УДК 001.891.57:551.462.031:551.794(261.243)

**А. В. АМАНТОВ, В. А. ЖАМОЙДА, Д. В. РЯБЧУК,
М. А. СПИРИДОНОВ (ВСЕГЕИ),
Т. В. САПЕЛКО (Институт озероведения РАН)**

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОДВОДНЫХ ТЕРРАС ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА И МОДЕЛИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ НА ПОСЛЕЛЕДНИКОВОМ ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

Рассматриваются результаты геолого-геофизических исследований подводных террас восточной части Финского залива, в ходе которых была установлена их мощность, исследован состав, детали геологического строения и морфология. Проведенное геолого-геоморфологическое моделирование высокого разрешения позволило определить возраст и механизм образования террас.

Ключевые слова: *Финский залив, террасы, палеогеография, моделирование.*

The article presents results of geological and geophysical study of the submarine terraces of the Eastern Gulf of Finland. Details of geological structure, thickness, morphology and genesis of the terraces are discussed. High resolution geological modelling allows to define the age of terraces and understand their origin.

Key words: *Gulf of Finland, terraces, palaeogeography, modelling.*

Введение. Характерной особенностью морфологии подводного берегового склона восточной части Финского залива является наличие подводных террас, окаймляющих северный и южный его берега, а также ряд островов. Важность изучения подводных террас определяется рядом факторов. Установление их возраста и генезиса прежде всего существенно детализирует историю геологического и палеогеографического развития региона в позднем неоплейстоцене – голоцене под воздействием изменяющихся климатических факторов, колебаний уровня моря и региональной тектоники. Кроме того, современная морфолитодинамика в пределах подводных террас в значительной мере определяет направленность берегоформирующих процессов, что позволяет прогнозировать тенденции развития прилегающих берегов. С практической же точки зрения террасы как реликтовые песчаные аккумулятивные тела, связанные с древними береговыми линиями, могут служить источником остродефицитного строительного сырья.

В качестве объекта исследований были выбраны три подводные террасы, расположенные на прибрежных мелководьях: 1) между мысом Флотский и мысом Песчаный, 2) мысом Лаутаранта и пос. Репино (северное побережье залива), 3) между поселками Большая Ижора и Лебяжье (южное побережье залива). Морские геолого-геофизические исследования показали, что каждая из указанных террас обладает специфическими особенностями рельефа и геологического строения. В 1960–80-е годы на подводных террасах проводились поисково-разведочные работы и бурение на строительные материалы, однако проблемы генезиса и возраста террас не исследовались.

Материалы и методика исследований. В пределах всех трех исследуемых террас в 2009–2011 гг. был выполнен комплекс морских геолого-геофизических исследований (рис. 1).

Геологическое строение террас изучалось методом непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) с использованием приборно-аппаратурного комплекса GEONT–HRP (ООО «Спектр-Геофизика», Россия). Для достижения необходимой разрешающей способности в комплексе использовался высокочастотный источник – бумер с рабочими частотами 0,2–5 кГц. Для буксировки бумера использовался специальный носитель катамаранного типа.

Изучение распределения донных отложений и микроформ донного рельефа было осуществлено методом гидролокации бокового обзора (ГЛБО) с использованием комплекса CM2 (C-MAX Ltd., Великобритания) по сети сближенных субмеридиональных профилей (расстояние между профилями 185 м обеспечивало 15 %-ное перекрытие смежных полос обзора, что позволило создать площадные схемы-мозаики ГЛБО для поверхности всех изученных террас). При проведении ГЛБО использовалась рабочая частота 325 кГц, полоса обзора при этом составляла (с левого и правого борта) 100 м. Общий объем профилирования ГЛБО составил 140 км на террасе м. Флотский – м. Песчаный, 910 км (в том числе 250 км – повторные съемки) на террасе м. Лаутаранта – пос. Репино и 193 км на террасе южного берега. Для изучения морфологических характеристик террас геофизическое профилирование сопровождалось промером глубин с использованием цифровых эхолотов «HydroBox™» (SYQWEST, США) и Furuno GP7000F с инструментальной погрешностью не выше 0,5 % глубины.

© А. В. Амантов, В. А. Жамойда, Д. В. Рябчук, М. А. Спиридонов, Т. В. Сапелко 2012

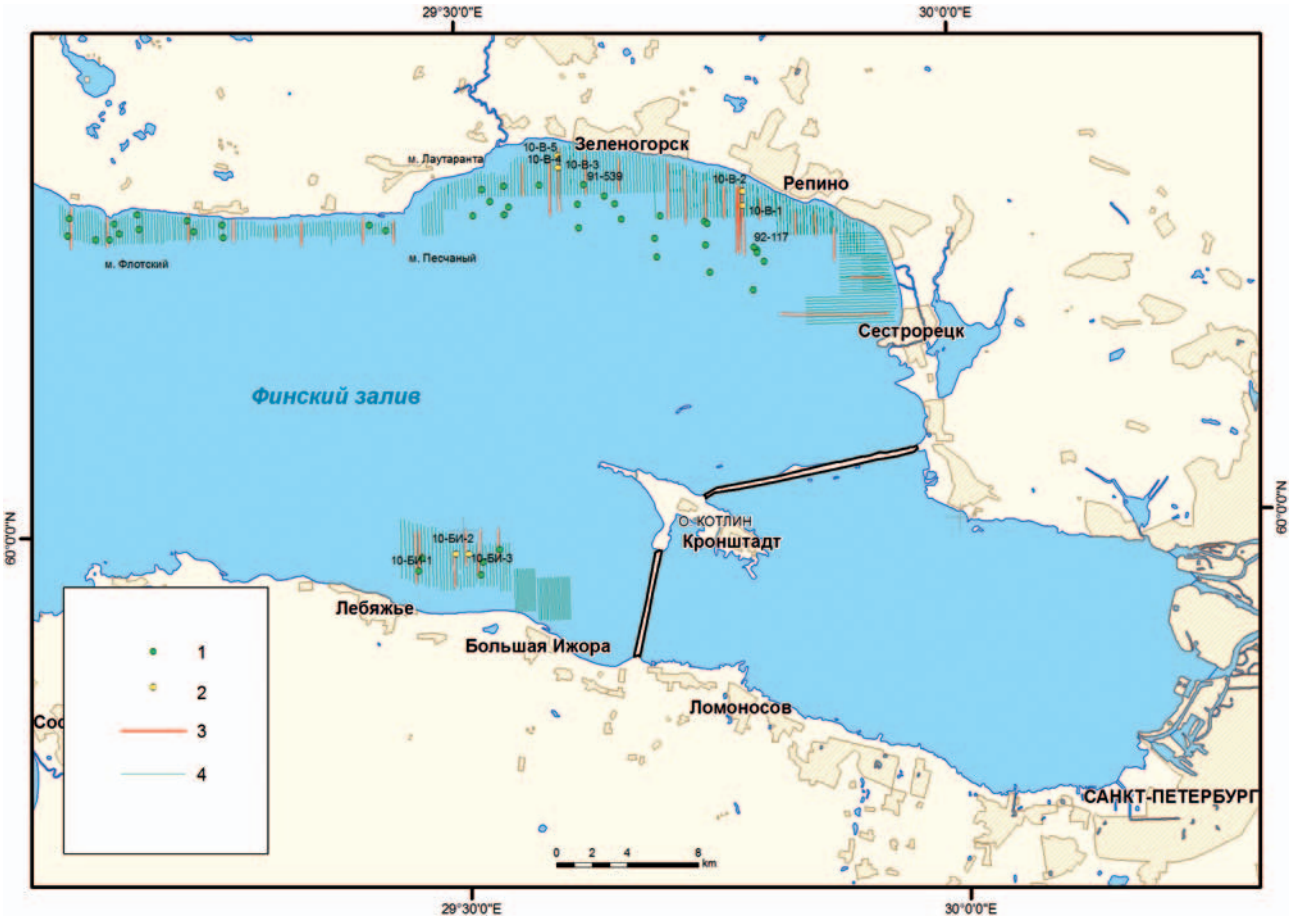

Рис. 1. Карта фактического материала

1 – станции бурения 1989–1992 гг.; *2* – станции бурения 2009–2011 гг.; *3* – профили НСП; *4* – профили ГЛБО и эхолотирования

Интерпретационный пробоотбор донных отложений производился с помощью ковша-дночерпателя грейферного типа и малой драги «Морская крыса» (105 станций). Кроме того для изучения приповерхностного разреза отложений, слагающих террасу, было проведено бурение с помощью универсального пробоотборника Бикера (при участии специалистов ОАО «Ленморниипроект»). Для интерпретации геофизических данных во ВСЕГЕИ в 1990–1993 гг. был также проведен анализ результатов буровых работ.

Гранулометрический анализ образцов отложений был выполнен в лаборатории отдела региональной геоэкологии и морской геологии ВСЕГЕИ 19-фракционным ситовым методом с использованием вибрационного прибора Ротап AS 200 Retsch. Радиоуглеродный анализ (^{14}C) для датирования образца отложений подводной террасы был произведен в изотопном центре кафедры геологии и геоэкологии РГПУ им. А. И. Герцена с помощью жидкостно-сцинтилляционного альфа-бета-спектрометра Quantulus 1220. Выполнен палинологический анализ девяти образцов колонки подводной террасы м. Лаутаранта – пос. Репино.

Геологическое строение и рельеф подводных террас восточной части Финского залива. Рассматриваемый район Финского залива приурочен к суперрегиональной структурно-денудационной низменности, сформировавшейся на склоне Балтийского щита в результате преобладающей деятельности многофазной кайнозойской доледниковой эрозии и выраженной селективной плейстоценовой ледниковой и флювиогляциальной денудации, которая в восточной части Финского залива воздействовала преимущественно на моноклинально залегающий поздневендско-палеозойский плитный чехол. Структурные особенности (например, рисунок важнейших зон нарушений) повлияли на вариации избирательной денудации и формирование современного рельефа. Голоценовые и наблюдаемые современные движения коры являются результатом интерференции различных процессов с главенствующей ролью гляциоизостазии.

