

Санкт-Петербургский государственный университет

ДУДАНОВА Варвара Ивановна

Выпускная квалификационная работа

*Геологическая история и ключевые палеогидрологические события Приневья в
плейстоцене–голоцене*

Уровень образования: бакалавриат

Направление *05.03.02 «География»*

Основная образовательная программа *СВ.5019.2017 «География»*

Научный руководитель:

доцент кафедры геоморфологии,

Институт наук о Земле,

к. г. н. Л.А. Савельева

Научный консультант:

геолог I категории, Отдел четвертичной
геологии и геоморфологии ФГБУ «ВСЕГЕИ»,

к. г.-м. н. М.В. Шитов

Рецензент:

профессор кафедры геоморфологии
и палеогеографии, МГУ им. М.В. Ломоносова;

Зав. отделом палеогеографии
четвертичного периода ИГ РАН,

д. г. н. А.В. Панин

Санкт-Петербург

2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК.....	7
1.1 Географическое положение района.	7
1.2. Рельеф.	7
1.3. Гидрография.	8
1.4. Климат.....	8
1.5. Почвы и растительный покров.	9
ГЛАВА 2. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ОБ ИСТОРИИ ПРИНЕВЬЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ.....	10
2.1. Классические исследования.....	10
2.2. Вторая половина XX века.	22
2.3. Новые идеи.	29
ГЛАВА 3. ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫХ–ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИНЕВЬЯ	31
3.1. Материалы и методы исследования.	31
3.2. Разрез у Преображенской горы, г. Шлиссельбург.....	34
3.3. Разрезы близ пос. Невская Дубровка	36
3.4. Разрезы на Невском Пятачке	40
3.5. Опорный разрез в Келколово.....	45
3.6. Разрез «Кузьминки» на правом берегу р. Нева в 2 км ниже устья р. Мга	45
3.7. Опорный разрез «Усть-Тосно».....	50
3.8. Разрез в карьере завода им. Свердлова.....	53
3.9. Разрез в Невском Лесопарке	54
ГЛАВА 4. СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИНЕВСКОЙ НИЗМЕННОСТИ.....	56
4.1. Средний–верхний неоплейстоцен: вологодский – осташковский горизонты	57
4.2. Позднеледниковье и голоцен.....	62
ГЛАВА 5. КЛЮЧЕВЫЕ СОБЫТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПРИНЕВЬЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ–ГОЛОЦЕНЕ	67
5.1. Допозднечетвертичное время	67
5.2. Микулинское–средневалдайское время	69
5.3. Поздне- и послеледниковое время	70
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	75
ЛИТЕРАТУРА	76
ПРИЛОЖЕНИЯ	80

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Приневская низменность – регион, на изучении которого более 130 лет назад сформировались основные представления о закономерностях развития четвертичных палеобассейнов северо-запада России, в том числе – о времени и механизме возникновения стока из Ладожского озера.

Работами К.К. Маркова, Д.Б. Малаховского, Н.Н. Верзилина, И.И. Краснова и В.Г. Ауслендера внесен значительный вклад в понимание закономерностей развития палеогидрологических систем (морских, озерных палеобассейнов и флювиальных систем стока) на территории Приневья в позднем неоплейстоцене. При геологосъемочных работах с бурением скважин во второй половине XX века было установлено, что существование древних систем стока из ладожского палеобассейна в пра-Балтику на территории современной Приневской низменности фиксируется, по крайней мере, со среднего неоплейстоцена. Отсюда следует предполагать унаследованный характер заложения современной и существование более древних палеогидрологических систем-аналогов, развитие которых контролировалось дифференцированными движениями. Тем не менее, главные палеогидрологические события на территории Приневской низменности – время и амплитуда изменения уровня палеобассейнов, а также возникновение и развитие флювиальных (поточковых) систем стока в плейстоцене–голоцене до сих пор остаются дискуссионными и недостаточно изученными.

Объектом исследования являются разрез четвертичных отложений, а также погребенный и современный рельеф Приневской низменности. **Предмет исследования** – геологическая история Приневья в плейстоцене–голоцене.

Целью настоящей работы является установление основных особенностей геологического строения, возраста и основных этапов формирования четвертичной толщи района исследования и реконструкция хронологии ключевых палеогидрологических событий на территории Приневской низменности в четвертичное время.

Для достижения этой цели решались следующие **задачи**:

1. определение и непрерывное прослеживание в латеральном направлении ключевых стратиграфических уровней и трансгрессивно-регрессивных секвенций, связанных с двумя разновозрастными – позднеледниковым (Балтийское ледниковое озеро) и позднеголоценовым (ладожская трансгрессия) – палеобассейнами;

2. выделение стратиграфо-генетических подразделений и корреляция разрезов четвертичных отложений Приневья на основе сопряженного метода палеогеографических реконструкций (см. главу 3.1), а также хроностратиграфических, палеогеокриологических и геохронологических данных;

3. выяснение связи между строением осадочных последовательностей и современным и погребенным рельефом;

4. определение абсолютного возраста, гипсометрических уровней и основных этапов (ярусов) формирования четвертичной толщи Приневской низменности в контексте хронологии развития палеогидрологических (морских, озерных и флювиальных) систем на территории Приневья в плейстоцене–голоцене;

5. разработка схемы взаимоотношения береговых линий позднеледниковых и голоценовых палеобассейнов на территории Приневской низменности.

Научная новизна работы. Впервые на территории Приневья для четвертичной толщи района была выделена ярусность погребенного рельефа; его формирование связано с денудационно-аккумулятивными циклами, определяющими и контролирующими развитие палеогидрологических систем в плейстоцене–голоцене. Также впервые установлены время и амплитуды снижения уровня воды при первом дренаже Балтийского ледникового озера (БЛО). Определен возраст финального спуска БЛО и возникновения речной (флювиальной) системы стока из Ладожского озера в Балтийское море на месте современной Приневской низменности. Выявлены новейшие дифференцированные тектонические движения в долине р. Нева, признаки которых фиксируются, по крайней мере, уже с начала позднего неоплейстоцена (микулинского времени).

Практическая и теоретическая значимость. Результаты работы могут быть использованы при составлении Государственной геологической карты второго поколения масштаба 1:200 000 листа О-36-I (Ильменская серия). Полученные данные свидетельствуют о формировании рельефа района исследования в условиях трансгрессивно-регрессивных перемещений береговых линий разновозрастных палеобассейнов и могут найти применение в разработке теоретической основы для изучения современного рельефообразования в береговой зоне. Установленные закономерности в строении осадочных толщ и реконструкции ключевых палеогидрологических событий в плейстоцене–голоцене позволяют по-новому оценить роль новейших дифференцированных движений в развитии палеогидрологических систем в четвертичное время.

Фактические материалы и личный вклад автора. Выпускная квалификационная работа основана на материалах, полученных автором в ходе геолого-геоморфологических работ 2019–2020 гг. на территории Приневья под руководством М.В. Шитова. Всего автором описано и изучено более 20 разрезов на 6 опорных местонахождениях; по органическим материалам в 2-х из них в Лаборатории им. В. Кёппена СПбГУ получены 5 новых радиоуглеродных датировок (прил. 1). В ресурсном центре Научного парка СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования» автором было проведено петрографическое

описание и фотодокументация шлифов песчаников из осташковского тилла в проходящем естественном и поляризованном свете.

В дипломной работе были использованы результаты георадарного профилирования, полученные М.П. Кашкевич совместно с Е.А. Павловской осенью 2020 г., а также данные гранулометрического и морфоскопического анализов при помощи сканирующей электронной микроскопии (СЭМ), выполненных Р.С. Шухвостовым в 2020–2021 г. Кроме того, в работе использовались фондовые и архивные материалы С.А. Яковлева, К.К. Маркова, И.И. Краснова, И.С. Недригайловой, Э.С. Плешивцевой и В.Г. Ауслендера. В результате, автором были составлены карта четвертичных отложений (рис. 17), схема взаимоотношения разновозрастных береговых линий Приневья (рис. 23) и разрез четвертичных отложений Приневской низменности (рис. 18).

