Baird A. J., Atherton R. J. The dynamic effects of moisture on the entrainment and transport of sand by wind // *Geomorphology*. 2004. Vol. 59, № 1-4. P. 13-30.
327. Williams A. T., Davies P. Beach management guidelines: Dimensional analysis // Coastal environment management. EUCC, 1999.
328. Williams R. DEMs of difference // *Geomorphological Techniques*. London: British Society for Geomorphology, 2012. UK.
329. Anfuso G., Dominguez L., Gracia F. J. Short and medium-term evolution of a coastal sector in Cadiz, SW Spain // *Catena*. 2007. Vol. 70, № 2. P. 229-242.
330. Wright L. D., Short A. D. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis // *Marine geology*. 1984. Vol. 56, № 1-4. P. 93-118.
331. Wright L. D., Thom B. G. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach // *Progress in Physical Geography*. 1977. Vol. 1, № 3. P. 412-459.
332. Žaromskis R., Gulbinskas S. Main patterns of coastal zone development of the Curonian Spit, Lithuania // *Baltica*. 2010. Vol. 23, № 2. P. 149-156.
333. Zevenbergen L. W., Thorne C. R. Quantitative analysis of land surface topography // *Earth surface processes and landforms*. 1987. Vol. 12, № 1. P. 47-56.
334. Zhang K., Douglas B. C., Leatherman S. P. Beach erosion potential for severe nor'easters // *Journal of Coastal Research*. 2001. Vol. 17, № 2.
335. Zhang N., Kang J. H., Lee S. J. Wind tunnel observation on the effect of a porous wind fence on shelter of saltating sand particles // *Geomorphology*. 2010. Vol. 120, № 3-4. P. 224-232.
336. Zhou Q., Liu X. Analysis of errors of derived slope and aspect related to DEM data properties // *Computers & Geosciences*. 2004. Vol. 30, № 4. P. 369-378.
337. Zijlema M. Computation of wind-wave spectra in coastal waters with SWAN on unstructured grids // *Coastal Engineering*. 2010. Vol. 57, № 3. P. 267-277.

**Приложение 1 – Повторяемость и средняя скорость благоприятных к эоловому переносу  
ветров на полигоне 14км**

Пер.	Вдольбереговое		Наклонно-нормальное		Нормальное		Направление с берега	
	Повт., %	Ск. м\с	Повт., %	Ск. м\с	Повт., %	Ск. м\с	Повт., %	Ск. м\с
A1	23.6	7.5	11	7.6	5	8.6	56	7.1
A2	13.7	6.8	17	8.8	15	8.0	53	7.6
A3	10.1	6.5	32	6.5	20	6.5	37	6.5
A4	2.2	6.0	0	0.0	0	0.0	98	6.9
A5	17.4	7.9	14	8.1	17	7.1	49	7.0
A6	14.2	6.6	21	6.9	13	6.7	53	6.6
A7	0.0	0.0	0	0.0	0	0.0	100	6.0
A8	11.1	6.5	11	5.9	56	6.3	22	6.2
A9	0.0	0.0	0	0.0	0	0.0	100	5.9
A10	0.0	0.0	0	0.0	100	5.9	0	0.0
A11	0.0	0.0	0	0.0	100	6.5	0	0.0
A12	0.0	0.0	0	0.0	100	7.0	0	0.0
A13	0.0	0.0	100	5.9	0	0.0	0	0.0
A14	16.3	6.4	0	0.0	0	0.0	83	7.4
A15	15.4	9.1	35	8.3	46	7.1	0	0.0
A17	50.0	7.8	38	7.1	13	6.2	0	0.0
A18	16.7	7.0	17	5.8	17	5.8	33	7.0
A19	7.5	6.7	31	8.2	8	7.0	54	7.1
A20	27.3	6.8	23	6.5	50	6.2	0	0.0
A21	6.4	6.4	55	6.4	23	7.7	9	7.0
A22	20.6	6.5	6	6.5	26	7.0	47	6.5
A23	11.1	7.7	22	6.1	67	7.0	0	0.0
A24	0.0	0.0	0	0.0	0	0.0	0	0.0
A25	4.8	5.9	52	7.4	43	6.4	0	0.0
A26	0.0	0.0	100	6.6	0	0.0	0	0.0
A27	0.0	0.0	57	7.4	0	0.0	43	6.3
A28	0.0	0.0	0	0.0	0	0.0	0	0.0
A29	0.0	0.0	0	0.0	0	0.0	100	6.0
A30	100.0	6.0	0	0.0	0	0.0	0	0.0
A31	0.0	0.0	0	0.0	0	0.0	0	0.0
A32	4.2	5.9	0	0.0	13	5.9	83	6.2
A33	16.7	6.2	67	6.3	0	0.0	17	5.9
A34	30.0	7.5	40	7.9	4	6.1	22	7.3
A35	7.6	6.5	14	7.1	10	7.9	68	7.0