На побережье выше уровня моря развита террасированная равнина с наложенным рельефом динамической аккумуляции в виде пляжей, береговых валов и дюн. В рельефе северного берега четко выражены две морские литориновые террасы, бровки которых находятся на высотах около 10 и 30 м. На южном берегу залива, в районе пос. Лебяжье – пос. Большая Ижора в рельефе выражен тыловой шов литориновой террасы, располагающийся на абсолютных отметках +9...+10 м [16].

Типичная черта района – множественные глубокие, до абсолютных отметок –100...150 м, эрозионные врезы и ложбины, выработанные главным образом в терригенных осадочных породах (рис. 2). Формирование погребенных врезов представляется связанным преимущественно с выработкой марги-

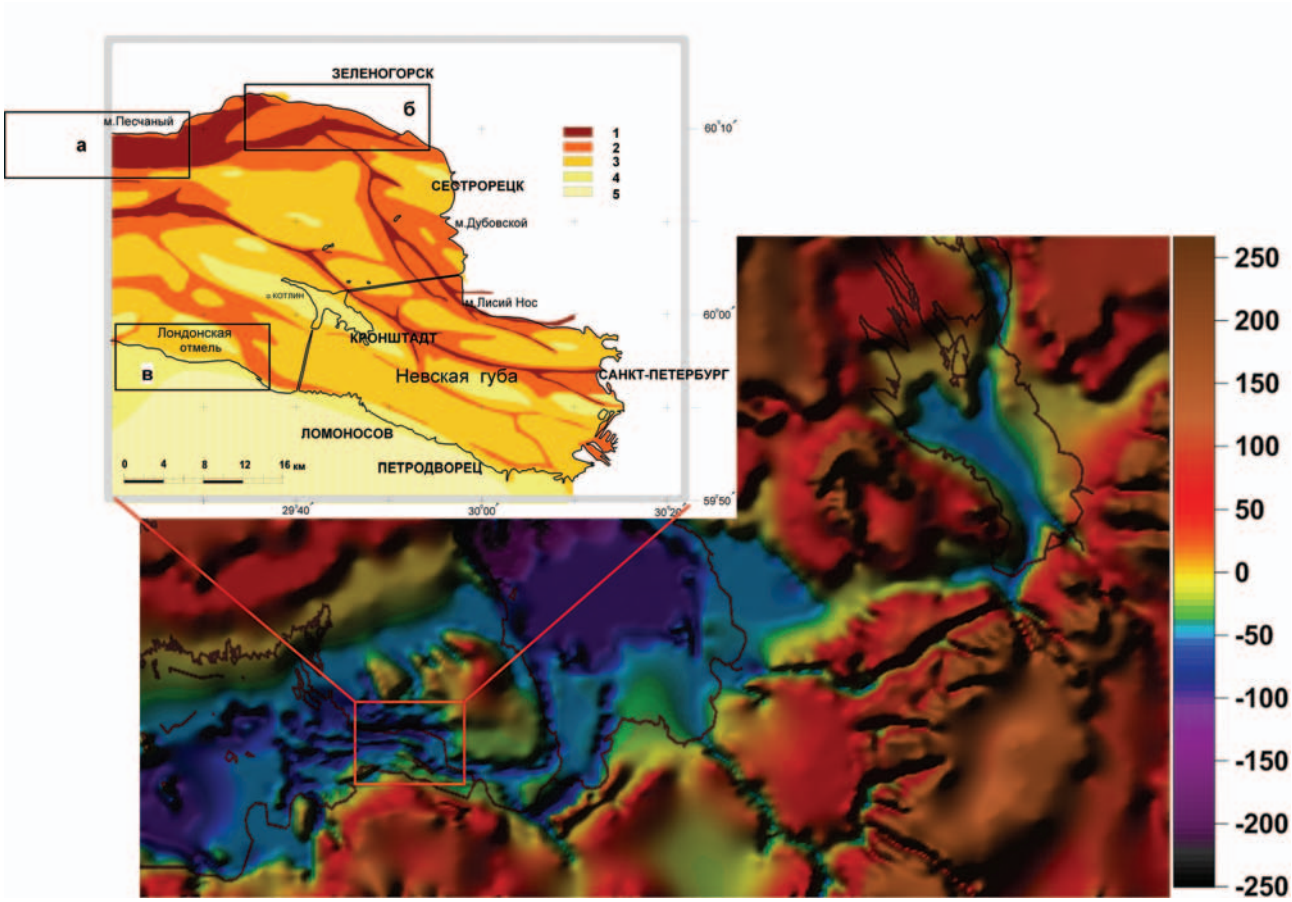

Рис. 2. Карты поверхности дочетвертичного рельефа

На карте-врезке: площади исследований (прямоугольники): *а* – м. Флотский – м. Песчаный, *б* – м. Лаутаранта – пос. Репино, *в* – пос. Лебяжье – пос. Большая Ижора; *1, 2* – прослеженные и предполагаемые эрозионные врезы с преобладающими глубинами рельефа кровли дочетвертичных образований глубже –80 м (абс.) (*1*), –50...–80 м (*2*); *3–5* – слаборасчлененная пологонаклонная либо волнистая равнина на вендских или кембрийских (в южной береговой зоне) глинах и алевролитах с доминирующими отметками –25...–50 м (*3*), 0...–25 м (*4*), выше 0 м (*5*)

нальных и радиальных элементов приледниковых систем стока.

Исследуемые подводные террасы, расположенные вдоль северного берега Финского залива, совпадают по простиранию с палеодолинами. Вдольбереговой погребенный врез в районе м. Стирсудден – м. Флотский является наиболее глубоким (80–100 м) и широким для всей восточной части Финского залива. На борту (склоне) палеодолины поверхность дочетвертичных пород представлена породами редкинского горизонта венда (старорусская свита); в осевой части вреза эти породы размыты, и наблюдаются выходы кристаллического фундамента.

Как показал анализ результатов НСП, палеодолина в районе м. Лаутаранта – пос. Репино имеет субширотное простирание, аналогичное простиранию палеовреза м. Стирсудден – м. Флотский, продолжением которого она является. Ширина палеодолины достигает 6–7 км, глубины поверхности коренного субстрата составляют 50–80 м. Одна из наиболее глубоких (100 м и более) ветвей палеодолины направлена от м. Флотский к устью р. Черная, а вторая имеет субмеридиональное простирание (рис. 2). Склоны палеодолины сложены отложениями котлинской свиты, а переуглубленные участки представлены породами старорусской свиты венда. Простирание основных элементов погребенного рельефа дочетвертичной поверхности определяет как общие очертания береговой линии, так и морфометрические параметры подводных террас.

Несколько иное строение поверхности дочетвертичного рельефа наблюдается в районе подводной террасы южной береговой зоны залива. Вытянутая в направлении с северо-запада на юго-восток палеодолина (глубины –50...80 м) располагается на расстоянии 4,5–5 км от берега и определяет очертания мористого края террасы. Дочетвертичные образования в районе террасы представлены глинами котлинской свиты венда.

Поверхность (площадка) террасы м. Лаутаранта – пос. Репино располагается на глубинах 4–5 м, подножие террасы на востоке достигает глубины 8 м, на западе 12 м (рис. 3) [18].

Поверхность площадки субгоризонтальная, в восточной части осложнена серией нерегулярных гряд и ложбин (амплитуда рельефа 1–2 м), расположенных под углом около 45° к бровке террасы. Уступ террасы со стороны моря имеет уклон 2–3°, со стороны суши терраса прислонена к крайне пологому современному подводному береговому склону, представляющему собой валунный бенч с уклоном менее 1°.

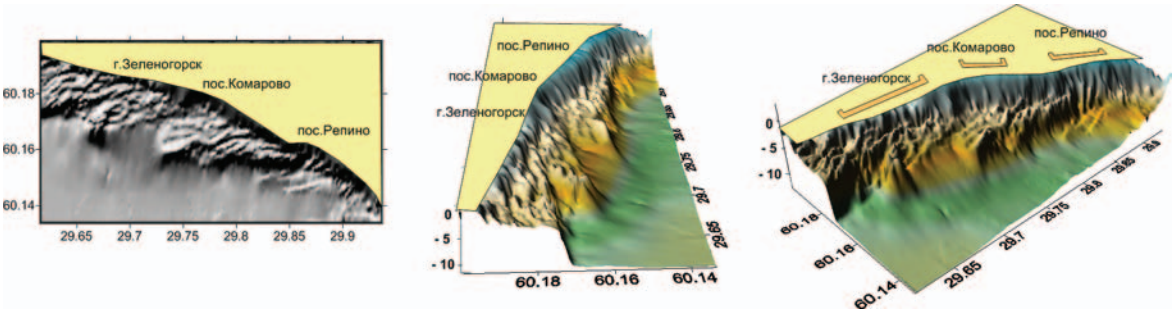

Рис. 3. Диаграмма рельефа поверхности подводной террасы м. Лаутаранта – пос. Репино

Из прослоя грубозернистого песка (интервал 0,62–0,64 м) станции 10-В-1 были выделены древесные остатки, для которых получена радиоуглеродная дата, отвечающая 5100 календарных лет назад (кал. л. н.), однако к полученному результату в настоящее время необходимо относиться с осторожностью, так как обломки древесины могут быть переотложены (рис. 4).

