

А. В. АМАНТОВ, М. Г. АМАНТОВА, Д. В. РЯБЧУК, А. Ю. СЕРГЕЕВ (ВСЕГЕИ),
Т. М. ГУСЕНЦОВА (АНО «НИИ культурного и природного наследия»),
В. А. ЖАМОЙДА (ВСЕГЕИ), В. ФЬЕЛДСКАР (Тектонор, Норвегия)

Проблемы голоценового развития Южного Приладожья

Последледниковое голоценовое развитие Южного Приладожья рассмотрено на базе сочетания моделирования последледникового поднятия с геолого-геоморфологическими и геофизическими данными, прежде всего связанными с изучением археологической стоянки Подолье-1 в прибрежной зоне южной части Ладожского озера. Такое комбинирование позволяет наметить общий сценарий развития, несмотря на неоднозначность в моделировании, вызванную существенными вариациями мощности льда в ходе дегляциации и в меньшей степени флуктуаций уровня Ладожского озера. В районе Финского залива – Ладожского озера гидроизостазия представляется одним из важных факторов, которые могли вызвать заметные отклонения от общей картины гляциоизостазического поднятия в течение некоторых голоценовых интервалов. Обсуждены относительные изменения уровня озера в Южном Приладожье. Наиболее глубокое падение уровня могло быть кратковременным и синхронным с кульминацией регрессии Балтийского анцилового озера и наибольшим падением зеркала Великих озер в связи с климатическими изменениями. Роль эквивалента литориновой трансгрессии Балтики, возможно, несколько недооценивалась, за ней следовала относительная стабилизация уровня до сильной ладожской трансгрессии с кульминацией около 3400–3500 кал. л. н.

Ключевые слова: *Ладожское озеро, изостазия, гидроизостазия, голоцен, геология, тектоника, археология.*

A. V. AMANTOV, M. G. AMANTOVA, D. V. RYABCHUK, A. YU. SERGEEV (VSEGEI),
T. M. GUSENTOVA (ANO “Scientific Research Institute of Cultural and Natural Heritage”),
V. A. ZHAMOIDA (VSEGEI), W. FJELDSKAAR (Tectonor, Norway)

On the question of Holocene development of south Lake Ladoga region

Post-glacial Holocene development in Southern Priladozhye (south Lake Ladoga region) is studied by combining the modeling of post-glacial uplift with geological-geomorphological-geophysical observations. The focus is on the archeological sight Podolye-1 in the southern Lake Ladoga coastal zone. Such combination is shown to give reasonable scenario, in spite of modeling uncertainties, which is caused by significant variations of ice thickness during deglaciation and – to a less degree – variable Lake Ladoga level. In some Holocene periods hydro-isostasy could significantly influence the post-glacial uplift in the Gulf of Finland – Lake Ladoga region. Relative sea level changes in south Lake Ladoga are also discussed. The major Lake Ladoga sea level fall could be of relatively short term and synchronous with culmination of Baltic Ancylus Lake regression. It could also be synchronous with the most pronounced sea level fall in Great Lakes of North America, being caused by climatic changes. The role of Ladoga equivalent of Baltic Sea Littorina transgression could have been underestimated previously; it was followed by a relatively stable level until strong Lake Ladoga transgression culminated around 3400–3500 cal BP.

Keywords: *Lake Ladoga, isostasy, hydro-isostasy, Holocene, geology, tectonics, archeology.*

Проблемы последледниковых движений и изменений уровня бассейнов – важнейшие в четвертичной геологии ледниково-перигляциальных областей прошлого. Они связаны с вопросами изостазии, тектонической активности, эвстатических колебаний уровня океана и сопряженных бассейнов, палеоклимата. Их изучение крайне необходимо для прогнозирования развития береговых зон. Более столетия, начиная с основополагающих работ Де Геера [52] и А. П. Карпинского [23], продолжают дискуссии о природе и характере поднятия Балтийского (Фенноскандинавского) шита, а также о роли гляциоизостазии (движений в результате снятия ледниковой нагрузки). Популярность главенствующей роли последней [22, 32, 61, 69] не уменьшила числа сторонников концепции значимости тектонической компоненты и дифференци-

рованных блоковых тектонических движений [8, 23, 31, 32, 39]. Сравнительно недавно применительно к Приневской низине (район Невского Пятачка) и южному – юго-восточному побережью Ладожского озера был, в частности, поставлен вопрос о неразрешенных в свете гляциоизостатической парадигмы проблемах («парадоксах»), когда приблизительно вдоль одной предполагаемой изобазы на одинаковых гипсометрических отметках в одно и то же время происходило накопление как субэвральных, так и водных отложений [11, 42]. Постараемся показать, что местные отклонения от идеализированного поднятия ожидаемы и даже обязательны в силу разных факторов, тем более в районах с существенным теоретическим вкладом перераспределения водных масс. Более того, их изменение (пусть и не безусловно) поддается довольно точной

количественной оценке, а следовательно, позволяет корректировать параметры моделей. Цель статьи – подчеркнуть некоторые возможные причины специфики региональных изостатических поднятий и опусканий. Одна из основных задач – очертить общие принципы современного моделирования, связанного с оценкой изостатической реакции на дегляциацию и сопутствующие процессы, а также подчеркнуть значимость для района исследований некоторых редко учитываемых компонент послеледниковых движений. Другая – использовать расчеты применительно к Южному Приладожью в связи с изучением района археологического памятника Подолье-1.

В последнее время существенно продвинулось физическое моделирование высокого разрешения (МВР) послеледниковых движений, хотя геологические параметры литосферы и мантии и степень их пространственной стабильности остаются дискуссионными в значительной мере вследствие неоднозначных трехмерных реконструкций ледниковых покровов во времени [47, 50, 55, 58, 62, 65, 69]. Представляется перспективным сращивание МВР и результатов полевых геолого-геоморфологических исследований с привлечением релевантных археологических данных.

Особое значение имеют ключевые области, приближенные к бассейнам, удаленным от центров бывших ледниковых щитов. Почему?.. Концепция гляциоизостазии также неоднородна, причем главные типы современных моделей наметились опять-таки около ста лет назад, а их важнейшие различия связаны скорее не с центральными зонами максимальной нагрузки, а с обрамляющими, периферийными [51]. Поэтому, в частности, районы восточной части Финского залива и Ладожского озера представляют собой идеальные полигоны для подобных исследований, тестирования расчетных параметров и дискуссий. Кроме того, изостатический ответ объяснителен при изменении любой нагрузки, он зависит от пространственно-временного перераспределения не только ледовых масс, но и воды, а также отложений при условии значительности вовлеченных площадей. Это одна из причин повышенного интереса к области недавней дегляциации, занимаемой при отступлении ледника крупными приледниковыми бассейнами, которые значительно меняли глубины и очертания в последние 14–13 тыс. лет. В таких зонах прогнозируются существенные отклонения от идеализированных моделей послеледниковой поднятия, которые учитывают лишь упрощенную ледниковую нагрузку либо формально экстраполируют изобазы поднятия смежных районов.

Упомянутые вариации, однако, неоднозначны. Они зависят не только от ледниковых моделей, геологии литосферы и мантии, но и точных представлений о величинах колебаний уровня гигантских озерных бассейнов, которые постоянно уточняются в процессе геолого-геоморфологических исследований. В современных реконструкциях ледниковых щитов пытаются учитывать характер и латеральные неоднородности ложа, возможные климатические изменения, подледный рельеф, динамику, скорость дегляциации, а оценка максимальной мощности льда в районе Ботнического залива сократилась до двух с небольшим километров в базовой модели AA1 [47].

Огромный и разносторонний материал связан с многолетним геологическим и геоморфологи-

ческим изучением послеледниковой истории Ладожского озера [7, 10, 12, 20–22, 24, 26–29, 34, 38, 40, 41, 43, 44]. В последние годы значительное количество новых данных о возможных уровнях палеоводоемов получено при геоархеологических исследованиях на Карельском перешейке [15, 19], южном побережье Финского залива [16, 63, 68], в Южном Приладожье [18, 56].

Геологическая характеристика района. Район восточной части Финского залива, Карельского перешейка и Ладожского озера в геологическом отношении приурочен к окраине Балтийского щита в зоне перехода к Русской плите. Допоздневендское пенепленизированное основание полого погружается на юго-восток, перекрываясь плитным чехлом мощностью более 300 м в Южном Приладожье. Котловина Ладожского озера маркирует осложнение архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента крупной рифейской Ладожско-Пашской грабен-синклиналю, в которой распространены раннерифейский и более молодые, предположительно позднерифейско-ранневендские комплексы. Плитный чехол представлен отложениями позднего венда и кембрия. Он залегает моноклинально, но имеют место отдельные малоамплитудные разломы, пликвативные дислокации и локальные структуры [2]. Чехол выклинивается в северо-западном направлении за счет отчетливого денудационного срезания, в результате чего в дочетвертичном рельефе сформировалась типичная отрицательная форма со специфическими характерными переуглублениями рифейских отрицательных структур [4, 45].

Поздне-послеледниковое поднятие проходило и продолжается под знаком гляциоизостатического поднятия, но с вкладом гидро- и седиментоизостазии [2]. Четвертичные отложения разнообразны и вне зон активного движения льда могут характеризовать несколько оледенений и межледниковий.

Наиболее молодые поздне-послеледниковые отложения обычно перекрывают морену последнего оледенения. Широко представлены мощные отложения Балтийского ледникового озера (БЛО). История трансгрессий и регрессий запечатлена морскими, озерными, болотными и другими отложениями. Общая мощность четвертичных отложений у подножия глинта достигает 40 м, постепенно выклиниваясь на его склонах.

В Южном Приладожье в рельефе дочетвертичной поверхности у подножия глинта прослеживается параллельная ему ложбина. Особенности дочетвертичного рельефа во многом определяют современный рельеф, в том числе заложение субширотного отрезка долины р. Назия. Верхняя часть геологического разреза четвертичной толщи представлена верхненеоплейстоценовой мореной лужской стадии валдайского оледенения, песчаными отложениями БЛО и голоценовыми озерными песками и супесями, долины рек Назия, Сарья и Лава – аллювиальными отложениями [17].

Озерные отложения времени ладожской трансгрессии в большинстве разрезов подстилаются прослоями торфа мощностью от первых десятков сантиметров до 2 м. Значимость торфяников для палеогеографических реконструкций обусловила пристальное внимание к ним исследователей [6, 9, 10, 14, 22, 27]. Для различных разрезов Южного Приладожья получены датировки торфяных прослоев

в интервале от 8850 ± 70 ^{14}C (9689–10 183 кал. л. н.) до 3160 ± 50 ^{14}C л. н. (3261–3476 кал. л. н.) [11]. В ряде разрезов (опорные разрезы I (р. Свирь, ниже о. Конев), II (р. Свирь, ур. Нижний Калач), V (р. Оять, пос. Ленэнерго)) [11, 22, 27] установлены два прослоя торфов различного возраста, разделенные песками, что может интерпретироваться как результат флуктуаций уровня Ладожского озера.