**Приложение 2 – Повторяемость и средняя скорость благоприятных к эоловому переносу ветров на полигоне 42км**

Пер.	Вдольбереговое		Наклонно-нормальное		Нормальное		Направление с берега	
	Повт., %	Ск. м\с	Повт., %	Ск. м\с	Повт., %	Ск. м\с	Повт., %	Ск. м\с
B02	14	7.3	17	9.1	16	8.3	44	7.6
B03	8	7.3	28	7.4	28	6.6	32	6.7
B04	7	6.2	17	6.4	8	6.3	63	6.7
B05	17	7.5	15	8.2	16	7.0	48	6.9
B06	12	8.1	18	8.0	18	7.1	46	6.7
B07	12	6.7	20	6.7	12	6.6	51	6.5
B08	0	0.0	0	0.0	0	0.0	100	5.9
B09	11	6.4	11	5.9	56	6.3	22	6.1
B10	0	0.0	0	0.0	0	0.0	100	5.8
B11	0	0.0	0	0.0	100	5.8	0	0.0
B12	0	0.0	0	0.0	100	6.9	0	0.0
B14	0	0.0	100	5.9	0	0.0	0	0.0
B15	13	7.0	1	5.9	0	0.0	83	7.4
B16	30	9.4	40	7.3	30	6.2	0	0.0
B17	0	0.0	31	8.6	63	7.2	0	0.0
B18	38	7.9	38	7.1	13	6.2	0	0.0
B19	17	7.4	17	5.9	17	5.9	33	7.1
B20	3	6.4	29	8.1	8	7.0	54	7.1
B21	25	6.5	20	6.5	50	6.2	0	0.0
B22	11	6.0	57	6.4	25	7.7	2	8.2
B23	19	6.5	6	6.6	28	6.9	47	6.4
B24	11	7.6	22	6.0	67	6.9	0	0.0
B25	0	0.0	0	0.0	0	0.0	0	0.0
B26	5	5.8	48	7.3	43	6.3	0	0.0
B27	0	0.0	100	6.4	0	0.0	0	0.0
B28	0	0.0	43	7.5	14	6.4	43	6.1
B29	0	0.0	0	0.0	0	0.0	0	0.0
B30	0	0.0	0	0.0	0	0.0	0	0.0
B31	100	5.8	0	0.0	0	0.0	0	0.0
B32	0	0.0	0	0.0	0	0.0	0	0.0
B33	0	0.0	5	5.9	14	5.9	82	6.2
B34	17	6.1	67	6.3	0	0.0	0	0.0
B35	20	7.2	44	8.0	4	6.1	20	7.2
B36	6	6.6	13	7.0	10	7.9	68	6.9