На сейсмограмме НСП (рис. 5) прослеживается в значительной степени расчлененная поверхность ледниковых отложений (средняя глубина кровли морены 25–30 м с понижением ее до 38 м в оси палеодолины и локальными моренными грядами на глубине 17–20 м в районе мористого склона террасы). Надморенная толща, представленная пачкой слоистых ледниково-озерных осадков, фиксируется непосредственно под телом террасы в основном в пределах мористого склона террасы. Ближе к берегу акустическая граница между современным песчаным телом террасы и нижележащей надморенной толщей не просматривается, хотя кровля морены выделяется достаточно устойчиво. Это свидетельствует о том, что в описываемой части разреза аккумулятивное песчаное тело террасы и подстилающие отложения близки по своим акустическим характеристикам.

Можно предположить, что в данном случае надморенная толща представлена песками флювиогляциального генезиса. Интерес представляет акустическая граница, отделяющая ледниково-озерные осадки от вышележащих отложений, образующая резкий перегиб под мористым склоном террасы. Эта граница может интерпретироваться как горизонт размыва. К югу от склона террасы она отделяет поздненеоплейстоценовые ледниково-озерные глины от несогласно залегающих выше морских голоценовых осадков. Под склоном террасы та же граница трассируется на глубине 1–2 м и далее прослеживается параллельно площадке террасы на глубине от 8 до 10 м (в трех-пяти метрах от поверхности террасы). Таким образом, под «верхней» (аккумулятивной) террасой прослеживается более древняя, абразионная тер-

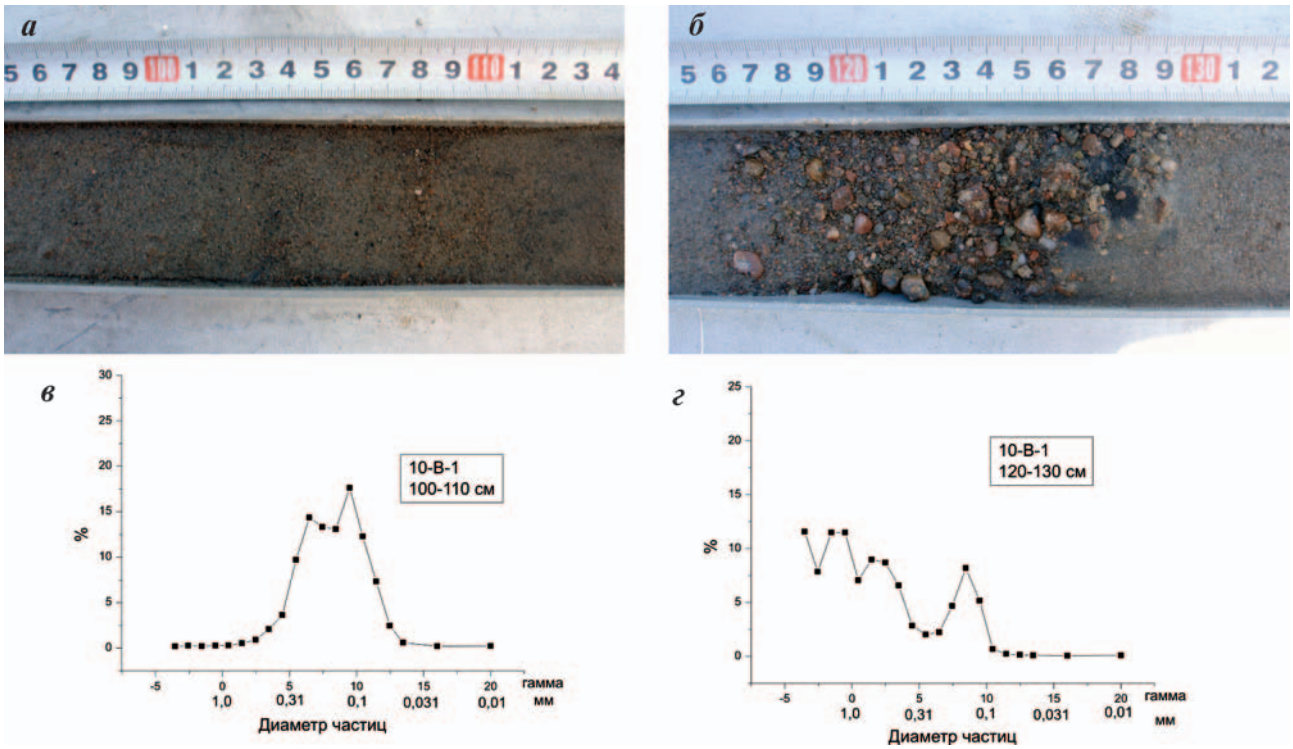

Рис. 4. Фото колонки песков террасы и кривые гранулометрических распределений песков соответствующих интервалов опробования

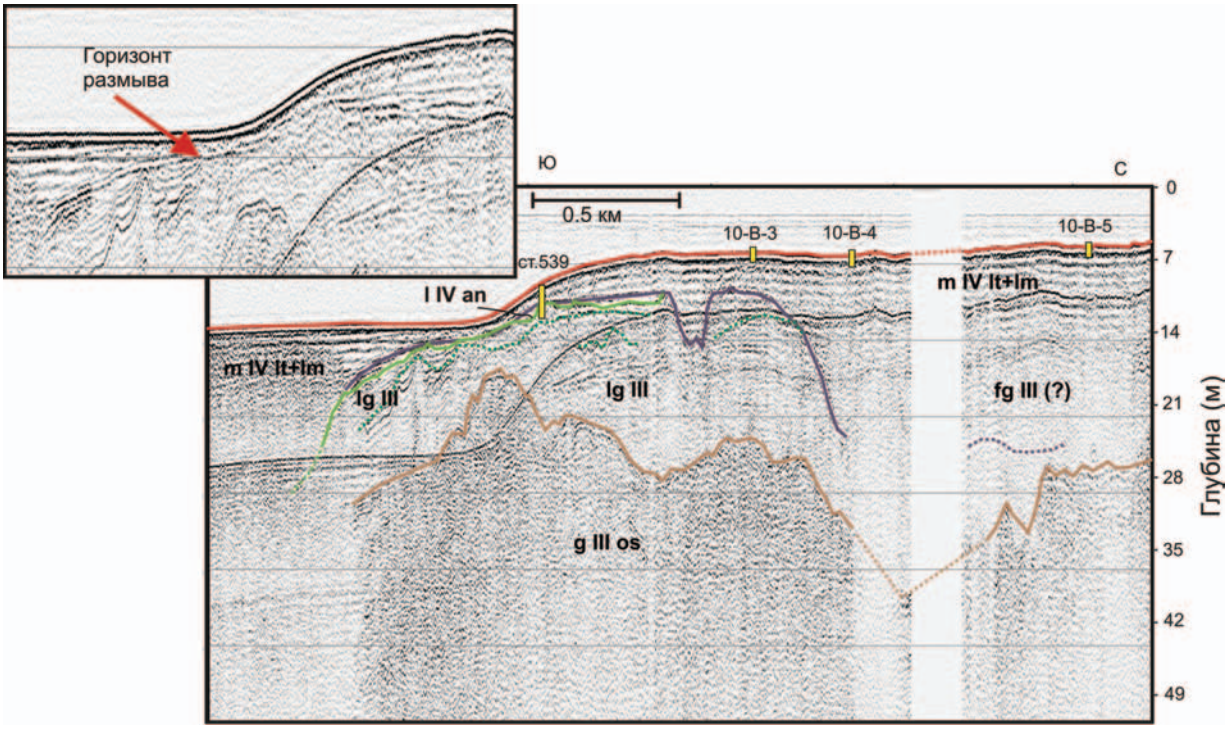

Рис. 5. Профиль НСП: западная часть террасы м. Лаутаранта – пос. Репино

g III os – ледниковые отложения; **lg III** – отложения местных приледниковых озер и Балтийского ледникового озера; **fg III(?)** – предположительно флювиогляциальные отложения, **l IV an** – отложения Анцилового озера, **m IV lt+lm** – морские литориновые и постлиториновые отложения

раса, выработанная в поздненеоплейстоценовых озерно-ледниковых отложениях.

Как показали результаты бурения, терраса здесь также сложена песком. На мористом склоне террасы (60°10,37 с. ш., 29°37,75 в. д., глубина 10,2 м) мощность слоя песков (преимущественно мелко- и тонкозернистых) (рис. 6) составляет всего 30 см. Однако в них также прослеживаются горизонты размыва, выраженные прослоями грубозернистого песка. Нижний контакт песчаной толщи резкий, имеет четкие карманообразные очертания. Подстилающие отложения, судя по характерным литологическим признакам (наличие гнезд и стяжений гидротроиллита), представлены глинами Анцилового озера. В их основании (интервал 0,86–0,95 м) залегает прослой плотного серого алеврита, который, по-видимому, отвечает горизонту размыва, выделяющемуся на сейсмоакустическом профиле. Нижний контакт прослоя резкий, несогласный. В забое скважины были отобраны типичные осадки бассейновых фаций Балтийского ледникового озера.

Палинологический анализ образцов колонки 10-В-1 показал, что концентрация пыльцы по всему разрезу невысокая. Практически во всех образцах отмечены древние переотложенные формы. Образцы нижних горизонтов (170–130 см), представленные средне- и мелкозернистым песком, по составу палиноспектров схожи между собой. Доминирует пыльца древесных пород, среди которых преобладают *Picea* и *Pinus*. Также отмечены *Betula, Juniperus, Corylus*. Пыльца трав встречается в единичных значениях *Poaceae, Cyperaceae, Chenopodiaceae, Polygonaceae, Rubiaceae* и др. Из спор обнаружен *Lycopodium annotinum*.

