

УДК 550.+551.435.36.042(470.23)

А. Ю. СЕРГЕЕВ, Д. В. РЯБЧУК, В. А. ЖАМОЙДА, И. А. НЕЕВИН,
О. В. ДРОНЬ (ВСЕГЕИ)

ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЛИТОМОРФОДИНАМИЧЕСКОЙ АНОМАЛИИ В ЮЖНОЙ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ ФИНСКОГО ЗАЛИВА (РАЙОН ПОС. БОЛЬШАЯ ИЖОРА)

Рассматриваются результаты геолого-геофизических исследований ВСЕГЕИ в южной береговой зоне восточной части Финского залива. Выявлены закономерности современных и голоценовых литоморфодинамических процессов. Анализ геологического строения и литодинамики изученного участка береговой зоны подтверждает гипотезу о более низких, чем это предполагалось ранее, уровнях регрессий, а также доказывает существование ряда флуктуаций уровня моря на протяжении позднего голоцена.

Ключевые слова: *голоцен, песчаные косы, подводные террасы, литоморфодинамика, восточная часть Финского залива.*

The paper presents results of geological and geophysical research of coastal accretion forms, founded by VSEGEI in the southern coastal zone of the Gulf of Finland. Appropriateness of recent and Holocene litho- and morphodynamics are analyzed. Detailed investigation of geology and lithodynamics of the study area supports the hypothesis of lower sea regression level as well as occurring of several sea-level fluctuations during Late Holocene, than it was suggested before.

Keywords: *Holocene, sand spits, submarine terraces, lithodynamics, Eastern Gulf of Finland.*

Участок южной береговой зоны в районе пос. Большая Ижора с геологической, палеогеографической и литодинамической точек зрения уникален не только для Финского залива, но и для Балтийского моря в целом. Из общей протяженности береговой линии российской части залива (904 км) зоны устойчивой песчаной аккумуляции с образованием сложных песчаных кос составляют не более 14 км (1,5%) [3]. Преобладание ледниковых отложений в геологическом строении береговых зон как выше, так и ниже уровня моря обуславливают формирование на прибрежных мелководьях обширных валунных бенчей и возникновение дефицита осадочного материала [16]. К зонам устойчивой аккумуляции относятся локальные участки выровненного песчаного берега с пляжами полного профиля и комплексами дюн в Нарвском заливе (18 км), а также в районе пос. Солнечное – г. Сестрорецк (7 км).

Береговая зона в районе пос. Большая Ижора представляет собой широкую полосу песчаных кос различных генераций, напоминающих по строению т. н. косы азовского типа (серии кос с завихрениями конфигурации в их головной части) [9]. Между косами и берегом расположены постепенно отчленяемые от акватории зарастающие лагуны. В строении песчаных кос выделяются как современные, так и реликтовые песчаные формы (реликтовые косы), расположенные в надводной части постлиториновой террасы.

Ежегодные наблюдения и ретроспективный анализ материалов дистанционного зондирования (аэро- и космосъемки) показали, что литоморфодинамические процессы здесь исключительно активны. На участке развития песчаных кос к за-

паду от устья р. Черная при размыве, транзите и аккумуляции песчаных наносов контур береговой линии приобрел специфические волнообразные очертания.

Выполненное в 2010–2013 гг. детальное изучение геологического строения песчаных кос и аккумулятивных форм рельефа прилегающих мелководий, а также их пространственных взаимоотношений позволило, учитывая принципы литодинамики, пересмотреть сложившиеся взгляды на палеогеографию рассматриваемого участка береговой зоны в позднем голоцене.

Материалы и методы исследований. С 2004 г. ВСЕГЕИ ведет геолого-геоморфологические исследования прибрежных аккумулятивных образований южного побережья Финского залива в районе пос. Большая Ижора. В 2007–2008 гг. впервые выполнено георадиолокационное профилирование в восточной части исследуемой площади (шесть профилей протяженностью 960 м). В 2012 г. георадарное профилирование осуществлено в западной и центральной части площади вдоль гребней и вкrest простираения реликтовых кос (длина профилей 2 км). Применен георадар SIR System-2000 производства фирмы GSSI (США). Приемопередающей антенной служила дипольная антенна 5106 с центральной частотой излучения 200 МГц, глубина зондирования 5–7 м. Оптимальный диапазон регистрации выбирался на предварительном этапе настройки аппаратуры. Для топографического нормирования данных георадиолокации (привязки радарограммы к рельефу дневной поверхности) по аналогичной сети профилей выполнены нивелировки (рис. 1).

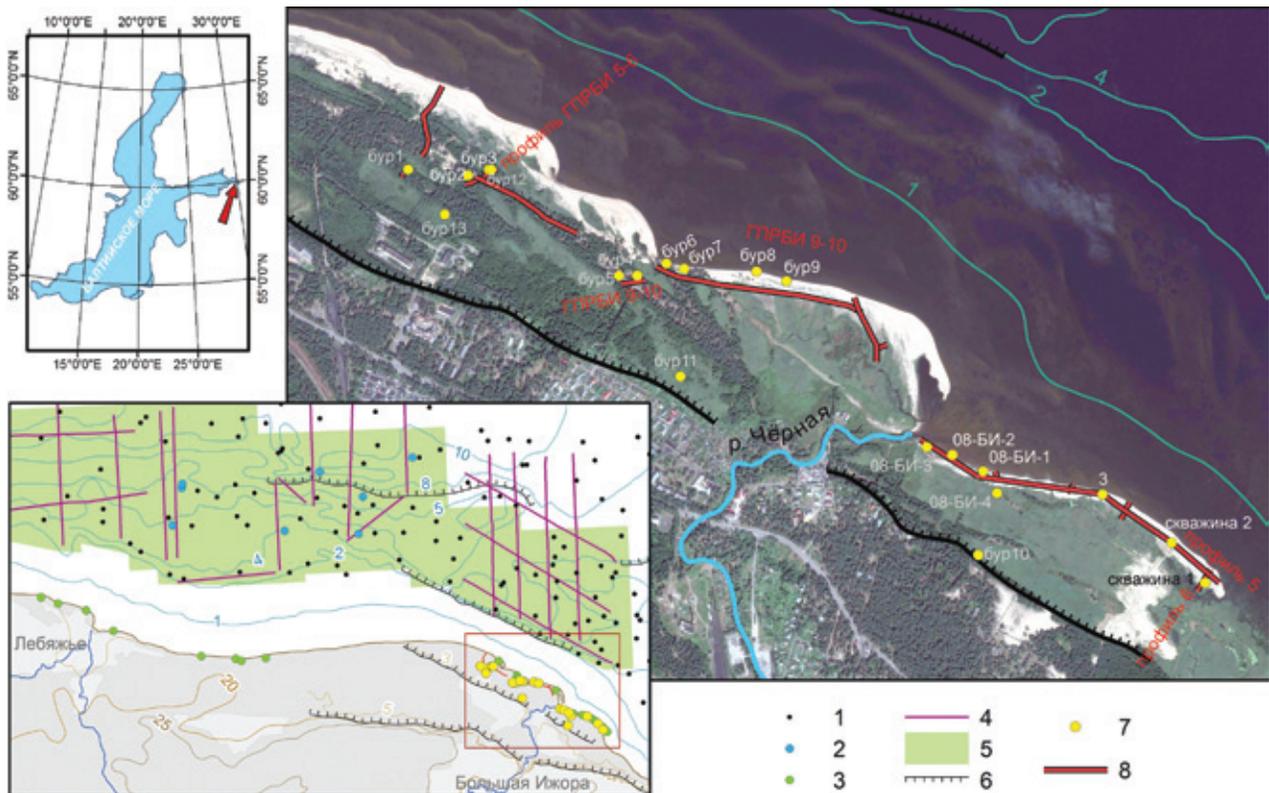


Рис. 1. Карта фактического материала

1 – станции донного пробоотбора; 2 – станции вибробурения; 3 – береговые точки наблюдения; 4 – линии сейсмо-акустического профилирования; 5 – площадь покрытия поверхности дна (съемка гидролокатором бокового обзора); 6 – эрозионный уступ; 7 – точки неглубокого бурения; 8 – георадарные профили

Данные георадиолокации обрабатывались с помощью программного пакета РАДАН. Выбор скорости прохождения электромагнитных волн по разрезу, необходимой для перестройки вертикального масштаба профилей из временного (наносекундного) в глубинный (метрический), проводится с помощью программных процедур обработки георадиолокационного разреза. Для данного типа разреза средняя скорость прохождения электромагнитной волны 10,0 см/нс. По всем профилям были построены геолого-геофизические разрезы.