## Приложение 3 – Штормовые события на полигоне 14км

Пер.	Дата начала	Дата конца	Продолж.	Задержка	Ср. Нс	Макс.Нс	Пик.пер.
A1	20141006.1	20141008.2	54		1.24	1.30	3.92
A1	20141022.1	20141026	90	330	1.16	1.24	3.82
A1	20141102.1	20141103	15	177	0.99	1.00	3.57
A1	20141113	20141113.1	6	237	0.96	0.96	3.42
A1	20141115.1	20141119.2	105	51	1.19	1.29	3.86
A1	20141124	20141125	24	105	1.19	1.28	3.96
A1	20141210.1	20141213.2	81	366	1.11	1.25	3.96
A1	20141230.2	20141231	6	411	0.98	0.99	3.72
A1	20150102.1	20150102.2	9	51	1.04	1.11	3.81
A1	20150107	20150108.2	45	105	1.11	1.27	3.90
A1	20150115.2	20150116.1	18	165	1.16	1.25	3.89
A1	20150120.1	20150121.1	24	93	1.15	1.24	3.76
A2	20150127	20150127.1	6	138	1.07	1.11	3.62
A2	20150128.2	20150202.2	114	36	1.01	1.25	3.81
A2	20150215.1	20150218	63	306	1.23	1.31	3.96
A3	20150326.1	20150327	15	873	1.07	1.13	3.61
A3	20150330	20150330.2	21	72	1.18	1.24	3.90
A4	20150817.2	20150818.1	9	3360	1.05	1.08	3.61
A4	20150912.1	20150912.2	15	600	1.08	1.12	3.62
A4	20150914	20150915.1	30	27	1.14	1.22	3.71
A5	20151006.2	20151008	33	513	1.13	1.26	3.81
A5	20151015.1	20151016.2	39	36	1.14	1.22	3.72
A5	20151028.2	20151029.1	12	288	1.05	1.07	3.57
A5	20151124.2	20151126	33	633	1.12	1.24	3.78
A5	20151128	20151128.2	12	48	1.01	1.05	3.55
A5	20151129.2	20151130.1	15	24	1.09	1.21	3.88
A5	20151204.1	20151204.2	6	102	1.03	1.06	3.73
A5	20151205.2	20151207	33	21	1.05	1.09	3.78
A5	20151210.2	20151211.1	18	90	1.03	1.06	3.73
A5	20151228.2	20151229	6	414	1.02	1.05	3.63
A5	20151231.1	20151231.2	12	57	1.01	1.06	3.54
A5	20160102.1	20160103	12	39	1.04	1.09	3.55
A5	20160110.2	20160111.2	24	186	1.17	1.28	3.90
A5	20160120	20160120.2	12	201	1.08	1.16	3.73
A5	20160128	20160128.1	6	180	1.00	1.03	3.69
A6	20160129.2	20160131	27	36	1.08	1.17	3.78
A6	20160203.1	20160203.2	9	78	1.05	1.09	3.85
A6	20160207.2	20160208	6	99	0.99	1.01	3.45
A6	20160208.2	20160209.2	21	18	1.06	1.14	3.69
A6	20160210	20160210.1	6	12	1.06	1.12	3.63
A6	20160217.2	20160218.2	18	180	1.17	1.27	3.86
A6	20160220.2	20160221.1	9	54	1.07	1.12	3.76
A6	20160306.1	20160306.2	6	342	0.98	0.99	3.46
A6	20160405.2	20160406	9	720	1.01	1.05	3.53
A7	20160516.1	20160516.2	12	966	1.05	1.09	3.77
A14	20161003.2	20161007	75	3360	1.17	1.29	3.92
A14	20161015	20161017	45	195	1.21	1.31	3.91
A14	20161017.2	20161018.1	18	18	1.07	1.15	3.59

A14	20161023.2	20161025	30	126	1.14	1.23	3.72
A14	20161028.1	20161028.2	6	81	1.00	1.05	3.74
A15	20161105.2	20161106.1	21	192	1.19	1.28	3.86
A15	20161115.2	20161116	12	219	1.03	1.08	3.74
A15	20161118.1	20161119	15	57	1.13	1.23	3.86
A15	20161121	20161123.1	57	48	1.13	1.30	3.91
A19	20170105	20170105.1	9	1023	1.01	1.05	3.83
A19	20170111	20170112.2	36	135	1.19	1.32	4.12
A19	20170207	20170209.1	54	609	1.20	1.30	3.88
A19	20170212	20170212.1	6	66	1.00	1.01	3.45
A19	20170220.2	20170221	9	201	1.05	1.10	3.78
A24	20170607	20170607.1	9	2547	1.02	1.08	3.67
A31	20170913.2	20170915.1	36	2358	1.11	1.22	3.95
A32	20171002	20171003.1	33	402	1.15	1.28	3.91
A32	20171008	20171008.1	6	114	1.08	1.13	3.78
A33	20171025	20171026	27	399	1.23	1.34	4.15
A34	20171111	20171112	27	381	1.14	1.24	3.99
A34	20171118.2	20171119	9	156	1.03	1.10	3.81
A34	20171122.2	20171124	30	93	1.11	1.18	3.70
A34	20171127.2	20171129	36	84	1.17	1.30	3.99
A34	20171203.1	20171204	12	105	0.99	1.02	3.68
A34	20171209.1	20171210	12	132	1.04	1.05	3.65
A34	20171210.2	20171212.2	51	18	1.08	1.19	3.80
A34	20171213.2	20171215.1	42	21	1.17	1.32	4.02
A35	20171228	20171228.1	6	300	0.99	1.01	3.46
A35	20171230.2	20171231.1	15	60	1.18	1.26	3.85
A35	20180103.2	20180104.2	24	81	1.18	1.28	3.88
A35	20180105.1	20180105.2	12	12	1.01	1.07	3.65
A35	20180110.1	20180111.1	27	111	1.07	1.13	3.58
A35	20180115.1	20180117.1	48	96	1.27	1.36	4.21
A35	20180118.2	20180119.1	9	33	0.98	1.02	3.47
A35	20180123.2	20180125.1	39	111	1.14	1.29	3.96