Результаты георхеологических исследований. Четырехлетние археологические и георхеологические исследования района археологического памятника Подолье-1, выполнявшиеся под руководством Т. М. Гусенцовой в 2011–2014 гг., а также геолого-геофизические работы в Южном Приладожье дали большое количество новых сведений, позволивших уточнить основные тенденции изменения ландшафта во времени.

Основная зона обитания древних людей на стоянке Подолье-1 приурочена к слою торфа. По данным анализа древесных остатков из торфа, это было сухое низовое болото. На границе торфяника, совпадающего с берегом древнего водоема, находится слой песка и песка, смешанного с органикой. В этом слое также обнаружены следы жилой зоны шириной до 4 м с остатками земляных структур и артефактами. На неоднократное заселение стоянки указывают полученные даты по нагару сосудов: 4800 ± 85 ^{14}C л. н. (SPb-1741) (5500 ± 100 кал. л. н.); 4759 ± 85 ^{14}C л. н. (SPb-1744) (5470 ± 100 кал. л. н.); 4312 ± 100 ^{14}C л. н. (SPb-1080) (4900 ± 110 кал. л. н.); 3860 ± 120 ^{14}C л. н. (SPb-1081) (4269 ± 150 кал. л. н.) и обработанного дерева – колов и реек: 4260 ± 100 ^{14}C л. н. (SPb_819) (4806 ± 115 кал. л. н.); 4338 ± 70 ^{14}C л. н. (SPb_706) (4950 ± 100 кал. л. н.); 4490 ± 80 ^{14}C л. н. (SPb-1543) (5132 ± 100 кал. л. н.).

Отобранный бурением на восточном краю археологического памятника Подолье-1 торф, подстилающий слой глинистых песков (профиль ГПРЗ, станция 13-бур-ЛД-3), по данным радиоуглеродного анализа, выполненного в лаборатории РГПУ им. А. И. Герцена, формировался от 5989–6404 (SPb-1142, 5524 ± 100 ^{14}C л. н.) до 4869–5148 кал. л. н. (SPb-1142, 4439 ± 70 ^{14}C л. н.). Отмечается хорошая корреляция с результатами датирования слоев торфа и палеопочвы, выполненных в ходе археологических исследований [18] (образцы почвы – 6190–6571 кал. л. н., SPb_162: 5580 ± 100 ^{14}C л. н. и 5660 – 6000 кал. л. н., SPb_162b: 5125 ± 150 ^{14}C л. н.; образцы торфа 5453 ± 120 ^{14}C л. н. (SPb-1479) (6220 ± 150 кал. л. н.), 4730 ± 70 ^{14}C л. н. (SPb-1480) (5460 ± 80 кал. л. н.) и 4175 ± 80 ^{14}C л. н. (SPb-1481) (4700 ± 110 кал. л. н.)). Диапазон дат, полученных для археологических артефактов (изделия из дерева, фрагменты угля и др.), укладывается в промежуток от 5707–6183 (SPb_979_1 5160 ± 100 ^{14}C л. н.) до 4138–4532 кал. л. н. (SPb_979: 3910 ± 80 ^{14}C л. н.).

Летом 2014 г. выполнены исследования песчаных аккумулятивных форм в долине р. Назия. Изучен разрез берегового обрыва, проведено георадарное профилирование, сопровождавшееся интерпретационным бурением. В разрезе выделяются два горизонта, где нижний (167–377 см) сложен плотным торфом с остатками древесной растительности, а верхний представлен переслаиванием кварцполевошпатовых песков и тонких (мощностью от 1 до 20 мм) песчаных прослоев, обогащенных органикой. Пески тонко-мелкозернистые, хорошо

сортированные (So 1,0–1,5), содержание модальной фракции от 48 до 57 %.

Радиоуглеродное датирование и анализ строения геологического разреза с использованием георадиолокационного профилирования показали, что горизонт торфов сформировался между 6730–6670 и 3930–3820 кал. л. н. (средняя скорость торфообразования 0,5 мм/год). На следующем этапе палеогеографического развития началось формирование донного комплекса, тонкие органические прослои внутри песчаной толщи образовались при переотложении ранних торфяников.

Методика моделирования. При прогнозе общего изменения рельефа и береговых линий нами применялось физическое моделирование [47] с региональными уточнениями реконструкции оледенения и мощности льда [46, 48]. В качестве оптимальной реологической основы нами принимается вязкость мантии 10^{21} Па/с, возможное наличие специфической астеносферы (либо слоя со специфическими свойствами) мощностью менее 150 км и вязкостью ниже $7,0 \cdot 10^{19}$ Па/с, изгибная жесткость литосферы $5 \cdot 10^{23}$ Нм, что соответствует эффективной эластичной мощности около 30–40 км. Другие часто используемые модели также тестировались, но были отклонены в связи с противоречивыми результатами.

Расчетная (при наличии данных) результирующая движений, прямо не связанных с эвстатическими колебаниями водной поверхности, определяется по формуле

$$H(pw) = FI(gl) + FI(hdr) + FI(sed) + F(elast) + F(Tect) + F(er) + F(ac) + Fgr(loc) + Fgr(glob) + F(comp),$$

где $H(pw)$ – высота зеркала водной поверхности точки; $FI(gl)$ – гляциоизостатическая компонента; $FI(hdr)$ – гидроизостатическая составляющая (реакция на перераспределение водных масс); $FI(sed)$ – седиментоизостатическая компонента, определенная перераспределением осадочного материала; $F(elast)$ – эластичный короткопериодный ответ на изменение нагрузки; $F(Tect)$ – тектонические движения, прямо не связанные с изостазией; $F(er)$ – понижение поверхности за счет денудации; $F(ac)$ – повышение поверхности за счет аккумуляции; $Fgr(glob)$ – изменение зеркала воды за счет корово-мантийного изостатического перераспределения материала во времени с изменением эквипотенциальной поверхности силы тяжести (геоида); $Fgr(loc)$ – местные стабильные девиации зеркала воды за счет локальных гравитационных аномалий [64]; $F(comp)$ – уплотнение осадочного материала во времени.

Доминирующей составляющей $FI(gl)$, определяющей рисунок неотектонических движений, считается гляциоизостатическое послеледниковое поднятие, хотя в некоторых исследованиях его роль ставится под сомнение [13]. Его специфика и существенные расчетные региональные изменения могли быть связаны с несколькими основными причинами [48]:

– во-первых, район характеризуется отчетливой зональностью рельефа дочетвертичного субстрата [4, 47]; его размах между зоной активного динамичного Ладожско-Ильменского ледникового языка и пассивного «плеча» Карельского перешейка

достигает 500 м. Такая дифференциация рельефа не могла не повлиять на мощности ледникового покрова и различия в дегляциации бассейнов и Карельского перешейка. Проблемой при точном моделировании остается возможность сохранения крупных массивов мертвого льда прежде всего в интервале 13–9 тыс. кал. л. н.;

– во-вторых, дегляциация осложнялась повторными наступлениями ледника, например, в позднем дриасе. Они зонально влияли на характер движений, особенно в 80–170-километровой полосе перед краем повторно наступающего льда, маркируемого моренами Сальпауселька, вплоть до проявления локальной трансгрессии, например в Северной Ладоге. Это наложило отпечаток и на последующий градиент изобаз поднятия, так что использование значительно удаленных точек для определения градиента перекоса береговых линий корректно лишь для общих приблизительных региональных аппроксимаций.

Гляциоизостатическое поднятие осложнялось гидроизостазией FI(hdr), а также изостатическим ответом на эрозионно-аккумулятивное перераспределение материала FI(sed) [47]. Начнем с того, что повышение уровня океана при таянии льда, естественно, сопровождается релевантным компенсационным опусканием дна. Процесс приводит к неотъемлемому большому (за счет разницы площадей океанов и континентов) поднятию континентальной части, не затронутой трансгрессией. Оно дифференцировано в пространстве. Другие составляющие связаны с переоформлением и изменением глубин крупных бассейнов, например, БЛО, где прогнозируется существенное отставание поднятия (рис. 1), но с изменениями рисунка и амплитуд во времени.

Из-за значительных размеров бассейна прогнозируется и самостоятельная дополнительная реакция Ладожского озера на трансформации нагрузки водной массы [2]. Даже понижение уровня Ладожского озера за последние тысячелетия после кульминации ладожской трансгрессии должно было, например, генерировать компенсационное под-

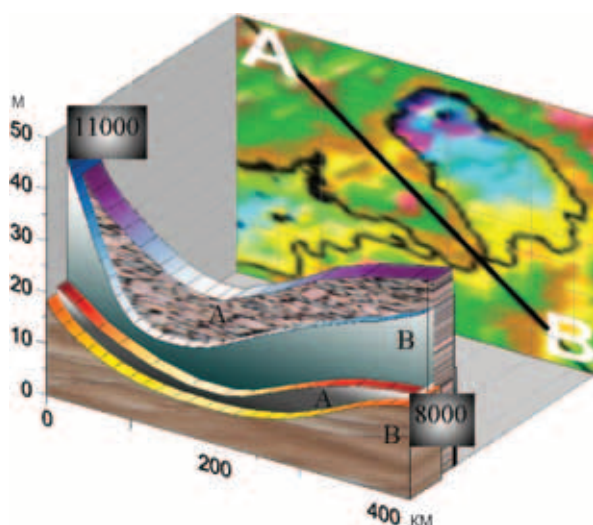


Рис. 1. Приблизительное расчетное влияние гидроизостазии по профилю на поднятие региона за 11 000 и 8000 лет. Положение разреза показано на стене графика. Варианты развития бассейнов приводят к неоднозначностям в моделях (A, B)

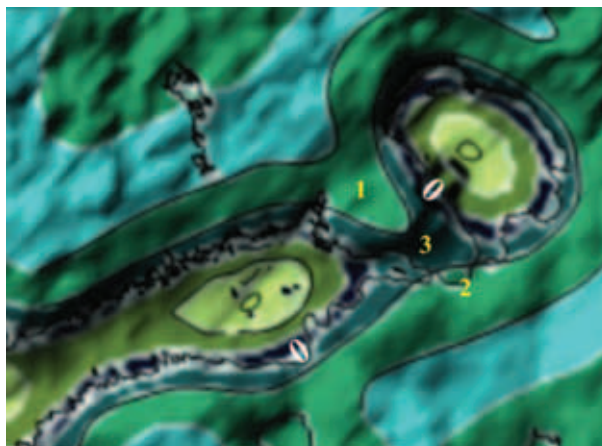


Рис. 2. Принципиальный рисунок гидроизостатических движений р-на Ладого – Финского залива при близких к современным контурах бассейнов (фрагмент модели Северной Европы по В. Фьелдскар и А. Амантов с изменениями)

0 – осредненная условная линия изменения знака воздействия гидроизостатической составляющей в локальной системе координат; 1–3 – ключевые контрольные точки Балтийско-Ладожского водораздела: 1 – водораздел Хейниёкского пролива, 2 – Нева, Ивановские пороги, 3 – низина Лубьи

нятие региона максимальной амплитудой до 2 м. Это напоминает гляциоизостатическую реакцию на Фенноскандинавский ледниковый щит в миниатюре, но с несколько мигрирующим во времени центром и знаком движений за счет перекоса котловины [2]. Отмечается расчетная интерференция движений при существенных длительных колебаниях водной массы широкой центральной части Финского залива (рис. 2).

