

УДК 551.435.3; 551.435.7

ПРИБРЕЖНЫЕ ДЮНЫ УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ Р. МАЙДЫ (ЗИМНИЙ БЕРЕГ БЕЛОГО МОРЯ): СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

© 2024 г. Т. Ю. Репкина^{1, 2, 3, *}, П. А. Леонтьев², А. К. Крехов⁴,
Е. Д. Вяткин⁵, А. В. Орлов², Н. Н. Луговой^{1, 5}, О. С. Шилова⁵

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия

² Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена,
Санкт-Петербург, Россия

³ Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва, Россия

⁴ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

* e-mail: t-repkina@yandex.ru

Поступила в редакцию 11.12.2023 г.

После доработки 14.12.2023 г.

Принята к публикации 28.12.2023 г.

На северо-востоке пролива Горло Белого моря выполнены дешифрирование космических снимков, геоморфологическое и георадиолокационное профилирование, аэрофото- и наземная топографическая съемки прибрежных террас и дюн, диатомовый анализ и ¹⁴C датирование отложений. Установлены закономерности морфодинамики берегового и эолового рельефа. В устье р. Майды реконструированы изменения относительного уровня моря и последовательность эволюции рельефа за ~3.7 тыс. кал.л. На абразионных берегах пролива формируются “дюны на береговых уступах”, а на приустьевой косе р. Майды – комплекс авандюн. Источник питания дюн – протяженный поток наносов СВ-ЮЗ направления. Наносы поступают в основном от размыва береговых уступов (0.5–3.7 м/год) и с морского дна, роль аллювиального стока мала. Приустьевая коса и авандюны развиваются в устье р. Майды с конца голоценовой трансгрессии (~3.7–2.3 тыс. кал. л. н.). Уровень моря в полную воду в это время был незначительно выше (до ~2.5 м н. у.м), а береговые процессы существенно интенсивнее современных. Затем, на фоне понижения уровня и ослабления потоков наносов, рост косы замедлился. Древние авандюны были стабилизированы растительностью. Эоловые процессы активизировались ~2.1 и после ~0.8–0.7 тыс. кал. л. н.

Ключевые слова: прибрежные дюны, морфодинамика, относительный уровень моря, авандюны, голоцен, Зимний берег

DOI: 10.31857/S0030157424050076, EDN: OFXATE

ВВЕДЕНИЕ

Прибрежные дюны – динамичные формы рельефа, характерные для песчаных берегов. Они реагируют на изменения относительного уровня моря (ОУМ) и конфигурации берега, режима ветров и баланса наносов в береговой зоне (БЗ) [11, 26].

По отношению к основному источнику питания – наносам БЗ, выделяют “первичные” и “вторичные” дюны [38]. “Первичные дюны”, в том числе авандюны, возникают в тыловой части пляжей под действием ветропесчаного

потока¹. “Вторичные дюны” – “дюны-каннибалы”, они возникают и развиваются за счет переувлажнения “первичных” эоловых форм [31]. Реликтовые авандюны и их серии образуются в условиях достаточного запаса наносов при проградации береговой линии (БЛ) и маркируют ее положение [4, 30, 38]. После потери непосредственной литодинамической связи с БЗ

¹ Ветропесчаный поток – перемещение сухих наносов ветром. Движение сухого песка путем сальтации, качения или во взвешенном состоянии начинается в зависимости от размеров и минерального состава зерен при скоростях ветра от 4–5 до 10–11 м/с [по 19 и др.].

древние авандюны (“приморские дюнные валы” [4]) могут развиваться как “вторичные” дюны, в том числе становиться подвижными [29, 30]. На берегах абразионного типа пески, вынесенные с пляжей, образуют “дюны на береговых уступах” (*cliff-top dunes*) [26]. Реконструкция хронологии и условий образования, стабилизации и реактивации дюн разных типов остается актуальным вопросом как для берегов Мирового океана в целом, так и для отдельных регионов [28]. В частности, недостаточно данных о прибрежных дюнах Арктики и Субарктики [37], в том числе Белого моря (см. обзор [18]).

Для прибрежных дюн высоких широт характерны небольшие размеры и преобладание форм, способных существовать в условиях умеренного запаса песчаных наносов, связанного с длительной сезонной блокировкой берега [37]. На берегах Белого моря запасы наносов лимитированы также “наследием” последнего оледенения. Со времени дегляциации до наших дней берега формируются в основном на ледниковом субстрате, относительно устойчивом к размыву и бедном песками [5, 20]. На западе региона глубокой переработке морены и накоплению в БЗ наносов препятствовало быстрое (от 35–100 в раннем до 3–5 мм/год в позднем голоцене) понижение ОУМ [13]. Поэтому важным источником питания беломорских берегов и прибрежных дюн считают речной сток [16]. Анализ пространственного положения голоценовых дюн показал, что значительная их часть сформировалась за счет наносов, поступавших от размыва берегов и дна. Дюны развиты на востоке региона, где средняя скорость понижения ОУМ не превышала 3 мм/год [18], а тренды его изменения включают периоды подъема и/или стабилизации [25]. В результате в БЗ смогли накопиться запасы песка, достаточные для образования дюн. Вместе с тем, трансгрессивные дюнные поля (*transgressive dunefields*) и комплексы древних авандюн (*foredune plains*), существование которых говорит о больших запасах наносов [31], приурочены к устьям рек, в том числе р. Майды [18]. Изучение таких форм позволяет пополнить представления о морфодинамике и источниках питания прибрежных дюн Белого моря и высоких широт в целом.

Цель исследования — реконструкция истории и условий развития прибрежных дюн устьевой области р. Майды в голоцене. Мы рассматриваем дюны Майды как часть морфодинамической системы северо-восточных берегов пролива Горло.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Район исследования охватывает северо-восточное побережье пролива от устья р. Майды до м. Воронов (рис. 1). Между устьями рек Майды и Кедовки берег ориентирован с ЮЮЗ на ССВ и почти прямолинеен, затем поворачивает на ВСВ, а от м. Воронов — на ЮВ. Устья рек представляют собой эстуарии с приустьевыми косами. Крупнейшая из них — коса на правом (северном) берегу р. Майды, имеет длину ~3 км при ширине до 1 км.

На побережье развиты заболоченные полого-грядовые и полого-холмистые ледниковые (20–35 м) и плоские озерно-ледниковые (~10–20 м н. у. м.) равнины, сформировавшиеся во время последнего оледенения [1, 9]. К перекрывающим их торфяникам приурочены острова многолетнемерзлых пород со среднегодовой температурой +2 — –0.5°C [6]. В береговых уступах под ледниковыми валунными суглинками мощностью до 20 м вскрываются пески, алевроиты и глины позднего неоплейстоцена различного генезиса [10, 32]. Ледниково-озерные отложения также часто представлены песками. Отложения позднеледниковой трансгрессии (пески, алевроиты и глины) выделены в районе м. Воронов на высотах ≤10 м н. у. м. Голоценовые морские осадки на суше не имеют широкого распространения [1, 9].

На дне пролива, на глубинах до 20 м, берег окаймлен бенчем, выработанным в валунных суглинках [16, 21]. Он формировался с начала голоценовой трансгрессии из-за отступления берегов, средняя скорость которого в районе м. Воронов оценивается в ~1.6 м/год [16]. На бенче сохранились сглаженные ледниковые гряды, прикрытые тонким чехлом песков, а к северу от м. Воронов — более грубыми осадками (рис. 1.III).

Современные колебания уровня моря зависят от режима приливов, нагонов и сгонов. Величина сизигийного прилива изменяется с ЮЗ на СВ от ~3 до ~6 м [42]. Высота нагонов редкой повторяемости составляет 3–4 м, а сгонов — 2.5–3.5 м [7].

Режим ветров благоприятен для выноса песков из БЗ. По данным ГМС Моржовец, в течение года преобладают ЮЗ (17%) ветры; доля ветров остальных румбов — 10–12% [2]. Ветры скоростью ≥5 м/с, способные переносить пески [19], дуют в ~58% случаев в год, чаще всего с ЮЗ (12%), Ю и З (по 8%), доля С и СЗ ветров — по 6% (рис. 1.II).

Наиболее высокие и сильные волны приходят в Горло с С и СЗ, из Баренцева моря [33]. Это определяет генеральные потоки наносов — к ЮЗ и ЮВ от м. Воронов [3, 16]. Направление подхода высоких волн к берегу близко к розе ветров

(рис. 1. II). Нижняя граница подводного берегового склона (ПБС) находится на глубинах ~5 м. Припай блокирует берег от воздействия волн ~4 месяцев в году [7]. Однако, в условиях значительных колебаний уровня и сильных ветров, осушка часто свободна ото льда, поэтому вынос песков из БЗ возможен также в зимнее время [17].

Таким образом, геологические и гидрометеорологические условия определяют высокую интенсивность береговых и эоловых процессов.

Мы изучили тенденции морфодинамики берегов в последние десятилетия и в позднем голоцене.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исследование организовано по полимасштабному принципу — на участке от м. Воронов до р. Майды (рис. 1) изучена морфодинамика современных берегов, в устье реки (рис. 2) реконструирована также история развития прибрежного рельефа в голоцене.