Апробация работы. Основные положения дипломной работы докладывались и обсуждались на следующих конференциях и совещаниях:

1. Ежегодной конференции по результатам экспедиционных исследований «Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России», Санкт-Петербург, 2019–2020;

2. XXVII Международной научной конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов-2020», Москва, 2020;

3. Всероссийской конференции с международным участием «Марковские чтения 2020 года: актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена», Москва, 2020;

4. Заседании научного семинара отдела палеогеографии четвертичного периода ИГ РАН, Москва, 2020;

5. XXVIII Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов-2021», Москва, 2021;

6. XXIX Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика», посвященной 110-летию член-корреспондента АН СССР М.М. Одинцова, Иркутск, 2021.

Публикации. По теме диплома опубликовано 8 работ; 7 из них входят в базу РИНЦ.

Благодарности. Выражаю огромную благодарность моему научному наставнику и учителю М.В. Шитову за неизменную помощь, поддержку, вдохновение и новые идеи, которые рождались в процессе написания данной работы. Автор также благодарит своего научного руководителя Л.А. Савельеву за помощь в решении организационных вопросов. Автор глубоко признателен В.Ю. Кузнецову, заведующему Лабораторией геоморфологических и палеогеографических исследований им. В. Кёпена СПбГУ, и А.Ю. Петрову, сотруднику лаборатории, благодаря которым удалось получить серию новых

радиоуглеродных датировок и провести ревизию старых геохронологических материалов из разрезов Приневья. Выражаю искреннюю благодарность за ценные консультации, предложения и замечания д. г.-м. н., профессору кафедры осадочной геологии Института наук о Земле СПбГУ, Ю.С. Бискэ. Автор признателен также А.В. Русакову, заведующему кафедрой почвоведения и экологии почв ИНоЗ СПбГУ, за помощь в определении генезиса палеопочв.

Выражаю искреннюю благодарность участникам полевых работ 2019–2020 гг. – Е.А. Павловской, Е.М. Бобровниковой, В.А. Чеботаревой и Д.Р. Мансуровой. Особо хочу поблагодарить моего коллегу, молодого ученого Р.С. Шухвостова за содействие и помощь в организации полевых работ, а также за проведение геокриологических исследований на территории Приневья.

ГЛАВА 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

1.1 Географическое положение района. Район исследования (рис. 1) располагается на северо-западе Восточно-Европейской равнины в южной части Карельского перешейка в пределах Приневской низменности. В административно-территориальном плане территория Приневья относится к Всеволожскому, Кировскому и Тосненскому районам Ленинградской области, а также г. Санкт-Петербург.

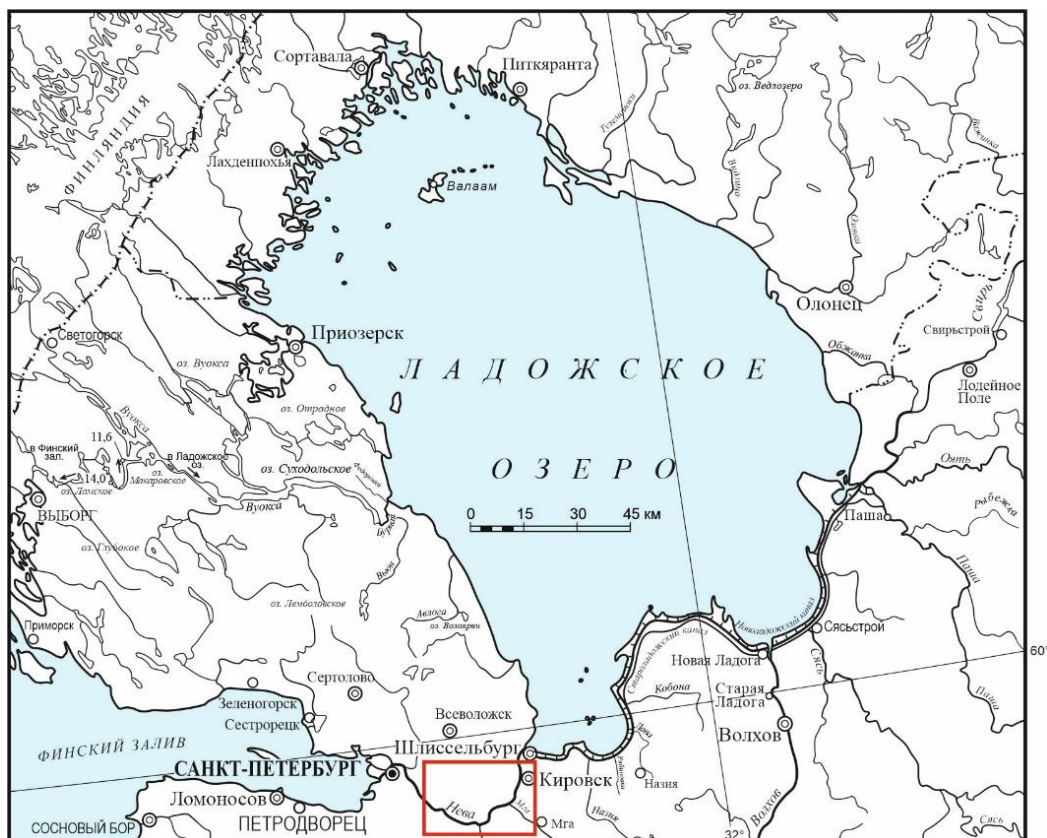


Рисунок 1. Географическое положение района работ.

1.2. Рельеф. В системе геоморфологического районирования область изучения находится в пределах Приневско-Эстонского района Балтийско-Валдайской области и относится к Северорусской провинции Русской равнины. Территория Приневской низменности, с севера ограниченная Центральной (Котовской) возвышенностью Карельского перешейка, а с юга – Балтийско-Ладожским уступом, представляет собой террасированную заболоченную равнину высотой от 10–15 до 55–60 м абс. (Геоморфологическое..., 1980). Современный рельеф имеет, преимущественно, озерно-ледниковое, ледниковое, озерное и морское происхождение и был сформирован в позднем неоплейстоцене–голоцене. Среди форм рельефа широко распространены разновозрастные озерные и озерно-ледниковые равнины с береговыми валами, песчаными косами и абразионными уступами, образование которых связано с позднеледниковыми–голоценовыми палеобассейнами; в северной части района преобладают камовые массивы и останцовые возвышенности.

1.3. Гидрография. Район исследования характеризуется молодостью и развитостью гидрографической сети – реки изучаемой территории с преимущественно снеговым и дождевым питанием, а также слабо выработанным продольным профилем часто не имеют речных террас и меандр; принадлежит речная сеть бассейну Балтийского моря (Геология СССР, Т. 1, 1971). Самая многоводная река – Нева – вытекает из Шлиссельбургской губы Ладожского озера и впадает в Невскую губу Финского залива, вблизи устья дробясь на множество рукавов и образуя эрозионную дельту, выработанную в толще отложений Анцилового озера и Литоринового моря – голоценовых балтийских палеобассейнов. Длина реки составляет 74 км, средняя ширина – 400–600 м; в самом широком месте (близ устья р. Тосна) р. Нева достигает 1000–1250 м, а в узком – всего 210 м (у Ивановских порогов). Глубины реки изменяются от 4,5 до 24 м. Главными притоками Невы являются реки Мга, Тосна, Ижора, Славянка (левые), Черная, и Охта (правые), которые, однако, почти не оказывают влияние на ее гидрологический режим – он обусловлен влиянием Ладожского озера с одной стороны и Финского залива – с другой (Нежиховский, 1981).

Ладожское озеро определяет динамику гидрологического режима р. Нева и рек ее бассейна в верхнем и среднем течении, а Финский залив – в ее устье. Характерной особенностью Невы являются подъемы воды в Невской губе, обусловленные сгонно-нагонным влиянием западных ветров (Геология СССР, Т. 1, 1971).