Примечание: Продолжительность приведена в часах, задержка между событиями приведена в часах, высота значительных волн приведена в метрах, пиковый период приведен в секундах.

**Приложение 4 – Обобщенная к периодам наблюдений характеристика штормовых ситуаций**

Пер.	Количество событий	Общая продолжительность	Сумма E	Средний E	cSESI
A1	12	477	75.79	6.32	66
A2	3	183	26.08	8.69	74
A3	2	36	5.99	2.99	8
A4	3	54	8.61	0.00	5
A5	16	276	42.38	2.65	75
A6	9	111	17.56	1.95	37
A7	1	12	1.84	1.84	4
A8	0	0	0.00	0.00	0
A9	0	0	0.00	0.00	0
A10	0	0	0.00	0.00	0
A11	0	0	0.00	0.00	0
A12	0	0	0.00	0.00	0
A13	0	0	0.00	0.00	0
A14	5	174	28.25	5.65	37
A15	4	105	16.86	4.21	14
A17	0	0	0.00	0.00	0
A18	0	0	0.00	0.00	0
A19	5	114	19.28	3.86	44
A20	0	0	0.00	0.00	0
A21	0	0	0.00	0.00	0
A22	0	0	0.00	0.00	0
A23	0	0	0.00	0.00	0
A24	1	9	1.40	0.00	1
A25	0	0	0.00	0.00	0
A26	0	0	0.00	0.00	0
A27	0	0	0.00	0.00	0
A28	0	0	0.00	0.00	0
A29	0	0	0.00	0.00	0
A30	0	0	0.00	0.00	0
A31	1	36	5.40	5.40	15
A32	2	39	6.48	3.24	9
A33	1	27	5.06	5.06	6
A34	8	219	33.66	4.21	119
A35	8	180	30.12	3.76	41