На раннем этапе БЛО вследствие широкого приледникового бассейна со смещенной, мигрирующей в сторону отступающего ледника глубоководной зоной изогипсы гидроизостатических движений несколько отличались.

Теоретически картина должна была меняться во времени в зависимости от увеличения либо уменьшения водной нагрузки. Отметим также необходимость длительности процесса – некоторые менее продолжительные колебания, такие как анциловая регрессия, имели подчиненную роль, несмотря на амплитуду. В настоящее время вследствие затухания гляциоизостатического поднятия роль гидроизостатической компоненты может возрасти. После изоляции бассейнов неоднозначность вариаций уровня Ладожского озера на некоторых временных отрезках, естественно, порождает варианты расчетных моделей.

Перераспределение осадков за счет денудации F(er) и аккумуляции F(ac) и дополнительные седиментоизостатические движения FI(sed) оценивались приближенно [49]. Учитывались седиментация бассейна Ладожского озера и восточной части Финского залива, а также накопление позднеледниковых осадков, включая отложения БЛО в предглинтовой низменности. Применительно к северо-западной части Карельского перешейка учтена прогнозная седиментация с последующей эрозией. При детализации принципиальных участков максимальной скорость торфонакопления для болотных массивов первого порядка принималась 1 м/1000 лет. Теоретически FI(sed) могло иметь весомое зональное

влияние на осложнение гляциоизостатического рисунка в результате интенсивной аккумуляции в крупных приледниковых озерах, а также эрозионных эпизодов с выносом и перераспределением материала, часто при наиболее существенных падениях уровня, таких как завершение стадии БЛО, либо быстрого проникновения плотностных соленых течений в восточную часть Финского залива. Значимы события, которые должны были влиять на связь Балтики и Ладоги с понижением либо повышением высотных отметок. Эрозия оценочного 10–20-метрового ледникового и ледниково-озерного осадконакопления в северо-западной части Карельского перешейка с позиции модельного прогноза предположительно была несколько растянута во времени, не относясь исключительно к первому снижению базиса эрозии 11 600 кал. л. н. Сценарии изменения высоты порога северного стока различны. Интенсивная послеледниковая седиментация в северной части котловины компенсировала гидроизостатическое поднятие этого района.

$F(\text{elast})$ – эластичный короткопериодный «быстрый» ответ на изменение нагрузки. Если изостазия – длительный направленный процесс, для «запуска» которого требуется промежуток времени действия нагрузки в сотни лет, то эластичные движения проявляются быстро, часто имеют значительные скорости, но сравнительно небольшой суммарный вклад (в нашем случае чаще менее 1–2 м). «Эластичный ответ» известен на изменения обводнения почв, снегового покрова, колебания уровня грунтовых и поверхностных вод, атмосферные изменения и другие причины, причем сезонные вертикальные движения земной коры весьма существенны, обычно 4–10 мм [48, 53, 66]. Известные разнопериодные, в том числе сезонные вариации уровня воды озера должны вызывать коровые движения района Ладоги со значительной амплитудой в зависимости от сезонных аномалий и других факторов.

Роль тектонических движений, прямо не связанных с изостазией $F(\text{Tect})$, не очевидна. По поверхности допоздневендского пенеплена фиксируется достаточно спокойный, выдержанный по градиенту склон шита, причем глубины залегания уверенно увязываются с прилегающей суши как по отметкам, так и рисунку изолиний. На Карельском перешейке рельеф фундамента изучен С. Н. Тихомировым и впоследствии несколько детализирован [67]. Известен ряд нарушений, но выраженность в рельефе, допускающая недавнюю активизацию с некоторым относительным опусканием в зоне нарушений, имеет лишь система разломов Вуоксинской рубцовой синклинали в районе Тайпаловского залива [2, 3].

Малоамплитудные нарушения, прежде всего в позднеледниковых осадках, отмечались в Северном Приладожье. Умеренная сейсмическая активность такого района [5] вряд ли достаточна для перехода к значимым масштабным блоковым движениям на окраине древнего шита, о чем свидетельствует в целом спокойное моноклиналное залегание плитного чехла [46, 47, 67]. Теоретически ее максимум приходился на время интенсивной дегляциации. Телескопированная в чехол микросейсмическая трещиноватость в ряде зон могла частично контролировать положение линейных элементов рельефа. Кроме того, в качестве претендентов на возможные тектонические нарушения отмечались район р. Вьон (возможно, продолжение зоны Вуоксинской рубцовой синклинали) [2, 3], а также

юго-восточное побережье районов рек Свирь – Сясь. В качестве примера дифференцированных движений упоминался район Невского Пятачка [11, 41]. По мнению А. А. Никонова с соавторами, есть основания признавать ряд участков, преимущественно в северной части Ладожской депрессии, по линиям Выборг – Сосново и Хийтола – Ляскеля, участками дифференцированных тектонических смещений [34].

Отдельно отметим изменения рельефа воды во времени (непосредственно не связанные с водным балансом). Осредненный рельеф воды – отображение различных процессов и явлений, один из них – гравитационное поле. Для нас важно, что в связи с изостатическим процессом и перераспределением материала Земли во времени гравитационное поле, а следовательно, и рельеф воды, непостоянны, но соответствующая поправка $F_{gr}(\text{glob})$ может быть рассчитана [54]. $F_{gr}(\text{loc})$ – местные стабильные девиации зеркала воды за счет локальных гравитационных аномалий остаются стабильными. Присутствие различных массивов и комплексов создает гравитационные аномалии [2].

Безусловно, другие факторы также оказывают существенное влияние на средние значения отметок водной поверхности измеряемых постов. Напомним, что за всю историю наблюдений размах среднегодовых значений отметок водной поверхности Ладожского озера около 3 м, а среднемесячных, например за июнь, около 2 м.

При МВР существенна оценка $F(\text{comp})$ – уплотнение во времени молодых поздне-послеледниковых осадков, в первую очередь торфяников различных типов при их весомой мощности в разрезе [57, 70]. Без использования расчетных кривых, в особенности в случаях перекрытия длительно формирующихся торфяников осадками и снижения базиса эрозии с ускорением процессов разложения биогенных отложений, могут быть получены псевдоаномалии дифференцированного погружения. Высотные отметки кровли торфяников – крайне условный репер при точных реконструкциях подъема зеркала воды также по причине процесса всплытия низкоплотных торфяников при трансгрессии, особенно в ходе повышения уровня до первых 1,5 м (несколько большие расчетные цифры могут быть получены для сугубо верхового типа торфов).

Любая модель рассчитывает лишь возможные сценарии взаимодействия различных процессов, имеет различные варианты [48]. Она должна корректироваться с помощью геолого-геоморфологических данных (ГГД), включая привлечение релевантных материалов археологических исследований. Более результативна серия итераций с дополнительной коррекцией по ГГД в ходе каждого цикла и выявлением «конфликтных» участков. Без ГГД невозможно оценить флуктуации озерного уровня, а их существенные различия влияют на гидроизостатическую компоненту. Например, речь идет о максимальной глубине и возрасте регрессии, предшествовавшей литориновому времени. Но многие вопросы послеледниковых движений и стока бассейна (включая возраст р. Нева) до сих пор остродискуссионны, несмотря на значительный объем накопленной информации [1, 10, 12, 13, 22, 24, 26–29, 36–38, 41].

Относительное изменение уровня Ладожского озера. Мы предлагаем для критики и обсуждения

кривую относительных изменений уровня озера для юго-восточной части бассейна (рис. 3). Заметим, что это результат серии итераций модели озера с контролем по всему побережью бассейна.

Несмотря на учет многих упомянутых факторов, сегодня можно говорить лишь о предварительной комплексной модельной оценке возможного изменения ландшафта и уровня во времени, которая в дальнейшем сможет способствовать корреляции ГГД, в свою очередь интегрируясь с ними с большей детализацией. Мы рассматриваем единую Балтийско-Ладожскую систему, где один из установленных главенствующих факторов — отсутствие затоков соленых вод в акваторию озера на всех этапах развития [22]. Моделирование вступает в определенное противоречие с этим положением на стадии поступления солёной воды в бассейн Иольдиевого моря, прогнозируя возможность ее кратковременного доступа в Ладожский залив через северный пролив. Конфликт может быть объяснен становлением рисунка плотностных донных течений или необходимостью размыва большей мощности осадков БЛО в ключевых участках.

Наибольшие глубины бассейна с их последовательным уменьшением отмечаются при отступании ледника до резкого снижения уровня БЛО 11 600 кал. л. н. Изменения высот террас и береговых линий БЛО в Приневской низменности, включая Дунайскую лагуну, подтверждают суммарный градиент перекаса береговых линий от 0,55 до 0,3125, меняющийся во времени и пространстве без противоречия моделированию. Точных нивелировок положения не проводилось, но в основном можно констатировать отсутствие значимых аномалий, хотя на отдельных участках, таких как береговые линии района Самарки вдоль восточного фланга Колтушской возвышенности, можно предполагать большее влияние $F(\text{elast})$.

Заметим, что палеопроливы БЛО, оформляющие Румболовско-Кяселевскую возвышенность с севера и юга, забыты в современных реконструкциях [46]. По расчетам низменность, разделяющая Колтушскую и Румболовско-Кяселевскую возвышенности,

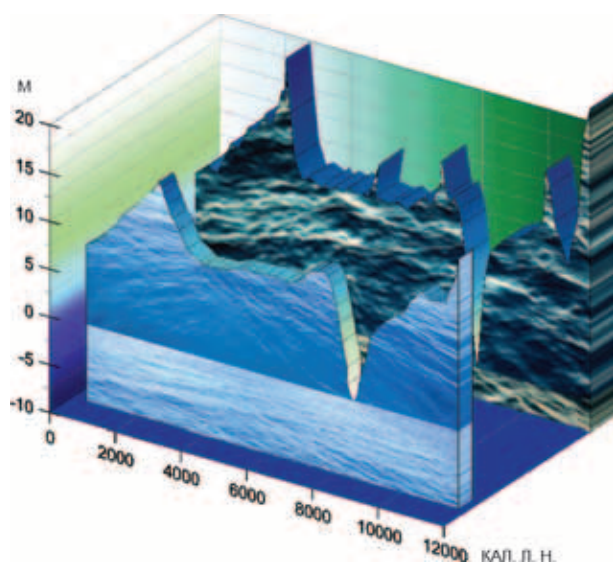


Рис. 3. Рабочая кривая относительного изменения уровня Южной Ладоги (задний план) и скользящее среднее (передний план) для гидроизостатических расчетов. Высота (м) относительно Кронштадтского футштока

могла быть наиболее длительно существовавшим проливом. Впрочем, это зависит от глубины эрозии и начальной высоты гряды в осевой части Приневской низины по линии Оранжерейка — Отрадное. В современных высотах ее отметки могли быть не 18, но 21–23 м, если принимать существование водораздела между реками Тосна и Мга, оспариваемое Н. Н. Верзилиным с соавторами [13, 14].