Наиболее крупными болотными массивами на территории Приневья являются Усть-Тосненское и Синявинское болота – процессы заболачивания в исследуемом районе получили широкое развитие, что объясняется равнинностью рельефа, его слабой расчлененностью и плохой водопроницаемостью грунтов.

1.4. Климат. Климатические условия территории Приневской низменности – умеренно холодные и влажные – определяются влиянием Атлантического океана, Балтийского моря и Ладожского озера. Термический режим исследуемого района летом зависит от радиационного фактора, а зимой определяется, преимущественно, переносом тепла с Атлантики. Средние температуры июля для исследуемого района составляют 16,5–17,0°C, января – минус 8,0–8,5°C при средней годовой температуре воздуха 2,4–2,6°C (Физико-географическое районирование..., 1965).

Территория Приневья характеризуется избыточно влажным климатом с коэффициентом увлажнения больше единицы. Распределение осадков зависит, в основном, от расчлененности рельефа – так, на низменных побережьях Финского залива и Ладожского озера отмечается наименьшее количество; средняя годовая норма осадков для района исследования составляет 550–600 мм (Геология СССР, Т. 1, 1971).

1.5. Почвы и растительный покров. В системе фитогеографического районирования Северо-Запада Европейской части России Приневская низменность относится к Невскому району Гемибореальной зоны и охватывает долины рек Невы, Ижоры, Тосны, Мги, Назии и Ордеж (среднее течение). Для изучаемого района характерно преобладание заболоченных сосновых, реже еловых лесов, а также большого количества распаханых площадей, часто – мелколиственных лесов с обедненной флорой; местами получили развитие кустарниковые заросли с господством ивы.

Район исследования с преобладанием подзолистых, дерновых и болотных почв располагается в лесной зоне, где на достаточно дренированных участках сохраняется промывной водный режим, в результате чего происходит развитие подзолистых и дерново-подзолистых почв. Обратный процесс – оглеение в условиях затрудненного стока – приводит к формированию глеево-подзолистых почвенных профилей (Сенников, 2005).

ГЛАВА 2. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ОБ ИСТОРИИ ПРИНЕВЬЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

В изучении геологической истории Приневья в плейстоцене–голоцене можно выделить три основных этапа, первый из которых – классический – связан с работами А.А. Иностранцева, Г. Де-Геера, Ю. Айлио, Н.В. Потуловой, С.А. Яковлева, К.К. Маркова, С.С. Лапина и Э. Хююппя. Именно в это время были получены первые данные о ключевой роли послеледниковых гляциоизостатических поднятий в развитии голоценовых палеобассейнов северо-запада России; в том числе – о времени и механизме возникновения стока из Ладожского озера в Балтийское море.

Второй этап характеризуется изучением стратиграфии четвертичной толщи Приневской низменности. Геологосъемочными работами с бурением многочисленных скважин на территории Приневья (И.С. Недригайлова, В.Г. Ауслендер и др.) было установлено, что в заполнении глубоких палеодолин залегают разновозрастные тиллы, озерные, озерно- и водно-ледниковые отложения, а в микулинское время в результате мгинской (эемской) морской трансгрессии Приневская низменность представляла собой широкий пролив. Мгинские морские отложения были детально изучены с помощью спорово-пыльцевого и диатомового методов М.А. Лавровой и М.П. Гричук, О.М. Знаменской и Е.Л. Черемисиновой. История развития поздне- и послеледниковых палеобассейнов на территории Приневской низменности отражена в работах Д.Д. Квасова, И.И. Краснова, Б.И. Кошечкина, И.М. Экмана, М. Саарнисто, а изучение геологической истории р. Нева после первых исследований Ю. Айлио, С.А. Яковлева и К.К. Маркова было продолжено Д.Б. Малаховским, Х.А. Арслановым и П.М. Долухановым с соавторами.

Новые идеи в развитии палеогидрологических систем на месте современной Приневской низменности в конце XX – начале XXI вв. были предложены Н.Н. Верзилиным, А.А. Никоновым и М.В. Шитовым.

2.1. Классические исследования. Становление научных идей об истории балтийских и ладожских палеобассейнов в плейстоцене–голоцене началось почти 140 лет назад с работ профессора Санкт-Петербургского университета А.А. Иностранцева (1882). С 1879 по 1882 гг. при строительстве Новоладожского канала от устья р. Волхов до быв. дер. Коровкина в 4 км восточнее устья р. Сясь в южном Приладожье им была изучена толща позднеледниковых–голоценовых отложений, которая характеризовалась трехчленным строением: две песчаные пачки водно-осадочного генезиса разделены погребенным торфом или слоем аллохтонного (намывного) торфа с археологическими находками, получившими позднее название «Приладожских стоянок Иностранцева». Положение горизонта торфа ниже уреза воды Ладожского озера позволило сделать А.А. Иностранцеву вывод о том, что «уровень Ладоги во



Рисунок 2. Местоположение «классических» разрезов в долине р. Невы: I – пос. Шереметьевка, р. Глубокий; II – Преображенская гора, г. Петрокрепость; III – дер. Резвых; IV – с. Московская Дубровка; V – с. Кузьминки; VI – дер. Островки; VII – пос. Новосаратовка.

времена древнего человека был много ниже современного» (Иностранцев, 1882, с. 228). Повышение уровня Ладожского озера и захоронение стоянок древнего человека, А.А. Иностранцев связал с возникновением стока по Свири из Онежского в Ладожское озеро. Это привело к постепенному повышению уровня воды в Ладоге «до верхней поверхности ледникового наноса» и образованию пролива между Ладожским озером и Финским заливом, где «отложился осадок, в котором <...> Нева вырыла современное ложе» (Иностранцев, 1882, с. 241). Наибольший уровень воды в Ладожском озере А.А. Иностранцев определил по кровле толщи слоистых песков на р. Волхов и р. Сясь – 4,17 и 5,59 сажени над урезом воды соответственно, что составляет около 13 и 16 м абс. Таким образом, А.А. Иностранцев сделал вывод, что в период бытования стоянок доисторического человека «не было р. Нева и никакого другого сообщения Ладожского озера с бассейном, лежащим от него к западу» (Иностранцев, 1882, с. 240).

В опубликованных в 1928 г. воспоминаниях сына А.А. Иностранцева (М.А. Иностранцев, 1928, с. 347) он описал его пребывание летом 1877 года в окрестностях с. Ивановское, где А.А. Иностранцев занимался геологическим изучением долины р. Нева. М.А. Иностранцев повествовал и о находках его отцом каменного орудия (вероятно, гарпуна – примечание М.А. Иностранцева), а также черепа доисторического человека, обнаруженных в

береговых обрывах р. Нева: «с этих прогулок отец начал чаще раскапывать прибрежные горные породы, а затем, через несколько дней, уехал в экскурсию на берег Ладожского озера, откуда геологические коллекции потекли уже широкой рекой» (Иностранцев, 1928, с. 348).

Идею А.А. Иностранцева с переливом ладожских вод через водораздел р. Мга, которая якобы раньше впадала в Ладожское озеро и р. Тосна, впадавшей Финский залив (рис. 2) поддержал Г. Де-Геер (1893). На основе топографических карт и концепции быстрого гляциоизостатического поднятия Скандинавии Г. Де-Геер сделал вывод, что «Ладожское озеро уже в послеледниковое время соединялось с Финским заливом, но не у Петербурга, а в районе Выборга и Вуоксы (порог стока в Гейниоки – 15,4 м абс.). Здесь озеро, должно быть, имело свой первый сток, который позже из-за неравномерного поднятия сдвинулся к югу, что привело к образованию Невы. Через эти изменения уровня находится объяснение «стоянкам Иностранцева»: культурный слой образовался в начальный период трансгрессии Ладоги» (De-Geer, 1893, с. 538; перевод автора). Г. Де-Геер полагал, что возникший из-за послеледникового поднятия перекося котловины Ладожского озера привел к затоплению южного Приладожья по крайней мере до отметки 18 м абс., в то время как на северном побережье Ладоги трансгрессия не проявилась, а на широте Гейниокского пролива она достигла около 15 м абс. высоты (De-Geer, 1893).