Образец из эрозионного горизонта (130–117 см) – грубозернистый песок с гравием со скоплением органического вещества. Концентрация

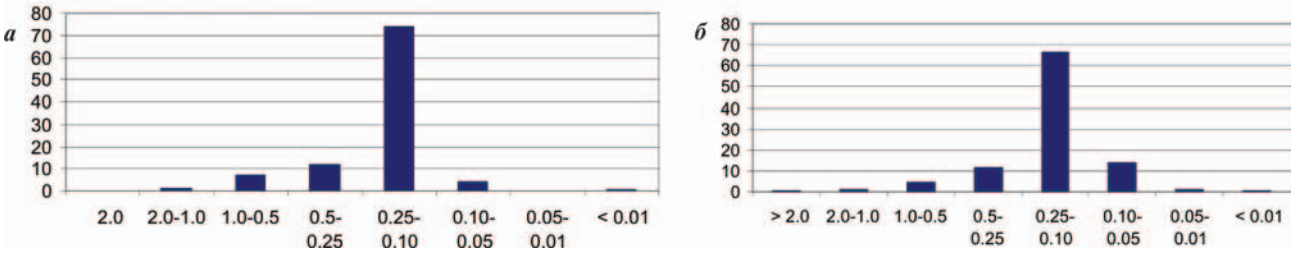

Рис. 6. Гистограммы гранулометрических распределений песков террасы

а – скважина на площадке террасы (ст. 539, склон террасы, инт. 0,28–0,43 м); *б* – колонка на мористом склоне террасы (ст. 10-В-5, площадка террасы, инт. 0,3–0,4 м)

пыльцы снижается. Спектр отличается от выше- и нижележащих осадков. Преобладает пыльца берез, среди трав – пыльца осоковых. Отмечены также пыльца *Ulmus* и разнотравье.

Образцы верхних горизонтов террасы (117–60 см), представленные средне- и мелкозернистым песком, представляют примерно сходные спектры, однако несколько отличные от нижней части разреза. Содержание пыльцы ели снижается. Преобладает пыльца сосны и ольхи. Отмечена также пыльца берез. Увеличивается разнообразие пыльцы трав, среди которых доминируют *Poaceae* и *Cyperaceae*. Среди спор отмечены *Polypodiaceae, Equisetum*.

В результате выполненного анализа делать какие-либо уверенные выводы не очень корректно в связи с низкой концентрацией пыльцы и вероятной ее переотложенностью. Однако некоторые предположения в данном случае допустимы.

Нижняя часть разреза формировалась в достаточно теплых и относительно влажных условиях, способствующих распространению еловых и елово-сосновых лесов. В подлеске встречался можжевельник. В нижнем ярусе лесов был распространен плаун годичный. Растительный покров напоминал современный. В настоящее время ельники на побережье от Комарово до Зеленогорска являются самым распространенным типом растительных сообществ и занимают 42 % площади [10]. Судя по преобладанию ели в составе древесных пород, сокращение распространения которой совпадает с началом регрессии, возможно, отложения нижней части разреза формировались в суббореальный период. По колонкам морских отложений расчленение отложений позднего голоцена, как правило, затруднительно [3, 8 и др.].

Суббореальный и субатлантический периоды – это время заключительного этапа в формировании голоценовых палеоводоемов, связанного с началом регрессии Литоринового моря. В связи с этим корреляция разрезов морских отложений с озерными и болотными дает хорошие результаты. Как известно из изучения разрезов озерных отложений, в суббореале в более влажных местах, таких как побережье Балтики, основной лесообразующей породой была ель [9]. Далее происходит небольшое снижение влажности. Накопление грубозернистого песка с гравием и скоплением органического вещества происходило на границе суббореального и субатлантического периодов. Органическое вещество, вероятно, поступало в осадки в результате абразии берегов. Очень низкая концентрация пыльцы связана с гранулометрическим составом отложений. О характере растительного покрова на побережье здесь судить сложно. Можно предположить, что снос происходил с большой территории, при этом, перемешиваясь с подстилающими осадками, встречается, например, пыльца вяза, который в настоящее время на северном побережье Финского залива очень редок. В суббореальный период вяз также имел весьма ограниченное распространение на побережье Балтики, в субатлантический период в связи с похолоданием он исчезает совсем.

Верхняя часть отложений сформировалась в субатлантический период. Об этом свидетельствует характер спектров изученных образцов. Доминантой здесь является сосна, субдоминантой береза, что не противоречит имеющимся данным по озерным отложениям субатлантического периода. Характер реконструированной растительности по отложениям верхней части разреза отличается от современного растительного покрова побережья Финского залива. Описанный тип растительности в настоящее время характерен для островов Финского залива, где господствуют сосновые боры, а к морским побережьям приурочены черноольшаники [2]. Реконструированный травянистый покров также отражает скорее современные островные ландшафты.

Подводная терраса района м. Флотский – м. Песчаный вытянута в субширотном направлении на 18 км, ширина ее составляет от 800 до 1100 м. В ее восточной части площадка террасы

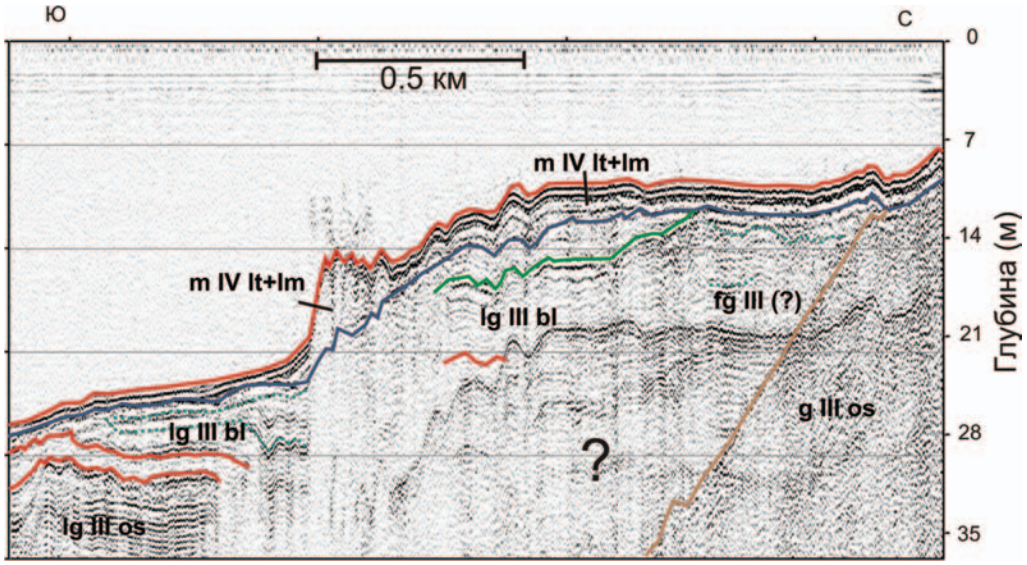

Рис. 7. Профиль НСП: западная часть террасы м. Флотский – м. Песчаный

g III os – ледниковые отложения, **lg III os** – отложения местных приледниковых озер, **lg III bl** – отложения Балтийского ледникового озера, **fg III(?)** – предположительно флювиогляциальные отложения, **m IV lt+lm** – морские литориновые и постлиториновые отложения

лежит на глубине 10 м, подножие расположено на глубине 18 м. В центральной и западной (к востоку от мыса Флотский) частях террасы батиметрическое положение ее площадки не изменяется, а подножие опускается на глубины 20 и 25 м. Уступ, ограничивающий террасу со стороны моря, имеет уклон в пределах 6–7°. Описываемая терраса была изучена еще в 1960-х годах и в течение следующих 20–30 лет использовалась как месторождение песка. Исследования 2009–2011 гг. позволили установить, что терраса имеет более сложное строение, чем предполагалось ранее (рис. 7). Со стороны берега она ограничена пологой ступенью (1–1,5°) начинающейся с глубин 6–7 м и представляющей собой перегиб склона, ограничивающий с моря вторую террасу, расположенную на более высоком батиметрическим уровне. Эта более высокая терраса соответствует по гипсометрическому положению террасе м. Лаутаранта – пос. Репино. Площадка более высокой террасы постепенно (без четко выраженного тылового шва) переходит в современный подводный береговой склон, сложенный валунно-галечными отложениями, покрытыми слоем песков различного гранулометрического состава. В техногенных подводных карьерах, возникших в результате добычи песков, происходит накопление алеврито-пелитовых илов, возобновления песчаной аккумуляции не происходит.

Цоколем террасы служат преимущественно поздненеоплейстоценовые ледниково-озерные отложения, а на ряде участков под песками террасы наблюдаются также выходы морены. Поверхность цоколя образует ступень с относительно пологим (2–3°) склоном на глубинах 6–12 м со стороны берега и 20–22 м со стороны моря. Тело террасы сложено мелкозернистыми песками (с прослоями грубозернистых). Встречаются участки, сложенные средне- и крупнозернистыми песками, а также линзы илистых отложений. Со стороны берега на глубинах 4–7 м пески на ряде профилей, перпендикулярных к простиранию террасы, перекрываются толщей песчано-гравийных образований, имеющих изменчивую мощность, достигающую в отдельных карманообразных понижениях 4–6 м.

Площадка террасы пос. Лебяжье – пос. Большая Ижора слабо наклонена в сторону моря и расположена на глубинах от 4 до 4,8 м, подножие – на глубине около 10 м. Терраса имеет ширину 1,5–2 км. Со стороны моря на склоне террасы выделяется локальное вытянутое повышение рельефа, которое может интерпретироваться либо как песчаный береговой вал, либо как моренные гряды, покрытые песком (рис. 8).