Для заверки геофизических данных и получения материала для гранулометрического анализа и определения абсолютного возраста образцов выполнено неглубокое интерпретационное бурение четырех скважин в 2008 и 13 скважин в 2012–2013 гг. (глубина скважин 1,5–3 м) с отбором образцов осадков из различных слоев. Бурение осуществлялось с помощью бензобура STINL BT 121, снабженного шнековым почвенным буром и двумя удлинителями штока. Средняя глубина скважин диаметром 12 см около 2 м. На подготовительном этапе снимался верхний слой почвы размером 40 × 40 и глубиной 30–40 см. Бурение велось поэтапно на глубинах от 30 до 60 см. Образцы отложений отбирались со шнека бура. Образцы реликтовых лагунных илов для абсолютного датирования также отобраны в зонах современной абразии (размыва) дистальных участков кос, где илы в настоящее время выходят на дневную поверхность в пределах пляжа, либо обнажаются на дне залива, либо перекрываются незначительным по мощности слоем песков.

Датирование образцов реликтовых лагунных илов выполнено в 2008 г. в Изотопном центре

ВСЕГЕИ (три образца радиоуглеродным методом и семь образцов изотопным анализом на Pb^{210}) с помощью жидкостно-сцинтилляционного альфа-бета-спектрометра «Quantulus 1220». Датирование методом Pb^{210} показало, что их возраст превышает 100 лет. При радиоуглеродном датировании для перехода к возрасту в календарных годах (кал. л. н.) с помощью программы Calib 5.0 (calib.qub.ac.uk/calib) проведена калибровка по кривой Marine04 [21]. Радиоуглеродный анализ образцов палеопочв, полученных при бурении в 2012 г. (табл. 1, 2), выполнен в изотопной лаборатории Центра природных исследований Литвы (Вильнюс).

В отделе региональной геоэкологии и морской геологии ВСЕГЕИ проводился 19-фракционный гранулометрический анализ образцов песчаных осадков ситовым методом с использованием анализаторной просеивающей машины AS 200 с управлением «g» фирмы Retsch.

Таблица 1

Результаты определения абсолютного возраста глины с растительными остатками (Изотопный центр ВСЕГЕИ)

Образец	Интервал по разрезу (м)	Радиоуглеродный возраст (л. н.)	Календарный возраст (кал. л. н.)
08-БИ-3	20–30 см	1800 ± 170	1531÷1902
08-БИ-10	110–115 см	2050 ± 220	1743÷1752
08-БИ-6	80–100 см	2500 ± 150	2366÷2390

**Результаты определения абсолютного возраста песка и остатков дерева и растительности
(Центр природных исследований Литвы)**

Образец	Интервал по разрезу (м)	Характеристика материала	Радиоуглеродный возраст (л. н.)	Календарный возраст (кал. л. н.)
БИ-бур-3	130–150 см	Песок с тонкодисперсным органическим веществом	2190 ± 100	2333÷2110
БИ-бур-3	130–150 м	Остатки дерева и растительности	3160 ± 60	3451÷3335
БИ-бур-9	100–110 см	Песок с тонкодисперсным органическим веществом	–	Современный
БИ-бур-6	90–110 м	То же	–	»

Для выявления кос различных возрастных генераций и оценки современных литоморфодинамических процессов проведен ретроспективный анализ аэро- и космоснимков (аэрофотосъемка высокого разрешения 1990 г. из архива НИИКАМ), находящихся в открытом доступе космоснимков Google Earth (даты съемки 20.08.2005, 22.08.2009, 18.07.2010, 16.08.2010, 18.03.2011, 03.08.2011), космоснимков высокого разрешения 2007 г. и GeoEye-1 (съемка 03.04.2012) PAN + MS (RGB+NIR) и WorldView-1 (съемка 28.06.2012) PAN сверхвысокого разрешения (0,5 м).

Прибрежные мелководья исследовались с помощью традиционного комплекса геолого-геофизических методов, включающего профилирование методом гидролокации бокового обзора по сети сблуженных профилей, перпендикулярных к береговой линии, со сплошным покрытием поверхности дна на глубинах 2–10 м (гидролокатор бокового обзора CM2 производства английской фирмы S-MAX Ltd), прецизионное эхолотирование по тем же профилям (эхолоты HUMMINBIRD, США, модели 450TX TRI BEAM и FURUNO), сейсмоакустическое профилирование (сейсмоакустический приборно-аппаратурный комплекс GEONT-HRP производства ООО «Спектр-Геофизика», Россия). Для интерпретации геофизических данных использовались данные поверхностного пробоботбора 2007–2013 гг., а также вибробурения, выполнявшегося на рассматриваемой площади в ходе геологической съемки шельфа (ГСШ-200) в 1989–1990 гг.

Результаты геолого-геофизических исследований субаэральной части береговой зоны. Южное побережье Финского залива в рассматриваемом районе представляет собой террасированную равнину. На расстоянии 20–30 км от современной береговой линии проходит уступ Балтийско-Ладожского глинта, протянувшийся в субширотном направлении и отделяющий Ордовикское плато (абс. высоты 100–150 м) от Предглинтовой низменности. Нижние структурные ярусы рельефа сформированы на литориновом и постлиториновом этапах развития Балтийского моря (с 8500 кал. л. н.). Слабонаклонная в сторону залива поверхность морской аккумулятивной равнины располагается на абс. отметках 10–12 м и отделена от расположенной гипсометрически выше озерно-ледниковой равнины четким абразионным уступом (высотой 3–7 м, с крутизной склонов 10–15°) или береговыми валами [4]. В районе пос. Большая Ижора ширина морской равнины максимальна, а ее уступ проходит на расстоянии 1,5 км от современной береговой линии,

в то время как западнее он расположен всего в нескольких десятках метров от берега (форт Красная Горка к западу от пос. Лебяжье). Как абразионные уступы максимальной фазы литориновой трансгрессии (около 7600 кал. л. н.) [23], так и береговые аккумулятивные формы этого времени имеют направление, близкое к современным формам аналогичного генезиса. В литориновом абразионном уступе обнажаются озерно-ледниковые образования, в том числе «классические» обнажения ленточных глин, описанные еще С. А. Яковлевым [17].

Самый нижний ярус рельефа представлен современными пляжами и другими аккумулятивными формами. К западу от рассматриваемого участка береговой зоны абразионный уступ, выработанный в морских литориновых песках, располагается на расстоянии менее 10 м от береговой линии. По данным геологической съемки (скв. 19, Лебяжье [4]), общая мощность надморенных образований около 20 м, из них мощность морских голоценовых отложений 3–4 м.

Как уже говорилось, на побережье в рассматриваемом районе расположена широкая полоса песчаных кос различных генераций (рис. 2, б), в строении которой выделяются как современные, так и реликтовые песчаные тела (древние косы). Древние косы и береговые валы, поросшие соснами, местами с открытыми полями песков, представляют собой реликтовые дюны, разделенные заболоченными межваловыми ложбинами. Максимальная ширина полосы развития кос до 700–800 м, длина реликтовых кос от сотен метров до 1,5 км, ширина до 50–250 м, относительная высота 3–4 м. Конфигурация реликтовых кос, являющаяся индикатором направления потока наносов, в целом соответствует современной.

Профили георадиолокации (георадара) ГПРБИ 5-6 и ГПР 9-10 (скважины бур 2-5) заложены вкрест простирания реликтовых кос в прикорневой и дистальной частях (рис. 1). Нижняя часть вскрытого геологического разреза (от –1,5 до –4 м) в абсолютной балтийской системе высот (БСВ) сложена косослоистыми однородными песками с азимутом падения слоев на восток, северо-восток. Скважинами была вскрыта только самая верхняя часть косослоистой пачки. Отложения ее представлены разнородными плососортированными (So 3,4–5,0) песками серого цвета. Структурные особенности рассматриваемого комплекса указывают на волновую природу образования слоев, соответствующую области отложения пляжа и прилегающего подводного берегового склона.