## Приложение 5 – Штормовые события на полигоне 42 км

Пер.	Дата начала	Дата конца	Продолж.	Задержка	Ср. Нs	Макс.Нs	Пик.пер.
B02	20150107.03	20150108.15	36		1.07	1.26	3.92
B02	20150115.18	20150116.09	15	171	1.16	1.23	3.92
B02	20150120.09	20150121.09	24	96	1.16	1.25	3.81
B02	20150127.03	20150127.09	6	138	1.01	1.06	3.61
B02	20150128.21	20150131.06	57	36	1.11	1.25	3.81
B02	20150215.09	20150217.21	60	363	1.24	1.33	4.03
B03	20150326.09	20150327	15	876	1.07	1.13	3.61
B03	20150330	20150330.18	18	72	1.14	1.22	3.86
B04	20150817.21	20150818.06	9	3363	1.06	1.09	3.63
B04	20150912.06	20150912.21	15	600	1.09	1.12	3.67
B04	20150914.03	20150915.06	27	30	1.16	1.22	3.78
B05	20151006.12	20151008	36	510	1.12	1.27	3.89
B05	20151013.12	20151013.18	6	132	0.97	0.99	3.48
B05	20151015.06	20151016.21	39	36	1.15	1.23	3.78
B05	20151028.21	20151029.09	12	288	1.04	1.07	3.59
B05	20151125	20151126.03	27	639	1.08	1.21	3.81
B05	20151129.21	20151130.03	6	90	1.07	1.14	3.84
B06	20151228.18	20151229	6	687	1.04	1.07	3.68
B06	20160102.12	20160103	12	108	1.04	1.10	3.58
B06	20160110.18	20160111.18	24	186	1.16	1.28	3.99
B06	20160120.09	20160120.15	6	207	1.01	1.07	3.69
B07	20160130.09	20160130.21	12	234	0.99	1.06	3.70
B07	20160208.18	20160209.12	18	213	1.02	1.10	3.72
B07	20160217.21	20160218.15	18	201	1.17	1.28	3.97
B07	20160220.21	20160221.03	6	54	1.04	1.07	3.78
B07	20160306.12	20160306.18	6	345	1.00	1.01	3.49
B07	20160405.18	20160406.03	9	720	1.02	1.06	3.55
B15	20161003.21	20161007.03	78	4338	1.24	1.35	4.14
B15	20161007.18	20161009.09	39	15	0.84	1.03	3.59
B15	20161015.03	20161017	45	138	1.22	1.34	4.05
B15	20161017.18	20161018.09	15	18	1.09	1.14	3.65
B15	20161019.15	20161020.03	12	30	1.05	1.10	3.56
B15	20161020.15	20161023.03	60	12	1.24	1.34	4.01
B15	20161023.18	20161025	30	15	1.14	1.23	3.82
B16	20161105.15	20161106.12	21	279	1.21	1.30	3.99
B16	20161118.12	20161119	12	288	1.12	1.20	3.87
B16	20161121	20161123.12	60	48	1.11	1.30	4.00
B19	20161212.03	20161212.09	6	447	1.00	1.04	3.68
B20	20170105	20170106.03	27	567	1.09	1.14	3.97
B20	20170111.06	20170112.12	30	123	1.20	1.33	4.14
B20	20170207	20170209.06	54	612	1.22	1.32	4.00
B20	20170212	20170212.06	6	66	1.00	1.00	3.44
B25	20170607.03	20170607.12	9	2757	1.02	1.08	3.70
B26	20170629.15	20170629.21	6	531	0.98	1.01	3.47
B32	20170913.21	20170914.15	18	1824	1.04	1.11	3.85
B33	20171002	20171003.09	33	417	1.12	1.27	3.98
B34	20171025	20171026.03	27	519	1.21	1.36	4.20
B35	20171111.03	20171112	21	384	1.02	1.13	3.88

Пер.	Дата начала	Дата конца	Продолж.	Задержка	Ср. Нs	Макс.Нs	Пик.пер.
В35	20171122.21	20171124	27	261	1.09	1.14	3.75
В35	20171127.21	20171129.03	30	93	1.16	1.30	4.03
В35	20171210.18	20171212.18	48	279	1.04	1.17	3.73
В35	20171213.21	20171215.09	36	27	1.15	1.33	4.10
В36	20171230.18	20171231.09	15	369	1.16	1.25	3.90
В36	20180103.18	20180104.15	21	81	1.18	1.27	3.91
В36	20180110.09	20180111.12	27	138	1.08	1.13	3.58
В36	20180115.15	20180117.12	45	99	1.31	1.39	4.28
В36	20180123.21	20180125.09	36	153	1.08	1.28	3.96
В36	20180131.18	20180201.06	12	153	1.14	1.23	3.93
В36	20180212	20180212.09	9	258	1.02	1.05	3.57
В36	20180227.18	20180301	30	369	1.13	1.22	3.84
В36	20180312.18	20180313.03	9	282	1.03	1.09	3.51
В36	20180316.09	20180318	39	78	1.08	1.18	3.71
В36	20180329.06	20180330.06	24	270	1.21	1.32	3.98
В36	20180401.09	20180401.15	6	51	1.02	1.07	3.53

Примечание: Продолжительность приведена в часах, задержка между событиями приведена в часах, высота значительных волн приведена в метрах, пиковый период приведен в секундах.

**Приложение 6 – Обобщенная к периодам наблюдений характеристика штормовых ситуаций**

Пер.	Количество событий	Общая продолжительность	Сумма E	Средний E	cSESI
B02	6	198	31.9	5.3	79
B03	2	33	5.3	2.7	8
B04	3	51	8.4	2.8	31
B05	6	126	19.5	3.2	38
B06	4	48	8.0	2.0	59
B07	6	69	10.7	1.8	39
B08	0	0	0.0	0.0	0
B09	0	0	0.0	0.0	0
B10	0	0	0.0	0.0	0
B11	0	0	0.0	0.0	0
B12	0	0	0.0	0.0	0
B14	0	0	0.0	0.0	0
B15	7	279	45.1	6.4	134
B16	3	93	14.8	4.9	40
B17	0	0	0.0	0.0	0
B18	0	0	0.0	0.0	0
B19	1	6	1.0	1.0	6
B20	4	117	19.8	4.9	92
B21	0	0	0.0	0.0	0
B22	0	0	0.0	0.0	0
B23	0	0	0.0	0.0	0
B24	0	0	0.0	0.0	0
B25	1	9	1.4	0.0	6
B26	1	6	1.0	1.0	3
B27	0	0	0.0	0.0	0
B28	0	0	0.0	0.0	0
B29	0	0	0.0	0.0	0
B30	0	0	0.0	0.0	0
B31	0	0	0.0	0.0	0
B32	1	18	2.5	2.5	7
B33	1	33	5.1	5.1	13
B34	1	27	4.9	4.9	25
B35	5	162	23.8	4.8	536