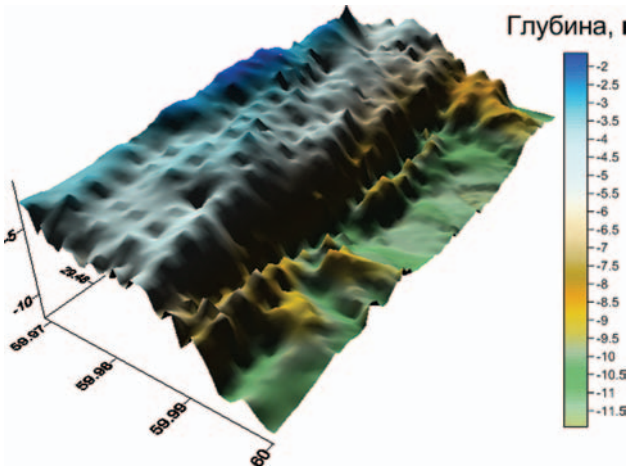

Рис. 8. Трехмерная схема рельефа террасы пос. Лебяжье – пос. Большая Ижора

Уклон мористого склона террасы не превышает 3–4°. Со стороны берега терраса ограничена пологим (около 2°) уступом, глубины изменяются с 4,8 до 1,4 м, переходящим в пологий подводный береговой склон (верхняя терраса). Поверхностные осадки обеих террас представлены преимущественно мелкозернистыми 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 составляет от 2–2,3 м (в прибрежной части террасы и на склоне вдоль бровки) до 3,8–4,2 м в центральной части. Цоколем террасы повсеместно служат коричневато-серые глины со стяжениями гидротроилита, представляющие собой бассейновые фации Анцилового озера.

Моделирование. Применительно к оценке возраста формирования террас восточной части Финского залива моделирование сводилось к оценке изостатических движений в связи с деградацией и распадом последнего ледникового щита (покрова), перераспределением водных масс и осадочного материала, трансформациями геоида, а также возможными сценариями эвстатических колебаний уровня океана. Базовой суперрегиональной основой послужило геолого-геоморфологическое моделирование высокого разрешения (МВР) [22], подтвердившее ранее установленные оценочные корово-мантийные реологические параметры [31]. Тем не менее при сохраняющихся вариациях прежде всего оценки пространственно-временных изменений мощности ледникового щита и уровня океана, моделирование предлагает возможные граничные и оптимальные сценарии развития и служит общей основой, корректируемой геологическими данными. Представляется, что автоматизированное МВР по временным срезам может способствовать более точному прогнозированию палеогеографической обстановки. В свою очередь надежно датированные релевантные плейстоценовые и голоценовые поверхности позволяют улучшить модели, сократив неточности.

Оценка возможного диапазона изменений мощности ледникового покрова является принципиальной для корректной модели. МВР оперирует описанием временного положения покровов во временных срезах и вспомогательным пакетом гридов, учитывая при расчетах концентрическую зональность ледникового щита, рисунок и воздействие преимущественно радиальных ледниковых потоков, вариации параметров во времени, топографические факторы, различные условия граничной системы льда – ложа [22], а также геологические и геотермические особенности данного среза.

Принятая реологическая модель прогнозирует формирование компенсационного краевого поднятия при ледниковой нагрузке [30]. Ось этого размытого широкого вала замыкает зону краевого опускания вдоль границы развития ледникового щита. Она параллельна осредненному ледниковому краю

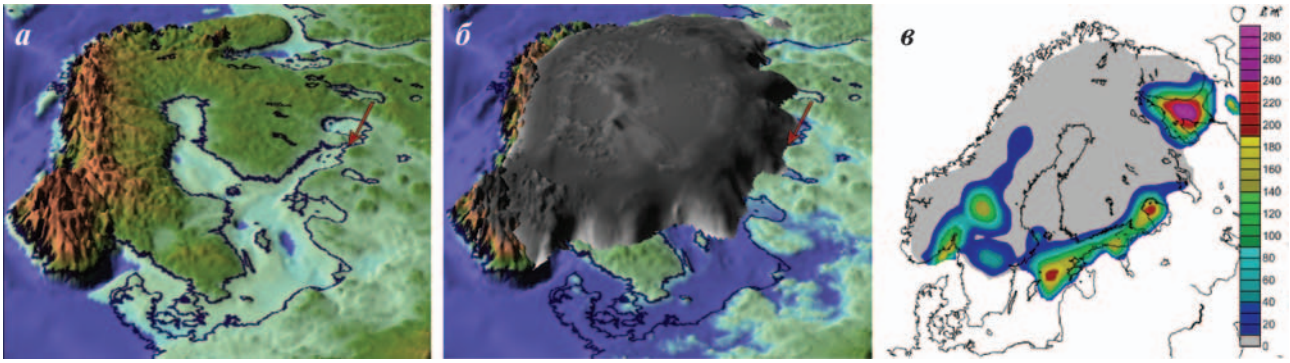

Рис. 9. Моделирование ледникового покрова во времени

а – современный ландшафт региона, стрелкой показано положение Невской губы восточной части Финского залива; *б* – пример модели ледникового щита 14 тыс. лет назад; *в* – пример возможного различия моделей мощности льда 14 тыс. лет назад в метрах с учетом дифференцированных сценариев воздействия геологических и геотермических особенностей

и смещена на первые сотни километров при небольшой амплитуде (15–30 м). Важным представляется то, что мигрирующее во времени поднятие может в разной степени изменять рисунок гидросети с ее возможной частичной более ранней блокировкой еще до пояса приледниковых озер. При деградации же ледникового покрова прохождение вала должно вызывать отложенные во времени отклонения как величины, так и знака движений в некоторых пространственно-временных континуумах. Картина усложняется в случае осцилляций ледникового края, что, по-видимому, является нормой. Упомянутое изменение общего рисунка дренажа может привнести «событийные элементы» развития, опять-таки существенно отложенные во времени по отношению к отступанию покрова.

Несмотря на возможный пересмотр в будущем степени применимости соотношений Глена, описывающих напряжения вязкопластических деформаций, сегодняшняя степень изученности физических процессов ледников хорошо освещена в литературе [15, 19, 26], как и общие вопросы моделирования объема и мощности ледниковых щитов [35, 39]. Наша модель придает большее значение топографическому фактору и геолого-геотермическим особенностям субстрата, определяющим возможные вариации базальных условий и движения льда [22] с различным соотношением вязкопластического течения и глыбового скольжения во времени. В частности, представляется, что различная оценка напряжения сдвига и скоростей движения льда в зоне распространения неметаморфизованных отложений плитного чехла может изменять оценочную мощность льда на несколько сотен метров (рис. 9, *в*). Возможную дополнительную роль при этом играло изменение зональности вечной мерзлоты, для оценки которой нами использовался соответствующий авторский программный модуль [1].

Вариации в оценке мощности ледникового щита приводят к таковым и в оценке изостатической релаксации, а также в меньшей степени к изменениям геоида. Кроме того, на неоднозначность расчетов влияют параметры глубинной модели, такие как положение уровней релаксации и их динамическая вязкость. Например, двукратное уменьшение вязкости с 0,024 до 0,012 Па·с вызовет уменьшение изостатического поднятия к 10 тыс. лет назад приблизительно на 10 м.

Естественно, что различия, связанные как с оценкой мощности и положения ледникового щита на стадии дегляциации, так и с реологическими параметрами, будут нивелироваться по мере увеличения постсобытийного временного отрезка (рис. 10). За последние 6500 лет они менее значимы.

Гидроизостазия также является весьма важной компонентой постледникового поднятия. Перераспределение водных масс крупных приледниковых озер начала дегляциации – Балтийского ледникового и Анцилового, а также морских стадий их развития служило известным значимым генератором трансформации изостатической компоненты. В условиях генерального эвстатического подъема уровня океана дополнительную осложняющую роль играли резкие документированные изменения озерных уровней [23, 37]. По мере уменьшения

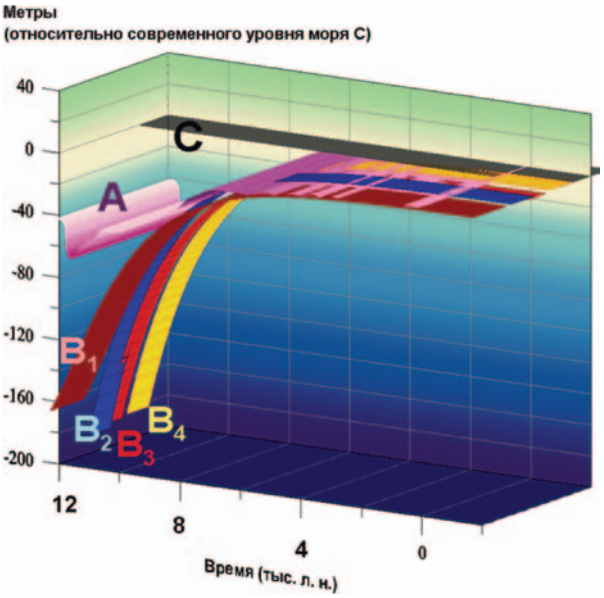

Рис. 10. График, иллюстрирующий некоторые вводные элементы сценариев развития, отраженные в моделях

А – сводная кривая одного из сценариев изменения озерного, либо морского уровня с учетом временного изменения геоида; B_1–B_4 – возможные результирующие кривые изостатического поднятия условной центральной точки района, полученные с учетом вариантов мощности льда и реологических параметров; С – современный уровень моря

роли гляциоизостазии во времени, возрастал относительный вклад гидроизостазии, в том числе приводивший к небольшим локальным вариациям. В частности, данный процесс мог повлиять на локальные отклонения рисунка поднятия района Ладожского озера вследствие значимых изменений уровня озера как после его изоляции от Балтийского бассейна, так и после прорыва – образования реки Невы [21]. В течение постсобытийных интервалов продолжительностью 1000–2000 лет нельзя исключить небольшое интерферирующее влияние и на район Невской губы с отклонением хода изобаз до 0,5 м.