Пиковые сценарные отметки снижения уровня Ладожского озера с 11 600 до 11 100 кал. л. н. не очевидны и в том числе зависят от мощности предшествовавшей ледниковой — послеледниковой аккумуляции в районе пролива к востоку от Выборга. Пик «анциловой трансгрессии» по этой же причине мог иметь возрастное смещение в Ладожском озере (быть более древним) с начальным подпруживанием озера и последующим постепенным выравниванием водной поверхности к 10 500 кал. л. н. до отметок выше 10 м у южного побережья (28–29 м у северного). В таком случае «анциловая» терраса с отметками тылового шва от 35,7 м у пос. Моторное до 31,2 м в депрессии оз. Суванто (Суходольское) [22], вероятно, древнее максимума трансгрессии в Финском заливе. Градиент поднятия в центральной западной части озера намного меньше, чем например в Эстонии или Финляндии. Однако он соответствует расчетному диапазону изменений физической модели, подтверждая повторное наступление ледника в раннем дриасе и положение зоны изменений скоростей поднятий в 100–150-километровой зоне. Другой фактор, который внес вклад в отклонение изобаз, — гидроизостазия [48].

Хронология быстрой регрессии определяется началом накопления торфяников ~10 650 кал. л. н. (9550 ± 50 ^{14}C л. н.). Невского пятка на отметках 7–8 м [27]. Другая условная контрольная точка — продолжение седиментации на р. Олонка на отметке около 6 м с возрастом ~9350 л. н. (8371 ^{14}C л. н.) [10, 24].

Алло- и автохтонный торф с обломками древесины, датированный радиоуглеродным методом в 8760 ± 100 (ТА-411) и 8650 ± 100 (ТА-285) ^{14}C л. н. (9750 и 9600 кал. л. н.), описан И. М. Экманом на северо-западном побережье, где он перекрывается песками и алевритами на абс. выс. 18–20 м.

Отдельный дискуссионный вопрос, возможна ли глубокая регрессия в южной части озера до отрицательных отметок, ранее предложенная рядом исследователей [38], и в каком возрастном интервале. С позиций моделирования ответ положителен. Да, кратковременно, но в интервале, близком к пику регрессии Анцилового озера. Он синхронен крупнейшему глубокому падению уровня Великих озер с временной отметкой экстремума около 7900 ^{14}C л. н. (~8800 кал. л. н.), которое объясняется специфическими условиями с переходом климата от холодного сухого к теплему сухому [59]. Если экстраполировать их, то при условии 40%-ного снижения влажности (осадков относительно современной величины) и повышения температуры Ладожское озеро могло кратковременно оставаться бессточным. Дополнительную роль играло насыщение водоносных горизонтов. Падение уровня Балтики и Ладоги могло происходить ниже порогов стока и быть более глубоким для Ладожского озера. Условий для энергичного врезания пересыхающих рек не было. Регрессия фиксируется началом торфообразования на отметке около 17 м абс. выс. в окрестностях Питкяранты [7, 34], где их подо-

шва имеет как раз упомянутый возраст 7950–7810 ^{14}C л. н. (около 8800 кал. л. н.). Этот район в силу характера отступления ледникового щита, подчёркнутого краевыми моренными поясами Сальпау-селька, имел чуть больший градиент поднятия, так что 15-метровый уровень воды для этого возраста в районе Питкяранты уже говорит о возможном падении до отрицательных отметок в районе южного побережья.

Следующим этапом, как и в случае Балтийско-го моря, представляется литориновая трансгрессия. Максимальная амплитуда поднятия уровня и его колебания, возможно, несколько недооценивались. Точная контрольная точка предложена М. В. Шитовым на отметке 9,5 м на р. Олонка у дер. Верховье по вилке между возрастом растительного детрита из озерных песков 7070 ^{14}C л. н. (7900 кал. л. н.) и подошвы перекрывающего их торфа – 6870 ^{14}C л. н. (7700 кал. л. н.) [41]. В восточной краевой части Дунайской лагуны, отделенной косой Сады [46], подошва торфяника с фрагментами древесины в основании на абс. отм. около 16 м имеет возраст 6554 ± 80 ^{14}C л. н. (7462 кал. л. н.) (SPb-1144, 13-AM-1). Судя по датировке дерева из торфяного прослоя около 6150 ± 80 (7048 кал. л. н.) ^{14}C л. н. (SPb-1145, 13-AM-2), зону бывшей лагуны затрагивают флуктуации, требующие дальнейшего изучения. И хотя, видимо, речь идет об изолированных от Ладоги в литориновое время зонах, существенные колебания уровня грунтовых вод отражают флуктуации зеркала воды Ладоги. Подобным образом в разрезе озера Воляярви в интервале 6230 ± 120 ^{14}C (7122 кал. л. н.) – 5500 ± 140 ^{14}C л. н. (6276 кал. л. н.) через горизонт размыва отмечается переход от обстановок периферийной части крупного бассейна к мелководному озеру [25].

Принципиальной контрольной точкой, фиксирующей спад зеркала воды на южном побережье, может быть урочище Калач, где торфообразование на 8 м абс. выс. начинается $6440 + 60$ ^{14}C л. н. (7350 кал. л. н.), продолжаясь до $4150 + 50$ ^{14}C л. н. (ЛУ-1936) (4700 кал. л. н.) [22]. Один из наиболее интригующих вопросов связан с ладожской трансгрессией, причину которой обычно видят в увеличении амплитуды поднятия к северо-западу с постепенным прекращением стока Ладожского озера в северной части Карельского перешейка до 4000–3000 кал. л. н., по палеолимнологическим данным, так что с этого времени сток осуществлялся через Неву [25]. По заключению М. В. Шитова, ладожская трансгрессия началась раньше, еще в конце атлантического – начале суббореального времени около 4800 ^{14}C л. н. (5500 кал. л. н.) уровень воды превысил отметки 6–7 м абс. выс., на которых в речных эстуариях отлагались гиттии. Выше 10,5 м уровень Ладожского озера поднялся около 3100 ^{14}C л. н. (3300 кал. л. н.) и достиг максимума (более 11,5–14 м абс. выс.) в интервале от 3000 до 2800 ^{14}C л. н. (3200 – 2910 кал. л. н.), подтверждая хронологию Д. Б. Малаховского [27]. По материалам А. Л. Александровского с соавторами [2009], в разрезе террасы с абс. отм. 13 м над уровнем моря на правом берегу р. Оять (Ленэнерго) предполагается значительный подъем уровня Ладожского озера в интервале 6000 – 4200 ^{14}C л. н. (7000 – 5000 кал. л. н.), фиксируемый отложениями сапропеля. По мнению авторов, этот подъем достигал 9–12 м над уровнем моря. Прослой же торфа, перекрывающий толщу сапропеля, соответ-

ствует кратковременному понижению уровня озера. Впрочем, при наличии множественных датировок торфов сопредельных районов скорее можно говорить о местном повышении уровня обводнения и грунтовых вод озерно-болотной системы и флуктуациях несколько меньшей амплитуды.

По-разному оценивается максимальный уровень, исходя из трактовки различных геолого-геоморфологических материалов. Мнения по этому вопросу, связанному с историей р. Нева, отличаются и у авторов данной статьи. В Южном Приладожье минимальные оценки подъема воды около 14 м (даже 10–12 м около 1000 лет до н. э. в районе устья Волхова и около 15 м по деталям разреза на р. Оять [1]), но максимальные до 22 м. История вопроса отражена в литературе [14, 22, 28, 41, 43]. Изучением осадконакопления некоторых озер района не подтверждается высокий уровень трансгрессии [25]. Однако есть данные о 15–17-метровой альтитуде распространения соответствующих отложений в некоторых известных разрезах южного побережья, таких как Сясьстрой, Мегрега – д. Верхний Конец, Олонка – д. Чимилицы (см. опорные разрезы голоценовых отложений Южного и Юго-Восточного Приладожья [10]). Наиболее высокие береговые формы сочетают аккумулятивную террасу и абразионный уступ на отметках 19–19,6 м в долинах Ояти, Паши и Волхова [22]. В районе пос. Морозова наиболее высокий вал имеет высоту 8,7 саженей (18,6 м), а фрагмент абразионной террасы севернее Островков (Б1 на рис. 4) 8,9 саженей (около 19 м) [43]. Несомненное присутствие отчетливых более выраженных серий береговых валов на 4,5 м ниже, часто окаймляющих вероятные лагуны, привело к существованию точки зрения о двух стадиях трансгрессии с осредненными градиентами наклона 4 и 3,2 см/км [22]. Модель допускает такую трактовку. Если причину ладожской трансгрессии



Рис. 4. Экстремальный теоретический вариант для «ранней стадии» [22] ладожской трансгрессии до 20 м над уровнем моря (голубая штриховка) и сопутствующая активизация систем стока Д1 – Манушкинская, Д2 – Лубы. Б1, Б2 – теоретические участки блокировки стока или минимального живого сечения

искать не в изменениях климата, а в озерном стоке с резко возрастающим живым сечением (либо даже возрождением) Невы в районе Ивановских порогов, то возникает естественный вопрос о логичности двух стадий [13]. Теоретически это объяснимо необходимостью поочередной эрозионной проработки двух осевых зон возвышенностей, разделенных понижением Богородицкого ручья шириной около 1,5 км (рис. 4). Если принимать сценарий возможности максимального подъема уровня воды в ходе более раннего пика ладожской трансгрессии до отметок около 20 м [22], то дополнительная бифуркация стока (охтинский сток) из приневской Дунайской лагуны через озерно-речную систему Блудного имеет высокий процент вероятности [2]. Он может быть опосредованным с частичным всплытием верховых торфов, водонасыщением оставшейся части и резким увеличением расхода вытекающего из торфяников притока Охты. Близкую сценарную вероятность получает активация Манушкинского стока по долине р. Черная (рис. 4). В альтернативном варианте при более низком максимуме трансгрессии все равно резко возрастал уровень грунтовых вод пространственно близкого периферийного пояса, а система крупных обводненных болотных урочищ играла роль важного регулятора, который следует учитывать в том числе при расчете дополнительных малоамплитудных движений.

Дата кульминации ладожской трансгрессии также варьирует [1, 22, 24, 27]. В разрезе осадков крайней восточной части Финского залива интервал отложений, по данным радиоуглеродного и палеомагнитного анализа, обозначен временем 3200–3100 кал. л. н., отмечено резкое изменение всех исследованных параметров (гранулометрический состав, потери при прокаливании, характер магнитных минералов, расчетная палеосоленость, характер седиментационных текстур, связанных с изменением количественного и видового состава бентоса), что позволяет авторам с высокой долей вероятности интерпретировать этот горизонт как сформировавшийся после прорыва р. Нева в Финский залив [35].