Представление о ключевой роли послеледниковых поднятий в развитии Ладожского озера и возникновении р. Нева детализировал и предложил в классической формулировке Ю. Айлио (1915). По данным изучения древних береговых линий ладожского палеобассейна он предположил, что в бореальное время Ладожское озеро являлось заливом Анцилового озера (рис. 3) – его береговые линии были обнаружены Ю. Айлио на территории северо-западного Приладожья и в Приневской низменности, которая якобы представляла собой широкий пролив, соединяющий Ладожское озеро с пра-Балтикой (рис. 2; рис. 3). После спуска Анцилового озера уровень Ладоги понизился, согласно Ю. Айлио, до отметки порога стока в Гейниоки, а в атлантическое время в ходе литориновой трансгрессии балтийские воды снова проникли в Ладожское озеро (Ailio, 1915, с. 131). Кроме того, Ю. Айлио было установлено, что следы береговых линий и отложения позднеголоценовой ладожской трансгрессии фиксируются не только в южном, но и в северном Приладожье (рис. 3А), что противоречит идеям о перекося котловины Де-Геера: «...в то время, как подъем суши продолжался, причем в северной части Ладожского озера быстрее, чем в южной, водные массы озера устремлялись в южном направлении. Повышение уровня воды происходит в течение длительного времени. Против идеи Де-Геера говорят отложения ладожской трансгрессии на северном побережье озера; в его же случае – при перемещении вод Ладоги в южном направлении, на севере

Ладожского озера обнажались бы донные отложения, представленные глинистыми и песчаными осадками» (Ailio, 1915, с. 133; перевод автора).

Именно Ю. Айлио первым начал систематическое изучение разрезов позднеледниковых–голоценовых отложений на территории Приневской низменности – от истоков р. Нева в г. Шлиссельбург до пос. Новосаратовка (рис. 2) – на единой методической основе с использованием геолого-геоморфологического, спорово-пыльцевого, карпологического и диатомового методов. На левом берегу Невы, близ кладбища у Преображенской горы он описал разрез (Ailio, 1915, с. 11), в котором в основании залегают пески, перекрытые торфом мощностью до 0,4 м, погребенным под мощной песчаной толщей с горизонтальной и косой слойчатостью (рис. 4, № 1). Обнажения на правом и левом берегу р. Нева с похожим трехчленным строением (рис. 4, № 5, 7), согласно Айлио, вскрываются на протяжении 15 км до с. Кузьминки, где под горизонтом торфа появляется почва с развитым гумусовым горизонтом; высота кровли торфа вниз по течению Невы изменяется от 10,5 до 8,8 м абс. (Ailio, 1915, с. 93–94).

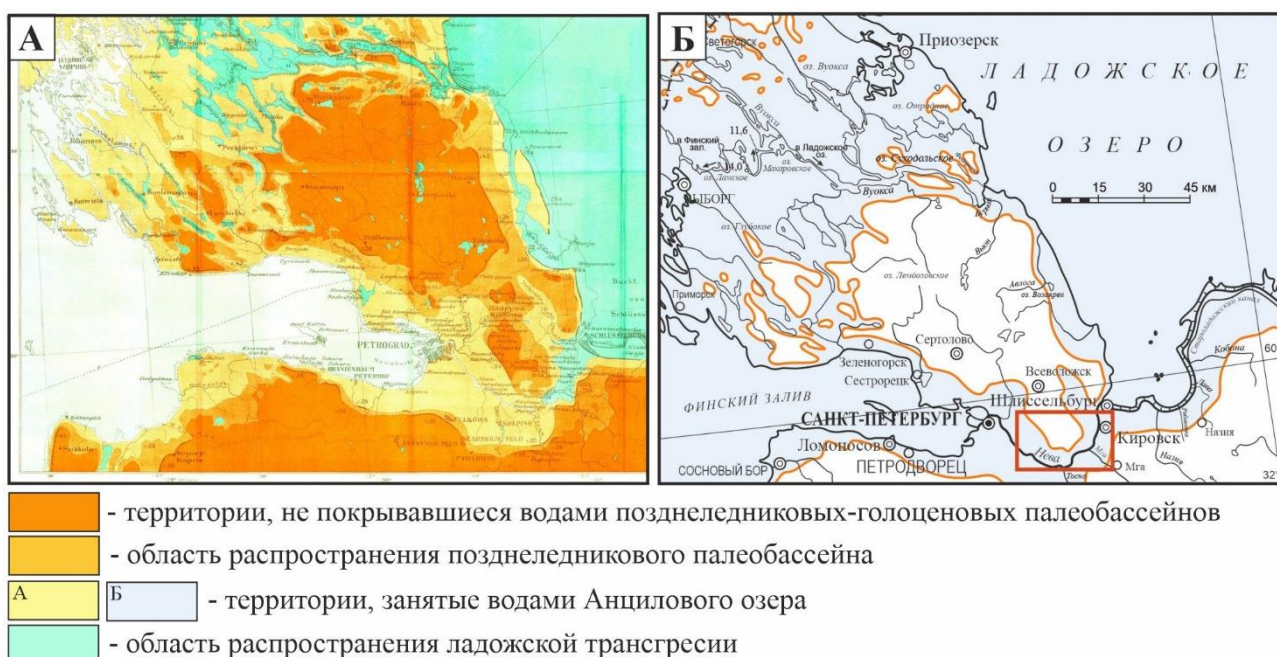


Рисунок 3. Границы распространения позднеледниковых–голоценовых палеобассейнов (А) и Анцилового озера (Б) на территории Приневской низменности и Карельского перешейка (Ailio, 1915; составление и перевод автора)

По результатам спорово-пыльцевого анализа Ю. Айлио датировал торф из разреза в с. Кузьминки суббореальным временем. В береговых обнажениях ниже по течению – у дер. Островки (рис. 2) – Айлио была обнаружена толща песков с органикой, которые вскрывались в 3 м над урезом воды (5,2 м абс.) и были проинтерпретированы им как «отложения <...> дельты реки, впадавшей в залив ладожской трансгрессии, который после образования главного вала превратился в лагуну» (Ailio, 1915, с. 94). В нижнем течении р. Нева, на ее

правом берегу в районе пос. Новосаратовка Ю. Айлио описал разрез голоценовых отложений (рис. 4, № 8), в котором на высоте около 1,5 м абс. на мелкозернистых песках залегают торфяник мощностью 1,7 м, перекрытый песками и алевритами (1 м).

На основании полученных данных Ю. Айлио связал феномен ладожской трансгрессии с гляциоизостатическим поднятием порога стока в центральной части Карельского перешейка, где существовал пролив между Ладожским озером и Финским заливом. Таким образом, вслед за порогом стока происходил подъем уровня воды в Ладожском озере до высоты Мгинско-Тосненского водораздела (рис. 2), при размыве которого по схеме Де-Геера (1893) и образовалась р. Нева (Ailio, 1915, с. 142).