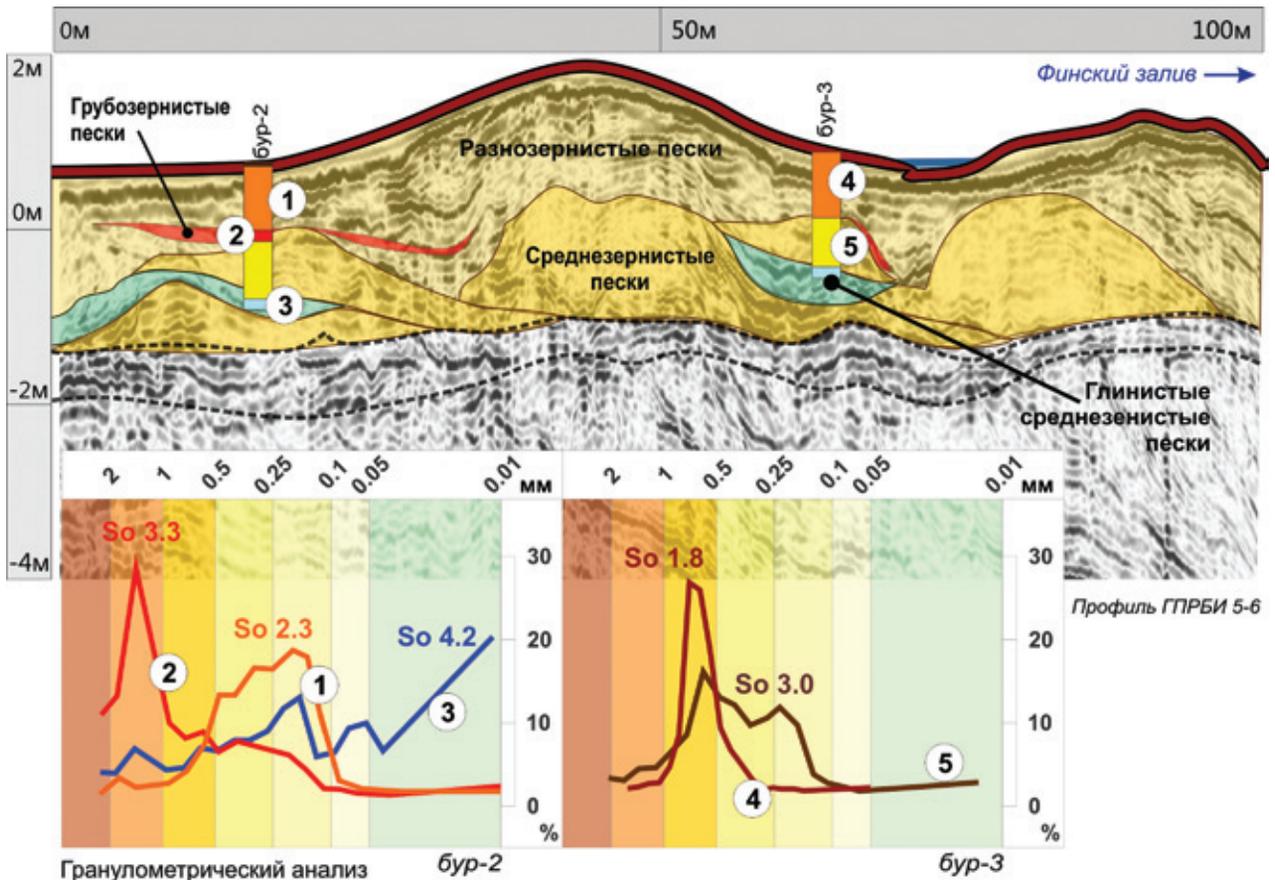


Рис. 2. Интерпретация профиля георадара ГПРБИ 5-6

Косослоистые отложения нижней пачки несогласно перекрыты глинистыми песками (32,1% частиц диаметром $< 0,05$ мм) (обр. 12-БИ-бур-2, интервал 130–155 см) с высоким содержанием тонкодисперсного органического вещества, образующими хорошо выдержанный слой мощностью около 0,5 м. Этот слой залегает горизонтально, срезая нижележащие слои. Из этого слоя удалось получить две радиоуглеродные даты: для тонкодисперсного органического вещества 2333–2110 кал. л. н., для переотложенных остатков древесины и растительности 3451–3335 кал. л. н. Полученные датировки позволяют определить даты начала формирования данной генерации реликтовых кос.

Выше на георадиолокационном разрезе хорошо прослеживается геофизический комплекс, соответствующий последовательному чередованию песчаных слоев, нарастающих мощность песчаной аккумулятивной формы в направлении потока наносов с северо-запада на юго-восток. По данным бурения, пачка разделяется на два или три слоя, нижний представлен плохосортированными (So 3–3,3) разнозернистыми, преимущественно среднезернистыми песками. Содержание грубообломочных частиц (> 2 мм) не превышает 2–5%. Мощность слоя от 0,6–0,7 м в понижениях рельефа до 2–2,5 м под вершинами кос. Верхний слой сложен преимущественно мелко-среднезернистыми песками, сортированность которых улучшается до средней (So 1,8–2,2). Между верхним и нижним слоями на отдельных участках прослеживается невыдержанный маломощный (30–50 см) прослой крупно-грубозернистых, средне-плохосортированных (So 2,5–3,3) песков

со значительным (до 17%) содержанием гравийно-галечного материала.

Важные результаты дает интерпретация профиля георадара, пройденного вдоль вершины современной вдольбереговой косы, секущей дистальные части более древней генерации кос к западу от устья р. Черная (рис. 3) (ГПРБИ 11-12, скважин бур 6–9). На георадарном профиле четко прослеживается верхний слой (тело современной косы) из средне-крупнозернистых песков. Отложения современной косы перекрывают с несогласием систему кулисообразных древних кос и лагун, в соответствии с этим мощность поверхностного слоя изменяется от 0,5–0,7 до 2–2,5 м. Верхние слои реликтовых кос имеют более грубый состав (пески крупно-грубозернистые средней степени сортировки (So 2,1–2,4)), содержание гравийно-галечного материала 7–20%. Ниже залегают мелко-среднезернистые и мелкозернистые (So 2–1,4) пески, в реликтовых лагунах обогащенные тонкодисперсным органическим веществом.

Реликтовые косы и тело современной косы разделяет прослой песчаных палеопочв. Датирование двух образцов этого горизонта из различных скважин показало «современный» возраст (табл. 2), подтвердив, что срезание древних кос и формирование нового аккумулятивного тела относится к современному литодинамическим процессам.

По данным гранулометрического анализа, отложения реликтовых аккумулятивных форм представлены разнозернистыми песками, преимущественно средне- и крупнозернистыми. По результатам интерпретации гранулометрического анализа выделены два генетических типа отложений, соот-