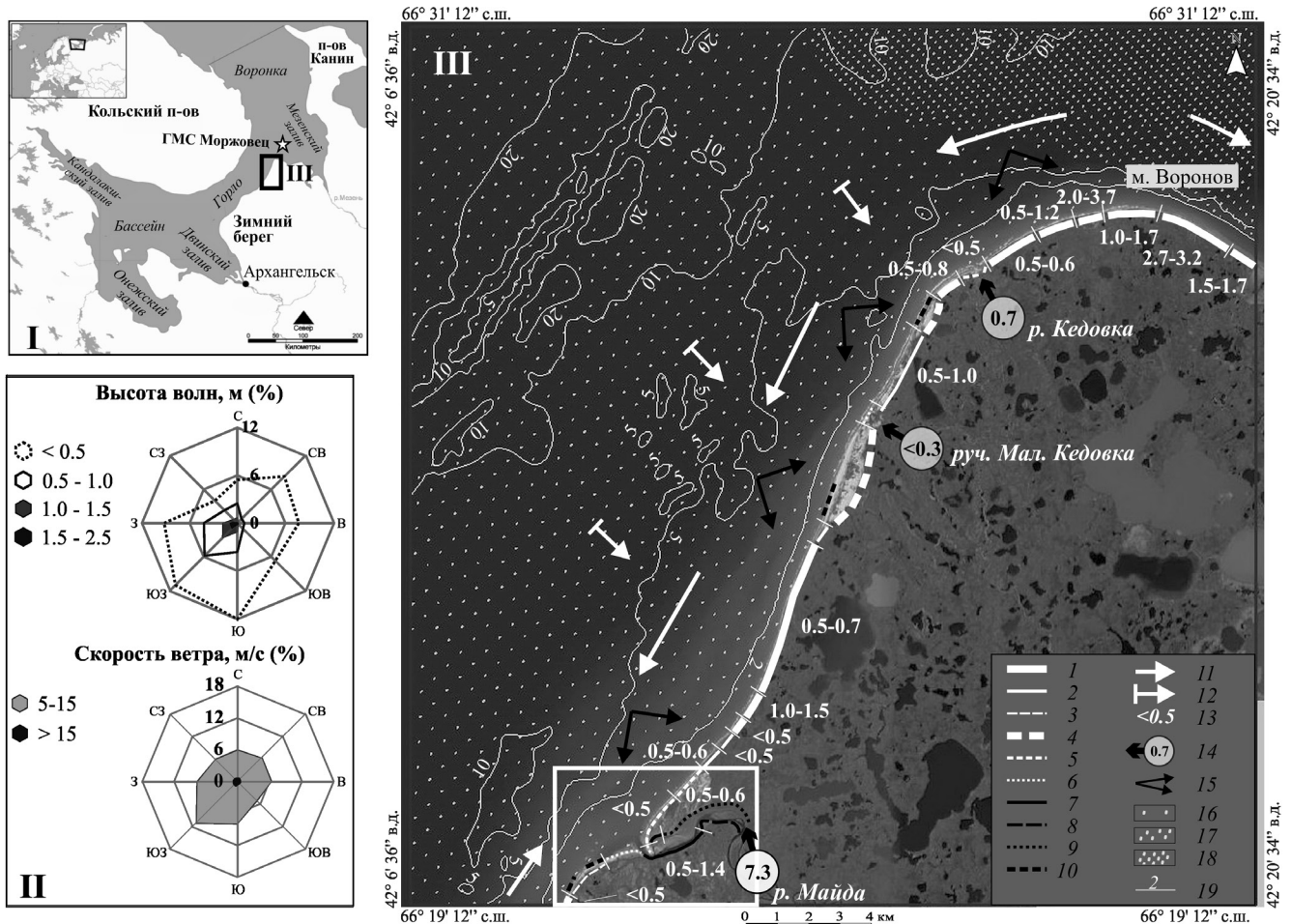


Рис. 1. Положение участка исследований (I), гидрометеорологические условия развития (II) и динамика северо-восточных берегов пролива Горло (III). Условные обозначения: (II). Направления сильных (≥ 5 м/с) ветров и распределение высоты волн по направлениям (ГМС Моржовец) [2]. (III). ТИПЫ БЕРЕГОВ: 1–6 – Созданные волновыми процессами: Абразионно-оползневые с уступами размыта в суглинках, алевролитах и песках позднего неоплейстоцена: 1 – с активным уступом; 2 – то же с дюнами на бровке уступа; 3 – с отмершим уступом и примкнувшими песчаными террасами; 4 – то же с дюнами на бровке уступа; 5 – Абразионные и абразионно-аккумулятивные с уступом размыта в песчаных отложениях голоценовых кос и авантюн; 6 – Аккумулятивные; 7–9 – Созданные приливными и русловыми процессами: 7 – эрозионные, 8 – эрозионно-аккумулятивные, 9 – аккумулятивные осушенные; 10 – участки размыта береговых аккумулятивных форм. ЭЛЕМЕНТЫ МОРФОДИНАМИКИ БЕРЕГОВ: Потоки наносов: 11 – вдольбереговые, 12 – поперечные; 13 – скорость отступления береговых уступов за 1963–2021 гг. (м/год); 14 – объем твердого стока рек и ручьев (тыс. м³/год) [3]; 15 – направления ветров, благоприятных для выноса песков из БЗ. ГРАДУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОСАДКОВ [1, 9]: 16 – песок мелко- и разнозернистый, 17 – песок, гравий и галька, 18 – галька, гравий и валуны¹. ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 19 – изобаты [1, 9]. Белый контур – участок детальных работ. Картографическая основа – (I) [12], (III) – изображение Landsat 7 ETM+ (03.09.2021 г.).

¹ Здесь и далее использована гранулометрическая классификация ВНИИОкеангеологии (мм): пелит (глина) <0.01, алевроит – 0.01–0.1, песок – 0.1–1, гравий – 1–10, галька – 10–100, валуны – > 100 [1, 9].

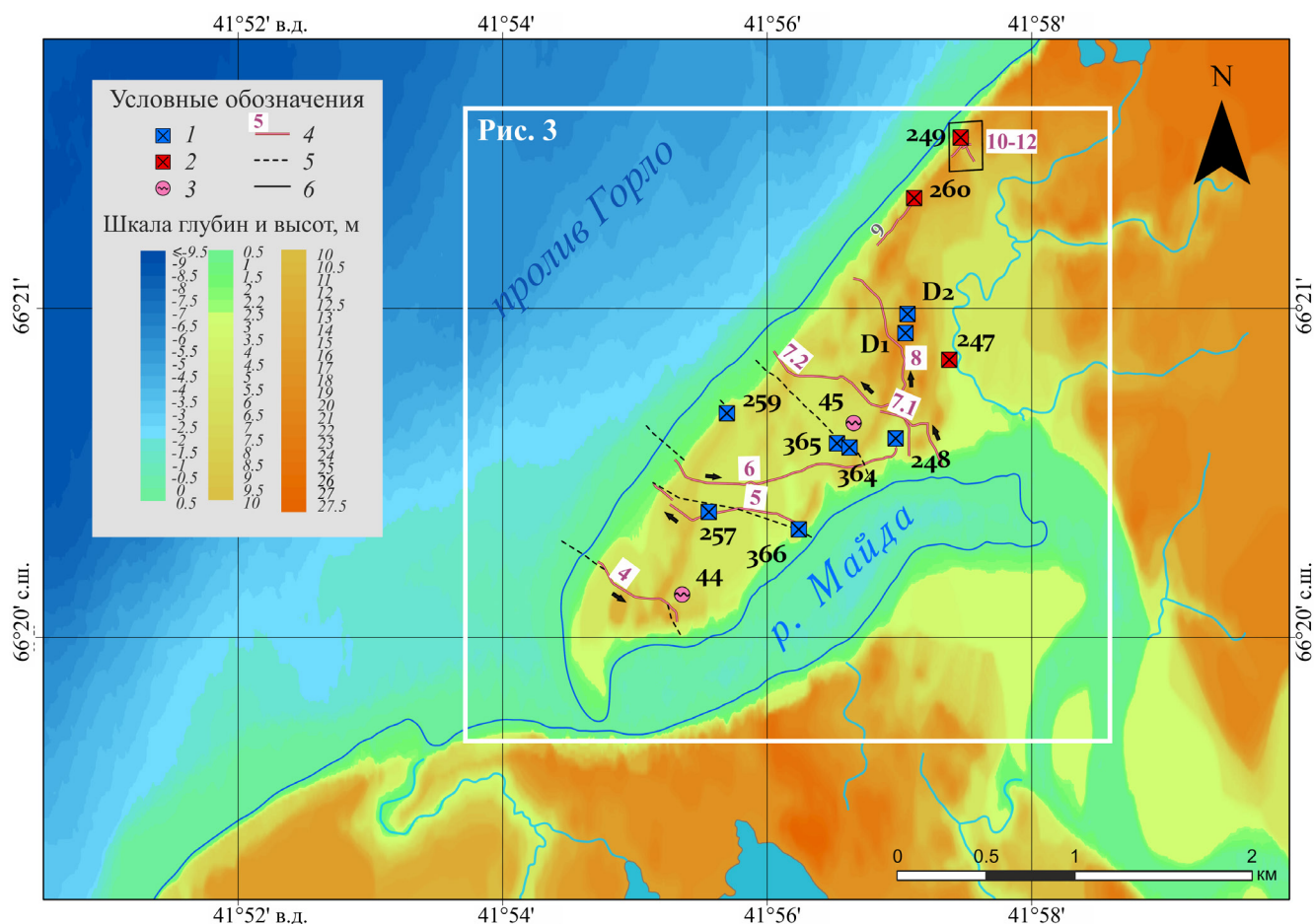


Рис. 2. Фактический материал. Условные обозначения: 1–2 – разрезы и скважины (отложения: 1 – описаны, 2 – датированы, выполнен диатомовый анализ); 3 – точки георадиолокационного зондирования; 4 – георадарные профили (цифра – номер, черная стрелка – направление движения), 5 – профили ГНСС-съемки; 6 – участок съемки беспилотным летательным аппаратом. Голубым цветом показана изолиния 0 м (Балтийская система нормальных высот).

Морфодинамика берегов от м. Воронов до устья р. Майды изучена в ходе полевых маршрутов (июль 2021 г.) и визуального дешифрирования космических снимков (КС) за 1963–2021 гг., доступных на открытых интернет-ресурсах (*Earth Explorer*, *Google Earth Pro*, *Maxar*, *SAS Planet*). Комплект КС включал изображения Corona (19.07.1963 г.) и Maxar (22.07.2018 г. и 02.05.2020 г.) с пространственным разрешением (ПР) 0.6–0.9 м, и изображение Landsat 7 ETM+ (03.09.2021 г.; ПР – 15 м). Это позволило оценить смещение береговых уступов за ~57 лет. Дешифрирование выполнено в открытом ПО QGIS3.30.1 и заверено данными полевых работ и топографических карт (1967–1987 гг.). Объем наносов, поступающих в БЗ с береговых уступов, оценен, исходя из их средней высоты и скорости отступления, а наносов, поступающих с речным стоком – по [3]. В основу типизации берегов положена генетическая классификация [15]. При характеристике прибрежных дюн использована терминология [26, 30, 38] (рис. 1. III).

В устье р. Майды проведены ГНСС-съемка², аэрофотосъемка беспилотным летательным аппаратом и георадарное профилирование. Отложения изучены методами литологического описания разрезов, ¹⁴C датирования и диатомового анализа (рис. 2).

ГНСС-съемка выполнена с помощью комплекта геодезических приемников PrinCe i50 (база и ровер) в режиме RTK, что обеспечивает плановую и высотную точность 0.02 м и 0.03 м соответственно. Съемка проведена по профилям, в том числе одновременно с георадарным профилированием. Получены также данные о положении разрезов. По данным ГНСС-съемки и крупномасштабных топографических и батиметрических карт в ПО QGIS3.30.1. составлена цифровая модель рельефа (ЦМР) устьевой области р. Майды (рис. 2). ЦМР приведена к Балтийской системе нормальных высот.