Помимо этого, процессы эрозии и аккумуляции также внесли вклад в характер и амплитуду изостатических движений [22] и учитывались при моделировании. Заметим, что в связи с различной плотностью льда, воды, денудированного и переотложенного материала сводная калькуляция изостатической релаксации, как обычно, осуществлялась с пересчетом в эквивалент водной нагрузки. Общий вклад перераспределения отложений в поздне-послеледниковые изостатические движения района восточной части залива не превышал первых метров. Однако процессы денудации и аккумуляции внесли существенный (если не доминантный) вклад в модификацию ландшафта дна и береговых зон.

В связи с сопутствующим изменением гравитационного поля при моделировании по известным формулам была проведена коррекция геоида (рис. 11), играющая значимую роль в оценке эвстатических колебаний [25, 29].

Существенно, что при попытке приложения различных «глобальных» кривых изменения уровня моря во времени (рис. 11) необходимо по меньшей мере оценивать модификацию геоида и различия в тектонической составляющей между «регионом происхождения» того или иного сводного графика, с одной стороны, и районом приложения моделирования, с другой. Кривые, подготовленные по островам Тихого океана [27], несколько более универсальны и аппликабельны [29]. Нам представляется, что для Балтийского региона интерес представляет график, предложенный Терсом [36] для Атлантического побережья Франции и подтвержденный недавними исследованиями [20]. Впрочем, ни одна из эвстатических кривых, по нашему мнению, не может в настоящее время быть использована без множества оговорок. При моделировании может быть введена любая из известных величин либо их осреднение по различным алгоритмам. Временной шаг вводимых таблиц (например, 100 лет) определяет генерируемые для визуализации срезы.

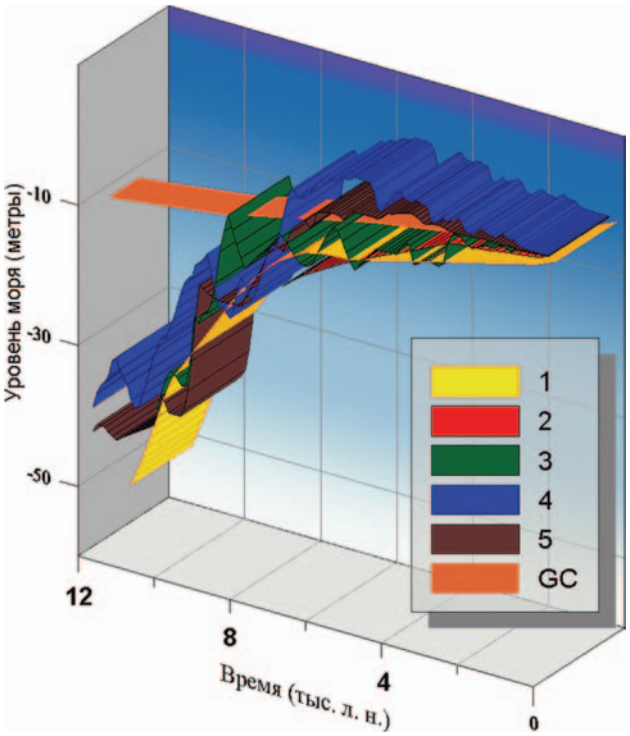

Рис. 11. Кривые изменения уровня океана за последние 10–12 тыс. лет

1 – по Fairbanks R. [27]; *2* – сводная по Тихому океану; *3* – по Morner N. [32]; *4* – по Fairbridge R. [28]; *5* – по Ters M. [36]; *GC* – локальной временной коррекции уровня на изменение геоида

Результаты моделирования и гипотеза образования террас. Несмотря на различные результирующие модели развития региона, связанные с некоторым диапазоном вариаций расчета гляциоизостатического фактора и оценки эвстатических колебаний, можно подытожить некоторые общие положения, выделив процессы, контролировавшие образование террасовых уровней крайней восточной части Финского залива, и определив ключевые временные интервалы формирования террас.

Процессы образования террас. По мнению авторов, наиболее четко понятию «морская терраса» соответствует следующее определение: «субгоризонтальная поверхность морского генезиса на суше, подводном береговом склоне или шельфе, ограниченная с двух сторон перегибами профиля большей, чем ее поверхность, крутизны, сформированная физико-механическими, биогеохимическими и др. процессами в волноприбойной барьерной зоне при периодических изменениях климата и относительных колебаниях уровня моря» [14].

В отечественной научной литературе первые концепции формирования морских террас были предложены В. П. Зенковичем [5, 6], А. С. Иониным и П. А. Каплиным [7], О. К. Леонтьевым [11,12]. В. П. Зенкович [5] считал, что наиболее общей причиной формирования морских абразионных террас является прерывистое поднятие суши. По его мнению, в условиях равномерного относительного поднятия суши абразионные террасы не образуются, за исключением отдельных случаев (временное блокирование берега островом или мелью, пульсирующее поступление наносов в береговую зону, изменение уклонов поверхности подводного берегового склона и т. п.).

На основе анализа материалов региональных исследований Белого, Берингова, Черного и Каспийского морей А. С. Иониным и П. А. Каплиным [6] были рассмотрены механизмы формирования абразионных и аккумулятивных террас и установлено, что образование абразионных террас может происходить также в условиях равномерного относительного поднятия суши, если скорость относительного поднятия суши меньше скорости размыва берегового откоса. Решающее значение для формирования морских аккумулятивных террас, по мнению А. С. Ионина и П. А. Каплина, имеют первичные уклоны берегового откоса. Берег должен

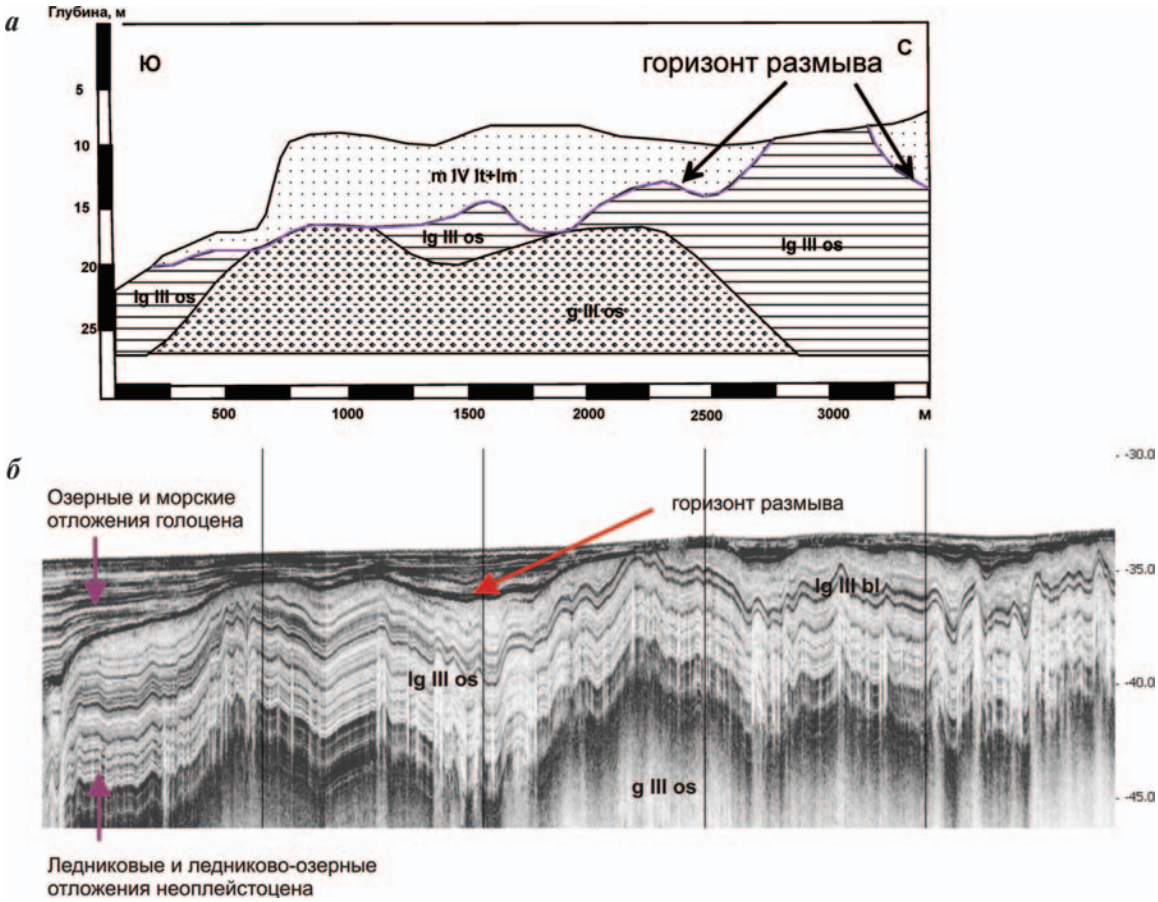

Рис. 12. Подводная терраса к югу от о. Сескар (*а*) и геолокационный профиль дна открытой части Финского залива (*б*) (результаты совместного рейса НИС «Аранда» ВСЕГЕИ и Геологической службы Финляндии)

g III os – ледниковые отложения; **lg III os** – отложения местных приледниковых озер; **lg III bl** – отложения Балтийского ледникового озера; **m IV lt+lm** – морские литориновые и постлиториновые отложения

быть достаточно отмелым для того, чтобы при выработке профиля равновесия значительная часть материала выбрасывалась к берегу и накапливалась в виде последовательной серии береговых валов. На приглубых берегах аккумулятивные террасы формируются в вогнутостях берега при вдольбереговом перемещении наносов. При непрерывной подаче обломочного материала морская аккумулятивная терраса все более расширяется за счет причленения вновь образующихся береговых валов. Вместе с выдвижением линии берега последовательно смещаются и фациальные зоны прибрежных осадков, причем в условиях равномерного относительного поднятия суши береговые валы как бы надвигаются на отложения верхней части подводного берегового склона. Наносы последней в свою очередь начинают перекрывать глубоководные фации [9]. Накопление подобной регрессивной толщи происходит до момента изменения условий питания аккумулятивного участка наносами.