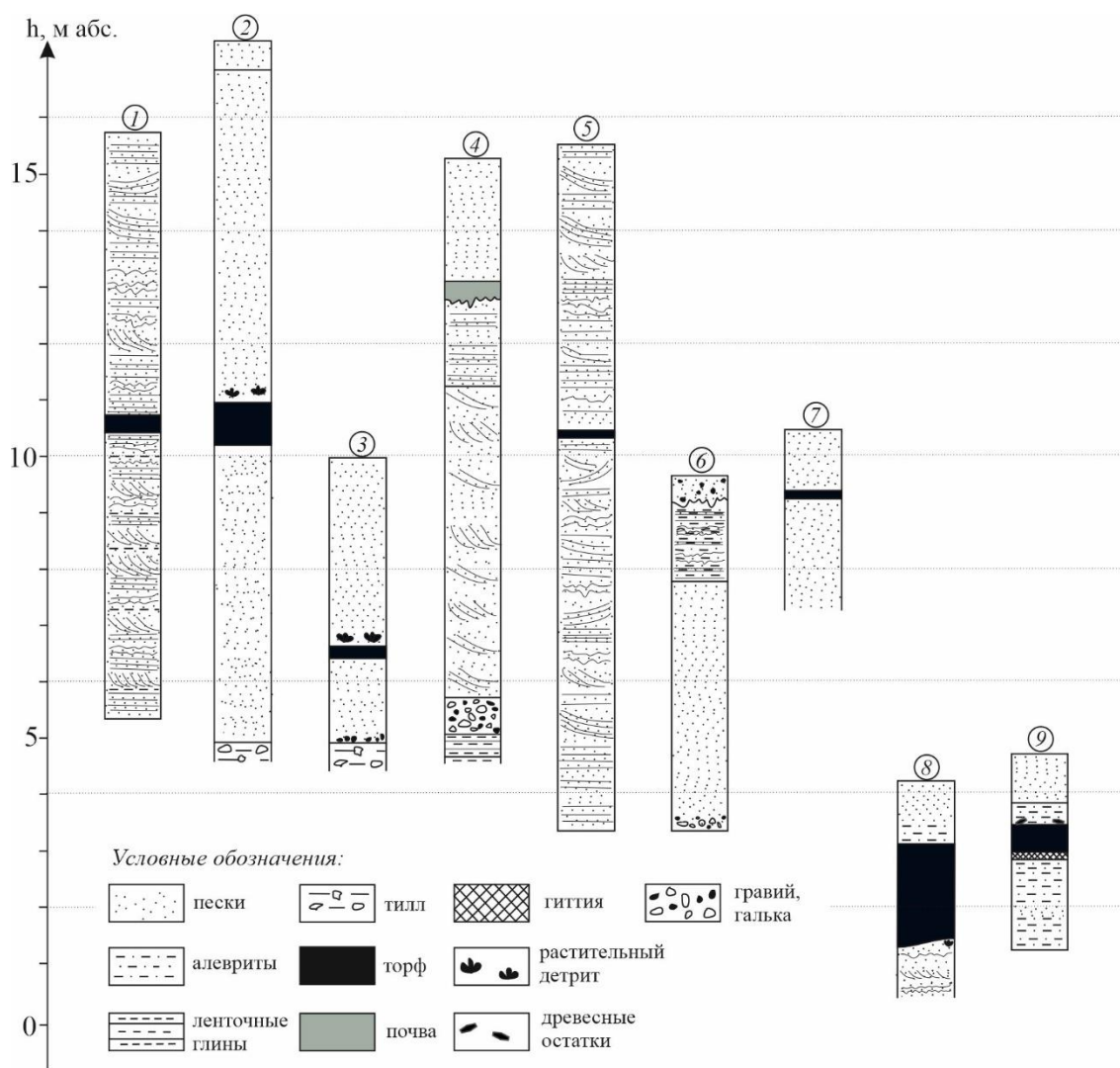


Рисунок 4. «Классические» разрезы долины р. Нева.

Местоположение разрезов: 1 – Преображенская гора, г. Петрокрепость, левый берег (Ailio, 1915); 2 – Преображенская гора, г. Петрокрепость, левый берег (Яковлев, 1926); 3 – Преображенская гора, левый берег (Марков, 1934); 4 – ст. Шереметьевка, руч. Глубокий (Яковлев, 1926); 5 – дер. Резвых, правый берег (Ailio, 1915); 6 – Московская Дубровка, левый берег (Яковлев, 1926); 7 – Московская Дубровка, левый берег (Ailio, 1915); 8 – пос. Новосаратовка, правый берег (Ailio, 1915); 9 – пос. Новосаратовка, правый берег (Яковлев, 1926).

Ю. Айлио пришел к выводу, что возраст Невы равен возрасту максимального подъема уровня воды Ладожского озера. Время его начала – около 2500–2000 лет до н. э. – он определил по археологическим находкам А.А. Иностранцева, дополняя, что «в течение этого интервала каменная культура непрерывно сохранялась и развивалась в окрестностях Ладожского озера» (Ailio, 1915, с. 157; перевод автора). Береговые линии суббореальной трансгрессии Ладоги, согласно Ю. Айлио, находятся на отметках 18 м абс. в южном Приладожье и 21 м абс. – в северном: «песчаные отложения, залегающие на торфе, говорят о трансгрессии, а самый высокий береговой вал – о максимальном распространении вод Ладоги» (Ailio, 1915, с. 13; перевод автора).

Несмотря на отсутствие геологических (вещественных) доказательств молодости Невы вследствие перелива вод через гипотетический Мгинско-Тосненский водораздел в максимум ладожской трансгрессии, после работ Ю. Айлио эта модель стала господствующей и почти все последующие исследователи принимали возраст Невы, равным возрасту максимума трансгрессии, на уточнение которого с тех пор и были направлены их усилия.

В 1921 году Н.В. Потулова в нижнем течении р. Мга впервые описала разрез, в котором под ленточнослоистыми позднеледниковыми глинами и валунными глинами с гравием и галькой – мореной, залегают черные битуминозные глины с арктической фауной моллюсков. Согласно Н.В. Потуловой, эти отложения формировались в холодном и достаточно глубоком морском бассейне, о чем свидетельствуют находки раковин *Yoldia arctica*, *Tellina calcarea* (Потулова, 1922, с. 122). Стратиграфически выше морские глины, названные Н.В. Потуловой «мгинской толщей», перекрыты ледниковыми отложениями, на которых с размывом – гравийно-галечным горизонтом – залегают ленточные глины и алевроиты. Их накопление, по данным Н.В. Потуловой, происходило в пресноводном неглубоком бассейне вблизи края ледника. Венчают разрез тонкозернистые пески с включениями гравия и гальки, которые представляют собой серию аккумулятивных гряд, вытянутых параллельно Неве. Формирование этих береговых валов Н.В. Потулова связала с регрессивной стадией палеобассейна, существовавшего ранее на территории Приневской низменности (Потулова, 1922).

Пять лет спустя в Ленинграде была издана монография С.А. Яковлева «Наносы и рельеф Ленинграда и окрестностей» (1926), которая включила в себя огромное количество материалов по геоморфологии и строению четвертичной толщи Приневья. На основе бурения скважин, геолого-геоморфологического и топографического исследования района, С.А. Яковлевым были получены и обобщены первые наиболее полные данные по стратиграфии четвертичных отложений и хронологии развития палеобассейнов на территории г. Ленинграда и Приневской низменности. Согласно С.А. Яковлеву (1926, с. 74–75), в основании

четвертичной толщи на подморенных песках залегают светло-серые валунные суглинки – нижняя морена, которая перекрывается пресноводными и морскими битуминозными глинами. Эти отложения, впервые описанные Н.В. Потуловой (1922) на р. Мга, С.А. Яковлев отнес к нижним межморенным слоям, на которых залегают средняя морена – битуминозные валунные суглинки и супеси. Стратиграфически выше их перекрывают отложения позднеледникового времени, к которым относятся верхние межморенные слои, представленные ленточными глинами, а также верхняя («третья») морена, надморенные ленточные глины Рыбного озера и пески Иольдиевого моря. Последледниковая толща, венчающая стратиграфическую последовательность, включает в себя отложения голоценовых трансгрессий Балтийского моря и Ладожского озера.

В ходе работ на территории Ленинграда и Приневской низменности строение позднеледниковой–голоценовой толщи было описано С.А. Яковлевым в серии обнажений в долине р. Нева (рис. 4). В береговом обрыве ручья Глубокий близ ст. Шереметьевка (рис. 4, № 4) им была вскрыта следующая последовательность отложений (снизу вверх):

1. ленточные глины;
2. крупный гравий и галечник мощностью 0,7 м;
3. мелкозернистые косослоистые пески светло-серого цвета мощностью 5,5 м;
4. светло-серые горизонтально слоистые пески мощностью 1,5 м;
5. погребенная подзолистая почва, состоящая из светло-серого оподзоленного горизонта и нижележащего орштейнового слоя мощностью 0,3 м;
6. среднезернистые пески желтого цвета с неясной слоистостью – береговой вал ладожской трансгрессии (мощность – 2,2 м).