² ГНСС – Глобальная навигационная спутниковая система

Аэрофотосъемка проведена квадрокоптером DJI Phantom 4 Pro v2.0. на участке вблизи корня косы. Съемка выполнена с высоты 70 м, перекрытие между снимками — не менее 70% от их площади. Обработка снимков и построение цифровой модели местности (ЦММ) проведены в ПО Agisoft Metashape Pro v.1.5.1. Для повышения качества привязки и уменьшения внутренних погрешностей ЦММ введены координаты наземных маркеров, полученные при ГНСС-съемке. Плановое смещение и искажение высот ЦММ не превышают первых дециметров.

Георадиолокационные исследования выполнены при помощи георадара ОКО 2 с антенными блоками 150 и 400 МГц по 9 профилям. Для определения относительной диэлектрической проницаемости (ϵ) среды проведено вертикальное зондирование. Оно выполнено методом общей серединной точки с помощью приемника и передатчика антенного блока 150 МГц. Обработка радарограмм проведена в ПО GeoScan 32. Значения ϵ выбраны по данным вертикального зондирования, методом подбора кривых для гиперболических отражений или по табличным значениям [22]. Значения высоты введены по данным ГНСС-съемки. При геологической интерпретации радарограмм выделены георадиолокационные комплексы (ГК) — интервалы разреза с близкими диэлектрическими свойствами и волновой картиной. Границы ГК и отдельных слоев выделялись по осям синфазности отраженных волн. Шкала глубин пересчитывалась для каждого комплекса согласно значениям ϵ . Результаты геологической интерпретации заверены разрезами.

Литологическое описание эоловых, прибрежно-морских и озерно-болотных отложений выполнено для 9 разрезов и кернов 2 скважин ручного бурения (247, 248 на рис. 2). Бурение выполнено с помощью русского торфяного бура (диаметр 5 см, длина керна 1 м). Аналитические исследования проведены для отложений из 3 разрезов (рис. 2).

Радиоуглеродное датирование 10 образцов проведено в Лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана (СПбГУ). Калибровка радиоуглеродных дат выполнена в программе CALIB REV 8.2 [40]. Даты из образцов отложений, накопившихся, по данным диатомового анализа, в субаэральных условиях, были калиброваны по калибровочной кривой IntCal20 [36], а даты из образцов, содержащих морские диатомеи, — по кривой MARINE20 [36].

Диатомовый анализ выполнен для 83 образцов, отобранных из разрезов 247 (32 образца), 249 (28 образцов) и 260 (23 образца). Отбор проводился с интервалом 10 см, а вблизи литологических границ — 2 см. Препараты были исследованы на световом микроскопе Axiostar plus (Carl Zeiss) с увеличением $\times 400$ для оценки количества и видового состава диатомей.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Строение и современная динамика северо-восточных берегов пролива Горло

На СВ пролива Горло преобладают *абразионно-оползневые берега* с уступами размыва высотой 10–35 м, выработанными в валунных суглинках и песчано-глинистых отложениях позднего неоплейстоцена. Уступы преимущественно активны (1, 2 на рис. 1.П), осложнены стенками срыва оползней, оползневыми блоками и потоками, спускающимися на узкие (≤ 10 м) пляжи. В 1963–2021 гг. бровки уступов отступали в районе м. Воронов со средней скоростью 1–3.7 м/год, к юго-западу от него — 0.5–1 м/год (редко — до 1.5 м/год), а на вогнутом участке вблизи устья р. Майды — до 0.5–0.6 м/год. Берега с отмершими уступами размыва и примкнувшими низкими (2.2–2.5 м н. у. м.) террасами развиты вблизи перегибов БЛ и устьев водотоков (3, 4 на рис. 1.П). Террасы и пляжи (20–40 м) сложены мелко- и среднезернистыми наклонно слоистыми песками с гравием и галькой. Современные авандюны часто подвержены размыву (10 на рис. 1.П).

К ЮЗ от устья р. Кедовки и СВ от устья р. Майды на береговых уступах формируются дюны (2, 4 на рис. 1.П). На быстро отступающих берегах они невысокие (1–2 м), вытянуты параллельно бровке уступа, образуют полосу шириной 40–300 м. На стабилизированных берегах полоса дюн шире (300–500 м), их высота больше (до 5 м), а морфология сложнее.

Абразионные и абразионно-аккумулятивные берега с уступами размыва в песках голоценовых кос и авандюн (5 на рис. 1.П) и *аккумулятивные берега* с песчаными пляжами шириной до 60 м (6 на рис. 1.П) развиты вблизи устьев водотоков. В 1963–2021 гг. первые отступали на 0.3–0.6 м/год, а вторые были стабильны или нарастали. В устье р. Майды берег выдвигался за счет роста приустьевых кос на 1.7–1.8 м/год (рис. 3).

К ЮЗ от р. Кедовки на осушке и ПБС открытого берега присутствуют 1–2 береговых вала и косы. На правобережье р. Майды число валов

увеличивается до 3–4 (рис. 3). Дистали кос, как правило, обращены на ЮЗ.

Берега эстуария р. Майды — эрозионные, эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные осушные (7–9 на рис. 1.П). В устье реки левый берег отступал за счет размыва течениями на 0.5–1.4 м/год, а правый был преимущественно стабилен. На приустьевом взморье на КС (рисунки 1.П, 3) и ЦМР (рис. 2) до глубин 5–6 м прослеживается песчаная авандельта. Ее мористый край и подводные русла реки слабо отклонены к ЮЗ. В 1963–2021 гг. положение русел практически не изменилось.

Рельеф и голоценовые отложения в районе устья р. Майды

Рельеф и поверхностные отложения. Эстуарий отделен от ледниковой равнины уступами крутизной до 20° (рис. 3). На его днище выделяются два уровня с аллювиально-морским рельефом. Ниже ~2.2 м н. у. м. формируются современные осушки (–1.2–1.5 м н. у. м.) и лайда (1.5–2.2 м н. у. м.), сложенные тонко- и мелкозернистым песком и алевритом. Невысокий эрозионный уступ, иногда подчеркнутый авандюнами (рис. 3, 4.1), отделяет лайду от плоской, заболоченной аллювиально-морской террасы (2.5–4.0 м н. у. м.), которая не затопливается в сизигийный прилив. Признаком более высокого положения ОУМ в прошлом может быть изменение морфологии ложбин, расчленяющих борта эстуария и склоны ледниковой равнины. Ниже 8–9 м н. у. м. днища ложбин широкие, плоские, а выше сужаются и становятся ступенчатыми (рис. 2). На морском берегу ложбины засыпаны эоловым песком (разрезы 247 и 260 на рис. 1).

Эстуарий отделен от моря приустьевыми косами. На левом берегу реки коса низкая (1.5–2.5 м н. у. м.), узкая (200–300 м) с невысокими береговыми валами и авандюной.

На правом берегу на поверхности косы (2–3.5 м н. у. м.) сформировался сложный комплекс береговых валов и крупных дюн (рис. 3). Дюны, как правило, сгруппированы в гряды, вытянутые вдоль современной БЛ или под острым углом к ней. Наиболее высокие и разнообразные по морфологии дюны развиты в тыловой части косы, примыкающей к аллювиально-морской террасе. На юго-востоке косы гряды дюн (до 22 м н. у. м.) имеют ЮЗ-СВ, ЮЮЗ-ССВ и субширотное простирание и, как правило, плотно закреплены растительностью (рис. 4.П). С запада к массиву задернованных дюн примыкает дюнная гряда (10–13 м н. у. м.) ЮЮЗ-ССВ простирания с пе-

ревеянным мористым и задернованным тыловым склоном. На севере она граничит с высокими (до 23 м н. у. м.), существенно перевеянными грядами дюн ЮЗ-СВ ориентировки. Мористее этой группы под небольшим углом к БЛ протягивается гряда высоких дюн (до 22 м н. у. м.), причленяющаяся к останцу моренного холма. Далее к морскому берегу, в центре и дистали косы, гряды дюн ниже (7–13 м н. у. м.), ориентированы под косым углом к БЛ или слабо изогнуты. Мористые склоны дюн перевеяны, а тыловые закреплены злаками (рис. 4.И). Между дюнами видны фрагменты низких береговых валов и кос, сложенных разнозернистыми песками с гравием и галькой. Со стороны эстуария развиты авандюны (7–15 м н. у. м.), параллельные его берегу. В целом, за исключением существенно измененных дефляцией сегментов на востоке косы, сочетания дюнных гряд и береговых валов сохранили облик, характерный для древних береговых линий.

Строение отложений по данным георадарных исследований и описания разрезов. На георадарных профилях выделены четыре ГК (рис. 4, 5).

ГК(1) соответствует сухим эоловым пескам (ϵ — 4–9). По характеру волновой картины выделены 2 подкомплекса. Верхний (ГК(1*)) прослежен на всех профилях. На радарограммах видны слои, субпараллельные современной поверхности дюн. В разрезах D₁, D₂, 259, 366 (рис. 2) эоловые отложения представлены мелко-среднезернистыми слоистыми песками с прослоями практически не разложившихся корней растений. Мощность отдельных слоев 0.5–40 см. Нижний подкомплекс (ГК(1**)) выделен в основании дюн тыловой части косы и одной из прибрежных стабилизированных авандюн (рис. 4.И, П). Он отличается более сложной волновой картиной, неполным соответствием залегания слоев топографии современного рельефа и тяготеет к тыловым (подветренным) подножиям дюн. Отложения, сопоставленные с (ГК(1**)), не вскрыты.

Нижняя граница ГК(1) на всех профилях отчетлива. На приустьевой косе она выдержана по высоте и соответствует в разрезах 257 и 366 (рис. 2, 6.1) контакту горизонтально слоистых эоловых и наклонно слоистых морских песков с гравием и галькой (ГК(2*)). На профиле 10 (рис. 5.П), пройденном к СВ от корня косы вдоль бровки берегового уступа, граница приурочена к контакту эоловых песков и горизонтального переслаивания песков и алевритов с включениями гравия (мощность ~1.5 м). Последние залегают на валунных суглинках, в районе кровли которых сигнал исчезает.