Наблюдаемая седиментационная аномалия в той же мере может быть результатом энергичной эрозионной деятельности с резким изменением

живого сечения реки. Разрезы озерных отложений северной потенциальной системы стока скорее свидетельствуют о постепенном, хотя и геологически сравнительно быстром прекращении бифуркации 4000–3000 кал. л. н. [25]. Нетрудно рассчитать, что при полном отсутствии южного стока и прогнозируемом климате эквивалентный ладожской трансгрессии подъем уровня озера потребует незначительного в геологическом отношении интервала времени, вступая в противоречие с моделью. Другие возражения против наиболее популярной концепции образования Невы со времени кульминации ладожской трансгрессии сформулированы Н. Н. Верзилиным с соавторами [14].

Последовавшая регрессивная фаза продолжалась более 2,5 тыс. лет: ниже 10 м абс. высоты уровень воды опустился до 2000 ¹⁴С л. н. (1900 кал. л. н.), а ниже 7–8 м в интервале от 770–650 до 570–430 ¹⁴С л. н. (от 700–580 до 600–500 кал. л. н.) [41].

Таковы общие черты рабочей гипотезы наших представлений об изменении уровня Ладожского озера и некоторых взаимосвязанных процессах и явлениях, прежде всего модификации ледниковых щитов и изостази. Безусловно, она будет исправляться и детализироваться в процессе дискуссий. Однако сразу напрашиваются вопросы, насколько уникален данный район, существуют ли аналоги, которые можно использовать при верификации расчетных моделей. Для положительного ответа логично обратиться к периферии покрывавшего значимую часть Северной Америки Лаврентийского (Laurentide) ледникового щита в районе Великих озер, где многие геолого-геоморфологические и гляциологические условия сходны. Они включают особенности изменения условий ложа ледника при переходе в зону распространения плитного чехла с уменьшением мощности, а также отпечаток гидроизостатического ответа и т. п. Наблюдаются ожидаемые отклонения рисунка послеледниковой поднятия и изменения градиента (рис. 5), качественно и количественно объяснимые упомянутым комплексом причин.

В соответствии с полученной кривой изменения уровня Ладожского озера были выполнены оценочные аппроксимации ландшафта Южного Приладожья (рис. 6).

В период предлиториновой регрессии уровень озера не превышал современный (рис. 6, 1). При максимальной фазе трансгрессии, соотносимой с литориновой Балтийского моря, в устьевых частях современных рек (в том числе Нази) и районе истока Невы существовали глубоко врезанные в сушу узкие заливы. Берег озера в районе археологической стоянки Подолье-1 совпадал с уступом глинта (рис. 6, 2). Период от 6700

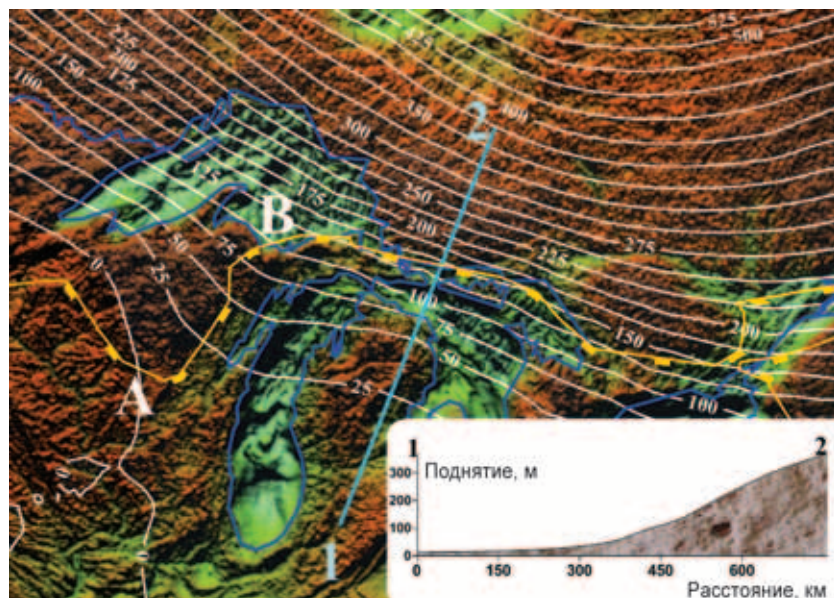


Рис. 5. Послеледниковое поднятие р-на Великих озер Сев. Америки за 12 600 лет (грид поднятия по данным [60]. Желтая линия – граница плитного чехла, бергштрихи показаны в сторону его распространения

A – плита, B – щит, 1, 2 – на врезке положение разреза

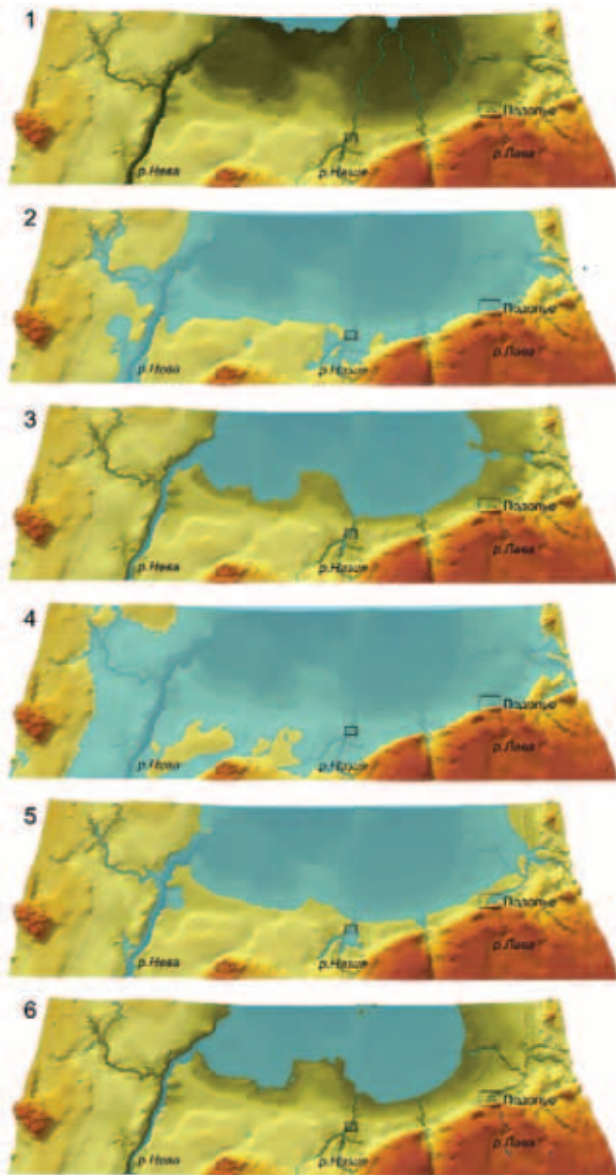


Рис. 6. Схематическая реконструкция развития Южного Приладожья в позднем голоцене

1 – регрессия Анцилового озера; 2 – возможный максимум литориновой трансгрессии; 3 – средний уровень на этапе атлантик-суббореальной стабилизации; 4 – возможный максимум ладожской трансгрессии; 5 – начало невской регрессии (~3100 кал. л. н.); 6 – современное состояние

до 3900 кал. л. н. характеризовался падением уровня воды и последующим длительным осушением обширных пространств, на значительной части которых (особенно в первой половине данного этапа) происходили заболачивание и торфообразование. При продолжении регрессии широкое развитие в районе получили эоловые процессы. В районе археологического памятника Подолье-1 сформировалось и долгое время существовало поселение. Сложный микрорельеф в районе памятника позволяет предполагать существование здесь как разветвленной речной сети, так и на определенных этапах непроточных водоемов отшнуровавшихся от Лadoжского озера узких озер или речных стариц (рис. 6, 3). В период ладожской трансгрессии (около 3500 кал. л. н.) уровень водоема был наиболее высоким. В районе Подолья берег озера вновь

проходил по линии глинта, а в долинах произошла глубокая ингрессия озерной воды (рис. 6, 4). При спаде воды (около 3100 кал. л. н.) в районе археологического памятника Подолье-1 можно предполагать формирование берегового вала (косы) и кратковременное существование узкой озерной лагуны (рис. 6, 5). Последний этап палеогеографического развития ознаменовался понижением относительного уровня Лadoжского озера с формированием серии слабовыраженных в рельефе береговых валов (рис. 6, 6).

Разумное сочетание современного комплексного моделирования, прогноза и непосредственного изучения природных объектов перспективно. Нельзя ограничиваться упрощенным пониманием проблемы с оценкой лишь одной гляциоизостатической компоненты, тем более в области развития гигантских и крупных бассейнов. Проблемы изменения уровня элементов единой системы, таких как Финский залив и Лadoжское озеро, эффективнее решать неразрывно и комплексно.

Работы выполнены при поддержке грантов РФФИ 13-06-00548, 14-05-91763 и 15-05-08169.

1. Александровский А.Л., Арсланов Х.А., Давыдова Н.Н. и др. Новые данные относительно трансгрессии Лadoжского озера, образования реки Невы и земледельческого освоения Северо-Запада России // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 5. – С. 682–687.

2. Амантов А.В. Геология дочетвертичных образований и тектоника Лadoжского озера // Регион. геология и металлогения. 2014. № 58. – С. 22–32.

3. Амантов А.В. Этапы геологического развития Лadoжского озера // Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Лadoжского озера. – СПб.: Изд-во РАН, РГО, 1993. – С. 5–13.

4. Амантов А.В., Амантова М.Г. Развитие котловины Лadoжского озера с позиций ледниковой теории // Регион. геология и металлогения. 2014. № 59. – С. 5–14.

5. Асиновская Б.А., Никонов А.А. Загадочные явления на Лadoжском озере // Природа. 1998. № 5. – С. 49–53.

6. Афанасов М.Н. История геологического развития Лadoжского озера и Западного Приладожья. Некоторые вопросы экологии данного региона // Материалы Первой междунар. науч. конф. «Геология, геохимия и экология Северо-Запада РФ», Санкт-Петербург, сентябрь 2005. – СПб., 2005. – С. 7–1.

7. Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д., Экман И.М. О природе ладожской трансгрессии // Природа, береговые образования и история развития внутренних водоемов и морей Восточной Прибалтики и Карелии. – Петрозаводск, 1971. – С. 42–52.

8. Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. Береговые образования Онежского озера и связь их с неотектоникой // Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. – Таллин, 1965. – С. 60–85.

9. Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В. История Лadoжского озера по результатам береговых образований: новые данные и противоречия // Отечественная геоморфология: прошлое, настоящее, будущее: Материалы XXX пленума Геоморфологической комиссии РАН. – СПб., 2008. – С. 276–279.

10. Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В. Позднеголоценовое сейсмическое событие в Юго-Восточном Приладожье // Вестник СПбГУ. Серия 7. Геология, география. 2009. Вып. 1. – С. 3–25.

11. Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В. Хронология ладожской трансгрессии // Материалы V Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 33–36.

12. *Верзилин Н.Н., Гонтарев Е.А., Калмыкова Н.А., Окнова Н.С.* Литолого-минералогическая характеристика позднеледниковых – голоценовых отложений долины р. Невы // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. – С. 133–144.
13. *Верзилин Н.Н., Клейменова Г.И., Севастьянов Д.В.* Трансформация гидрографической сети и лимногляциальных комплексов Карельского перешейка в позднепоследнеледниковье // Вестник СПбГУ. Серия 7. 2005. Вып. 2. – С. 40–50.
14. *Верзилин Н.Н., Клейменова Г.И.* К вопросу о проблемах понимания Ладожской трансгрессии и образования реки Нева // Известия Русского географического общества. 2012. Т. 144. Вып. 4. – С. 33–41.
15. *Герасимов Д.В.* Каменный век Карельского перешейка в материалах МАЭ (Кунсткамеры) РАН // Свод археологических источников Кунсткамеры / под ред. Г.А. Хлопачева. Т. 1. – СПб.: Наука, 2006. – С. 109–188.
16. *Герасимов Д.В., Крийска А., Холкина М.А.* Археологические исследования 2012 г. на Кудрукюльской палеокосе в Нарвско-Лужском междуречье // Научные исследования и музейные проекты МАЭ РАН в 2012 г. (Радловский сборник) – СПб.: Изд-во МАЭ, 2013. – С. 21–27.
17. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Ильменская. Лист О-36-П, XXXIII. Объясн. записка / И.С. Недригайлова, Т.Н. Соколова, В.С. Саванин. – Москва, 1978. – 86 с.
18. *Гусеницова Т.М., Кулькова М.А., Луцкова А.В., Рябчук Д.В., Сапелко Т.В., Сергеев А.Ю., Холкина М.А.* Археология и палеогеография стоянки Подолье-1 в Южном Приладожье // Археология озерных поселений IV–II тыс. до н. э.: Материалы Междунар. конф., посвященной полувековому исследованию свайных поселений на Северо-Западе России. Санкт-Петербург, 13–15 ноября 2014 г. – СПб., 2014 – С. 127–133.
19. *Гусеницова Т.М., Сорокин П.Е.* Новый памятник эпох неолита и раннего металла (Охта-1) в Санкт-Петербурге // Мезолит и неолит Восточной Европы: хронология и культурное взаимодействие. – СПб.: ИИМК РАН/МАЭ РАН, 2012. – С. 182–199.
20. *Знаменская О.М., Ананова Е.Н.* Новые данные по истории западного побережья Ладожского озера // История озер Северо-Запада. – Л., 1967. – С. 132–140.
21. *Иностранцев А.А.* Доисторический человек каменного века побережья Ладожского озера // Исторический вестник. 1882. № 9. – 291 с.
22. История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки / под ред. Д.Д. Квасова, Г.Г. Мартинсона, А.В. Раукаса. – Л.: Наука, 1990. – 280 с.
23. *Карпинский А.П.* Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России // Изв. Импер. АН. Серия 5. 1894. Т. I. № 1. – С. 1–19.
24. *Кошечкин Б.И., Экман И.М.* Голоценовые трансгрессии Ладожского озера // Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера. – СПб.: Изд-во РГО, 1993. – С. 49–60.
25. *Кузнецов Д.Д.* Трансформация палеобассейнов на территории Карельского перешейка в позднем неоплейстоцене и голоцене (по данным изучения донных отложений озер): Дисс. ... канд. г.-м. наук, 2014. – 141 с. URL: www.limno.org.ru/ref/kd_d.pdf (дата обращения 00.00.15).
26. Ладожское озеро / под ред. Г.С. Бискэ. – Петрозаводск, 1978. – 203 с.
27. *Малаховский Д.Б., Арсланов Х.А., Гей Н.А., Джиноридзе Р.Н.* Новые данные по истории возникновения Невы // Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера. – СПб., 1993. – С. 74–84.
28. *Марков К.К.* Последнеледниковая история юго-восточного побережья Ладожского озера // Вопросы географии. 1949. № 12. – С. 213–220.
29. *Марков К.К., Порецкий В.С., Шляпина Е.В.* О колебаниях уровня Ладожского и Онежского озер в последнеледниковое время // Труды Ком. по изучению четвертичного периода. – 1934. № 4. – С. 71–130.
30. *Николаев Н.И.* Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. – М.: Недра, 1988. – 491 с.
31. *Николаев Н.И.* О новейшем этапе развития Фенноскандии, Кольского полуострова и Карелии // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1967. № 1. – С. 49–68.
32. *Никонов А.А.* Голоценовые и современные движения земной коры. – М.: Наука, 1977. – 240 с.
33. *Никонов А.А.* Человек каменного века на Ладожском озере (к 125-летию выхода труда А.А. Иностранцева) // Природа. 2008. № 7. – С. 26–34.
34. *Никонов А.А., Энман С.В., Флейфель Л.Д.* Голоценовые и современные движения земной коры в переходной зоне от Фенноскандинавского щита к Восточно-Европейской платформе в районе Ладожского грабена // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: Материалы XIV Междунар. конф. 2-я часть. – Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2008. – С. 79–80.
35. *Рябчук Д.В., Григорьев А.Г., Жамойда В.А.* и др. Новые данные о формировании реки Невы по результатам седиментологических исследований в восточной части Финского залива // Регион. геология и металлогения. 2015. № 61. – С. 6–20.
36. *Севастьянов Д.В., Субетто Д.А., Сикацкая Е.Д., Степочкина О.Е.* Особенности эволюции озерно-речной сети в бассейне Ладожского озера в голоцене // Вестник СПбГУ. Серия 7. 2001. Вып. 1 (№ 7). – С. 122–136.
37. *Субетто Д.А., Сапелко Т.В., Кузнецов Д.Д.* и др. Палеолимнологические и палеогидрологические реконструкции развития Ладожско-Балтийского водного соединения // Отечественная геоморфология: прошлое, настоящее, будущее: Материалы XXX пленума Геоморфологической комиссии РАН. – СПб., 2008. – С. 332–334.
38. *Субетто Д.А.* История формирования Ладожского озера и его соединения с Балтийским морем // Общество. Среда. Развитие (Terra Humana). 2007. URL: <http://cyberleninka.ru/article/n/istoriya-formirovaniyaladozhskogo-ozera-i-ego-soedineniya-s-baltiyskim-morem> (дата обращения 00.00.15).
39. *Чувардинский В.Г.* Четвертичный период. Новая геологическая концепция. – Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН. – 2012. – 179 с.
40. *Шеффер Е.Г.* Некоторые черты развития Южного Приладожья в голоцене // Вестник ЛГУ. 1967. № 12. – С. 159–162.
41. *Шитов М.В.* Голоценовые трансгрессии Ладожского озера. – Автореф. ... канд. г.-м. наук. – СПб., 2007. – 16 с.
42. *Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Носов Е.Н., Плишивцева Э.С.* Природная среда и человек нижнего Поволжья на финальной стадии Ладожской трансгрессии // Вестник СПбГУ. Серия 7. Геология, география. 2004. Вып. 3. – С. 3–15.
43. *Яковлев С.А.* Развитие долины р. Невы // Первый Всероссийский геологический съезд. – 1922. – С. 128–137.
44. *Ailio Ju.* Des Ladogassens in postglazialer zeit und ihre beziehung zur steinzeitlichen besiedelung // Fennia. 1915. Vol. 38. N 3. – 157 p.
45. *Amantov A.* Plio-Pleistocene erosion of Fennoscandia and its implication for the Baltic area. Prace Panstw. – Inst. Geol. CXLIX. 1995. – P. 47–55.
46. *Amantov A., Amantova M.* Postglacial Development and Geological Structure of the Great Lake Ladoga // Geophys. Res. Abstr. 2014. Vol. 16. – EGU2014-3586, EGU General Assembly 2014. URL: <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2014/EGU2014-3586.pdf> (дата обращения 00.00.15).
47. *Amantov A., Fjeldskaar W.* Geological-Geomorphological features of the Baltic Region and Adjacent Areas: imprint on glacial-postglacial development // Regional Geology and Metallogeny. 2013. N 53. – P. 90–104.
48. *Amantov A., Fjeldskaar W., Amantova M.* Postglacial Uplift of the Eastern Gulf of Finland – Lake Ladoga Region: Models and Observations // Geophys. Res. Abstr. 2015. Vol. 17. – EGU2015-3925-4, EGU General Assembly 2015. URL: <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2015/EGU2015-3925-4.pdf> (дата обращения 25.12.15).