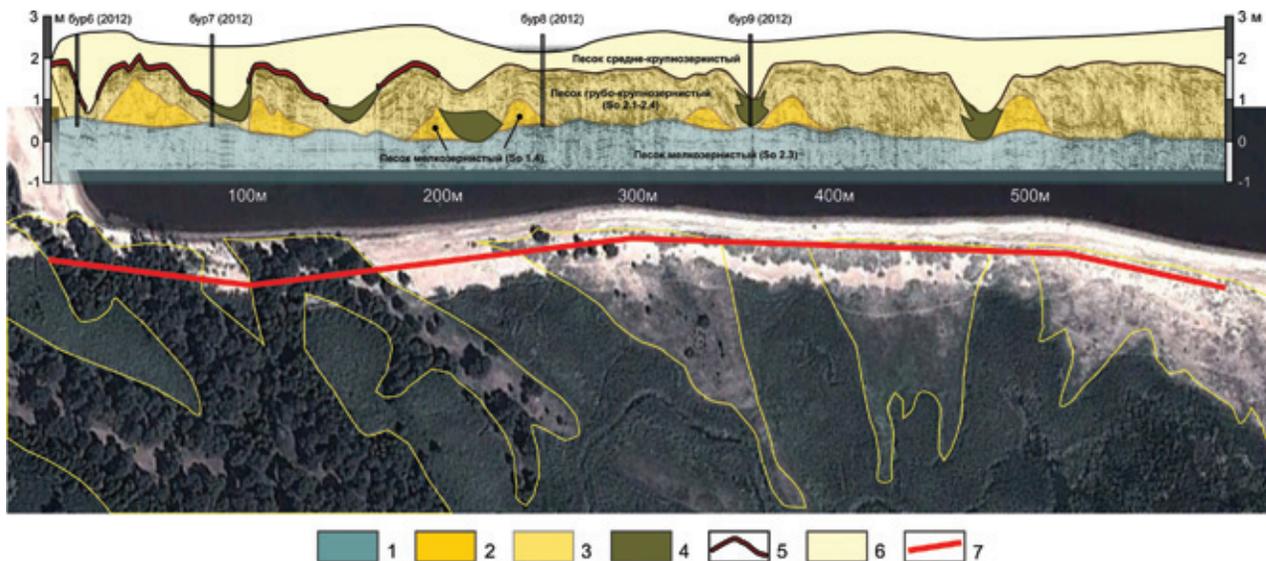


Рис. 3. Интерпретация георадарного профиля ГПРБИ 11-12, секущего серию кулисообразных кос

1 – нижняя пачка косослоистых песков; 2 – первичные аккумулятивные образования, сложенные разнозернистыми песками; 3 – вторичные аккумулятивные образования морского и эолового генезиса; 4 – лагунные отложения – глинистые пески с большим количеством слабо разложившегося органогенного вещества; 5 – погребенная почва; 6 – отложения перевеянных средне-мелкозернистых песков и песков штормового заплеска, 7 – профиль георадара

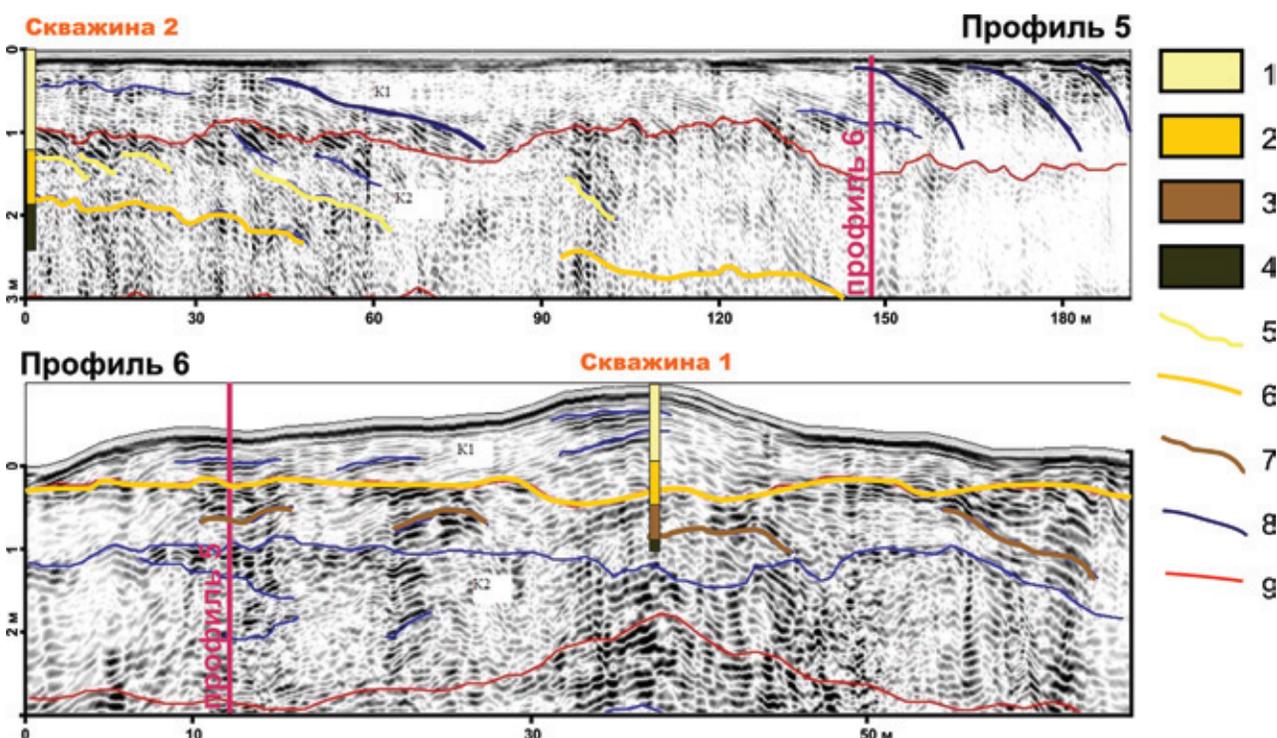


Рис. 4. Георадарные профили через дистальный край песчаной косы

1 – грубозернистые, плохосортированные пески; 2 – мелкозернистые пески средней степени сортированности; 3 – грубозернистые пески с гравием и галькой; 4 – черные органогенные илы с остатками растительности; 5–7 – геофизические границы, подтвержденные бурением; 8, 9 – геофизические границы

ветвующих зоне пляжа и подводного берегового склона. Разделение производилось на основе данных о сортированности материала, форме ЭПР (эмпирический полигон распределения) и данных об асимметрии и эксцессе. Пробы с полимодальным распределением, плохой сортировкой, значениями асимметрии от -1 до $+1$ и эксцессом от -1 до $+1$ приурочены к отложениям пляжа и области воздействия волн. Отложения с одновершинными распре-

делениями, со значениями асимметрии от -1 до $+1$ и эксцессом от -1 до 0 и от 1 до 2 формировались в условиях подводного берегового склона [14].

К востоку от устья р. Черная, по данным георадиолокации и бурения 2008 г., мощность песчаных кос достигает $1,5-1,8$ м (рис. 4). Верхний слой отложений косы представлен крупно-грубозернистыми (M_a $0,7-0,9$ мм) плохосортированными (So $1,7-3,46$) песками. Мощность слоя от 150 до



Рис. 5. Обнажения лагунных илов

205–245 см, достигает максимума вдоль гребня косы. Пески, слагающие косу, хорошо отмыты (фракция < 0,01 мм не превышает 0,2%). Содержание гравийно-галечного материала на некоторых горизонтах до 8–26%. В ряде случаев в толще косы отмечаются горизонты мелкозернистых (Ма 0,2 мм), достаточно хорошо сортированных (So 1,5–1,0) песков с мощностью прослоев до 0,5 м.

На глубине 180–245 см (в зависимости от расположения скважины на профиле косы) песчаное тело подстилается реликтовыми лагунными илами. Те же илы обнажаются на урезе в размываемой части косы. Выходы реликтовых илов отмечены также на подводном береговом склоне (глубины до 0,5–0,8 м на расстоянии до 100 м от современной береговой линии).

Датировка образцов древних лагунных илов, отобранных в прирезовой зоне прикорневой части косы (рис. 5), в зоне размыва (скважины 08-БИ-2, 08-БИ-4) и на глубине 1–1,15 м под отложениями косы соответствует 1531–2390 кал. л. н. (табл. 1).

Результаты геолого-геофизических исследований субаквальной части береговой зоны. Характерная особенность морфологии подводного берегового склона восточной части Финского залива – наличие подводных террас, окаймляющих его северный и южный берег, а также ряд островов. Геолого-геоморфологической характеристике указанных террас, выявленных на глубинах от –4 до –10 м, и возможным гипотезам их формирования посвящена статья А. В. Амантова с соавторами [1].

Строение подводного берегового склона в районе пос. Лебяжье – пос. Большая Ижора несколько отличается от других районов залива, где также присутствуют подводные террасы. Террасы северного берега (с площадками на глубинах около –5 м и подножием на глубинах около –10 м) со стороны берега переходят в пологонаклонный валунный бенч.