На левом берегу р. Нева выше с. Московская Дубровка (рис. 4, № 6) С.А. Яковлев описал разрез, в котором на крупнозернистых песках с валунами и зеленовато-серых алевритах с размывом залегают желтые пески ладожской трансгрессии мощностью до 2,0 м. Этот разрез характеризуется отсутствием погребенного под отложениями ладожской трансгрессии торфа, который ранее был обнаружен Ю. Айлио (1915).

В нижнем течении Невы, на ее правом берегу, между дер. Зиновьево и Новосаратовкой в береговом обрыве С.А. Яковлевым был описан следующий разрез (снизу вверх; рис. 4, № 9):

1. суглинки зеленовато-бурого цвета, видимая мощность – 1,6 м;
2. гиттия, мощность – 0,1 м;
3. торф мощностью 0,5 м;
4. супесь серого цвета, в которой отмечаются стволы деревьев, мощность – 0,4 м;
5. среднезернистые пески желтого цвета мощностью 0,85 м.

При изучении древних береговых линий, связанных с разновозрастными палеобассейнами Приневья в поздне- и послеледниковое время, С.А. Яковлевым было установлено, что после регрессии так называемого Рыбного озера в конце позднеледниковья Приневская низменность была покрыта водами Иольдиевого моря. По его мнению, об этом свидетельствует серия абразионных уступов на территории Ленинграда, а также комплекс морской диатомовой флоры в песках, перекрывающих ленточные глины (Яковлев, 1926, с. 133). Отложения иольдиевой трансгрессии в долине р. Нева, согласно С.А. Яковлеву, вскрываются в разрезах у с. Московская Дубровка (рис. 4, № 6) и ст. Шереметьевка (рис. 4, № 4) и, «хотя в светло-сером песке и зеленовато-серой супеси не обнаружено морских диатомей, о принадлежности этих осадков к иольдиевым можно заключить по их литологическому сходству и условиям залегания между осадками Рыбного озера и песками анцилового времени» (Яковлев, 1926, с. 136). В максимум трансгрессии анциловое озеро, по мнению С.А. Яковлева, широким проливом на территории Приневской низменности соединялось с Ладогой, а в литориновое время воды пра-Балтики лишь узким заливом вдавались в нижнее течение р. Нева (Яковлев, 1926, с. 152).

Позднеголоценовую ладожскую трансгрессию С.А. Яковлев, как и предыдущие исследователи, связал с неравномерными послеледниковыми поднятиями северного и южного Приладожья, а ее максимальный уровень он определил по отметке гребня главного берегового вала у г. Преображенская в г. Шлиссельбурге – 8,9 сажени, т.е. 19,0 м абс. Принимая гляциоизостатическую модель поднятия порога в Гейниоки как причину ладожской трансгрессии, С.А. Яковлев считал геологическим свидетельством прорыва Невы при переливе ладожских вод через Мгинско-Тосненский комплекс ладожских диатомей в песках, перекрывающих погребенный торф в разрезе нижнего течения Невы у дер. Новосаратовка. Возраст этого события он, как и Ю. Айлио (1915), определил по артефактам из Приладожской коллекции А.А. Иностранцева, которые «... относятся к началу второго тысячелетия до Р.Х., к какому времени и должно быть отнесено возникновение реки Невы» (Яковлев, 1922, с. 137).

Выдающимся вкладом в изучение поздне-послеледниковой истории северо-запада России стали труды К.К. Маркова, опубликованные АН СССР в 1931–1934 году. В полевой сезон 1930–1931 гг. им были описан ряд разрезов в Приневье, южном и юго-восточном Приладожье, а также изучена морфология и определен возраст рельефа, сформированного разновозрастными палеобассейнами на территории Приневской низменности. Среди описанных им разрезов, следует отметить известный еще Ю. Айлио (1915), разрез на горе Преображенская у г. Шлиссельбурга (Марков, 1934, с. 75), где вскрываются (снизу вверх; рис. 4, № 3):

1. морена, на уровне воды (5,0 м абс.);

2. тонкозернистые пески сизого цвета, в нижней части с прослоями крупнозернистого песка, мощность – от 1,0 до 1,5 м, граница с вышележащей пачкой резкая;
3. торф мощностью около 0,2 м, верхний контакт – с размывом;
4. мелко- и среднезернистые пески, в нижней части с растительным детритом.

Высотная отметка кровли торфа, перекрытого песками ладожской трансгрессии (пачка 4), составляет по данным К.К. Маркова 6,7 м абс. против 10,8 м абс. согласно Ю. Айлио (1915). Верхняя часть разреза (пачки 3 и 4), по результатам палинологического и диатомового анализов, формировалась на протяжении суббореального времени, но «не исключена возможность и атлантического возраста <...> горизонта торфа» (Марков, 1934, с. 78). На правом берегу р. Нева у с. Островки К.К. Марковым был описан похожий разрез, в котором маломощный прослой торфа перекрыт песчаными отложениями с суббореальными и субатлантическими пыльцевыми спектрами (Марков, 1934, с. 78).

В 1930 г. К.К. Марковым совместно с И.И. Красновым (Марков, 1931, с. 49) на территории Приневской низменности был описан разрез ленточных глин (снизу вверх):

1. 15–35 лент. Ленты серого, сизоватого цвета, сравнительно песчанистые; зимний слой – тонкий (0,5–2 см), более темный, серого, иногда коричневатого цвета. Летний слой – песчанистый, мощностью от 2 до 20 см.
2. 28 лент. В большинстве профилей самая нижняя лента довольно мощная (3–4 см) с характерным толстым, глинистым, резко выраженным красновато-коричневым зимним слоем. Выше идут тонкие (1–2 см) ленты с отчетливо дифференцированными зимними и летними слоями и резкими границами. В средней части этого горизонта попадают ленты более мощные (до 4 см) с очень песчанистыми летними слоями.
3. 20 лент. Сравнительно мощные ленты с равномерной красновато-коричневой окраской (мощность от 2 до 5 см).
4. около 15 лент, очень тонких (0,5–1 см), серых, песчанистых.
5. две ленты очень мощные, глинистые – они легко выделяются в обнажениях.

Мощность ленточных отложений на территории Приневской низменности, согласно К.К. Маркову и И.И. Краснову, достигает 6–8 м. С помощью коннексий диаграмм ленточных глин Приневья ими были определены временные промежутки для каждого из пунктов варвохронологических замеров, т.е. установлено, «...на сколько лет каждый исследованный пункт был оставлен покровом ледника раньше или позже каждого другого пункта» (Марков, 1931, с. 51). Такие измерения позволили К.К. Маркову и И.И. Краснову определить, что территория Приневской низменности была освобождена от ледникового покрова не более, чем за 80 лет (рис. 5).

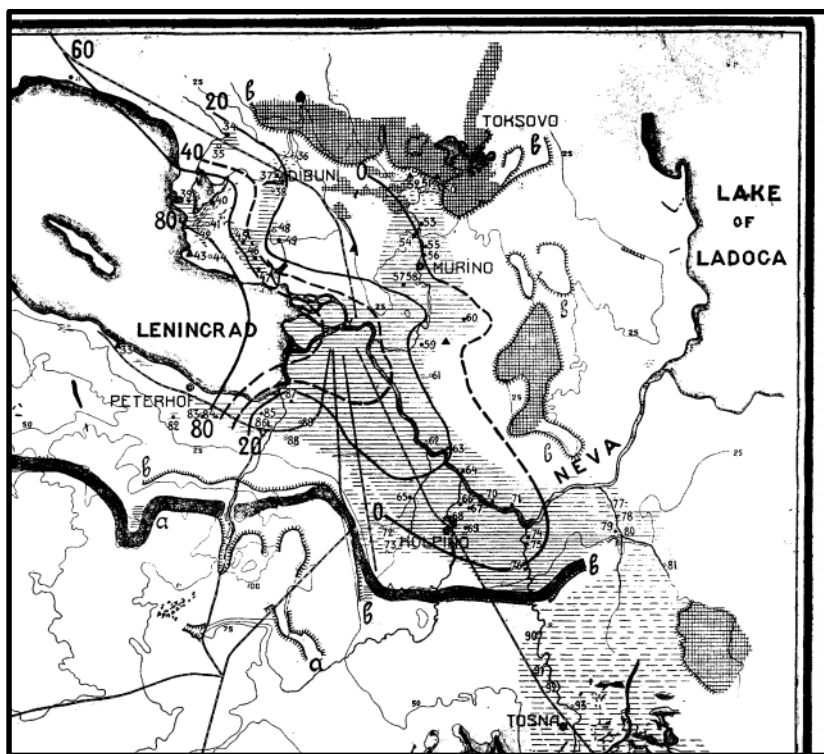


Рисунок 5. Хронология отступления края осташковского ледника, основанная на варвохронологических измерениях (согласно К.К. Маркову, 1931)