49. *Amantov A., Fjeldskaar W., Cathles L.* Glacial Erosion/ Sedimentation of the Baltic Region, and the Effect on the Postglacial Uplift // *The Baltic Sea Basin* / Ed.: Harff J., Björck S., Hoth P. Chapter 3. – Heidelberg, London, New York: Springer, 2011. – P. 53–71.
50. *Cathles L.M.* Interpretation of postglacial isostatic adjustment phenomena in terms of mantle rheology // *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy* / Ed.: Mörrner N.A., John Wiley and Sons. – 1980. – P. 11–45.
51. *Daly R.A.* *The Changing World of the Ice Age.* – New Haven, CT: Yale University Press. – 1934. – 271 p.
52. *De Geer G.* Om Skandinaviens nivåförändringar under Quartärperioden // *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar.* 1888, Vol. 10. – P. 366–379; 1890, Vol. 12. – P. 61–110.
53. *Dong D., Fang P., Bock Y.* Anatomy of apparent seasonal variations from GPS derived site position time series // *J. of Geophys. Res.* 2002. Vol. 107. B4, ETG 9. – P. 1–16.
54. *Fjeldskaar W.* Geoidal-eustatic changes induced by the deglaciation of Fennoscandia // *Quaternary International.* 1991. Vol. 9. – P. 1–6.
55. *Fjeldskaar W., Cathles L.* The present rate of uplift of Fennoscandia implies a low-viscosity asthenosphere // *Terra Nova.* 1991. Vol. 3. – P. 393–400.
56. *Gusentsova T.M., Kholkina V.A., Sapelko T.V.* et al. Environmental issues of the Neolithic Peat Site Podolye 1 in the Eastern Baltic // Abstract of the Oral and Poster Presentations. 20th Annual Meeting of the European Association of Archeologists, 10–14 September, 2014. – Istanbul, Turkey. – 2014. – P. 358.
57. *Horton B.P., Shennan I.* Compaction of Holocene strata and the implications for relative sea-level change // *Geology.* 2009. Vol. 37. – P. 1083–1086.
58. *Lambeck K.* *Geophysical Geodesy: The Slow Deformations of the Earth.* – Oxford, UK: Oxford Univ. Press, 1988. – 718 p.
59. *Lewis C.F.M., King J.W., Blasco S.M.* et al. Dry climate disconnected the Laurentian Great Lakes // *Eos Amer. Geophys. Union.* 2008. Vol. 89. – P. 541–542.
60. *Lewis C.F.M., Blasco S.M., Gareau P.L.* Glacial isostatic adjustment of the Laurentian Great Lakes basin: Using the empirical record of strandline deformation for reconstruction of early Holocene paleo-lakes and discovery of a hydrologically closed phase // *Géograph. Phys. Quat.* 2005. Vol. 59 (2-3). – P. 187–210.
61. *Mörrner N.-A.* The Fennoscandian uplift and Late Cenozoic Geodynamics: Geological Evidence // *GeoJournal.* 1979. Vol. 3. – P. 287–318.
62. *Mörrner N.-A.* Glacial isostasy: regional – not global // *Intern. J. of Geosci.* 2015. Vol. 6. – P. 577–592.
63. *Nordqvist K., Herva V.-P., Ikäheimo J., Lahelma A.* Early copper use in Neolithic north-eastern Europe: an overview // *Estonian Journal of Archeology.* 2012. Vol. 16. Issue 1. – P. 3–25.
64. *Pavlis N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C., Factor J.K.* The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008) // *J. of Geophys. Res.* 2012. Vol. 117. – P. 1–38.
65. *Peltier W.R.* Global Glacial Isostasy and the Surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE // *Annual Rev. of Earth and Planet Sci.* 2004. Vol. 32 – P. 111–149.
66. *Poutanen M., Ollikainen M., Koivula H.* et al. Global periodic effects in GPS time series // *The state of GPS vertical positioning precision: Separation of Earth processes by space geodesy* / Ed. T. van Dam and O. Francis / *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie.* 2004. Vol. 23. – P. 137–142.
67. *Puura V., Amantov A., Tikhomirov S., Laitakari I.* Latest events affecting the Precambrian basement, Gulf of Finland and surrounding areas // *Geol. Survey of Finland. Spec. Paper* 21. 1996. – P. 115–125.
68. *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. Vol. 42 (4). – P. 912–931.
69. *Steffen H., Wu P.* Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia – a review of data and modeling // *J. of Geodynamics.* 2011. Vol. 52 (3-4). – P. 169–204, doi:10.1016/j.jog.2011.03.002
70. *Van Asselen S., Karssenberg D., Stouthamer E.* Contribution of peat compaction to relative sea-level rise within Holocene deltas // *Geophys. Res. Lett.* 2011. Vol. 38. Issue 24. L24401. – P. 1–5.
-
1. Aleksandrovsky A.L., Arslanov Kh.A., Davydova N.N. et al. New data regarding the Lake Ladoga transgression, Neva River formation, and agricultural development in the North-West of Russia. *Doklady RAN.* 2009. Vol. 424. No 5. Pp. 682–687. (In Russian).
2. Amantov A.V. Pre-Quaternary geology and tectonics of Lake Ladoga. *Region. geologiya i metallogeniya.* 2014. No 58, pp. 22–32. (In Russian).
3. Amantov A.V. Stages of geological development of Lake Ladoga. *Evolution of natural conditions and the current state of Lake Ladoga geosystem.* St. Petersburg: RAS Press. RGS. 1993. Pp. 5–13. (In Russian).
4. Amantov A.V., Amantova M.G. Development of Lake Ladoga basin from the standpoint of the glacial theory. *Region. geologiya i metallogeniya.* 2014. No 59, pp. 5–14. (In Russian).
5. Assinovskaya B.A., Nikonov A.A. Mysterious phenomena on Lake Ladoga. *Priroda.* 1998. No 5, pp. 49–53. (In Russian).
6. Afanasov M.N. Geological history of Lake Ladoga and western Lake Ladoga area. Some environmental issues in the region. *Proceedings of the First International Scientific Conference «Geology, geochemistry, and environment in the North-West of Russia».* St. Petersburg. September 2005. St. Petersburg, 2005. Pp. 7–1. (In Russian).
7. Biske G.S., Lak G.Ts., Lukashov A.D., Ekman I.M. On the nature of the Ladoga transgression. *Nature, coastal formation, and development history of inland waters and seas in the eastern Baltics and Karelia.* Petrozavodsk. 1971. Pp. 42–52. (In Russian).
8. Biske G.S., Lac G.Ts., Lokashov A.D. Coastal formations of Lake Onega and their association with neotectonics. *Development of sea coasts under oscillatory movements of the Earth's crust.* Tallinn. 1965. Pp. 60–85. (In Russian).
9. Biske Yu.S., Sumarev I.V., Shitov M.V. History of Lake Ladoga based on coastal structures: new data and contradictions. *National geomorphology: past, present, and future: Proceedings of the XXX Plenum of the Geomorphological Commission of RAS.* St. Petersburg. 2008. Pp. 276–279. (In Russian).
10. Biske Yu.S., Sumarev I.V., Shitov M.V. Late Holocene seismic event in the southeastern Ladoga region. *Vestnik of St. Petersburg University. Series 7, Geology, geography.* 2009. Vol. 1. Pp. 3–25. (In Russian).
11. Biske Yu.S., Sumarev I.V., Shitov M.V. Chronology of the Ladoga transgression. *Proceedings of the V Rus. Conf. for the Quaternary Research.* Moscow: GEOS. 2007. Pp. 33–36. (In Russian).
12. Verzhilin N.N., Gontarev E.A., Kalmykova N.A., Oknova N.S. Litho-mineralogical characteristics of the late glacial Holocene Neva River valley deposits. *Litologiya i poleznye iskopaemye.* 1998. No 2. Pp. 133–144. (In Russian).
13. Verzhilin N.N., Kleimenova G.I., Sevastyanov D.V. Transformation of the hydrographic network and limnoglacial complexes on the Karelian Isthmus in late postglacial period. *Vestnik SPbGU.* Ser. 7. 2005. Iss. 2. Pp. 40–50. (In Russian).
14. Verzhilin N.N., Kleimenova G.I. Towards the problems of understanding the Ladoga transgression and the Neva River development. *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva.* 2012. Vol. 144. Iss 4. Pp. 33–41. (In Russian).
15. Gerasimov D.V. Stone Age in the Karelian Isthmus based on MAE (Kunstkamera) RAS materials. *Code of archaeological sources of Kunstkamera.* Ed. by G.A. Khlopachev. Vol. 1. St. Petersburg: Nauka. 2006. Pp. 109–188. (In Russian).
16. Gerasimov D.V., Kriiska A., Kholkina M.A. Archaeological research in 2012 on Kudrukyul paleospit in Narva-Luga interfluvium *Scientific research and museum projects of MAE RAS*