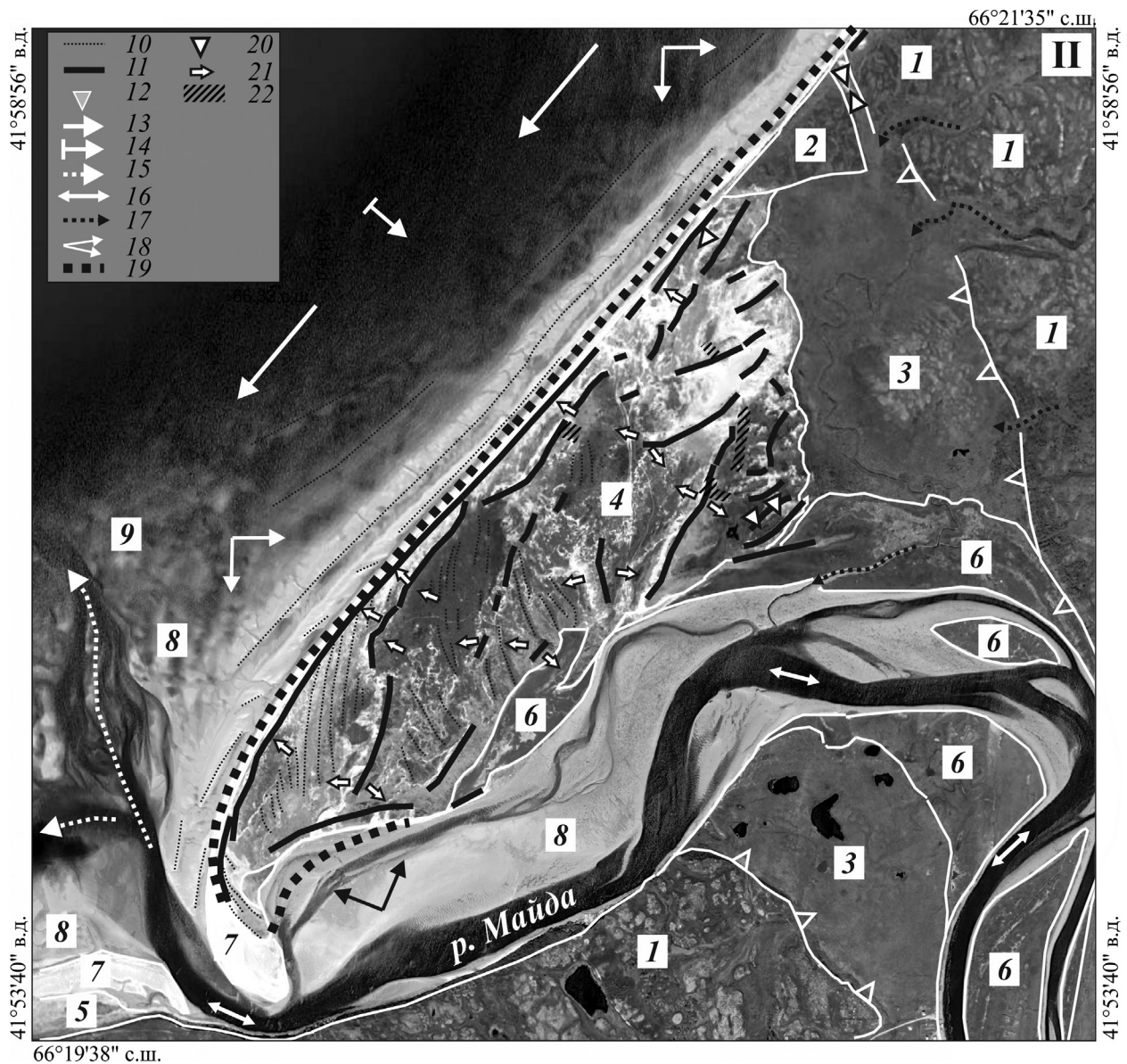


Рис. 3. Рельеф побережья в районе устья р. Майды. Условные обозначения: КОМПЛЕКСЫ ФОРМ РЕЛЬЕФА (цифры 1–9 на белом фоне): Ледникового, измененного эрозией и денудацией (позднеплейстоценового): 1 – грядовые и холмистые моренные равнины, 2 – останец моренного холма; Морского и аллювиально-морского (голоценового): 3 – аллювиально-морская терраса, 4–5 – приустьевые косы с береговыми валами и дюнами: 4 – северная, 5 – южная; 6 – лайды (марши), 7 – пляжи и современные косы, 8 – приливная осушка, 9 – авандельта р. Майды. ОТДЕЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА: 10 – береговые валы и косы, 11 – гребни дюн, 12 – отмершие абразионные и эрозионные уступы. ЭЛЕМЕНТЫ МОРФОДИНАМИКИ: Направления: потоков наносов: 13 – вдольбереговых, 14 – поперечных; 15 – стокового течения р. Майды, 16 – приливных течений; 17 – русла ручьев, 18 – направления ветров, благоприятных для эолового выноса из береговой зоны; 19 – положение берегового уступа в июле 1963 г. (по КС Corona). ЭЛЕМЕНТЫ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ДЮН И ТЕРРАС ПО ДАННЫМ ГЕОРАДАРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ (см. рисунки 4, 5): 20 – выпуклые перегибы кровли морских и озерно-болотных отложений над выступами ледникового рельефа, 21 – направление падения слоев в морских отложениях, 22 – положение фрагментов древних дюн, погребенных под более молодыми эоловыми песками. Картографическая основа – изображение Махаг (22.07.2018 г.).

С ГК(2) ассоциируются горизонтально и наклонно слоистые морские пески и алевриты с включениями обломочного материала (ϵ – 9–40). Он также разделен на два подкомплекса. Верхний (ГК(2*)), судя по значениям диэлектрической проницаемости, соответствует

отложениям более сухим, песчаным, иногда со значительным количеством обломков. По рисунку волновой картины прослеживаются отдельные пачки и линзы. Изменение генерального направления падения слоев (к морю или к эстуарию) совпадает с положением гребней дюн (рис. 3).

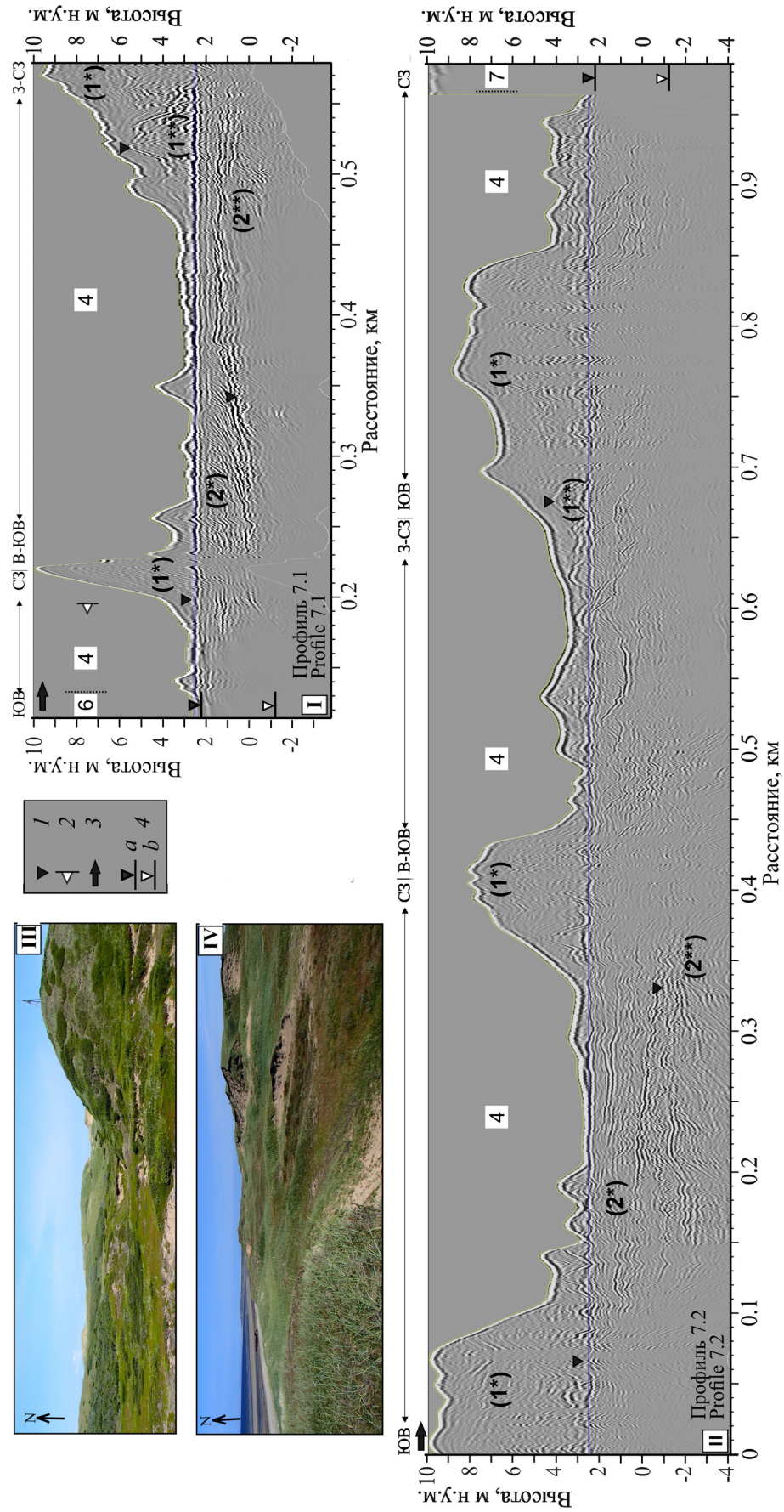


Рис. 4. Георадиолокационные профили через приустьевую косу правого берега р. Майды (I, II) и обликдюн в районе профилей (III, IV). Условные обозначения: 1 – границы георадиолокационных комплексов (ГК): ГК1 – эоловые пески, сухие (подкомплексы: (1*) – верхний, (1**) – нижний); ГК2 – морские пески, с включениями обломочного материала, влажные или засоленные (подкомплексы: (2*) – верхний, (2**) – нижний); 2 – выпуклый перегиб кровли ГК(2**); 3 – направление движения по профилям; 4 – уровень моря; (а) – в полную воду сизигии, (б) – в малую воду сизигии. Цифры на белом фоне см. рис. 3. Фото (III) – тыловая часть косы (профиль 7.1, 450–580 м; профиль 7.2, 0–150 м), фото (IV) – приморская часть косы (профиль 7.2, 800–950 м). Фото Т. Ю. Репкиной.