Наиболее глубокая подводная терраса 4 (рис. 6) в районе пос. Большая Ижора сложена в основном песчаными отложениями и со стороны берега ограничена пологим (около 2°) склоном (градиент перепада глубин от –4,8 до –2 м с промежутком 300 м), переходящим в песчаную площадку верхней террасы. Поверхностные осадки обеих террас в районе пос. Большая Ижора представлены преимущественно мелкозернистыми хорошо сортированными (So 1–1,5) песками.

Более грубозернистые пески (средне-крупнозернистые, крупно-грубозернистые, а также пески с гравием и галькой) отмечаются лишь на отдельных участках склона террасы и около ее подножия. Мощность песков от 2–2,3 м (в прибрежной части террасы и на склоне вдоль бровки) до 3,8–4,2 м в центральной части. Цоколем нижней подводной террасы 4 (рис. 6) шириной 1,5–2 км повсеместно служат коричневатые-серые глины со стяжениями гидротроилита, представляющие собой бассейновые фации Анцилового озера [1].

Морфометрический цифровой анализ батиметрических данных с использованием геоинформационных технологий позволил выявить на поверхно-

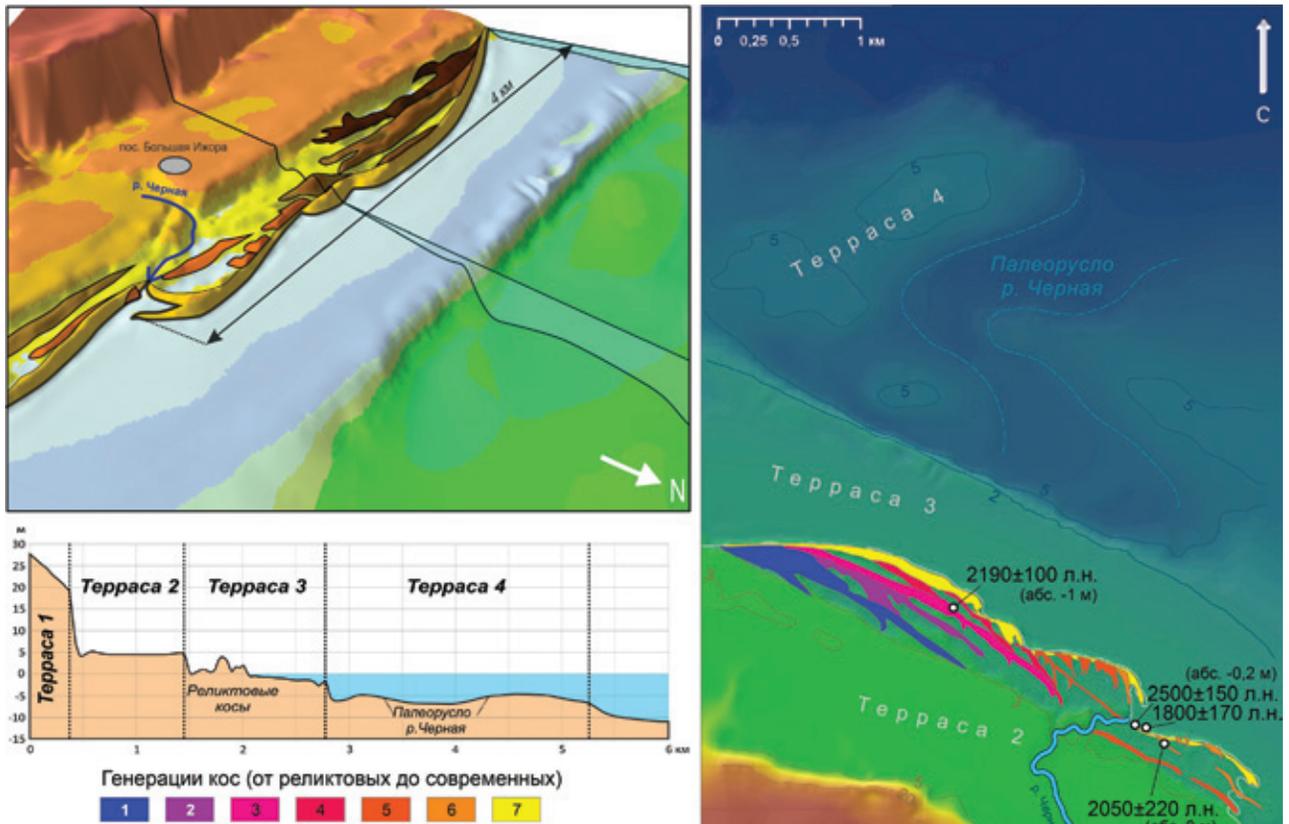


Рис. 6. Строение подводного берегового склона в районе пос. Большая Ижора. Кругами обозначены радиоуглеродный возраст и места отбора проб реликтовых лагунных илов, погребенных под косами

сти нижней террасы палеоруслу реки, современным аналогом которой является р. Черная. Проведенные на акватории сейсмоакустическое профилирование и съемка ГЛБО подтвердили наличие палеорусла. Анализ сейсмоакустических данных показывает, что русло «прорезано» в песчаных отложениях самой нижней подводной террасы 4 (рис. 6). Конфигурация русла определяется рельефом поверхности ледниковых отложений, подстилающих песчаную толщу. Горизонты ледниково-озерных и анциловых озерных глин, вскрытые скважинами в районе исследования ВСЕГЕИ в 1989–1991 гг., на сейсмограммах прослеживаются плохо.

Установить мощность песчаных образований верхней подводной террасы 3 (рис. 6) технически невозможно, так как слишком малые глубины делают ее недоступной для геофизических работ.

Обсуждение результатов. Анализ пространственного расположения, морфологических элементов, структурно-вещественного состава и взаимоотношений различных возрастных генераций береговых аккумулятивных форм – важный источник информации при проведении палеореконов, прежде всего для восстановления относительных изменений уровня моря на последних этапах геологической истории (в позднем голоцене).

Для восточной части Финского залива данная проблема весьма актуальна, так как несмотря на огромный объем имеющегося материала до настоящего времени окончательно не ясны детали геологического развития региона в голоцене в контексте трансгрессивно-регрессивных

колебаний уровня моря и региональной тектоники. Начальные фазы литориновой трансгрессии оставили четкие морфологические следы в рельефе побережий в виде абразионных уступов, подножия которых прослеживаются на гипсометрических уровнях от +6 м в Санкт-Петербурге до +10 м в районе Сестрорецка и Лужско-Нарвского междуречья, +13 м в районе Черной Речки (пос. Молодежное) и +15 м в районе пос. Лужки [5, 10]. Датирование максимальных фаз трансгрессии выполнено с высокой точностью благодаря отложениям, сохранившимся в озерах Карельского перешейка, бывших лагунами Литоринового моря, а также при геoarхеологических исследованиях [23, 24, 26]. Спорными остаются представления о минимальных уровнях моря в ходе регрессивных фаз. Для достоверных палеореконов геологической истории региона последних 5000 лет (постлиториновый этап) явно недостаточно фактического материала.

С позиций современной литодинамики, к основным аккумулятивным формам береговой зоны, параллельным общему направлению берега и, как правило, отделяющим от моря прибрежные мелководные акватории (лагуны), относятся *бары* и *косы*. Бары образуются путем поступления осадочного материала с подводного берегового склона. Они весьма разнообразны по морфологии, размеру и взаимоотношениям с другими элементами литодинамических систем, поэтому могут формироваться как при относительном повышении, так и при понижении уровня моря. Необходимые условия: достаточное количество осадочного материала в

береговой зоне и малые исходные уклоны поверхности рельефа [19]. Преобладающим механизмом формирования большинства крупных баров в голоцене было медленное относительное поднятие уровня моря в пределы низменных прибрежных аккумулятивных равнин аллювиального, озерно-ледникового и водно-ледникового происхождения. Первые очаги аккумуляции в таком случае первоначально формируются на значительном удалении от берега, затем при достаточном количестве осадочного материала последовательно образуются островные и береговые бары [9, 15].