Реконструируя историю развития Ладожского озера, Карельского перешейка и Приневской низменности в поздне- и послеледниковое время, К.К. Марков пришел к выводу, что уже во время первой субарктической регрессии Балтийского ледникового озера (БЛО) территория Приневья представляла собой сушу, в то время как соединение Ладожского озера с прабалтикой происходило через северную часть Карельского перешейка (рис. 6). Вторая трансгрессивная фаза развития БЛО с последующей быстрой регрессией и образованием Иольдиевого моря привела к окончательному осушению Приневской низменности. Таким образом, голоценовые балтийские палеобассейны на территорию Приневья не проникали, а береговые формы рельефа Приневской низменности – валы и абразионные уступы – сформировались в условиях трансгрессивно-регрессивных перемещений береговой линии позднеледникового палеобассейна – Балтийского ледникового озера (по К.К. Маркову – плотинного ледникового озера). Трехчленное строение толщи позднеледниковых–голоценовых отложений южном и юго-восточном Приладожье, где накопление торфа в ур. Калач на р. Свирь с отметкой подошвы на 8,0 м абс. начинается с пребореального времени, согласно К.К. Маркову (1934, с. 92), свидетельствует о том, что уже в начале раннего голоцена уровень ладожского палеобассейна был лишь на 3 м выше современного уреза воды (5,0 м абс.).

Возраст ладожской трансгрессии на основании высокого процента широколиственных пород в пыльцевых спектрах К. К. Марков датировал первой половиной суббореального времени, а ее максимальную высоту определил двумя способами – по подошве перекрывающих водно-осадочные отложения торфяников, накопление которых началось после максимума ладожской трансгрессии; другой метод состоял в установлении отметок основания береговых валов. Таким образом, К.К. Марков «снизил» максимальную высоту трансгрессии до 14–15 м абс., т.е. на 4 м ниже, чем принимал Ю. Айлио (1915). Это было

связано с тем, что Айлио определял максимальный уровень Ладожского озера в позднем голоцене по высотным отметкам гребней береговых валов, в то время как К.К. Марков считал, что его верхняя часть могла быть перевержена; таким образом, более правильным было бы соотносить уровень ладожской трансгрессии с отметками подошвы аккумулятивных форм (Марков, 1934, с. 97).

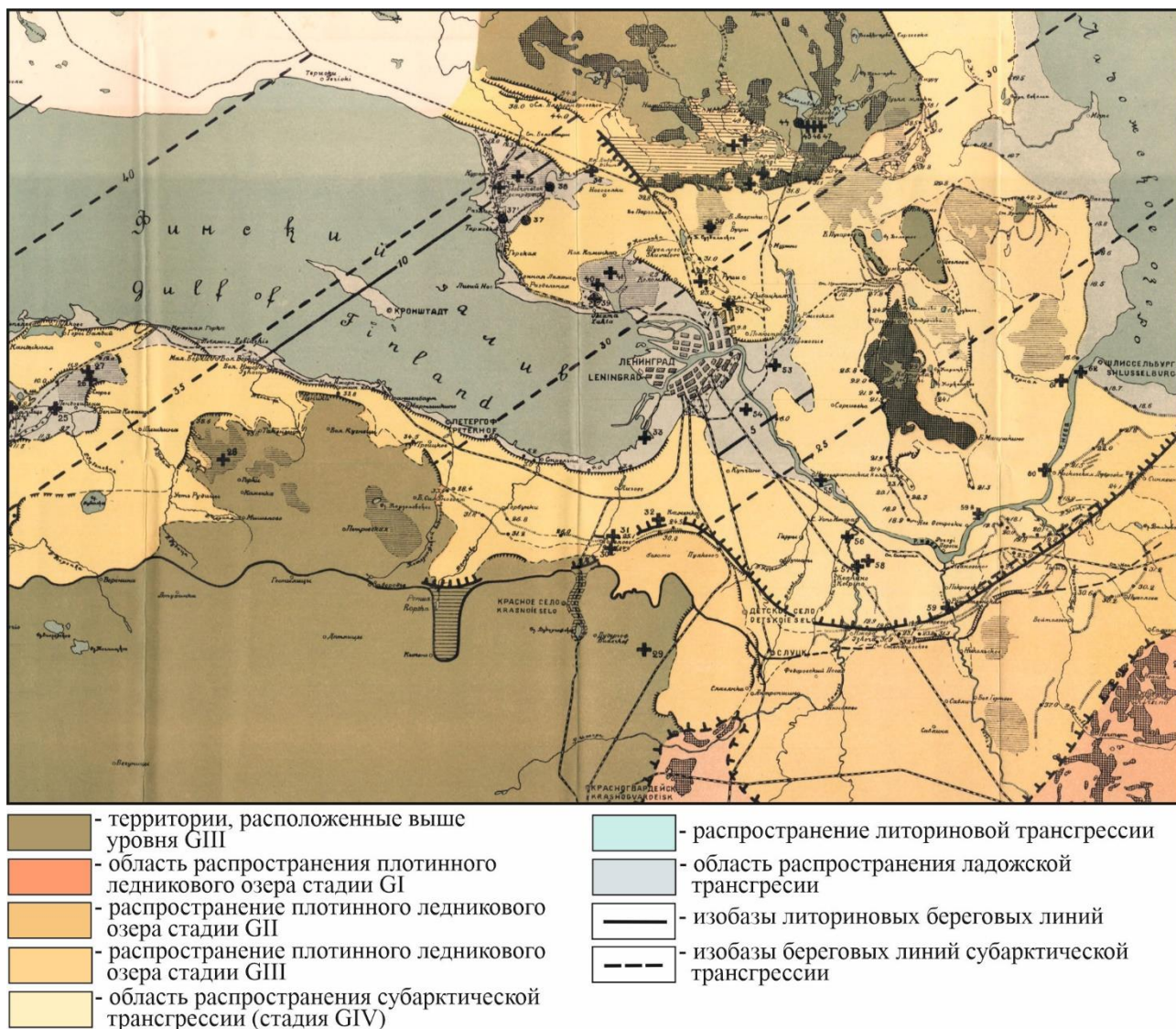


Рисунок 6. Карта поздне- и послеледниковых бассейнов в районе восточной части Финского залива (согласно К.К. Маркову, 1931)

Ключевым выводом К.К. Маркова стал тезис о том, что понижение высотных отметок максимума ладожской трансгрессии «не меняет очертаний береговой линии <...> на карте, но совершенно изменяет представления <...> об истории Невы» (Марков, 1934, с. 98). Образование р. Нева вследствие прорыва вод Ладоги в Финский залив через Мгинско-Тосненский водораздел не могло иметь места, а «Нева существовала задолго до ладожской трансгрессии» (Марков, 1934, с. 99); при этом, после окончательного обособления Ладожского озера сток в Балтику осуществлялся одновременно через Гейниокский пролив и по р. Нева. Обратив внимание на равные высоты береговой линии ладожской трансгрессии в устье Свири

и в истоке Невы, т.е. отсутствие перекоса котловины Ладожского озера, К.К. Марков отметил: «...означает ли это приостановку поднятия после суббореального периода – для нас неясно» (Марков, 1949, с. 220). Таким образом, причины повышения уровня воды в Ладожском озере в позднем голоцене К.К. Марков связал не столько с изостатическим поднятием территории при отсутствии стока на месте Приневской низменности, сколько со слабой разработанностью речного русла Невы.