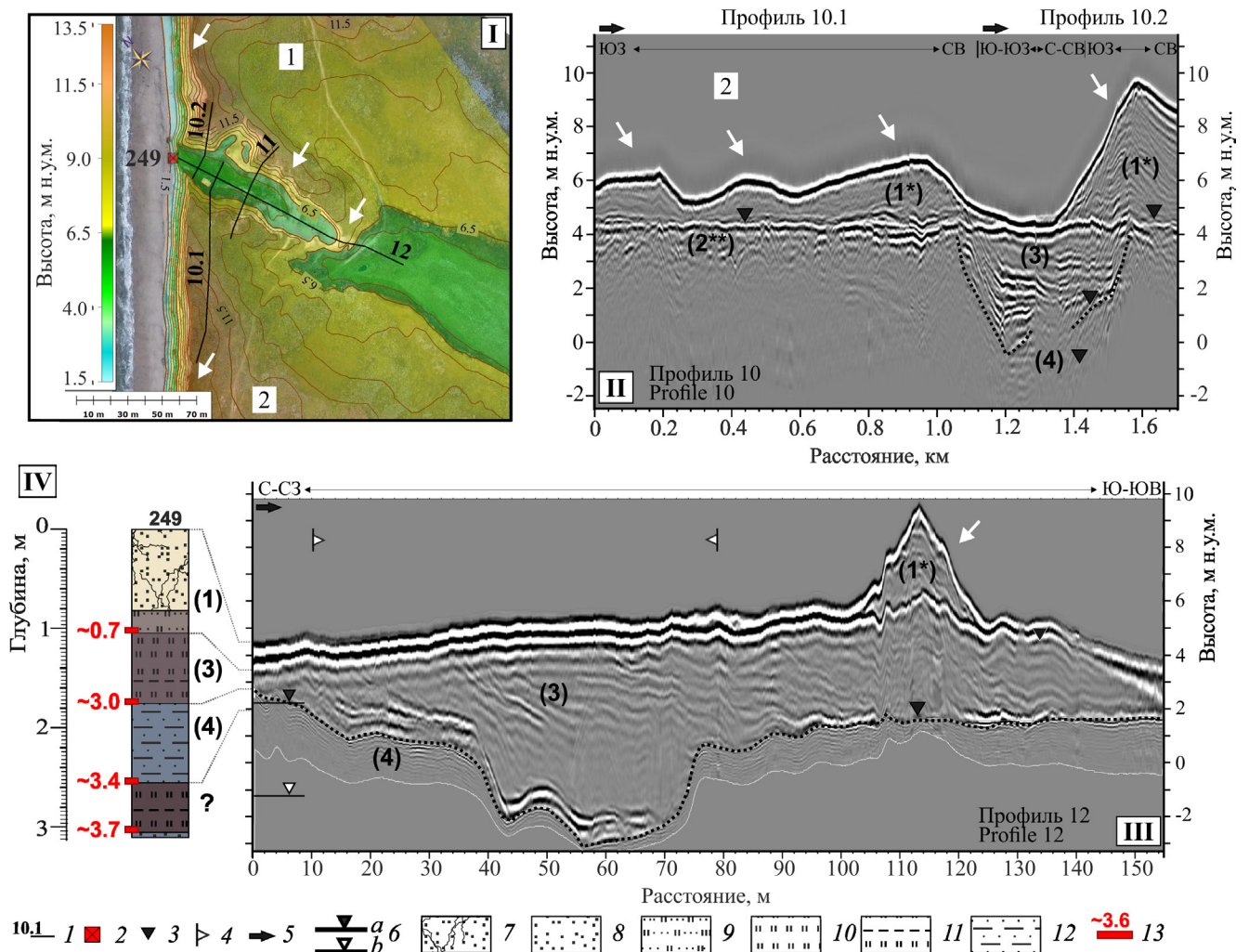


Рис. 5. Строение ложбины в тыловой части эстуария р. Майды: (I) – цифровая модель местности (ЦММ), поперечный (II) и продольный (III) георадарные профили через ложбину, (IV) – геологический разрез. Условные обозначения: 1 – линии георадарных профилей (цифра – номер), 2 – положение разреза 249; 3 – границы ГК: (1*) – эоловые пески, сухие, верхний подкомплекс; (2**) – песок и алеврит с включениями гальки, влажные; (3) – торф, песок, алеврит, влажные или мокрые; (4) – алеврит с песком и тонкими прослоями торфа, мокрый; 4 – выпуклый перегиб кровли ГК(4), 5 – направление движения по профилям; 6 – уровень моря: (а) – в полную воду сизигии, (б) – в малую воду сизигии; 7 – песок мелкозернистый с прослоями неразложившихся остатков растений, 8 – песок мелко- и тонкозернистый, 9 – переслаивание торфа и песка, 10 – торф с включениями песка и обломков ветвей деревьев, 11 – переслаивание торфа с включениями песка и алеврита, 12 – алеврит с разнозернистым песком и тонкими прослоями торфа, 13 – места отбора образцов на радиоуглеродное датирование (красная цифра – возраст, тыс. л. н.). Цифры на белом фоне см. рис. 3. Белыми стрелками показано положение “дюн на береговых уступах”.

Отложения, сопоставленные с ГК(2*), представлены в разрезах 248, 257, 364–366 (рис. 2, 6.I) средне- и крупнозернистым, реже мелко-среднезернистым песком с гравием и/или галькой окатанности до 3–4 класса. Отложения, сопоставленные с нижним подкомплексом (ГК(2**)), по-видимому, более тонкие, влажные и/или засоленные. На основании значений диэлектрической проницаемости и характера волновой картины с ними условно сопоставлены пески и алевриты, залегающие на склонах моренного холма между эоловыми песками и валунными

суглинками (рис. 5.II). Граница подкомплексов на профилях через приустьевую косу прослеживается в разной степени достоверно. В тыловой части косы она имеет облик отчетливого эрозийного контакта (рис. 4.I, 200–500 м профиля), а ближе к берегу моря не видна. В корне косы и вблизи ее контакта с аллювиально-морской террасой в кровле ГК(2**) зафиксированы выпуклые перегибы (например, рис. 4.I, 170–200 м профиля), что может быть связано с облеканием морскими отложениями выступов подстилающей поверхности.

ГК(3) и ГК(4) выделены в ложбине СЗ-ЮВ простираения с высотой дна 4–6 м н. у. м., которая отделяет моренный холм от ледниковой равнины (рис. 3, 5). На расстоянии до ~140 м от БЛ ложбина тампонируется дюной (рис. 5.I, III). Затем ее днище понижается до 3.5–4 м н. у. м. и переходит в аллювиально-морскую террасу. Отложения, выполняющие ложбину, изучены в разрезе 249 (4.4 м н. у. м.). Основание разреза находится на ~1 м ниже уровня сизигийного отлива (рис. 5.IV).

ГК(4) со значениями ϵ – 22–40 и тонкой слоистостью волновой картины выделен на днище ложбины. С ним сопоставлены алевроиты с разнотернистым песком и прослоями торфа (175–255 см; 2.65–1.85 м н. у. м.). Мокрый торф и пески, залегающие вблизи уровня сизигийного отлива и ниже (255–305 см; 1.85–1.35 м н. у. м.), на георадарных профилях не видны. На продольном профиле (рис. 5.III) верхняя граница ГК(4) образует два “порога” на высотах ~1.7–1.8 и ~2.5–2.7 м н. у. м. Они разделяют ложбину на 3 части – южную, обращенную к аллювиально-морской террасе и эстуарию, центральную,

наиболее глубокую, и северную, срезанную береговым уступом.

Отложения, соотнесенные с ГК(3), сглаживают неровности дна. Слои наклонены от моря (рис. 4.III), а в поперечном сечении залегают субгоризонтально (рис. 5.II). Судя по изображению на радарограмме, низы толщи обводнены или имеют более глинистый состав, что соответствует в разрезе берегового уступа тонкому переслаиванию мокрого опесчаненного торфа и алевроита (105–175 см; 3.35–2.65 м н. у. м.). Верхняя, более сухая и песчаная часть ГК(3), представлена переслаиванием торфа и гумусированных песков (82–105 см; 3.58–3.35 м н. у. м.), сменяющихся вверх по разрезу мелкозернистым песком с прослоями неразложившихся злаков (0–82 см; 3.58–4.40 м н. у. м.).

Хронология и условия накопления отложений. Радиоуглеродный возраст и видовой состав диатомей установлены для отложений ложбин, врезаемых в береговые уступы вблизи корня приустьевой косы, и аллювиально-морской террасы (таблица, рис. 6.I).

В ложбине с высотой дна 7.5 м н. у. м. (разрез 260) снизу вверх вскрыты три горизонта:

Таблица. Радиоуглеродный и калиброванный возраст отложений

№ пп	Геоморфологическое положение и номера разрезов/скважин	Высота поверхности, м н. у. м.	Глубина отбора, м	Материал для датирования	Лабораторный индекс и номер	^{14}C дата	Калиброванный возраст, лет*		Координаты, (широта; долгота, (градусы))
							(1)	Медиана	
1	Ложбина на береговом уступе (разрез 260)	7.5	0.87–0.90	переслаивание песка и плохо разложившихся остатков растений	LU-10585	610 ± 100	541–657	600	66.355588; 41.951860
2			0.99–1.02	торф	LU-10586	830 ± 80	673–794	760	
3			1.85–1.87	торф	LU-10587	8650 ± 80	9534–9703	9640	
4	Ложбина на береговом уступе (разрез 249)	4.4	1.03–1.05	переслаивание торфа и песка	LU-10581	770 ± 60	663–732	700	66.358647; 41.957719
5			1.75–1.77	торф / алевроит	LU-10582	2900 ± 60	2957–3081	3040	
6			2.55–2.57	алевроит с включением торфа / торф	LU-10584	3220 ± 60	3372–3483	3440	
7			3.04–3.05	торф / песок	LU-10583	3440 ± 80	3613–3730	3700	
8	Аллювиально-морская терраса в тылу приустьевой косы (скв. 247)	3.0	0.62–0.67	торф	LU-10943	2120 ± 70	1993–2154	2100	66.347397; 41.956216
9			0.69–0.74	торф / песок	LU-10580	2270 ± 110	2105–2372	2270	
10			0.93–0.98	переслаивание торфа и алевроита	LU-10944	3340 ± 90	2874–3144	3010	

* Даты, калиброванные по кривой MARINE20 [36], выделены жирным курсивом.