- in 2012 (*Radlovsk collection*). St. Petersburg: MAE Press. 2013. Pp. 21–27. (In Russian).
17. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Ilmenskaya. List O-36-II, XXXIII. Obyasnitelnaya zapiska. [State Geological Map of the USSR, scale of 1 : 200 000. Ilmen series. Sheet O-36-II, XXXIII. Explanatory Note]. Ed. by I.S. Nedrigailova, T.N. Sokolov, V.S. Savanin. Moscow. 1978. 86 p.
 18. Gusentsova T.M., Kulkova M.A., Ludikova A.V., Ryabchuk D.V., Sapelko T.V., Sergeev A.Yu., Kholkina M.A. Archaeology and paleogeography of Podolye-1 site in southern Lake Ladoga area. *Archaeology of lake settlements dated IV-II thousand years BC: Proceedings of the Intern. Conf. on half a century of studying pile settlements in the North-West of Russia*. St. Petersburg, 13–15 November 2014. 2014. Pp. 127–133. (In Russian).
 19. Gusentsova T.M., Sorokin P.E. New monument of the Neolithic and Early Iron Age (Okhta 1) in St. Petersburg. *Mesolithic and Neolithic in Eastern Europe: chronology and cultural interaction*. St. Petersburg: IHMC RAS / MAE RAS. 2012. Pp. 182–199. (In Russian).
 20. Znamenskaya O.M., Ananova E.N. New data on the history of the western shore of Lake Ladoga. *History of the North-West lakes*. Leningrad. 1967. Pp. 132–140. (In Russian).
 21. Inostrantsev A.A. Prehistoric man of the Stone Age on Lake Ladoga shore. *Istorichesky vestnik*. 1882. No 9. 291 p. (In Russian).
 22. Istoriya Ladozhskogo, Onezhskogo, Pskovsko-Chudskogo ozer, Baykala i Khanki [History of Ladoga, Onega, Peipsi Lakes, Lake Baikal, and Khanka]. Ed. by D.D. Kvasov, G.G. Martinson, A.B. Raukas. Leningrad: Nauka. 1990. 280 p. (In Russian).
 23. Karpinsky A.P. General nature of the Earth's crust vibrations within European Russia. *Izv. Imp. SPb. AS*. Ser. 5. 1894. Vol. I. No 1, pp. 1–19. (In Russian).
 24. Koshechkin B.I., Ekman I.M. Holocene transgressions of Lake Ladoga. *Evolution of natural conditions and the current state of Lake Ladoga geosystem*. St. Petersburg: RGO Press. 1993. Pp. 49–60. (In Russian).
 25. Kuznetsov D.D. Transformation of paleobasins on the Karelian Isthmus during the Late Pleistocene and Holocene (according to the study of bottom lacustrine sediments): abstract. 2014. 141 p. (In Russian) www.limno.org.ru/ref/kd_d.pdf (12.02.2016).
 26. Ladozhskoe ozero [Lake Ladoga] Ed. by G.S. Biske. Petrozavodsk. 1978. 203 p.
 27. Malakhovsky D.B., Arslanov Kh.A., Gei N.A., Dzhinoridze R.N. New data on the Neva history. *Evolution of natural conditions and the current state of Lake Ladoga geosystem*. St. Petersburg. 1993. Pp. 74–84. (In Russian).
 28. Markov K.K. Postglacial history of the southeastern shore of Lake Ladoga. *Issues of geography*. 1949. No 12, pp. 213–220. (In Russian).
 29. Markov K.K., Poretsky V.S., Shlyapina E.V. On the level fluctuations of Ladoga and Onega lakes during the postglacial period. *Proc. Com. for the Quaternary Research*. 1934. No 4. Pp. 71–130. (In Russian).
 30. Nikolaev N.I. Noveyshaya tektonika i geodinamika litosfery [Recent tectonics and geodynamics of the lithosphere]. Moscow: Nedra. 1988. 491 p.
 31. Nikolaev N.I. On the latest development stage of Fennoscandia, Kola Peninsula, and Karelia. *Byull. MOIP, otd. geol.* 1967. No 1. Pp. 49–68. (In Russian).
 32. Nikonov A.A. Golotsenovyie i sovremennyye dvizheniya zemnoy kory [Holocene and modern Earth's crust movements]. Moscow: Nauka. 1977. 240 p.
 33. Nikonov A.A. Stone Age man on Lake Ladoga (to the 125th anniversary of the paper by A.A. Inostrantsev). *Priroda*. 2008. No 7. Pp. 26–34. (In Russian).
 34. Nikonov A.A., Enman S.V., Fleyfel L.D. Holocene and modern Earth's crust movements in the transition zone from the Fennoscandian Shield to the East European Platform in the Ladoga graben area. *Relationship between the surface and deep crustal structures: Proc. XIV Intern. Conf. Part 2*. Petrozavodsk: KarSC RAS Press. 2008. Pp. 79–80. (In Russian).
 35. Ryabchuk D.V., Grigoryev A.G., Zhamoida V.A. et al. New data about the Neva River formation based on sedimentological studies in the eastern Gulf of Finland. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2015. No 61. Pp. 6–20. (In Russian).
 36. Sevastyanov D.V., Subetto D.A., Sikatskaya E.D., Stepochkina O.E. Features of lake and river network evolution in the Lake Ladoga basin during the Holocene. *Vestnik SPbGU*. Ser. 7. 2001. Vol. 1 (No. 7). Pp. 122–136. (In Russian).
 37. Subetto D.A., Sapelko T.V., Kuznetsov D.D. et al. Paleolimnological and paleohydrological reconstructions of the Ladoga-Baltic waterway connection. *National geomorphology: past, present, and future: Proceedings of the XXX plenum of the RAS Geomorphological Commission*. St. Petersburg. 2008. Pp. 332–334. (In Russian).
 38. Subetto D.A. History of Lake Ladoga and its connection with the Baltic Sea. *Society. Environment. Development (Terra Humana)*. 2007. (In Russian). <http://cyberleninka.ru/article/n/istoriya-formirovaniya-ladozhskogo-ozera-i-ego-soedineniya-s-baltiyskim-morem> (12.02.2016).
 39. Chuvardinsky V.G. Chetvertichny period. Novaya geologicheskaya kontseptsiya [Quaternary Period. The new geological concept]. Apatity: Kola SC RAS Press. 2012. 179 p.
 40. Sheffer E.G. Some features of the southern Ladoga region development during the Holocene. *Vestnik LGU*. 1967. No 12. Pp. 159–162. (In Russian).
 41. Shitov M.V. Holocene transgressions of Lake Ladoga: abstract. St. Petersburg. 2007. 16 p. (In Russian).
 42. Shitov M.V., Biske Yu.S., Nosov E.N., Pleshivtseva E.S. Natural environment and humans in the lower Volkhov River area at the final stage of Ladoga transgression. *Vestnik SPbGU*. Ser. 7. Geology, geography. 2004. Iss. 3. Pp. 3–15. (In Russian).
 43. Yakovlev S.A. Neva River valley development. *First Russian Geological Congress*. 1922. Pp. 128–137. (In Russian).
 44. Ailio, Ju. 1915: Des Ladogasses in postglazialer zeit und ihre beziehung zur steinzeitlichen besiedelung. *Fennia*, vol. 38, 3, 157.
 45. Amantov, A. 1995: Plio-Pleistocene erosion of Fennoscandia and its implication for the Baltic area. *Prace Panstw. Inst. Geol. CXLIX*. 47–55.
 46. Amantov, A., Amantova, M. 2014: Postglacial Development and Geological Structure of the Great Lake Ladoga. *Geophysical Research Abstracts*, vol. 16. EGU2014-3586, EGU General Assembly. <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2014/EGU2014-3586.pdf> (12.02.2016).
 47. Amantov, A., Fjeldskaar, W. 2013: Geological-Geomorphological features of the Baltic Region and Adjacent Areas: imprint on glacial-postglacial development. *Regional Geology and Metallogen*, 53, 90–104.
 48. Amantov, A., Fjeldskaar, W., Amantova, M. 2015: Postglacial Uplift of the Eastern Gulf of Finland – Lake Ladoga Region: Models and Observations. *Geophysical Research Abstracts*, vol. 17. EGU2015-3925-4, EGU General Assembly <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2015/EGU2015-3925-4.pdf> (12.02.2016).
 49. Amantov, A., Fjeldskaar, W., Cathles, L. Glacial Erosion/ Sedimentation of the Baltic Region, and the Effect on the Postglacial Uplift. In Harff, J., Bjorck, S., Hoth, P. (eds.): *The Baltic Sea Basin, Chpt. 3*, 53–71. Heidelberg, London, New York: Springer.
 50. Cathles, L.M. 1980: Interpretation of postglacial isostatic adjustment phenomena in terms of mantle rheology. In Mörner, N.A., John Wiley and Sons (eds.): *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*, 11–45.
 51. Daly, R.A. 1934: The Changing World of the Ice Age, 271. New Haven, CT: Yale University Press.
 52. De Geer, G. 1888: Om Skandinaviens nivåförändringar under Quartärperioden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, vol. 10, 366–379; 1890: vol. 12, 61–110.
 53. Dong, D., Fang, P., Bock, Y. 2002: Anatomy of apparent seasonal variations from GPS derived site position time series. *Journal of Geophysical Research*, vol. 107. B4, ETG 9. 1–16.
 54. Fjeldskaar, W. 1991: Geoidal-eustatic changes induced by the deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary International*, vol. 9. 1–6.

55. Fjeldskaar, W., Cathles, L. 1991: The present rate of uplift of Fennoscandia implies a low-viscosity asthenosphere. *Terra Nova*, vol. 3. 393–400.
56. Gusentsova, T.M., Kholkina, V.A., Sapelko, T.V. et al. 2014: Environmental issues of the Neolithic Peat Site Podolye 1 in the Eastern Baltic. *Abstract of the Oral and Poster Presentations. 20th Annual Meeting of the European Association of Archeologists, 10–14 September*, 358. Istanbul, Turkey.
57. Horton, B.P., Shennan, I. 2009: Compaction of Holocene strata and the implications for relative sea-level change. *Geology*, vol. 37, 1083–1086.
58. Lambeck, K. 1988: *Geophysical Geodesy: The Slow Deformations of the Earth*, 718. Oxford, UK: Oxford University Press.
59. Lewis, C.F.M., King, J.W., Blasco, S.M. et al. 2008: Dry climate disconnected the Laurentian Great Lakes. *Eos American Geophysical Union*, vol. 89, 541–542.
60. Lewis, C.F.M., Blasco, S.M., Gareau, P.L. 2005: Glacial isostatic adjustment of the Laurentian Great Lakes basin: Using the empirical record of strandline deformation for reconstruction of early Holocene paleo-lakes and discovery of a hydrologically closed phase. *Géograph. Phys. Quat.* vol. 59(2–3), 187–210.
61. Mörner, N.-A. 1979: The Fennoscandian uplift and Late Cenozoic Geodynamics: Geological Evidence. *GeoJournal*. vol. 3, 287–318.
62. Mörner, N.-A. 2015: Glacial isostasy: regional – not global. *International Journal of Geosciences*, vol. 6. 577–592.
63. Nordqvist, K., Herva, V.-P., Ikäheimo, J., Lahelma, A. 2012: Early copper use in Neolithic north-eastern Europe: an overview. *Estonian Journal of Archeology*, vol. 16, iss. 1, 3–25.
64. Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyo, S.C., Factor, J.K. 2008: The development and evaluation of the Earth Gravitational Model (EGM2008). *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, 1–38.
65. Peltier, W.R. 2004: Global Glacial Isostasy and the Surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE. *Annual Review of Earth and Planet Science*, vol. 32, 111–149.
66. Poutanen, M., Ollikainen, M., Koivula, H. et al. 2004: Global periodic effects in GPS time series. In Dam, T. van, Francis, O. (eds.): *The state of GPS vertical positioning precision: Separation of Earth processes by space geodesy*, vol. 23, 137–142. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie.
67. Puura, V., Amantov, A., Tikhomirov, S., Laitakari, I. 1996: Latest events affecting the Precambrian basement, Gulf of Finland and surrounding areas. *Geological Survey of Finland. Special Paper 21*, 115–125.
68. Rosentau, A., Muru, M., Kriisk, A. et al. 2013: Stone Age settlement and Holocene shore displacement in the Narva-Luga Klint Bay area, eastern Gulf of Finland. *Boreas*, vol. 42 (4), 912–931.
69. Steffen, H., Wu, P. 2011: Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia – a review of data and modeling. *Journal of Geodynamic*, vol. 52 (3–4). 169–204, doi:10.1016/j.jog.2011.03.002.
70. Van Asselen, S., Karssenbergh, D., Stouthamer, E. 2011: Contribution of peat compaction to relative sea-level rise within Holocene deltas. *Geophysical Research Letter*, vol. 38, iss. 24, L2440, 1–5.

Амантов Алексей Владиславович – канд. геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ ¹. <4448470@mail.wplus.net>
Амантова Марина Геннадьевна – инженер, ВСЕГЕИ ¹. <4448470@mail.wplus.net>

Рябчук Дарья Владимировна – канд. геол.-минер. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ ¹. <Daria_Ryabchuk@vsegei.ru>

Сергеев Александр Юрьевич – канд. геол.-минер. наук, ст. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ ¹. <sergeevau@yandex.ru>

Гусенцова Татьяна Матвеевна – канд. историч. наук, ст. науч. сотрудник, АНО «НИИ культурного и природного наследия». Пер. Декабристов, д. 5/17, лит. Д, Санкт-Петербург, 199155, Россия. <ddut@mail.ru>

Жамойда Владимир Александрович – канд. геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ ¹. <Vladimir_Zhamoida@vsegei.ru>

Фьелдскар Вилли – д-р философии, гл. науч. сотрудник, исслед. компания Тектонор (Норвегия), профессор, Ун-т Ставангера. Tectonor, c/o IPark, P.O. Box 8034, N-406, Stavanger, Norway. <wf@tectonor.com>

Amantov Aleksei Vladislavovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI ¹. <4448470@mail.wplus.net>

Amantova Marina Gennadevna – Engineer, VSEGEI ¹. <4448470@mail.wplus.net>

Ryabchuk Daria Vladimirovna – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of the entire department, VSEGEI ¹. <Daria_Ryabchuk@vsegei.ru>

Sergeev Aleksandr Yurevich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, VSEGEI ¹. <sergeevau@yandex.ru>

Gusentsova Tatiana Matveevna – Candidate of Historical Sciences, Senior Researcher, Autonomous Non-commercial Organization «Scientific and Research Institute for Cultural and Natural Heritage». Decembrists side-street, house 5/17, letter D., Saint Petersburg, 199155, Russia. <ddut@mail.ru>

Zhamoida Vladimir Aleksandrovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI ¹. <Vladimir_Zhamoida@vsegei.ru>

Fjeldskaar Willy – Head. scientist, professor UIS, Ph. D., Tectonor, Norway Tectonor, c/o IPark, P.O. Box 8034, N-406, Stavanger, Norway. <wf@tectonor.com>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74, Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia