

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ «РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ПЕДАГОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМ. А. И. ГЕРЦЕНА»

На правах рукописи

ЛЕТЮКА НИКОЛАЙ ИГОРЕВИЧ

**ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ РЕЧНОЙ СЕТИ
НАРОВСКО-ЛУЖСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В ГОЛОЦЕНЕ**

Специальность 1.6.14 – геоморфология и палеогеография

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
доктор географических наук
Субетто Дмитрий Александрович

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ 2024 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	4
ГЛАВА 1 Современные природные условия.....	8
1.1 Геологическое строение.....	9
1.2 Геоморфологическое строение.....	19
1.3 Климатические условия.....	29
1.4 Гидрография и гидрология.....	36
Выводы к главе 1.....	44
ГЛАВА 2 Развитие условий для формирования речной сети Наровско-Лужской низменности в связи с динамикой стадийного развития Балтийского моря в голоцене.....	47
2.1 Современные представления о послеледниковой истории Балтийского моря.....	47
2.2 Методы палеорекострукции изменения береговой зоны Балтийского моря в пределах Наровско-Лужской низменности.....	64
2.3 Изменение береговой зоны Балтийского моря на Наровско- Лужской низменности в голоцене.....	73
Время регрессии Балтийского приледникового озера.....	73
Стадия Иольдиевого моря.....	75
Стадия Анцилового озера.....	78
Стадия Литоринового моря.....	81
Стадия Лимниевского моря.....	83
Стадия Миевского моря.....	83
Выводы к главе 2.....	84
ГЛАВА 3 Формирование и развитие речной сети Наровско-Лужской низменности в голоцене.....	85
3.1 Изученность вопроса.....	85
3.2 Общая характеристика главных рек Наровско-Лужской низменности	88

3.3 Методы палеорекострукции речной сети Наровско-Лужской низменности.....	112
3.4 Палеорекострукция формирования и развития речной сети Наровско-Лужской низменности в голоцене.....	117
Время регрессии Балтийского приледникового озера.....	117
Стадия Иольдиевого моря.....	122
Стадия Анцилового озера.....	126
Стадия Литоринового моря.....	128
Стадия Лимниевского моря.....	136
Стадия Миевского моря.....	143
Выводы к главе 3.....	146
Заключение.....	148
Список литературы.....	152
Приложения	167

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Изучению истории формирования восточной части акватории Балтийского моря посвящены многочисленные отечественные и зарубежные исследования. Установлены возраст и продолжительность трансгрессивных и регрессивных стадий, выявлены географическое положение и конфигурация их береговых линий моря на разных этапах его развития, распространение и специфика озёрно-болотных комплексов. В. Рамсай, 1929; К. К. Марков, 1931; Э. Ю. Саммет, 1969; Д. Д. Квасов, 1967, 1970, 1974; Х. Кессел, 1963, 1967, 1979; С. Бьёрк, 1995, 2008; А. Лепланд, 1996; А. Миттенен, 2002, 2004; С. Ю, 2003; П. Сандгрэн, 2004; Л. Саарсе, 2009, 2010; Ю. Васильев 2011, А. Розентау, 2009, 2013 и др.

Значительные колебания уровня Балтики в голоцене, а равно и базиса эрозии, находили отражение в русловых процессах речной сети прилегающих территорий. Однако эта проблема практически не изучалась, и наименее изученной в этом отношении, является Наровско-Лужская низменность. Здесь, исследования эволюции речной сети представлены только работой А. Розентау с соавторами в 2012 г.

Целью диссертационного исследования является история формирования и развития речной сети Наровско-Лужской низменности в связи с динамикой береговой зоны Балтийского моря в голоцене.

Для достижения цели, были поставлены следующие **задачи**:

- охарактеризовать современные природные условия района исследования;
- рассмотреть динамику восточного побережья Балтийского моря в голоцене;
- проанализировать особенности гидрологического режима главных рек Наровско-Лужской низменности;
- выявить особенности развития речных систем Наровско-Лужской низменности в голоцене;

Объектом исследования является Наровско-Лужская низменность.

Предмет исследования – анализ формирования и развития речной сети Наровско-Лужской низменности в связи с динамикой береговой зоны Балтийского моря в течение голоцена.

Основные защищаемые положения:

1. Река Нарва являлась притоком реки Луга в раннем голоцене.
2. Формирование участка нижнего течения Нарвы связано с продолжительным спуском Литориновой лагуны с территории Наровско-Лужской низменности в среднем голоцене.
3. Река Россонь сформировалась в результате бифуркации Нарвы в позднем голоцене.

Научная новизна

Впервые:

- установлено, что в раннем голоцене река Нарва впадала в Лугу;
- выявлено, что формирование участка нижнего течения Нарвы в среднем голоцене связано с продолжительным спуском Литориновой лагуны;
- установлено, что река Россонь сформировалась в позднем голоцене в результате бифуркации Нарвы;
- предложена общая схема формирования речной сети на территории Наровско-Лужской низменности в голоцене.

Личный вклад автора состоит в формулировании цели и задач исследования, в сборе и обработке опубликованных материалов, в участии в экспедициях, в сборе полевого материала и в его аналитической обработке. Автор участвовал в работе двух экспедиций РГПУ им. А.И. Герцена (2010 и 2011); в четырех экспедициях, организованных Тартуским университетом (Эстония) (2010 и 2011); в трех экспедициях Федерального исследовательского центра «Всероссийский институт генетических ресурсов растений имени Н.И. Вавилова» (ВИР) (2018 и 2019). В ходе проведения полевых работ автором выполнено описание опорных разрезов и изучено геоморфологическое строение речных долин на исследуемой территории; отбор образцов и описание донных отложений озера Тихого (Вяйкне) и болота Кадер; продолжительные (с 2006 г. по настоящее время)

наблюдения за динамикой дюн Магербургской гряды. Всего за указанное время исследований было описано 14 обнажений, 4 шурфа, образцы керна из 3-х буровых скважин и 2-х подъёмов образцов донных отложений. Фактический материал, собранный в ходе полевых работ, был обработан и проанализирован в лаборатории Тартуского университета.

Теоретическая и практическая значимость заключается в дополнении и детализации научных представлений о голоценовой истории развития речной сети на территории Наровско-Лужской низменности. Материалы могут использоваться для разработки общих и региональных реконструкций палеогеографических условий голоцена, для общей оценки инженерных и природоохранных условий, для прогнозирования динамики речной сети. Результаты научных исследований апробированы и использованы при подготовке, проведении и составлении отчёта геоботанических работ в Кургальском заказнике Федеральным исследовательским центром «Всероссийский институт генетических ресурсов растений имени Н.И. Вавилова» (ВИР).

Степень достоверности и апробация исследования

Основные положения диссертационной работы докладывались и обсуждались на конференциях: «Международная научно-практическая конференция LXVII Герценовские чтения, посвященная 110-летию со дня рождения А.М. Архангельского» (Санкт-Петербург, 2014), «IV Международная научно-практическая конференции "Природное и культурное наследие: междисциплинарные исследования, сохранение и развитие"» (Санкт-Петербург 2015), «Международная научно-практическая конференция LXX Герценовские чтения» (Санкт-Петербург, 2017), «Международная научно-практическая конференция, посвященная 155-летию со дня рождения В. И. Вернадского» (Санкт-Петербург, 2018), «Ежегодная Международная научно-практическая конференция LXXVII Герценовские чтения «География: развитие науки и образования» (Санкт-Петербург, 2024)

Публикации: по материалам диссертации опубликовано 7 статей: из них в рецензируемых научных журналах, рекомендованных ВАК при Министерстве

науки и высшего образования РФ – 3, в изданиях, которые входят в международные реферативные базы данных – 1, в сборниках материалов конференций – 3.

Благодарности:

Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю, доктору географических наук, Субетто Дмитрию Александровичу за помощь в организации научных исследований и за конструктивное обсуждение результатов; доценту, кандидату географических наук Фирсенковой Вере Марковне (РГПУ им А. И. Герцена) за неоценимую помощь в подготовке диссертационной работы к защите; доценту, кандидату геолого-минералогических наук Трифонову Александру Николаевичу (ЛГУ им. А.С. Пушкина) за помощь и консультацию при обработке результатов полевых исследований; PhD, старшему научному сотруднику, Алару Розентау (Университет Тарту, Эстония) за весомый вклад в исследования. Автор выражает благодарность коллегам из Всероссийского института генетических ресурсов растений имени Н.И. Вавилова» (ВИР) за многолетнее и разноплановое сотрудничество.

Объем и структура работы. Работа состоит из введения, 3-х глав и заключения. Объем работы составляет 178 страниц, включая 13 таблиц, 49 рисунков и 4-х приложений. Библиографический список включает 147 наименований, в том числе 62 на иностранном языке.

ГЛАВА 1

СОВРЕМЕННЫЕ ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ

Большая часть района исследований располагается на территории Российской Федерации в западной части Ленинградской области. Небольшая его часть заходит на территорию восточной части Эстонской Республики (рис. 1).

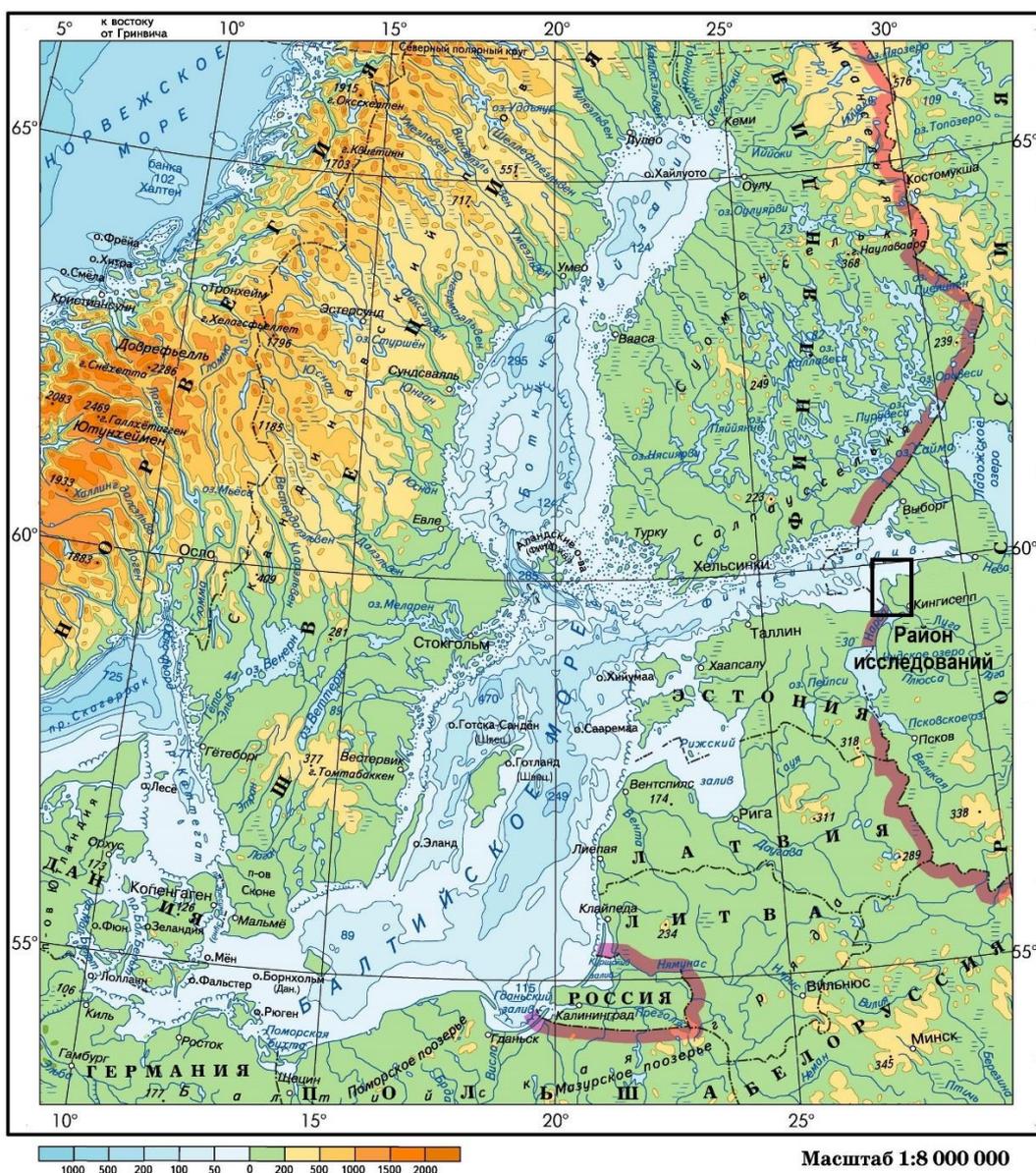


Рис. 1. Расположение района исследований в Балтийском регионе

Граница района проходит от берега Финского залива у деревни Мерекюла (Эстония), далее по линии Балтийско-Ладожского уступа до д. Котлы, по долине

реки Систа до её устья в Копорской губе. В акватории Финского залива граница идет на север от устья р. Систы, до банки Змей, где поворачивает на запад и проходит до острова Мощный и далее на юг до д. Мерикюла (рис. 2).



Рис. 2. Граница района исследований (желтая линия)

1.1 Геологическое строение

Описание геологического строения выполнено на основе Государственной геологической карты Российской Федерации [Государственная геологическая карта..., 2001; 2021]

Рассматриваемая территория расположена на Восточно-Европейской платформе, в северо-западном крае Русской плиты на её стыке с Балтийским щитом. Структура относится к Балтийской моноклинали северо-западного крыла Московской синеклизы и имеет двухъярусное строение: докембрийский кристаллический фундамент, перекрытый осадочным чехлом из верхнепротерозойских, палеозойских и кайнозойских отложений. По направлению

на юго-восток, кристаллический фундамент плавно (2,4–2,6 м/км) погружается от (–150) м (оз. Белое, Курголовский п-ов) до (–270) м (г. Кингисепп), обуславливая наклонное залегание, усложнение стратиграфии и увеличение мощности верхнепротерозойских и палеозойских отложений осадочного чехла в том же направлении. Кровля осадочного чехла представлена, большей частью, четвертичными отложениями, которые с резким угловым несогласием, перекрывают протерозой-палеозойские толщи. Мощность четвертичных отложений сильно варьирует от полутора сотен метров (Сойкинская возвышенность) до нескольких дециметров в районе бровки Балтийско-Ладожского уступа (Глинта).

В стратиграфическом расчленении разрезов на исследуемой территории принимают участие породы позднего верхнего венда, нижнего и среднего отделов кембрия, нижнего и среднего отделов ордовика и четвертичной системы, в комплексе образующие *осадочный чехол*, залегающий на породах кристаллического фундамента. Мощность осадочного чехла возрастает от 100 м на северо-западе (мыс. Кургальский) до 300 м на юго-востоке (г. Кингисепп). Увеличение мощности протерозой-четвертичной осадочной толщи в значительной мере происходит за счёт увеличения количества стратиграфических горизонтов разреза.

В рамках настоящей работы, строение и состав кристаллического фундамента, палеозойских и плейстоценовых отложений имеют лишь косвенное значение, поэтому они рассмотрены в рамках общих характеристик (Приложение 1). Существенную роль, определяющую гидрографию Наровско-Лужской низменности, играют отложения голоценового возраста, подробно разобранные ниже.

Кристаллический фундамент района исследования сложен преимущественно регионально-метаморфизованными породами протерозойского времени и интрузивными породами протерозойского и палеозойского возраста. Кровля фундамента имеет коры выветривания.

Отложения четвертичного возраста (Приложения 2 и 3) распространены повсеместно и представлены образованиями среднего и верхнего плейстоцена и всего голоцена. Исключения отмечаются лишь в местах выхода ордовикских пород на денудационном уступе (глинте) и на участках эрозионных долин рек Нарвы, Луги. Мощность образований варьирует в широких пределах: от 0,2 м (район глинта) до 150 м (Сойкинская возвышенность).

Голоцен

За начало голоцена, мы принимаем время отступления края ледника от внутренней (третьей) конечноморенной гряды Сальпаусселькя 11653 кал. л. н.. [Donner, 2010]. Принципиальное значение этой хронологической границы заключается в том, что с этого времени стадияльно-осцилляторная динамика Европейского ледникового щита закончилась, и его деградация происходила уже безостановочно [Марков, 1961, Саммет, 1969]. Голоцен на изучаемой территории представлены морскими и континентальными отложениями. Морские распространены на бóльшей части территории и занимают не только акваторию и береговую зону современного Финского залива, но и значительную часть суши. Континентальные осадки развиты повсеместно и очень разнообразны по составу и возрасту.

В условиях аккумулятивного типа рельефа Предглинтовой низменности здесь установлены осадки всех трех его звеньев: Нижнего (H^1), Среднего (H^2) и Верхнего (H^3) голоцена.

Нижний голоцен

Отложения Иольдиевого(?) моря(?) ($m^?H^1j1?$)

Обнаружены в центральной части изучаемой территории, в районе болота Тарарайское, озер Хаболовское и Судацье. Они залегают на породах осташковского горизонта на высотах ниже 2,0 м. и перекрыты молодыми осадками. Мощность толщи от 1 до 1,5 м [Саммет, 1969]. Отложения представлены песками мелкозернистыми с «примазками» органического вещества, реже – глинистой гиттией и глиной с растительными осадками. Вероятно, эти отложения имели

значительно бóльшую площадь распространения, но были размыты и переотложены более поздними трансгрессиями Балтики.

Палинологические данные характеризуются раннебореальными пыльцевыми комплексами, для которых типично господство пыльцы *Betula*, *Artemisia*, марьевых, спор зеленых мхов и *Sphágnum*. Вверх по разрезу отмечается увеличение пыльцы *Pinus*, постепенное сокращение количества пыльцы *Artemisia*, *Chenopodioídeae*, *Betula nana* и др. В то же время отмечается появление единичных зерен широколиственных пород и увеличение господства папоротниковых (IX зона Поста). Диатомовая флора очень разнообразна по видовому составу с преобладанием пресноводных представителей. Отмечаются единичные находки створок морских видов ракушек (менее 1%). Вполне вероятно, что эти отложения имеют смешанный озерно-морской генезис [Государственная геологическая карта..., 2001].

Отложения Анцилового озера

Озерный нефелюид (In H¹an) распространен преимущественно в Лужской губе. Мощность этих отложений изменяется от 0,5 до 3,2 м. Представлен в основном глинами и суглинками серого и зеленовато-серого цвета. Мягкими, часто текучепластичными. Отмечается повсеместное присутствие мелких стяжений алеврита, который, возможно, является результатом биотурбационной деятельности червей-иллоедов, максимум которых приходится на ранний голоцен. Кроме того, характерным для этих отложений, является присутствие гидротроилита и сульфидов.

Палинологические характеристики спорово-пыльцевых комплексов свидетельствуют об улучшении климата снизу-вверх по разрезу. Смешанные редколесья сменялись сплошными сосново-еловыми лесами с примесью березы, что позволяет охарактеризовать возраст отложений, как бореальный [Федоров и др., 1995] Среди диатомей преобладают пресноводные и пресноводно-солончатые виды.

Анциловый лимний (IH¹an) широко распространен на Предглинтовой низменности от побережья Финского залива до подножья глинта. Так как эти

отложения были перемыты и переотложены последующей крупной Литориновой трансгрессией, они прослеживаются отдельными крупными площадями. Эти площади приурочены, в основном, к понижениям между древними береговыми грядами Литоринового моря (Мерикюльская пересыпь – Сининымме и Сининымме – Глинт). Отложения установлены на абсолютных отметках от 0,5 до 6 м, редко от –7 до –17 м. Мощность осадков варьирует от 0,5 до 1,5 м, редко до 10,0 м. Они представлены песками серыми мелкозернистыми, разномелкозернистыми, песками слабоглинистыми (редко), во всех отмечаются включения гравия и гальки кристаллических пород. Местами присутствуют глины и суглинки голубоватого цвета. В песках встречаются разложившиеся растительные остатки. В отдельных случаях, в кровле разреза присутствует наземный торф мощностью до 0,3 м. Спорово-пыльцевые спектры анциловых отложений указывают на бореальный период (VIII и VII зоны Поста) с максимумом *Pinus* (до 83%) (д. Курголово). Диатомиты представлены в основном пресноводными, реже – пресноводно-солончково-морскими видами. В экологическом отношении господствуют обитатели мелководий. Таким образом, диатомовый комплекс указывает на зарастающий характер водоема.

Средний голоцен

Литориновая пачка

Литориновая стадия являлась одной из самых крупных в голоценовой истории Балтики и продолжалась, по усредненным данным около 4000 лет. Она имела очень сложную историю развития, которая до сих пор является объектом многочисленных дискуссий. Трансгрессия занимала свыше двух третей площади изучаемой территории, уничтожая следы предыдущих стадий и оставляя широкий комплекс морских образований.

Морской нефелюид (mnH^2lt) приурочен, в основном, к южной части Лужской губы (на морском дне). Отложения представлены алевритами, иногда – алевропелитами. Местами отмечается переслоение с алевропесками и включения значительного количества органического вещества. Мощность отложений достигает нескольких метров.

Морской удаллювий (mvH²lt) развит локально в прибрежной зоне Курголовского полуострова. Мощность его меняется от 2–4 м до 10–12 м. Отложения представлены разнозернистыми песками с резкой переменной гранулометрического состава в пространственном отношении, местами с включениями гравия. Снизу-вверх по разрезу отмечается укрупнение частиц, и пески постепенно переходят от мелкозернистых и алевритистых на крупно- и среднезернистые. В самой верхней части присутствует тонкий слой грубозернистых и гравелистых песков.

Мариний (mH²lt) занимает значительную часть территории Предглинтовой низменности, на абсолютных отметках от 4–5 м до 10 м. Он залегает на осадках предыдущих стадий Балтики, местами – на ледниковых отложениях. Границы их распространения устанавливаются по хорошо выраженным береговым образованиям. Нижняя граница ясно устанавливается по резкой смене характера отложений, местами на этой границе присутствует прослой торфа, кроме того она хорошо устанавливается по палинологическим данным. Выделяются морские и лагунные группы этих отложений, мощность которых варьирует от 0,5 до 17 м.

Морские фации представлены обычно мелко- и среднезернистыми, хорошо сортированными, песками. Слоистой (как косой, так и горизонтальной) текстуры, и сильно обогащенные органическими остатками по слоям. Местами присутствуют прослой супесей, суглинков и глин. Древние береговые валы часто сложены разнозернистыми и гравелистыми песками.

Лагунные отложения широко развиты на междуречье рек Нарова и Луга, а также в районе озер Судацье и Хаболово. Они представлены диатомитом, диатомитовыми илами или супесями, которые залегают в виде крупных линз шириной до 2–3 км, длиной до 7 км и мощностью от 1 до 8,3 м.

Отложения литоринового моря содержат характерный атлантический комплекс пыльцы и спор (IV–VI зоны Поста), для которого свойственно высокое содержание *Corylus* (до 10%) и широколиственных пород (до 20%). Комплекс диатомитов выделяется большим видовым разнообразием (до 280) и большим количеством

морских и солоноводных форм, содержание которых увеличивается вверх по разрезу от 10 до 40%, а в отдельных случаях достигает 70%.

Верхний голоцен

Лимниевая пачка

Лимниевая стадия Балтики просуществовала полторы тысячи лет. Масштабы её были незначительны: береговая линия, которая хорошо «читается» по береговым валам, проходила на несколько сотен метров вглубь суши до абсолютной отметки 3 м (в районе Лужской губы лимниевая трансгрессия занимала значительную площадь по современной изогипсе 5 м). Отложения этой стадии представлены разнородными осадками (от разнозернистых песков до суглинков и глин) мощностью от 0,5 до 3,0 м. Под подошвой толщи часто находится торфяной прослой времени литориновой регрессии, что подтверждает трансгрессивную фазу лимниевой стадии [Саммет, 1969].

Морской флювиал (mfN³lm) широко распространен в прибрежной акватории Финского залива. Он приурочен к участкам с активным гидродинамическим режимом и придонными течениями. Отложения имеют мощность 0,5–2 м и представлены кварц-полевошпатовыми разнозернистыми песками с включениями незначительного количества гравия и мелкой гальки кристаллических пород.

Морской ундаллювий (mvN³lm) распространен в современной прибрежной (на глубине от 0 до –10...–15 м и пляжной зонах Финского залива. Он прослеживается вдоль побережья в виде полос различной ширины, мощностью от 1 до 3 м. Наибольшие площади установлены на южном побережье Лужской губы и в восточной части Нарвского залива. Отложения представлены хорошо сортированными средне- и мелкозернистыми песками. В акватории они постепенно переходят в пески разнозернистые, которые перекрывают озерно-ледниковые и ледниковые образования.

Мариний (mN³lm) образует узкую (до 0,5 км) полосу вдоль береговой линии Финского залива, имея широкое распространение лишь на южном берегу Лужской губы (от 3 на побережье и до 11 км по долине р. Луги). Мариний залегает на абсолютных отметках до 4–5 м, и его граница четко устанавливается по береговым

образованиям. Мощность осадков от 0,5 до 8 м, средние значения – обычно около 1–3 м. Отложения представлены песками разномерными, очень редко с неравномерным содержанием (до 30%) гравия, гальки и валунов кристаллических пород, местами, содержащими прослой торфа, свидетельствующие о колебаниях уровня моря [Государственная геологическая карта..., 2001]. Местами мариний наблюдается в виде частично перевеянных береговых валов, сложенных разномерными песками, мощностью до 4,5 м.

Спорово-пыльцевой комплекс соответствует суббореальной и субатлантической климатическим фазам (III–I зона Поста) [Ульянова, 1953] Состав диатомовых свидетельствует о значительном опреснении водоема.

Миевая пачка

Отложения Миевого моря являются самыми молодыми (около 500 (?) календарных лет) и самыми дискуссионными в голоценовой истории Балтики. Эта стадия не имеет признаков трансгрессии, она выделяется по находкам раковин *Muraenalia* L. и субатлантическим пыльцевым спектрам [Саммет, 1969].

Мариний (mH^3mia) и устанавливаются вдоль современной береговой линии Финского залива, до абсолютной отметки ниже 1 м. Наиболее хорошо они выражены на восточном побережье Нарвского залива. Мощность толщи составляет от 2 до 2,5 м, большей частью она представлена песками мелкими и разномерными, хорошо сортированными, с включением фрагментов органики, а также супесями и суглинками с прослоями и линзами песков.

Морской флювиал (mfH^3mia) имеет ограниченное распространение в акватории Нарвского залива и Лужской губы, на участках с активным гидродинамическим режимом и придонными течениями. Отложения имеют среднюю мощность около полутора метров и представлены, преимущественно, разномерными песками с включениями гравия и мелкой гальки кристаллических пород.

Морской ундалювий (mvH^3mia) распространен в прибрежной акватории Финского залива до глубин –15...–17 м. Он прослеживается вдоль побережья в виде полос различной ширины, мощностью до трех метров, которые местами выходят на поверхность, ограничивая мелкие лагуны. Наибольшие площади

установлены на южном и восточном побережье Нарвского залива (от пос. Удрия (Эстония) до урочища Глубокий ручей (д. Кирьямо)). А также в прибрежной акватории Лужской губы, от д. Липово до устья реки Луга. Отложения представлены хорошо сортированными средне- и мелкозернистыми песками с включениями небольшого количества слабоокатанного гравия кристаллических пород и органического вещества.

Голоцен нерасчлененный

Голоцен нерасчлененный представлен аллювием, лимнием, лимноаллювием, болотными отложениями (палюстрием) и эоловыми отложениями (эолием).

Аллювий (аН) развит в пределах долин рек и ручьев самых различных масштабов: от десятков метров до 1,8 км на реке Луга (р-н д. Кейкино) и 1,5 км на реке Россонь (р-н д. Венекюла). Мощность его составляет в среднем от 1,5 до 3 м. В долинах рек Луга и Россонь генетически выделяются русловая, пойменная и старичная фации, которые существенно различаются по гранулометрическому составу и стратиграфическому строению. Аллювий центральной части и тыловой частей пойм, обычно представлен песками тонко- и мелкозернистыми, часто иловатыми, реже – супесями и глинами, нередко с небольшим количеством окатанных гравия и гальки кристаллических пород. Разнозернистые и грубозернистые пески слагают прирусловые валы и гривистые поймы. Все пойменные отложения характеризуются пятнистой окраской, слабовыраженной слоистостью, включением органических остатков и площадной мозаичностью [Государственная геологическая карта..., 2001].

Лимний (лН) широко развит в Предглинтовой низменности, как отдельными небольшими участками неправильной формы (на междуречье Наровы и Луги), так и обширными площадями (к юго-востоку от Крикковского плато). Голоценовый лимний, на описываемой территории включает в себя отложения современных озер и реликтовых замкнутых водоемов.

Осадки современных мелководных озер (Вяйкне, Судачье, Леший, Белое) представлены илисто-глинистыми суглинками, реже – супесями, песками и сапропелем, содержащими растительные остатки. Отложения современных

проточных озер (Хаболово, Липовское, Бабинское) представлены разномерными песками с гравием и мелкой галькой кристаллических пород. Мощность современных отложений обычно не превышает 1,5–2,5 м. Начало образования современных отложений относится к суббореальному времени [Государственная геологическая карта..., 2001].

Отложения реликтовых водоемов шире распространены в пределах изучаемой территории. Они представлены илистыми глинами, редко супесями или мелкозернистыми песками. Нередко встречаются отложения гиттии и хемогенные образования (гажа). Средняя мощность описываемых осадков составляет от 1,5 до 3,0 м.

Лимноаллювий (IaH) (озерно-аллювиальные отложения) весьма характерен для пойм большинства рек описываемой территории. Его наибольшие площади установлены на реках Луге (д. Кейкино) и Россони (д. Венекюла и д. Волково). Отложения имеют мощность от 1,5 до 4,5 м и представлены глинами песчаными и песками мелкозернистыми с включением гидрофильной органики, раковин пресноводных моллюсков, линз погребенного сапропеля и фрагментов древесины. Местами встречаются редкие включения гравия и гальки кристаллических пород, свидетельствующие о крупных половодьях.

Палюстрий (pH) (болотные отложения) широко распространен на изучаемой территории, особенно в Предглинтовой низменности, где находятся крупные болотные массивы (Большое, Каянсуо, Завиронский Мох, Большой Мох, Кадер, Куровицкое, Хавинонсо и Тарарайское) и заболоченные участки (ур. Лекова, ур. Укотсо, ур. Долгий Мост, ур. Марьино Роща, ур. Глубоое, ур. Темный остров, ур. Пустошь и другие). Мощность отложений в крупных болотах местами достигает 10 м при средних значениях от 3 до 4 м (на заболоченных участках – не более полуметра). Палюстрий представлен торфом переходного по разрезу. В основании, встречаются маломощные (до 0,5 м) прослойки или линзы гажии и гиттии. Почти все крупные болота являются конечной стадией зарастания древних водоемов, которые образовались на месте плесов голоценовых акваторий (как морских, так и лагунных). В низменной части территории (до 7–10 м)

торфонакопление неоднократно прерывалось трансгрессивными фазами стадий Балтийского моря, что подтверждается наличием торфяных горизонтов, перекрытых морскими отложениями.

Эолий (vH) (эоловые отложения) распространен преимущественно на Предглинтовой низменности по древним береговым линиям озерно-ледниковых, озерных и морских бассейнов. Местами он встречается и на участках Ордовикского плато, на береговых валах приледниковых акваторий. Обычно он образуется во время регрессий водоемов, в результате перевевания обнажающихся прибрежных склонов, отмелей и береговых валов. Наиболее хорошо сохранились эоловые отложения времени регрессии Литоринового (Сининимме, Смолка, Ригикюла, к западу от болота Кадер и др.) и Лимниевского (Магербургская и Гунгенбургская гряды) морей. На береговых линиях малых водоемов, эолий образует изолированные, разрозненные гряды небольшой площади. Вдоль побережья Финского залива он уже образует протяженные на десятки километров дюнные комплексы, зачастую «насаженные» на вершины древних береговых валов. Средняя мощность эоловых отложений составляет от 2 до 5 м. Он представлен мелкозернистыми, кварцевыми песками серовато- и светло-желтого цветов, иногда с неясной клиновидной слоистостью. Рост дюн на берегах Финского залива продолжается и в настоящее время.

1.2 Геоморфологическое строение

Характер рельефа изучаемой территории обусловлен комплексом денудационных и тектонических процессов, имевших место в период от среднего девона до настоящего времени. В течение мезо- кайнозоя территория находилась в континентальных условиях. Под влиянием селективной денудации в осадочных толщах были выработаны обширные ступени: Предглинтовая низменность (Кембрийская низина) и Ордовикское плато, разделенные Балтийско-Ладожским уступом. На этих структурах сформировалась обширная ступенчатая пластово-денудационная равнина. В плейстоцене рельеф был частично изменен

преимущественно под влиянием ледниковой экзарации и аккумуляции. В голоцене на него оказали действие морская абразия, речная эрозия и гляциоизостатические движения.

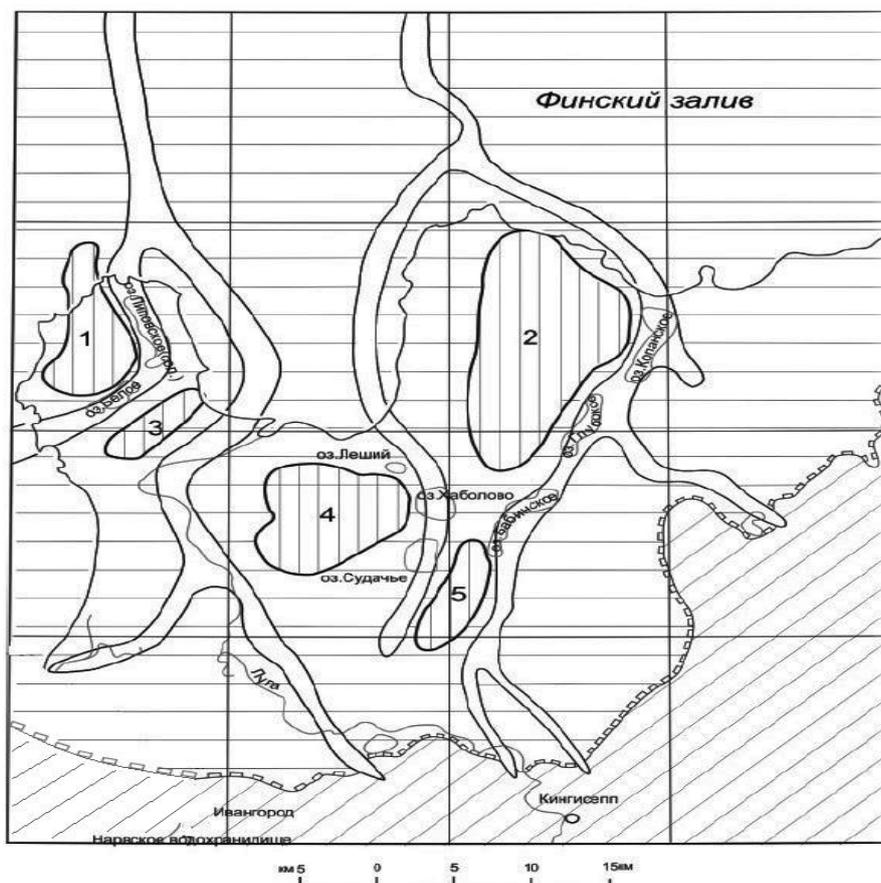
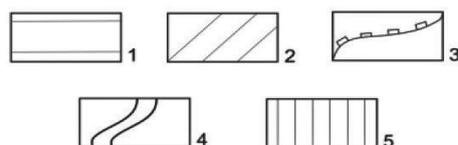


Рис. 3. Схема геоморфологического районирования дочетвертичной поверхности (с изменениями автора по материалам [Государственная геологическая карта..., 2021])



1 – Венд-Кембрийская низина; 2 – Ордовикское плато; 3 – Балтийско-Ладожский уступ; 4 – древние доледниковые долины; 5 – эрозионные останцы (цифры на схеме: 1 – Курголовский, 2 – Пятчинский, 3 – Выбьинский, 4 – Куровицкий, 5 – Крикковский).

Рельеф дочетвертичной поверхности. Основными морфологическими элементами дочетвертичной поверхности являются Венд-Кембрийская низина (Предглинтовая низменность), Балтийско-Ладожский уступ (глинт) и Ордовикское плато (рис. 3).

Венд-Кембрийская низина занимает основную часть изучаемой территории и хорошо выражена в рельефе. С юга и юго-востока она ограничена Балтийско-Ладожским уступом откуда простирается на север до границы Балтийского щита.

Она представляет собой слабонаклонную равнину, рассеченную глубокими древними долинами, с заключенными между ними крупными эрозионными останцами. Равнина полого погружается в северном направлении в среднем на 1,3 м/км. Абсолютные отметки её основной поверхности варьируют от –50 до 5–10 м. Днище древней долины Пра-Луги находится ниже современного уровня моря на глубине свыше –120 м (Лужская губа), а вершины эрозионных останцов – на отметках от 0 м (Сойкинский полуостров) до –40 м (Курголовский полуостров) [Государственная геологическая карта..., 2001]. Другие древние долины, развитые в пределах Венд-Кембрийской низины, имеют весьма внушительные масштабы, что подтверждает наличие развитой крупной речной сети в дочетвертичное время. Они врезаются своими истоками в Балтийско-Ладожский уступ и имеют глубину в несколько десятков метров и ширину от 300–500 м в районе глинта, до 2–4 км на севере территории. Долины имеют преимущественно субмеридиональное направление и, весьма вероятно, связаны с зонами разрывных нарушений в осадочном чехле. Наибольший врез установлен в долине, берущей начало от г. Кингисепп. Она проходит в северном направлении под группой озер Бабинское, Глубокое и Копанское. Еще одна крупная долина, начинается на Ордовикском плато, прорезает глинт между д. Комаровка и д. Заречье, и субмеридионально проходит по центральной части изучаемой территории. Большая её часть наследуется рекой Луга (от д. Пулково до Лужской губы). В средней части (в районе д. Волково) она имеет юго-западный приток, который наследуется рекой Россонь. Озера Липовское и Белое также приурочены к древней доледниковой долине, меняющей между ними свое направление с северо-восточного на северное. И наконец, в восточной части изучаемой территории – от Крикковского плато, под озерами Судацье, Хаболово и Леший, также проходит крупная долина, уходящая на север вдоль западного побережья Сойкинского полуострова (рис. 3) [Государственная геологическая карта..., 2001].

Ордовикское плато располагается по восточной и южной окраине изучаемой территории и сложено с поверхности твердыми известняковыми породами. Поверхность плато пологоволнистая с плавным наклоном в южном и юго-

восточном направлении, Она изобилует мелкими впадинами и возвышениями небольшой амплитуды с резкими границами, характерными для поверхностей выравнивания твердых пород. Абсолютные отметки варьируют от 20 м на южной окраине, до 60 м на востоке. В краевых частях плато расчленено большим количеством узких древних долин, наиболее крупными из которых являются современные долины рек Нарва (район Ивангорода), Луга (в районе Кингисеппа). В 3–5 км восточнее Ивангорода, параллельно р. Нарве, проходит еще одна крупная, но погребенная долина. Её правый борт хорошо просматриваются в р-не д. Комаровка, а левый – у д. Заречье [Летюка, 2014].

Балтийско-Ладожский уступ является переходной зоной между Венд-Кембрийской низиной и Ордовикским плато. Он сложен твердыми палеозойскими породами и является результатом длительной денудации в дочетвертичное время [Малаховский и др., 1969]. На юге изучаемой территории, глинт располагается субширотно, к востоку от г. Кингисепп он плавно меняет свое направление на субмеридиональное. Такое резкое изменение направления связано с крупным сдвигом в позднеордовикское время осадочного чехла палеозойских пород из центральной части изучаемой территории в южном направлении. Перемещение произошло на 25–30 км относительно восточного блока (по линии г. Кингисепп – д. Котлы) и на 5–10 км относительно западного (по линии г. Ивангород – д. Мерикюла) [Кумпан и др., 1947]. Морфометрия уступа неравномерна: на субширотном (южном) участке он представляет собой равномерный пологий склон шириной от нескольких сотен метров до 5 км. Восточный склон характеризуется протяженным ступенчатым подъемом сопровождающееся увеличением высоты до 80–100 м.

Современный рельеф в значительной степени унаследован от основного рельефа дочетвертичной поверхности. В нем также выделяются три структурные области: возвышенное Ордовикское структурное плато – выражено Ижорской возвышенностью и Лужской низменностью; Балтийско-Ладожский уступ, местами перекрытый четвертичными отложениями, все же достаточно четко читается в

современном рельефе; Венд-Кембрийская низина соответствует обширному району Предглинтовой (Приморской) низменности (рис. 4).



Рис. 4 Орографическая схема района исследований
цветом выделена территория Наровско-Лужской низменности
(составлена автором по материалам [Государственная геологическая карта..., 2001;2021])

Аккумулятивный рельеф развит в основном на Предглинтовой низменности и представлен биогенными, эоловыми, морскими, ледниковыми и водно-ледниковыми формами.

Болотные плоские и слабовыпуклые равнины широко распространены в центральной части исследуемой территории. Преобладают болотные массивы верхового типа с хорошо развитым грядово-мочажинным микрорельефом. Низинное заболачивание характерно к понижениям рельефа, в днищах долин крупных рек и в предглинтовой полосе, в местах выклинивания подземных вод.

Эоловый рельеф широко развит преимущественно вдоль берега Финского залива. Здесь он представлен протяженными (десятки километров) грядовыми дюнами высотой до 5–6 м «насаженными» на вершины древних береговых валов. Местами эти дюнные комплексы имеют площадное распространение и состоят из отдельных, но близкорасположенных холмов, вытянутых перпендикулярно современному морскому берегу. Как правило, это наблюдается в древних устьях рек, в бухтах и проливах, где песчаный материал сносился на дюны с искривленной (в плане) пляжной полосы и разных направлений. Утверждение более ранних авторов, что дюнные холмы в районе исследований могут достигать высоты свыше 15 м [Orviku Karl, 1933], [Саммет, 1969], является заблуждением, так как описываемые холмы, больше двух третей своей высоты сложены древними морскими осадками. Дюнные комплексы встречаются и в центральных частях на древних морских равнинах и береговых валах в 10–15 км от современной береговой линии. Эти отложения были образованы в периоды анциловой и литориновой стадий Балтики. Местами дюны отмечаются на поверхности Ордовикского плато, образованные вслед за отступающим Балтийским ледниковым озером.

Морские плоские и слабоволнистые равнины выделяются на большей части изучаемой территории в центральном и западном районах Предглинтовой низменности. Они представляют собой ровные, горизонтальные или слабонаклоненные поверхности, разделенные древними береговыми образованиями различных стадий Балтики. Наиболее выраженные из них относятся к береговым валам Литориновой трансгрессии, вершины которых имеют отметки до 10 м (Чертова гора), до 8–9 м в районе гряды Сининимме и до 3 м в районе болота Куровицкое. Береговые образования последней Лимниевой трансгрессии также хорошо выражены в рельефе и имеют абсолютные отметки до 4 м вдоль восточного побережья Нарвского залива и до 3 м на южном побережье Лужской губы.

Абразионные уступы различных приледниковых водоемов и стадий Балтийского моря хорошо развиты вдоль Балтийско-Ладожского уступа и на склонах крупных плато Предглинтовой низменности. Наиболее древними и

многочисленными (до 17 террас) являются уступы, образованные приледниковыми водоемами [Можаев и др., 1967]. В районе глинта, эти уровни установлены от высоты 12,5 до 107,5 м, с относительным превышением всего 5–7 м [Можаев и др., 1967] на Сойкинской возвышенности на абсолютных отметках выше 37,6 м [Rosentau и др., 2010].

Абразионные уступы голоценовых стадий Балтики приурочены к склонам возвышенностей в пределах Предглинтовой низменности. Самые ранние принадлежат Анциловой трансгрессии. Так, вдоль основания глинта, её абразионная терраса находится на абсолютной высоте от 8,0 до 8,5 м. По северо-западному склону Крикковского плато она поднимается с 9,1 до 12,0 м. На западном склоне Куровицкого плато – с 14,0 до 14,5 м. По восточному склону Курголовского плато – с 15,3 до 17,0 м (рис. 5).

К северу от глинта на абсолютных отметках от 6 до 7,5 м хорошо просматривается абразионная терраса максимального распространения литориновой трансгрессии. Терраса этой же стадии установлена на склоне Курголовского плато (от 12,1 до 14,2 м), Куровицком плато (от 9,5 до 11,5 м), Крикковском плато (от 8,0 до 9,0 м).

Абразионные уступы максимального уровня литориновой трансгрессии прослеживаются по контурам Куровицкого и Курголовского плато, а также вдоль всей современной береговой линии на отметках от 4 до 7 м [Марков, 1931].

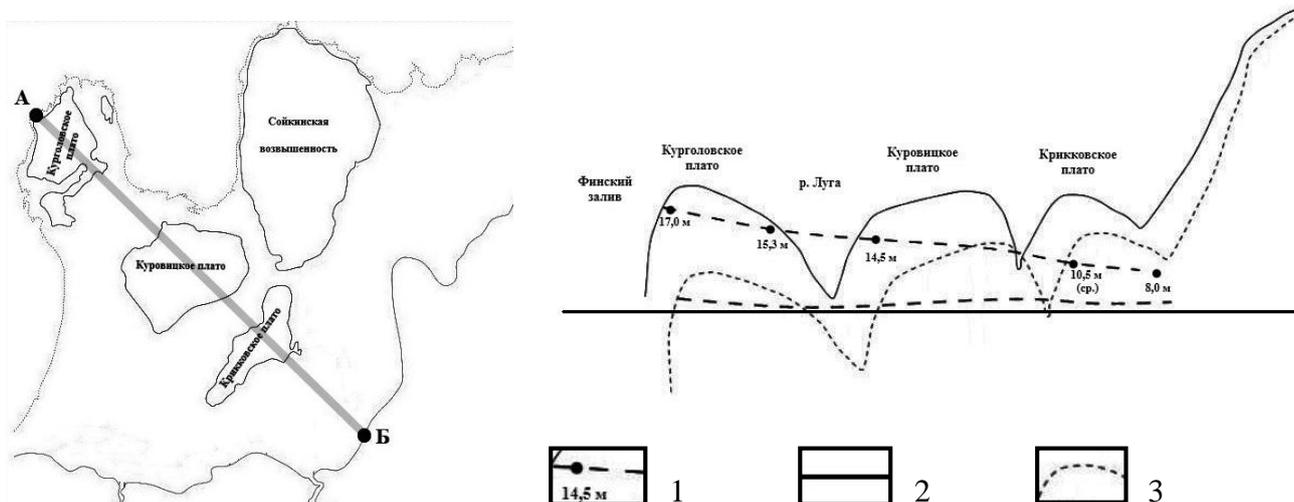


Рис. 5 Схема современного и древнего расположения террасы максимального уровня Анцилового озера на территории Наровско-Лужской низменности по линии А-Б (Составлена Летюка Н.И. по данным [Государственная геологическая карта..., 2021])

1 – современный уровень Анциловой террасы с абсолютными отметками; 2 – уровень Анцилового озера (10,5 тыс. кал. л. н.); 3 – положение поверхности во время анциловой стадии

Озерные плоские и слабоволнистые равнины выделяются незначительными площадями среди морских равнин различных стадий Балтийского моря и реже – на поверхности плато. Эти равнины сформировались в понижениях рельефа после регрессии древнебалтийских водоемов (от Балтийского ледникового озера до Литориновой стадии). Они имеют слабонаклонную поверхность, которая к настоящему времени либо заболочена, либо занята болотным массивом (болота Каянсуо, Куровицкое, Тарарайское, Большое, Хавикон, Долгий Мох и др.). Абсолютные отметки этих равнин равномерно снижаются с севера на юг от 17,5 до 6,5 м, что, по-видимому, связано с различной скоростью гляциоизостатических движений в различных частях рассматриваемой территории. [Шмаенок, 1962] Иногда равнины окаймляются крутыми абразионными уступами высотой до 2,5 м.

Озерно-аллювиальные плоские равнины распространены в расширениях долин рек Луга (д. Кейкино) и Россонь (д. Венекюла). Они имеют слабонаклонную или горизонтальную поверхность, рассеченную старичными озерами и рукавами. Местами можно обнаружить обширные древние озерно-аллювиальные равнины в пределах отделившихся речных долин (долина Ривулинна р. Россонь у д. Венекюла).

Ледниковые формы рельефа представлены холмисто-моренными и конечно-моренными грядами. Ледниковые равнины практически повсеместно перекрыты голоценовыми отложениями и выделяются только в пределах крупных возвышенностей, на высотах выше 20 м.

Холмисто-моренный рельеф развит в восточной части Сойкинского плато и представляет собой чередование вытянутых, пологих холмов, различной ориентации, высотой до 20 м и крутизной склонов до 15°.

Конечно-моренные гряды представлены цепью удлиненных холмов, расположенных параллельно друг другу. В пределах изучаемой территории выделяется субширотная гряда севернее Ивангорода (урочище Смолка) образовавшаяся во время Невской стадии (?) Осташковского ледника. Относительная высота гряды не превышает 5 м при ширине до 1,5–2 км. В голоцене эта гряда оказала важное влияние на формирование береговых образований Анцилового и Литоринового водоемов и развитие гидрографической сети в Нижнем голоцене [Летюка, 2014].

Ледниковая напорная возвышенность (Сойкинская возвышенность) – крупнейшее ледниковое образование на изучаемой территории. Она ориентирована субмеридионально и имеет абсолютные отметки до 137 м. Западный и восточный склоны крутые с хорошо выраженными абразионными террасами различных стадий Балтийского моря. Ядром возвышенности, по данным бурения, является отторженец, перемещенный ледником с центральной части Лужской губы в Осташковское время.

Широко распространен водноледниковый рельеф, представленный озерноледниковыми плоскими и волнистыми равнинами с камами, флювиогляциальными волнистыми равнинами с озами.

Озерно-ледниковые плоские и волнистые равнины приурочены к возвышенным местоположениям: Курголовском, Куровицком и Крикковском плато и вдоль Балтийско-Ладожского уступа. Относительные высоты варьируют от 1 до 3 м. Абсолютные же – изменяются от 25 м на юге территории, до 43 м на севере и северо-западе. Распространенными формами рельефа в их пределах являются береговые валы и абразионные уступы.

Озы развиты в юго-западной части территории в районе Ивангорода. Примечательно, что озы образовались поблизости и параллельно современной долине реки Нарва и погребенной долине у деревни Комаровка. Такое заложение ледниковых трещин над древними речными долинами указывает на закономерности, характерные для общепланетарной трещиноватости. Они

сложены песчаным материалом и имеют крутые склоны. Их протяженность обычно от 2 до 8 км, ширина от 50 до 200 м и относительная высота до 12 м.

Камовый рельеф широко распространен на юге Сойкинского плато на абсолютных отметках от 45 до 75 м. Камы здесь представляют собой выположенные, беспорядочно ориентированные холмы с относительной высотой до 25 м. Между холмами наблюдаются замкнутые котловины, занятые болотными массивами.

Водноледниковые волнистые равнины зандрового типа и встречаются редко. В основном они выделяются в пределах плато на абсолютных отметках выше 40 м с относительной высотой 2–3 м.

Флювиальный рельеф представлен речными долинами, крупнейшими из которых являются долины рек Луга и Нарва. Некоторые долины небольших рек (Россонь, Хаболовка, Глухая и др.), а также участок Луги от д. Пулково до Усть-Луги приурочены как к доледниковым, так и голоценовым эрозионным долинам, сформированным в пределах морских равнин, поэтому их ширина часто непропорциональна величине самих рек. Много рек изучаемой территории находятся на стадии эрозионного равновесия. Для них характерно сильное меандрирование ($K_{изв.}$ до 1,9) и большое количество зарастающих рукавов, проток и затонов. Долины в пределах Предглинтовой низменности имеют выположенный поперечный профиль шириной от 0,1 до 1,5 км, где выделяется только одна пойменная терраса. Участки первой надпойменной террасы отмечаются только на реке Луге. Для долин, врезающихся в глинт и возвышенные участки, характерен трапецевидный или V-образный поперечный профиль. Однако долины рек Нарвы и Луги в районе глинта имеют ящикообразный профиль, что является косвенным подтверждением унаследования этими реками древних доледниковых долин.

1.3 Климатические условия

Территория Наровско-Лужской низменности расположена в умеренном климатическом поясе, атлантико-континентальной лесной области, западной подобласти [Сводная пояснительная..., 2015] и характеризуется морским

климатом умеренных широт. [Люция Балтийского..., 1979] Климат формируется под воздействием морских атлантических и континентальных воздушных масс умеренных широт, частых вторжений арктического воздуха и активной циклонической деятельности. Его основными особенностями являются: высокая влажность воздуха, умеренно теплое и влажное лето и продолжительная, умеренно холодная, зима с частыми оттепелями. Циркуляция атмосферы в основном определяет формирование климата в холодный период, когда регион испытывает наибольшее влияние Атлантики. С атлантическими циклонами поступает значительное количество тепла, за счет которого зима смягчается, а осень оказывается теплее весны. Весной и летом циклоническая деятельность существенно ослабевает, в связи с чем, повышается климатообразующая роль радиационных факторов.

Границы сезонов из-за большого разнообразия синоптических процессов выражены неотчетливо и могут значительно (до нескольких недель) отличаться год от года. Осредненные даты начала и конца сезонов приведены в таблице 1

Зима мягкая, с преобладанием пасмурной погоды и частыми осадками. Сильные морозы бывают редко и обычно непродолжительны. Преобладают ветры от южного, юго-западного и западного направлений, нередко достигающие силы шторма. Последнее обуславливает развитие нагонных явлений в акваториях Нарвского залива и Лужской губы, что отражается на колебании уровня рек Наровы, Луги и Россони.

Таблица 1

Границы климатических сезонов и их продолжительность
[Сводная пояснительная..., 2015]

Сезоны	Начало сезона	Окончание сезона	Продолжительность (дни)
Зима	5. XII	16. III	102
Весна	17. III	1. VI	77
Лето	2. VI	11. IX	102
Осень	12. IX	4. XII	84

Весна сравнительно холодная и затяжная. В это время преобладают вторжения воздушных масс с Баренцева и Карского морей, сопровождаемые ветрами от северного до северо-восточного направлений, что обуславливает довольно низкую температуру воздуха. Количество осадков, по сравнению с зимним сезоном, снижается. Постепенно ослабевает и циклоническая деятельность.

Лето обычно прохладное, со значительной облачностью; жаркая погода наблюдается редко и продолжается недолго. Погода формируется преимущественно под влиянием местной атмосферной циркуляции. Преобладают ветры от северо-западных до северных направлений. Во второй половине лета заметно увеличивается количество осадков, выпадающих преимущественно в виде ливней.

Осень теплая, сырая и ветреная. С сезонным снижением температуры, отчетливо прослеживается усиление влияния циклонической деятельности. Преобладает влажная пасмурная погода с частыми и продолжительными осадками [Агроклиматический справочник..., 1959].

Радиационный баланс. Годовой радиационный баланс на изучаемой территории изменяется в пределах 32–35 ккал/см², составляя 40–45% суммарной радиации. Период с положительным радиационным балансом продолжается с конца марта до первой декады ноября. Наибольших значений радиационный баланс достигает в мае – июле: от 7,0 до 8,5 ккал/см², что составляет от 50 до 60% от суммарной радиации, наименьших – в декабре – январе: 0,5–1,2 ккал/см². Сумма отрицательного радиационного баланса в среднем равна 2-3 ккал/см² [Агроклиматический справочник..., 1959]

Температура воздуха. Среднегодовая температура воздуха исследуемой территории варьирует от 4,0°C (Кингисепп) до 4,4°C (Нарва-Йыэсуу). Наиболее холодными месяцами годы являются январь и февраль, когда среднемесячная температура воздуха составляет в большей части района от –5 до –7°C. Февральская температура обычно ниже январской в среднем на 1°C. В отдельные годы с суровыми зимами, температура воздуха может понижаться до –25...–35°C. Однако, в эти месяцы, часты оттепели из-за адвекции тепла с Атлантики, при этом,

температура может повышаться до +5...+10°C. В среднем, суточные колебания температуры составляют 3–7°C. Абсолютный минимум температуры воздуха –42°C (станция Нарва-Йыэсуу, декабрь) [Атлас Ленинградской области, 1967], [Навигационные исследования..., 2008].

Самый теплый месяц июль, когда средняя месячная температура воздуха составляет +16...+18°C. В отдельные дни эта температура может повышаться до +30...+35°C и выше. Абсолютный максимум температуры воздуха +38°C (станция Нарва-Йыэсуу, (август)). Суточные колебания температуры летом составляют от 6 до 12°C [Атлас Ленинградской области, 1967].

Влажность воздуха. Наименьшие значения абсолютной влажности воздуха отмечаются в феврале (2,4–2,8 мб). Начиная с марта, с сезонным ростом температуры, происходит постепенное увеличение влагосодержания воздуха. В период с мая по июль происходит интенсивное увеличение влагосодержания до 5–5,5 мб. Максимального значения упругость водяного пара достигает в июле (12–14 мб).

Среднегодовая относительная влажность воздуха весьма значительная – 83%. Наибольшая влажность (80–90%) отмечается, как правило, с увеличением количества осадков и снижением испаряемости: с августа по апрель. Максимальные значения относительной влажности воздуха наблюдается в период с ноября по январь. В период минимума (май – июнь) величины относительной влажности не опускаются ниже 50–55%, хотя в наиболее засушливые годы возможны дни с влажностью 30%. Над крупными водоемами влажность не опускается ниже 71–75%.

Среднегодовой дефицит влажности составляет 4–5 мб. Наименьшие значения он имеет в холодное время года: с декабря по февраль (менее 0,5 мб). Максимальные значения наблюдаются в июне (5–7 мб).

Атмосферные осадки. Среднегодовое количество осадков составляет 650–700 мм. Их количество увеличивается с запада на восток, достигая максимальных значений на западных склонах Сойкинской возвышенности и Ижорского плато, вследствие орографического фактора. В целом, большое количество осадков

обусловлено циклонической деятельностью, которая несет большое количество влаги с акваторий Атлантики. Этот механизм активно проявляется во все сезоны года. В летнее время, когда циклоническая деятельность ослабевает, количество адвективных осадков все равно превышает количество местных (внутримассовых). Суммируясь, они формируют наибольшие показатели слоя в течение года.

В годовом ходе минимум наблюдается в феврале – марте, а максимум – в июле – августе. Доля годового распределения общего количества осадков составляет: в теплое время года – 66% (апрель–октябрь) и в холодное время года (ноябрь–март) – 34%. Большая часть осадков, соответственно, выпадает в жидком виде (60–70%), на твердые приходится 25–30%, остальная часть – смешанные осадки. Следует отдельно отметить высокую изменчивость месячных сумм осадков из года в год. Особенно хорошо это просматривается в теплый период. В зависимости от условий атмосферной циркуляции в отдельные годы месячные количества осадков значительно отличаются от средних многолетних сумм. В разные годы в один и тот же месяц количество осадков может в два – два с половиной раза превысить месячную норму, либо наоборот – «недобрать» до нормы на несколько порядков.

Снежный покров. Первый снежный покров отмечается в начале – середине ноября. Однако устойчивый снежный покров устанавливается лишь во второй декаде декабря. Средняя мощность покрова неравномерная по территории. Минимальные значения (ниже 40 см) отмечаются Курголовском полуострове и вдоль восточного побережья Нарвского залива. От центральной части к востоку и юго-востоку исследуемой территории, его мощность постепенно увеличивается, достигая на западных склонах Ижорского плато 50 см и более. Максимальной мощности толщина снега достигает к третьей декаде февраля.

Снежный покров держится 110–130 дней. Разрушение устойчивого снежного покрова происходит в конце марта начале апреля. Окончательно снег исчезает во второй – третьей декаде апреля.

Средняя плотность снега на исследуемой территории при наибольшей декадной высоте меняется от 0,19 до 0,27 г/см³.

Ветры. На исследуемой территории большую часть года преобладают ветры северо-западного (повторяемость 15–35 %), западного (15–30 %) и южного (15–30 %) направлений. С мая по июль-август наиболее вероятны ветры северо-западного (20–30 %) и северного направлений. С сентября – октября по март – апрель господствуют юго-западные, южные и западные ветра [Люция Балтийского..., 1979].

Средняя месячная скорость ветра на побережье Финского залива с сентября по март 5–8 м/с, с апреля по август – 3–6 м/с. Вглубь материка скорость ветра существенно снижается (на 40–60%) [Предпроектные проработки..., 2008] из-за влияния лесной растительности.

Повторяемость штормовых ветров 14–20 м/с с сентября по март составляет от 5 до 15 %, с апреля по август – 1–2 %. Зимой самым штормовым месяцем является январь. Весной штормы чаще всего отмечаются в марте. Летом штормы наблюдаются редко и распределены относительно равномерно по месяцам. Осенью активность штормовых процессов значительная; максимум штормов приходится на октябрь. Направление штормовых ветров зависит от пути прохождения циклонов. При прохождении циклонов севернее Финского залива отмечаются штормовые ветры южного и юго-западного направлений и с последующим переходом к западному и северо-западному. При прохождении циклонов южнее Финского залива наблюдаются штормовые ветры от северо-восточного до восточного. Продолжительность штормов обычно сутки, но иногда (крайне редко) осенью достигает 2–3 суток.

Штили наблюдаются редко, повторяемость их с сентября по март составляет 1–3% в месяц, а с апреля по август 4–9 %.

Волнение. В Финском заливе сильное волнение наиболее часто наблюдается с сентября по февраль, когда повторяемость высот волн от 2 до 6 метров достигает 34–39%. Местами, в это время, могут встретиться и высоты волн более 10 м. Повторяемость высот волн менее 1 м 15–27 %, а волн 1–2 м 39–45 %.

Период с марта по август более спокойный: повторяемость высот волн 2–6 м не превышает 19 %, а повторяемость высот волн менее 1 м достигает 39–45 %. Повторяемость высот волн 1–2 м составляет 37–42 % [Лоция Балтийского..., 1979].

Колебание уровня Финского залива. Уровень Финского залива подвергается периодическим и эпизодическим колебаниям. К первым относятся приливо-отливные колебания, ко вторым – сейшевые и сгонно-нагонные [Лоция Балтийского..., 1979]. Колебания уровня Финского залива отчетливо отражаются на колебании уровня рек, впадающих в него, в частности рассматриваемой нами речной системы Нарва–Россонь–Луга. Согласно многолетним наблюдениям, это явление затрагивает уровенный режим всего участка нижнего течения Нарвы, несколько десятков километров участка нижнего течения Луги и полностью реку Россонь [Летюка, 2015].

Приливо-отливные колебания на рассматриваемой территории выражены слабо. Они краткорочны и их амплитуда составляет лишь несколько сантиметров. Существенного влияния на гидрологический режим рек, впадающих в Финский залив, они не оказывают [Лоция Балтийского..., 1979].

Сейшевые колебания наблюдаются сроком до суток. Амплитуда достигает 20–30 см. Их влияние отмечается на приустьевых участках рек. В речной системе Нарва–Россонь–Луга, они отчетливо фиксируются в устье Нарвы и Принаровском участке Россони.

Сгонно-нагонные колебания уровня зависят от продолжительности, направления и скорости ветра. Они также краткосрочны (до 2 суток), но являются самыми масштабными. Понижение уровня (сгоны) связаны с ветрами северо-восточных, восточных и юго-восточных направлений. Повышение уровня (нагоны) – с ветрами юго-западных, западных и северо-западных направлений. Вследствие ветров западных направлений с открытых акваторий Балтийского моря в Финский залив заходит нагонная волна. Первоначальная высота её в горле залива обычно 40–60 см, а скорость распространения 40–60 км/ч. При продвижении по широкой и глубокой части залива высота и скорость волны мало меняются. С подходом к вершине залива высота волны резко возрастает за счет сужения берегов и

уменьшения глубины. Особенно это становится заметным в Нарвском заливе, где путь нагонной волне преграждает Курголовский полуостров и Кургальским рифом (так называемая Нарвская стенка). Форма волны здесь сильно видоизменяется и усложняется за счет неровностей дна и узких берегов. Если в этом случае нет попутного ветра, то волна распространяется лишь под действием силы инерции и вызывает подъем уровня до полутора метров. Если присутствует сильный попутный ветер, то высота нагонной волны существенно повышается, вызывая устье реки Нарвы подъем уровня до 200–250 см [Предпроектные проработки..., 2008]. Уровень Принаровского участка Россони в первые часы может значительно превышать уровень на Центральном и Прилужском участках.

Нагонная волна быстро распространяется по руслу Россони в Лужском направлении. Если в это время Россонь имеет Нарвское направление (из Луги в Нарову), то для наблюдателя прохождение нагонной волны выглядит, как резкая смена направления течения Россони. На самом деле, нагонная волна затрагивает лишь верхнюю часть живого сечения, основное же течение, за счет инерции, сохраняет свое направление.

Подъем уровня в акватории Лужской губы, происходит с небольшим запозданием относительно Нарвского залива, поэтому уровни Нарвы и Луги на участке ответвления/впадения Россони выравниваются несколько часов. Это подтверждается хорошо синхронизированными суточными колебаниями уровней речной сети Нарва–Россонь–Лу́га [Летюка, 2015;], [Летюка, Субетто, 2019;]

1.4 Гидрография и гидрология

В гидрографическом отношении, описываемая территория расположена к северу и северо-западу от Главного водораздела, проходящего по Вепсовской и Валдайской возвышенностям. Внутренними водоразделами бассейна являются Балтийско-Ладожский уступ, Курголовское, Куровицкое, Крикковское плато и Сойкинская возвышенность. Таким образом, вся её гидрографическая сеть принадлежит бассейну Балтийского моря. Речная сеть густая и разветвлённая с

большим количеством мелиоративных сооружений. Её густота относительно равномерная и варьирует от 0,63–0,68 км/км² [Ресурсы поверхностных вод..., 1972]. Наличие большого количества рек, озер и болот обусловлено избыточным увлажнением, низменным положением территории и слабой водопроницаемостью грунтов.

Реки. Для гидрографической сети характерным является большое количество мелких (длиной менее 30 км) рек и ручьев. Их общее количество составляет 53, а суммарная длина достигает 600 км. Число рек и ручьев длиной менее 10 км составляет 62% от общего числа, а длина их 58% общей длины. Рек, длиной более 15 км насчитывается всего 9, а суммарная длина их составляет 230 км [Атлас Ленинградская область..., 1999]. Самой протяженной является река Луга, имеющая длину (от Кингисеппских порогов до устья) 66 км, а самой полноводной (расход около 400 м³/сек (пост в г. Нарва)) – река Нарва.

Крупные реки ниже Балтийско-Ладожского уступа, в большинстве своем, находятся на стадии эрозионной старости с медленным течением, широкими долинами, извилистым руслом и старичными озерами. Это связано с прохождением рек по рыхлым (преимущественно супесчаным) породам, в которых они сравнительно быстро вырабатывают свой профиль равновесия. Исключение здесь представляет река Нарва, которая ниже Глинта выделяется относительно прямым ($K_{изв.} = 1,12$) руслом при, сравнительно, незначительном уклоне (0,0687‰).

Небольшие реки и ручьи имеют менее (чем у крупных рек) выработанный продольный профиль, в котором четко выделяются участки верхнего, среднего и нижнего течений. В верхнем течении реки протекают по ровным, обычно заболоченным площадям, имеют слабовыраженную долину, низкие берега. Для участков среднего течения характерно спрямление русла и сужение долин. Террасы, в том числе и пойменная, слабовыраженные или отсутствуют. В нижнем течении долина вновь расширяется и «сходит на нет». Русло меандрирует и заболачивается.

Все реки изучаемой территории принадлежат к типу равнинных рек, для которых характерно смешанное питание с преобладанием снегового. В годовом

ходе уровня воды отчетливо выражены четыре фазы: весеннее половодье, летне-осенняя межень (нарушаемая дождевым паводками), затем короткий осенне-зимний период, с несколько повышенной водоносностью рек, (за счет сезонного увеличения количества осадков и снижения испаряемости), и, наконец, устанавливается зимняя межень, в некоторые годы прерываемая подъемами уровней в периоды оттепелей; чаще подъем уровней вызван подпором от зажорных явлений.

Весеннее половодье на большей части Северо-Запада начинается не одновременно: на юге и юго-западе территории (бассейны рек Великой, Плюссы, Ловати) – в третьей декаде марта, центральной и юго-восточной частях – в первой декаде апреля. В отдельные годы, в зависимости от характера весны, сроки начала половодья могут значительно отклоняться от средних многолетних. Так, например, самое раннее половодье рек бассейна р. Нарвы наблюдалось в третьей декаде февраля 1961 года [Гидрологический ежегодник, 1961], а самое позднее на этой же территории – в начале второй декады апреля 1966 года. [Гидрологический ежегодник, 1966]

Как правило, подъем весеннего половодья начинается за 8–12 дней до вскрытия реки. На некоторых реках или отдельных их участках в зависимости от местных физико-географических факторов, подъем начинается почти одновременно с вскрытием (верховья р. Луги) или даже позже его на 2–6 дней.

Средняя продолжительность подъема половодья составляет 10–20 дней, как для средних, так и для крупных рек. В зависимости от характера весны продолжительность подъема весеннего половодья может изменяться от 5 до 52 дней.

Средняя интенсивность подъема весеннего половодья по территории Северо-Запада составляет 22 см/сутки, но в зависимости от характера весны и особенностей местных условий, она может колебаться в больших пределах, как по территории, так и от года к году. Как правило, на больших реках подъем проходит более интенсивно, чем на средних и малых. Средняя интенсивность подъема на крупных реках (р. Луга), равна 24–56 см/сутки, а в отдельные дни может достигать

70 см/сутки, тогда как на средних реках (р. Плюсса) максимальная интенсивность подъема 72 см/сутки, а на малых – 28–40 см/сутки. Высота подъема весеннего половодья над меженным уровнем колеблется от 1,5–2,0 м на малых реках и до 5–6 м – на крупных.

В основном для рек Северо-Запада характерна одна волна половодья. В поздние весны при краткосрочном снеготаянии половодье наиболее высокое, в ранние мягкие весны происходит постепенное стаивание снега и половодье обычно низкое.

Спад весеннего половодья, как правило, носит более затяжной характер. Средняя продолжительность его колеблется от 39 дней на малых реках и до 49 на больших. При неблагоприятных условиях погоды спад может затягиваться до 60–69 дней. Наименьшая продолжительность 15–30 дней. Спад весеннего половодья менее интенсивен, чем подъем: средняя величина колеблется от 6 см/сутки на малых реках и до 12 см/сутки на больших.

Общая продолжительность весеннего половодья в среднем составляет 55–65, а наибольшая 89–105 дней. Причиной увеличения общей продолжительности половодья может служить наложение на него дождевых паводков, доля которых может составлять до 2–6 % суммарного стока. Для рек, берущих начало, либо протекающих через озера и водохранилища, (р. Нарва, р. Хаболовка, р. Святая) характерно снижение интенсивности и растяжение по времени периода половодья, что объясняется регулирующим влиянием озер, как «транзитных», так и расположенных в бассейнах этих рек. По оценкам, для Северо-Западного региона влияние озер становится ощутимым при озерности более 7–9%. На таких реках окончание половодья затягивается до начала первой декады июля.

Весенний ледоход на реках района сопровождается заторами, которые вызывают значительные подъемы уровня. Величина такого подъема варьирует от нескольких дециметров на средних реках, до 1,5–2,0 м на крупных. В отдельные годы на нескольких реках подъемы бывают и более значительными: до 2,5–3,5 м (р. Луга у г. Кингисеппа и у пос. Большое Куземкино).

Летне-осенняя межень обычно наступает в начале – середине июня и заканчивается в октябре. Самое раннее начало межени в первой декаде июня и наибольшая её продолжительность (120 дней) отмечается в южной и в юго-западной части Северо-Запада (бассейн р. Нарвы).

Летне-осенняя межень характеризуется незначительными колебаниями уровней. Наименьшие уровни отмечаются в июле, августе, реже в сентябре; Средняя продолжительность их стабилизации на большинстве рек 15–20, а наибольшая – до 70 дней. Несколько раз в год (от 2–3 до 4–5) межень нарушается дождевыми паводками. По высоте подъема уровня эти паводки, как правило, значительно ниже снеговых, а по объему составляют 40–50% величины весеннего половодья. Лишь для рек с малой площадью водосборного бассейна, (особенно если он характеризуется расчлененностью рельефа и слабой водопроницаемостью грунтов) величина отдельных дождевых паводков может значительно превышать по высоте и объему весеннее половодье (р. Лужица).

Многие средние и малые реки Северо-Запада в период летне-осенней межени зарастают водной растительностью, что вызывает подпор уровня от нескольких сантиметров до 0,5–1,0 м. Как правило, влияние зарастания начинает сказываться в конце мая – начале июня, а заканчивается в сентябре.

Осенне-зимний период выделяется со второй декады октября до второй-третьей декады ноября. Этот период характеризуется постепенным, зачастую непрерывным, увеличением водоносности большинства рек за счет сезонного увеличения количества жидких осадков. В зависимости от физико-географических условий водосборного бассейна, годовой объем стока, этого периода, может достигать 10–15%.

Зимняя межень устанавливается в конце ноября – середине декабря; наиболее ранние даты приходятся на конец октября, начало ноября, наиболее поздние – на январь. Заканчивается зимняя межень с началом подъема весеннего половодья. Средняя продолжительность межени изменяется от 84 до 115 дней, увеличиваясь с юга-запада на северо-восток Северо-Западного региона. Наиболее маловодный период в феврале, марте; средняя его продолжительность 15–20 дней. Явления

пересыхания и промерзания имеют ограниченное распространение. Ежегодное отсутствие стока наблюдается лишь на ручьях и логах с площадями водосборов до 0,5 км². В маловодные годы по всей территории в течение 40–140 дней могут быть пересохшими и перемерзшими реки площадью водосбора до 50 км². При площадях водосборов более 50 км² явления пересыхания и промерзания отмечаются редко.

Роль зимних паводков в режиме рек Северо-Запада невелика. Более характерными для этих рек являются подъемы уровней воды за счет подпоров от зажоров, которые имеют место на большинстве рек, независимо от размеров последних. Повторяемость этих подъемов за многолетний период и в пределах одного года на разных реках различна. Высота подъема уровней по причине зажоров, колеблется от нескольких сантиметров до 1,5 м. Продолжительность стояния подпорного уровня также различна: наибольшая – в 77 дней, отмечена на р. Великой в 1958 г., а наименьшая – 2 дня на р. Сороти в 1960 году (обе реки принадлежат бассейну р. Нарвы).

Озера. В пределах изучаемой территории озера немногочисленные, всего известно 21. Из них крупных (площадью более 3 км²) – 7, считая Нарвское водохранилище. Остальные 9 озер имеют двукратно меньшую площадь.

На изучаемой территории по происхождению озерных котловин, мы выделяем пять типов озер:

Антропогенные: Нарвское водохранилище (191,4 км²), три отстойника ПО Фосфорит один водоем площадью до 2 км² и два водоема площадью менее 0,5 км², Байковский карьер в урочище Одресааре (0,3 км²), водоемы рыбозаводного хозяйства у д. Ванаклюла (0,04 км²)

Моренного типа: Суйдова (0,04 км²)

Лагунно-лиманного типа: Бабинское (6,6 км²), Глубокое (5,7 км²), Липовское (5,3 км²), Хаболово (5,5 км²), Судачье (4,4 км²), Белое (3,2 км²), Вяйкне (Тихое) (около 0,6 км²) [Ресурсы поверхностных вод..., 1972].

Старичного типа из которых наиболее крупные: Мертвица (около 0,7 км²), старица у д. Кейкино (0,07 км²), старица у д. Федоровка (0,04 км²), старица у д. Волково (0,03 км²), старица южнее оз. Вяйкне (0,08 км²)

Болотного типа: Конновский торфяник (0,06 км²), Леший (0,21 км²), Кадер (2,2 км²).

Как мы видим – наиболее крупные озера относятся к лагунно-лиманному типу и являются реликтовыми водоемами древних трансгрессивных стадий Балтики.

Почти все озера изучаемой территории преимущественно сточные или проточные. Бессточных озер мало и большинство из них относятся к инженерным сооружениям (карьеры или отстойники).

Озеро Вяйкне (Тихое), имеет прямое отношение к теме нашей работы. Это сравнительно небольшой по площади водоем, имеет сильно вытянутую с юга на север форму. Его длина составляет 2,2 км, при ширине 0,370 км. Глубина озера небольшая, в среднем составляет около 2,1 м и не превышает 3,5 метров. Донные отложения достигают 0,4 м и представлены переслоением гиттии и песка с раковинами пресноводных моллюсков. Начало седиментации относится к XIII веку н. э. [Летюка и др., 2017]. Поперечный профиль озерной котловины имеет отчетливую асимметрию, характерную для речных русел в местах их изгибов. Максимальные отметки глубин отмечаются вдоль восточного края озера, и, наоборот: вдоль западного края – берег отмельный.

Северная четверть озера резко сужается за счет образования здесь древних береговых валов и дюнных комплексов регрессивной стадии Балтики. В северной оконечности, эти формы рельефа, практически полностью отгораживают озеро от Финского залива, полосой шириной несколько сот метров (Рис. 6).

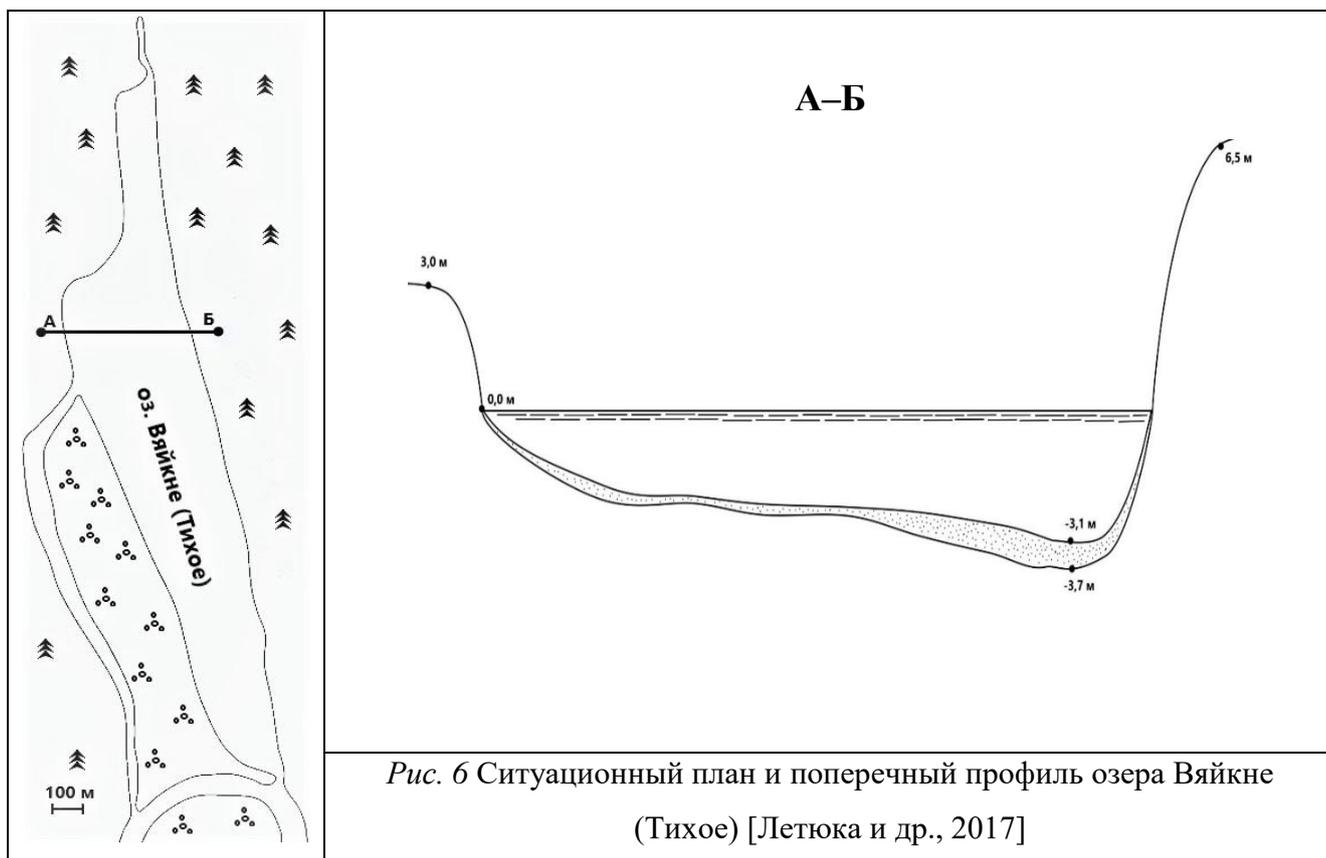


Рис. 6 Ситуационный план и поперечный профиль озера Вяйкне (Тихое) [Летюка и др., 2017]

В старых картографических источниках можно увидеть, что около ста лет назад озеро сбрасывало свои воды в Нарвский залив через небольшой ручей, который в настоящее время перестал быть постоянным водотоком и пропускает воды лишь во время подъема уровня озера.

В ходе исследований, которые проводились в рамках настоящей работы, было выявлено, что озеро Вяйкне (Тихое) может являться приустьевым участком крупной реки, такой, как Нарва. Он был отрезан от основного русла во время локальной перестройки гидрографической сети, примерно 800 календарных лет назад. Из чего следует, что участок берега Мерикюльской пересыпи от северной оконечности озера до Нарвского залива шириной 490 ± 20 м мог сформироваться как раз за этот период.

Болота на изучаемой территории занимают весьма значительную, до 12%, площадь. Кроме того, сюда следует добавить обширные территории заболоченных лесов и лугов, которые повсеместно занимают низменные пространства. Таким образом, на заболоченные территории приходится около 40–50% всей площади объекта изучения. Это связано не только с избыточным увлажнением, но и низким

гипсометрическим уровнем, усложненным обширными и многочисленными депрессиями рельефа, а также с широким распространением на поверхности грунтов слабой водопроницаемости.

Основную долю занимают болота переходного (мезотрофного) типа, которые приурочены к понижениям современного рельефа. Согласно исследованиям, К. К. Маркова [Марков, 1931] нижний ярус биогенной толщи представлен лагунными, либо озерными отложениями. Средний ярус сложен торфом низинного типа заболачивания, а верхний – верхового. Таким образом, большинство болотных массивов на изучаемой территории образовались на месте древних водоемов, и являются их поздней стадией зарастания (таблица 2)

Таблица 2

Сводная таблица болот территории Нарвско-Лужской низменности

[Марков, 1931], [Топографическая карта..., 1989], [Lepland и др, 1996], [Rosentau и др., 2013]

Название болота	Тип	Площадь (км ²)	Средняя глубина (м)
Большое (Курголовский п-ов)	олиготрофное	6,5	0,4–0,6 (до 1,5(?))
Каянсуо	мезотрофное	3,1	0,8–1,2 (до 1,5)
Кадер	мезотрофное	8,5	2,2–2,5(до 4,5)
Леший	эвтрофное	2,3	2,2–2,5 (до 4,5)
Хаболово	мезотрофное	3,0	3,7–4,2 (до 5,6)
Куровицкое	мезотрофное	17,3	2,3–2,5 (до 5,0)
Большой Мох	олиготрофное (?)	13,7	1,6–2,0 (до 7,6)
Завиронский Мох	олиготрофное (?)	14,6	1,6–2,0 (до 2,5(?))
Лекова	мезотрофное	11,5	2,7–3,0 (до 5,2)
Хавиконсо	мезотрофное	5,7	2,7–2,8 (до 5,3)
Хавикон	мезотрофное	2,1	1,4–1,7 (до 2,5)
Тарарайское	мезотрофное	7,3	1,2–1,5 (до 2,0)
Большое (р. Тарарайка)	эвтрофное	6,6	2,3–2,5 (до 3,0(?))

Время начала седиментации биогенной толщи (лагунной и/или озерной гиттии) большинство авторов [Марков, 1931], [Саммет, 1969], [Lepland и др, 1996], [Rosentau и др., 2013] относят к концу бореального – начала атлантического, что совпадает с развитием Литориновой стадии Балтийского моря. Торфонакопление, начавшееся с обмелением, а местами и с осушением лагунных и озерных акваторий – относится к раннему суббореальному времени.

Выводы к главе 1

1. Изучаемая территория расположена в относительно спокойных тектонических условиях северо-западного края Восточно-Европейской платформы. Длительное осадконакопление в мелководных условиях обусловили накопление здесь мощных отложений. В голоцене, сложенная рыхлым материалом, большая часть изучаемой территории, находилась на отметках близких к уровню Балтийского бассейна. Такое обстоятельство способствовало к активному переотложению и аккумуляции древних песчаных толщ балтийскими трансгрессиями, благодаря чему здесь хорошо сохранились древние береговые образования аккумулятивного типа.

2. Доледниковый рельеф изучаемой территории обусловлен длительной денудацией и характеризуется выраженной контрастностью с резкими перепадами высот и рассечённый глубокими речными долинами. Основные его структуры хорошо проецируются на современный рельеф и определяют ход геолого-геоморфологических процессов. Основную площадь изучаемой территории занимает Венд-Кембрийская низина, для которой характерно преобладание аккумулятивных процессов. На периферии находится Балтийско-Ладожский уступ и Ордовикское плато с преобладанием процессов денудации. Расположение древних речных долин повлияло на гидрографию речной сети. В частности, реки Нарва и Луга унаследовали древние долины в районе Балтийско-Ладожского уступа. Кроме того, р. Луга от подножия глинта до Лужской губы, протекает по тальвегам, образованным над крупной доледниковой долиной.

3. Современный рельеф изучаемой территории очень хорошо отражает динамику водной и воздушной сред голоцена.

В центральной и западной части широко распространены морские равнины, с выраженными береговыми образованиями, отчётливо разделяющими стадии Балтики, позволяющие выявить границы распространения моря.

Эоловый рельеф представлен преимущественно дюнными комплексами вдоль побережья Финского залива, которые образуются до настоящего времени, начиная с фазы регрессии Литоринового моря. В центральной и западных областях

сохранились дюнные комплексы фазы регрессии Анцилового озера. На Ордовикском плато выделяются дюны фазы регрессии Балтийского ледникового озера (БЛО). Эоловый рельеф не только хорошо фиксирует преобладающие направления ветров прошлых эпох, но и может отражать фазы кратковременных трансгрессий (например, таких как Лимниевая), а также обозначает места прорывов кос и пересыпей, места древних устьев рек.

Ледниковый рельеф широко распространён в северных и восточных районах изучаемой территории. Практически весь доголоценовый рельеф сnivelирован ледниковыми отложениями. Древние речные долины «доверху» заполнены богатым комплексом ледниковых и межледниковых отложений плейстоценового возраста. Ледниковым комплексом образованы самые крупные возвышенности – Курголовское и Куровицкое плато, Сойкинская возвышенность, нижняя часть склона Балтийско-Ладожского уступа. В низменных областях изучаемой территории, ледниковые отложения в большей мере были переотложены и перекрыты морскими отложениями Балтики.

На склонах возвышенностей плейстоценового возраста (Курголовское, Куровицкое и Крикковское плато, Сойкинская возвышенность) сохранились абразионные уступы стадий БЛО и Балтийского моря. На склонах глинта чётко выделяются абразионные уступы стадий приледниковых водоёмов.

4. Климатические условия исследуемого района во многом определяют его гидрографию. В условиях избыточного увлажнения и сглаженного хода умеренных годовых температур, происходит стабильное и хронологически устойчивое зарастание водоёмов и развитие болот, где хорошо фиксируются изменения живой среды по результатам её датировки.

Речная сеть Наровско-Лужской низменности поддерживается смешанным типом питания, определяемым климатическими условиями. Само существование речной системы Нарва – Россонь – Луга во многом обусловлено современным колебанием уровня Балтики находящегося в прямой зависимости от погоды.

5. Основная речная сеть Наровско-Лужской низменности образована реками сформированными в разное время и сильно различающиеся по своим

гидрологическими характеристиками. Так – зарегулированный режим р. Нарвы взаимодействует через р. Россонь с классическим режимом р. Луги, что приводит к сезонному, а в некоторых случаях – эпизодическому нарушению режима всех трёх рек. Благодаря такому взаимодействию на протяжении нескольких тысячелетий поддерживается существование главной речной системы Нарва – Россонь – Луга. Единственное, что существенно нивелирует такой дисбаланс – суточные колебания уровня моря в Нарвском заливе и Лужской губе.

В ходе подготовки настоящей работы, были выявлены ранее неизвестные материалы малоизученной р. Россонь:

1) математические расчёты многолетнего уровня рек Нарвы и Луги, показали, что большую часть года река имеет другое (противоположное, принятому ранее) направление течения;

2) выявлены и описаны её потенциальные опасные явления.

6. Озёра Наровско-Лужской низменности не имеют широкого распространения. Самые крупные из них являются реликтовыми водоёмами трансгрессивных стадий Балтики происходивших до позднего голоцена. В их донных осадках описаны отложения начиная от БЛО и Иольдиевой стадий, до начала регрессивной фазы Литоринового моря.

7. Болота изучаемой территории занимают обширные площади. Наиболее крупные приурочены к местам бывших плёсов Анциловой и Литориновой трансгрессий и содержат важный материал для палеореконструкции природных условий.

ГЛАВА 2

РАЗВИТИЕ УСЛОВИЙ ДЛЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЧНОЙ СЕТИ НАРОВСКО-ЛУЖСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В СВЯЗИ С ДИНАМИКОЙ СТАДИЙНОГО РАЗВИТИЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ

2.1 Современные представления о послеледниковой истории Балтийского моря

Акватория Балтийского моря образовалась в обширной депрессии рельефа на границе Балтийского щита и северо-западной окраины Русской плиты. Заполнение бассейна началось со времени дегляциации с этой территории ледникового покрова последнего Валдайского оледенения.

Стадия Балтийских систем приледниковых озер.

За начало формирования акватории Балтийского моря принято считать время отступления края ледника от Слупской банки (Slupsk Bank) [Квасов и др. 1970], [Квасов, 1974], предложенное Д. Д. Квасовым и поддерживаемое современными исследователями. Она соответствует Лужской стадии Валдайского комплекса и датируется возрастом: 12600 ^{14}C л. н. [Квасов, 1974], 16000–15500 кал. л. н. [Kalm, 2006], 14900–14600 кал. л. н., [Marks, 2015]. Дегляциация Валдайского ледника в районе Балтики сопровождалась образованием вдоль края ледника небольших приледниковых озер и была названа «Стадия Балтийских систем приледниковых озер» [Квасов, 1970 и 1974]. Эта стадия развивалась в течение 800–900 лет. По мере смещения ледникового края на север, площадь приледниковых водоемов росла за счет высвобождения южного края Балтийской депрессии рельефа и слияния более мелких приледниковых водоемов. Таким образом, обособилось крупное приледниковое озеро, занимавшее акваторию от о. Зеландия до Рижского залива [Квасов, 1974], [Börk, 1995], [Uscinowicz, 2006], [Vassiljev et al, 2011], получившее название Южно-Балтийское приледниковое озеро. Уровень этого водоема определялся порогом стока в Мировой океан. Он (порог стока) находился на южной оконечности Скандинавского полуострова. По мере изостатического поднятия Скандинавии, расположение порогов постоянно менялись. Вначале он был в

южной части пролива Зунд. С изостатическим подъемом тальвега Зунда, повышался и уровень Южно-Балтийского озера. Однако в ходе отступления ледника в южной Швеции могли освободиться пороги стока, находившиеся в то время ниже Зунда, и туда мог переместиться весь сток, понижая уровень озера. После Зунда, сток сместился в район г. Воносфорса (около 12050 ¹⁴С л. н.), г. Маркгрунда (около 11950 ¹⁴С л. н.), г. Торупа (около 11850 ¹⁴С л. н.). Быстрое изостатическое поднятие Скандинавии могло вызвать возобновление стока и через южные пороги. Таким образом, постоянные изменения порогов стока Южно-Балтийского озера, обуславливало резкие колебания его уровня.

Южно-Балтийское ледниковое озеро (BIL A₁).

К концу Стадии Балтийских приледниковых озер (13300 кал. л. н. [Saarnisto и др., 2001], [Hang, 2003], [Kalm 2006] или стадия «BIL A₁») в районе балтийского бассейна сформировалась крупные приледниковые водоемы. На юго-западе – Южно-Балтийское приледниковое озеро, занимающее пространство от Датских проливов до возвышенности Пандивере (центральная Эстония) имело высоту уровня около 90 м (в северо-западной Эстонии) [Vassiljev и др., 2011]. К северной оконечности Пандивере пока еще примыкает ледниковый край Невской стадии (Pandivere-Neva) [Квасов, 1970 и 1974], [Rosentau и др., 2009], [Vassiljev и др., 2011]. К востоку от Пандивере находится крупный приледниковый водоем – озеро Рамсея [Квасов, 1967], занимающий акваторию от современного Псковско-Чудского озера до Ладоги. Озеро Рамсея имело, однако, связь (сток) с Южно-Балтийским приледниковым озером через южную Эстонию (река Эмайыги – озеро Выртсярв – Вильяндинская долина) [Квасов, 1970 и 1974], [Rosentau и др., 2009], [Vassiljev и др., 2011].

Балтийское ледниковое озеро. (BIL A₂)

Стадия Южно-Балтийского приледникового озера закончилась 12700 кал. л. н. [Hang, 2003], [Kalm, 2006], [Vassiljev и др., 2011] временем стадии Паливере (Palivere [Kalm, 2006]) и отступления ледника от северного края возвышенности Пандивере. Происходит слияние озера Рамсея с Южно-Балтийским приледниковым озером (стадия «BIL A₂») [Rosentau и др., 2007], [Vassiljev и др.,

2011]). С этого времени на территории Балтийского бассейна выделяется один крупный приледниковый водоем – Балтийское ледниковое озеро.

Балтийское ледниковое озеро. (BIL VI)

От стадии Паливере к стадии Сальпаусселькя I ледник быстро (со скоростью до 500 м/год) отступает на север, освобождая бóльшую часть Балтийского бассейна 12200 кал. л. н. Под ледниковым покровом остается только впадина Ботнического залива. Уровень Балтийского ледникового озера в южной Финляндии составляет 140–150 м [Rosentau и др., 2007], [Vassiljev и др., 2011], на юго-западе, она приблизительно (до ± неск. км) совпадает с современной береговой линией Балтийского моря. Под водой находятся южная Финляндия, западная Эстония, прибрежные районы Латвии, Литвы и Польши. На Северо-Западе РФ затоплены Наровско-Лужский водораздел и вся Предглинтовая низменность. Через северную часть Карельского перешейка и долину Невы (уже на завершающей стадии), Балтика соединяется с Ладожским озером [Vassiljev и др., 2011].

Балтийское ледниковое озеро. (BIL VII)

За время смещения края ледника от стадии Сальпаусселькя I (12250–12030 кал. л. н.) к Сальпаусселькя II (11770–11590 кал. л. н.) [Saarnisto и др., 2001], [Rinterknecht и др., 2004] уровень Балтийского ледникового озера немного понизился. Ко времени 12000 кал. л. н. он составлял: на территории южной Финляндии – около 10 м, в северной Эстонии – около 5 м, на 1–2 м – в южной Эстонии и Латвии. Примечательно, что в районе Чудского озера, было отмечено повышение уровня на 0,5 м [Vassiljev и др., 2011]. Границы водоема изменились лишь локально и незначительно.

Балтийское ледниковое озеро. (BIL VIII)

На стадии Сальпаусселькя II (11770–11590 кал. л. н.) [Saarnisto и др., 2001], уровень Балтийского ледникового озера остается на отметках около 150 м на территории Финляндии, однако в южных регионах отмечается гляциоизостатический подъем дна и смещения береговой линии к северу. Порог стока Балтийского ледникового озера находился южной части пролива Зунд (Эресунн) [Квасов, 1974] (рис. 7).

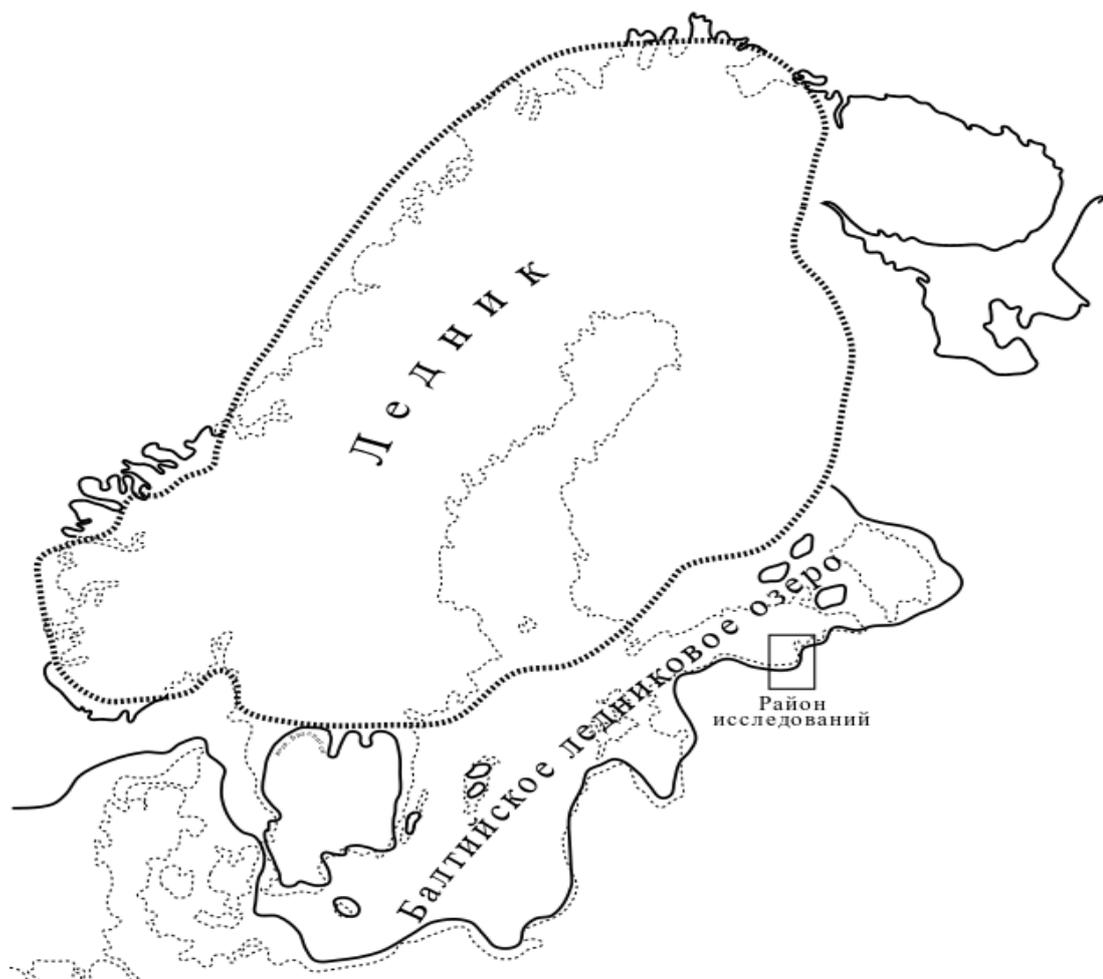


Рис. 7 Граница акватории Балтийского ледникового озера на стадии его максимального уровня VII-VIII (около 11,7 кал. тыс. л. н.) [Andrén и др., 2011] (с изменениями Летюка Н.И. выполнено в рамках настоящей работы)

На этом этапе (11565 кал. л. н. датировка Андрена [Andren и др., 1999] с калибровкой Доннера [Donner, 2010]; 11590 кал. л. н. датировка Саарнисто и Саангрена [Saarnisto и др., 2001] с калибровкой Доннера [Donner, 2010]; 11560 кал. л. н. датировка Андрена [Andren и др., 2002] с калибровкой Доннера [Donner, 2010]) ледниковый край отступает от горы Биллингген в средней Швеции, открывая низкий северный порог стока приледникового водоема в Мировой океан. За короткое время уровень снижается на 27–28 м [Donner, 2010], тем самым завершая саму стадию Балтийского ледникового озера.

Иольдиевое море

Этот водоем сформировался после спуска Балтийского ледникового озера и соединения Балтийского бассейна с Мировым океаном через пролив в Средней Швеции. Снижение уровня составило, по разным данным 26–28 м, что привело к существенному отступанию береговых линий в различных частях бассейна. Уровень этого водоема на момент возникновения находился на 50–52 метра ниже уровня современного моря. За время существования эта поверхность поднялась на 10–12 м вслед за эвстатическим подъемом мирового океана [Uscinowicz, 2003.]. В то же время, изменение уровня определялось гляциоизостатическими движениями: в южной и восточной части бассейна скорость подъема уровня океана опережала скорость изостатического подъема и происходило наступление моря, а в северной и западной части бассейна, где скорость поднятия коры была выше и море отступало [Björck 1995]. Из-за неравномерного гляциоизостатического подъема территории, современное гипсометрическое положение береговой линии Иольдиевого моря имеет крайне сложную картину. Так, в Гданьской бухте, береговая линия находится на глубине –89 м [Серебряный, 1967], на северо-западе Эстонии – наоборот поднята до высоты 40–46 м [Saarse и др., 2010], в окрестностях Лужской губы она не доходила до отметок +2,0 м [Государственная геологическая карта..., 2001], [Саммет, 1969] в районе Петербурга – до 1,6 м [Марков, Порецкий, 1933], в южной Финляндии – до 150 м [Suramo, 1958]. Таким образом, граница побережья Иольдиевого моря имела следующее расположение: северная её часть, от средней Швеции, южнее Аландского архипелага, на южную часть Финляндии, упиралась в край ледникового щита стадии Сальпаусселькя II–III [Donner, 2010]. В акватории выделялись крупные острова Готланд, Эланд и Сааремаа. На юге (Германия и Польша) и юго-западе (Литва и Латвия) побережье проходило на десятки километров к северу от своего современного положения. Северо-западное побережье Эстонии не освободилась от вод Иольдиевого моря и её береговая линия проходит до десяти километров юго-восточнее. Южное и восточное побережье Финского залива близко к современному положению и смещено вглубь материка от сотен метров до нескольких километров.

Дискуссионным остается вопрос об обособлении Ладожского озера на этом этапе Балтики. Вероятно, на ранней стадии Иольдиевого моря она сохранялась [Andren, 2003б] в районе Хейниокского пролива, однако позднее произошло его обмеление [Субетто, 2009] (рис. 8).

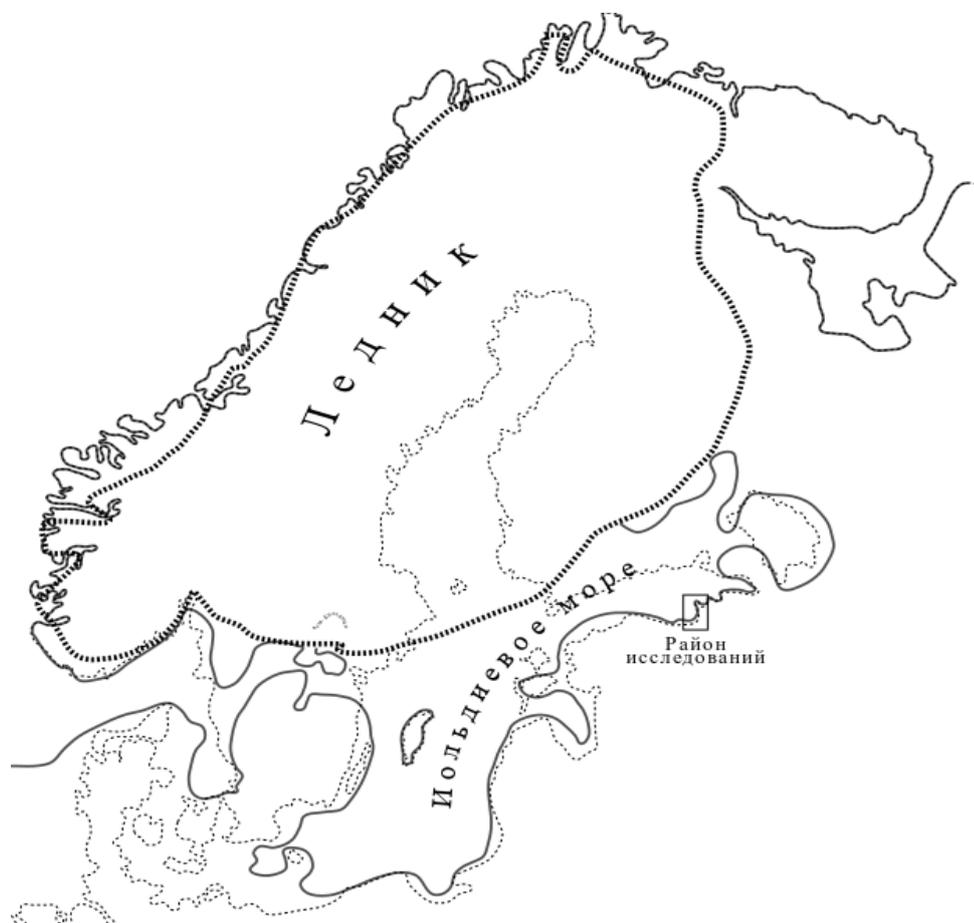


Рис. 8 Границы акватории Иольдиевого моря в конце второй (соленоводной) стадии около 11 тыс. кал. л. н. [Andrén и др., 2011] (с изменениями Летюка Н.И. выполнено в рамках настоящей работы)

В ходе эволюции Иольдиевого моря выделяются три стадии: «Первая пресноводная», «Вторая солоноватая» и «Третья пресноводная» [Svensson, 1989].

Первая стадия характеризовалась сохранением пресноводного режима после спуска Балтийского ледникового озера, по меньшей мере, еще около 250 лет. Вероятно, это было связано с двумя причинами: во-первых, водообмен с Мировым океаном в это время происходил через очень узкий пролив (Нерке), а во-вторых пребореальное потепление климата вызвало интенсивное таяние Скандинавского

ледника и, как следствие, поступление в Иольдиевое море огромных масс пресной воды [Andrén, 2007], [Björck, 2008].

Вторая стадия начинается около 11300 кал. л. н. и характеризуется поступлением соленой воды в бассейн Иольдиевого моря, в котором устанавливается слабосоленый режим. Причиной тому могут быть одновременное действие двух основных факторов: во-первых, происходило сокращение притока пресной воды в связи с ослаблением интенсивности таяния ледника или сокращения его площади; с другой – эвстатический подъём уровня океана мог вызвать увеличение глубины пролива и движение солёной морской воды в придонных слоях в восточном направлении [Björck, 1995]. Осолонение Иольдиевого водоема происходило постепенно с северо-запада на юго-восток [Tikkanen, 2002] [Andrén, 2007]. Солоноводный режим установился по всей акватории Иольдиевого моря, за исключением, возможно, северных областей, примыкающих к интенсивно таящему леднику [Andrén, 2007]. Наибольшая солёность наблюдалась в проливе Нерке, откуда шел приток океанических вод, и в западной части Иольдиевого бассейна [Björck, 2008]. Этот период длился по разным оценкам от 70 до 300 лет и закончился около 10950 кал. л. н. [Andrén, 2007].

Третья стадия Иольдиевого моря начинается со времени обмеления пролива Нерке и прекращения поступления соленых вод Мирового океана. Это происходит по причине гляциоизостатического подъема южной части Скандинавского полуострова [Andrén, 2007].

Завершением стадии Иольдиевого моря считается время, когда продолжающееся гляциоизостатическое поднятие Скандинавии привело к осушению пролива в Средней Швеции и разрыву связи Балтики с океаном. С этого события (около 10700 кал. л. н.), в замкнутом Балтийском бассейне развивается его следующая стадия – стадия Анцилового озера [Andrén, 2011].

Анциловое озеро

Анциловое озеро начало формироваться со времени изоляции Балтики от Атлантического океана (около 10700 кал. л. н.) [Björck, 1995], [Hyttinen, 2012],

[Andren, 2011]. Этому способствовало обмеление сложной гидрографической системы в Среднешведской низменности (через озёра Меларен и Ельмарен, современную провинцию Нерке, далее через низменности к западу от горы Биллинген и котловину озера Венерн, которая сообщалась с Северным морем через 2 пролива в долинах современных рек Гёта-Эльв и Стейнсэльвеи [Björck, 2008] через которое Балтийский бассейн имел связь с океаном. Такая ситуация возникла за счет гляциоизостатического подъема южной части Скандинавского полуострова и всей Среднешведской низменности в частности. Скорость подъема земной коры опережала скорость эвстатического подъёма уровня Мирового океана, а эрозионному углублению системы проливов препятствовали распространенные здесь твёрдые кристаллические породы. Таким образом, акватория Балтийского бассейна оказалась изолированной и стала заполняться пресными водами многочисленных рек и водотоков быстро тающего Скандинавского ледника.

Так как северная часть Балтийского бассейна (Ботнический залив, северное побережье Финского залива, юго-восточное побережье Швеции) испытывала более интенсивное гляциоизостатическое поднятие, чем южная, то трансгрессия Анцилового озера наиболее масштабно проявилась на её южных территориях. В районе побережья Польши, подъем уровня достигал 20 м, Германии, Дании и Южной Швеции – до 10–12 м [Björck, 2008.], до 8–10 м в северо-западной Эстонии [Saarse и др., 2010].

По причине того, что Анцилово озеро сформировалось в условиях погруженной земной коры её максимальный уровень находился на 26 м ниже современного уровня Мирового океана [Uscinowicz, 2003]. Таким образом, береговая линия максимального уровня Анцилового озера была близка к современной. Район Датских проливов был сушей. Побережье на территории Германии располагалось на несколько десятков километров севернее нынешнего. Береговая линия по территории Польши, Калининградской области и Литвы почти совпадала с современной. Побережье Латвии на несколько километров смещено вглубь материка. Территория Эстонии подтоплена по линии Пярну – Таллинн и Таллинн – Нарва. На Южном побережье Финского залива Анциловая трансгрессия

проявилась незначительно. Между Балтикой и Ладожским озером, в это время существует широкий пролив по северной части Карельского перешейка. Побережье Финляндии и Швеции (северная часть Финского залива и Ботнический залив) на несколько десятков километров заходит на современную территорию, однако из-за интенсивной гляциоизостазии, трансгрессия здесь проявилась незначительно, в Северной Балтике даже предполагается регрессия (рис. 9).

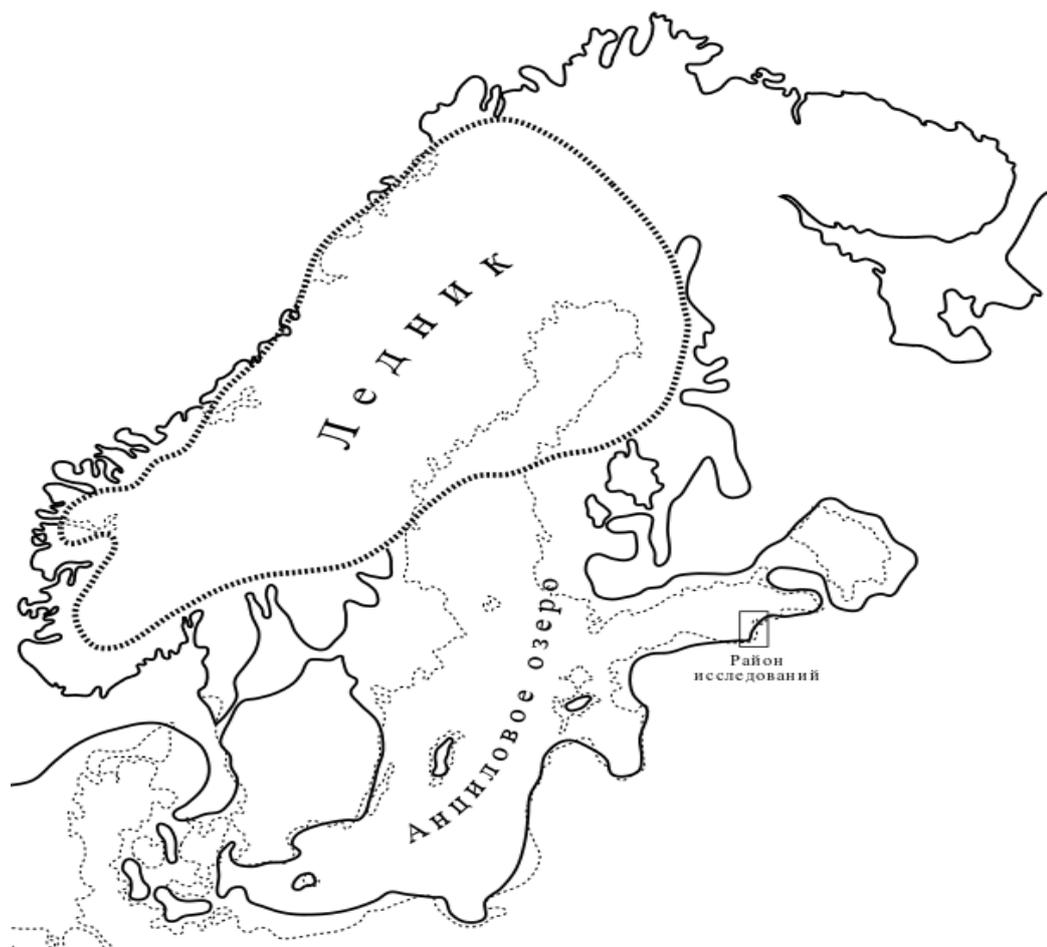


Рис. 9 Границы максимального уровня акватории Анцилового озера (около 10,5 тыс. кал. л. н.) [Andrén и др., 2011] (с изменениями Летюка Н.И. выполнено в рамках настоящей работы)

Подъем уровня Анцилового озера продолжался до 10200 кал. л. н. [Björck 2008] 10350 кал. л. н. [Schmölcke и др 2006] до времени, когда сформировался новый канал стока в районе Датских проливов. Он прошел через «Даарский порог» – водораздел между островом Мён и полуостровом Дарс (который был на 7 – 8 м ниже современного уровня океана [Квасов, 1974]). Далее в Мекленбургскую

впадину, пролив Фемарн-Бельт, вдоль восточного берега острова Лангеланн и далее через современный пролив Большой Бельт (на дне которого отчетливо сохранилась эрозионная долина [Квасов, 1974]) в Каттегат. Канал стока быстро разработал рыхлые отложения района Датских проливов, образовав систему озер и эрозионных долин, по которой произошел спуск Анцилового озера. Это событие было достаточно продолжительным и растянулось приблизительно на 200 [Andrén, 2011] – 300 [Björck, 2008] лет. Спуск происходил в два этапа: вначале, с эрозионным углублением Даарского порога (с врезом глубже 18 м. [Квасов, 1974]), произошло быстрое снижение уровня приблизительно на 5 м. В дальнейшем, по мере постепенного эвстатического подъема уровня Мирового океана (2,0–2,5 см/год), уклон между Анциловым озером и проливом Каттегат уменьшился и это снижение замедлилось. [Björck, 2008]. Уровень Анцилового озера и Мирового океана выравнивается около 10000 кал. л. н. [Björck, 2008.] и начинается постепенное проникновение океанических вод в Балтийский бассейн. Этот период считается окончанием Анциловой стадии Балтийского моря.

Мастоглоевое море

Проникновение океанических вод в Балтийский бассейн со времени окончания Анциловой стадии обусловленное эвстатическим подъемом уровня Мирового океана происходило очень медленно. Узкий (до 1 км) и протяженный (свыше 100 км) «Даарско – Бельтский» пролив, имел небольшую пропускную способность и это препятствовало поступлению океанических вод. Эвстатический подъем уровня океана вызывал подпор стока и подъем уровня воды в Балтийском бассейне. Соответственно увеличивалась глубина и пропускная способность канала стока, что создало условия для проникновения морской воды. По этой же причине и в это же время, открывается новый пролив – Эресунн, обусловивший дополнительный водообмен между Балтикой и океаном. Самые ранние соленоводные осадки, с возрастом 9000 кал. л. н., перекрывающие Анциловые отложения, были описаны только в южной Балтике [Andrén, 2011]. На остальной части акватории осадки такого возраста обнаружены не были, потому что гляциоизостатические движения опережали эвстатический подъем

уровня Мирового океана [Lerland и др., 1996]. Береговые линии Мастоглоевого моря находятся на 10–15 м ниже современного уровня Балтики и погребены под Литориновыми отложениями. Здесь обнаруживаются торфяники, которые четко фиксируют стратиграфический перерыв между отложениями Анцилового озера и трансгрессивной фазой Литориновой стадии: от 8000–7700 некал. л. н. до 7200–7100 некал. л. н. [Квасов, 1974].

Около 8500 кал. л. н. пролив Эресунн становится достаточно глубоким и широким, чтобы свободно пропускать большие количества солёной морской воды в Балтийский бассейн [Vjörck и др., 2008], на всей территории которого устанавливается слабосолёный морской режим – стадия Литоринового моря. Таким образом, этот переходный период был назван, как Раннее Литориновое море [Andrén и др., 2000] или Мастоглоево море [Vjörck, 2008], который продлился около 1500 лет.

Литориновое море

Хронологические границы этой стадии Балтийского моря определяются солёностью водоема, которая по мере проникновения океанических вод через Датские проливы, вытеснила пресные воды Анцилового озера около 8500 кал. л. н. Этот переход от пресноводного (озерного) к солёному (морскому) водоему и ознаменовал начало новой стадии Балтики – Литоринового моря.

Солёность в Балтийском море распределена неравномерно и характеризуется равномерным снижением с запада на восток. В первой половине Литориновой стадии (от 8500 кал. л. н. до 6000 кал. л. н.) солёность уменьшалась от 20 ‰ в районе Датских проливов, до 5 ‰ в Финском заливе. [Miettinen, 2004]. В южной Балтике эти показатели достигали 17 ‰, [Grigoriev, 2011] а в северной части Ботнического залива – 8 ‰ [Tikkanen, 2002]. Солёность начала снижаться около 6000 кал. л. н., со времени обмеления Датских проливов и увеличения количества речного стока в Балтийский бассейн [Andrén и др., 2011].

Литориновая стадия Балтики характеризовалась общей трансгрессией за счет эвстатического подъёма уровня Мирового океана, вызванный деградацией

Североамериканского и Антарктического ледников, и проникновения океанических вод через Датские проливы [Andrén, 2011]. Кроме того, литориновому времени приурочена резкая перестройка неотектонического режима: на юге Балтики (на территории Германии, Польши и юга Дании) произошло погружение, а на севере ускорилось поднятие земной коры. В результате огромные массы морских вод хлынули на южные и юго-восточные периферические области [Серебряный, 1967]. В целом, скорость эвстатического подъема уровня Мирового океана превышал скорость гляциоизостатического поднятия земной коры. Однако скорость этого поднятия существенно различалась в различных районах балтийского побережья в зависимости от срока, прошедшего со времени деградации ледникового покрова: в южных и юго-восточных частях она замедлялась, а в северных и северо-западных – увеличивалась. Сочетание этих факторов определяло в условиях общего подъема уровня Балтики разное положение его разновозрастных береговых линий.

Трансгрессия Литориновой стадии имела неравномерный характер, и сопровождалась колебаниями уровня, которые проявились в различных районах побережья в разной степени. [Yu, 2003]. Датировка и корреляция данных о колебаниях уровня, полученных на протяжении нескольких десятилетий из различных частей Балтики, представляет большую сложность и по этой причине, до настоящего времени не принято единого мнения о количестве трансгрессий Литоринового моря и их временных границах ([Кессел и др., 1967]; [Berglund, 1971]; [Квасов, 1974]; [Yu 2003]; [Uscinowicz, 2003]; [Miettinen, 2004]; [Björck, 2008]; [Andrén, 2011]; [Ojala, 2013] и др.). Наиболее сложная и полная картина о характере Литориновой стадии описана для побережья Южной Швеции в Блекинге [Yu 2003] (рис. 10).

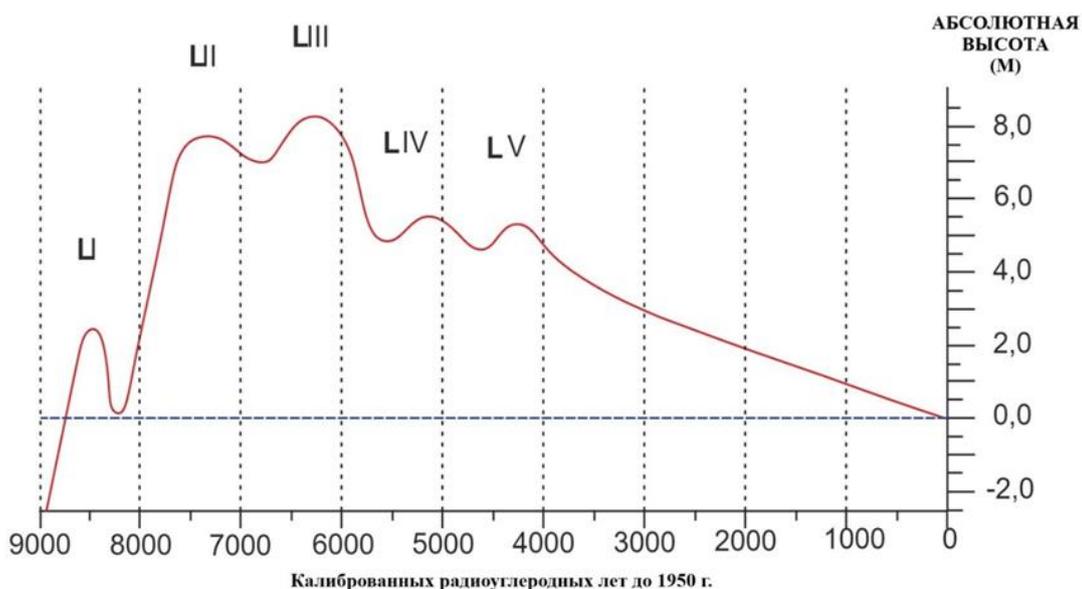


Рис. 10 Изменение уровня Литорининого моря в Блэклинге [Yu, 2003]

Здесь выделяются пять отдельных трансгрессий, две последние, из которых, приурочены уже к стадии общей регрессии. Самая ранняя трансгрессия (LI) имела место в период 8600–8400 кал. л. н., уровень поднялся более чем на 5 метров и достиг отметки около 3,5 м относительно современного. Этот подъем уровня связывают со спуском приледниковых водоемов в Северной Америке и единовременным поступлением огромных масс воды в северную часть Атлантического океана. [Yu, 2003]. Около 8100 кал. л. н. отмечается кратковременное падение уровня приблизительно на 2–2,5 м. Эта регрессия была отмечена, как в Южной Швеции, так и в Дании, однако, не прослеживается в восточной части Балтийского бассейна. Последующая за этой кратковременной регрессией трансгрессия (LII) проявилась в интенсивном подъеме уровня в течение 500 лет (8000–7600 кал. л. н.) на 7,8–8,0 м. Этот период считается кульминацией Литорининой трансгрессии. На остальных частях Балтики уровень моря достигал отметок: 10 м – в районе Датских проливов [Björck, 2008], в Юго-западной части Балтики – 15 м [Uscinowicz, 2003], до 4 м. – на северном побережье Финского залива и до 7–8 метров в районе Невской губы [Miettinen, 2004]. С 7600 до 6500 кал. л. н. происходит незначительное снижение уровня на 0,5–0,7 м, после которого вновь развивается трансгрессия (LIII) 6400 – 5600 кал. л. н. На этой стадии

уровень поднимается приблизительно на метр, достигая, в районе Блекинга, 8,0–8,3 м над современным уровнем моря [Yu, 2003].

Для большинства районов Балтийского бассейна не выявлено разделение стадий (LII) и (LIII) регрессией, и они описаны, как единая трансгрессивная фаза. Эта трансгрессия была связана с изменением уровня океана, вызванным поступлением воды в результате частичной, но интенсивной деградации ледникового щита и шельфовых ледников Антарктики [Yu, 2003]. Кроме того, около 7500 кал. л. н. назад, происходит полное стаивание Лабрадорского сектора Североамериканского ледникового щита. Согласно исследованиям, стадия (LIII) была на несколько дециметров выше (LII), но развивалась уже на фоне прекращения подъема уровня мирового океана 6000–5000 кал. л. н. [Andrén, 2011], а значит, была обусловлена несколько иными причинами. По мнению Ши Йонг Ю, это могло быть связано с интенсивной атмосферной циркуляцией, обуславливающей подпор и подъем уровня Балтийского бассейна [Yu, 2003].

За стадией (LIII) наступает общая регрессия Литоринового моря. В Блекинге это время фиксируется в период около 6300–6200 кал. л. н. Линейное снижение уровня на 3–3,5 м происходит до 5600–5500 кал. л. н., после чего нарушается следующими одна за другой трансгрессиями (LIV) (5300–4700 кал. л. н.) и (LV) (4500–4100 кал. л. н.). Они (трансгрессии (LIV) и (LV)) зафиксированы только в районе Блекинга и имели сравнительно небольшую амплитуду: 0,5 и 0,7 м соответственно. Также как (LIII), стадии развивались уже после завершения глобального подъема уровня Мирового океана, на фоне общей регрессии в Балтике. Причиной этих трансгрессий могли быть глобальные изменения в циркуляции атмосферы, которые обуславливали изменения в направлении господствующих ветров и течений, что могло стать причиной изменения уровня моря [Lewis, 2011].

Приблизительно с 4000 кал. л. н. до наших дней, в районе Блекинга, наблюдается равномерное постепенное (до 1,5 мм/год) снижение уровня моря. Эта тенденция характерна для всего Балтийского бассейна, однако установление общей регрессии в различных частях Балтики наступает в разное время и с разной скоростью. Так, в то время, когда южные и юго-восточные побережья продолжали

испытывать трансгрессию, в северных и северо-западных районах, уже развивалась регрессия.

Береговая линия максимума Литориновой трансгрессии практически повсеместно располагается выше современного уровня Балтийского моря и смещена вглубь материка на несколько километров. Практически все низменные территории были затоплены, а возвышенные испытали воздействие абразионных процессов.

В южной части бассейна береговая линия сместилась на юг от 15–20 км (в районе Померанской бухты) до 5 км в районе Гданьского залива [Uscinowicz, 2003]. На территории Литвы плановое положение береговой линии было близко к современному, за исключением Куршской косы, которая только начала формироваться. Высота береговых образований находится здесь на отметках от 10 м (на севере) до 1–2 м (на юге) [Vitinas и др., 2004]. В районе Моонзундского архипелага, уровень Литоринового моря находится на 20,5 м выше современного, скрывая значительную площадь островов Сааремаа и Хийумаа [Saarse и др., 2009]. Береговая линия вдоль западного и северо-западного побережья Эстонии располагалась на высоте 21–22 м, на несколько километров от современного берега, затопливая обширные низменные территории. На южном побережье Финляндии уровень находится на высоте до 23 м над современным. А на противоположном («Российском») побережье восточной части Финского залива – всего 8 метров [Miettinen, 2004]. Во время максимума трансгрессии, Литориновое море не имело двусторонней связи с Ладожским озером [Квасов, 1974] однако являлось базисом эрозии его стока через север Карельского перешейка, создавая подпор [Герасимов и др., 2008]. Побережье Ботнического залива в Финляндии, находилось в 100 км к востоку от современного положения, на высотах от 45–52 м (район Турку) до 108 м в Юлиторнио [Ojala, и др., 2013] (рис. 11).



Рис. 11 Граница акватории максимума трансгрессии Литоринного моря (около 6,5 кал. тыс. л. н.) [Andrén и др., 2011] (с изменениями Летюка Н.И выполнено. в рамках настоящей работы)

Лимниевое море.

Лимниевая стадия выделяется на фоне общей регрессии Балтики в Верхнем голоцене. Снижение уровня привело к обмелению Датских проливов и сокращению водообмена между Балтийским бассейном и Мировым океаном. В связи с этим происходит постепенное снижение солености воды и деградация литориновых форм моллюсков и диатомовых. Границей между Литориновой и Лимниевой стадиями было предложено считать время появления пресноводного моллюска *Radix peregra* (известного ранее, как *Lymnaea peregra* или *Lymnaea pereger*), которое соответствует 4000 ¹⁴C л. н. ([Кессел, 1963]; [Donner, 1995]; [Miettinen, 2002]). В других публикациях, Литориновая стадия ограничивается

Пост-Литориновой, на рубеже 2750 кал. л. н., и связана с сокращением соленоводных форм диатомовых [Andren и др., 2000].

В западной части Балтийского бассейна, Лимниевое море рассматривается, как регрессивная стадия. Однако по южному побережью Финского залива (от Нарвского залива до Невской губы), во многих местах, отложения Лимниевского моря перекрывают торфяники регрессивной фазы Литоринового моря. Это подтверждает трансгрессивный характер Лимниевой стадии в восточной части Балтики [Саммет, 1969]. Кроме того, наличие погребенных палеопочв в эоловых отложениях послелиторинового времени, свидетельствует о перерыве в процессе перевевания, который произошел вследствие затопления прибрежной полосы. [Государственная геологическая карта..., 2001]. Максимум Лимниевая трансгрессия достигает приблизительно 3500 лет назад с подъемом уровня на 3–4 м [Саммет, 1969], [Геология СССР..., 1971]. На сегодняшний день, береговая линия Лимниевой стадии установлена по южному побережью Финского залива. В районе Таллинна она располагается на высоте 12–13 м [Saarse и др., 2010] и носит регрессивный характер. В Нарвском заливе она прослеживается прибрежной полосой в 0,3–0,5 км, и до высоты 5–6 м [Suuroja и др., 2009] в окрестностях Нарва-Йыэсуу. В районе Лужской губы, по долине р. Луги, Лимниевое море образовывало обширный эстуарий с отметками уровня до 5 м. От восточного побережья Лужской губы береговая линия Лимниевского моря постепенно уходит ниже современного уровня Балтики, располагаясь в прибрежной полосе восточной части Финского залива на глубинах менее 10 м [Государственная геологическая карта..., 2001].

Миевое (мидиевое) море.

Миевая стадия Балтики, как и Лимниевая, выделяется и рассматривается лишь небольшой группой исследователей. Это связано, главным образом, с целью дифференциации относительно линейного и продолжительного (около 7500 лет) периода в истории Балтийского моря, который имеет место со времени максимума Литориновой трансгрессии до наших дней.

Стадия была выделена Хенриком Мунте (Henrik Vilhelm Munthe). и характеризуется развитием моллюска *Mya aganaria* L. [Геологический словарь, 1955]. Её начало определяется по находкам раковин *Mya* и субатлантическим пыльцевым спектрам [Саммет, 1969], что позволяет приблизительно датировать её возрастом около 2400 лет (до 1950 г.).

Существует предположение, что Миевое море имеет более молодой возраст. Так, Дорен Рёсслер [Rößler, 2006], основываясь на работах Вольфрама Лемке (Wolfram Lemke) с соавторами [Bennike и др., 1998] датирует начало стадии возрастом всего 500 календарных лет. Однако разделяет точку зрения ряда авторов [Peterson и др., 1992, Behrends и др., 2005], что появление раковин *Mya* в Балтике произошло намного раньше – около 1000 лет назад.

Трансгрессивных признаков Миевского моря не обнаружено, и оно характеризуется общей регрессией Балтики.

Береговые образования наиболее хорошо выражены на восточном побережье Нарвского залива и Лужской губы, на абсолютных отметках ниже 1 м [Государственная геологическая карта..., 2001]. Однако их дюнные комплексы имеют относительную высоту до нескольких метров (Магербургская гряда).

2.2 Методы палеорекострукции изменения береговой зоны Балтийского моря в пределах Наровско-Лужской низменности

Палеорекострукция изменения береговой зоны выполнена по результатам опубликованных данных исследователей палеогеографии Балтийского моря опубликованные за все время исследований. Были использованы материалы датировки голоценовых отложений, геолого-геоморфологических описаний и схемы изменения уровня и палеорекострукций акватории моря.

Для уточнения, детализации и дополнения данных литературных источников нами применялись следующие методы физико-географических исследований: картографический, аэрокосмический, сравнительно-географический,

геоморфологический и математический. Выпонены полевые исследования на 21 ключевом участке (рис. 18)

Картографический метод

Картографические материалы являлись базовым источником информации при палеорекострукции береговой зоны Балтийского моря на территории Наровско-Лужской низменности.

Применялось издание Государственная геологическая карта Российской Федерации 2001 года, масштаба 1:200 000, Лист О-35-V (Кингисепп). Электронная копия карты четвертичных отложений фиксировалась в базовом слое графического редактора Inkscape, и выполнялось построение береговых линий по областям распространения разновозрастных морских отложений (рис. 12).

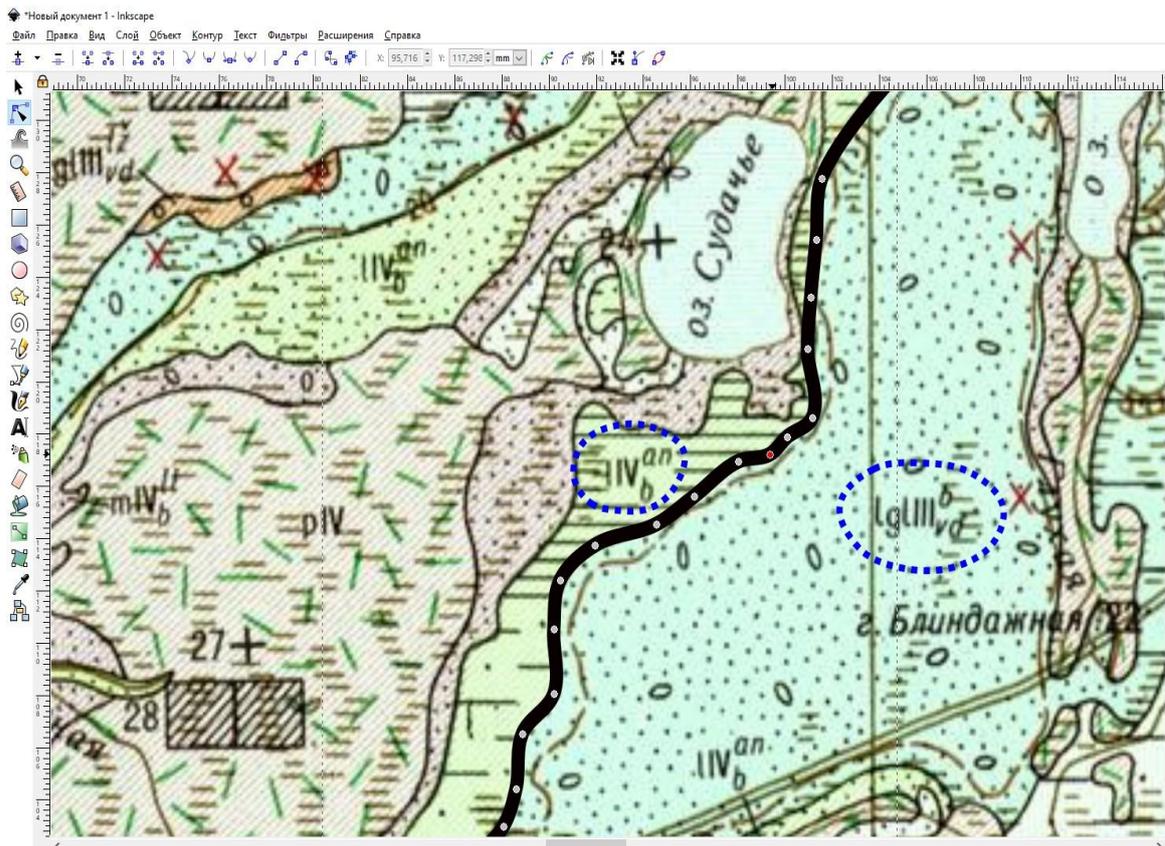


Рис. 12 Пример построения береговой линии максимального распространения акватории Анцилового озера по границам распространения геологических отложений при помощи графического редактора Inkscape (выполнено Летюка Н.И. в рамках настоящей работы)

Аэрокосмический метод

Для работы использовались общедоступные ресурсы спутникового мониторинга от компаний Google и Yandex. Важным критерием выбора стало регулярное обновление спутниковых данных на исследуемую территорию. Спутниковые снимки обновляются не реже одного раза в год, а в особых случаях – чаще. Для поставленных задач, они обладают отличным оптическим разрешением, позволяющее рассматривать местность в масштабе 1:500, контрастностью и естественной цветовой гаммой. Кроме того, оба ресурса имеют специальные инструменты для детального изучения местности, такие как: а) измерители расстояний (как показала практика – весьма точные, с погрешностью не более $\pm 1,0$ м), б) данные координат, в) архив фотографий местности, г) панорамные аэрофотоснимки и д) картографические материалы (рис. 13).



Рис. 13 Пример аэрокосмического метода с применением ресурсов космического мониторинга Yandex для оценки скорости регрессии Балтийского моря (выполнено Летука Н.И. в рамках настоящей работы)

Также в работе использовались аэрофотоснимки из архива Земельного департамента Эстонии (Маа-амет). Архив объединяет снимки высокого

разрешения приграничной территории РФ в период с 2016 года до настоящего времени (рис. 14 и 15).

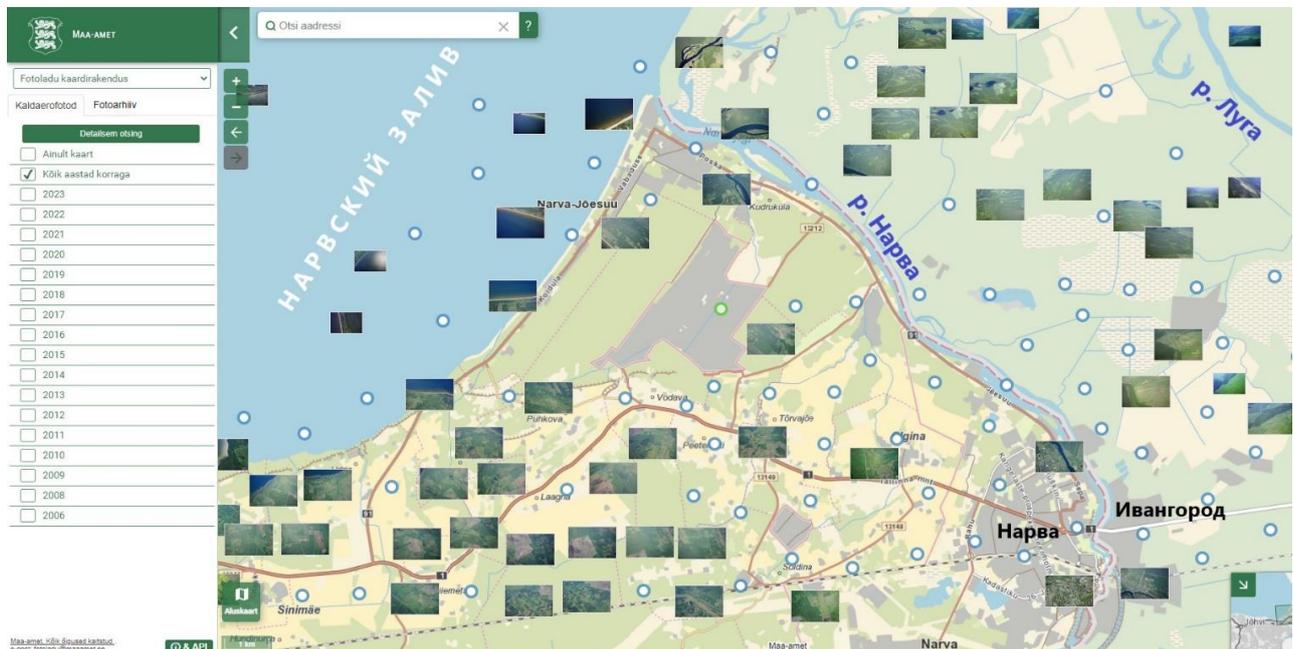


Рис. 14 Фрагмент площади покрытия аэрофотосъёмки Земельным департаментом Эстонии приграничной территории РФ летом 2023 года (скриншот страницы сайта maaamet.ee)

Такой метод применялся для:

- изучения пространственного распространения современных и древних элементов морского аккумулятивного рельефа;
- морфометрии географических объектов

Сравнительно-географический

Применялся для выявления следующих особенностей элементов предмета изучения:

- выявления величины гляциоизостатического поднятия Наровско-Лужской низменности;
- высоты уровня Иольдиевого моря;

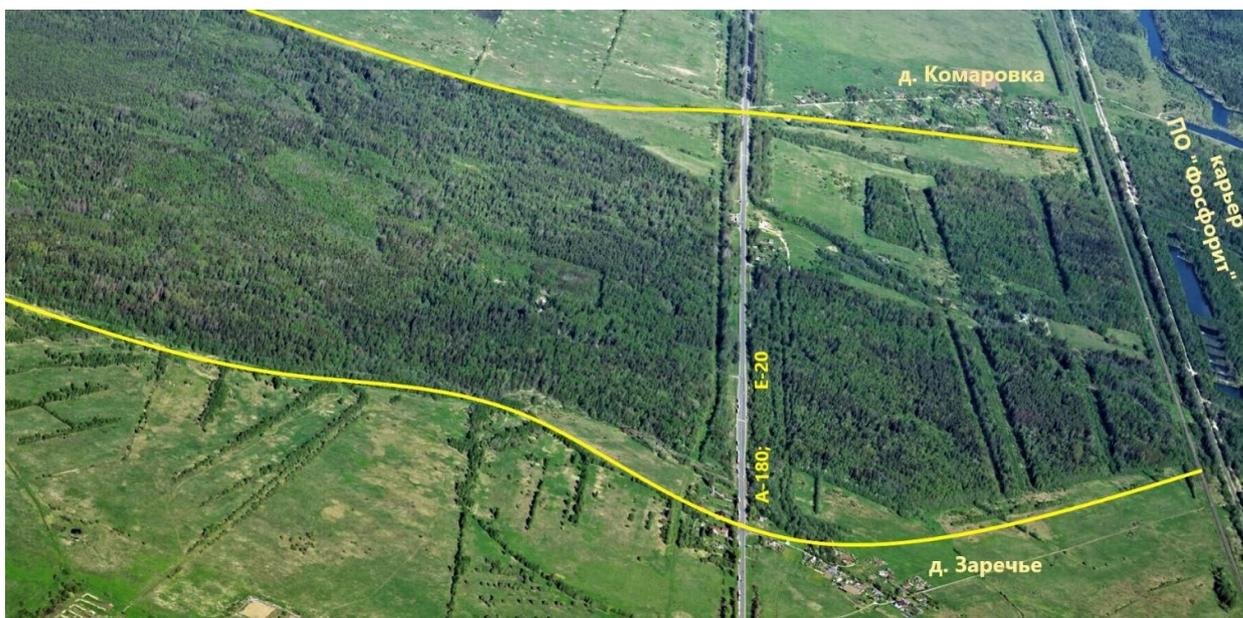


Рис. 15 Пример дешифровки аэрофотоснимка для выявления простираия границ палеодолины (выполнено Летюка Н.И. в рамках настоящей работы)

Геоморфологические

Применялись для подтверждения имеющейся информации по генезису и возрасту различных элементов морского рельефа.

Морфологический метод применялся для выделения и описания морского рельефа разного возраста:

- древних морских равнин, террас, береговых валов и дюнных комплексов;
- границы распространения акваторий различных стадий Балтики в районе исследования.

Морфометрическим методом были подтверждены, либо обновлены некоторые количественные характеристики различных стадий Балтики для изучаемой территории:

- высоты максимальных уровней голоценовых трансгрессий;
- скорость и характер регрессии Литориновой лагуны
- расчет скорости регрессии Балтийского моря в районе Нарвского залива за последние 800 лет.

Анализ геологической обстановки рельефообразования применен для получения сведений о генезисе и возрасте элементов морского рельефа.



Рис. 16 Исследование четвертичных осадков в палеодолине р. Луги (окрестности д. Манновка, июнь 2015 г.)

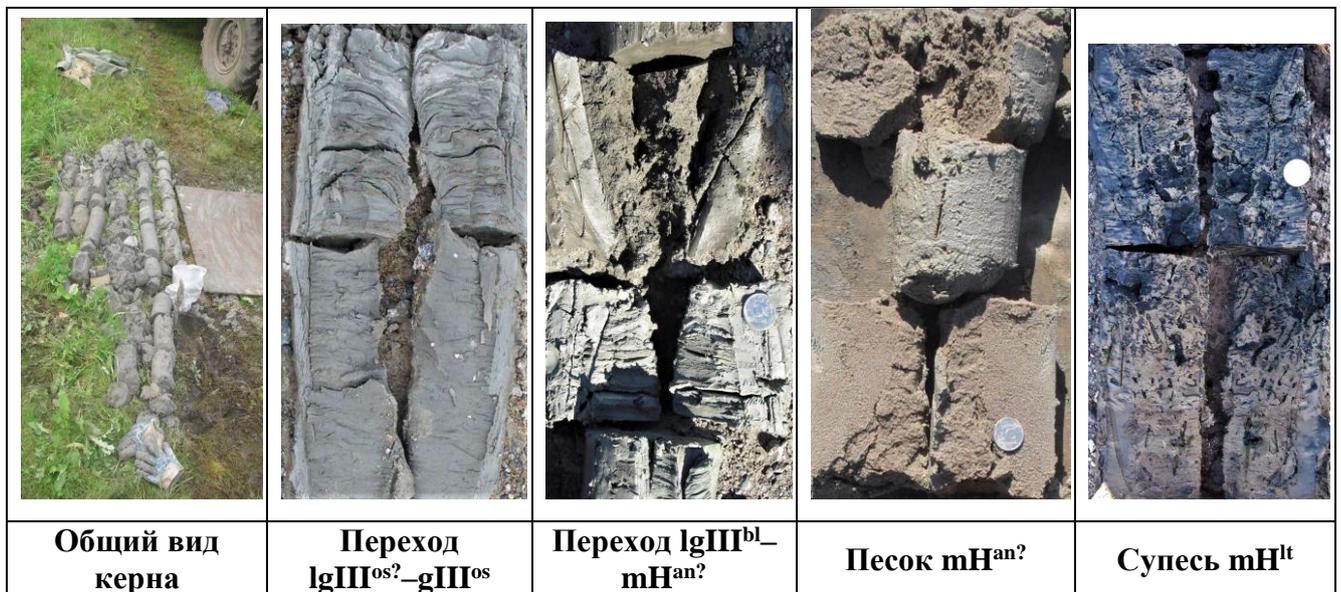


Рис. 17 Примеры четвертичных отложений из палеодолины р.Луги

С его помощью была получена информация:

- о районах распространения разновозрастных морских равнин;
- о районах распространения современных и древних береговых отложений;
- о возрасте эрозионного и аккумулятивного морского рельефа.

В ходе исследований были выполнены полевые работы на двадцатиодном ключевом участке (рис. 18):

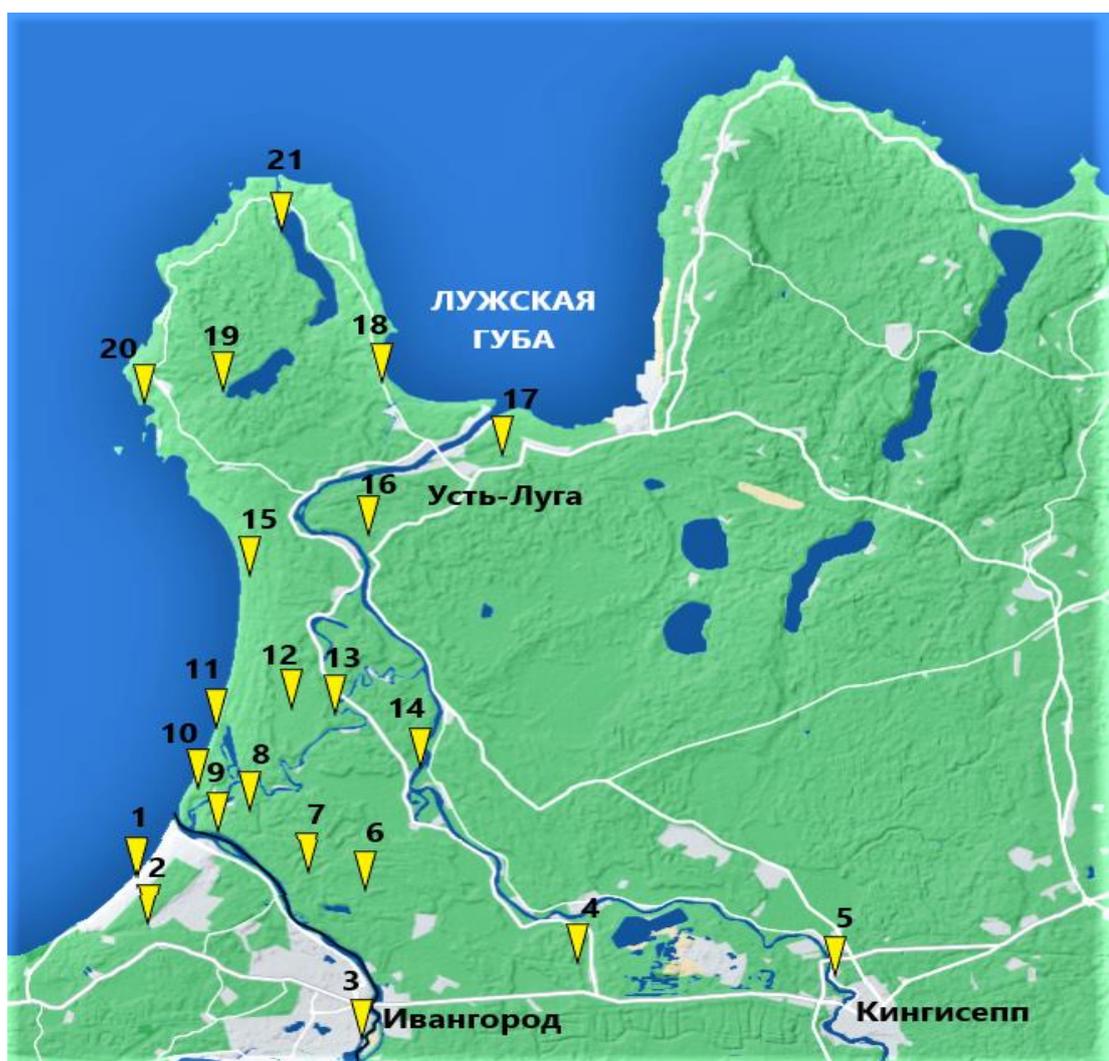


Рис 18 Расположение мест проведения полевых работ для изучения динамики береговой зоны Балтийского моря в пределах Наровско-Лужской низменности (составлена Летюка Н.И. в рамках настоящей работы на базе электронной карты от Yandex)

Цифрами обозначены места и выполненные работы:

1. Юго-восточное побережье Нарвского залива. Береговые валы и дюнные комплексы Гунгенбургской гряды. Геолого-геоморфологическое профилирование, полевое описание. Июль 2007 г.

2. *Балтийско-Ладожский уступ с комплексом террас* БЛО, Анциловой и Литориновой стадий Балтийского моря. Геолого-геоморфологическое описание. Июль 2007 г.

3. *Береговые образования Литоринового моря* в районе глинта по древней долине р. Нарва. Полевое геоморфологическое описание. Июль 2007 г.

4. *Береговая зона Литоринового моря* Полевое геоморфологическое описание. Июль 2010 г.

5. *Морские береговые образования в районе глинта* по древней долине р. Луги. Полевое геолого-геоморфологическое описание. Июль 2014 г.

6. *Долина Хавикон* Полевое геолого-геоморфологическое описание. Июль 2010 г.

7. *Гряда Сининьме*. Береговые валы и дюнные комплексы. Геолого-геоморфологическое описание. Июль 2010 г.

8. *Эрозионный останец Чертова гора*. Геолого-геоморфологическое профилирование, полевое описание. Июль 2010 г.

9. *Русло р. Нарвы*. Зачистка обнажения отложений восточного края лагуны Лекова. Полевое геолого-геоморфологическое описание. Июль 2014 г.

10. *Восточное побережье Нарвского залива*. Береговые валы и дюнные комплексы Магербургской гряды. Полевое геолого-геоморфологическое описание. Барометрическое нивелирование. Геоморфологическое профилирование. Наблюдение за динамикой дюн. С 2006 г. по настоящее время

11. *Восточное побережье Нарвского залива*. Береговые валы и дюнные комплексы Мерикюльской пересыпи от северного края оз. Вяйкне (Тихое) до берега Нарвского залива. Описание динамики регрессии Миевой фазы Балтийского моря. Полевое геоморфологическое описание. Июль 2018 г.

12. *Болото Кадер*. Полевое геолого-геоморфологическое описание. Отбор образцов. Июнь 2011 г.

13. *Русло р. Россонь* обнажение отложений береговой фации Литориновой лагуны Геологический профиль, отбор образцов, определение возраста лагунных отложений. Ноябрь 2010 г.

14. *Русло р. Луга*. Обнажение отложений глубинной фации Литориновой лагуны Геологический профиль, отбор образцов, определение возраста лагунных отложений. Ноябрь 2010 г.

Геологические исследования четвертичных отложений палеодолины р. Луги. Бурение научно-исследовательской скважины до глубины 30 м. Полевое геолого-геоморфологическое описание. Июнь 2015.

15. *Восточное побережье Нарвского залива*. Береговые валы и дюнные комплексы Мерикюльской пересыпи. Полевое геоморфологическое описание. Место пролива Литориновой лагуны в Нарвский залив. Июль 2008 г.

16. *Коса Галика*. Береговые формы Литоринового моря. Геолого-геоморфологическое профилирование, полевое описание. Июль 2007 г.

17. *Северный склон Куровицкого плато*. Террасы Балтийского моря. Геолого-геоморфологическое описание. Июль 2019 г.

18. *Западное побережье Лужской губы*. Береговые валы и дюнные комплексы Геолого-геоморфологическое профилирование, полевое описание. Июль 2019 г.

19. *Озеро Белое*. Полевое геоморфологическое описание. Июль 2019 г.

20. *Западный склон Курголовского плато*. Террасы Балтийского моря. Геолого-геоморфологическое описание. Июль 2019 г.

21. *Озеро Липовское*. Полевое геоморфологическое описание. Июль 2019 г.

2.3 Изменение береговой зоны Балтийского моря на Наровско-Лужской низменности в голоцене

В пределах изучаемой территории со времени регрессии Балтийского ледникового озера, обнаруживаются три трансгрессивные фазы Балтийского моря: Анциловое озеро, Литориновое и Лимниевое моря (рис. 19).

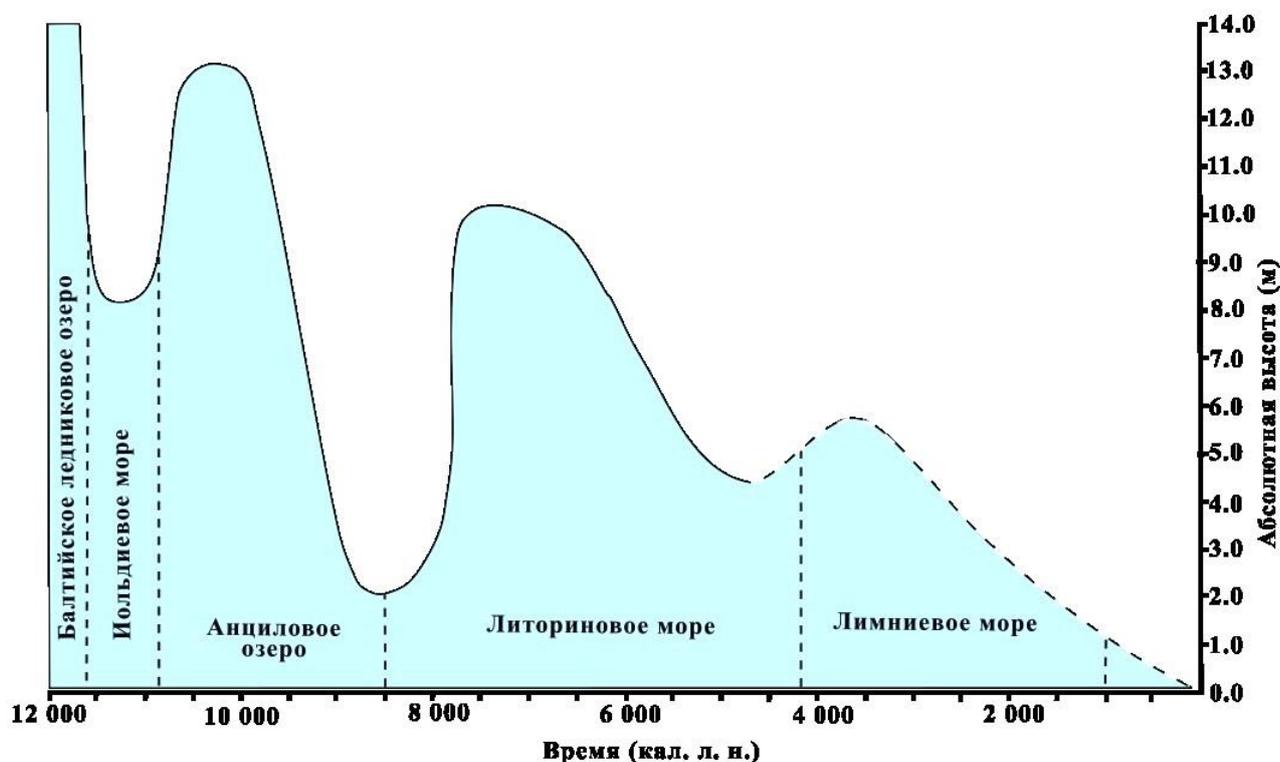


Рис. 19 Изменение уровня Балтийского моря на территории Наровско-Лужской низменности в голоцене (для района Нарва-Йыэсуу) (выполнено Летюка Н.И. по данным [Государственная геологическая карта..., 2001, 2021], [Саммет, 1967], [Lepland и др., 1996], [Sandgren и др., 2004], [Suuroja и др., 2009], [Donner, 2010], [Rosentau и др., 2013])

Время регрессии Балтийского приледникового озера

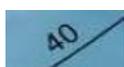
Изучаемая территория освободилась от ледникового покрова в период между Невской (около 13300 кал. л. н) и Паливере (12800–12700 кал. л. н.) фазами дегляциации Осташковской стадии Валдайского оледенения [Капухина, 2013]. К этому времени приурочено объединение озера Рамсея с Южно-Балтийским приледниковым, и образование единого Балтийского приледникового озера (BIL A₂). Водоем полностью покрывал Наровско-Лужскую низменность и имел береговую линию к югу от Балтийско-Ладожского уступа (Глинта) на абсолютных отметках до 50 м [Rosentau и др., 2009] (рис. 20).



Рис. 20 Акватория Балтийского приледникового озера в пределах изучаемой территории ко времени спуска 11560 кал. л. н. [Rosentau и др., 2013]



Абсолютная высота береговых образований



Абсолютная высота уровня Балтийского моря

Существование Балтийского приледникового озера закончилось спуском его вод в Атлантический океан через пролив у массива Биллинген в Средней Швеции (11565 кал. л. н. датировка Андрена [Andren и др., 1999] с калибровкой Доннера [Donner, 2010]; 11590 кал. л. н. датировка Саарнисто и Саангрена [Saarnisto и Saarinen, 2001] с калибровкой Доннера [Donner, 2010]; 11560 кал. л. н. датировка Андрена [Andren и др., 2002] с калибровкой Доннера [Donner, 2010]). Уровень

Балтики относительно быстро снизился на 27–28 м [Donner, 2010]. Ко времени спуска Балтийского ледникового озера, его уровень находился на отметках до 40 м на севере территории и до 30 м на юге. Если соотнести уровень приледникового водоема, величину его спуска, современную высоту Наровско-Лужской низменности, и, наконец, мощность голоценовых отложений, то смещение береговой линии севернее Глинта было незначительным. Большая часть территории Наровско-Лужской низменности оставалась под водой, а береговая линия находилась в вдоль Балтийско-Ладожского уступа к северу от него.

Стадия Иольдиевого моря

На ранней стадии Иольдиевого моря, изучаемая территория была покрыта водой. Принимая во внимание, что уровень Балтийского ледникового озера составлял: в районе глинта 30 м, в районе Сининимме 31–33 м, в районе Нарва-Йыэсуу 34 м, а в районе Курголовского плато 40 м (рис. 20), то после спуска приледникового водоёма на 27–28 м, поверхность вышли только крупные возвышенности: Курголовское плато и Сойкинская возвышенность (выше современных отметок 13–10 м), Куровицкое плато (выше 8–10 м), Крикковское плато (выше 5–8 м) (рис. 21).

Кроме того, вероятно, на раннем этапе иольдиевая стадия могла иметь трансгрессивный характер, что было связано с поступлением водной массы от интенсивно таявшего ледника, и её подпором вследствие эвстатического подъема уровня Мирового океана через пролив в Средней Швеции.



Рис. 21 Расположение береговой линии после спуска Балтийского приледникового озера на ранней фазе Иольдиевого моря, около 11560 кал. л. н. (составлена Летюка Н.И. по данным [Государственная геологическая карта..., 2001, 2021], [Donner, 2010], [Rosentau и др., 2009])

По мере разрушения ледника, гляциоизостатический подъем территории Скандинавии стал опережать эвстатический подъем уровня Мирового океана [Квасов, 1974], поэтому трансгрессивная фаза начинает постепенно сменяться регрессией. Акватория Иольдиевого моря на Наровско-Лужской низменности, начинает сокращаться. Под водой находится западная и центральная часть. Береговая линия проходила к северу от Сининьме, далее на северо-восток вдоль западного склона Крикковского плато до озера Бабинское, на север по западному склону Сойкинской возвышенности и на несколько сотен метров вглубь материка от современного южного побережья Копорской губы, захватывая акваторию озера Копанского. Куровицкое и Курголовское плато были островами (рис. 22).

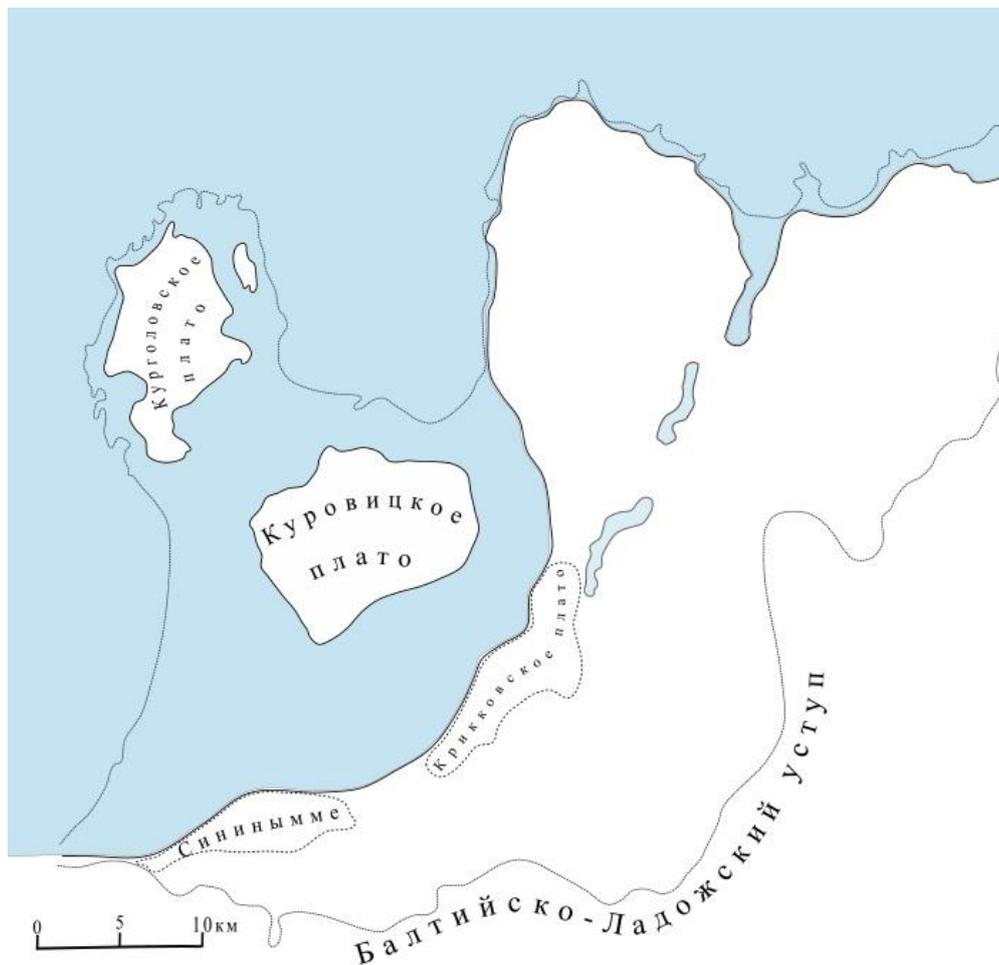


Рис. 22 Расположение береговой линии на поздней фазе Иольдиевого моря около 10800 кал. л. н.

(составлена Летюка Н.И. по данным [Государственная геологическая карта..., 2001, 2021], [Саммет, 1969], [Клейменова, 1991], [Sandgren и др., 2004])

Отложения, датируемые Иольдиевым временем, описаны в основании голоценовых отложений озер Хаболовское и Судацье, где они располагаются на абсолютных отметках от 0,5 до 2,0 м [Саммет, 1969]; озер Бабинское (на абс. отметках кровли до –4,5 м) [Sandgren и др., 2004]; и болота Тарарайское (на абс. отметках кровли до 2,0 м) [Клейменова, 1991].

Если судить по многочисленным публикациям посвященных гляциоизостатическому подъему территорий Балтики, то можно сделать вывод, что этот подъем происходил неравномерно и с различной скоростью: северная часть (Курголовское, Куровицкое плато и Сойкинская возвышенность) поднималась быстрее и на большую высоту, чем южные. По этой причине развитие речной сети имело ряд существенных изменений.

Вероятно, в связи с интенсивным гляциоизостатическим подъемом порога стока в северной части изучаемой территории, произошла изоляция её водоемов, располагающихся в центральной и юго-восточной части. Порог стока переместился на участок между южной оконечностью Крикковского плато и Балтийско-Ладожским уступом. Через этот участок, в условиях регрессии Иольдиевого моря, происходит общее осушение территории, которое датируется временем торфообразования в болоте Тарарайское 9040 ± 620 некал. л. н. (10308 кал. л. н.) [Государственная геологическая карта..., 2001].

Стадия Анцилового озера

Трансгрессивная фаза. На территории Наровско-Лужской низменности Анциловая трансгрессия началась в период 10800–10400 кал. л. н. [Rosentau и др. 2012]; 10700 кал. л. н. [Heinsalu и др., 2007]; 9200 некал. л. н. [Lepland и др., 1996]. Трансгрессия происходила весьма быстро: за 500 лет береговая линия переместилась к югу на 10–20 км, достигнув в своей кульминации (10200 кал. л. н. [Rosentau и др., 2012]) района глинта на абсолютных отметках 9 м [Lepland и др., 1996]; 8 м [Rosentau и др. 2012], в районе Нарва-Йыэсуу – около 13 м [Rosentau и др., 2012]. Скорость подъема уровня составляла от 1,6 [Sandgren и др., 2004] до 3 см/год [Rosentau и др. 2012].

Изучаемая территория была почти полностью затоплена. На поверхности оставались только возвышенности, образованные плейстоценовыми отложениями: Курголовское, Куровицкое, Крикковское плато, Сойкинская возвышенность и западный склон Ижорской возвышенности (рис. 23).

В это время, на юго-западной окраине изучаемой территории, в акватории Анцилового озера, началось формирование береговой косы Сининимме. Она берет начало от урочища Хоови (Эстония) и плавно выгибаясь к северу, идет до северо-восточной окраины болота Хавикон. Заложению этой косы способствовало наличие здесь со времени плейстоцена вышеупомянутой Ледниковой гряды Сининимме, которая послужила препятствием для прибрежного течения и волнового перемещения взмученного материала. Из-за такого препятствия, энергия

волн и скорость течения резко падали, что приводило к осаждению песчаного материала вдоль этой гряды. Постепенно коса вышла на поверхность Анцилового озера, ограничив собой небольшую лагуну, закрытую с запада (так как Сининимме примыкает к Глинту в районе Хоови) и открытую в Анцилово озеро с востока (в районе современного болота Хавикон) [Lerpland и др., 1996].



Рис. 23 Расположение береговой линии при максимальном уровне стадии Анцилового моря 10200 кал. л. н. (составлена Летюка Н.И. по данным [Государственная геологическая карта..., 2001, 2021], [Lerpland и др., 1996], [Rosentau и др., 2013])

Регрессивная фаза. Регрессия Анцилового озера началась 10100–10200 кал. л. н. [Rosentau и др. 2012] 10200 кал. л. н. [Björck, 2008] 10350 кал. л. н. [Schmölcke и др., 2006]. Падение уровня происходило быстро и в течение полутора тысяч лет упал на семь метров, достигнув около 8800–8500 кал. л. н. двух метров

абсолютной высоты [Rosentau и др. 2013]. Наровско-Лужская низменность представляла собой слабоволнистую, сильно заболоченую равнину с большим количеством озер на месте бывших плесов Анцилового водоема [Саммет, 1969].

В 10 км к северу от Балтийско-Ладожского уступа, на мелководье началось формирование протяженной (около 30 км) песчаной косы от урочища Мерикюла (Эстония) к Курголовскому плато (далее Мерикюльская коса). В настоящее время Мерикюльская коса достигает Курголовского плато, тем самым являясь не косой, а пересыпью, отделявшей с конца Среднего голоцена обмелевшую Литориновую лагуну. Однако, к западу от деревни Ропша существует отчетливый разрыв древнего дюнного комплекса шириной 1,3 км в полутора километрах от современной береговой линии. Его края выделяются относительно крупными пирамидальными дюнами, между которыми находится низменная плоская равнина. С востока, в разрыв направлены два субширотных линейно-вытянутых заболоченных участка, берущих начало от пос. Большое Куземкино, которые могут являться следами присутствия здесь древнего пролива между Лужской губой и Нарвским заливом. К западу, от разрыва до современного пляжа, находится ненарушенный грядовый комплекс береговых дюн, характерный для всего побережья Нарвского залива и сформированный за время поздней регрессии Литоринового моря [Martin и др., 1991], [Lepland и др., 1996], [Rosentau и др., 2013]. Мерикюльская коса перешла в пересыпь, когда уровень Балтики понизился настолько, что, пролив закрылся и грядовый комплекс непрерывно протянулся от Мерикюла до Курголовского плато.

Таким образом, на время регрессивной фазы, сформировались два крупных береговых образования, которые существенно повлияли на развитие гидрографической сети Наровско-Лужской низменности: Сининимме и Мерикюльская косы [Летюка и др. 2017].

Стадия Литоринового моря

Трансгрессивная фаза (Рис. 24). Литориновая трансгрессия проявилась 8500 кал. л. н. [Rosentau и др., 2013], [Sandgren и др., 2004]. На изучаемой

территории – 8280 кал. л. н. ([Lepland и др., 1996] с калибровкой [Rosentau и др., 2013]). Воды Литоринового моря очень быстро затопили большую часть Наровско-Лужской низменности до абсолютной высоты 10 м (в Нарва-Йыэсуу). Береговая зона снова подходит к Балтийско-Ладожскому уступу подтапливая территорию до 8 м. Во время трансгрессии интенсивно растет Мерикюльская коса, достигая отметок 10 м.

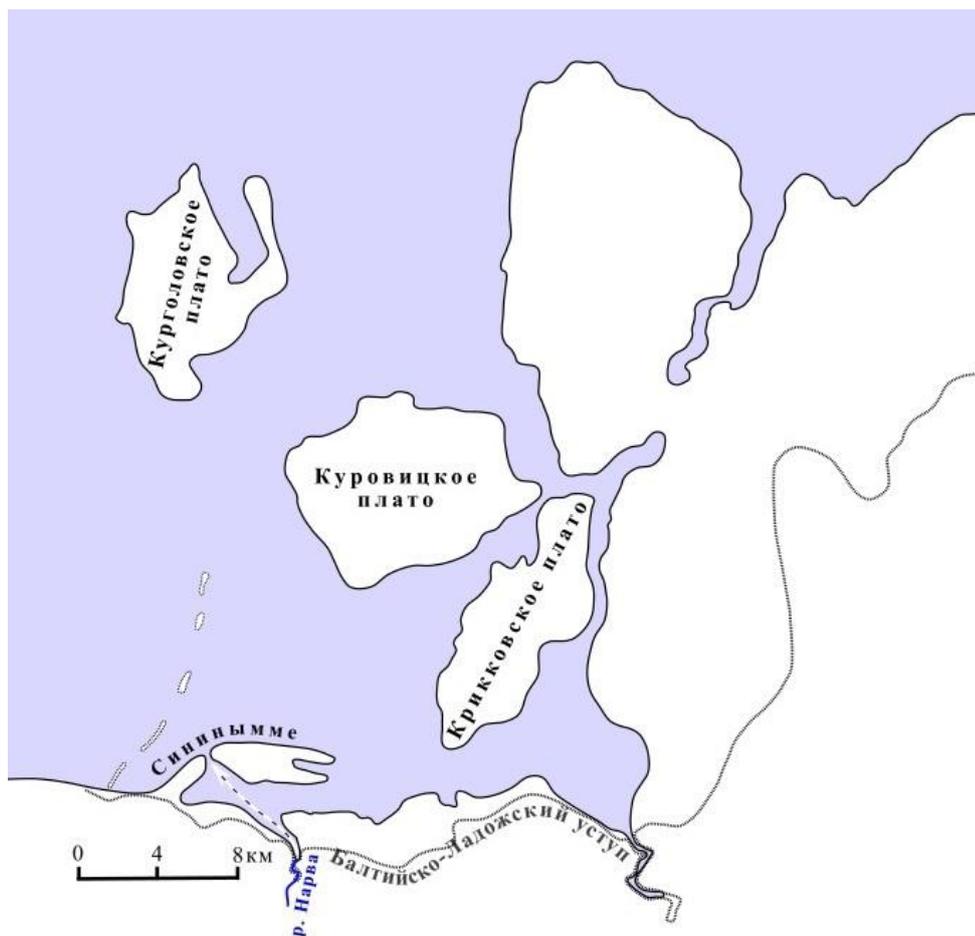


Рис. 24 Расположение береговой линии при максимальном уровне Литориновой трансгрессии, около 7300 кал. л. н. (составлена Летюка Н.И. по данным [Государственная геологическая карта..., 2001, 2021], [Lepland и др., 1996], [Rosentau и др., 2013])

Регрессивная фаза. Регрессия Литоринового моря на территории Наровско-Лужской низменности начинается около 7000 кал. л. н. На начальной стадии понижение происходило интенсивно: за две тысячи лет уровень моря понизился на 6 метров. В центральной части Наровско-Лужской низменности постепенно возникает изоляция обширной слабосоленой лагуны (далее – Литориновая лагуна).

Литориновая лагуна отделялась от Балтики, протяженной Мерикюлькой косой и покрывала центр и север Наровско-Лужской низменности. Ограниченная с юга грядой Сининимме, Балтийско-Ладожским уступом, Крикковским и Куровицким плато. Литориновая лагуна открывалась в Балтику своей северной частью. Получая питание от рек Нарва и Луга на юге, лагуна спускала воду у южной оконечности Кургальского плато в Лужскую губу и Нарвский залив.

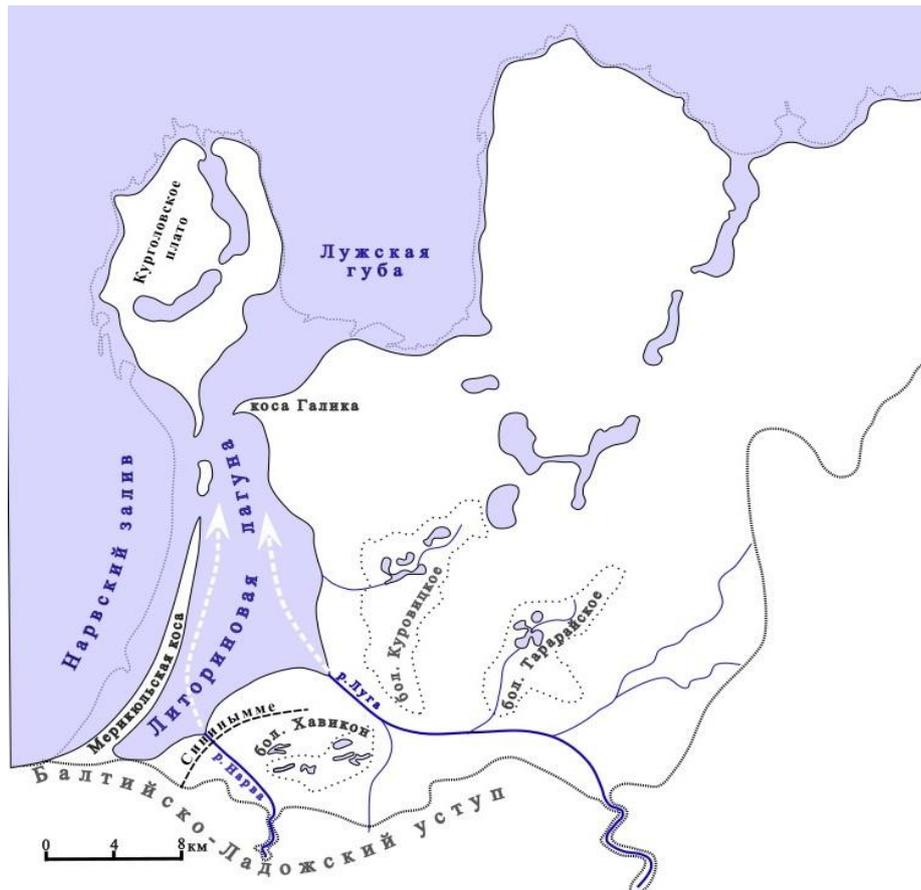


Рис. 25 Акватория Литориновой лагуны 6000 кал. л. н.
Стрелками показаны зоны основных течений

Такое перераспределение водной массы в относительно мелководной лагуне сформировало в её акватории два устойчивых субмеридиональных течения: одно от устья реки Луга (в южной оконечности Крикковского плато), другое от устья реки Нарва (в центральной части гряды Сининимме) (рис. 25).

Эта лагуна существовала до 4860 кал. л. н. (район д. Федоровка) [Rosentau и др., 2013] и 3484 кал. л. н. (район Лекова) [Lerpland и др., 1996].

Стадия Лимниевского моря

На большей части Балтийского побережья Лимниевая стадия проявилась, как регрессивная [Saarse и др., 2010], что вероятно, связано с гляциоизостатическими движениями Балтийского региона, однако на побережье Наровско-Лужской низменности присутствуют признаки трансгрессии [Саммет, 1969], [Якобсон и др., 2001].

Трансгрессивная фаза. Подъем уровня Лимниевского моря продолжался до 3500 л. н. [Саммет, 1969], [Якобсон и др., 2001], [Геология СССР, 1971] На восточном побережье Нарвского залива береговая линия заходила на 300–500 м вглубь материка, и достигала уровня 5–6 м [Suuroja и др., 2009]. В районе Лужской губы отметки уровня находились на 4–5 м выше современных, а береговая линия заходила по долине р. Луги на несколько километров. От восточного побережья Лужской губы береговая линия Лимниевского моря постепенно уходит ниже современного уровня Балтики, располагаясь в прибрежной полосе восточной части Финского залива на глубинах менее 10 м [Государственная геологическая карта..., 2001].

Стадия Миевого моря

Стадия характеризуется регрессией Балтики, продолжающейся и в настоящее время. Снижение уровня на побережье изучаемой территории составляет 7,5 см/100 лет [Rosentau и др., 2012].

Выводы к главе 2

1. Голоценовая история развития Балтийского моря на сегодняшний день хорошо изучена только для стадий балтийских приледниковых водоёмов, Анцилового озера и Литоринового моря. К малоизученным следует отнести время Иольдиевого моря, так как большая часть его маломощных отложений была «переработана» поздними стадиями, что создаёт большой дефицит фактического материала.

Дискуссионными остаются поздние стадии – Лимниевая и Миевая. У первой, в восточной части Балтики, обнаружены признаки трансгрессии. Миевая стадия сих пор не имеет чёткой временной границы и рассматривается лишь небольшой группой авторов в отдельных исследованиях.

2. В работе впервые выполнен обзор всех стадий Балтики на территории Наровско-Лужской низменности. Благодаря геолого-геоморфологической специфике района исследований, здесь мы находим свидетельства присутствия плейстоценовых приледниковых водоёмов и всего «набора» голоценовых стадий Балтики.

3. Территория Наровско-Лужской низменности полностью покрывалась водой на всех стадиях формирования Балтийского моря: Балтийского ледникового озера, Иольдиевой, Анциловой и Литориновой. Во время двух последних стадий, в прибрежных зонах, сформировались береговые образования (Сининимме и Мерикюльская косы), которые впоследствии существенно повлияли на гидрографию речной сети.

В Лимниевое время произошел незначительный (на 2 м) подъем уровня, с подтоплением прибрежных территорий и перестройкой речной сети.

4. В регрессивные фазы, на осушенной территории, вслед за отступающей береговой зоной формировалась речная сеть.

ГЛАВА 3

ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ РЕЧНОЙ СЕТИ НАРОВСКО-ЛУЖСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В ГОЛОЦЕНЕ

3.1 Изученность вопроса

Работ по изучению речной сети Наровско-Лужской низменности проводилось немного. В основном они имели общегеографические цели и рекогносцировочный характер. До конца XIX века были представлены только картографическими работами, где исследуемая речная сеть изображена на картах еще с XV века. Самое большое количество картографических изданий приходится на XIX век.

Первые гидрологические исследования были проведены в начале XX века. С 1898 по 1902 года, Управлением Водных и Шоссейных Сообщений и Торговых портов под руководством инженеров В. Ю. Руммеля и А. В. Силина были произведены комплексные описания «портовых местностей»: приустьевых участков рек Луги и Нарвы вместе с рекой Россонь. Самой Россони было уделено особое внимание, как водному пути, соединяющего две крупные транспортные артерии. На всем протяжении Россони, были выполнены первые научные гидрографические, гидрологические и навигационные описания [Руммель, Силин, 1902].

Позднее, гидрологические исследования проводились лишь на отдельных участках крупных рек Наровско-Лужской низменности.

Река Нарва. Наблюдения за водным режимом нижнего течения реки Нарвы выполнялись с 1902 по 1957 гг. Первыми были организованы гидрологические посты в г. Нарве, районе пристани Кульгу (на левом берегу, в 2,2 км выше Нарвских водопадов) и у Городской водокачки (на левом берегу в 100 м ниже современного моста «Дружба»). С 1923 по 1954 год, напротив ответвления Россони, работал уровневый пост в Нарва-Йыэсуу. С 1946 по 1951 работал уровневый пост Креэнхольм, который располагался на южной оконечности одноименного острова. В 1942 и 1943 года наблюдения выполнялись только на посту Нарва (у городской

водокачки) и на посту в Нарва-Йыэсуу. После постройки Нарвской ГЭС и заполнения Нарвского водохранилища были закрыты посты в Кульгу и в Нарве (в 1957 году).

С 1955 года на гидротехнических сооружениях Нарвской ГЭС работают два гидропоста: на головном сооружении (в устье деривационного канала) и в здании ГЭС. Данные получаемые на этих постах учитывают лишь объем стока, проходящий через сооружения ГЭС. Они могут быть использованы для характеристики стока реки Нарвы только с учетом других расходных частей баланса Нарвского водохранилища и никак не могут быть учтены для характеристики колебания её уровня.

Река Луга. Наблюдения за водным режимом нижнего течения реки Луги выполнялись на нескольких гидрологических постах (таблица 3). [Материалы по режиму рек..., 1940], [Гидрологический ежегодник..., 1936–1976]

Таблица 3

Перечень гидрологических станций (постов) и сроков наблюдений по ним
в нижнем течении р. Луги
(составлена Летюка Н.И. по данным [Материалы по режиму рек..., 1940],
[Гидрологический ежегодник..., 1936–1976])

Расположение гидрологической станции (поста)	Сроки наблюдений
г. Кингисепп	с 14 марта 1916 по 13 марта 1919
	с 28 декабря 1932 по 12 июля 1941
	с 8 апреля 1944 по настоящее время
д. Жабино	с 19 марта 1927 по июнь 1941
д. Федоровка	с 22 ноября 1926 по 1 ноября 1927
устье реки Россонь	с 23 марта 1927 по ноябрь 1927
пос. Большое Куземкино	с 27 марта 1927 по 30 июня 1941
	с 15 марта 1944 по май 1962
д. Струшово	с 1 мая 1925 по 15 марта 1934

Река Россонь. За все время наблюдения за водным режимом Россони выполнялись только на двух гидрологических постах (таблица 4)

Гидрологические станции (посты) и сроки наблюдений на р. Россонь
(составлена Летюка Н.И. по данным [Материалы по режиму рек..., 1940],
[Гидрологический ежегодник..., 1936–1976])

Расположение гидрологической станции (поста)	Сроки наблюдений
деревня Карстала (Каростель)	с 1 августа 1923 по 31 декабря 1943 г. (?)
лужское устье р. Россонь	с 23 марта по ноябрь 1927 г.

В гидрологических ежегодниках имеются данные лишь за 1942 и 1943 года.

*Изученность вопросов формирования и развития речной сети Наровско-
Лужской низменности*

К настоящему времени рассмотрены несколькими авторами в виде кратких и единичных упоминаний.

Руммель и *Силин* рассматривают условия и время развития долины р. Нарвы в районе Балтийско-Ладожского уступа [Руммель, Силин, 1902].

В работе *А. А. Соколова* [Соколов, 1952] приводится предположение о происхождении р. Россонь: «...образование Россони связано с одной из стадий отступления ледника, когда устье Наровы было занято льдами и, воды ее текли, огибая край ледника, по руслу Россони...».

Исаченков [Исаченков, 1967]. делает предположение о значительном сокращении расхода р. Нарвы на протяжении Раннего Дриаса и Пребореала. Произошло это по причине активной гляциоизостазии, и, как следствие – сильного обмеления северной части Чудского озера и трансгрессии его водной массы в южном направлении.

Лепланд [Lerpland и др., 1996] указывает, что во время регрессивной фазы Анцилового озера, р. Нарва, ниже Глинта, плавно поворачивала на восток и протекала вдоль гряды Сининымме, огибая её с восточного края. Прорыв р. Нарвы через гряду Сининымме произошел только в фазу Литориновой трансгрессии.

Во время регрессивной фазы происходит размыв р. Нарвой гряды Нарва-Йыэсуу (Мерикюльской пересыпи) и образования устья в районе озера Вяйкне.

В 2008 году частными организациями ООО «Морское строительство и технологии» и ООО «Чарт Пилот» под руководством *Златопольского А. Р. и Николаевского М. Ю.*, на р Россонь выполнялись инженерно-гидрографические изыскания с целью разработки проекта организации судоходства. В их отчете приводятся попытка палеорекострукции р. Россони, по древним элементам русла (гривам, валам, старицам, косам и затонам).

Rosentau [Rosentau и др., 2013] с соавторами предлагают палеорекострукцию речной сети для времени регрессивной фазы Анцилового озера. Согласно приведенной схеме, р. Луга на большей части территории протекает в пределах современной долины. Южнее Крикковского плато она образует обширную дельту. При этом, часть её рукавов заходит на запад, в район бассейна р. Нарвы, а другая тянется до Лужского залива.

Река Нарва, имеет расположение русла и устье, близкие к современному.

Россонь, как река, еще не существует. На её месте, в районе болота Ривулинна (к юго-востоку от Чертовой горы), находится вытянутое озеро. Его северная оконечность имела протоки в различных направлениях. Одной она была связана с озером Вяйкне, другая через район впадину бол. Кадер уходила в Лужский залив.

3.2 Общая характеристика главных рек Наровско-Лужской низменности

Река Нарва (устар. рус. – *Нарова*, устар. эст – *Алуксе*) берет начало в северной части Чудского озера и впадает в Нарвский залив Балтийского моря.

Бассейн р. Нарвы принадлежит водосбору Балтийского моря и является одним из крупнейших речных бассейнов его восточного побережья. Общая площадь бассейна до строительства водохранилища составляет 56200 км² (длина 380 км, наибольшая ширина 250 км, средняя ширина около 150 км. Густота речной сети от 0,70 до 0,90 км/км². Среднегодовой модуль стока – 7,29 л/с км². Слой стока 230 мм/км² [Ресурсы поверхностных вод..., 1966]. Площадь озер (в том числе искусственных) около 7,5%, болот 6,5%, лесов 15%, пашни и лугов до 65%.

Общая длина реки составляет 77,7 км, в пределах изучаемой территории (от Балтийско-Ладожского уступа до Нарвской губы) – 17,7 км. В нашей работе условно выделяются:

- участок верхнего течения – 16 км от истока (бывшие Омутские пороги),
- среднего течения – от 16 до 60 км от истока (до Нарвских водопадов),
- и нижнее течение (от Нарвских водопадов до устья) – последние 17,7 км.

Средняя ширина русла на *участке верхнего течения* – около 220–230 м, берега низкие и зарастающие, грунт дна твердый, глинистый и супесчаный с большим количеством глыб и валунов. Средняя глубина 2,5–2,7 м, а скорость течения 0,7 м/с.

Участок среднего течения с 1950 по 1956 года был сильно видоизменен в связи со строительством Нарвской ГЭС и создания Нарвского водохранилища длиной 29 км, шириной 13 км, которое образовано за счет подпора плотины Нарвской ГЭС разливом р. Нарвы, и её притоков – р. Плюссы, р. Пяты, р. Кульгу и др. Таким образом, в среднем течении (ниже пос. Отрадное), ширина русла резко увеличивается за счет подтопления низких берегов и составляет в среднем 650–700 м. Глубина варьирует от трех, в начале участка, до шести метров перед Нарвским водохранилищем. Характер дна супесчаный или суглинистый с большим количеством глыб и валунов. Скорость течения падает до 0,3 м/с.

В настоящее время (с 1955 года), река Нарва в районе глинта, от Нарвского водохранилища до Нарвской ГЭС (по ориентирам до 1955 года, это от бывшей пристани Кульгу, до Йоаоргского оврага) течет через деривационный канал Нарвской ГЭС. Канал имеет длину 2135 м, трапециевидное сечение с основаниями в 75 и 20 м, и максимальную глубину до 9,5 м. Канал заканчивается напорным бассейном ГЭС длиной 170 м и с глубиной около 15,0 м. Стенки канала выложены железобетонными плитами [Приказ Федерального..., 2022].

Участок нижнего течения имеет среднюю ширину русла примерно 230–250 м. В районе Глинта (от Нарвских водопадов до Ивангородской крепости) ширина русла от 80 до 100 м, в приустьевой части (о. Каннисаар) – от 330 до 400 м. Средняя глубина от 5,5–5,9 м (у границы глинта), до 3,7–4,5 м, на приустьевом участке. У пристани порта Нарва-Йыэсуу, существует еще искусственное углубление русла, с

отметками от 10 до 17 м. Характер дна от Нарвских водопадов до глинта – твердый и плотный, известняковый, с большим количеством глыб самого известняка, ниже глинта – преимущественно песчаный, реже супесчаный; местами с эрратическими валунами кристаллических пород. Средняя скорость течения ниже водопадов составляет от 0,67 м/с (пост Нарва, 1957 г.) до 0,1 м/с (пост Нарва-Йыэсуу).

Общее падение Нарвы – 29,8 м, которое сосредоточено в основном на двух участках, где река прорезает твердые известковые породы:

- Нарвские водопады – 21,0 м
- Омутские пороги – 6,0 м

Омутские пороги находятся в 12–16 км от истока и в настоящее время (с 1955–1956 гг.), из-за подпора плотины Нарвской ГЭС, представляют собой мелководные участки русла.

Нарвские водопады расположены в 17,5 км от устья, между городами Нарва и Ивангород. В геолого-геоморфологическом отношении они находятся в пределах Балтийско-Ладожского уступа (глинта), где разделены надвое островом Креэнхольм. К востоку от Креэнхольма находится так называемый Креэнхольмский водопад, шириной около 85 м и высотой до 7 м, к западу – Йоальский водопад, высотой 3–6 м и шириной около 40 м. Следует отметить, что длина русла Нарвы от основной линии глинта до Нарвских водопадов около 3,5 км, что говорит о длительной эрозионной деятельности водотока, которая не смогла бы уложиться во временной интервал Голоцена. Это наводит на предположение об унаследовании Нарвой участка древней доледниковой долины.

Современное падение Нарвы в пределах изучаемой территории (на участке нижнего течения) составляет 25,0 м (от головного сооружения (плотины) Нарвской ГЭС до устья). До 1955 года, когда началось строительство Нарвской ГЭС и заполнение Нарвского водохранилища, эта характеристика была существенно ниже (таблицы 4 и 5)

Современный средний, общий уклон – 0,39‰, в пределах изучаемой территории 0,0687‰. До строительства плотины Нарвской ГЭС, уклон нижнего течения Нарвы составлял 0,0439‰ (Таблица 5).

Таблица 5

Падение и уклон нижнего течения реки Нарвы в 2010 году
(составлена Летюка Н.И. по данным [Приказ Федерального..., 2022])

Расстояние от устья (км.)	Отдельные ориентиры (объекты)	Абсолютная отметка в БС (м)	Уклон (‰)
18,2	Плотина Нарвской ГЭС	25,0	
16,1	Нарвская ГЭС	10,0	7,142
16,0	Нижний бьеф Нарвской ГЭС	1,1	89,000
7,0	Устье р. Смолка (Тырва)	0,2	0,100
4,4	д. Кудрукюла	0,2	0,000
0,0	Устье	0,0	0,045

Таблица 6

Падение и уклон нижнего течения реки Нарвы в 1946 г.
(составлена Летюка Н.И. по данным [Гидрологический ежегодник..., 1946])

Расстояние от устья (км)	Отдельные ориентиры (объекты)	Абсолютная отметка в БС (м)	Уклон (‰)
19,7	Пристань Кульгу	20,9	
18,1	Южн.оконечн. о. Креэнхольм	20,66	0,150
17,5	Креэнхольмский водопад	13,0	34,433
14,8	Городская водокачка г. Нарва	0,6	4,592
0,0	Нарва-Йыэсуу	-0,05	0,043

Таблица 7

Падение и уклон нижнего течения реки Нарвы 16 августа 1898 г.
(составлена Летюка Н.И. по данным [Руммель и Силин, 1902])

Расстояние от устья (верст/км)	Отдельные ориентиры (объекты)	Абсолютная отметка (саж./м)	Уклон (‰)
17,0/18,13	Южн. оконечн. о. Креэнхольм	+9,542/+20,36	
14,0/14,9	Городской мост (у крепости)	+0,042/+0,089	6,275
11,0/11,7	В 500 м ниже д. Поповка	-0,022/-0,046	0,042

9,0/9,6	В 500 м выше о. Петровский	-0,032/-0,068	0,010
0,0	Устье	-0,032/-0,068	0,000

Из анализа представленных таблиц следует, что в связи со строительством гидротехнических сооружений Нарвской ГЭС, существенно изменились показатели падения и уклона нижнего течения реки Нарвы (табл. 6). Данные на 1898 г., представленные в таблице 7, из-за неточности нивелирования при проведении работ (как указывают сами авторы), имеют лишь общие, приблизительные, значения.

Водный и урвненный режим реки Нарвы на участке её нижнего течения

В настоящее время р. Нарва имеет «двуступенчатую» зарегулированность стока. В первом случае, эта характеристика обусловлена естественным Псковско-Чудским озером, из которого берет свое начало. А во втором – гидротехническим сооружением Нарвской ГЭС – Нарвским водохранилищем.

Таблица 8

Среднемесячные и среднегодовые значения расходов воды р. Нарва
в створе Нарвской ГЭС с 1955 по 2010 гг.
(составлена Летюка Н.И. по данным [Приказ Федерального..., 2022])

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
Средний	292	308	365	618	598	469	388	344	334	348	362	314	396
Наибольший	652	733	887	1170	1450	983	845	690	743	753	760	813	691
Наименьший	99	103	124	274	257	213	191	180	155	156	144	86	206

В связи с зарегулированностью стока Нарвским водохранилищем и пропуском всего его объема через гидросооружения Нарвской ГЭС, характер нижнего течения Нарвы отличается от того, что был до 1955 года. По этой причине 31.12.1957 г. был закрыт речной пост в г. Нарва (в 15 км. от устья): «...поскольку наблюдения при переменной нагрузке ГЭС не отражают истинного среднесуточного уровня ...» и гидроствор №1 в 1,6 км ниже речного створа «...поскольку при неустановившемся режиме истечения и резко переменной работе ГЭС измерения расхода воды

имеют пониженную точность и по своей величине значительно отличаются от среднесуточных расходов воды, сбрасываемых через ГЭС...».

Вследствие зарегулированности, водный режим Нарвы ниже водохранилища приобрел более «сглаженные» черты, в которых, однако, отчетливо прослеживаются сезонные колебания (Таблица 8).

Как показали *расчетные* значения после 1955 года (с 1956 по 2010 гг.), объем многолетнего стока (Q) уменьшился незначительно:

Таблица 9

Расчетные значения годового стока р. Нарвы в створе Нарвской ГЭС
(до 1955 г. – гидрологического поста Кульгу)
(составлена Летюка Н.И. по данным [Материалы по режиму рек..., 1940] [Ресурсы
поверхностных вод..., 1966], 1966 [Приказ Федерального..., 2022])

С 1903 по 2010 гг.	С 1903 по 1955 гг.	С 1956 по 2010 гг.
Q = 402 м ³ /с	Q = 408 м ³ /с	Q = 395 м ³ /с

Таким образом, средний объем стока за 53-летний период (с 1903 по 1955г.) – около 12,87 км³/год, а после заполнения Нарвского водохранилища он (по расчетам за 54-летний период) уменьшился до 12,46 км³/год (на 13 м³/с). Уменьшение объема стока могло произойти по нескольким причинам связанных со строительством Нарвского водохранилища [Приказ Федерального..., 2022]:

1. безвозвратного водопотребления из Нарвского водохранилища (23,30 млн. м³/год);
2. потерь на испарение с поверхности Нарвского водохранилища (74,6 млн. м³/год);
3. фильтрации в дно Нарвского водохранилища (9,6 млн. м³/год);
4. пропуска воды в старое русло Нарвы (6,4 млн. м³/год).

Учитывая, что все водопотребители, большая доля подземных вод и устье старого русла Нарвы находятся в пределах одного водосборного бассейна, можно предположить, что объем годового стока в приустьевой части реки, изменился ничтожно мало. Единственной бесспорной расходной составляющей являются

затраты на испарение с поверхности Нарвского водохранилища, но они составляют менее 1% от общего объема стока.

Так как в рамках нашей работы мы рассматриваем эволюцию естественных физико-географических условий, происходящих на протяжении голоцена, то мы акцентируем внимание на имеющихся гидрологических и гидрометрических данных полученных до строительства Нарвской ГЭС.

По полноводности Нарва занимает второе, после р. Невы место среди рек, впадающих в Финский залив. Средний расход воды Нарвы (с 1902 по 1962 гг.) равен 408 м³/с (пост Кульгу, г. Нарва).

До строительства Нарвского водохранилища на водном режиме верхнего и среднего течения Нарвы отчетливо отражалось регулирующее влияние Псковско-Чудского озера, доля которого составляет около 80% от всего объема стока Нарвы [Ресурсы поверхностных вод..., 1966], [Гидрологический ежегодник, 1966].

Таблица 10

Средние расходы р. Нарвы по месяцам в период с 1902 по 1962 гг. (пост Кульгу)
(составлена Летюка Н.И. по данным [Ресурсы поверхностных вод СССР.1966г.]

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Средний	280	291	355	645	647	499	410	360	348	366	375	324
Наибольший	534	565	734	1170	1450	983	845	689	677	753	760	813
Наименьший	99	103	124	274	257	213	204	203	190	178	174	86

По этой причине, водный режим Нарвы отличался относительно равномерным распределением стока в течение года. Все сезонные изменения гидрологических характеристик хорошо просматриваются в годографе, но имеют «выположенный», нивелированный, характер. (Таблица 10)

Весеннее половодье. Медленный подъем уровня начинается обычно с конца марта или начала апреля, со времени интенсивного снеготаяния и начала половодья на основных притоках. Во второй декаде апреля отмечается резкий, но непродолжительный (до 10 дней) подъем уровня до полуметра совпадающий с весенним вскрытием всей речной сети. В этом интервале отмечаются максимальные уровневые и расходные показатели годового стока. За пиком

следует зеркальный подъему по продолжительности и интенсивности, спад уровня до показателей начала половодья, который прослеживается до третьей декады мая – первой декады июня.

Летне-осенняя межень. Начинается обычно со второй декады июня до конца сентября. В этот период отмечается относительно равномерное распределение стока с незначительными колебаниями расхода и уровня, которые в большей степени обусловлены количеством осадков или продолжительностью засушливого периода. В целом наблюдается плавная тенденция к снижению водоносности в течение всего периода.

Осенне-зимний период непродолжителен и отчетливо наблюдается лишь с середины октября до третьей декады ноября или первой декады декабря. Он характеризуется незначительным повышением водоносности за счет сезонного увеличения количества атмосферных осадков и снижения испаряемости. В годографе он выражен слабо, что обусловлено регулирующим влиянием Псковско-Чудского озера и поглощением некоторого количества стока, «подсохшими» за летний период, болотными массивами.

Зимняя межень является самым маловодным периодом, когда питание реки осуществляется преимущественно за счет стока из Псковско-Чудского водоема, а из основных притоков – за счет грунтового питания, причем некоторые мелкие притоки, в этот период, могут полностью перемерзнуть, либо пересыхать [Ресурсы поверхностных вод..., 1966].

Таким образом, водный режим приустьевого участка русла Нарвы, в течение всего года сильно искажен влиянием уровневого режима Балтики.

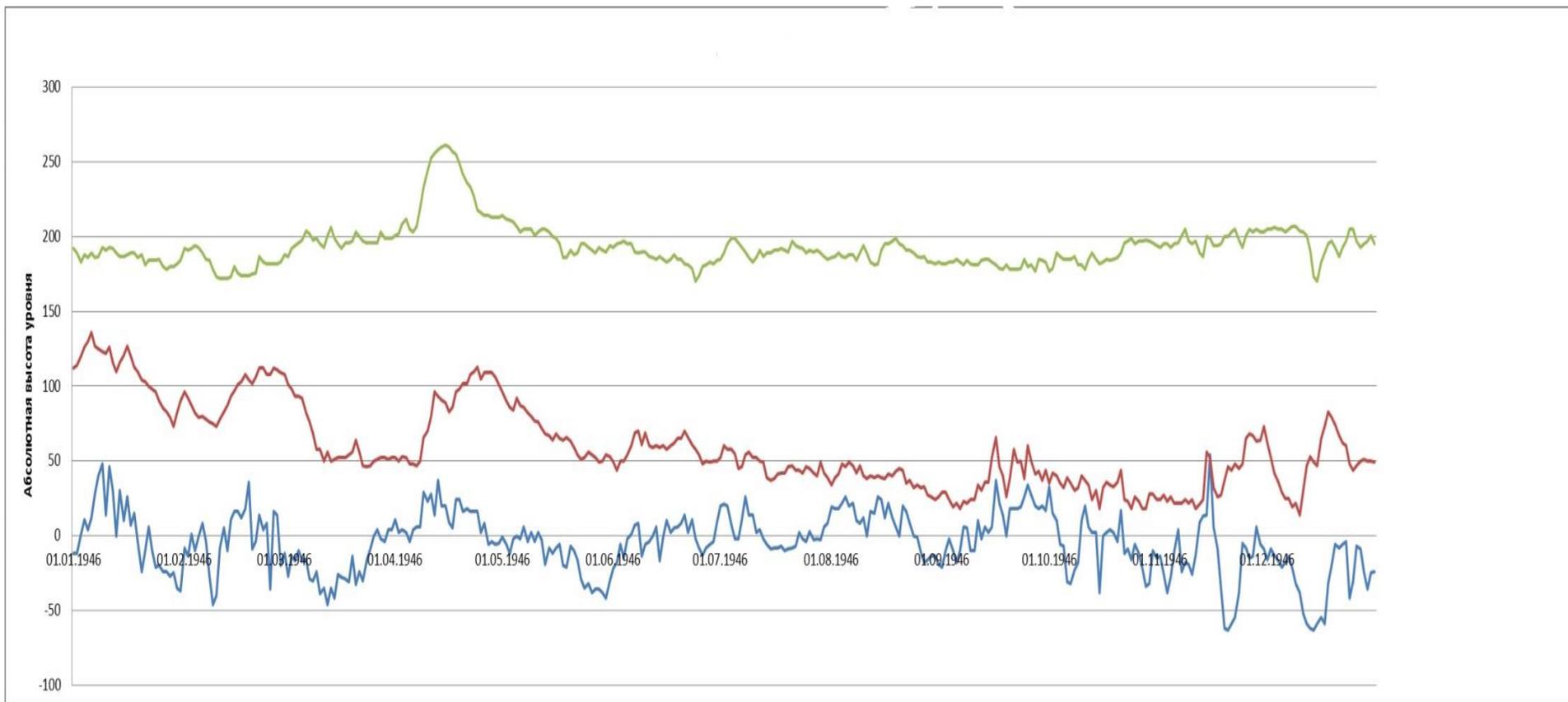


Рис. 26 Соотношение колебания уровней р. Нарвы на участках нижнего и среднего течения в 1946 г.
(составлена Летюка Н.И. по данным [Гидрологический ежегодник..., 1946])

- пост Нарва-Йыэсуу
- пост Нарва (крепость)
- пост Кульгу (выше водопада)

Несколько иной характер водного режима Нарва приобретает на участке своего нижнего течения. Здесь на общую картину накладываются колебания уровня, связанные с подпорными или нагонными явлениями со стороны Балтики. О механизме этих особенностей, будет сказано ниже, в разделе «Климатические условия». Эти явления отмечаются практически на всем протяжении нижнего течения. А точнее до 15 км от устья, где продольный профиль Нарвы резко приподнимается по твердым известняковым породам. Наибольшее влияние на колебание уровня нижнего течения Балтика оказывает в осенне-зимний период и в зимнюю межень. В это время амплитуда колебания уровня в нижнем течении в 3-4 раза выше, чем на участке среднего. Причем, частота колебаний уровня выше в приустьевой части, чем выше по течению. Это объясняется тем, что продвигаясь по руслу, нагонная волна постепенно угасает, растекается по расстоянию и немного сглаживается встречным потоком. В исключительных случаях за счет нагонной волны в нижнем течении Нарвы может даже отмечаться обратный уклон (Рис. 26) [Руммель и Силин, 1902], [Ресурсы поверхностных вод..., 1966].

Река Луга берет начало в Новгородской области. За исток принято начало головного канала из Тесово-Нетельского болота в 1 км. юго-восточнее оз. Самино. Через 353 км она впадает в Лужскую губу Финского залива в районе пос. Усть-Луга. Средний многолетний годовой сток в устье составляет $100 \text{ м}^3/\text{сек}$. Объем стока – $1,75 \text{ км}^3/\text{год}$.

Водосборный бассейн имеет площадь 13200 км^2 , длину – 195 км, наибольшую ширину – 111 км, среднюю ширину – 68 км, густоту речной сети $0,70 \text{ км}/\text{км}^2$.

Бассейн представляет собой низменную, слаборасчлененную равнину, характеризующуюся малым уклоном местности с изобилием западных форм рельефа, только местами встречаются отдельные гряды и группы холмов. Геология на большей части бассейна представлена супесями и суглинками; на исследуемой территории (севернее г. Кингисеппа) преобладают мелкие и средние пески.

Большая часть бассейна покрыта смешанными лесами (62%) (данные на 1972 г.), у селений значительные площади распаханы (27%). Озерность бассейна

составляет всего 2%, Болота занимают до 9% площади бассейна и преимущественно расположены в верховьях и в среднем течении реки.

В верховьях река протекает по болоту. Ширина русла около 2 м, но местами расширяется до 10–40 м. Течение едва заметное. Берега реки ровные, низкие и сильно заболоченные, дно вязкое. Ниже по течению долина реки достигает 300–400 м, русло проходит по ледниковым отложениям Лужской стадии, где принимает ясно выраженные очертания. Ширина реки здесь в межень – 10–25 м, а в период весеннего половодья достигает 300 м, глубина не превышает 1,9 м; дно песчано-илистое. Скорость течения (пост у д. Воронино) составляют при высоких уровнях от 0,65 до 1,68 м/с, а при низких от 0,1 до 0,28 м/с.

Среднее течение условно выделяется на участке от пос. Новое Овсино до г. Кингисеппа. Долина реки имеет трапециевидный профиль и достигает ширины 400–1500 м. Борта долины песчаные, часто крутые, высотой до 10–12 м над межennым уровнем. Русло извилистое, с большим количеством неустойчивых перекатов. В местах пересечения твердых известковых пород, образует порожистые участки (Сабские, Сторонские, Пореченские и Кингисеппские пороги). Средняя ширина русла от 40 до 100 м. В весенние разливы эта величина колеблется от 150 до 400 м, увеличиваясь в расширениях долины до 800 м. Средняя глубина на участке в межень 1,2–1,5 м; в маловодные годы она падает до 0,40 м. Скорости течения при высоких уровнях от 1,70–2,18 м/с, при низких – от 0,10 до 0,30 м/с. (пост с. Киноши).

Нижнее течение начинается от Кингисеппских порогов, где река пересекает Балтийско-Ладожский уступ и выходит в Предглинтовую низменность. Здесь Луга течет по тальвегам между возвышенными участками: вдоль глинта и между Курголовским и Куровицким плато. Долина имеет пологие склоны, выражена плохо и зачастую совпадает с границами самого русла. Возвышение бровок долины над уровнем воды здесь всего 2–3 м. Ширина реки в среднем 250–300 м в приустьевой части увеличивается до 500–550 м. Средняя глубина 2,8–3,5 м. Максимальная – до 10 м (д. Федоровка) Дно песчанистое и супесчанистое, твердое. Русло извилистое, встречаются частые перекааты, которые чередуются с

глубоководными плесами с тихим течением. Местами русло разветвлено заливами и староречьями (д. Пулково, Орлы и Федоровка). Во время весеннего половодья, река выходит из берегов, затопляя большие низменные пространства. Примечательно, что притоки Луги, как правило, впадают в неё под острым углом, прокладывая свой путь вдоль русла по пойменной террасе. Это связано с регулярным замыванием их устьев во время половодья на р. Луге.

Средний общий уклон составляет 0,16‰ при падении 57,0 м. В пределах изучаемой территории эти показатели составляют 0,124‰ и 7,5 м соответственно (Таблица 11)

Таблица 11

Падение и уклон нижнего течения реки Луги
(составлена Летюка Н.И. по данным [Ресурсы поверхностных вод..., 1972])

Расстояние от устья (км)	Отдельные ориентиры (объекты)	Абсолютная отметка в БС (м)	Уклон (‰)
65,0	д. Жуково	12,3	
60,5	г. Кингисепп (крепость Ям)	7,5	1,066
56,5	д. Большой Луцк	1,2	1,575
50,0	д. Жабино	0,9	0,046
45,0	д. Кошкино	0,7	0,040
31,0	д. Федоровка	0,6	0,007
26,0	пос. Куровицы	0,4	0,040
16,0	пос. Большое Куземкино	0,3	0,010
11,0	д. Старое Струпово	0,2	0,020
0,0	устье	0,0	0,018

Большие величины падения и уклона в начале нижнего течения связаны с прохождением реки через известняки Балтийско-Ладожского уступа и выработки долины до стадии порогов (Кингисеппские пороги). Врез русла здесь составляет до 15 м на протяжении 9–10 км, что говорит о продолжительной эрозионной деятельности, которая очевидно была дольше временного интервала Голоцена. Это обстоятельство приводит к предположению об унаследовании рекой Лугой древней доледниковой долины.

Водный и уровненный режим нижнего течения реки Луги. Наблюдения за водным режимом нижнего течения выполнялись на нескольких гидрологических постах на протяжении XX века. [Материалы по режиму рек..., 1940], [Гидрологический ежегодник..., 1936–1976]

Как и все реки Северо-Запада, Луга принадлежит к типу равнинных рек, для которых характерно смешанное питание с преобладанием (свыше 50% от годового стока) снегового. В годовом ходе уровня воды отчетливо выделяются четыре фазы: 1) весеннее половодье, 2) летне-осенняя межень, 3) осенне-зимний период и 4) зимняя межень.

Весеннее половодье в нижнем течении Луги (пост Большое Куземкино) начинается в третьей декаде марта – первой декаде апреля. И продолжается до первой-второй декады мая. Подъем уровня происходит в два этапа различающихся по интенсивности. Первый этап, продолжительностью 5–7 дней характеризуется медленным, в среднем 10–12 см/сутки подъемом уровня. Вторым этапом, продолжительностью от 3 до 5 суток, характеризуется резким подъемом уровня со средней скоростью 60–80 см/сутки. Максимальные отметки подъема над меженим уровнем за многолетний период (с 1945 по 1954 гг.) составляют 1,7 – 2,2 м в отдельные годы (1944, 1946, 1951) – до 3 м. Вскрытие происходит в конце первого этапа за пару дней до резкого подъема уровня, который сопровождается густым ледоходом. Пик уровня краткосрочен и держится несколько часов. Суточная амплитуда пикового уровня может составлять до 30 см (1950 и 1953). Спад обычно происходит более интенсивно, чем подъем: в первые сутки (в отдельные годы это происходит в считанные часы) уровень резко снижается на 1,0–1,5 м. Затем, на протяжении полутора-двух недель он ступенчато, реже – ритмично, снижается со средней интенсивностью 5–8 см/сутки.

Летне-осеннюю межень на участке нижнего течения выделить сложно, так как здесь отмечается сильное влияние ритмичных подпорных и сгонно-нагонных явлений со стороны Балтики, которые прослеживаются на несколько десятков километров вверх по течению. В г. Кингисепп (в 60 км вверх по течению от устья) эти явления уже не отмечаются и график уровня имеет более равномерный

характер, при этом следует отметить, что здесь за период наблюдений на «режим уровня влияет работа ГЭС, расположенной в 2 км выше водопоста...» [Гидрологический ежегодник..., 1956, 1957]. Сгонно-нагонные и подпорные явления вызывают резко неустойчивое положение уровня реки. Особенно отчетливо эти колебания прослеживаются на последних 20–25 км русла. Амплитуда составляет от 0,2–0,5 м до 0,8–1,0 м, продолжительностью от полутора суток до одного месяца. Примечательно, что колебания уровня Луги хорошо синхронизированы с колебаниями уровня приустьевое участка р. Нарвы [Летюка, 2014].

Если брать независимые от влияния колебаний уровня Балтики показатели (гидропост г. Кингисепп), то летне-осенняя межень обычно наступает в начале – середине июня и заканчивается в октябре. Этот период характеризуется незначительными колебаниями уровней. Наименьшие уровни отмечаются в июле, августе, реже в сентябре; средняя продолжительность стояния их – от двух до трех недель. Несколько раз в год межень может быть нарушена дождевыми паводками, которые обычно отмечаются в августе – октябре. По высоте подъема уровня эти паводки значительно ниже снегового, а по объему стока не превышают 50% от величины весеннего половодья.

Осенне-зимний период устанавливается в первой декаде октября и продолжается до конца ноября – середины декабря. В это время на участке нижнего течения реки отмечается ритмичное повышение уровня на 0,4–0,6 м над меженным. Это связано с сезонным перестроением атмосферной циркуляции: углублением барических систем, усилением силы ветра, снижением температуры воздуха, а вместе с ним увеличением влажности и снижением испаряемости. Эти явления сопровождаются увеличением количества жидких осадков, увеличивающих объем стока, и, усилением степени сгонно-нагонных и подпорных явлений в акватории Балтики.

Зимняя межень устанавливается обычно со второй декады декабря. Наиболее ранние сроки приходятся на конец октября, начало ноября, наиболее поздние – на январь. С этого же времени устанавливается ледостав. Средняя продолжительность

межени изменяется от 80 до 100 дней. Общий уровень зимней межени, в нижнем течении Луги выше, чем в летне-осенний период. Это может быть связано с частыми оттепелями, обусловленных прохождением теплых и влажных циклонов и с согревающим действием близко расположенной акватории Финского залива. Колебание уровня в этот период также в большей степени зависит от колебания уровня Балтики.

Река Россонь берет начало от реки Нарвы и впадает в реку Луга [Летюка, 2015]. Её русло ответвляется от приустьевого участка реки Нарвы в 0,3 км от её устья, и, прорезая Лужско-Наровский водораздел, впадает в нижнее течение реки Луга, в 25 км от Лужской губы. Длина реки 26,8 км. Средний расход (пост у ДОЛ «Россонь» [Навигационные исследования..., 2008]) – 13,2 м³/сек, объем стока около 0,4 км³/год.

Водосборный бассейн (рис. 27) располагается в Кингисеппском районе Ленинградской области и имеет площадь 56,35 км², наибольшую длину – 16 км, наибольшую ширину – 6,5 км, среднюю ширину – 3,5 км, густоту речной сети – 0,77 км/км². В геоморфологическом отношении он представляет собой низменную равнину с абсолютными отметками основной поверхности до 6–7 м, которая сложена преимущественно морскими и озерно-ледниковыми отложениями песчаного, реже супесчаного состава. Вдоль западной границы бассейна тянется холмисто-рядовой комплекс береговых образований Балтики с средними высотами от 10 до 20 м (до 32,4 м на западной окраине болота Кадер), образованный мелкими, хорошо сортированными морскими и эоловыми песками. Значительная территория бассейна покрыта сосновыми и смешанными лесами, доля которых составляет свыше 45% от общей площади. Болота и заболоченные леса занимают обширные пространства – до 25,5%. Озера – от 1 до 2%. Луга и пашни – 22,2% [Летюка, Субетто, 2019].

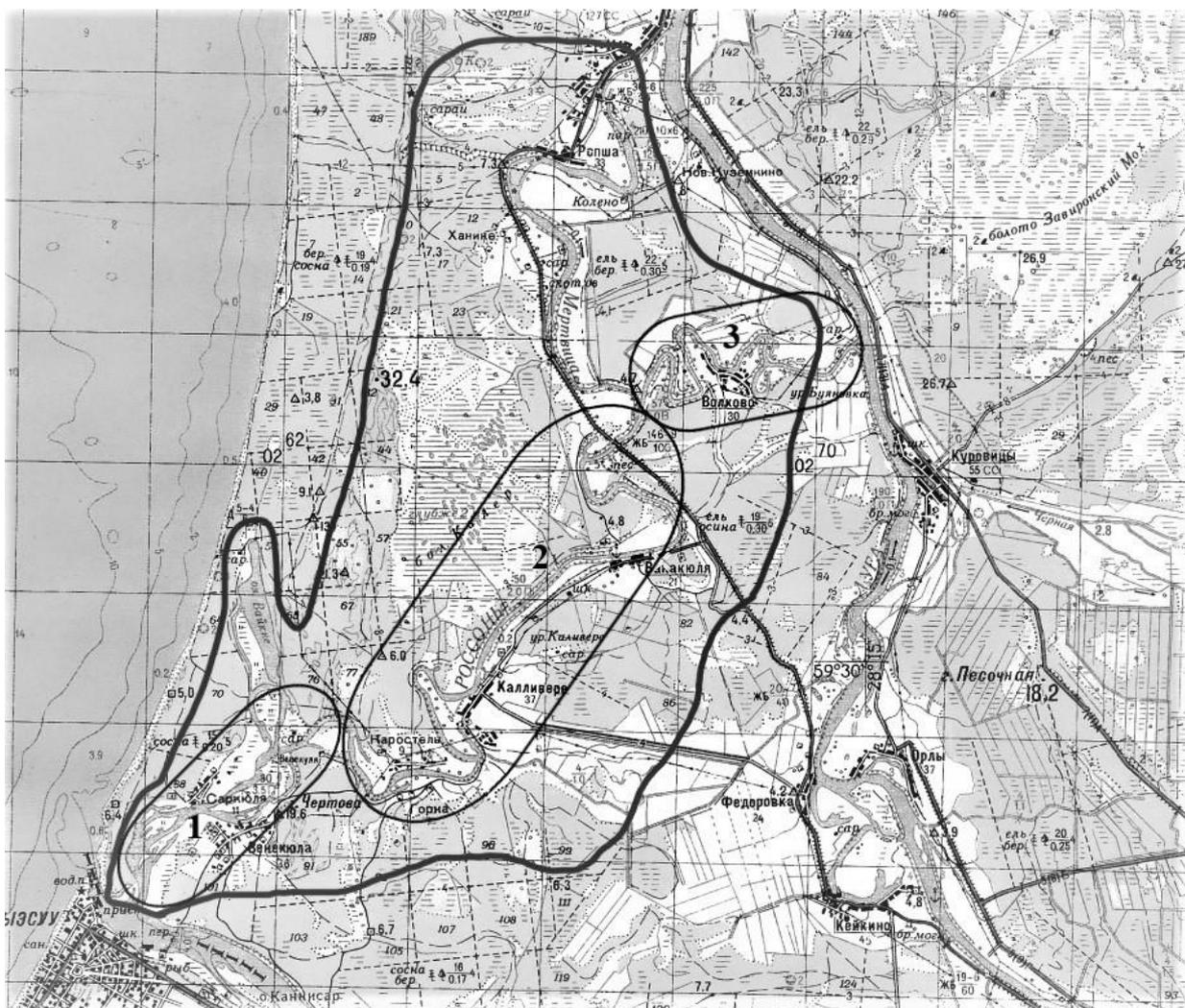


Рис. 27 Граница собственного водосборного бассейна р. Россони
 Цифрами обозначены участки течения: 1 – Принаровский; 2 – Средний; 3 – Прилужский
 (составлена Летюка Н.И. по данным [Топографическая карта...1989])

Продольный профиль Россони, согласно картографическим материалам, имеет крайне незначительное падение – всего 0,2 м [Топографическая карта..., 1989] в нарвском направлении, что согласуется с базовым изданием по гидрогеографическому описанию рек и озер «Ресурсы поверхностных вод СССР». В соотношении с длиной реки (26,830 км), уклон составляет всего 0,007‰.

Согласно полученным нами нашим расчетам за период 1945–1954 гг., уклон имеет противоположное – лужское направление и составляет всего 0,005‰ [Летюка, 2015].

Такая геометрия продольного профиля, а также специфика географического положения истока и устья Россони обусловили особый характер течения этой реки:

- Средняя скорость потока не превышает 0,1–0,2 м/с в меженный период. В период половодья или нагонных явлений эти показатели достигают 0,5–1,0 м/с [Предпроектные проработки..., 2008].

- Направление течения может меняться на противоположное, если абсолютный уровень в устье превышает абсолютный уровень в истоке. Реверсирование потока происходит за очень короткое время (1–2 суток) и продолжается в среднем около 25–30 суток в течение года, из которых 20–25 суток приходится на весеннее половодье.

На протяжении реки, по морфометрическим и палеогеографическим аспектам, отчетливо выделяются три участка течения (рис. 27): Принаровский, Средний и Прилужский. Рукав Мертвица рассматривается отдельно.

Принаровский участок выделяется от реки Нарвы до Белых берегов (места, где Россонь прорезает древний холмисто-грядовый комплекс береговых образований Балтики, к востоку от озера Вяйкне (Тихое)). Его протяженность составляет около 4,5 км. Средняя глубина 1,7–2,2 м. Максимальная – 7,3 м (в 872 м вверх по течению от пристани Саркуль) [Навигационные исследования..., 2008]. Первые 500–700 м от Нарвы средняя глубина значительно больше – 2,5–2,7 м и сравнима с отметками приустьевой части реки Нарвы. Ширина русла 70–75 м, местами достигая 100–120 м. Берега на этом участке преимущественно низкие, отмельные, заболоченные и интенсивно зарастающие, с неширокой поймой низкого уровня. Пойма высокого уровня, наоборот – занимает значительные площади, заболочена, изрезана рукавами, которые разделены прерывистыми грядистыми повышениями. Южную оконечность озера Вяйкне подрезает единственное на этом участке, старичное озеро, ранней стадии зарастания. Долина на этом участке выражена слабо и имеет трапецевидное сечение. Её ширина в среднем составляет 850–900 м, в районе озера Вяйкне (Тихое) достигает 1300 м. Склоны сильно выположены и с трудом распознаются в ландшафте. Их средняя относительная высота не превышает 3–5 м.

Средний участок расположен от Белых берегов до места ответвления протоки Мертвицы, проходит через Лужско-Наровскую водораздельную равнину. Его длина 15 км. Средняя глубина 1,9–2,3 м. Максимальная – 8,8 м (в устье затона у

фермы Калливере)) [Навигационные исследования..., 2008]. Русло на этом участке суживается до 45–50 м. Берега преимущественно низменные, приглубые, без заболачивания, зарастающие кустарником и гидрофильной травянистой растительностью. Пойма низкого уровня узкая и выделяется с трудом. Пойма высокого уровня выделяется лишь местами: в районе д. Каростель, д. Калливере и д. Ванакюля.

Русло на этом участке ограничено меандрирует. На отдельных изгибах от него ответвляются единичные затоны, средней и поздней стадии зарастания, и, с устьем в нарвском направлении. Единственное старичное озеро находится в районе д. Ванакюля. Оно характеризуется значительной площадью и поздней стадией зарастания.

На полуторакилометровом участке между деревнями Калливере и Ванакюля, русло совершенно прямое. Берега и долина сужены, их относительные отметки завышены. Отчетливо наблюдаются признаки донной эрозии. Очевидно, что на этом расстоянии Россонь пересекает Лужско-Наровский плакор.

Долина здесь хорошо выражена. Она имеет трапециевидное, реже прямоугольное сечение. Ширина – до 400–450 м. Минимальная ширина – до 250 м, отмечается на упомянутом Калливере-Ванакюльском участке, максимальная (1400 м) – в районе д. Ванакюля. Высота бортов варьирует от 3 до 5 м. Местами выделяются террасы с относительной высотой до 2,5–3 м.

Прилужский участок Россони проходит от места ответвления Мертвицы до устья в реке Луге. Его протяженность равна 7,3 км. Он имеет наибольшую извилистость по сравнению с Принаровским и Средним, $K_{изв}=2,14$. Предположительно, это самый молодой отрезок, сформировавшийся после перехвата Россони как раз в месте нынешнего ответвления от неё протоки Мертвицы [Летюка, 2015]. Ширина русла 45–50 м. Средняя глубина 2,5–2,7 м. Берега обрывистые, высотой до 3 м, зарастающие кустарником и гидрофильной травянистой растительностью, приглубые. Низкая пойма слабовыраженная и местами отсутствует. Пойма высокого уровня не выделяется. Долины нет, русло проходит по низменной (абсолютные отметки ниже 4,0 м) слабоволнистой

равнине, сложенной озерно-ледниковыми и морскими отложениями. Местами присутствуют небольшие рукава поздней стадии зарастания с устьем в нарвском направлении. К востоку от д. Волково по обоим берегам, друг напротив друга, расположены два разновозрастных старичных озера.

Мертвица. Отдельно необходимо рассмотреть протоку Мертвицу. Её длина 10,2 км. Ширина сильно варьирует от 7–8 м на крайних (приустьевых) участках, до 75–80 м (местами 100–120 м) в «среднем течении». Такой десятикратный разброс связан, по-видимому, с эпизодическим замыванием русла во время подъема уровня в Луге и Россони. При этом водная масса, проникающая в Мертвицу, резко теряет скорость и происходит осаждение аллювия. Максимальные глубины на узких участках достигают 1,8–2,0 м, на широких – 1,3–1,5 м. Берега обрывистые, высотой до 2–3 м интенсивно зарастающие древесной, кустарниковой и гидрофильной травянистой растительностью. Пойма низкого уровня заболочена, местами достигает ширины 200–230 м, высокого уровня – узкая, зарастающая, выделяется с трудом. На всем протяжении широко развито заболачивание и зарастание русла. Поверхностное течение едва заметное. Долина трапециевидная и ассиметричная: склоны её хорошо выражены на западном берегу и с трудом выделяются на восточном. Ширина её варьирует от 300–400 м (д. Ханике) до 1,0–1,3 км (пос. Ропша).

Русловые процессы на реке Россонь, за последние 400 лет не имеют существенной динамики. На это указывает анализ имеющихся старых картографических источников. Практически все нынешние излучины, затоны и старицы можно найти на картах еще XVII века [Географический атлас..., 1827]. Такой факт может быть объясним кратковременностью русловых процессов, которые активизируются только во время «спуска» полых вод из Луги в Нарву. Этот период, по нашим расчетам, [Летюка, 2015] продолжается около месяца, причем максимальные показатели расхода проходят всего за несколько дней (!). Все остальное время – течение Россони ничтожно мало, а временами даже отсутствует. Таким образом, из 12 месяцев в году, русловые процессы активизируются лишь в течении двух-трех недель, что в 17–26 (можно усреднить

до 20) раз меньше, как если бы расход Россони оставался постоянным. В этом, по-видимому, и кроется причина ошибочного представления о направлении основного течения Россони (из Луги в Нарву), так как основные признаки направления течения (устья затонов, притоков, геометрия отмелей и т.п.) образуются в этот короткий, но интенсивный период. А основное течение из Нарвы (за остальные 11 месяцев) совершает несоизмеримо меньшую эрозионно-аккумулятивную работу. Причиной тому является ничтожный уклон и скорость течения, уровень эрозионной работы которых он может быть выявлен только сверхточными гидрометрическими методами.

Меандрирование русла Россони хорошо выражено на всем её протяжении. Общий коэффициент извилистости составляет 1,89. На Принаровском участке отчетливо просматривается незавершенное меандрирование, при котором развитие излучины прерывается до достижения ею формы петли, вследствие образования спрямляющего потока. Отделенная таким образом излучина постепенно заносится аллювием и превращается в затон с устьем в направлении течения. Этот тип руслового процесса развивается на участках с хорошо затапливаемой поймой. В районе озера Вяйкне (Тихое), в близости от холмисто-рядового берегового комплекса отмечается свободное меандрирование с образованием крупной петли омеговидной старицы.

В начале Среднего участка наблюдаются сложные меандры, как со свободным, так и с неполным меандрированием. От д. Калливере до д. Ванакюля, как уже указывалось, русло спрямляется, пересекая наивысшие отметки Лужско-Наровского водораздела. Последние километры Среднего участка русло имеет преимущественно незавершенное меандрирование.

Прилужский участок на всем протяжении имеет ярко выраженное свободное меандрирование с образованием крупных заваленных излучин с шагом около километра и шпорой от 450 до 900 м.

Водный и урвненный режим реки Россонь находится в прямой зависимости от водных режимов рек Нарвы и Луги. Сравнительный анализ суточного, сезонного и многолетнего изменения уровней этих двух рек показывает их четкую

синхронизацию. Особенно хорошо это просматривается в тенденциях, связанных со сгонно-нагонными или подпорными явлениями в Финском заливе. В этом случае точность совпадения графика измеряется временем одних суток. Так, например, подъем уровня в реке Луга (на посту Б. Куземкино) за счет нагонных и подпорных явлений со стороны Балтики запаздывает по сравнению с наровским уровнем (пост Нарва-Йыэссу). Происходит это из-за задержки южной части нагонной волны у восточного берега Нарвского залива (так называемой Нарвской стенки) и Лужскую губу она заходит с небольшим запозданием [Предпроектные проработки..., 2008]. Кроме того, устье Россони удалено на 25 км от Финского залива, и задержка подъема лужского уровня по сравнению с наровским вполне закономерна [Летюка, 2014]. В целом, недельный и месячный ход графика у Нарвы имеет более плавный (в среднем на $\pm 3-5$ см.) характер по сравнению с лужским.

Сезонная корреляция колебаний уровней Луги и Нарвы имеет несколько меньшую точность, связанную с физико-географическими различиями их водосборных бассейнов, хотя в общем виде они малозаметны. Пиковые показатели совпадают с точностью до суток – полутора. Незначительные различия отмечаются в продолжительности периодов: у Нарвы они обычно длятся дольше на несколько суток.

Явные различия отмечаются в абсолютной высоте уровней Нарвы и Луги на участке ответвления от них реки Россонь. Большую часть года (320–330 дней) уровень Нарвы (пост Нарва-Йыэссу) на 13–15 см выше уровня Луги (в месте впадения в неё р. Россони) [Летюка, 2015]. Только во время весеннего половодья уровень Луги существенно превышает наровский в среднем на 150 см (зарегистрированный максимум в 1946 г. составил 271 см). В течение года, лужский уровень может незначительно (на 10–15 см) и непродолжительно (до 1–1,5 суток) превышать наровский за счет дождевых паводков.

В гидрологических ежегодниках доступны данные лишь за 1942 и 1943 года, которых недостаточно для полной и объективной характеристики водного режима Россони. Для этого нами был выполнен расчет уровней за десятилетний период (с 1945 по 1954 года) в истоке и устье Россони по имеющимся данным с ближайших

к ним гидрологических постов рек Нарвы и Луги. Полученные данные были использованы для расчета среднего уровня, падения, величины и направления уклона, а вместе с ними и направления течения Россони [Летюка, 2015].

Таким образом, в соответствии с соотношением водных режимов рек Луги и Нарвы, в водном режиме Россони выделяются также четыре периода: Весеннее половодье, Летне-осенний период, Осенне-зимний период и Зимняя межень.

Весеннее половодье на Россони начинается в конце марта – начале апреля с момента проникновения в неё лужских полых вод, что почти совпадает с началом и характером половодья на самой Луге. В это время абсолютный уровень в Луге сначала постепенно, потом резко, растет и начинает превышать нарвский в среднем на 1,5 м, в отдельные годы (1946, 1948, 1951) почти на 2–3 м. Образовавшийся уклон в нарвском направлении вызывает реверсирование направления течения Россони из Луги в Нарву. Одновременно с началом половодья происходит вскрытие, ледоход запаздывает на 5–7 дней и начинается в период резкого и максимального подъема уровня. Скорость течения возрастает в среднем до 0,5–1,0 м/с. Россонь выходит за пределы своего русла и заливает нижнюю пойму. Расчетный расход достигает 190–200 м³/с – половину от среднегодового расхода Наровы и двукратный от среднегодового расхода Луги.

Временами расход может достигать катастрофических значений. Происходит это во время заторных явлений на реке Луге ниже впадения в неё реки Россонь. В этом случае весь поток лужских полых вод устремляется в Россонь. Объем воды, который Луга несет в этот период, может достигать 1500 м³/с (1926 г.) [Ресурсы поверхностных вод..., 1972] и более.

В короткий (2-3 суток) период максимальных расходов Россони, существенную динамику приобретают эрозионно-аккумулятивные процессы. В эти дни, за последние 200 лет, произошло спрямление русла с образованием трех затонов на Принаровском участке. Немного раньше произошел прорыв перешейка омеговидной старицы к югу от озера Вяйкне. На Среднем участке, за это время, существенных изменений не произошло: эрозионно-аккумулятивная деятельность проявилась лишь в незначительном росте меандра между деревнями Каростель и

Калливере. На Прилужском участке произошел несущественный рост меандр и образование старичного озера с восточной окраины д. Волково. Иногда за такой короткий период, эрозионно-аккумулятивная деятельность приобретает огромные масштабы [Летюка, 2015].

Спад пика половодья наступает согласно со спадом пикового уровня в реке Луге – в течение одних суток. Основной уровень половодья постепенно снижается до второй-третьей декады мая.

Летне-осенний период начинается с конца мая и продолжается до конца сентября – начала октября. Уровень Луги опускается на 12–14 см ниже нарвского и направление течения меняется на лужское. Из-за ничтожного уклона, скорость течения значительно падает, а временами – прекращается. Этому дополнительно способствует интенсивное зарастание прибрежной части русла.

Колебание уровня в значительной степени обусловлено уровневыми тенденциями Финского залива. С середины июля – начала августа Уровень Россони начинает медленно повышаться. Это происходит либо за счет сезонного увеличения количества осадков, либо за счет усиления динамики атмосферной циркуляции.

Осенне-зимний период устанавливается в конце сентября – начале октября и продолжается до конца ноября – середины декабря. Он характеризуется неравномерным (ритмичным) повышением уровня в среднем на 40–50 см. Течение сохраняет лужское направление. Однако согласно уровневым расчетам, временами (на сутки, реже двое) отмечается уклон с сторону Нарвы. Изменение направления течения за такое короткое время, на наш взгляд, не происходит из-за большой инерции двадцатисемкилометрового потока живого сечения.

Общее повышение уровня Россони связано, прежде всего, с сезонным перестроением атмосферной циркуляции. В осенне-зимнее время происходит углубление барических систем. Это сопровождается изменением направления (преимущественно на западное) и усилением ветра, увеличением количества жидких осадков, снижением испаряемости, усилением степени нагонных и подпорных явлений в акватории Балтики.

Зимняя межень начинается с середины – конца декабря и продолжается до весеннего половодья. Средняя продолжительность 80–100 дней. С этого времени начинается и ледостав. Течение сохраняется в лужском направлении. Причем, если уровень Луги имеет общий тренд к снижению, то уровень Нарвы, в общем плане, меняется в сторону снижения относительно незначительно, что влечет постепенное увеличение уклона в лужском направлении. В детальном плане, Луга и Нарва в течение всего периода, отражают колебания уровня Балтики, которые передаются на уровневый режим Россони.

Опасные явления на реке Россонь. Из опасных гидрологических явлений, на р. Россонь имеет место *катастрофический сброс полых вод* из р. Луги по руслу Россони во время ледового затора на р. Луге, возникшего ниже устья Россони. Согласно нашим расчетам [Летюка, 2015] – расход Россони в этот период может четырехкратно превысить нарвский (в 1926 г на гидрологической станции г. Кингисепп зарегистрирован расход 1500 м³/с [Ресурсы поверхностных вод..., 1972]). С учетом площади поперечного сечения долины Россони, подтопленными окажутся все населенные пункты, находящиеся в её пределах. Хозяйства на поймах низкого и высокого уровней, будут полностью разрушены. Берега русла, образованные преимущественно песчаным материалом, и неустойчивые к речной эрозии, могут сместиться на десятки метров, что может повлечь разрушение объектов инфраструктуры (у д. Горки, фермы Калливере, д. Ванакюла), части поселений (д. Волково, д. Ванакюла, д. Каростель).

Следы катастрофического спуска вод по Россони обнаруживаются на её Принаровском участке, поблизости от которого имеется древнее русло Нарвы (Ривулинна), проходящее от д. Горки, на юг до р. Наровы. Южный край этого русла забит аллювием до высоты 4 м, а выход из него образован несколькими узкими и глубокими эрозионными долинами, образующими дельту, открывающуюся на д. Венекюла. Весьма вероятно, что в прошлом, здесь неоднократно проходил мощный водный поток с северного направления (из Россони) [Летюка и др., 2017]. Кроме этого, есть прямое свидетельство о катастрофическом половодье на

Россони, в 1845 году, когда в д. Саркюла было смыто свыше 1,5 га берега высотой до 8 м [Рацевич, 2007].

Кроме катастрофического половодья, опасность на р. Россони могут представлять *нагонные наводнения*. Как правило, они затрагивают лишь Принаровский участок Россони. Возникают они вследствие ветров западных направлений с открытых акваторий Балтийского моря, когда в Финский залив заходит нагонная волна. В Нарвском заливе, где путь ей преграждает Курголовский полуостров с Кургальским рифом. Если в этом случае нет попутного ветра, то волна распространяется лишь под действием силы инерции и вызывает подъем уровня до полутора метров. Если присутствует сильный попутный ветер, то высота нагонной волны существенно повышается, вызывая устье реки Нарвы подъем уровня до 200–250 см [Предпроектные проработки..., 2008]. В таком случае происходит затопление причалов и низкой поймы (д. Саркуль, д. Венкуль, д. Каростель, ДОЛ Россонь), дорог (участок шоссе у возв. Чертова гора) и размывание берегов (южного края Мерикюльской пересыпи, ур. Белые берега, между ДОЛ Россонь и д. Горки).

3.3 Методы палеорекострукции речной сети Наровско-Лужской низменности

В ходе палеорекострукции речной сети, применялся ряд специфических методов физико-географических исследований. Были использованы: картографический, аэрокосмический, сравнительно-географический, математический, исторический и геоморфологический.

Картографический метод

Использование картографических материалов широко применялось при реконструкции речной сети.

В качестве источника геолого-геоморфологической информации применялась Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000

Издание второе Серия Ильменская Лист О-35-V (Кингисепп). Электронные изображения карт дочетвертичных и четвертичных отложений помещались в базовый слой векторного графического редактора Inkscape, и выполнялось построение речной сети по областям распространения древних аллювиальных отложений. Кроме того, тем же способом, с добавлением топографических карт, выстраивались тальвеги на изучаемой территории, с коррекцией на зоны распространения погребенных доледниковых речных долин.

С топографических карт Генерального Штаба СССР, масштаба 1:50000 получали информацию об отметках урезом озер и рек, абсолютных высот, мощности торфа крупных болот

Большую пользу при палеорекострукции речной сети позднего времени, мы получили при изучении серии архивных карт. В настоящее время на веб-сайте «Это место» в свободном доступе имеются электронные копии картографических материалов изучаемой территории с конца XVII до второй половины XX века.

С их помощью, сравнительно-географическим методом, были описаны изменения гидрографии речной системы НарваРоссоньЛуга за последние 200 лет. Получена информация гидрографии верхнего среднего участков течения р. Нарвы, которые в настоящее время скрыты Нарвским водохранилищем;

Аэрокосмический

Метод широко использовался для:

- выявления древних речных русел, протоков и стариц;
- выявления и пространственного положения прирусловых валов, гривистых пойм, древних речных кос и островов;
- морфометрии географических объектов.

Сравнительно-географический

Применялся в составе с другими методами для выявления отличительных особенностей элементов предмета изучения.

- Гидрологических особенностей рек Нарвы и Луги;
- генезиса речных долин в районе Балтийско-Ладожского уступа;
- изучения интенсивности эрозионных процессов р. Россонь.

Математический

В случаях, когда не доставало справочной информации о гидрологических характеристиках рек, нами применялись математические расчеты по данным с гидрологических станций и постов. Таким образом, были рассчитаны:

- многолетние колебания уровня приустьевой части р. Нарвы;
- многолетние колебания уровня р. Луги в районе впадения в неё р. Россонь;
- направление течения р. Россонь;
- максимальный уровень нагонного подъема уровня р. Россонь;
- максимальный расход р. Россонь при катастрофическом половодье.

Исторический

Исторический метод был применен для объяснения причин:

- недостаточной научной изученности речной сети района исследований;
- происхождения современного устья р. Нарвы

Геоморфологические

Широко применялись для выявления недостающих, либо для подтверждения имеющихся сведений по элементам рельефа их генезиса и возраста.

Морфологический метод применялся при выявлении и дифференциации различных форм рельефа:

- морских и речных террас;
- древних береговых образований;

- погребенных речных долин.

Морфометрический метод применялся для получения количественных характеристик элементов предмета исследований. Как в полевых условиях, так и по имеющимся источникам.

При помощи морфометрического метода были получены:

- высоты уровней голоценовых трансгрессий Балтики;
- границы распространения акватории Балтики по территории Наровско-Лужской низменности;
- тальвеги речных долин;
- интенсивность эрозионной деятельности системы Нарва-Россошь-Луга;
- гидрологические характеристики р. Россошь

Анализ геологической обстановки рельефообразования был применен для выявления:

- генезиса речных долин
- зон распространения погребенных доледниковых речных долин
- зон распространения современных и древних аллювиальных отложений
- возраста аллювиально-аккумулятивных форм рельефа.

В ходе исследований были выполнены полевые работы на двенадцати ключевых участках (рис. 28):

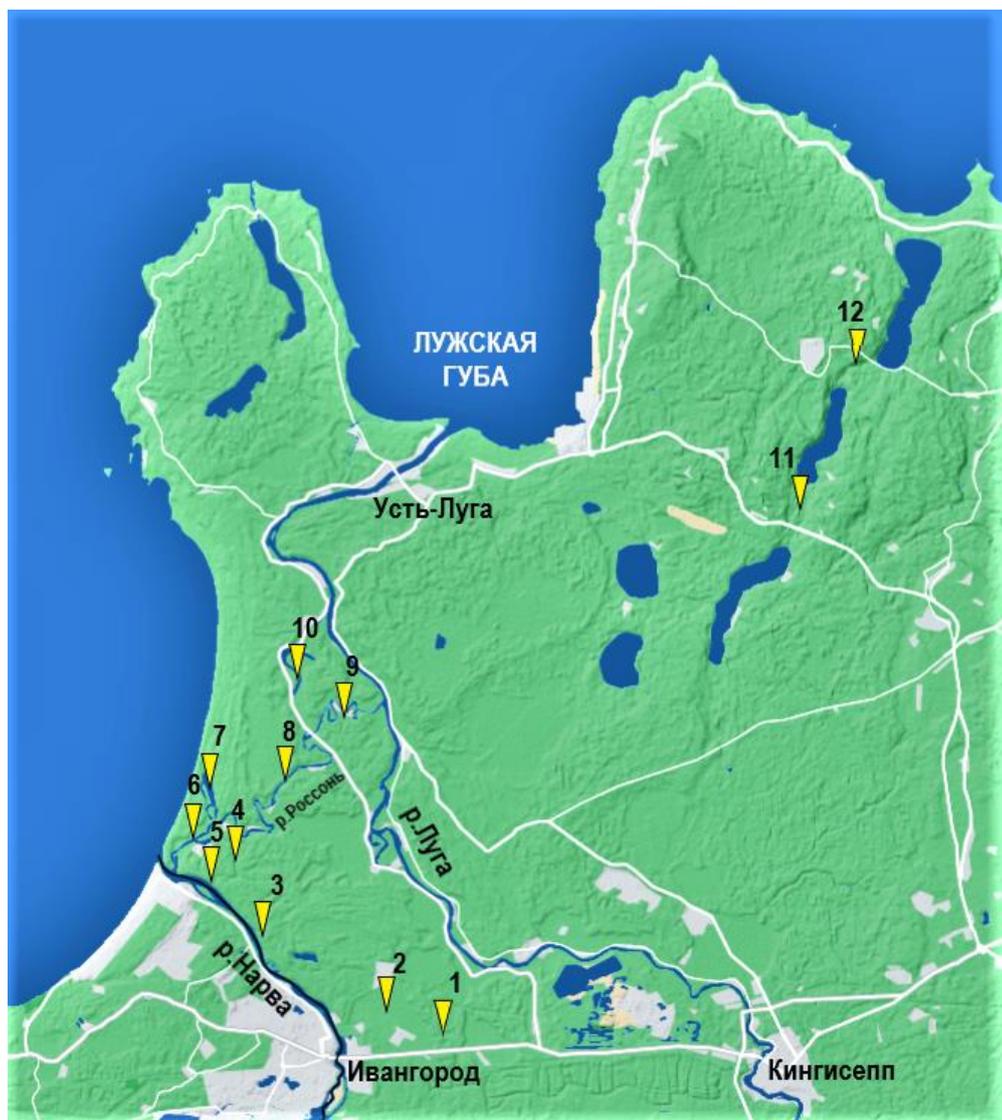


Рис 28 Расположение мест проведения полевых работ для изучения формирования и развития речной сети Наровско-Лужской низменности (составлена Летюка Н.И. в рамках настоящей работы на базе электронной карты от Yandex)

Цифрами обозначены места и выполненные работы:

1. *Крупная субмеридиональная ложбина* над погребенной доледниковой долиной. Полевое геоморфологическое описание. Июль 2008 г.
2. *Болото Хавикон*. Минеральный остров. Геолого-геоморфологическое профилирование, полевое описание. Октябрь 2010 г.
3. *Гряда Сининьме*. Террасы р. Нарва. Геолого-геоморфологическое профилирование, полевое описание. Июль 2009 г.

4. *Урочище Ривулинна*. Древнее русло реки Россонь. Полевое геоморфологическое описание. Октябрь 2010 г.

5. *Река Нарва*. Правый берег русла р Нарвы. Геолого-геоморфологическое профилирование, полевое описание. Август 2014 г.

6. *Река Россонь*. 1) Геоморфологическое профилирование долины. Полевое описание. Август 2014 г.; 2) Измерение гидрологических характеристик (морфометрия русла, скорость течения, расход), Июль 2013 г.

7. *Озеро Вяйкне (Тихое)*. Геолого-геоморфологическое профилирование, полевое описание. Палеогеографические исследования, отбор проб. Определение возраста начала осадконакопления. Апрель 2010 г.

8. *Река Россонь* Долина реки участке Наровско-Лужского плакора. Полевое описание Геоморфологическое профилирование. Июль 2019 г.

9. *Река Россонь*. Эрозионная деятельность реки на Прилужском участке течения. Геоморфологическое профилирование, полевое описание. Июнь 2018 г.

10. *Река Мертвица*. Полевое описание Геоморфологическое профилирование. Июль 2019 г.

11. *Перешеек озер Бабинского и Глубокого*. Полевое геоморфологическое описание. Сентябрь 2010 г.

12. *Перешеек озер Глубокого, и Копанского*. Полевое геоморфологическое описание. Сентябрь 2010 г.

3.4 Палеорекоконструкция формирования и развития речной сети Наровско-Лужской низменности в голоцене

Время регрессии Балтийского приледникового озера

Район реки Нарва освободился от ледникового покрова в период между Невской (около 13300 кал. л. н) и Паливере (12800–12700 кал. л. н.) фазами дегляциации

Осташковской стадии Валдайского оледенения [Карпухина, 2013]. К этому же времени приурочено образование единого Балтийского приледникового озера в результате слияния приледниковых озер Рамсея и Южно-Балтийского [Квасов, 1967]. Водоем полностью покрывал район Нарвы и Чудско-Псковского озера на абсолютных отметках от 30 (Псковское озеро) до 50 (Нарва-Йыэсуу) м [Rosentau и др., 2009] (рис. 29а). Движение Валдайского ледника к северу и освобождение Балтийской котловины привело к постепенному снижению уровня Балтийского ледникового озера и смещению его береговой линии к северу. На месте Чудского плеса сформировался залив, который постепенно обособливается в изолированный водоём – Древнее Чудское озеро [Квасов, 1967].

Формирование Нарвы начинается со времени изоляции Чудско-Псковского озера от Балтийского приледникового водоёма около 12300 – 12100 кал. л. н. На ранней стадии между водоемами оставался пролив шириной 1–5 км. В северной части Чудского озера уровень на то время составлял 33,2 м, тогда как Балтийского ледникового озера – 30,3 м [Rosentau и др., 2009]. Таким образом сток из Чудского озера по проливу происходил в северном направлении (рис. 29б).

Дальнейшее снижение уровня привело к сокращению пролива до размеров протоки (рис 29в), постепенно переходящей в русло реки Нарва. На начальном этапе, в условиях быстрого снижения уровня, Нарва формировала спрямленное русло. Однако около 12250 кал. л. н. уровень на юге Балтийского ледникового озера начал повышаться и к 12000 кал. л. н. достиг отметки 30,9 м, в то время как в северной части Чудского озера он снизился до 29,9 м [Rosentau и др., 2009]. В условиях подъема базиса эрозии началось меандрирование Нарвы, которое, вероятно, проявило себя только на мягких песчаных отложениях у северного края Чудского озера и не получило развития на твердых известняковых породах в районе Омутских порогов. Дальнейшее повышение уровня приледникового водоёма изменило направление течения Нарвы с северного на южное.

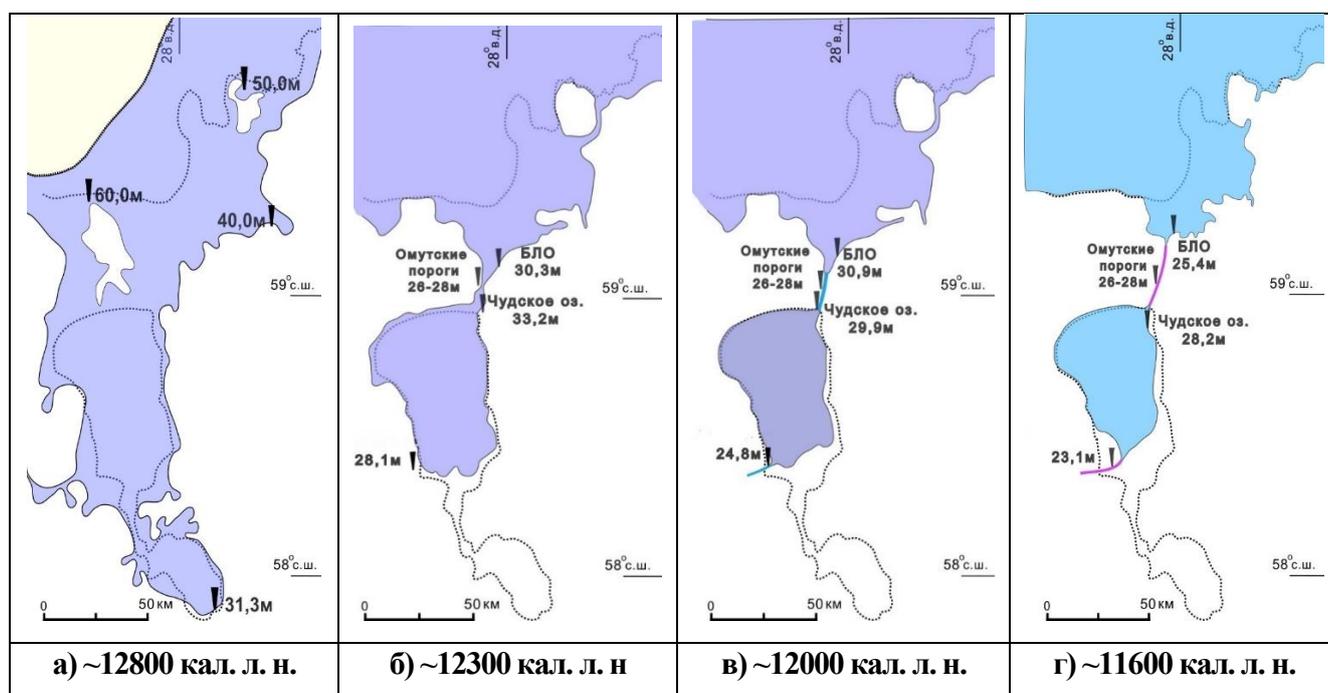


Рис. 29 Схема формирования верхнего течения р. Нарвы (составлена Летюка Н.И. по данным [Rosentau и др., 2009])

Такое положение сохранялось недолго. С 12000 кал. л. н. уровень Балтийского ледникового озера постоянно снижался со скоростью 1,4 см/год, а Чудского – 0,42 см/год. Выравнивание уровней произошло приблизительно через 100–120 лет (11900 кал. л. н.), после чего уровень Чудского озера стал превышать уровень Балтийского, и Нарва снова поменяла направление течения на северное.

Около 11600 кал. л. н. происходит спуск Балтийского ледникового озера у горы Биллинген в средней Швеции. К этому времени устье Нарвы сместилось в район Балтийско-Ладожского уступа (глинта) и располагалось на отметке около 25 м (рис 29г). Спуск Балтийского ледникового озера произошел в короткое время и составил 27–28 м [Donner, 2010]. Началась стадия Иольдиевого моря. Береговая линия сместилась к северу от глинта и опустилась до 2,0 м [Саммет, 1969].

На стадии спуска Балтийского приледникового озера основная деятельность Нарвы проявилась в районе Балтийско-Ладожского уступа. Вероятно, она расчистила и унаследовала трехкилометровый участок древней долины, выработанной доледниковым водотоком. Принимая во внимание размеры долины, нельзя предположить, что 20–метровый врез шириной 100–120 м в твердых

породах мог быть выработан Нарвой за 12 тысяч лет. Степень эрозионной деятельности Нарвы можно оценить по району Омутских порогов, где река также пересекает твердые известняковые породы, однако за все время существования потока врез составил всего 2,0 м [Rosentau и др., 2009]. Следует указать, что в 7–8 км к востоку, (между деревнями Комаровка, Заречье и в районе деревни Первое мая), Балтийско-Ладожский уступ пересекают аналогичные долины, но заполненные мощной толщей плейстоцен-голоценовых отложений (рис. 30).

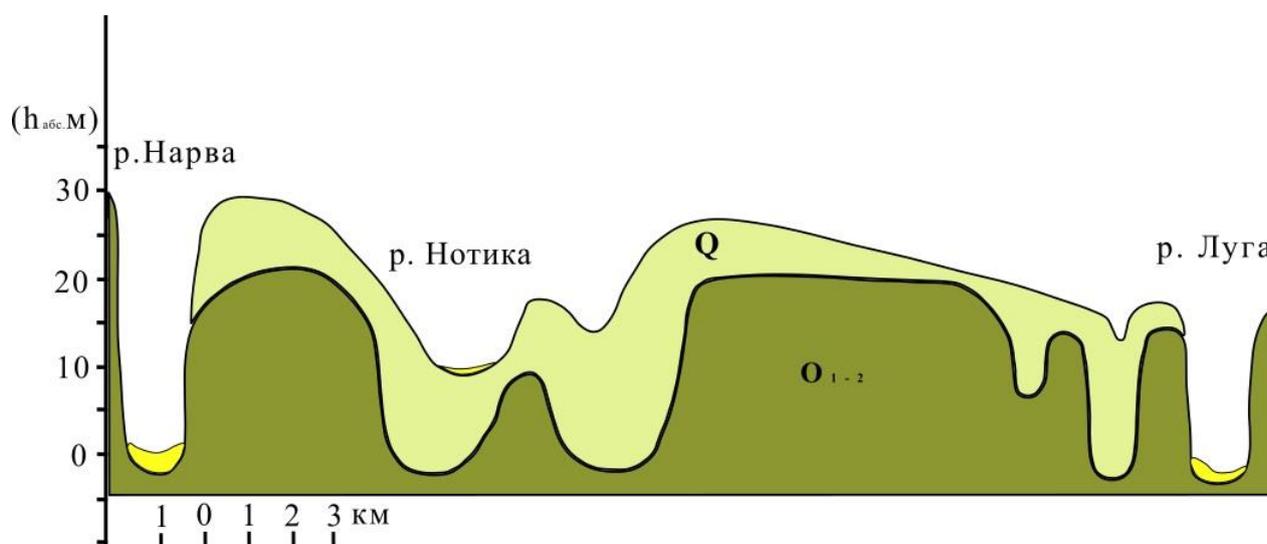


Рис. 30 Геологический разрез вдоль бровки Балтийско-Ладожского уступа на участке между реками Нарва и Луга

(построен Летюка Н.И. по данным [Государственная геологическая карта..., 2001] и геоморфологической съемки 2008 г.)

На рубеже спуска Балтийского ледникового озера (11600–11550 кал. л. н) уровень Чудского озера опустился ниже Омутских порогов на Нарве, имеющих на то время высоту около 28 м [Rosentau и др., 2009]. Таким образом, с прекращением стока из Чудского озера, река теряет значительную долю питания, а её водосборный бассейн ограничивается западным краем Ордовикского плато площадью до 1000 км². Территория бассейна занята гидроморфными заболачиваемыми пространствами – урочищами [Марков, 1931], дренируемые небольшими притоками Нарвы: Пятницкий Мох (Пята), Дубоемский Мох (Черновка), Кыргесоо (Кульгу) и Пухату (Мустайыги). Река Плюсса, вероятно,

тоже прекратила (или существенно снизила) сток в Нарву, так как Сланцевские пороги на твердых известняковых породах имеют ту же высоту, что и Омутские, и насколько большим был на то время уклон Плюсса южнее базиса эрозии (Сланцевских порогов) еще предстоит выяснить (рис. 31).

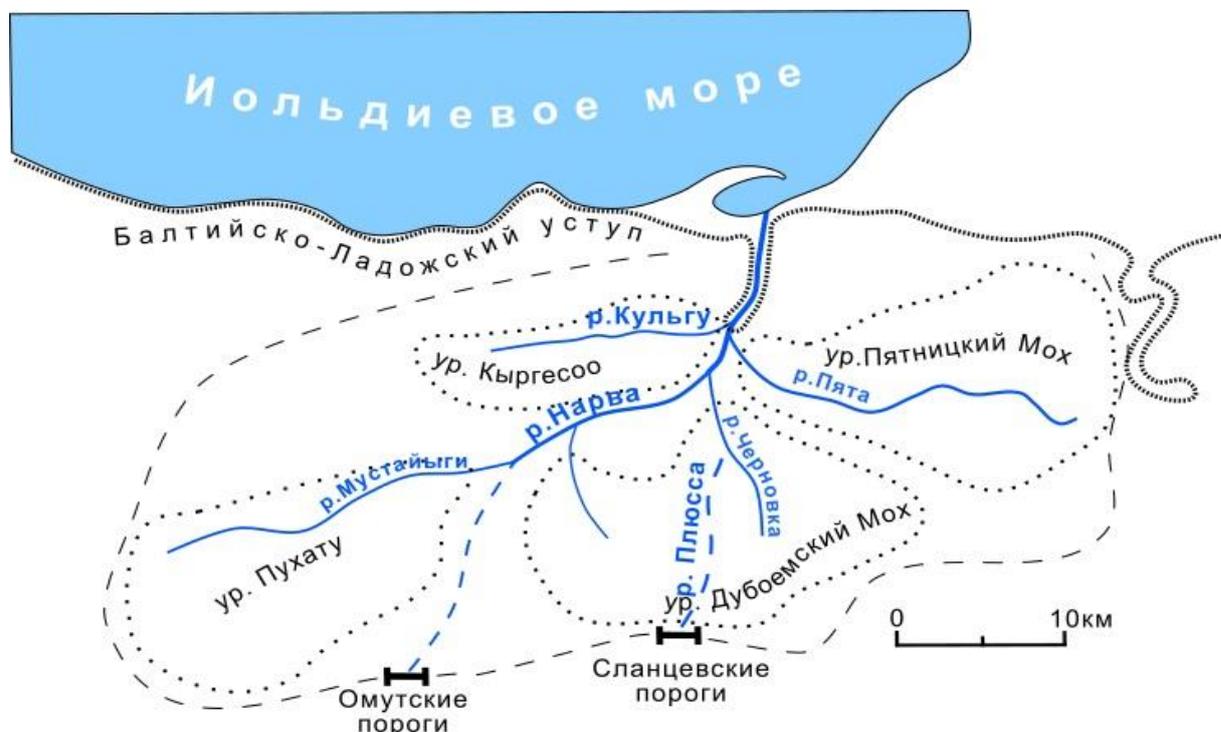


Рис. 31. Схема бассейна р. Нарва после изоляции Чудско-Псковского озера около 11500 кал. л. н. (река Луга не показана) (составлена Летюка Н.И. по данным [Марков, 1931], [Топографическая карта..., 1989])

Если исходить из современной площади водосборного бассейна и расхода, то получая питание с бассейна площадью 1000 км², её расход составил бы 7–8 м³/с. В условиях пребореального климата этот показатель вероятно был существенно ниже. По приблизительным расчетам при скорости течения 0,5–0,6 м/с и глубине 1,5–2,0 м, ширина русла составила бы менее 5,0–6,0 м.

Река Луга была намного старше: участок её среднего течения сформировался со времени спуска Верхне-Лужского водоема в Нижне-Лужский (13500–12500 кал. л. н.), на рубеже формирования озера Рамсея [Квасов, 1974].

Стадия Иольдиевого моря

Нарва и Луга, к северу от Балтийско-Ладожского уступа, на начальной стадии впадали в Иольдиевое море, прокладывая свои русла вслед за отступающей береговой линией. Сегодня затруднительно реконструировать, где именно проходили их русла по Наровско-Лужской низменности, так как эта территория была в значительной степени преобразована последующими трансгрессиями Балтики. Однако, принимая во внимание специфику плейстоценового рельефа, который обнажился на регрессивной стадии Иольдиевого моря, мы имеем возможность выявить крупные понижения, по которым могли пройти тальвеги изучаемой речной сети. Так, река Нарва, в 5 километрах (урочище Смолка) к северу от Глинта «упиралась» в невысокую ледниковую грядку (вероятно, Невской фазы), перекрытой плащом флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений («Ледниковая гряда Сининымме»). Относительная высота этой морфоскульптуры над палеорельефом Наровско-Лужской низменности в настоящее время составляет более 5 м [Lerpland и др., 1996], однако учитывая, что на протяжении голоцена гряда регулярно испытывала воздействие морской абразии, её высота, на описываемой стадии развития рельефа, могла быть значительно больше. Гряда начиналась от Глинта в районе урочища Хоови (Эстония) и простиралась в восточном направлении, постепенно понижаясь к погребенной палеодолине субмеридионального простирания между деревнями Заречье и Комаровка, где она полностью «сходила на нет». Таким образом, между Глинтом и Ледниковой грядой Сининымме образовывалась обширная, мульдообразная ложбина Хавикон, которая имела выход только в восточном направлении, так как с запада, она примыкала к Глинту. Днище ложбины, в свою очередь, имеет несколько небольших, вероятно эрозионных долин, образованных во время спуска Балтийского ледникового озера. Они и заполнены озерно-ледниковыми, морскими (голоценовыми) и болотными осадками. В Иольдиевое время, днище самой крупной долины, располагалось на 6 м ниже косы Сининымме (рис. 32).

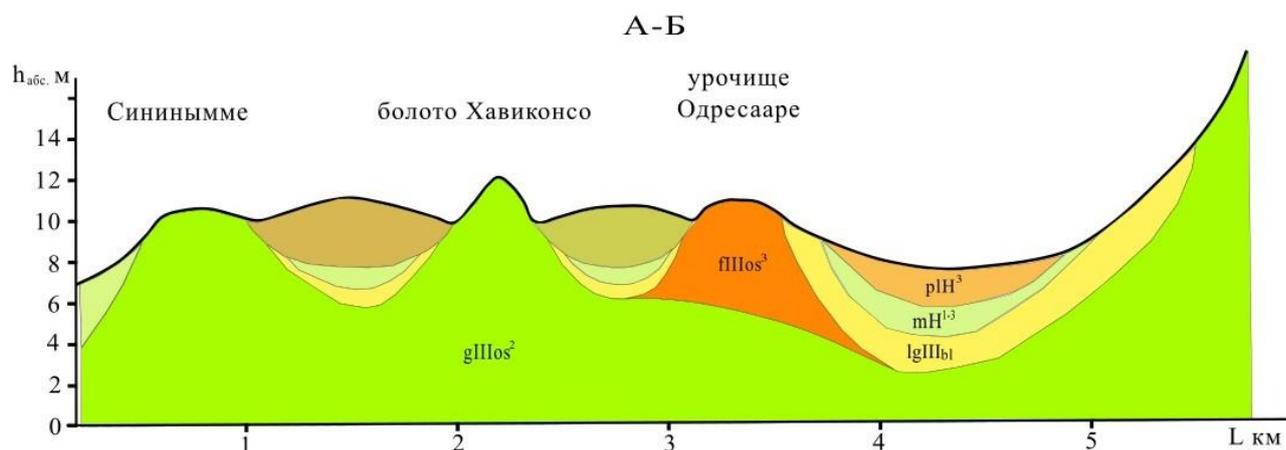


Рис. 32 Геолого-геоморфологический профиль между косой Сининымме и Балтийско-Ладожским уступом (ложбина Хавикон) (построен Летюка Н.И. по данным [Государственная геологическая карта..., 2001] и геоморфологической съемки 2008 и 2010 г.)

Таким образом, любая река в пределах ложбины Хавикон, могла иметь выход только в восточном направлении. Исходя из изложенного можно сделать вывод, что Нарва, минуя Балтийско-Ладожский уступ поворачивала на восток и около 5 километров протекала вдоль Балтийско-Ладожского уступа по эрозионной долине ложбины Хавикон (территория современного болота Хавикон-со).

На выходе из Хавикон, Нарва попадала в обширную ложбину, которая простиралась в субмеридиональном направлении над погребенной палеодолиной между д. д. Заречье и Комаровка. Здесь река круто поворачивала по тальвегам на север, и, огибая Ледниковую гряду Сининымме с востока, сливается с р. Лугой.

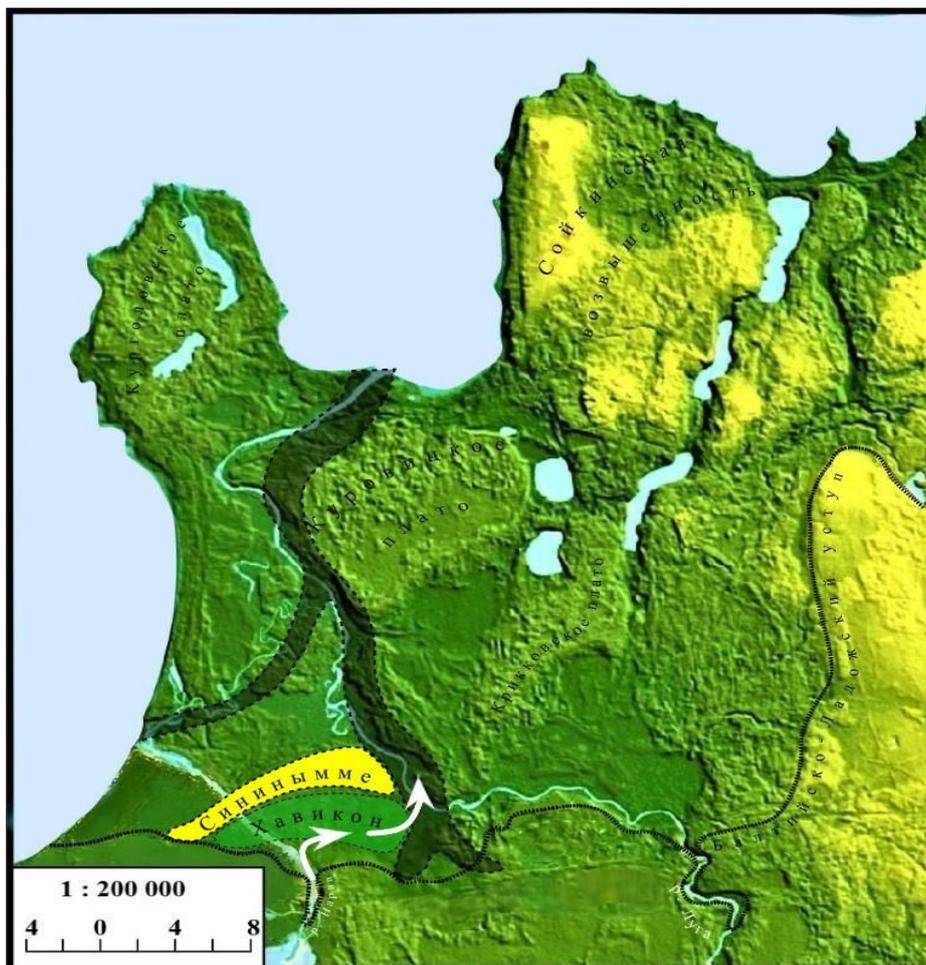


Рис. 33 Схема выхода р. Нарвы к р. Луге в обход гряды Сининимме (акватория Иольдиевого моря не показана)

(составлена Летюка Н.И. по данным [Государственная геологическая карта..., 2001] и геоморфологической съемки 2008 и 2010 г.)



Ледниковая гряда Сининимме



Ложбина Хавикон



Погребенная доледниковая палеодолина



Направление выхода р. Нарвы по тальвегам

Река Луга, ниже Балтийско-Ладожского уступа впадает в мелководный водоем, занимающий площадь между юго-восточным склоном Крикковского плато и Ижорской возвышенностью. Как было сказано, на ранней стадии он имел связь с Балтикой по древней ложбине между Сойкинским полуостровом и Глинтом. На это указывают датированные иольдиевым временем отложения озера Бабинского. В

озерах Леший, Глубокое и Хаболовское, отложения Раннего голоцена не идентифицированы, седиментация начиналась с литоринового времени, около 8000 кал. л.н. [Sandgren и др., 2004]. Последнее обстоятельство указывает на присутствие здесь непродолжительной эрозионной деятельности, т.к. озеро Бабинское, где обнаруживаются Иольдиевые отложения, могло иметь связь с морем только через котловины указанных озер.

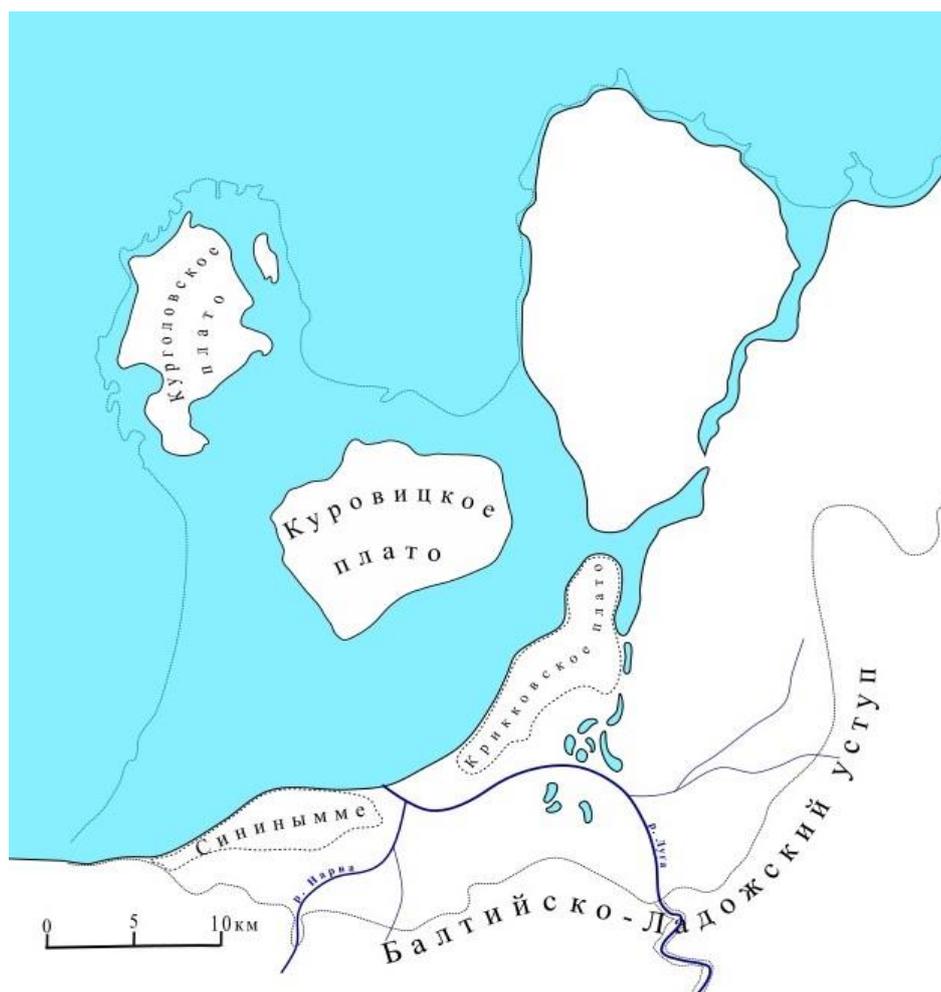


Рис. 34 Гидрографическая сеть Наровско-Лужской низменности на стадии позднего Иольдиевого моря около 10800 кал. л. н. (составлена Летюка Н.И. по данным [Саммет, 1969; Государственная геологическая карта..., 2001, 2021; Donner, 2010;])

С гляциоизостатическим подъёмом северной части Наровско-Лужской низменности, порог стока занимает новое положение – между южной оконечностью Крыковского плато и Глинтом, через которое в условиях регрессии Иольдиевого моря происходит общее осушение территории, которое датируется

временем торфообразования в болоте Тарарайское 9040 ± 620 ^{14}C л. н. (10308 кал л. н.) [Государственная геологическая карта..., 2001], [Клейменова, 1991]. Вслед за спуском этого водоема, через новый порог стока, выходит река Луга. Она течет вдоль северного края Глинта в западном направлении до ложбины у восточной оконечности ледниковой гряды Сининимме, где сливается с рекой Нарвой (рис. 34).

Принимая во внимание, что р. Нарва на то время утратила питание из Чудско-Псковского водоема, и её водность определялась совсем небольшим водосборным бассейном площадью около 1000 км^2 , можно допустить, что она относилась к малым рекам с расходом менее $10 \text{ м}^3/\text{сек}$. В то же время р. Луга, проходя через глинт по более глубокой доледниковой долине не имеет выраженных порогов стока, которые бы могли повлиять на существенное перераспределение стока за счет гляциоизостатического поднятия. Площадь её бассейна, а с ней и водность была в десятки раз больше. В связи с этим, можно утверждать, что р. Нарва в месте слияния её с Лугой, являлась её левым притоком первого порядка.

Страдия Анцилового озера

Трансрессивная фаза. На изучаемой территории Анциловая трансгрессия проявилась около 10800–10400 кал. л. н. [Rosentau и др. 2013]. Скорость подъёма уровня моря составляла от 1,6 до 3,0 см/год [Sandgren и др., 2004; Rosentau и др. 2013]. За 500 лет он достиг отметок 13 м (в Нарва-Йыэсуу) и 9 м в районе глинта [Lerpland и др., 1996]. Береговая зона со скоростью 20 м/год переместилась югу на 10 км.

Долины рек Нарва и Луга, оказались подтопленными до Балтийско-Ладожского уступа. Принимая во внимание высоту трансгрессии и имеющуюся геолого-геоморфологическую информацию, можно утверждать, что устья этих рек были смещены вглубь древних долин глинта. Так устье Нарвы расположилось на отметке около 8 м у северной оконечности острова Кренхольм, а устье Луги – в районе Кингисепских порогов. [Летюка и др., 2017].

Сининимме. Далее р. Луга поворачивала на север, и впадала в Балтику в районе поселка Большое Куземкино. Вероятно, при такой гипсометрически низкой территории, сложенной рыхлыми отложениями, имело место неполное меандрирование с образованием многочисленных рукавов и затонов. Лишь в отдельных местах формировались старичные озера, которые можно увидеть при дешифрировании аэрофотоснимков: к востоку от устья р. Солки и в районе д. Орлы. [Rosentau и др. 2012], [Летюка и др. 2017].

Стадия Литоринового моря

Трансгрессивная фаза. Затопление Наровско-Лужской низменности началось 8280 кал. л. н. [Lerpland и др.,1996] с калибровкой [Rosentau и др., 2013]. Повышение базиса эрозии со скоростью до 0,6 м/100 лет вызвало развитие боковой эрозии и меандрирование р. Луги. Устье начало смещаться к югу вслед за береговой зоной со скоростью около 2,5 км/100 лет. Затопленное русло замыкалось рыхлым морским осадком. Около 7450 кал. л. н. устье р. Луги отступило до места впадения в неё притока Нарва (в район между восточным краем косы Сининимме и Крикковским плато), которая становится самостоятельной рекой и её устье смешается в ложбину между глинтотом и грядой Сининимме.

До Литориновой трансгрессии, Нарва не имела питания из Чудского озера [Квасов, 1967; Квасов, 1975], и объединяла сток только с водосборного бассейна площадью 1,0–1,3 тыс. км² на северо-западном крае Лужской низменности Ордовикского плато. По грубым расчетам, расход реки мог составлять всего 7–8 м³/с. К началу Литориновой стадии уровень Чудского озера вероятно превысил Омутские пороги и водоносность Нарвы начинает постепенно возрастать. На максимуме трансгрессии 7300 кал. л. н. [Lerpland и др.,1996] с калибровкой [Rosentau и др., 2013] устье р. Нарвы находится на высоте около 8 м у северной оконечности острова Кренхольм. Вероятно, к этому времени, водоносность реки была очень высока. На это может указывать возникновение прорыва гряды Сининимме как раз напротив выхода долины Нарвы из Балтийско-Ладожского уступа. Возникновение прорыва могло быть обусловлено мощными и

протяженными инерционными струями от р. Нарва, которые проходили через мелководную лагуну Хавикон и «упирались» в песчаную гряду Сининымме (рис. 38а). Прорыв пресных вод в лагуну Лекова подтверждается эрозионным типом долины Нарвы в районе Сининымме (рис. 36), а также исследованиями Лепланда, который отмечает быстрое распреснение лагуны 7227 кал. л. н. [Lerpland и др., 1996].

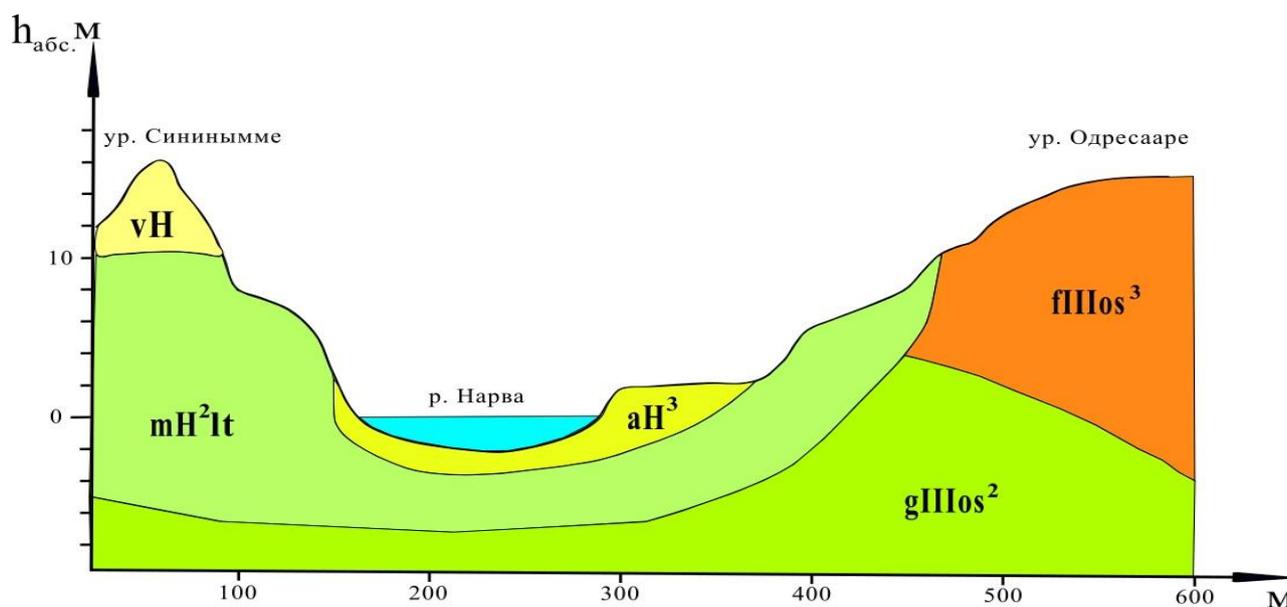


Рис. 36 Поперечный, геолого-геоморфологический профиль долины р. Нарвы в районе Сининымме

(построен Летюка Н.И. по данным [Государственная геологическая карта..., 2001] и геоморфологической съемки 2008 г.)

Во время кульминации Литориновой трансгрессии 7300 кал. л. н. [Lerpland и др., 1996] с калибровкой [Rosentau и др., 2013]) устье р. Нарвы находится в районе острова Кренхолм, а устье р. Луги – севернее Глинта, около места впадения в нее р. Солки.

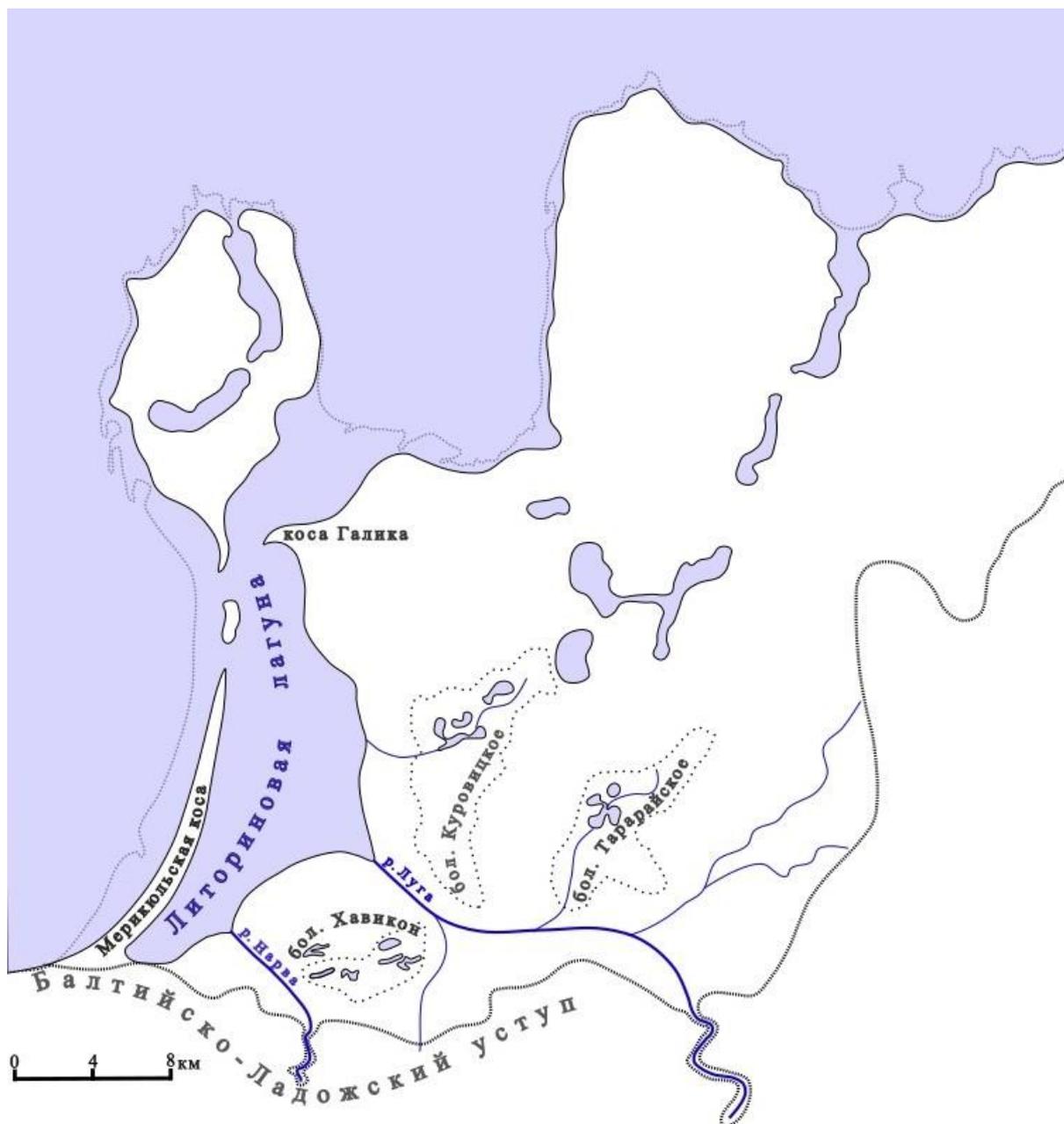


Рис. 37 Гидрографическая сеть Наровско-Лужской низменности на начальной стадии регрессии Литоринового моря около 6000 кал. л. н. (составлена Летюка Н.И. по материалам исследования)

Регрессивная фаза. Реки Нарва и Луга по территории низменности развиваются уже самостоятельно друг от друга. Нарва впадает в лагуну Лекова в районе Сининимме. В свою очередь лагуна Лекова разгружается в северо-восточном направлении вдоль Мерикюльской пересыпи в район Лужской губы.

Снижение уровня моря приводило к смещению устья вслед за отступающей береговой линией. Вначале регрессия происходила быстро: в период с 6800 по 5800 кал. л. н. уровень акватории в изучаемом районе понизился на 4 м

(1 м/250 лет) [Rosentau и др., 2013]. Принимая во внимание, что самые низкие современные отметки бывшего дна лагуны Хавикон около 5–7 м, то лагуна существенно обмелела к 6000 кал. л. н. и устье Нарвы вышло через прорыв гряды Сининимме, в лагуну Лекова. Акватория Лекова на то время представляла собой небольшой залив в юго-западной части общей Литориновой лагуны.

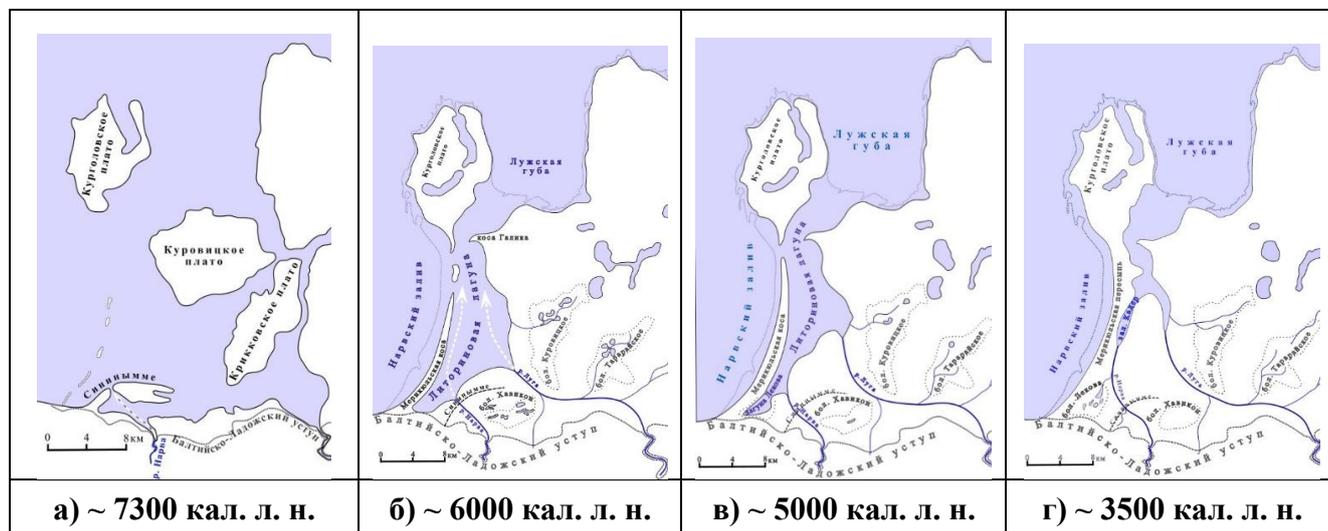


Рис. 38 Этапы формирования речной сети Наровско-Лужской низменности на стадии релаксации Литоринового моря (составлена Летюка Н.И. по материалам исследования)

Литориновая лагуна отделялась от Балтики, протяженной Мерикюлькой косой и покрывала центр и север Наровско-Лужской низменности. Ограниченная с юга возвышенностями (Сининимме, Балтийско-Ладожским уступом, Крикковской и Куровицкой), Литориновая лагуна открывалась в Балтику в своей северной части. Получая питание акватории от рек Нарвы и Луги на юге, лагуна спускала воду у южной оконечности Кургальского плато в Лужскую губу и Нарвский залив. Такое перераспределение водной массы в относительно мелководной лагуне, сформировало в её акватории два устойчивых субмеридиональных течения: одно от устья р. Луги (в южной оконечности Крикковкого плато), другое от устья Нарвы (в центральной части гряды Сининимме) (рис. 38б).

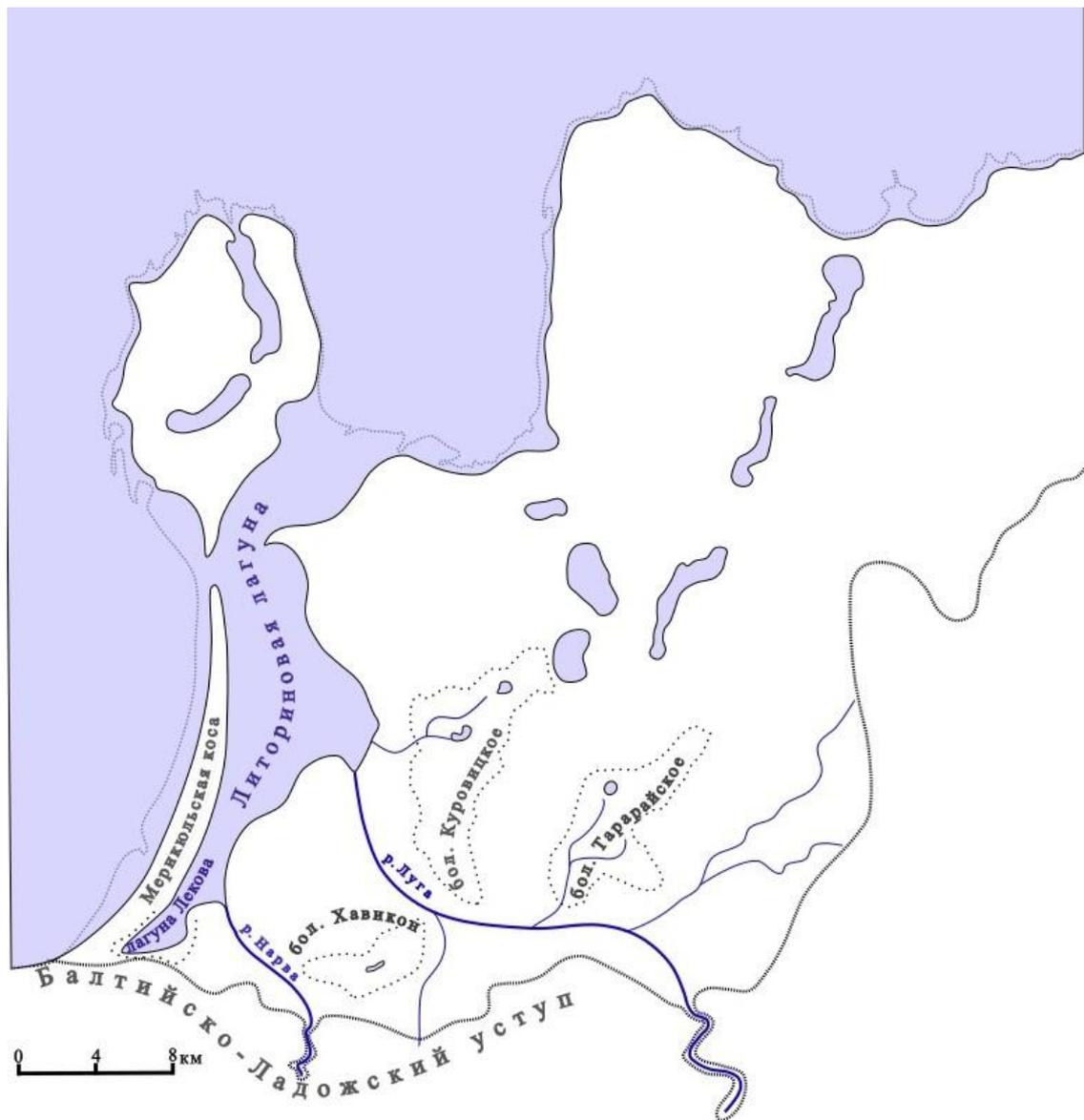


Рис. 39 Гидрографическая сеть Наровско-Лужской низменности на поздней стадии регрессии Литоринового моря около 5000 кал. л. н. (составлена Летюка Н.И. по материалам исследования)

По мере снижения уровня Литориновой лагуны, движение её водной массы препятствует осаждению морского осадка и в этой зоне формируются линейновытянутый плёс. Он проходит от Сининимме на северо-запад, в район Магербургской гряды и далее на север, вдоль Мерикюльской пересыпи, до выхода в Балтику. С обмелением акватории Литориновой лагуны, водоток над плёсом формирует ложбину, по которой происходит дренаж прилегающей территории и вывод стока р. Нарвы (рис. 38в и 39).

На геоморфологическом профиле через низменность между Мерикюльской косой и Сининимме, хорошо выделяются элементы террасы морского типа, полого спускающейся с северного склона Сининимме к мульдовидной ложбине вдоль южного склона Мерикюльской косы. Обрывистый 10-метровый склон последней, свидетельствует об активной водно-эрозионной деятельности потока, некогда двигавшегося по ложбине (рис. 40).

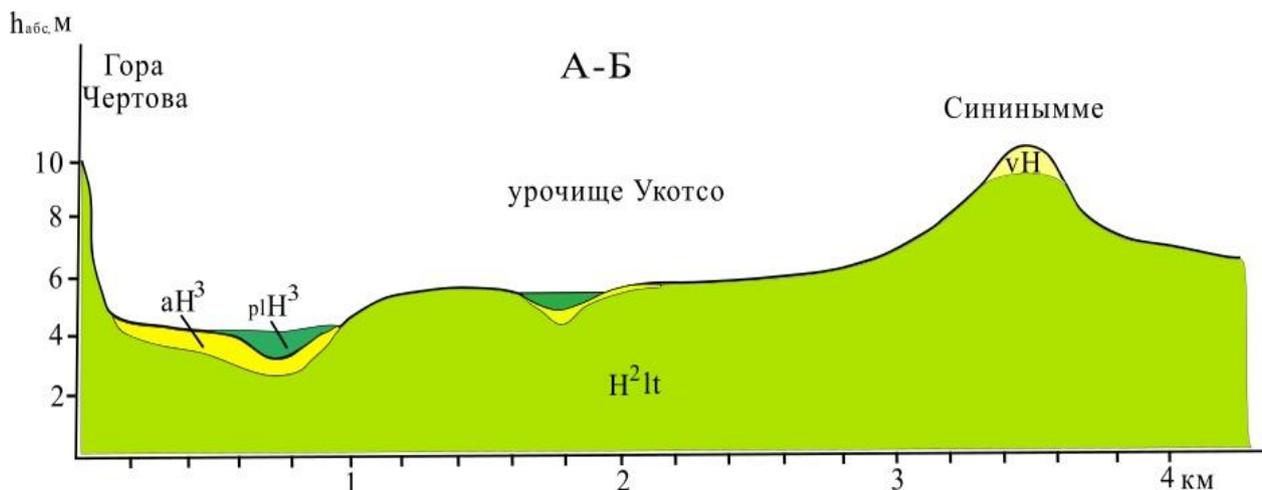


Рис. 40 Геолого-геоморфологический профиль от Мерикюльской пересыпи до косы Сининимме на правом берегу р. Нарвы (построен Летюка Н.И. по данным [Государственная геологическая карта..., 2001] и геоморфологической съемки 2008 г.)

Нарва от Сининимме плавно поворачивала на север, по тальвегам бывшей ложбины стока и протекала вдоль южного склона Мерикюльской косы. Уровень Литоринового моря к этому времени снизился до 4,2 м [Rosentau и др., 2013]. Под водой оставались обширные понижения между Куровицким и Кургаловским плато. На месте современного болота Кадер располагался мелководный и узкий залив, куда с юга впадала р. Нарва (рис. 38г и рис. 41). Река Луга, с обмелением Литориновой лагуны формирует своё русло несколько по-другому. Как было разобрано выше, в центральной части изучаемой территории, от глинта, до Лужской губы, проходит крупная субмериниональная ложбина, образованная над доледниковой долиной. Со снижением уровня, береговая зона Литориновой лагуны, постепенно сходилась в эту ложбину, образуя длинный залив, шириной в несколько километров (рис. 41).

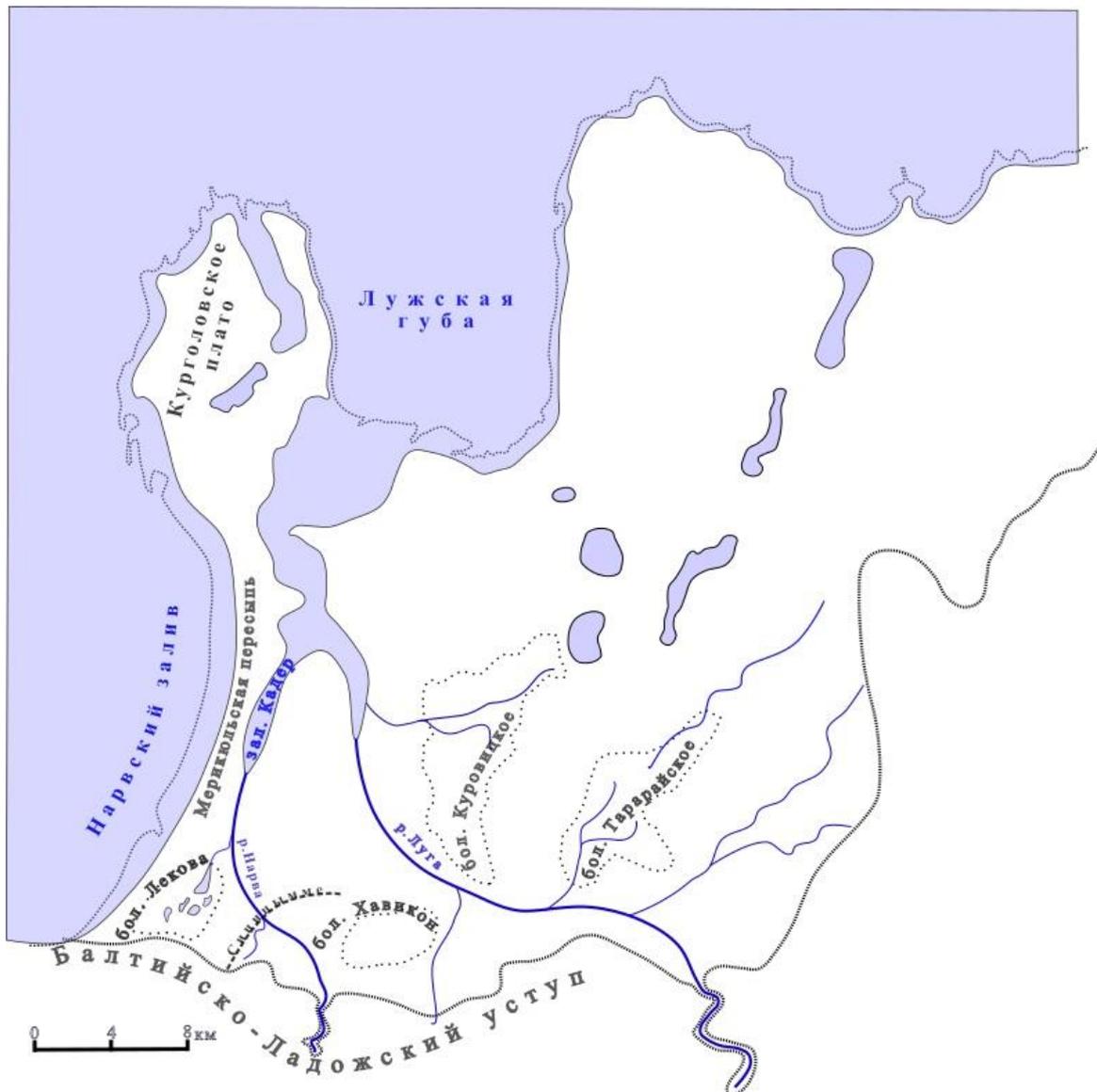


Рис. 41 Речная сеть Наровско-Лужской низменности на время спуска Литориновой лагуны около 4000 кал. л. н.
(составлена Летюка Н.И. по материалам исследования)

На это указывают пологие и симметричные террасы морского типа по обоим берегам Луги в центральной части Наровско-Лужской низменности (рис. 42). Луга, впадала в залив Литориновой лагуны, следуя по тальвегам ложбины за отступающим берегом.

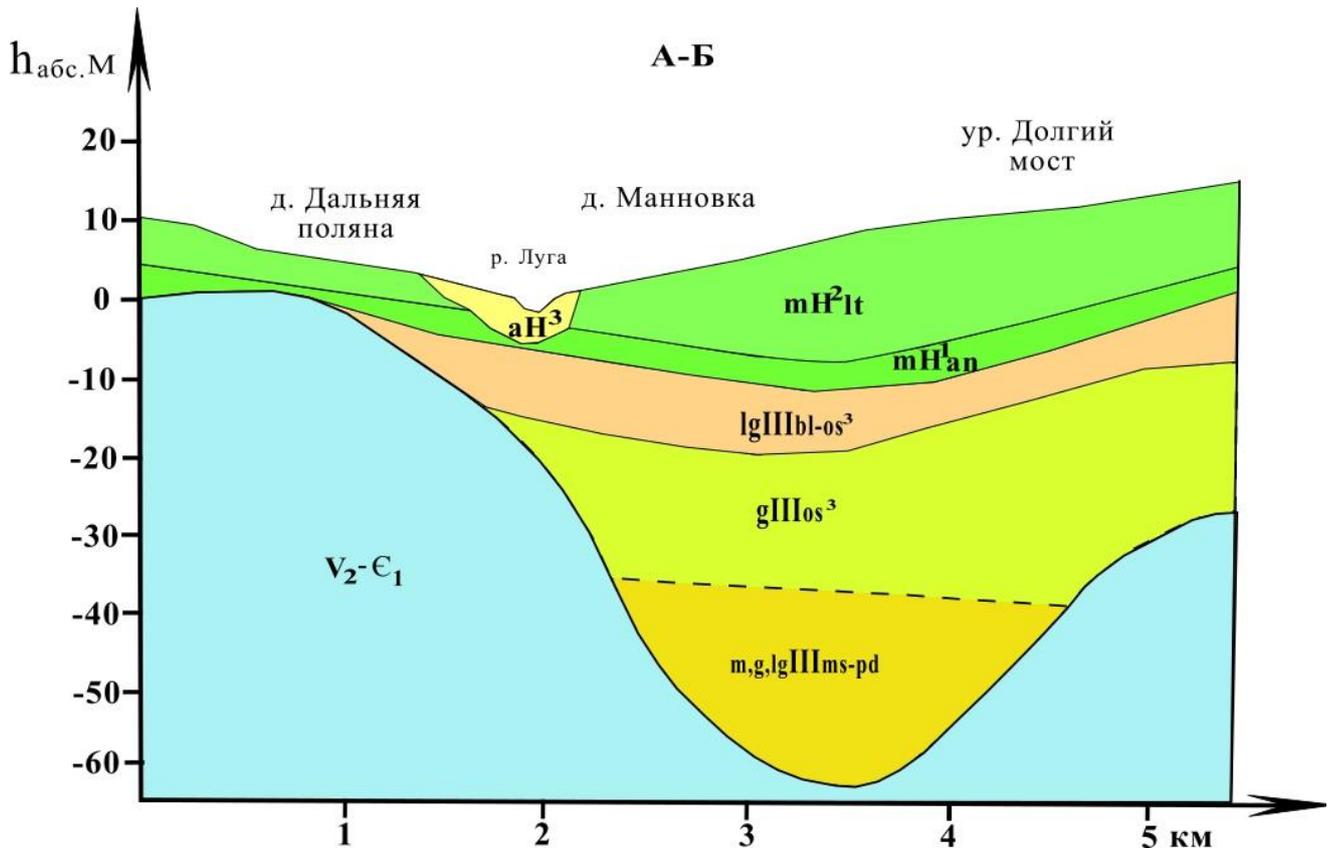


Рис. 42 Геолого-геоморфологический профиль через субмеридиональную ложбину в центральной части Наровско-Лужской низменности. (построен автором по данным [Государственная геологическая карта..., 2001], геоморфологической съемки 2008 и геологических исследований 2015 г.)

Обмеление центральной части лагуны происходит 4860 кал. л. н. [Rosentau и др., 2013]. С её спуском, устье Луги перемещается вдоль западного края Куровицкой возвышенности, в район поселка Б. Куземкино. Сюда же, из озера Кадер, выходит Нарва. Вероятно, какое-то время они имели общее устье, либо они располагались в непосредственной близости в районе современного междуречья Луги и Мертвицы.

Стадия Лимниевое моря

К началу Лимниевой стадии речная сеть Наровско-Лужской низменности претерпела незначительные изменения, которые проявились на приустьевых участках

Нарвы и Луги. Уровень Балтики в районе Лужской губы составлял 2,0–3,0 м [Rosentau и др., 2013], соответственно устье Луги находится у косы Галика.

Нарва от Сининимме плавно поворачивает в северном направлении и течет вдоль Мерикюльской пересыпи до озера Кадер. Сток из Кадер сохранялся в его северо-восточной части. Вероятно, дренируемое Нарвой, оно сильно обмелело и представляло собой расширение долины с низменными заболоченными берегами. Вытекая из озера Кадер, Нарва несколько километров течет по урочищу Ханике и впадает в Лугу в районе Большого Куземкино. На место впадения косвено указывает обширное эрозионное углубление (вымоина) в западном склоне Куровицкого плато, южнее урочища Галика, напротив современного устья Мертвицы. Вероятно, это место залива, образованного инерционными струями впадающей в Лугу Нарвы.

Трансгрессивная фаза. В общей картине происходит подтопление приустьевых участков Луги и Нарвы. Если судить по площади распространения отложений Лимниевского моря в районе Лужской губы, то устья этих рек образовывали единый лиман к северо-западу от Куровицкого плато.

Происходит заболачивание пойм, развитие боковой эрозии и образование старичных озер. Вероятно, в условиях низкой и широкой поймы сложенной рыхлым материалом, характерной для речных долин изучаемой территории, имело место неполное меандрирование с образованием рукавов и затонов. Полное меандрирование имело место лишь на возвышенных местах древних береговых линий аккумулятивного типа (например, р. Луга в районе д. Кейкино).

Нарва оказывается подтопленной до косы Сининимме. Протекая от Нарвских водопадов в пределах долины сложенной твердыми породами и из-за большого уклона, она имеет относительно спрямленное русло. Ширина его, в соответствии с обнаруженными террасами в районе урочища Смолка, достигает немногим более полукилометра. Ниже, между Сининимме и Мерикюльской пересыпью, Нарва течет в северном направлении, по подтопленной долине урочища Ривулинна и впадает во вновь образованное озеро Кадер. Из-за близкого расположения базиса эрозии и периодического подтопления водами Балтики, Нарва местами

меандрирует и разливается; низменные места заболачиваются, примыкающие к руслу возвышенные участки подвергаются речной эрозии (рис. 43).

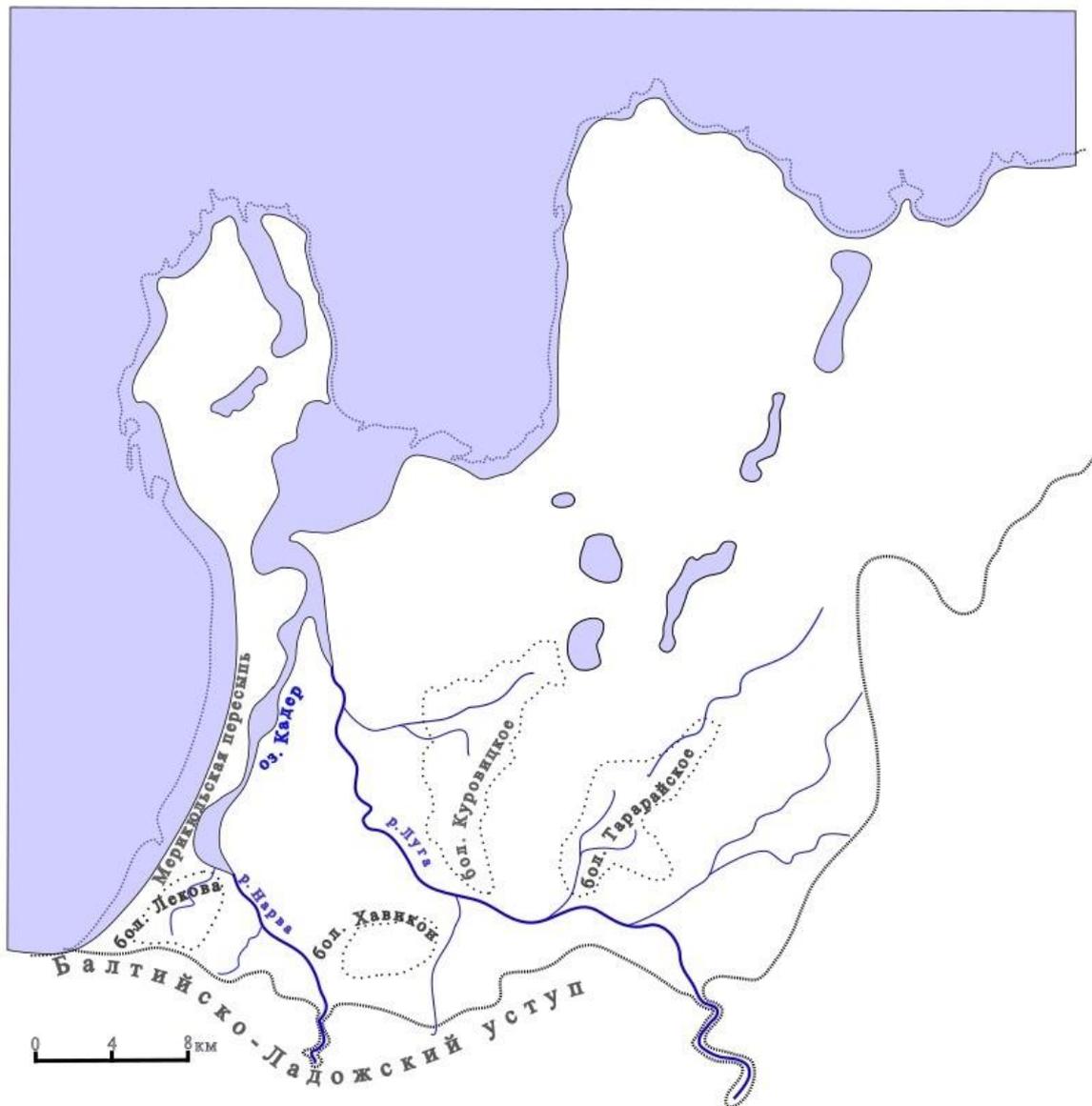


Рис. 43 Гидрографическая сеть Наровско-Лужской низменности на стадии максимума Лимниевой трансгрессии около 3500 некал. л. н. (составлена Летюка Н.И. по материалам исследования)

В этих условиях, Нарва образует меандр и размывает небольшой участок Мерикюльской пересыпи к западу от урочища Чертова гора. Существование в этом месте крупного изгиба русла подтверждается присутствием террас речного типа на левом берегу Нарвы, напротив о. Кандисаар. Верхняя терраса высотой 4,5 м круто поворачивает в сторону современного русла Нарвы и обрывается на берегу.

Вероятно, она образована Нарвой еще до прорыва. Нижняя – 3,5 м поворачивает более плавно и направлена в сторону озера Вяйкне.

На прорыв Нарвой Мерикюльской пересыпи указывают Лепланд [Lerpland и др., 1996] и Розентау с указанием времени около 3500 кал. л. н. [Rosentau и др., 2013a].

Таким образом, Нарва формирует новое устье с выходом в Нарвский залив. Отделившееся старое русло Нарвы вдоль Мерикюльской пересыпи становится протокой, уходящей в озеро Кадер. За счет постоянного дисбаланса уровней Нарвы и Луги, эта протока сохраняется до настоящего времени (рис. 44).

Болото Кадер в начале трансгрессии оказывается подтопленным. Не исключено, что в это время, оно являлось либо продолжением Лужско-Наровского лимана, либо соединялась с ним проливом по затопленной долине Нарвы в районе урочища Ханике. С сокращением поступления воды от Нарвы (образование р. Россонь), сток из Кадер значительно уменьшается, и, его северо-восточный край начинает закрываться морскими береговыми образованиями, смещая сток к юго-востоку, в район урочища Арсия.

Река Луга, в условиях трансгрессии, испытывает подпор на всем протяжении своего нижнего течения. Происходит заболачивание низкой поймы. Притоки сильно меандрируют, замедляется общий дренаж территории и рост площади болот. От Балтйско-Ладожского уступа до южной оконечности Куровицкого плато, она начинает слабо меандрировать, но полное развитие меандр происходит только на отдельных участках. Протекая вдоль западной границы Куровицкой возвышенности, р Луга раскрывается в обширный эстуарий южнее урочища Галика (рис. 44).

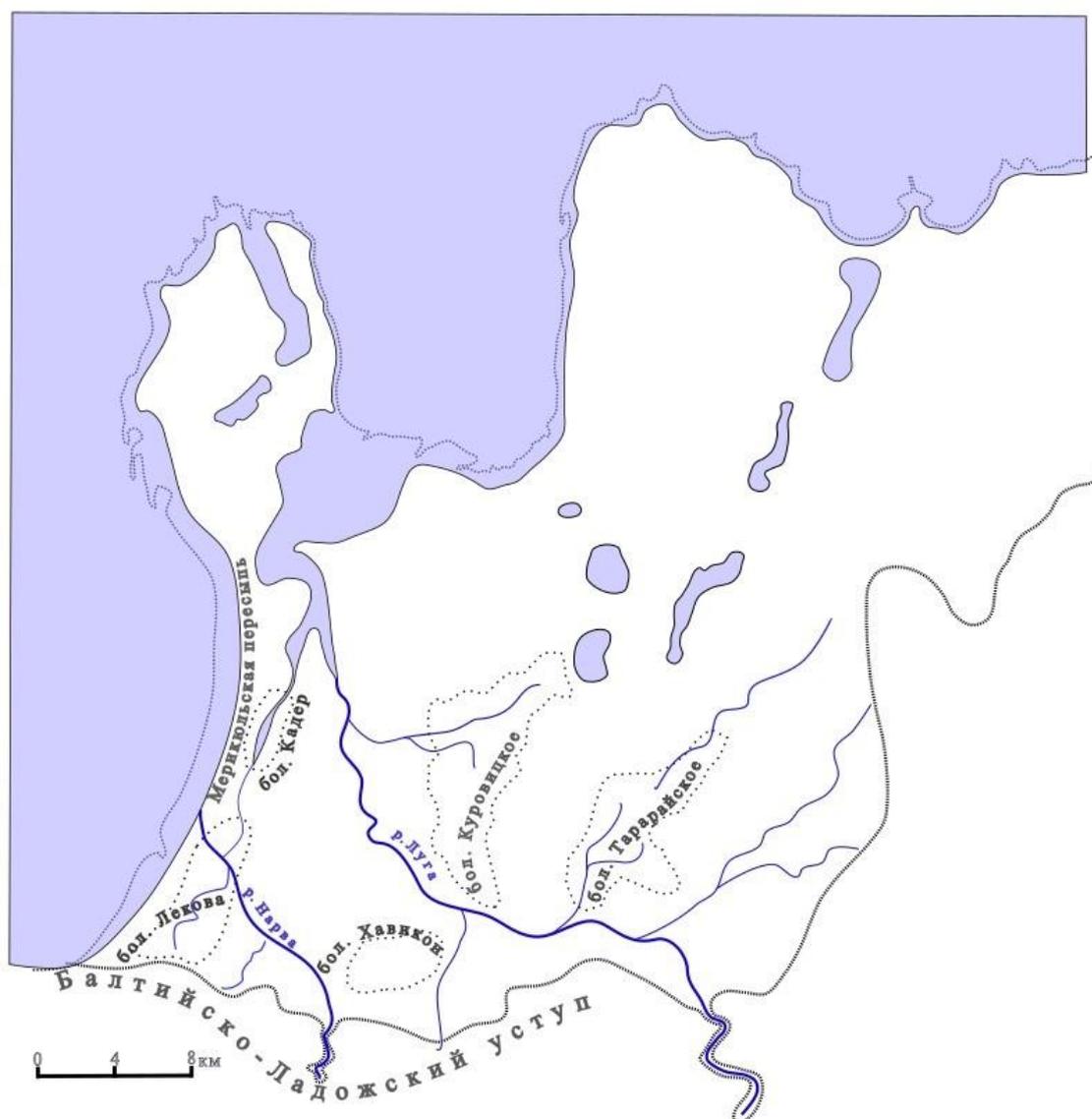


Рис. 44 Гидрографическая сеть Наровско-Лужской низменности на время прорыва р. Нарвы через Мерикюльскую пересыпь около 3300 л.н. (составлена Летюка Н.И. по материалам исследования)

В этот период, из протоки, которая образовалась после прорыва Наровой Мерикюльской пересыпи формируется река Россонь. Она берет начало к югу от Чертовой горы и, проходя к западу от нее (урочище Ривулинна), впадает в болото Кадер. Течение реки очень медленное и зависит в основном от стонно-нагонных явлений на Балтике. С подъёмом уровня, при прохождении нагонной волны в Нарвском заливе, часть вод по Россони, попадает в Лужскую губу, где уровень ниже. Сгонные явления, при преобладании восточных ветров, формировали противоположную картину. По сути, Россонь, на начальной стадии, является проливом между Нарвским и Лужским заливами (рис. 45).

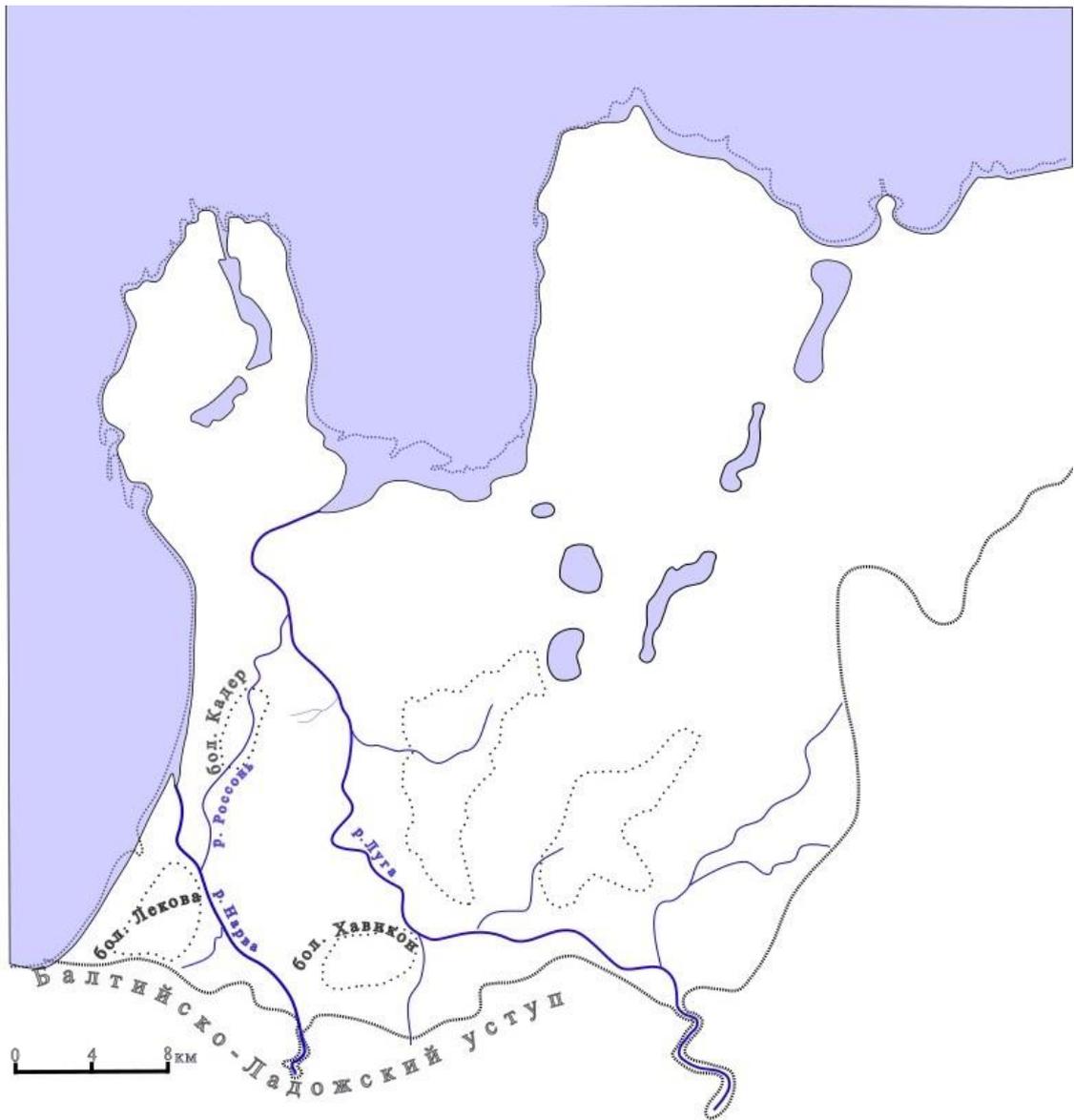


Рис. 45 Гидрографическая сеть Наровско-Лужской низменности на время образования р. Россьонь, около 3000 л.н.
(составлена Летюка Н.И. по материалам исследования)

Регрессивная фаза. От острова Креэнхольм до Сининымме Нарва имеет спрямленное русло. Это обусловлено не только донной эрозией, но и преобладанием трудноразмываемых пород, слагающих большой отрезок пути. Формирование небольшого острова Петровский связано с выносом материала небольшой речкой, берущей начало в болоте Хавиконсо [Летюка и др., 2017]. В районе Сининымме происходит врез русла и сужение долины. Далее к устью, русло спрямляется, происходит постепенное осушение территории.

В условиях регрессии, устье Нарвы было нестабильным – инерционные струи реки отклонялись прибрежным морским течением, что вызывало постоянное смещение устья к северо-востоку. Вслед за уходящим устьем и расширяющейся зоной пляжа, с юго-запада, растут береговые образования, ограничивая Нарву от моря, постепенно формируя, таким образом, новое русло с направлением на северо-восток (вдоль побережья). За счет этого движения, Нарва постепенно «подтачивает» Мерикюльскую пересыпь со стороны Нарвского залива (ныне это линия проходит по северному краю Чертовой горы, через долину р. Россонь и по восточному берегу озера Вяйкне (Тихое)). Со стороны суши, пересыпь, очевидно, размывается рекой Россонь, что ускоряет процесс.

Таким образом, в скором времени, участок Мерикюльской пересыпи размывается и здесь образуется прорыв, через который Россонь берет свое новое начало к северо-востоку от Чертовой горы. (рис. 46).

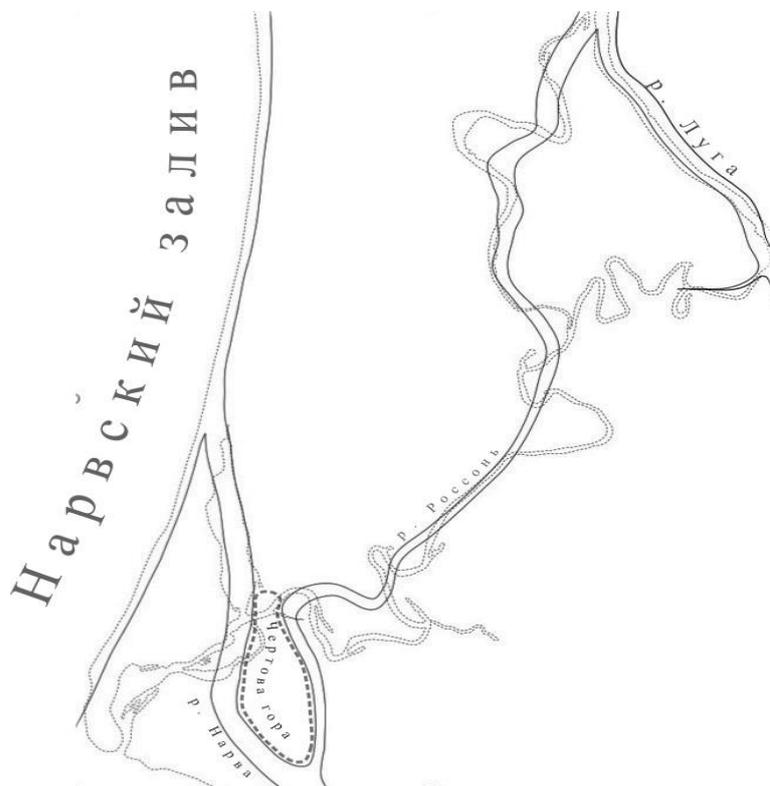


Рис. 46. Река Россонь на время регрессивной фазы Лимневой стадии, около 3000 л. н.
(составлена Летюка Н.И. по материалам исследования)

Река Луга на этой стадии претерпевает изменения только на приустьевом участке. Постепенно осушается Наровско-Лужский эстуарий и происходит полное отделение болота Кадер. Ниже урочища Галика, Луга прокладывает прямолинейное русло вслед за отступающей береговой зоной Балтики. Выше по течению (вдоль Глинта и до Куровицкого плато) со времени трансгрессивной стадии Лимниевое моря остаются недоразвитые меандры, свидетельствующие о эрозионном равновесии профиля реки.

Река Россонь сильно преобразуется на стадии регрессии. Как было сказано – она формирует новый исток северо-восточнее Чертовой горы, а к югу от нее старое русло (урочище Ривулинна) постепенно (во время половодий) засоряется аллювием и заболачивается. Болото Кадер с севера и северо-востока оказывается изолированным береговыми образованиями Балтики, поэтому течение Россони постепенно выходит юго-восточнее, за его пределы (рис. 47).

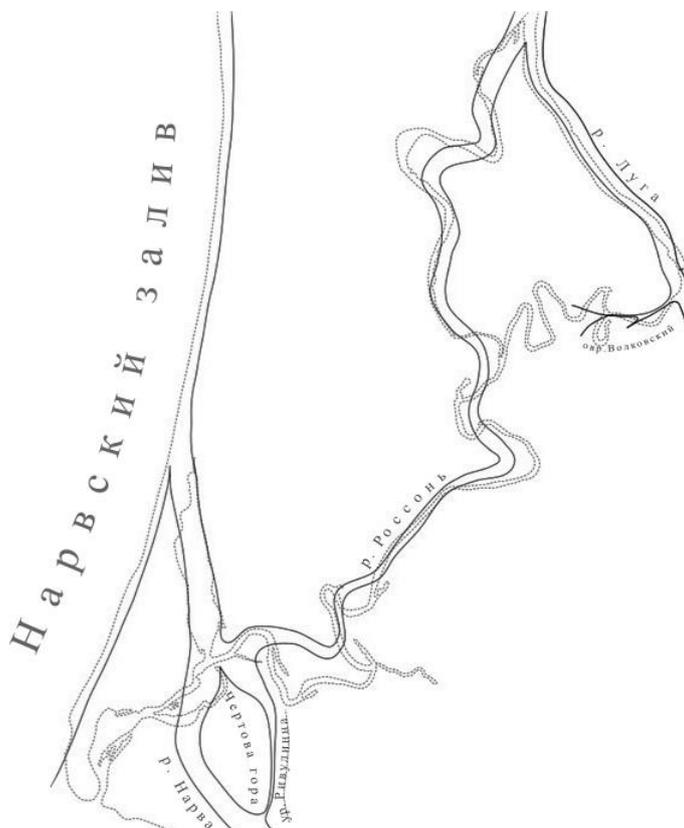


Рис. 47 Река Россонь к началу Миевой стадии
(составлена Летюка Н.И. по материалам исследования)

Водный режим Россони постепенно меняется. Со снижением уровня, к влиянию стогно-нагонных явлений добавляется влияние режима рек Луги и Нарвы. Россонь начинает функционировать как протока, имеющая постоянное течение в Лужском направлении, но пропускающая полые воды р. Луги. По причине небольшого уклона, русло Россони начинает сильно меандрировать, причем эрозия идет главным образом в весеннее время, когда через русло проходит максимальный объем стока (из Луги).

Миевая стадия

Наиболее значимые изменения речной сети Наровско-Лужской низменности выявлены на приустьевом участке р. Нарвы и на всем протяжении р. Россонь.

Устье Нарвы находится в районе Вяйкне до XIII века н.э. [Летюка и др. 2017], на что указывает время начала накопления здесь донных отложений. Новое устье формируется в 6 км к юго-западу за счет прорыва реки на небольшом отрезке Мерикюльской пересыпи. Причин такого переброса устья может быть несколько. Рассмотрим их.

Во-первых, XIII век – начало активного освоения этой территории с установлением торговых связей. Вероятно, на приустьевом участке Нарвы был развернут порт, план которого потребовал строительства канала через Мерикюльскую пересыпь для спрямления русла Нарвы и смещения её устья ближе к западу, откуда шел основной торговый путь, что сокращало кораблям путь на 10–12 км.

Во-вторых, ответвление Россони вблизи устья могло создавать существенные проблемы, а именно – засорение его песчаным аллювием, выносимого Россонью в большом количестве во время половодья, что мешало судоходству. По этой причине пришлось раскопать для Нарвы новое устье выше по течению в расчете, что Россонь будет сбрасывать полые воды через старое устье Нарвы.

В-третьих, существует предположение, что новое устье было обустроено вследствие политических разногласий Новгородской республики и Ливонского

ордена. Вероятно, проход судов через устье пограничной реки облагался поборами со стороны русских. Ливония же, в свою очередь, разрешила эту проблему, прорыв канал через Мерикюльскую пересыпь, обустроив выход р. Нарвы в море на своей территории (рис. 48)

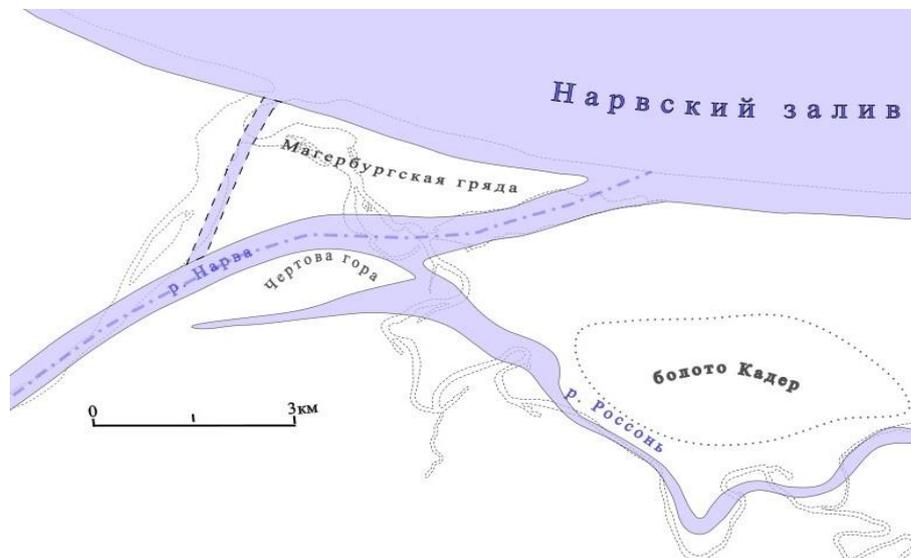


Рис. 48 Предполагаемое место строительства канала через Мерикюльскую пересыпь (составлена Летюка Н.И. по материалам исследования)

В-четвертых, формированию нового устья могла поспособствовать локальная неотектоническая (?) просадка Мерикюльской пересыпи. В настоящее время подобное явление наблюдается в 0,5–1,2 км к востоку от устья Нарвы. Здесь происходит искривление русла Россони в сторону моря, расширение площади пляжа с размывом прибрежного леса и понижение относительных отметок дюнных комплексов (рис. 49).



Рис. 49 Фото локального размыва берега Нарвского залива, как признака неотектонического погружения

Россонь на Миевой стадии сильно изменяется. Её водный режим в первую очередь зависит от колебания уровня приустьевой части Нарвы, который, обусловлен изменениями уровня Балтики в Нарвском заливе. Однако такие причины не находят отражения в эрозионной деятельности Россони, т.к. скорость течения меняется незначительно. Изменения гидрографии Россони происходят периодически и краткосрочно – во время прохождения по ней полых вод р. Луги.

Со времени формирования нового устья Нарвы в районе Нарва-Йыэсуу, Россонь течет по её (Нарвы) старому руслу между северным краем Чертовой горы и береговым комплексом Магербургской гряды.

Во время половодья Россонь сбрасывала большое количество аллювия в старое устье Нарвы, постепенно замывая его. Так происходило до тех пор, пока оно совсем не отделилось от Россони, превратившись в длинный и узкий залив. С прекращением стока из старого устья и в условиях регрессии, этот залив постепенно отделялся с севера береговыми образованиями Балтики и 800 кал. л. н. становится изолированным водоемом – озером Вяйкне.

Участок русла Россони к югу от Чертовой горы (Ривулинна), во время высоких половодий, постепенно заносится аллювием. В его принаровском крае образуется естественная плотина с абсолютными отметками до 4 м. Временами, во время катастрофических половодий, Россонь обходила это препятствие с севера,

свидетельством чему является сухая дельта, выходящая в долину Россони к западу от Чертовой горы.

На Среднем участке Россони в условиях Миевой стадии эрозионные процессы проявляются различно. На отрезке плакора Наровско-Лужского междуречья, преобладает донная эрозия, а в местах пересечения Россонью древних береговых образований – развивается полное меандрирование.

На Прилужском участке тоже происходят большие изменения. В районе урочища Арсия формируется перехват, и, Россонь формирует новое устье в р. Лугу. Старое русло становится рукавом Мертвица [Летюка и др. 2017]. Время перехвата относится приблизительно к XI–XII в. в., если судить по упоминаниям уже заболоченной Мертвицы в летописях, [Демина, 2009].

Выводы к главе 3

1. Деятельность р. Нарвы и р. Луги проявилась в районе Балтийско-Ладожского уступа, где они «расчистили» и унаследовали доледниковые долины.

2. В начале Иольдиевой стадии, р. Луга могла иметь сток в Копорскую губу через систему озёр Бабинское – Глубокое – Копанское. Позже этот путь был закрыт гляциоизостатическим подъёмом северной части территории. Направление р. Луги поменялось на западное и пошло по тальвегам ложбины между Крикковским плато и глинтом, где располагалась береговая зона Иольдиевого моря.

Нарва, из-за потери питания из Чудского озера, теряет водность и переходит в класс малых рек. К северу от глинта, она поворачивала на северо-восток, в обход косы Сининымме до впадения в р. Лугу.

3. На время максимума Анциловой трансгрессии вся территория Наровско-Лужской низменности была затоплена. Устья рек располагались в районе Балтийско-Ладожского уступа. Река Нарва впадала в Анциловое озеро в районе острова Креэнхольм, а Луга – у Кингисеппских порогов.

Во время фазы регрессии, на территории Наровско-Лужской низменности, расположение р. Луги было близко к современному, р. Нарва всё ещё не имела

питания из Чудского озера и была маловодна. Она по-прежнему оставалась притоком р. Луги, впадая в неё между восточным краем гряды Сининымме и южной оконечностью Крикковского плато.

4. На время максимума Литориновой трансгрессии, территория Наровско-Лужской низменности вновь скрыта под водой. Устья рек уходят в район Балтийско-Ладожского уступа. Река Нарва начинает получать дополнительное питание из Чудско-Псковского озера, водоносность её настолько возрастает, что она размывает часть гряды Сининымме и начинает спускать воды в лагуну Лекова. На максимуме трансгрессии р. Нарва впадает в Литориновое море в районе острова Крезнхольм, а р. Луга – у Кингисеппских порогов.

Развитие современной речной сети Наровско-Лужской низменности начинается с начала регрессии Литоринового моря. В центральной и южной части изучаемой территории, реки Луга и Нарва, занимают устойчивое положение, которое сохраняется до наших дней. Последующие изменения речной сети связаны преимущественно с изменением гидрографии приустьевых участков р. Нарвы.

5. Подъём уровня Балтики во время Лимниевой трансгрессии привёл к существенной перестройке прибрежных участков речной сети в северо-западной части Наровско-Лужской низменности. Повышение базиса эрозии привело к образованию прорыва р. Нарвой Мерикюльской пересыпи и формированием устья в Нарвском заливе. Из отделившегося участка р. Нарвы образуется р. Россонь.

В условиях сгонно-нагонных явлений Балтики и дисбаланса режимов Нарвы и Луги формируется речная система Нарва – Россонь – Луга, существующая до настоящего времени.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе проведённых научных исследований, в рамках настоящей работы, получен значительный объём информации, дополняющий и детализирующий научные представления о голоценовой истории восточной части Балтийского моря:

1) Работа с опубликованными сведениями о природных условиях района исследования позволила получить следующую информацию:

а) вследствие исторических причин, о районе исследований накоплено мало палео- и физико-географических сведений;

б) ход геологической истории изучаемого района способствовал превалированию длительности процессов аккумуляции над денудационными; во время голоцена, территория находилась на отметках близких к уровню моря, что способствовало развитию аккумулятивных форм рельефа вместе с лагунными и болотными отложениями, которые в свою очередь являются хорошей базой для изучения палеогеографической обстановки того времени;

в) доледниковый рельеф хорошо проецируются на современный и определяют ход геолого-геоморфологических процессов; в частности, низменное положение Венд-Кембрийской низины обусловило преобладание здесь аккумулятивных процессов; расположение древних речных долин повлияло на гидрографию озёр и речной сети;

г) современный рельеф хорошо отражает динамику водной и воздушной сред голоцена; здесь, для изучения, сохранились береговые образования почти всех стадий развития Балтийского моря;

д) климатические условия определяют развитие речной сети исследуемого района и обуславливают стабильное существование речной системы Нарва–Россонь–Луга;

е) речная сеть Наровско-Лужской низменности образована реками сформированными в разное время и сильно различающиеся по своим гидрологическим характеристиками;

ё) математический анализ уровневого режима рек Нарвы и Луги показал, что р. Россонь имеет направление течения из Нарвы в Лугу, что противоречит общепринятому представлению;

ж) озера и болота изучаемой территории приурочены к местам бывших плёсов различных стадий Балтики и содержат материал для палеорекострукции природных условий.

2. История гидрографии Балтийского моря достаточно хорошо изучена только для нижнего и среднего звена голоцена. Анализ опубликованных материалов о развитии акватории Балтики, выявил ряд пробелов в её изучении:

а) остаётся малоизученной Иольдиевая стадия (11560–10700 кал. л. н.);

б) дискуссионной в вопросах изменения уровня является поздняя Литориновая (7300 кал. л. н. – до настоящего времени);

в) не изучены изменения уровня Лимниевой стадии (4000–2400 кал. л. н.) для восточной акватории Балтийского моря;

г) практически не принимается во внимание Миёвая стадия Х. Мунте (от 2400 кал. л. н. – до настоящего времени).

Гидрография речной сети Наровско-Лужской низменности на протяжении голоцена испытывала влияние изменения уровня Балтийского моря:

а) изоляция Чудского плёса от Балтийского ледникового озера привела к формированию р. Нарва около 11600 кал. л. н.;

б) регрессия Иольдиевого моря в западном направлении способствовала (около 11000 кал. л. н.) развитию нижнего течения р. Луги вдоль Балтийско-Ладожского уступа;

г) трансгрессия Анциловой стадии 10800–10400 кал. л. н., полностью уничтожила ранее сформированную речную сеть Наровско-Лужской низменности;

д) в акватории Анцилового озера, около 10000 кал. л. н., начали формироваться крупные береговые образования (косы Сининимме и Мерикюльская), которые впоследствии существенно повлияли на гидрографию речной сети;

е) краткосрочная и с высоким перепадом уровня, регрессия Анцилового озера способствовала преобладанию глубинной эрозии в речной сети Наровско-Лужской низменности;

ё) трансгрессия Литориновой стадии 8280–7300 кал. л. н., полностью уничтожила ранее сформированную речную сеть Наровско-Лужской низменности;

ж) в акватории Литоринового моря, около 7000 кал. л. н., продолжился рост крупных береговых образований, которые повлияли на гидрографию речной сети (косы Галика, Сининимме и Мерикюльская);

з) высокий уровень Литориновой трансгрессии способствовал локальному размыву косы Сининимме около 7300 кал. л. н., через который позже (около 6000 кал. л. н.) вышла р. Нарва;

и) продолжительный и линейный характер регрессии Литоринового моря 7000–4000 кал. л. н. способствовал длительному спуску Литориновой лагуны с образованием устойчивых зон течений, под которыми сформировались крупные ложбины, унаследованные современной речной сетью;

к) трансгрессия Лимниевского моря около 3500 ¹⁴С л. н., вызвала частичную перестройку речной сети Наровско-Лужской низменности и формирование р. Россонь.

4. Формирование и развитие речной сети Наровско-Лужской низменности имеет длительное и сложное палеогеографическое описание:

а) к началу голоцена, реки Нарва и Луга уже существовали: Луга сформировалась со времени спуска Верхне-Лужского водоема в Нижне-Лужский

(13500–12500 кал. л. н.), Нарва – на этапе изоляции Древнего Чудского озера от Балтийского приледникового водоёма, около 12000 кал. л. н.

б) на территории Наровско-Лужской низменности речная сеть начинает формироваться со времени спуска Балтийского ледникового озера – около 11600 кал. л. н.;

в) во время Иольдиевой стадии (11600–10800 кал. л. н.) р. Нарва не имеет питания из Чудского озера и относится к малым рекам, она течёт в обход косы Сининымме и впадает в р. Луга;

г) речную сеть на минимальном уровне регрессии Анциловой стадии (около 8500 кал. л. н.) образовывала р. Луга с притоками, одним из которых была р. Нарва;

д) современная речная сеть Наровско-Лужской низменности начинает формироваться с начала регрессии Литоринового моря, около 7000 кал. л. н., реки Нарва и Луга развивались самостоятельно друг от друга вслед за отступающей береговой зоной Литориновой лагуны;

е) на расположение главных рек современной речной сети повлияло распространение линейных форм микрорельефа бывшего морского дна;

ё) формирование реки Россонь, и, как следствие речной системы Нарва–Россонь–Луга произошло в результате бифуркации р. Нарва около 3500 лет назад.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агроклиматический справочник по Ленинградской области / Глав. упр. гидрометеорол. службы при Совете Министров СССР. Сев.-Зап. упр. гидрометеорол. службы. Ленингр. гидрометеорол. обсерватория. - Ленинград : Гидрометеоздат, 1959. - 176 с.

Атлас Ленинградской области / Ленингр. ордена Ленина гос. ун-т им. А.А. Жданова; Науч.-исслед. геогр.-экон. ин-т; ред. коллегия: глав. ред. канд. геогр. наук А.Г. Дуров [и др.]. - Москва : ГУГК, 1967. - 82 с

Атлас Ленинградская область. Восток. / Атлас подгот. к печати 444 ВКФ в 1998 г. ; Ред. В. Смирнов. - СПб. : ВТУ ГШ, 1999. - 112 с.

Военно-топографическая карта Российской Империи 1846–1863 гг., М: 3 версты на дюйм. Ряд: III, лист: 7 / Составители Ф.Ф. Шуберт и П.А. Тучков – [Б.м.], 1919.

«Геологический словарь» Под общ. Ред А.Н. Криштофовича, Том 2 М—Я М.: Госгеолтехиздат, 1955. - 449 с.

Герасимов Д.В., Субетто Д.А. Бельский С.В. Культурные трансформации в контексте изменений окружающей среды на Карельском перешейке и в Северном Приладожье в Голоцене // Хронология, периодизация и кросскультурные связи в каменном веке: Замятинский сборник. / Рос. акад. наук, Музей антропологии и этнографии им. Петра Великого (Кунсткамера) РАН: сборник / ответственный редактор Хлопачев Г.А. Санкт-Петербург: Наука, 2008. - Вып. 1. - С. 164–172. - ISBN 978-5-02-0258283-7

«Географический атлас Российской империи, Царства Польского и Великого княжества Финляндского», Лист 11, Карта губерний СПб, Пядышев В. П. С-Пб, 1827 – 60 с.

Геология СССР / гл. ред. А.В. Сидоренко. - Москва : Недра, 1971 - . Т. 1 : Ленинградская, Псковская и Новгородская области : геологическое описание / ред. В.А. Селиванова. - 1971. – 503 с.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист О-(35),36–Ленинград. Объяснительная записка. / Отв. ред. Яновский А. С. Л, 1989 г.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист О-(35),36–Ленинград. Объяснительная записка. / Отв. ред. Яновский А. С. Л, 1989 г.

Гидрологический ежегодник 1936–1937 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря
Выпуск 0-5 Под ред. Е. М. Знаменской – Л : Гидрометеиздат 1948

Гидрологический ежегодник 1938–1939 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря
Выпуск 0-5 Под ред. Н. И. Зарубиной – Л : Гидрометеиздат 1948

Гидрологический ежегодник 1940–1941 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря
Выпуск 0-5 Под ред. Н. И. Зарубиной – Л : Гидрометеиздат 1948

Гидрологический ежегодник 1942 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря
Выпуск 0-6 Под ред. Н. И. Зарубиной – Л : Гидрометеиздат 1949

Гидрологический ежегодник 1943 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря
Выпуск 0-6 Под ред. Н. И. Зарубиной – Л : Гидрометеиздат 1949

Гидрологический ежегодник 1944 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря
Выпуск 0-6 – Л : Гидрометеорологическое изд-во 1950

Гидрологический ежегодник 1945 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря
Выпуск 0-6 – Л : Гидрометеорологическое изд-во 1951

Гидрологический ежегодник 1946 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря
Выпуск 0-6 – Л : Гидрометеорологическое изд-во 1951

Гидрологический ежегодник 1947 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря
Выпуск 0-6 – Л : Гидрометеорологическое изд-во 1951

Гидрологический ежегодник 1948 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря
Выпуск 0-6 – Л : Гидрометеорологическое изд-во 1952

Гидрологический ежегодник 1949 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря
Выпуск 0-6 – Л : Гидрометеорологическое изд-во 1953

Гидрологический ежегодник 1950 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря
Выпуск 0-6 – Л : Гидрометеорологическое изд-во 1954

Гидрологический ежегодник 1951 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря
Выпуск 0-6 – Л : Гидрометеорологическое изд-во 1955

Гидрологический ежегодник 1952 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря
Выпуск 0-6 – Л : Гидрометеорологическое изд-во 1956

Гидрологический ежегодник 1953 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря
Выпуск 0-6 – Л : Гидрометеорологическое изд-во 1953

Гидрологический ежегодник 1954 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря
Выпуск 0-6 – Л : Гидрометеорологическое изд-во 1957

Гидрологический ежегодник 1956 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря
Выпуск 0-3 – Л : Гидрометеорологическое изд-во 1960

Гидрологический ежегодник 1957 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря
Выпуск 0-3 Под ред. И.В. Кузнецова и Т.Ф. Эйпе. Изд-во Гидрометиздат 1961

Гидрологический ежегодник 1961 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря Выпуск
0-3 Под ред. И. В. Кузнецова и Х. Ю. Тууиметс. Изд-во Гидрометиздат 1964

Гидрологический ежегодник 1962 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря Выпуск
0-3 Под ред. И. В. Кузнецова ГУГМС Изд-во Гидрометиздат 1964

Гидрологический ежегодник 1963 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря Выпуск
0-3 ГУГМС Изд-во Гидрометиздат 1965

Гидрологический ежегодник 1965 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря Выпуск
0-3 ГУГМС Изд-во Гидрометиздат 1967

Гидрологический ежегодник 1966 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря Выпуск
0-3 ГУГМС Изд-во Гидрометиздат 1968

Гидрологический ежегодник 1967 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря Выпуск
0-3 ГУГМС Изд-во Гидрометиздат 1969

Гидрологический ежегодник 1968 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря Выпуск
0-3 ГУГМС Изд-во Гидрометиздат 1971

Гидрологический ежегодник 1969 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря Выпуск
0-3 ГУГМС Изд-во Гидрометиздат 1971

Гидрологический ежегодник 1970 г. Том 1 Бассейн Балтийского моря Выпуск
0-3 ГУГМС Изд-во Гидрометиздат 1970

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000 Издание второе, Серия Ильменская Лист О-35-V (Кингисепп) Объяснительная записка, Ред. К.Э. Якобсон – СПб., 2001. 138 с.

Государственная геологическая карта СССР. М-б 1:1 000 000. Новая серия. Лист О-(35), 36 (Ленинград). Карта дочетвертичных отложений. Яновский А.С., Кофман В.С., Саммет Э.Ю., и др. Росгеолфонд, Карт. фабрика ВСЕГЕИ, 1988

Государственная геологическая карта СССР. Карта четвертичных отложений/ В.Г. Ауслендер // Масштаб 1:1 000 000. Новая серия. Лист О-(35), 36 – Л.: Карт. фабрика ВСЕГЕИ, 1988.

Григорьев Г.В., Репях Я.С. и др. «Отчет о комплексной инженерно-геологической съемке масштаба 1:50000, проведенной в Ломоносовском и Кингисеппском районах Ленинградской области в 1965 году» (Невская геологическая партия Т. 1-3, ФГУ «СЗРФГИ», 1966

Демина В. В. Топонимика Кингисеппского района: Электронное дополняемое издание / сост.: В.В. Демина. [Электронный ресурс] URL: <http://libr-kingisepp.narod.ru/toponimika.pdf> Дата обращения 22.12.2022

Карпухина Н. В. Палеогеографическая модель деградации осташковского оледенения в пределах Чудско-Псковской низменности // Материалы XXXIII Пленума Геоморфологической Комиссии РАН «Геоморфология и картография». Саратов: СГУ, 2013. с. 289–293.

Карты Генерального Штаба РККА, листы квадратов О-35, О-36, Р-35, Р-36. РСФСР Ленинградская область. Временное издание для служебного пользования. Глав. Упр. Геодезии и Картографии при СНК СССР. 1939 – 1941гг.

Квасов Д.Д. Основные вопросы истории приледниковых озер Северо-Запада/ Д.Д. Квасов, И.И. Краснов // Матер. I симпозиума “История озер Северо-Запада”. (Ленинград, 17-20 ноября, 1965), К Международному симпозиуму по истории озер (Венгрия, 1967 г.) / ред. С.В. Калесник – Л.: Географическое общество СССР, 1967. – 382 с.

Квасов Д.Д. Основные вопросы позднеледниковой истории восточной Балтики. / Д.Д. Квасов, И.П. Баканова, Н.Н. Давыдова – Вильнюс, Балтика, т.4, 1970, с. 65–89.

Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. / Д.Д. Квасов – Л.: Наука, 1974. – 278 с.

Кессел Х. Я., Раукас А. В. Прибрежные отложения Анцилового озера и Литоринового моря в Эстонии / Х. Я. Кессел, А. В Раукас – Таллин: Ин-т геологии АН Эст. ССР, Валгус, 1967. – 135 с.

Клейменова Г.И. Возраст и история развития болотного массива «Тарарайское» Ленинградской области СПб., Изд-во Вестник ЛГУ серия 7 вып. 4 1991, с. 23–29

Кошелева Е.А. Эволюция ландшафтов бореальной зоны в позднеледниковье и голоцене: Монография. РГПУ им. А.И. Герцена, 2012. _ 158 сСпб. :

Летюка Н. И. Формирование и развитие Нарвско-Лужского соединения в Голоцене. / Н.И.Летюка // LXVII Герценовские чтения. Сборник научных трудов – Санкт-Петербург: Типография РГПУ им. А.И.Герцена 2014. с. 21-26.

Летюка Н.И. Особенности гидрологического режима реки Россонь. / Н.И.Летюка // материалы IV международной научно-практической конференции «Природное и культурное наследие: междисциплинарные исследования, сохранение и развитие» под ред. Ал А. Григорьева — Санкт-Петербург: Типография РГПУ им. А.И.Герцена, 2015. с. 107-110.

Летюка Н.И., Субетто Д.А., Леонтьев П.А. Формирование и развитие Наровско-Лужского соединения в Голоцене/ Летюка Н.И., Субетто Д.А., Леонтьев П.А.// Известия РАН. Серия географическая, 2017, № 3, 2017 с. 65–81

Летюка Н.И. Особенности русловых процессов реки Россонь/ Н.И.Летюка //LXX Герценовские чтения. Сборник научных трудов –Санкт-Петербург: Типография РГПУ им. А.И.Герцена 2017, с. 163–167

Летюка Н.И., Субетто Д.А. Гидрологическое описание реки Россонь / Летюка Н.И., Субетто Д.А. // Астраханский вестник №1 (49) 2019. с. 46-57

Кумпан А.С., Суйковский Г.В., Афоничев Н.А. Геологический очерк и подсчет запасов основного компонента диктионемовых сланцах по Ранноловскому участку. / Кумпан А.С., Суйковский Г.В., Афоничев Н.А.// Фонды НПГО, Т. 1 и 2, 1947 г.

Атлас Ленинградская область. Восток. / Атлас подгот. к печати 444 ВКФ в 1998 г. ; Ред. В. Смирнов. - СПб. : ВТУ ГШ, 1999. - 112 с.

Лисицына Г.Н. Вопросы палеогеографии позднеледникового времени на территории северо-запада Европейской части СССР/ Г.Н. Лисицына // сб. ст. Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. под ред. К.К. Маркова и А.И. Попова. М: Изд-во Московского университета 1959 – с. 13-38

Лоция Балтийского моря Часть I Восточная часть моря с Финским и Рижским заливами / Упр. гидрограф. службы Воен.-Мор. Флота. - [Ленинград] : [б. и.], 1979. - 4 т.;

Малаховский Д.Б., Спиридонова Е.А., Котлукова И.В. и др. Геоморфология и четвертичные отложения северо- запада европейской части СССР (Ленинградская, Псковская, Новгородская области). – Л.: Наука, 1969. – 264 с.

Марков К.К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. / К.К. Марков. // Труды Главного геологоразведочного управления ВСНХ СССР. Вып. 117. – М.—Л.: Типография им. Евгении Соколовой, 1931, 256 с.

Марков К.К. Стратиграфия голоцена и позднеледникового. Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины М. ИАН СССР 1961г.

Материалы по режиму рек СССР Том 3 Бассейн Балтийского моря Выпуск 1 Реки бассейна Балтийского моря без бассейнов Ладожского и Онежского озер. Гидрометеорологическое издательство М.Л. 1940

Можаев Б.Н. Новейшая тектоника Северо-Запада Русской равнины. / Б.Н. Можаев. – Л: Недра, 1973, 229 с.

Можаев Б.Н., Рукояткин А.А. «Террасы приледниковых водоемов в Ленинградской и Новгородской областях» в сб. История озер Северо-Запада [Текст] : Материалы I Симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР.

(Ленинград, 17-20 ноября 1965 г.) : К Междунар. симпозиуму по истории озер (Венгрия, 1967 г.) / Геогр. о-во СССР ; [Отв. ред. С. В. Калесник]. - Ленинград : [б. и.], 1967. - 382 с., 7 отд. л. черт. : ил., карт.; 27 см

Материалы для описания русских портов и истории их сооружения. Выпуск XXXIII Результаты изысканий в портах Балтийского моря: в устье р. Наровы, в устьях рек Луги и Россони, в Порт-Кунде, Тольсбурге и Махольм и вдоль побережья между Усть-Наровой и Махольмом./ Руммель В.Ю. и Силич А.В – Санкт-Петербург: Типография Министерства Путей Сообщения, 1902 – 121 с.

Навигационные исследования на реке Россонь: отчет о навигационных исследованиях в рамках проекта «Водные пути реки Нарвы» в контексте INTERREG III A / Златопольский А. Р. С-Пб. : ООО «Чарт Пилот», 2008, 65 с.

Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Вып. 3 Ч 1 – 6 . – 1988

Отчет о комплексной инженерно-геологической съемке масштаба 1:50000, проведенной в Ломоносовском и Кингисеппском районах Ленинградской области в 1965 году. (Невская геологическая партия) / Григорьев Г.В., Репях А.В. Берковский В.И. – Л: ЛГЭ СЗПГО, Невская геологическая партия Т. 1-3, 1966

Предпроектные проработки размещения яхтенной стоянки и стоянки маломерных судов в устье р. Россонь в Кингисеппском районе Ленинградской области: технико-экономический анализ и определение в рамках проекта «Водные пути реки Нарвы» в контексте INTERREG III B / Николаевский М.Ю. С-Пб.: ООО «Морское строительство и технологии» (Морстройтехнология), 2008. – 55 с.

Приказ Федерального агентства водных ресурсов от 29 апреля 2022 г. № 108 "Об утверждении Правил использования водных ресурсов Нарвского водохранилища на р. Нарве" [Электронный ресурс] // ГАРАНТ. РУ: электрон. правовой. журн. 2022. URL:<https://www.garant.ru/products/ipo/prime/doc/405271761/> http://www.tverlingua.by.ru/archive/005/5_3_1.htm (дата обращения: 30.11.2022).

Пуура В.А., Вахер Р.М., Клейн В.М. Коппельмаа Х. Я., Нийн М. И., Ванамб В. В., Кирс Ю. Э. «Кристаллический фундамент Эстонии» М., Изд-во Наука, 1983, 208 с

Рацевич, С. В. Глазами журналиста и актера: из виденного и пережитого. Том 1-й. / С. В. Рацевич, Нарва: OÜ Sporina, Таллинн: Tallinna Raamatutrükikoda 2007. – 463 с.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики. Том 4 Прибалтийский район. Вып. 1 Эстония. Изд. «Гидрометеиздат» Л. 1966г.

Ресурсы поверхностных вод СССР Том 2 Карелия и Северо-Запад, Часть 3, Гидрографические описания рек и озер. Под ред. В.Е.Водогрецкого. Издательство: «Гидрометеиздат». Л. 1972 г. - 959с.

Саммет Э.Ю. Современные (Голоценовые) отложения // Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада Европейской части СССР / Под ред. Д.Б. Малаховецкого, К.К. Маркова. Л.: Наука, 1969. 256 с.

Сводная пояснительная записка к Схеме комплексного использования и охраны водных объектов (СКИОВО) бассейна реки Луга и рек бассейна Финского залива от северной границы бассейна реки Луги до южной границы бассейна реки Невы, утвержденной приказом Невско-Ладожского бассейнового водного управления Федерального агентства водных ресурсов от « 07 » октября 2015 г. № 132 Проект ФГБУ «ГГИ», рук-ль д.г.н. В.Ю. Георгиевский. Ответственные исполнители работ: к.г.н., вед.н.с. А.Л.Шалыгин, д.г.н., зав.лаб. Б.Г.Скакальский; ст. науч. сотрудник О.В. Задонская.

Соколов А. А. «Гидрография СССР» Часть II Гидрография естественно-исторических районов Советского союза. / А.А. Соколов Л.: Гидрометеиздат 1952. – 287 с.

Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. – СПб. Издательство РГПУ им. А.И.Герцена, 2009. – 348 с.\

Топографическая карта Санкт-Петербургской губернии М: 5 верст в дюйме. Ряд VIII, лист 2 / Составлена Ф. Ф. Шубертом. - [Б.м.], 1834 г.

Топографическая карта Генерального штаба СССР Масштаба 1: 50000 Листы О-35-21-А и О-35-21-В / ГУГК СССР 1989 г.

Ульянова В.И. Отчет о детальных геологоразведочных работах на месторождении валунного камня Валговицы Ленинградской железной дороги/ Ульянова В.И.// ФГУ СЗРФГИ, 1953

Федоров С.М., Москаленко П.Е., Спиридонов М.А. «Морские геологосъемочные работы масштаба 1:200 000 на листах Р-35 XXXVI, О-35-V, проведенных ВСЕГЕИ в 1989-94 гг.» (Отчет по объекту «Кронштадтский» в 4-х книгах) Т. 1-4. СПб, 1995

Чернов, А. В. Особенности формирования озерно-русловых систем северо-запада России / А. В. Чернов, Д. А. Субетто, М. С. Потахин, Н. И. Летюка. - Текст : непосредственный // Гидросфера. Опасные процессы и явления = Hydrosphere. Hazard Processes and Phenomena. - 2022. - Том 4, N 4. - С. 346-358.

Шмаенок А.И., Саммет Э.Ю. Беленицкая Г.А.и др. «Геологическое строение района нижнего течения рек Нарвы, Луги и Сисы (отчет о комплексной геологической съемке масштаба 1:200 000)» Т. 1-4, ФГУ «СЗРФГИ», 1962

Энциклопедия климатических ресурсов Российской Федерации / Федер. служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Гл. геофиз. обсерватория им. А. И. Воейкова ; под ред. Н. В. Кобышевой, К. Ш. Хайруллина. - Санкт-Петербург : Гидрометеиздат, 2005 (СПб. : САВОЖ). - 319 с. ; ISBN 5-286-01444-5

Яновский А.С. Отчет о гидрогеологической съемке на площади листов О-35-V, X1, геологическим доизучением масштаба 1:200000, глубинном геологическом картировании масштаба 1:1000000 и геоэкологических исследованиях масштаба 1:50000, частично масштаба 1:200000, на площади листов О-53-V, V1, X1(западная часть Ленинградской области) в 1987–1994 гг.// ФГУ СЗРФГИ, Т.1–6, 1995

Andrén, T. 2003b: Yoldiahavet – en viktig parentes. Havsutskikt 2, 2003, 6-7.

Andrén, T, Andrén, E, Berglund, B.E, Yu, S.-Y New insights on the Yoldia Sea low stand in the Blekinge archipelago, southern Baltic SeaGFF. — Stockholm, 2007. — Vol. 129. — P. 277–285

Andrén, T., Lindeberg, G. & Andrén, E. 2002. 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* 31, 226–238.

Andren T., Björck J., Johnsen S. Correlation of Swedish glacial varves with the Greenland (GRIP) oxygen isotope record // *Journal of Quaternary Science*. 1999. Vol. 14. P. 361-371.

Andren, E., Andren, T. & Sohlenius, G. 2000. The Holocene history of the southwestern Baltic Sea as reflected in a sediment core from the Bornholm Basin. *Boreas*, 29, 233-250.

Andrén, T, Andrén, E, Berglund, B.E, Yu, S.-Y New insights on the Yoldia Sea low stand in the Blekinge archipelago, southern Baltic Sea GFF. — Stockholm, 2007. — Vol. 129. — P. 277–285.

Andrén, T, Björck, S, Andrén, E, Conley, D, Zillén, L, Anjar, J. The Development of the Baltic Sea Basin During the Last 130 ka // *The Baltic Sea Basin* / editors Harff, J, Björck, S, Hoth, P. — Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2011. — P. 449. — S. 75-97. — ISBN 978-3-642-17220-5.

Behrends, B., Hertweck, G., Liebezeit, G. and Goodfriend, G. 2005. Earliest Holocene occurrence of the soft-shell clam, *Mya arenaria*, in the Greifswalder Bodden, Southern Baltic. *Marine Geology* 216: 79-82.

Bennike, O., Jensen, J.B. & Lemke, W. 1998: Fauna and flora in submarine early Holocene lake-marl deposits from the southwestern Baltic Sea. *The Holocene* 8, 353-358.

Berglund B.E., 1971 *Littorina* transgressions in Blekinge, South Sweden – A preliminary survey. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 93; 625-652

Bitinas, A., Damusyte, A. The *Littorina* sea at the lithuanian maritime region (англ.) // *Polish Geological Institute Special Papers* : журнал. — 2004. — Vol. 11. — P. 37-46.

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

Björck, S The late Quaternary development of the Baltic Sea (англ.) // In The BACC Author Team (eds.): Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin : Berlin, Heidelberg: Springer Verlag. 2008. —p. 398–407 ISBN 978-3-540-72786-6.

Björck, S, Andrén, T, Jensen, J.B. An attempt to resolve the partly conflicting data and ideas on the Ancyclus–Littorina transition (англ.) // Polish Geological Institute Special Papers : Журнал. — 2008. — Vol. 23. — P. 21 - 26.

Grigoriev A., Zhamoida V., Spiridonov M., Sharapova A., Sivkov V., Ryabchuk D. Late-glacial and Holocene palaeoenvironments in the Baltic Sea based on a sedimentary record from the Gdansk Basin (англ.) // Climate research. — 2011. — Vol. 48. — P. 13 – 21

Donner, J. 1995. The Quaternary History of Scandinavia. Cambridge University Press, Cambridge, 200 pp

Donner, J. 2010. The Younger Dryas age of the Salpausselkä moraines in Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland 82, 69–80.

Eesti geoloogiline baaskaart geological base map of Estonia. Scale 1:50 000, 6534 Narva Seletuskiri explanation to the maps. K. Suuroja, T. Mardim, K. Ploom, T. All, M. Otsmaa, M. Kõiv / Eesti geoloogiakeskus Tallinn 2009

Engelhardt, M Diatomiidi eeluurimise tulemused AIS Telliskivi Tehastete sügisel 1937a., из материалов архива Института Геологии АН Эстонии

Kalm, V. 2006: Pleistocene chronostratigraphy in Estonia, southerneastern sector of Scandinavian glaciations / V. Kalm // Quaternary Science Reviews 25, 2006. – p. 960-975.

Kessel, H., «On the Age of Holocene Transgressions of the Baltic Sea in Estonia According to Palynological Analysis» 1963 (Baltica, I), Vilnius, p. 101-115

Kessel, H. & Raukas, A. 1967. The Deposits of the Ancyclus Lake and Litorina Sea in Estonia (in Russian). Valgus, Tallinn, 134 pp

Kessel, H. & Raukas, A. 1979. The Quaternary history of the Baltic. Estonia. In The Quaternary History of the Baltic (Gudelis, V. & Königsson, L.-K., eds), pp. 127–146. Acta Universitatis Upsaliensis, Uppsala.

Lepland A., Hang T., Kihno K., Sakson M. & Sandgren P. Holocene sea-level changes and environmental history in the Narva Area // Coastal Estonia. Recent Advances in Environmental and Cultural History. PACT 51. Rixensart: Council of Europe, 1996. P. 205-216.

Lewis, J.P. Holocene environmental change in coastal Denmark: interactions between land, sea and society. A Doctoral Thesis. — 2011. — P. 336

Marks, L. Last deglaciation of northern continental Europe / L. Marks // Cuadernos de Investigacion Geografica, Vol 41, No 2, 2015. – p. 279-293

Martin, E. And Schwartz, M., «Geomorphic Evolution of the Narva-Luuga Coast, U.S.S.R.», Shore and beach v 59 (2) 1991

Miettinen, A. 2002. Relative sea level changes in the eastern part of the Gulf of Finland during the last 8000 years. Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Geologica-Geographica, 162-102.

Miettinen, A Holocene sea-level changes and glacio-isostasy in the Gulf of Finland, Baltic Sea (англ.) // Quaternary International : Журнал. — Helsinki, 2004. — Vol. 120. — P. 91 - 104.

Hang, T. 2003. A local clay-varve chronology and postglacial sedimentary environment in glacial Lake Peipsi, eastern Estonia. Boreas 32, 416–426.

Hang, T., Kalm, V., Kihno, K., Milkevicius, M., 2008. Pollen, diatom and plantmacrofossil assemblages indicate a low water level phase of Lake Peipsi at the beginning of the Holocene. Hydrobiologia 599 (1), 13–21.

Helmersen, G., Der Peipus-See und die Obere Narowa. Die Geologie in Rußland, in Beitrage zur Kenntniss des Russischen Reiches und der angrenzenden Ländern Asiens, Bd. XXIV. St– Petersburg, 1864, 21-88

Hyttinen, O. Sedimentological and chronological aspects of the Younger Dryas – Holocene transition record in southern Finland and northern Baltic. Accademic Dissertation. — Helsinki: Unigrafia, 2012. — P. 38

Hyvärinen, H., «The Mastogloia stage in the Baltic Sea History: diatom evidence from Southern Finland» Bulletin of the Geological Society of Finland 56 part 1-2 1984

Hyvärinen, H., Raukas, A. and Kessel, H., «Mastogloia and Litorina seas» Geology of the Gulf of Finland, Tallinn 1992 (in Russian)

Hyypä, E., «Post-Glacial Changes of Shoreline in South Finland», in Bulletin de la Commission Geologique de Finlande, 1937, 120 h 1-225

Ojala, A.E.K., Palmu, J., Aberg, A., Aberg, S., Virkki, H. Development of an ancient shoreline database to reconstruct the Litorina Sea maximum extension and the highest shoreline of the Baltic Sea basin in Finland (англ.) // Bulletin of the Geological Society of Finland: статья. — 2013. — P. 127–144. — ISSN 0367-5211

Orviku Kaarel and Romm, G., «Lithomorphodynamical Processes of Narva Bay» in Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology, 41, 3, 1992 p. 139-147

Orviku, Karl . Tuiskliiv, «Loodus», 1933, Tartu 0-34,35

Orviku, K., Geoloogilisi märkmeid geoloogilis-geograafiliselt õppekursioonilt Narva ja selle lähemasse ümriusse 10-14 juunil 1936 in Eesti Loodus, 1936, 4 p 149-157

Petersen, K.S., Rasmussen, K.L., Heinemeier, J. and Rud, N. 1992. Clams before Columbus? Nature 359: 679

Ramsay, W., 1929, Niveauverschiebungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland (Fennia, Bd. 52, N. 2), 48 p.

Rinterknecht, V. R., Clark, P.U., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Brook, E.J., Tschudi, S. & Lunkka J.P. 2004. Cosmogenic ¹⁰Be dating of the Salpausselkä I Moraine in southwestern Finland. Quaternary Science Reviews 23, 2283–2289

Rosentau A., Vassiljev J., Hang T., Saarse L., Kalm V. Development of the Baltic Ice Lake in the eastern Baltic. Quaternary International 206 (2009) pp 16 – 23

Rosentau A. Argo Joeleht, Jüri Plado, Raivo Aunap, Merle Muru, Eskola K.O «Development of the Holocene foredune plain in the Narva-Jõesuu area, eastern Gulf of Finland» Geological Quarterly 57(1) Feb. 2013

Rosentau A., Muru M., Kriiska A., Subetto D. A., Vassiljev J., Hang T., Gerasimov D., Nordqvist K., Ludikova A., Lõugas L., Raig H., Kihno K., Aunap R., Letyka N., 2013. Stone Age settlement and Holocene shore displacement in the Narva-Luga Klint Bay area, eastern Gulf of Finland. Boreas, V.42(4). 912–931

Rößler Doreen Reconstruction of the Littorina Transgression in the Western Baltic Sea Meereswissenschaftliche Berichte MARINE SCIENCE REPORTS No. 67 Baltic Sea Research Institute (IOW), Institut für Ostseeforschung Warnemünde 2006 Germany

Salmi, M., «Ein von der Litorinatransgression überspütes Torflager in NE-Estland zwischen Narva und Narva-Jõesuu», in Societas geographica Fenniae, series Acta Geographica, 9 № 4, Helsinki 1945 13 p

Sandgren P., Subetto D.A., Berglund B.E., Davydova N.N., Savelieva L.A., 2004. Mid-Holocene Baltic Sea transgressions and their climatic implications, based on stratigraphic studies in coastal lakes of NW Russia. GFF, Vol.126, pp.363-380

Saarnisto, M. & Saarinen T. 2001. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselkä End Moraines. Global Planetary Change 31, 387– 405.

Saarse L., Vassiljev J., Rosentau A. Litorinia sea shore displacement of the island of Saaremaa, Estonia (англ.) // Polish Geological Institute Special Papers : журнал. — 2009. — Vol. 25. — P. 59-66. — ISBN 978-83-7538-639-4. — ISSN 1507-9791.

Saarse , L. & Vassiljev , J. 2010. Holocene shore displacement in the surroundings of Tallinn , North Estonia. Estonian Journal of Earth Sciences , 59 , 207–215.

Schmölcke U., Endtmann E., Klooss S., Meyer M., Michaelis D., Rickert B.H., Rößler D. Changes of sea level, landscape and culture: A review of the south-western Baltic area between 8800 and 4000BC (англ.) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology : журнал. — Elsevier B.V., 2006. — Vol. 240. — P. 423 – 438

Svensson N-O (1989). Late Weichselian and Early Holocene shore displacement in the central Baltic, based on stratigraphical and morphological records from eastern Småland and Gotland, Sweden. LUNDQUA Thesis 25.

Suuroja K., Mardim T., Ploom K., All T., Otsmaa M., Maarika K. «Baaskaardi NARVA (6534) lehe geoloogilise kaardikomplekti koostamine ja digitaalse andmebaasi loomine aruanne» [электронный ресурс] Eesti Geoloogiakeskus Kaardistamise osakond, Tallinn, 2009 Режим доступа: <https://geoportaal.maaamet.ee/docs/geoloogia/6534Seletuskiri.pdf?t=20091217103044> дата обращения 16.01.2023 г.

Thomson, P.W., 1937, Narva diatomiit, Eesti Loodus, 5, Tartu, p. 214–216.

Tikkanen, M, Oksanen, J Late Weichselian and Holocene shore displacement history of the Baltic Sea in Finland Fennia - International Journal of Geography : Helsinki: Geographical Society of Finland, 2002. — No. 1-2

Tsugai, A., Plado, J., Jõeleht, A., Kriiska, A., Mustasaar, M., Raig, H., Risberg, J. Rosentau, A., «Ground-penetrating Radar and Geological Study of the Kudruküla Stone Age Archaeological Site, Northeast Estonia» Archaeological Prospection 21, 225–234 (2014)

Uscinowicz, S Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the Southern Baltic (англ.) // Polish Geological Institute Special Papers : Сборник. — Gdańsk, 2003. — Vol. 10.

Uscinowicz, S. 2006. A relative sea-level curve for the Polish Southern Baltic Sea. Quaternary International 145–146, 86–105.

Vassiljev, J., Saarse, L. & Rosentau, A. Palaeoreconstruction of the Baltic Ice Lake in the eastern Baltic. In: Harff, J., Björck, S. & Hoth, P. (eds.) The Baltic Sea Basin, Central and Eastern European Development Studies (CEEDES) Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg 2011 pp. 189–202.

Yu, S.Y. The Littorina transgression in southeastern Sweden and its relation to mid-Holocene climate variability (англ.) // LUNDQUA Thesis : диссертация. — Лунд: Lund University, Department of Geology, Quaternary Sciences, 2003. — ISBN 91-86746-54-5. — ISSN 0281-3033

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1

Геологическое строение осадочного чехла

Стратиграфия дочетвертичных отложений Наровско-Лужской низменности и Балтийско-Ладожского уступа
(составлена Летюка Н.И. по данным [Государственная геологическая карта..., 2001, 2021])

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Индекс	Мощность	Характеристика подразделений
Ордовикская	Средний	Лландей-ловский	Ухакусский	O ₂ md ₂	10–20	Верхняя подсвита. Известняки глинистые с прослоями доломитов, мергелей и вверху с прослойками кукерсита. <i>Platystrophia denata</i> Pand, <i>Echinospaerites acerantium infra</i> Heck., <i>Asaphus devexus</i> Eichw.
		Лланвирнский	Азериский и Ласнамягиский	O ₂ md ₁	5–15	Нижняя подсвита. Известняки неравномерно глинистые, сильно доломитизированные, доломиты, прослойки мергелей и глин, нередко с включениями железистых оолитов в подошве («верхний чечевичный слой») <i>Asaphus cornutus</i> Pand, <i>Orthoceras regulare</i> Schl.
			Кундаский	O ₂ ob ₂	3,5–8,4	<i>Обуховская свита</i> Верхняя подсвита. Известняки и доломиты,
			Волховский	O ₁ v1	1,5–5,6	<i>Волховская свита</i> Доломиты и известняки глинистые, глауконитовые с прослойками глин известковых <i>Asaphus lepidurus</i> Nieszk., <i>Licophoria nucella</i> Dalm.

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Индекс	Мощность	Характеристика подразделений
	Нижний	Аренгский	Латорпский	O ₁ lt	0,3–2,2	<i>Лезтсеская свита.</i> Доломиты и мергели с прослойками глин известковых. В основании – песчаники, в кровле – линзы глин. <i>Angusticordinia recta</i> P and ., <i>Panderina bocki</i> L a m .
		Тремадокский	Пакерортский	O ₁ kp	< 7,2	<i>Копорская свита</i> Аргиллиты черные керогенистые («Диктионемовые сланцы»), алевролиты. В основании – переслаивание диктионемовых сланцев и песков серых, кварцевых, оболочковых <i>Dyctionema flabelliforma</i> Eichw., <i>Cordylodus prion</i> Lindstr.
				O ₁ ts	0,3–7,1	<i>Тосненская свита.</i> Пески разнозернистые серые, желтые, коричневато-серые. Оболочковые. В основании – редкая галька фосфатных песчаников. <i>Obolus apollinis</i> Eichw.
Кембрийская	Верхний	Аксацкий	Ладожский	Є ₃ lš	< 2	<i>Ломашкинская свита</i> Песчаники мелкозернистые с редкими линзовидными прослойками глин, в основании с прослоями детритового песка с примесью крупных кварцевых зерен. <i>Schmidtites celatus</i> Volb. <i>Ungula ingraca</i> Eichw.
	Средний	Амгинский и Майский	Дейменский	Є ₂ sb ?	6	<i>Саблинская свита Нижняя подсвита.</i> Пески желтые и красновато-желтые. Средне- и мелкозернистые, кварцевые, с мелкими прослойками глин, в основании с включениями гравийных зерен.

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Индекс	Мощность	Характеристика подразделений
Вендская	Нижний	Атдабанский	Домино-польский	Є _{1ts}	8–19	<i>Тискреская свита</i> Алевролиты и пески кварцевые, редкие прослойки глин. <i>Scenella discinoides</i> Sch m., <i>Mickwitzia monilifera</i> Linnars.
				Є _{1lk}	10–16	<i>Люкайтская свита.</i> Глины зеленовато-серые с глауконитом в переслаивании с алевролитом и песчаниками
		Томмотский	Лонтоваский	Є _{1sv}	90–112	<i>Сиверская свита</i> Глины голубовато-зеленовато-серые с пиритом и глауконитом, вверху – каолинизированные, в основании и кровле – с редкими прослоями песчаников кварцевых и алевролитов. <i>Platysolenites</i> , <i>Sabellidites</i> , <i>Leiosphaeridia</i> .
	Верхний		Ровенский	V ₂ -Є _{1lm}	4–5	<i>Ломоносовская свита</i> Переслаивание глин, алевролитов и песчаников, в глинах – зерна глауконита, пиритизированные ходы червеобразных
			Котлинский	V ₂ vr	8–15	<i>Воронковская свита</i> Глины пестроцветные в переслаивании с алевролитами. Вверху – пески и алевролиты светло-серые кварцевые. В глинах – фрагменты лент водорослей.
				V ₂ vo ₂	80–91	<i>Верхняя подсвита.</i> Глины зеленовато-серые тонкослоистые уплотненные с прослойками алевролитов, реже – песков и песчаников. Частые прослойки и стяжения сидерита, лямбаритовые пленки. <i>Origmatosphaeridium</i> sp., <i>Pterospermopsimorpha insolita</i> Tim., <i>Spymosina Leiosphaeridia rubiginosa</i> Andr.

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Индекс	Мощность	Характеристика подразделений
				V ₂ v0 ₁	12–41	<i>Нижняя подсвита.</i> Пески и песчаники мелкозернистые с прослоями алевролитов и глин массивных, тонкослоистых, в основании – песчаники разнозернистые, гравелистые и алевролиты, вверху – алевролиты и глины с редкими прослойками сидерита.
			Редкинский	V ₂ sr ₂	5–27	<i>Верхняя подсвита.</i> Глины плотные, серые, темно-серые, местами пестроцветные с бурыми и желтыми пятнами, вверху – охристо-желтые, с прослоями алевролитов, песчаников и гравелитов. <i>Bavlinella</i> sp., <i>Orygmatosphaeridium</i> sp., <i>Leiosphaeridia effusa</i> Scher
				V ₂ sr ₁	4–34	<i>Нижняя подсвита.</i> Пески и песчаники разнозернистые, часто крупнозернистые, иногда гравелистые. В основании (местами) переслаивание песчаников и алевролитов, алевроито и глин, вверху – прослой алевролитов и глин

Стратиграфия плейстоценовых отложений Наровско-Лужской низменности и Балтийско-Ладожского уступа
(составлена Летюка Н.И. по данным [Государственная геологическая карта..., 2001, 2021])

Раздел	Звено	Надгоризонт	Горизонт	Слой	Индекс	Возраст (начало) тыс. л. н.	Мощность (средняя) м	Абсолют. высота кровли отложений м	Характеристика отложений
Плейстоцен	Верхнее	Валдайский	Осташковский	Балтийское ледниковое озеро	lgIIIb1	12,8–12,7	8,0–12	+43...+45	Горизонтальнослоистые пески и суглинки с включением гравия и гальки; Преобладают пыльцевые комплексы злаков <i>Betula pendula</i> и <i>Betula pana</i> ; пресноводный диатомит
				Наледниковые	f,lgIIIos ³	13,3	5,0–40,0	+40 и выше	<u>Флювиогляциальные</u> пески разнозернистые с включениями гравия и гальки; <u>Лимногляциальные</u> пески среднезернистые, ленточные глины и супеси
				Ледниковые	gIIIos ²		15–30	–10...+90	Супесчаные и суглинистые морены с крупными гнездами песков и гравия; скопления эратических валунов; крупные отторженцы
				Подледниковые	f,lgIIIos ¹	около 33	6–12	–10...+40	Пески полимиктовые, разнозернистые с включениями гравия и гальки

Раздел	Звено	Надгоризонт	Горизонт	Слой	Индекс	Возраст (начало) тыс. л. н.	Мощность (средняя) м	Абсолют. высота кровли отложений м	Характеристика отложений
			Ленинградский		l,laIIIln	около 49	13–16	–64...+17	Пески мелкозернистые, суглинки и алевриты
			Подпорожский	Нерасчлененные Курголовские и Верхневолжские	l,mIIIkg- vv		4–9	–24...–48	Тонкослоистые глины с прослоями и присыпками тонкозернистого песка
				Ледниковые	gIIIpd ²		6–16	–45...–77	Суглинистые и супесчаные морены
			Микулинский	Мгинская (свита)	mIIImg	около 130	4–19	–34...–85	Пески разнозернистые и битуминозные глины
	Среднее	Средне-русский	Московский	Наледниковые	lgIIms ³		3–5	–39...–79	Слоистые пески и суглинки, включение гравия
					fIIms ³		0,5–2	–44...–50	Пески разнозернистые, полимиктовые, с включениями гравия и мелкой гальки кристаллических пород

Раздел	Звено	Надгоризонт	Горизонт	Слой	Индекс	Возраст (начало) тыс. л. н.	Мощность (средняя) м	Абсолют. высота кровли отложений м	Характеристика отложений
				Ледниковые	gIIms ²	около 180	до 12	-48...-89	Суглинки и глины с большим количеством галечно-валунного материала
			Горкинский	Наледниковые	Ig,IIIgr		5-6	-62...-72	Пески среднезернистые, иногда глинистые. Супеси с прослоями голубовато-серой глины.
			Вологодский	Ледниковые	gIVl ²	около 300	4-5	-69...-75	Морена суглинистая, буровато-темно-серого цвета с гравием и галькой кристаллических пород.

Стратиграфия голоценовых отложений Наровско-Лужской низменности
(составлена Летюка Н.И. по данным [Государственная геологическая карта..., 2001, 2021])

Раздел	Звено	Надгоризонт	Горизонт	Слой	Индекс	Возраст (начало) кал. тыс. л. н.	Мощность (средняя) м	Абсолют. высота кровли отложений м	Характеристика отложений
Г о л о ц е н	Верхнее			Миевые	H ³ mi ^a	0,5–1,0	0,5–2,5	–1,0	<u>Морской флювиал</u> : разнозернистые пески; <u>Морской ундаллювий</u> : мелко- и среднезернистые пески; <u>Мариний</u> : мелкие и разнозернистые пески с валунами и простоями суглинков
				Лимниевые	H ³ lm	4,0	0,5–3,0	+4,0...+5,0	<u>Морской флювиал</u> : разнозернистые пески; <u>Морской ундаллювий</u> : мелко- и среднезернистые пески; <u>Мариний</u> : разнозернистые пески с валунами и простоями торфа Суббореальный и субатлантический пыльцевой спектр, пресноводно-солончатые диатомиты
	Среднее			Литориновые	H ² lt	8,5	0,5–12,0	+4,0...+10,0	<u>Морской нефелоид</u> : алевриты, алевропелиты, алевропески, включение органики; <u>Морской ундаллювий</u> : разнозернистые пески; <u>Мариний</u> : мелко- и среднезернистые пески с прослоями супесей и диатомитов Атлантические пыльцевые спектры широколиственных, солончатые диатомиты.

Раздел	Звено	Надгоризонт	Горизонт	Слой	Индекс	Возраст (начало) кал. тыс. л. н.	Мощность (средняя) м	Абсолют. высота кровли отложений м	Характеристика отложений
	Н и ж н е			Анциловые	H ¹ an	10,8–10,4	0,5–3,5	+0,5...+6,0	<p><u>Озерный нефелоид</u>: текучепластичные суглинки зеленовато-серого цвета</p> <p><u>Анциловый лимний</u>: пески серые мелкозернистые и разнозернистые</p> <p>Бореальные пыльцевые комплексы, господство Pinus, пресноводные диатомиты</p>
				Иольдиевые	H ¹ jl	11,6–11,5	1,0–1,5	–4,5...+2,3	<p>Пески мелкозернистые с включением органики, реже –глинистая гиттия</p> <p>Раннебореальные пыльцевые комплексы: господство Betula, постепенное увеличение Pinus, преобладание пресноводных диатомей</p>

Перечень датировок, учтенных при палеорекострукции изменения береговой зоны Балтийского моря
на территории Наровско-Лужской низменности

Место отбора	¹⁴ C возраст	Лаборат. №	Метод	Кал. л. н. (средний)	Абсолютная высота (м)	Материал образца	Датируемое событие	Ссылка
<i>Анциловое озеро</i>								
р. Тырвайыги	9750±200	Ta-2915	¹⁴ C	11150	6,8	Alnus в слое песка	Морские отложения	Rosentau, Letyka и др. 2012
	9700±75	Ua-3193	AMS	11100	3,8	Alnus в слое песка	Морские отложения	Lepland и др. 1996
	9480±80	Ua-3192	AMS	10770	5,0	Betula в слое песка	Начало лагунного осадконакопления	Lepland и др. 1996
гряда Сининымме	9380±70	Ua-3191	AMS	10610	4,0	фрагм.древес.в слое песка	Морские отложения	Lepland и др. 1996
	9190±70	Ua-3190	AMS	10360	5,0	Alnus в слое песка	Конт. осн. косы с донными морск. осадками	Lepland и др. 1996
озеро Бабинское	9565±110	LuA-4880	AMS	10910	8,1	гиттия	трансгрессия	Sandgren и др., 2004
	8670±50	Poz-1317	AMS	9620	8,1	гиттия	регрессия	Sandgren и др., 2004
<i>Литориновое море</i>								
р. Тырвайыги	8180±40	Poz-43489	AMS	9120	6,8	Pinus Sylvestris в погребенной почве	Заболачивание	Rosentau, Letyka и др. 2012
	8220±40	Poz-43488	AMS	9190	6,7	Pinus Sylvestris в погребенной почве	Заболачивание	Rosentau, Letyka и др. 2012
	7020±150	Ta-2938	¹⁴ C	7850	5,5	погребенная почва	Заболачивание	Rosentau, Letyka и др. 2012

д. Федоровка	7950±120	Ta-2972	¹⁴ C	8810	3,6	Alnus (?) в слое торфа	Заболачивание	Rosentau, Letyka и др. 2012
	4300±40	Ta-2970	¹⁴ C	4860	4,2	Древес. в торфе	регрессия	Rosentau, Letyka и др. 2013
болото Лекова	7757±89	Tln-1705	¹⁴ C	8540	2,4	торф	Заболачивание	Lepland и др. 1996
	7475±119	Tln-119	¹⁴ C	8280	2,9	нет данных	трансгрессия	Lepland и др. 1996
озеро Бабинское	7600±85	LuA-5193	AMS	8410	8,1	гиттия	изоляция водоема	Sandgren и др., 2004
	7185±85	LuA-5194	AMS	8010	8,1	гиттия	изоляция водоема	Sandgren и др., 2004
	7135±95	LuA-4881	AMS	7960	8,1	гиттия	изоляция водоема перед трансгрессией	Sandgren и др., 2004
	7110±40	Poz-1316	AMS	7800	8,1	гиттия	Морские отложения	Sandgren и др., 2004
	6530±90	LuA-5195	AMS	7250	8,1	гиттия	Морские отложения	Sandgren и др., 2004
	6630±45	Poz-1391	AMS	7300	8,1	гиттия	Морские отложения	Sandgren и др., 2004
	5990±40	Poz-1372	AMS	6660	8,1	гиттия	Морские отложения	Sandgren и др., 2004
	5455±45	Poz-1371	AMS	6090	8,1	гиттия	Морские отложения	Sandgren и др., 2004
	5175±45	Poz-1382	AMS	5930	8,1	гиттия	изоляция водоема перед регрессией	Sandgren и др., 2004
озеро Хаболовское	7520±40	Poz-2895	AMS	8350	3,1	мохово-осоковый торф	Заболачивание	Sandgren и др., 2004
	7120±40	Poz-2893	AMS	7950	3,4	мохово-осоковый торф	Заболачивание	Sandgren и др., 2004

	6990±40	Poz-2892	AMS	7830	3,8	мохово-осоковый торф	Заболачивание	Sandgren и др., 2004
озеро Леший	7280±50	Poz-1373	AMS	8100	6,9	гиттия	изоляция водоема перед трансгрессией	Sandgren и др., 2004
	7400±50	Poz-1374	AMS	8080	6,9	гиттия	Морские отложения	Sandgren и др., 2004
	7030±85	LuA-5275	AMS	7860	6,9	древесина	Морские отложения	Sandgren и др., 2004
	6360±100	LuA-5287	AMS	7100	6,9	гиттия	Морские отложения	Sandgren и др., 2004
	5545±94	LuA-5288	AMS	6180	6,9	гиттия	Морские отложения	Sandgren и др., 2004
урочище Смолка	7370±210	Le-12	¹⁴ C	8190	7,5	торф	Заболачивание	Kessel 1963, 1975
урочище Сииверсти	7210±40	Poz-43487	AMS	8020	6,0	торф	Заболачивание	Rosentau, Letyka и др. 2012
	7200±120	Ta-2979	¹⁴ C	8030	6,2	торф	Заболачивание	Rosentau, Letyka и др. 2012
озеро Глубокое	6850±50	Poz2964	AMS	7680	10,0	гиттия	трансгрессия	Sandgren и др., 2004
	6220±35	Poz-2953	AMS	6930	10,0		регрессия	Sandgren и др., 2004