1. Регрессивная серия минеральных отложений, накопившихся ранее ~9.7 тыс. кал. л. н.: алевроит с включениями песка и тонкого растительного детрита (315–266 см), мелко-тонкозернистый песок (266–192 см), тонкозернистый песок с гравием, галькой и тонким растительным детритом (192–187 см; ~5.6 м н. у. м.). Верхняя часть горизонта криотурбирована. Отложения не содержат кремниевых микрофоссилий. 2. Торф буро-коричневый плотный с обломками ветвей деревьев (99–187 см; ~9.7–0.8 тыс. кал. л. н.). Низы торфа не содержат диатомей, выше 145 см появляются пресноводные (болотные) виды диатомей из родов *Pinnularia* и *Eunotia*. 3. Эоловые

пески с тонкими прослоями неразложившихся растительных остатков и торфа (0–99 см; позже ~0.8 тыс. кал. л. н.). Пески содержат те же виды диатомей. Для одного из прослоев торфа, фиксирующих время ослабления выноса песка из БЗ, получена дата ~0.6 тыс. кал. л. н.

В ложбине с высотой дна 4.4 м (разрез 249, рисунки 4, 6.1) эоловые пески с остатками растительных и тонкими прослоями торфа (0–105 см) накопились позже ~0.7 тыс. кал. л. н. Ранее здесь чередовались этапы накопления преимущественно органогенных (105–175 см, ~3.0–0.7 тыс. кал. л. н.; 255–305 см, ~3.7–3.4 тыс. кал. л. н.) и минеральных (175–255 см, ~3.4–3.0 тыс. кал. л. н.;

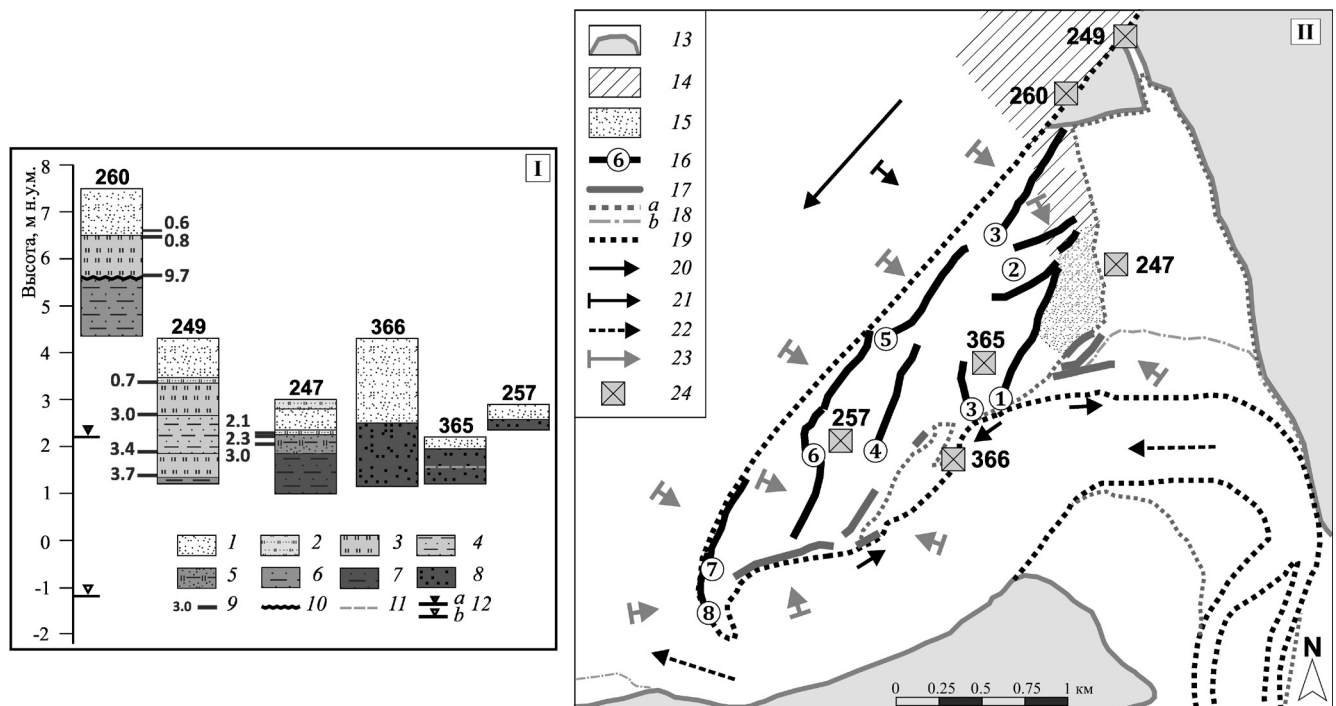


Рис. 6. Обобщенные разрезы отложений (I) и последовательность развития рельефа приустьевой части эстуария р. Майды в голоцене (II). Условные обозначения: (I). ГЕНЕЗИС И СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ: Эоловые: 1 – песок от мелко- до крупнозернистого, с включениями остатков растений и оторфованными прослоями; диатомей пресноводные или отсутствуют. Болот и мелких пресноводных водоемов; диатомей пресноводные или отсутствуют: 2 – переслаивание торфа и песка; 3 – торф, переслаивание торфа и алевроита; 4 – алевроит с разнотонким песком и прослоями торфа. Приливно-отливной зоны: 5 – марша и приливных осушек; торф с алевроитом и песком, алевроит, тонко- и мелкозернистый песок; комплекс морских и солоноватоводных диатомей. Прибрежно-морские: 6 – мелеющих водоемов с неуставленной соленостью и спокойными гидродинамическими условиями; алевроит и мелко-тонкозернистый песок с растительным детритом; диатомей не обнаружены; 7 – заливов со спокойными гидродинамическими условиями; алевроит и тонкозернистый песок; комплекс морских диатомей; 8 – береговой зоны с активными гидродинамическими условиями; песок средне- и крупнозернистый, иногда с гравием и галькой, горизонтально или наклонно слоистый; 9 – возраст (тыс. кал. л. н.); 10 – эрозионный контакт, подчеркнутый криотурбированным горизонтом; 11 – уровень грунтовых вод; 12 – уровень моря: (a) – в полную воду сизигии, (b) – в малую воду сизигии. (II). ПРЕДПОЛАГАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ РЕЛЬЕФА во время максимума позднеледниковой трансгрессии: 13 – берега эстуария, 14 – отмели, приуроченные к выступам доголоценового рельефа и/или впоследствии размытые морем участки суши. ФОРМЫ ПРИБРЕЖНОГО РЕЛЬЕФА, образовавшиеся в конце голоценовой трансгрессии (ранее ~3.7–3.0 тыс. кал. л. н.) и при понижении уровня до современного (позже ~3.0 тыс. кал. л. н.): 15 – наиболее древняя генерация дюн; 16–17 – авандюны, формировавшиеся из наносов, поступивших со стороны: 16 – моря (цифра – номер генерации), 17 – эстуария; 18–19 – положение береговой линии в полную воду: 18 – в интервале времени ~3.0–2.0 тыс. кал. л. н., предполагаемое: a) ~2.5 м н. у. м., б) ~2 м н. у. м.; 19 – современное (~1.5 м н. у. м.). НАПРАВЛЕНИЯ ПОТОКОВ НАНОСОВ: 20 – вдольбереговых, 21 – поперечных, 22 – стокоего течения р. Майды, 23 – генеральное направление ветров, сформировавших авандюны. ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ: 24 – положение разрезов.

305–310 см, ранее ~3.7 тыс. кал. л. н.) отложений. Залегающие в основании разреза пески (305–310 см) не содержат кремниевых микрофоссилий. Выше в нескольких горизонтах (254–290, 190–212 и 70–92 см) отмечены пресноводные (болотные) виды диатомей из родов *Pinnularia* и *Eunotia*.

В отложениях аллювиально-морской террасы (скважина 247; устье 3.0 м н. у. м.) зафиксирован постепенный переход от морских к пресноводным обстановкам накопления осадков. В низах разреза (121–355 см) алеврит и тонкозернистый песок содержат морские виды диатомей (*Delphineis surirella*, *Scolioneis tumida*, *Navicula digitordiata*, *Paralia sulcata* и др.). В алеврите с тонкими органическими остатками (100.5–121 см), средне- и мелкозернистом песке (98–100.5 см) и низах опесчаненного торфа (74–98 см) с возрастом подошвы (93–98 см) ~3.0 тыс. кал. л. н. наблюдается постепенная смена морских диатомовых ассоциаций пресноводными. Доминируют солоноватоводные и пресноводно-солоноватоводные виды: *Diploneis ovalis*, *D. interrupta*, *Navicula kefyigensis*, *N. peregrina*, *Caloneis weistii*, *Pinnularia bottnica* и др., в то время как морские виды постепенно выпадают из состава диатомовых ассоциаций. В торфе отмечаются виды, характерные для отложений марша (*Cosmioneis pusilla*, *Pinnularia lagerstedtii*). Выше, в осадках, накапливавшихся позже ~2.3 тыс. кал. л. н. (рис. 6.1), присутствуют пресноводные виды диатомей (*Pinnularia* spp., *Stauroneis* spp.). Субэральные отложения представлены опесчаненным торфом (65–74 см), песком, переслаивающимся со слабо разложившимися остатками растений (21–65 см; позже ~2.1 м тыс. кал. л. н.), и верхним слоем опесчаненного торфа (0–21 см).

Таким образом, определены основные морфологические и литолого-стратиграфические реперы, которые позволяют в общем виде реконструировать последовательность развития рельефа приустьевой косы на фоне изменения ОУМ.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Источники питания прибрежных дюн на северо-востоке пролива Горло

Полученные нами оценки динамики берега за ~57 лет (рис. 1.III) существенно детализируют региональные данные [3]. В целом, скорость размыва береговых уступов изменяется закономерно, в зависимости от конфигурации БЛ и параметров волн. В районе м. Воронов берега, открытые наиболее частым и сильным волнам СВ румбов, отступали быстрее (1–3.7 м/год), чем берега про-

лива Горло (0.5–1.5 м/год), защищенные от волн ЮЗ-СЗ румбов подводными грядами (рис. 1). Соответственно изменяется объем наносов, поступающих в БЗ. От м. Воронов до р. Кедровки с 1 км берега поступало ~5–55 тыс. куб. м/год наносов (всего с участка ~100 тыс. куб. м/год), от р. Кедровки до руч. Мал. Кедровка — 5–25 тыс. куб. м/год (~30 тыс. куб. м/год), а от руч. Мал. Кедровка до корня северной приустьевой косы р. Майды — 1–60 тыс. куб. м/год (~180 тыс. куб. м/год). В сумме это на два порядка больше, чем твердый сток рек и ручьев (~8 тыс. куб. м/год) (рис. 1.III). При этом не менее ~20% отложений береговых уступов составляют пески (по рис. 3 в [32]).