Согласно современным представлениям наиболее вероятным механизмом формирования аккумулятивных прибрежных террас является медленное относительное понижение уровня моря [4] в условиях непрерывного осадконакопления при средних и малых уклонах подводного берегового склона.

По мнению Г. И. Рычагова [17], развитие берега и формирование морских террас зависит «не только и не столько от уклонов подводного берегового склона, сколько от соотношения его уклонов и уклонов прилегающей к берегу суши – при уклонах берега, превышающих уклон подводного берегового склона, формируется абразионный берег, при обратном соотношении – аккумулятивный» [17, с. 24].

Формирование субгоризонтальной поверхности происходит обычно при стабилизации уровня моря и поэтому ее относительная высота обычно выдержана вдоль берега в пределах плюс-минус несколько метров. Впоследствии такая «одновысотность» может быть нарушена в результате проявления дифференцированных вертикальных тектонических движений. Поэтому можно считать в общем случае, что чем моложе терраса, тем в большей степени выражена выдержанность высоты ее субгоризонтальной поверхности, так как на более коротком отрезке времени относительно медленные тектонические движения еще не успели проявиться [14].

На основе анализа полученных нами результатов можно сделать вывод о том, что все три рассматриваемые террасы являются *аккумулятивными*. В то же время цоколем террас северного побережья является кровля поздненеоплейстоценовых ледниковых и озерно-ледниковых отложений, в которых ранее (до начала развития анциловой трансгрессии) были выработаны *абразионные* террасы.

Возраст образования террас. Предположение о возрасте образования горизонта размыва хорошо согласуется с общими представлениями о раз-

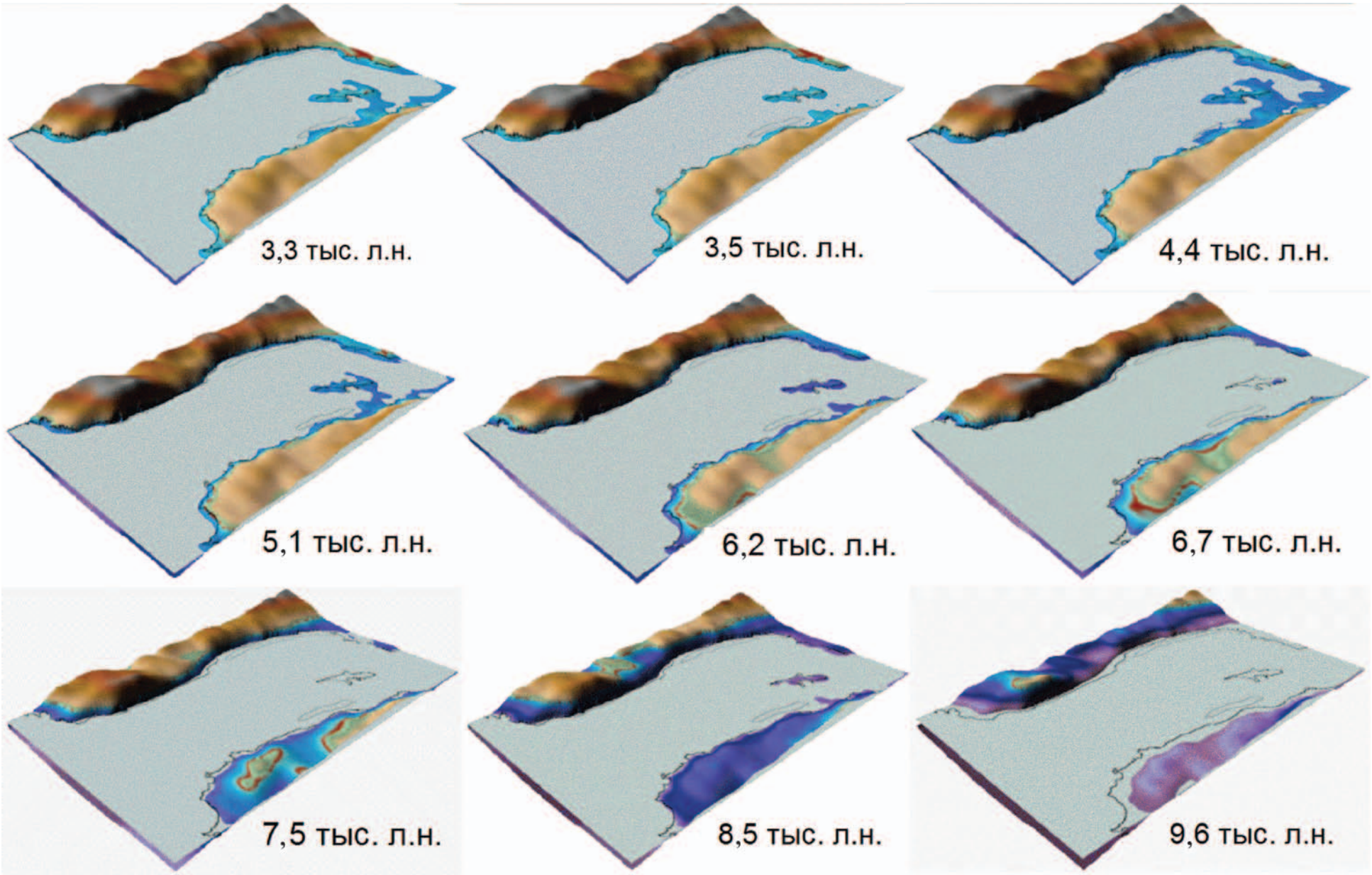

Рис. 13. Некоторые примеры сценария модели. Числами показан корректированный радиоуглеродный возраст (тыс. лет), рельеф прилегающей суши показан упрощенно

витии палеобассейнов после отступания ледникового щита. В частности, отступление края ледника к северу от горы Биллинген (Швеция) вызвало быстрый спуск вод Балтийского ледникового озера. Дренаж Балтийского ледникового озера произошел по разным данным в период от 10 тыс. лет назад (11,6 тыс. кал. лет назад) [34] до 10,3 лет назад (11,7–12 кал. лет назад) [24, 38]. К примеру, амплитуда падения уровня воды в юго-западной Эстонии достигала приблизительно 25 м [33].

Таким образом, горизонт размыва, выделяющийся на сейсмограммах террас северного берега и вскрытый бурением в цоколе террасы южного берега, может быть сопоставлен по времени образования с преданциловой регрессией палеоводоема, а выявленный перегиб профиля маркирует береговую линию того же времени.

Горизонт размыва поздненеоплейстоценовых отложений также был зафиксирован геолокационными профилями на прилегающих участках прибрежных мелководий восточной части Финского залива, например, в районе о. Сескар (–15 м), Нарвском заливе (–14...16 м), северо-восточном участке подводного склона о. Большой Березовый (–12...13 м), Копорской губе (–12 м) (рис. 12, *а*). В этом случае, с учетом тектоники и положения уровня моря во время раннеголоценовой регрессии, сформировавшиеся ранее бассейновые фации ледниково-озерных отложений могли оказаться на палеоглубинах 15–20 м, что и обусловило процессы подводного размыва (рис. 12, *б*).

И. О. Леонтьевым было проведено математическое моделирование механизма образования террасы м. Лаутаранта – пос. Репино. В рамках предлагаемой концепции развитие берега в позднем голоцене выглядит как процесс постепенного размыва надводных террас и формирования новых террас на дне. Во время трансгрессий скорость рецессии (отступания) берега достигала 0,5 м год$^{-1}$, а в промежутках уменьшалась вдвое. Подводная терраса, формировавшаяся в период 3,2–1,2 тыс. лет назад, наращивалась в одинаковой мере за счет рецессии берега и аккумуляции материала у ее внешнего края. Берег в этот период отступил примерно на 500 м, а средняя скорость аккумуляции могла составлять около 0,7 м^{3}м$^{-1}$год$^{-1}$ [13].

В качестве начальной анциловой стадии прибрежной переработки такого рода гипотетично выделим интервал 9,4–8,4 тыс. лет назад (здесь и далее мы будем использовать так называемую калиброванную шкалу корректированного изотопного возраста). В зависимости от параметров модели приближение уровня к «террасовому» более вероятно около 9,3, либо 8,4 тыс. лет назад, а оценочный диапазон локализации альтитуд лежит в интервале +5...–4 м по отношению к современному. Впрочем, переход поверхности наблюдаемых ныне террас в зону штормовой активности теоретически был кратковременным, так что скорее можно говорить о возможной подготовке формирования террас, которая происходила уже позже литориновой трансгрессии.

В качестве молодых «регрессивных интервалов» более вероятными представляются возрастные отрезки 5,6–5,1, 4,6–4,4, 3,5–3,0 тыс. лет назад. При этом модель (рис. 13) зависит от точности оценки цикличных осложнений общего поднятия уровня океана, их ранга, величины и амплитуды. Представляет интерес возможное понижение уровня моря с цикличностью 1,4–1,5 тыс. лет, связанное с дискуссионными эпизодическими похолоданиями, включая так называемый малый ледниковый период.

Выводы. Все три исследованные террасы являются аккумулятивными, хотя цоколем террас северного побережья является кровля поздненеоплейстоценовых ледниковых и озерно-ледниковых отложений, в которых ранее (до начала развития анциловой трансгрессии) были выработаны абразионные террасы. Цоколем террас северного берега являются верхненеоплейстоценовые ледниковые, флювиогляциальные и ледниково-озерные отложения. На мористом склоне террасы песчаное тело непосредственно подстилается глинами Анцилового озера. Цоколем террасы, расположенной между поселками Лебяжье и Большая Ижора, служат бассейновые фации анциловых озерных отложений.