В отличие от баров косы формируются преимущественно при вдольбереговом перемещении осадочного материала, соединяясь с абразионными участками берега (источниками питания осадочным материалом) корневой и отклоняясь в сторону моря дистальной частью. Аккумулятивные образования береговой зоны в районе пос. Большая Ижора по морфологическим и структурным признакам относятся к косам т. н. азовского типа [9], первоначально развивающимся за счет абразии смежного участка берега, расположенного выше по потоку наносов. Нарастающая под углом к берегу коса создает в тыловой (лагунной) части волновую тень, за счет которой формируются как примкнувшие косы, так и мелкие вторичные, заполняющие вогнутость берега [15].

При исследованиях 2004–2009 гг. на участке береговой зоны к западу от устья р. Черная выявлены т. н. вдольбереговые песчаные волны. Особенностью волнообразных структур, перемещающихся вдоль берега в восточном направлении со средними скоростями 13–20 м/год, является увеличение их размеров в том же направлении (первый изгиб вдается в берег на 15 м, далее следует прямолинейный участок длиной 100 м; второй изгиб имеет амплитуду 30 м и длину 250 м; третий – 70 и 400 м; четвертый – 100 и 900 м). Данные морфологические формы отвечают чередованию зон транзита (прямолинейные участки), аккумуляции (выпуклые фор-

мы на дистальных концах прямолинейных участков) и размыва (вогнутые участки, примыкающие с востока к зонам аккумуляции) [25].

Выполненное И. О. Леонтьевым (ИО РАН) математическое моделирование показало, что генезис вдольбереговых песчаных волн в районе пос. Большая Ижора связан с косым подходом волн к берегу, при котором контур берега неустойчив и малые возмущения могут увеличиваться со временем. При наличии достаточного запаса материала они вырастают в крупномасштабные «волны», перемещающиеся в направлении потока наносов [11].

Подобный характер поведения берегового контура описан в литературе для песчаных берегов с относительно высоким уровнем поступающей волновой энергии (западное побережье Дании, берега Калифорнии, побережье о. Лонг-Айленд). Возникновение вдольбереговых песчаных волн исследователи связывали с неравномерностью вдольберегового потока наносов, например, из-за колебаний речного стока, прорыва перемычек, отделяющих лиманы или лагуны [27], перемещения подводных валов [20]. По данным математического моделирования [18], вдольбереговые песчаные волны и косы азовского типа – частные случаи развития песчаного берега при различных параметрах волнения, если угол между гребнем волны на глубокой воде и береговой линией больше 45° .

Схема формирования современных кос района пос. Большая Ижора подтверждается полевыми наблюдениями. К западу от рассматриваемого участка (выше по потоку наносов) субширотный отрезок берега в настоящее время активно размывается с образованием в толще голоценовых морских песков абразионного уступа высотой 3–5 м. Скорость отступления абразионного уступа 0,35–0,5 м/год. Формирование современных кос происходит на гипсометрических отметках от 0 до +1,5 м, аккумулятивной террасы – на глубинах от 0 до –2 м.

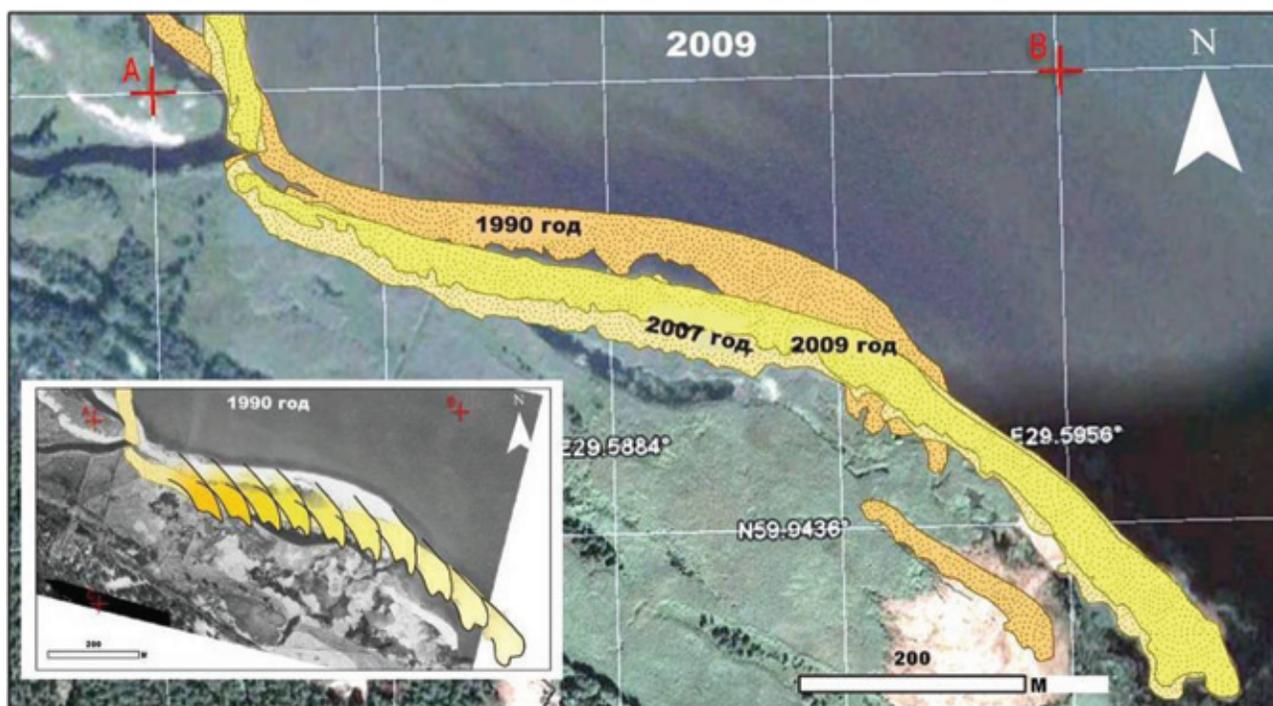


Рис. 7. Эволюция песчаной косы к востоку от устья р. Черная по данным анализа материалов аэрофото- и космосъемки

Пространственные взаимоотношения реликтовых и современных кос указывают на формирование береговой зоны на последнем этапе геологического развития в условиях относительного подъема уровня моря. Как было показано, часть реликтовых кос «срезается» и перекрывается современными отложениями, что является индикатором относительного повышения уровня моря. Признак относительного погружения берега – также постепенное надвигание кос на лагуны. Реликтовые лагунные илы оказываются погребенными под песчаными образованиями или обнажаются на подводном береговом склоне.

Интерпретация современных береговых процессов абсолютно однозначна, что можно увидеть, например, проанализировав характер развития песчаной косы, расположенной к востоку от устья р. Черная, на дистальном конце которой сейчас наблюдается рост, в то время как в прикорневой части происходит интенсивный размыв (рис. 7).

За 15 лет прикорневая часть косы сдвинулась в сторону берега на расстояние более 100 м. Это характерно для различных кос, развивающихся в

условиях относительного подъема уровня моря как на Балтике, так и в других районах [7, 8, 22].

Выводы подтверждаются результатами измерений изменений уровня моря по данным гидрологического поста в Кронштадте (средняя скорость относительного повышения уровня моря 0,56 мм/год с 1835 по 2007 г.) [6], несмотря на то что скорость гляциоизостатического поднятия остается положительной (около +0,5 мм/год) [2].