Присутствие на ПБС и осушке береговых валов позволяет говорить об участии в питании берега наносов, поступающих с поперечными потоками [14, 15], а отклонения кос и устьев рек — о наличии вдольбереговых потоков наносов, направленных от м. Воронов на ЮЗ в пролив Горло и на ЮВ — в Мезенский залив. Также были интерпретированы направления потоков наносов по данным анализа донных осадков [16].

По геоморфологическим данным участки аккумуляции наносов и выноса из БЗ песков выявлены в ~7–16 км юго-западнее м. Воронов (к ЮЗ от устья р. Кедровки) и в районе устья р. Майды. На первом из них формы рельефа, указывающие на частичную разгрузку потока наносов и вынос из БЗ песков, — приложенные низкие террасы, крупные ареалы “дюн на береговых уступах” и современные авантюны тяготеют к небольшим выпуклым перегибам БЛ и/или вершинам ложбин на бенче. По-видимому, значительная доля песков здесь поступает на берег в результате поперечного переноса.

В районе устья р. Майды начало разгрузки наносов маркирует появление “дюн на береговых уступах”, прирученное к вогнутому перегибу БЛ в ~2 км к СВ от корня приустьевой косы. Мощная аккумуляция песков, образовавших на приустьевом взморье реки обширную авандельту, связана, по-видимому, с блокировкой потока наносов стоковым и приливо-отливными течениями. Незначительную роль аллювиального стока в питании береговых форм и дюн подчеркивают существенно меньшие размеры приустьевой косы и эоловых форм на левобережье реки (рис. 1.III). Похожая ситуация была отмечена также в устье р. Ручьи на восточном берегу Горла [17].

Таким образом, источником песков для “дюн на береговых уступах”, северной приустьевой косы р. Майды и сформировавшихся на ней авантюн является протяженный поток наносов

СВ-ЮЗ направления, подпитываемый песками с береговых уступов и бенча. Современный размыв приустьевых кос р. Майды и примкнувших террас на северо-востоке участка позволяет предположить, что во время их формирования, т.е. при более высоком положении ОУМ, мощность потока наносов была большей.

*Изменение относительного уровня моря
и развитие прибрежных дюн устьевой
области р. Майды в голоцене*

Полученные данные позволяют с разной достоверностью восстановить изменения ОУМ во время позднеледниковой и голоценовой трансгрессий. В условиях значительных приливных колебаний уровня, характерных для СВ пролива Горло в настоящее время, и отсутствия достоверных данных об изменениях режима приливов в прошлом, положение ОУМ характеризует высоту уровня моря в прилив, а не его средний уровень.

Уровень позднеледниковой трансгрессии в приустьевой части эстуария маркируют, вероятно, расширения ложбин на высотах до 8–9 м н. у. м. Эстуарий представлял собой глубоко вдающийся в сушу ингрессионный залив, берега которого в современном рельефе распознаются по эрозионным уступам. Мористые берега эстуария, как и береговая линия пролива в целом, могли находиться в районе внешнего края бенча [16]. На баренцевоморском и беломорском побережьях Кольского полуострова трансгрессия датирована интервалом ~13.8–11.5 тыс. кал. л. н. [13, 23], а на восточном побережье Горла завершилась на высоте ~6 м н. у. м. ранее ~12.1 тыс. кал. л. н. [17, 24]. В проливе в это время существовал приледниковый бассейн со спокойными гидродинамическими условиями, имевший связь с морем и большую часть года закрытый сезонным льдом [21]. Продолжительность ледового периода в конце трансгрессии в Двинском заливе составляла около 8–10 месяцев [35]. Т.е. 2–4 месяца волны могли воздействовать на берег. На дне пролива накапливались глины или алевриты с постоянной примесью песка и гравия [21]. В устье р. Майды с позднеледниковой трансгрессией могут быть с большой осторожностью сопоставлены отложения, отнесенные к ГК(2**). Осадки облекали неровности ледникового рельефа, становясь на отмелях более грубыми. Во время завершения трансгрессии накопились, вероятно, пески и алевриты, вскрытые в береговых уступах в районе корня косы. Хронология трансгрессии в районе исследования пока не может

быть восстановлена. Даты ~9.9 тыс. кал. л. н. из торфа, перекрывающего осадки трансгрессии на северо-западе Горла [9], и ~9.7 тыс. кал. л. н. из разреза 260 (таблица, рис. 6.І), соответствуют региональному этапу накопления торфа [8] во время раннеголоценовой регрессии (~11.5–9.8 тыс. кал. л. н. [13]). ОУМ понижался в это время до ~20 м ниже современного [16, 21].

Максимальный уровень голоценовой трансгрессии в устье р. Майды по морфологическим данным не был выше ~3 м. Время ее максимума не определено, а хронология завершения может быть восстановлена относительно подробно. На месте аллювиально-морской террасы во время трансгрессии существовал мелководный залив эстуария, защищенный от морских волн отмелью. Обмеление началось здесь ~3.0 тыс. кал. л. н., а субаэральный режим установился ~2.3 тыс. кал. л. н. при уровне воды в полную воду ~2–2.1 м н. у. м. (разрез 247 на рисунках 2, 6.І). О незначительных колебаниях уровня косвенно свидетельствуют изменения режима осадконакопления в бессточной ложбине, отделенной от эстуария “порогами” (разрез 249 на рисунках 5, 6). По данным диатомового анализа, морские воды в ложбину не проникали. Однако изменение уровня грунтовых вод и, следовательно, условий накопления осадков в ложбине были связаны, вероятно, с колебаниями ОУМ около ~2.5–2.7 м н. у. м., вблизи гребня наиболее высокого “порога”. Уровень воды в ложбине впервые понизился ~3.7 тыс. кал. л. н., вероятно, при ОУМ ниже ~2.5 м н. у. м. вновь стал незначительно выше в интервале ~3.4–3.0 тыс. кал. л. н., после чего в ложбине накапливались слоистые органо-минеральные отложения, характерные для прибрежных болот [17]. Таким образом, по датам из разрезов 247 и 249, понижение уровня началось ~3.0 тыс. кал. л. н., а после ~2.3 тыс. кал. л. н. он стал ниже ~2 м н. у. м. (рис. 6.І). С трансгрессией и ее завершением могут быть ассоциированы преимущественно песчаные толщи ГК(2*), сформировавшие поверхность приустьевой косы (2–2.5 м н. у. м.).

Наиболее древняя, юго-восточная, часть косы в конце трансгрессии, по-видимому, представляла собой бар, формировавшийся на отмели, приуроченной к выступу доголоценового рельефа (14 на рис. 6.ІІ). В основании массива дюн здесь видны фрагменты наиболее древней авандюны (ГК(1**) на рис. 4.ІІ). Залегание слоев позволяет предположить, что авандюна не меняла своего положения, а была захоронена песками, поступающими с берега моря. Коса

генерации 1, причленившаяся к перевеянным барам (рис. 6. II), блокировала дюны от источника наносов, что способствовало их зарастанию. Ориентировка дюн генерации 2 указывает на эпизод изменения направления ветров или конфигурации БЛ из-за размыва коренного берега. Последующие генерации авандюн, включая активные в настоящее время (генерации 7 и 8), формировались при направлениях потока наносов и ветров, аналогичных современным. Положение фрагментов захороненных авандюн и относительно простое, в целом, залегание слоев дают основание предположить, что эти авандюны также не смещались вглубь суши и были впоследствии надстроены. Это свидетельствует, вероятно, о быстрой проградации берега при колебаниях ОУМ на высотах 2–2.5 м н. у. м. и мощном потоке наносов, поступавших с СВ.

Образование наиболее древних дюн на юго-востоке косы можно соотнести с первым понижением ОУМ до ~2.5 м н. у. м. (~3.7 тыс. кал. л. н.), а генераций авандюн 1–6 – с интервалом ~3.7–2.3 тыс. кал. л. н., когда уровень колебался на 2–2.5 м н. у. м. Коса и авандюны формировались в условиях уменьшения продолжительности ледового периода [35], а в интервале ~3.3–2.4 тыс. кал. л. н. – высокой штормовой активности, связанной с изменениями циркуляции океана и атмосферы [39]. Это благоприятствовало активизации береговых и эоловых процессов. Дистальная часть косы с хорошо сохранившимися береговыми валами, а также низкие песчаные террасы на левобережье р. Майды и северо-востоке Горла образовались позже ~2.3 тыс. кал. л. н. в условиях понижения ОУМ до современного и меньшей волновой активности.

Перевеивание дюн и вынос из БЗ песков, судя по датам из подошвы эоловых отложений, стали сильнее ~2.1 и ~0.8–0.7 тыс. кал. л. н. (рис. 6. I). Активизация эоловых процессов ~0.9–0.5 тыс. кал. л. н. отмечена также на других берегах Белого моря [17, 18] и Северной Атлантики [например, 27, 34, 39] и имеет циркуляционные причины [39, 41].

ВЫВОДЫ

По данным дешифрирования КС за 1963–2021 гг., средняя скорость отступления берега на участке от м. Воронов до устья р. Майды изменялась от 0.5 до 3.7 м/год. Максимальные скорости разрушения берега (1–3.7 м/год) отмечены в районе м. Воронов. На северо-восточных берегах пролива Горло, блокированных от воздействия

наиболее сильных волн подводными грядами, берег отступал на 0.5–1.5 м/год.

Средний объем наносов, поступающих в БЗ от размыва береговых уступов, превышает 200 тыс. куб. м/год, что на два порядка больше, чем твердый сток рек по оценкам [3].

Источником питания “дюн на береговых уступах” и крупного ареала авандюн, сформировавшегося на приустьевой косе р. Майды, является протяженный СВ-ЮЗ поток наносов, который транспортирует материал, поступающий с береговых уступов и подводного берегового склона. Важным источником поступления песков являются позднеледниковые отложения, залегающие под мореной последнего оледенения.

В районе устья р. Майды положение ОУМ во время позднеледниковой трансгрессии не было выше 8–9 м, а во время голоценовой трансгрессии – ~3 м н. у. м. В конце голоценовой трансгрессии (~3.7–2.3 тыс. кал. л. н.) ОУМ колебался на отметках ~2.5 м, после ~2.3 тыс. кал. л. н. стал ниже 2–2.1 м н. у. м., а затем понижался до современного. Анализируя ход изменения ОУМ, необходимо учитывать, что величина современных приливов и нагонов сопоставима с долгосрочными изменениями уровня моря, поэтому индикаторы положения ОУМ могут быть искажены.

Формирование реликтовой части северной приустьевой косы р. Майды с комплексом авандюн можно сопоставить с этапом завершения голоценовой трансгрессии и понижением ОУМ до отметок около ~2.5 м н. у. м. (~3.7–2.3 тыс. кал. л. н.). В это время морфолитодинамические процессы на северо-востоке Горла были интенсивнее современных. После потери непосредственной литодинамической связи с БЗ авандюны были стабилизированы растительностью и надстроены песком, поступавшим от перевеивания более молодых генераций и, опосредованно, из БЗ.

Отмечены два этапа активизации перевеивания прибрежных дюн и выноса из БЗ песков – ~2.1 и после ~0.8–0.7 тыс. кал. л. н.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта РНФ № 22–27–00499.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астафьев Б.Ю., Богданов Ю.Б., Воинова О.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:1000 000 (третье поколение). Сер. Балтийская. Л. Q-37 – Архангельск. Объяснительная записка. СПб.: Карт. ф-ка ВСЕГЕИ, 2012. 302 с.

2. Атлас “Климат морей России и ключевых районов Мирового океана”. Белое море. ЕСИМО. 2007. [Электронный ресурс] http://www.esimo.ru/atlas/index_atlas.html (дата обращения 06.05.2023)
3. *Атласов Р.Р., Смирнов И.Г., Берендеев Н.С.* Отчет по опережающему геоэкологическому картированию масштаба 1:1000000 прибрежно-шельфовой зоны Белого и Баренцева морей РФ на основе дистанционных методов. М.: Аэрогеология, 2001. 300 с.
4. *Бадюкова Е.Н., Соловьева Г.Д.* Прибрежные эоловые формы и колебания уровня моря // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 1. С. 139–146.
5. *Варейчук Н.С., Игнатов Е.И.* Геоморфологическая карта дна Белого моря // *Геоморфология*. 1989. № 1. С. 67–72.
6. Геокриологическая карта СССР, масштаб 1:2 500 000. / Под ред. Кудрявцева В.А., Ершова Э.Д. Винница: Винницкая картографическая фабрика, 1996. 16 с.
7. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР*. Т. 2. Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Глуховского Б.Х., Терзиева Ф.С. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 240 с.
8. *Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К.* Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 242 с.
9. *Журавлев В.А., Куприн В.Ф., Лукьянова Л.И. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Сер. Мезенская. Лист Q-38 – Мезень. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 311 с.
10. *Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Ручкин М.В. и др.* Побережье Белого моря в пределах Русской плиты в позднем неоплейстоцене // *Изв. РАН. Сер. географическая*. 2022. Т. 86. № 6. С. 898–913.
11. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
12. Карта Белого моря. 2006. [Электронный ресурс] [https://ru.wikipedia.org/wiki/Белое_море#/media/Файл: White_Sea_map_ru.png](https://ru.wikipedia.org/wiki/Белое_море#/media/Файл:White_Sea_map_ru.png) (дата обращения 15.01.2022)
13. *Корсакова О.П.* Побережье Белого моря в пределах Фенноскандинавского кристаллического щита в неоплейстоцене и голоцене // *Изв. РАН. Сер. географическая*. 2022. Т. 86. № 6. С. 883–897.
14. *Леонтьев И.О.* Морфодинамические процессы в береговой зоне моря. Saarbrücken, Deutschland: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2014. 251 с.
15. *Леонтьев О.К.* Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1961. 418 с.
16. *Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В.* Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.
17. *Репкина Т.Ю., Кублицкий Ю.А., Леонтьев П.А. и др.* Изменение относительного уровня Белого моря в позднеледниковье – раннем голоцене (восточный берег пролива Горло, озеро Средняя Треть) // *Геоморфология и палеогеография*. 2023. Т. 54. № 4. С. 105–130.
18. *Репкина Т.Ю., Яковлева А.П.* Эоловый рельеф побережья Белого моря: типизация и распространение // *Океанология*. 2023. Т. 63. № 5. С. 813–823
19. *Сафьянов Г.А.* Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1996. 400 с.
20. *Сафьянов Г.А., Соловьева Г.Д.* Геоморфология дна и берегов Белого моря // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5: География*. 2005. № 3. С. 54–62.
21. *Соболев В.М.* Состав, стратиграфия позднечетвертичных отложений Горла Белого моря и основные черты его палеогеографии // *Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена*. М.: МГУ, 2008. С. 144–156.
22. *Старовойтов А.В.* Интерпретация георадиолокационных данных. М.: МГУ, 2008. 192 с.
23. *Толстоброва А.Н., Корсакова О.П., Толстобров Д.С.* Позднеледниково-голоценовая стратиграфия донных отложений из котловин малых изолированных озер баренцевоморского побережья (Кольский регион) // *Вестн. геонаук*. 2022. № 6. С. 26–37.
24. *Шилова О.С., Зарецкая Н.Е., Репкина Т.Ю.* Голоценовые отложения юго-восточного побережья Горла Белого моря: новые данные диатомового и радиоуглеродного анализов // *Докл. РАН*. 2019. Т. 488. № 6. С. 661–666.
25. *Baranskaya A.V., Khan N.S., Romanenko F.A. et al.* A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast // *Quart. Sci. Rev.* 2018. V. 199. P. 188–205.
26. *Bird E.C.F.* Coastal geomorphology: an introduction. NJ: Wiley, 2008. 411 p.
27. *Clarke M., Rendell H.* The impact of North Atlantic storminess on western European coasts: A review // *Quat. Int.* 2009. V. 195. P. 31–41.
28. *Farrell E.J., Delgado Fernandez I., Smyth T. et al.* Contemporary research in coastal dunes and aeolian processes // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2023. P. 1–9.
29. *Hesp P.A.* Foredunes and Blowouts: initiation, geomorphology and dynamics // *Geomorphology*. 2002. V. 48. Iss. 1–3. P. 245–268.
30. *Hesp P.* Dune Coasts // *Treatise on Estuarine and Coastal Sci.* 2011. V. 3. P. 193–221.
31. *Hesp P.* Conceptual models of the evolution of transgressive dune field systems // *Geomorphology*. 2013. V. 199. P. 138–149.
32. *Larsen E., Kjør K.H., Demidov I. et al.* Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia // *Boreas*. 2006. V. 35. P. 394–424.
33. *Myslenkov S., Samsonov T., Shurygina A. et al.* Wind Waves Web Atlas of the Russian Seas // *Water*. 2023. V. 15(11). P. 2036.

34. *Nielsen P.R., Dahl S.O., Jansen H.L.* Mid- to late Holocene aeolian activity recorded in a coastal dunefield and lacustrine sediments on Andøya, northern Norway // *The Holocene*. 2016. V. 26(9). P. 1486–1501.
35. *Polyakova Y., Agafonova E., Novichkova E., de Vernal A.* Holocene Paleoenvironmental Implications of Diatom, Non-Pollen Palynomorph, and Organic Carbon Records from the Kandalaksha Bay of the White Sea (European Arctic) // *Geosciences*. 2023. V. 13. P. 56.
36. *Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al.* The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP) // *Radiocarbon*. 2020. V. 62. P. 725–757.
37. *Ruz M.-H., Hesp P.A.* Geomorphology of high-latitude coastal dunes: a review // *Geological Society, London, Special Publications*. 2014. V. 388. P. 199–212.
38. *Sloss C.R., Shepherd M., Hesp P.A.* Coastal Dunes: Geomorphology // *Nature Education Knowledge*. 2012. V. 3(3). 2.
39. *Sorrel P., Debret M., Billeaud I. et al.* Persistent non-solar forcing of Holocene storm dynamics in coastal sedimentary archives // *Nature Geoscience*. 2012. V. 5. P. 892–896.
40. *Stuiver M., Reimer P.J.* Extended ^{14}C Data Base and Revised CALIB3.0 ^{14}C Age Calibration Program // *Radiocarbon*. 1993. V. 35. № 1. P. 215–230.
41. *Wanner H., Solomina O., Grosjean M. et al.* Structure and origin of Holocene cold events // *Quat. Sci. Rev.* 2011. V. 30(21–22). P. 3109–3123.
42. WXTide32 – a free Windows tide and current prediction program [Электронный ресурс]. <http://www.wxtide32.com> (дата обращения: 20.01.2022)

COASTAL DUNES OF THE MAIDA RIVER ESTURARY AREA (ZIMNIY COAST OF THE WHITE SEA): STRUCTURE AND HISTORY OF DEVELOPMENT

**T. Yu. Repkina^{a, b, c, *}, P. A. Leontiev^b, A. K. Krekhov^d,
E. D. Vyatkin^e, A. V. Orlov^b, N. N. Lugovoy^{a, e}, O. S. Shilova^e**

^a *Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

^b *Herzen State Pedagogical University of Russia, Saint Petersburg, Russia*

^c *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^d *Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia*

^e *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

* e-mail: t-repkina@yandex.ru

In the NE of the Gorlo Strait of the White Sea interpretation of satellite images, geomorphological and ground penetrating radar profiling, aerial photography and topographic survey of coastal terraces and dunes, diatom analysis and ^{14}C dating of sediments were carried out. The patterns of morphodynamics of coastal and aeolian relief have been established. At the mouth of the Maida River were reconstructed relative sea level changes and the sequence of relief evolution over ~3.7 cal ka BP. Cliff-top dunes are formed on the erosive coasts of the Strait, and on the mouth spit of the Maida River is a foredune plaine. The source of sediment supply for coastal dunes is an extensive sediment flow from NE to SW. Sediment input mainly from the scarp erosion (0.5–3.7 m/year) and from the shoreface, and the role of alluvial runoff is insignificant. At the mouth of the Maida River spit and foredunes have been evolve since the end of the Holocene transgression (~3.7–2.3 cal ka BP). The sea level at mean high water at this time was slightly higher (up to ~2.5 m a. s. l.), and coastal processes were significantly more intense than modern ones. Then, against the background of a decrease in sea level and weakening sediment flows, the growth of the spit slowed down. The ancient foredunes were stabilized by vegetation. Aeolian processes have been activated ~2.1 and after ~0.8–0.7 cal ka BP.

Keywords: coastal dunes, morphodynamics, relative sea level, foredune plains, Holocene, Zimniy Coast