**Приложение 7 – Характеристика волнового наката и максимальный уровень моря на полигоне 42 км**

Пер.	R2% ср.	R2% макс.	MTWL ср.	MTWL макс
A1	0.36	1.24	0.50	1.35
A2	0.34	1.34	0.51	1.34
A3	0.17	0.79	0.28	0.86
A4	0.23	0.82	0.27	0.82
A5	0.29	1.21	0.44	1.50
A6	0.21	0.85	0.29	0.98
A7	0.17	0.62	0.18	0.70
A8	0.14	0.57	0.15	0.59
A9	0.19	0.50	0.38	0.84
A10	0.16	0.37	0.38	0.59
A11	0.16	0.56	0.34	0.88
A12	0.16	0.39	0.30	0.67
A13	0.10	0.18	0.27	0.38
A14	0.39	1.22	0.43	1.22
A15	0.39	1.37	0.47	1.37
A17	0.27	1.03	0.50	1.17
A18	0.40	1.27	0.63	1.82
A19	0.54	2.05	0.68	2.05
A20	0.18	0.50	0.26	0.78
A21	0.15	0.46	0.26	0.62
A22	0.17	0.50	0.20	0.57
A23	0.12	0.42	0.16	0.52
A24	0.31	0.81	0.36	1.01
A25	0.15	0.52	0.36	0.87
A26	0.13	0.42	0.28	0.64
A27	0.20	0.50	0.30	0.62
A28	0.14	0.33	0.24	0.46
A29	0.12	0.31	0.27	0.46
A30	0.18	0.37	0.35	0.64
A31	0.33	0.98	0.48	1.13
A32	0.35	1.36	0.51	1.36
A33	0.33	1.93	0.62	1.93
A34	0.48	2.12	0.84	2.39
A35	0.60	2.39	0.67	2.39

**Приложение 8 – Характеристика волнового наката и максимальный уровень моря на полигоне 42 км**

Пер.	R2% ср.	R2% макс.	MTWL ср.	MTWL макс
B02	0.30	1.28	0.55	1.33
B03	0.21	0.82	0.29	0.93
B04	0.28	1.62	0.38	1.62
B05	0.39	1.51	0.52	1.82
B06	0.80	2.91	0.99	2.99
B07	0.62	2.27	0.70	2.34
B08	0.31	0.89	0.33	0.96
B09	0.22	0.94	0.23	0.94
B10	0.23	0.71	0.41	1.05
B11	0.14	0.29	0.36	0.55
B12	0.18	0.66	0.35	0.97
B14	0.11	0.22	0.28	0.44
B15	0.70	2.37	0.73	2.37
B16	0.35	1.16	0.40	1.29
B17	0.42	1.11	0.58	1.33
B18	0.23	0.78	0.46	0.92
B19	0.32	0.98	0.55	1.61
B20	0.55	3.29	0.69	3.29
B21	0.29	0.83	0.36	1.15
B22	0.20	0.65	0.32	0.84
B23	0.29	0.86	0.32	0.86
B24	0.14	0.56	0.19	0.66
B25	0.41	1.02	0.46	1.22
B26	0.19	0.82	0.41	1.17
B27	0.19	0.60	0.34	0.80
B28	0.22	0.59	0.32	0.71
B29	0.16	0.31	0.26	0.44
B30	0.13	0.31	0.27	0.48
B31	0.21	0.52	0.39	0.79
B32	0.32	0.83	0.46	0.98
B33	0.38	1.38	0.53	1.38
B34	0.56	3.14	0.85	3.14
B35	0.62	2.17	0.98	2.44
B36	0.60	2.96	0.67	2.96