Вследствие недостатка прямых геологических доказательств – данных бурения и абсолютных датировок – вопрос об относительном изменении уровня моря за последние 5000 лет и начале формирования системы кос рассматриваемого района представляется значительно более сложным. Опубликованные региональные кривые относительного изменения уровня моря существенно различаются между собой [23, 24, 26]. С. А. Яковлев [17] и К. К. Марков [12] указывали на находки торфа литоринового и постлиторинового времени на низких гипсометрических уровнях (–2,5 и –4 м в Кронштадте и Лахтинской котловине), однако с 1980-х годов преобладала концепция ступенчатой

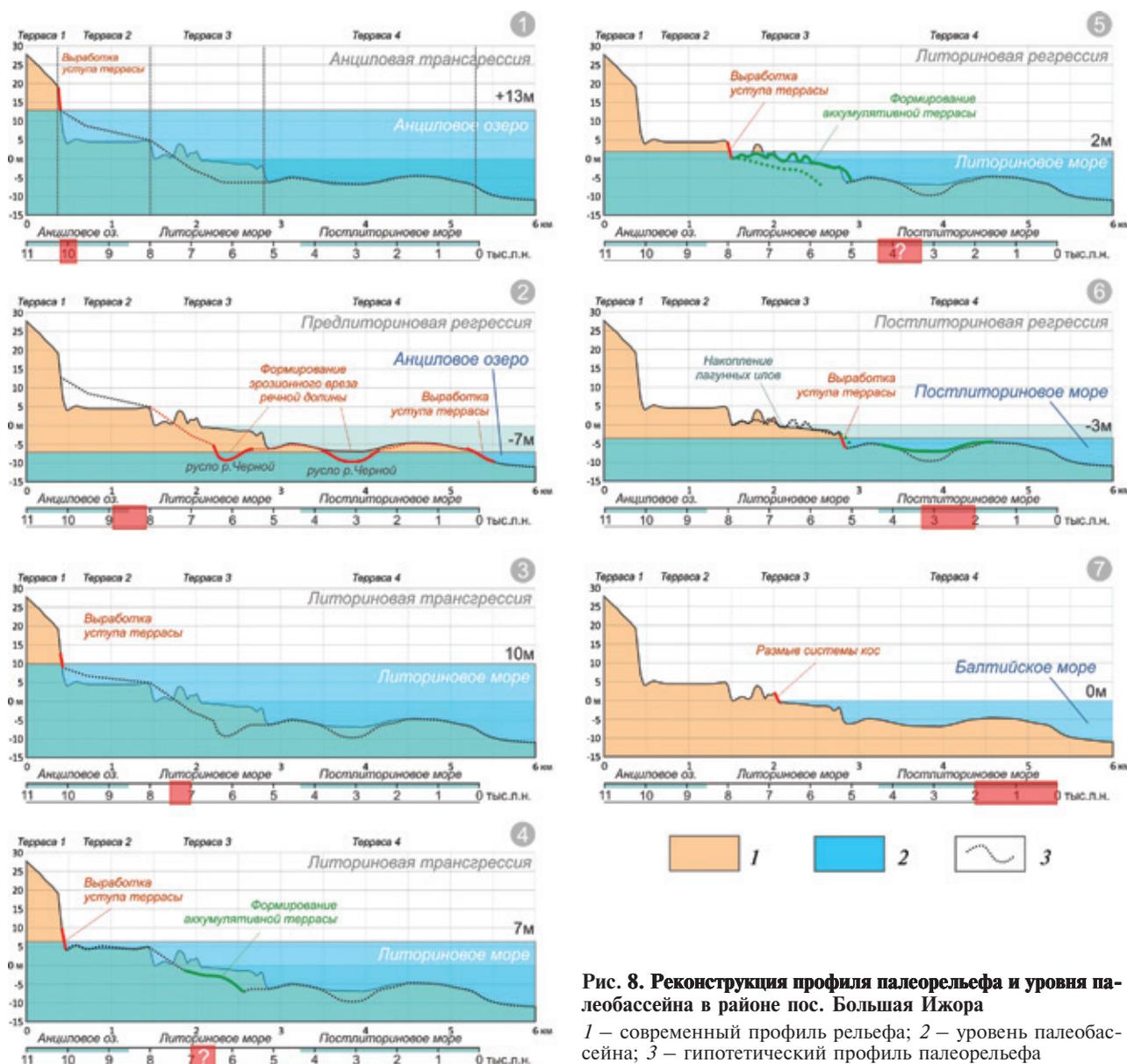


Рис. 8. Реконструкция профиля палеорельефа и уровня палеобассейна в районе пос. Большая Ижора

1 – современный профиль рельефа; 2 – уровень палеобассейна; 3 – гипотетический профиль палеорельефа

регрессии уровня моря до современного начиная с максимальной литориновой трансгрессии [13].

Анализ полученных в последние годы геолого-геоморфологических данных о прибрежных мелководьях [16] и проведенное математическое моделирование [1, 11] показали, что при таком подходе не представляется возможным объяснить механизм формирования подводных террас восточной части Финского залива. Чтобы объяснить их происхождение, необходимо предположить более низкие, чем это предполагалось ранее, уровни регрессий, а также флуктуации уровня на протяжении позднего голоцена. Было показано, что начало формирования нижних горизонтов аккумулятивных подводных террас, в том числе и описанной выше для района пос. Большая Ижора, относится ко времени предлиториновой регрессии (9800–8500 кал. л. н.) [1], когда уровень воды палеоводоёма мог находиться на нынешних отметках –7 и –6 м и был выработан абразионный уступ нижней подводной террасы 4 (рис. 8), а на ее площадке сформировался эрозионный речной врез, частично занесенный осадками при последующих изменениях уровня моря.

Литориновая трансгрессия (8500–7600 кал. л. н.), по сложившимся представлениям, была достаточно быстрой, уровень моря в рассматриваемом районе поднялся до современных отметок (+10 м) и достиг абразионного уступа анциловой трансгрессии. Эвстатический подъем уровня моря резко замедлился около 6000 кал. л. н., после чего в восточной части Финского залива за счет продолжающихся гляцио-изостатических движений относительный уровень моря стал снижаться, причем регрессия, наиболее вероятно, происходила с непостоянной скоростью. Для рассматриваемого района гипотетически можно выделить уровни замедления регрессий на абс. высоте +7...+5 м, когда сформировалась терраса с площадкой на высоте +5 м.

Следующий уровень замедления регрессии расположен на абс. отметке +2 м, когда происходили выработка уступа террасы 2 (рис. 8) и образование первичной системы песчаных кос. Тогда же формировалась аккумулятивная терраса на подводном береговом склоне.

С последующей регрессией система кос смещается на более низкий уровень. Если принять за основу современные скорости размыва, то к моменту окончания регрессии береговая линия находилась на расстоянии 700–800 м мористее современной. По данным моделирования [1], уровень моря в 3300–3000 кал. л. н. понизился до отметок около –2 м. Произошла выработка уступа в аккумулятивной террасе 3 (рис. 8).

Результаты датирования слоев глинистых песков, подстилающих реликтовые косы в центральной части исследованной территории, а также древних лагунных илов к востоку от устья р. Черная позволяют с достаточной степенью уверенности предполагать, что с 2300 до 1500 кал. л. н., когда на данной площади шло накопление лагунных илов, крупные аккумулятивные формы должны были находиться мористее современной береговой линии, а уровень моря при этом не мог быть выше, чем в настоящее время. Последующее повышение уровня моря привело к размыву песчаных кос ранних генераций и обнажению лагунных отложений на современном прибрежном мелководье.

Выводы. Береговая зона Финского залива в районе пос. Большая Ижора представляет собой широкую полосу песчаных кос различных генераций, напоминающих по строению косы т. н. азовского типа [9]. Между косами и берегом расположены постепенно отчлняемые от акватории зарастающие лагуны. В строении песчаных кос выделяются как современные, так и реликтовые песчаные тела (древние косы) в пределах надводной части постлиториновой террасы.

Ежегодные наблюдения и ретроспективный анализ материалов дистанционного зондирования (аэро- и космосъемки) свидетельствуют об исключительной активности современных лито- и морфодинамических процессов. При исследованиях 2004–2009 гг. на участке береговой зоны к западу от устья р. Черная выявлены т. н. вдольбереговые песчаные волны. По данным математического моделирования, вдольбереговые волны и косы азовского типа являются частными случаями развития песчаного берега при различных параметрах волнения, если угол между гребнем волны на глубокой воде и береговой линией больше 45°.

В ходе геолого-геоморфологических исследований береговой зоны установлено геологическое строение песчаных кос, выявлены седиментационные текстуры, соответствующие последовательному чередованию песчаных прослоев, наращивающих песчаные аккумулятивные формы в направлении потока наносов с северо-запада на юго-восток.

Установлено, что реликтовые песчаные косы на нескольких участках подстилаются реликтовыми лагунными илами, возраст которых, по данным радиоуглеродного датирования, 2300–1500 кал. л. н. Постепенное надвигание кос на лагуны, а также «срезание» части реликтовых кос современными являются индикаторами относительного повышения уровня моря на последнем этапе геологического развития.