Максимальная мощность песчаных отложений террасы м. Флотский – м. Песчаный достигает 10–12 м, террасы м. Лаутаранта – пос. Репино – 5–7 м. Мощность тела террасы южного берега составляет от 2–2,3 (в прибрежной части террасы и на склоне вдоль бровки) до 3,8–4,2 м в центральной части. Террасы сложены преимущественно хорошо сортированными мелкозернистыми песками, разделенными маломощными (10–15 см) прослоями грубозернистых песков с гравием и галькой.

По результатам моделирования для формирования террас представляется существенной не только завершающая фаза развития в течение последних трех тысяч лет, но и начальная стадия прибрежной палеопереработки, предшествовавшая литориновой трансгрессии. Гипотетическая промежуточная фаза возможных эпизодических понижений уровня моря в периоды 5,6–5,1 и 4,6–4,4 тыс. лет назад требует дополнительного изучения.

Подводная терраса м. Лаутаранта – пос. Репино, формировалась в период 3,2–1,2 тыс. лет назад, наращиваясь в одинаковой мере за счет рецессии берега и аккумуляции материала у ее внешнего края. Берег в этот период отступил примерно на 500 м, а средняя скорость аккумуляции могла составлять около 0,7 м^{3}м$^{-1}$год$^{-1}$. Это подтверждают и результаты палинологического анализа верхней части террасы. По изменению характера растительного покрова зафиксировано похолодание на границе суббореального и субатлантического периодов в период регрессивной стадии моря.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант РФФИ 09-05-00303). Авторы выражают благодарность Ю. П. Кропачеву, С. Ф. Мануйлову, Б. В. Степанову, А. Ю. Сергееву и В. Н. Иванову, участвовавшим в полевых геофизических исследованиях, а также капитану и команде судна «Риск», с борта которого проводилась большая часть работ.

1. *Амантов А. В., Амантова М. Г.* Развитие котловины Ладожского озера с позиций ледниковой теории. – СПб.: Труды Института озероведения.

2. *Глазкова Е. А.* Флора островов восточной части Финского залива: состав и анализ. – СПб.: Изд-во СПбГУ, 2001. – 348 с.

3. *Давыдова Н. Н., Джиноридже Р. Н., Квасов Д. Д.* и др. Новые данные по стратиграфии донных отложений Южной Балтики // Балтика. № 4, 1970. – С. 33–43.

4. *Долотов Ю. С., Жиндарев Л. А., Каплин П. А.* и др. Развитие песчаных берегов бесприливных морей в условиях колебания уровня водоема // Океанология. 2001. Т. 41. № 2. – С. 292–304.

5. *Зенкович В. П.* Некоторые факторы образования морских террас // ДАН СССР. 1949. Т. 65. № 1. – С. 13–31.

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

7. *Ионин А. С., Каплин П. А.* Особенности формирования морских террас // Изв. АН СССР. Серия геогр. 1956. № 5. – С. 9–21.

8. *Клейменова Г. Н., Лукошявичюс Л. С.* Новые данные о возрасте древнебереговых уровней Южной Балтики // Вестник ЛГУ. 1982. № 18. – С. 98–102.

9. *Клейменова Г. И., Сапелко Т. В.* К палеогеографии севера Карельского перешейка в среднем и позднем голоцене // Палинология: стратиграфия и геоэкология: Сб. науч. трудов XII Всероссийской палинолог. конф. В 3 т. – СПб.: ВНИГРИ, 2008. – Т. II. – С. 134–137.

10. Комаровский берег – комплексный памятник природы / Под ред. Е. А. Волкова, Г. А. Исаченко, В. Н. Храмцова. – СПб., 2002. – 92 с.

11. *Леонтьев О. К.* Основы геоморфологии морских берегов. – М.: Изд-во МГУ, 1961. – 418 с.

12. *Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г., Сафьянов Г. А.* Геоморфология морских берегов. – М.: Изд-во МГУ, 1975. – 336 с.

13. *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.

14. *Никифоров Л. Г., Павлидис Ю. А.* Новый взгляд на морфолитогенез морских террас // Океанология. 2002. Т. 42. № 3 – С. 465-476.

15. *Патерсон У. С. Б.* Физика ледников. – М.: Мир. 1984. – 472 с.

16. Путеводитель экскурсий А-15, С-15. Ленинград и Ленинградская область. XI конгресс ИНКВА / Ред. И. И. Краснов, Е. П. Заррина. – М.: ВИНИТИ. 1982. – 49 с.

17. *Рычагов Г. И.* К вопросу о морских террасах // Вестник МГУ. Серия 5. География. 2006. № 4. – С. 20–25.

18. *Рябчук Д. В., Спиридонов М. А., Сухачева Л. Л.* и др. Рельеф, геологическое строение и экзогенные геологические процессы береговой зоны Курортного района Санкт-Петербурга // Регион. геология и металлогения. 2008. № 36. – С. 109–120.

19. *Шумский П. А.* Динамическая гляциология // Гидрология суши, гляциология. – М.: ВИНИТИ. 1969. – 172 с.

20. *Allard J., Chaumillon É., Poirier C.* et al. Evidence of former Holocene sea level in the Marennes-Oléron Bay (French Atlantic coast). – C. R. Geoscience. 2008. Vol. 340. – P. 306–314.

21. *Amantov A., Fjeldskaar W.* Plio-Pleistocene erosion and isostasy of the Baltic Region: impact of different glaciations // The Baltic Sea Geology-10 (Abstracts volume). SPb., 2010. – P. 9–10.

22. *Amantov A., Fjeldskaar W., Cathles L. M.* Glacial erosion of the Baltic Sea region, and the effect on the post-glacial uplift / J. Harff, S. Björck, P. Hoth (eds) // The Baltic Sea Basin. Springer. 2011. – P. 53–75.

23. *Andrén T., Lindeberg G., Andrén E.* Evidence of the final drainage of the Baltic Ice Lake and the brackish phase of the Yoldia Sea in glacial varves from the Baltic Sea // Boreas. 2002. Vol. 31. – P. 226–238.

24. *Björck. S.* A review of the history of the Baltic Sea, 13.0–8.0 ka BP // Quaternary International. 1995. Vol. 27. – P. 19–40.

25. *Cathles L. M.* The viscosity of the Earth's mantle. – Princeton, New Jersey: Princeton University Press, 1975. – 386 p.

26. *Cuffey K. M. and Paterson W. S. B.* The Physics of Glaciers, 4th edition. – Amsterdam: Elsevier. 2010. – 693 p.

27. *Fairbanks R. G.* A 17,000-years glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation // Nature. 1989. Vol. 342. – P. 637–642.

28. *Fairbridge R. W.* Eustatic changes in sea level // Physics and Chemistry of the Earth. 1961. Vol. 4. – P. 99–185.

29. *Fjeldskaar W.* Geoidal-eustatic changes induced by the deglaciation of Fennoscandia // Quaternary International. 1991. Vol. 9. – P. 1–6.

30. *Fjeldskaar W.* The amplitude and decay of the glacial forebulge in Fennoscandia // Norsk Geol. Tidsskrift. 1994. Vol. 74. – P. 2–8.

31. *Fjeldskaar W., Cathles L.* The present rate of uplift of Fennoscandia implies a low-viscosity asthenosphere // Terra Nova. Vol. 3. 1991. – P. 393–400.

32. *Morner N.-A.* The Fennoscandian uplift and Late Cenozoic geodynamics: geological evidence // GeoJournal. 1979. Vol. 3. – P. 287–318.

33. *Rosentau A., Veski S., Kriiska A.* et al. Palaeogeographic Model for the SW Estonian Coastal Zone of the Baltic Sea // The Baltic Sea Basin / J. Harff, S. Björck, P. Hoth (eds.). – Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2011. – P. 165–188.

34. *Strömberg, B.* The final stage of the Baltic Ice Lake / A.-M. Robertsson, B. Ringberg, U. Miller, L. Brunnberg (Eds.). Late Quaternary stratigraphy, glacial morphology and environmental changes. – Sveriges Geologiska Undersökning Ca. 1992. Vol. 81. – P. 347–354.

35. *Tarasov L., Peltier W. R.* Laurentide ice sheet aspect ratio in models based on Glen's flow law // Ann. Glaciol. 2000. Vol. 30. – P. 177–186.

36. *Ters M.* Variations in Holocene sea level on the French Atlantic coast and their climatic significance / M. R. Rampino et al. (Eds.) // Climate: History, Periodicity and Predictability. – New York: Van Nostrand Reinhold, 1986. – P. 204–237.

37. *Tikkanen M., Oksanen J.* Late Weichselian and Holoscene shore displacement history of the Baltic Sea in Finland // Fennia. 2002. – 180 p.

38. *Uscinowicz S.* Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the Southern Baltic // Polish Geological Institute Special Papers. 2003. Vol. 10. – 79 p.

39. *Zweck C., Huybrechts P.* Modelling of the northern hemisphere ice sheets during the last glacial cycle and glaciological sensitivity // J. Geophys. Res. 2005. Vol. 110. – D07103, doi:10.1029/2004JD005489. – 24 p.

Амантов Алексей Владиславович – канд. геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ. <4448470@mail.wplus.net>.

Жамойда Владимир Александрович – канд. геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ. <Vladimir_Zhamoida@vsegei.ru>.

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

Спиридонов Михаил Александрович – доктор геол.-минер. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ. <Mikhail_Spiridonov@vsegei.ru>.

Сапелко Татьяна Валентиновна – канд. геогр. наук, ст. науч. сотрудник, Институт озероведения РАН. <tsapelko@mail.ru>.