Строение подводного берегового склона в районе пос. Лебяжье – пос. Большая Ижора отличается от других районов залива, где также установлено наличие подводных террас. Террасы северного берега (с площадками на глубинах около –5 м и подножием на глубинах около –10 м) реликтовые; со стороны берега они в настоящее время переходят на глубинах менее 2 м в пологонаклонный валунный бенч, в котором доминируют процессы размыва. В районе пос. Большая Ижора выше реликтовых террас, располагающихся примерно на тех же глубинах, что и вдоль северного берега, в пределах современной подводной террасы (на батиметрическом уровне 0...–2 м) продолжают процессы аккумуляции осадочного материала, поступающего с потоком наносов, формирующимся при размыве береговых песчаных террас и кос выше по направлению потока наносов.

Анализ геологического строения и закономерностей лито- и морфодинамических процессов рассматриваемого участка береговой зоны подтверждает выдвинутую по результатам математического моделирования механизмов образования подводных террас Финского залива [1] гипотезу о более низких, чем это предполагалось ранее, уровнях регрессий, а также доказывает существование флуктуаций уровня моря на протяжении позднего голоцена.

Дальнейшие детальные исследования береговых зон Финского залива в палеогеографических целях должны быть нацелены на построение точных вре-

менных региональных кривых изменения уровня моря в голоцене, основанных на массовых результатах новейших изотопных датировок. Это позволит выйти на современный уровень прогнозирования развития береговых зон, что имеет важнейшее значение в условиях глобального изменения климата и существующих сценариев подъема уровня моря и роста штормовой активности, угрожающей береговой инфраструктуре Санкт-Петербурга и Ленинградской области.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 12-05-31196 мол_а). Авторы выражают благодарность коллегам, принимавшим участие в полевых исследованиях, Е. Н. Нестеровой, М. А. Спиридонову, Ю. П. Кропачеву, Н. А. Куренному, Н. Н. Изосину, а также рецензенту М. А. Спиридонову за полезные замечания и комментарии.

1. Амантов А.В., Жамойда В.А., Рябчук Д.В. и др. Геологическое строение подводных террас восточной части Финского залива и моделирование условий их формирования на последнем этапе развития региона // Регион. геология и металлогения. 2012. № 50. — С. 15–27.

2. Амантов А. В., Фелдскаар В. Влияние геолого-геоморфологических особенностей Балтийского региона и его обрамления на ледниковый — постледниковый этапы развития // Регион. геология и металлогения. 2013. № 53. — С. 90–104.

3. Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря / гл. ред. О.В. Петров. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. — 78 с.

4. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Ильменская. Лист О-35-VI. Объясн. зап. / сост. В.А. Селиванова, И.С. Недригайлова. Ред. Т.Н. Алиханова. — М.: Недра, 1964.

5. Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада европейской части СССР (Ленинградская, Псковская и Новгородская области). — Л.: Наука, 1969. — 256 с.

6. Гордеева С.М., Малинин В.Н., Малинина Ю.В. Современные колебания морского уровня в Кронштадте и их возможные изменения к концу столетия // Общество. Среда. Развитие. 2010. № 3. — С. 251–256.

7. Долотов Ю.С. Динамические обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадконакопления. — М.: Наука, 1989. — 269 с.

8. Жндарев Л.А., Хабидов А.Ш. и др. Динамика песчаных берегов морей и внутренних водоемов. — Новосибирск: Наука, 1998. — 217 с.

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

10. Знаменская О.М., Черемисинова Е.А. Развитие бассейнов восточной части Финского залива в поздне- и последнеледниковое время // Baltica. 1974. Vol. 5. — P. 95–104.

11. Леонтьев И.О., Рябчук Д.В., Спиридонов М.А., Куренной Д.Н. Береговой профиль восточной части Финского залива: результаты наблюдений и реконструкция развития в позднем голоцене // Океанология. 2010. Т. 50. № 6. — С. 1034–1044.

12. Марков К.К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области // Труды Геологоразведочного управления ВСНХ СССР. 1931. Вып. 117. — С. 1–256.

13. Путеводитель экскурсий А-15, С-15. Ленинград и Ленинградская область. XI Конгресс ИНКВА // ред. И.И. Краснов, Е.П. Заррина. — М.: ВИНТИ, 1982. — 49 с.

14. Рожков Г.Ф. Дифференциация обломочного материала и гранулометрическая диаграмма по косвенному счету // Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. — М.: Наука, 1973. — С. 97–117.

15. Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. — М.: МГУ, 1996. — 400 с.

16. Спиридонов М.А. и др. Изменение береговой зоны восточной части Финского залива под воздействием природных и антропогенных факторов / Спиридонов М.А., Рябчук Д.В., Орвику К.К., Сухачева Л.Л., Нестерова Е.Н., Жамойда В.А. // Регион. геология и металлогения. 2010. № 41. — С. 107–118.

17. Яковлев С.А. Наносы и рельеф г. Ленинград и его окрестностей. — Л.: Научно-мелиорационный институт, 1925. — 261 с.

18. Ashton A. D., Murray A. B. High-angle wave instability and emergent shoreline shapes: 1. Modeling of sand waves, flying spits, and capes // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. F04012, doi:10.1029/2005JF000423.

19. Davis R.A. Coastal Sedimentary Environments. — New York: Springer-Verlag, 1987. — 420 p.

20. Davidson-Arnott R.G.D., van Heyningen A.G. Morphology and sedimentology of longshore sand waves, Long Point, Lake Erie, Canada // Sedimentology. 2003. Vol. 50. N 6. — P. 1123–1137.

21. Hughen K.A., Baillie M.G.L., Bard E. et al. Marine 04 Marine Radiocarbon Age Calibration, 0–26 Cal Kyr BP // Radiocarbon. 2004. 46. — P. 1059–1086.

22. Lampe R., Meter H., Ziekur R. et al. Holocene evolution of the irregularly sinking Baltic Sea coast and the interactions of the sea-level rise, accumulation space and sediment supply. SINCOS — Sinking Coasts. Geosphere, Ecosphere and Anthroposphere of the Holocene Southern Baltic Sea / Eds. J. Harff, F. Luth // Bericht der Romisch-Germanischen Kommission. 2007. — P. 15–46.

23. Miettinen A., Savelieva L., Subetto D. A. et al. Palaeoenvironment of the Karelian Isthmus, the easternmost part of the Gulf of Finland, during the Litorina Sea stage of the Baltic Sea history // Boreas, 2007. Vol. 36. — P. 441–458.

24. Rosentau A., Muru M., Kriiska A. et al. Stone Age settlement and Holocene shore displacement in the Narva–Luga Klint Bay area, eastern Gulf of Finland. Boreas. 2013. 10.1111/bor.12004. ISSN 0300-9483.

25. Ryabchuk D., Leont'yev I., Sergeev A. et al. The morphology of sand spits and the genesis of longshore sand waves on the coast of the Eastern Gulf of Finland // Baltica. 2011. Vol. 24 (1). — P. 13–24.

26. Sandgren P., Subetto D.A., Berglund B.E. et al. Mid-Holocene Littorina Sea transgressions based on stratigraphic studies in coastal lakes of NW Russia. GFF, 2004. Vol. 126 (Pt. 4, December). — P. 363–380.

27. Thevenot M.M., Kraus N.C. Longshore sand waves at Southampton Beach, New York: observation and numerical simulation of their movement // Marine Geology. 1995. Vol. 126. — P. 249–269.

Сергеев Александр Юрьевич — науч. сотрудник, ВСЕГЕИ. <sergeevau@yandex.ru>.

Рябчук Дарья Владимировна — канд. геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ. <Daria_Ryabchuk@vsegei.ru>.

Жамойда Владимир Александрович — канд. геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ.

<Vladimir_Zhamoida@vsegei.ru>.

Неевин Игорь Александрович — инженер, ВСЕГЕИ. <neevin@ro.ru>.

Дронь Олег Владимирович — инженер, ВСЕГЕИ. <olega@spb.ru>.