Важно отметить, что по данным С.С. Лапина (1939), территория Приневской низменности уже с аллерада представляла собой сушу. Это было установлено при бурении Усть-Тосненского болота, где в основании торфа были вскрыты ленточные глины и пески (Лапин, 1939, с. 67). По данным спорово-пыльцевого анализа ему удалось показать, что в южной части болота торфонакопление началось уже в позднеледниковье, а в северной, обращенной в сторону Невы части – только с атлантического времени, то есть оно там значительно моложе, откуда следует, что «...центр болота непрерывно перемещался на север» (Лапин, 1939, с. 69).

В монографии 1943 г. Э. Хююппя (Нууррӓ, 1943) обобщил результаты своих работ по изучению древних береговых линий на о-ве Мантсинсаари и Карельском перешейке, в том числе в низине Метсяпирти (район современного пос. Запорожское в западном Приладожье), а также на побережьях Финского залива и Ладожского озера. В результате он предложил довольно сложную модель с тремя морскими литориновыми трансгрессиями, последняя из которых и является ладожской трансгрессией в классическом понимании. То есть, согласно Э. Хююппя, позднеголоценовая трансгрессия Ладожского озера является морской трансгрессией, при которой Ладога была заливом Балтики. Максимальный уровень трансгрессии около 17– 8 м абс. Э. Хююппя установил по высотам погребенного торфа в разрезе берегового вала на о-ве Мантсинсаари и местности Метсяпирти. При этом, дискутируя с К.К. Марковым, Э. Хююппя отметил, что «...по мнению русских ученых, максимум ладожской трансгрессии в южном Приладожье достигает отметок 14–15 м абс. высоты; это хорошо согласуется с моими результатами» (Нууррӓ, 1943, с. 175; перевод автора). Предположение о существовании р. Нева на протяжении всего голоцена Э. Хююппя подверг критике: «...трудно представляется, что только диагональное положение котловины способствовало такому, относительно большому, подъему уровня воды в озере, если одновременно осуществлялся сток по долине р. Нева и через пролив Гейниоки, при том, что в районе Гейниокского пролива ладожская трансгрессия проявляется сравнительно сильно» (Нууррӓ, 1943, с. 175; перевод автора).

2.2. Вторая половина XX века. В 1960 гг. при геологосъемочных работах по составлению государственной геологической карты масштаба 1:200 000 листа О-36-I Ильменской серии (Государственная..., 1963) с бурением многочисленных скважин на территории Приневья впервые было проведено детальное стратиграфическое расчленение четвертичной толщи района. Было установлено, что в заполнении глубоких погребенных палеодолин залегают разновозрастные ледниковые, флювиогляциальные и бассейновые (озерные и озерно-ледниковые) отложения, а область распространения отложений мгинского (земского) моря оконтуривает широкий морской пролив, занимавший территорию Приневья. Мгинские морские межледниковые отложения, описанные впервые Н.В. Потуловой (1922) и С.А. Яковлевым (1926) на р. Мга, были вскрыты на территории Приневской низменности буровыми скважинами в с. Рыбацкое, Ижорском заводе, карьере завода им. Свердлова, ст. Мга, а также на водоразделе рр. Тосны и Саблилки. Работами М.А. Лавровой и М.П. Гричук (1960, 1962), Е.Л. Черемисиновой (1960, 1962) и О.М. Знаменской (1962) для мгинской межледниковой толщи на основе комплекса диатомового и спорово-пыльцевого анализов были установлены фазы развития растительности и ключевые стадии развития морского палеобассейна, что позволило с большой точностью коррелировать эти разрезы между собой. В наиболее полных разрезах мгинских отложений указанным авторам удалось выделить 4 стадии развития мгинского моря:

1. В конце московского оледенения формируются ленточные глины, перекрывающие ледниковые отложения. В палиноспектрах преобладает пыльца трав и кустарников. Верхняя часть ленточных глин содержит комплекс диатомовых, представленных морскими прибрежными и пресноводными переотложенными дочетвертичными видами – в приледниковый бассейн поступают морские воды.

2. Начало межледниковья. К этому периоду относится нижняя часть межледниковых разрезов, представленная песчано-глинистыми отложениями значительной мощности. В это время происходит обмеление и спуск озерно-ледникового бассейна с формированием холодного морского бассейна. Диатомовые представлены эвригалинным комплексом, в котором встречаются холодноводные балтийские виды (выносят значительные колебания солености и температуру 1–2°C), а также литоральными солоноводными и пресноводными диатомеями. В это время мгинский морской бассейн был мелководным и сильно опресненным. В пыльцевых спектрах доминируют сосна и береза при небольшом участии пыльцы широколиственных пород.

3. Середина межледниковья с климатическим оптимумом выделена в большинстве разрезов. Отложения этого времени представлены глинами и суглинками относительно глубоководных фаций максимума трансгрессии. Комплекс диатомовых водорослей

представлен планктонными неретическими видами, характерными для морей с нормальной соленостью. Установлено (Знаменская, Черемисинова, 1962), что в максимум трансгрессии теплые воды эемского моря поступали в мгинский бассейн, глубина которого достигала, возможно, 80–100 м. Согласно спорово-пыльцевым данным, отложения характеризуются палиноспектрами, в которых прослеживается последовательная кульминация пыльцы дуба, вяза и граба, максимум пыльцы лещины и ольхи с заметным участием пыльцы липы.

4. Конец межледникового времени (регрессия моря) выражается в накоплении песчанистых, слоистых глин с вкраплениями вивианита и листьями *Zostera*. Начало регрессии совпадает с концом климатического оптимума (время максимума граба). Пыльцевые спектры характеризуются резким сокращением пыльцы широколиственных пород – возрастает содержание пыльцы сосны и березы. Морские планктонные диатомеи исчезают, их сменяют холодноводно-реликтовые древнебалтийские эвригалинные и морские арктические виды. Отложения представлены опресненными лагунными фациями. В это время прекращается связь с эемским морем, происходит поступление ледниковых вод. Вверх по разрезу лагунные отложения сменяются пресноводными – озерными.

В разрезах позднеледниковых ленточных глин, связанных с Балтийским ледниковым озером, И.С. Недригайловой были выделены две стадии развития палеобассейна (Государственная..., 1963, с. 50), о чем, по ее мнению, свидетельствуют погребенные торфяники, разделяющие озерно-ледниковые отложения (пос. Горелово, д. Путролово).

В работе «Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы» Д.Д. Квасовым (1975) была обобщена вся известная на то время информация по истории приледниковых озер северо-запада СССР. Согласно его представлениям, начало деградации валдайского оледенения привело к формированию огромного Привалдайского ледникового озера с отметками 40–50 м абс., сток которого осуществлялся через пролив в районе современных городов Валга и Вильянди (Квасов, 1975, с. 128). Снижение уровня Привалдайского озера в результате дальнейшего отступления ледникового края привело к его разделению на ряд отдельных бассейнов, самые крупные из которых – Новгородское и Псково-Выстъярвское озера. Высотные отметки абразионных уступов Новгородского озера, согласно Д.Д. Квасову, составляют около 55 м абс. – точно такие же высоты им были установлены «к югу и юго-западу от Ленинграда» (Квасов, 1975, с. 129). Дальнейшее отступление ледника привело к соединению этих приледниковых бассейнов и образованию озера Рамсея.

Как отмечал Д.Д. Квасов, в пределах Карельского перешейка «...береговые линии озера Рамсея имеют довольно высокие отметки (50–65 м абс.) в силу изостатического поднятия» (Квасов, 1975, с. 130), а в районе Ленинграда проходит изобазы в 25–30 м. Сток из озера Рамсея

в начальный период осуществлялся по речным долинам параллельно Рижскому заливу в районе Айнажи; далее понижение порога стока происходило по мере отступления ледника. Д.Д. Квасов связал с этим периодом образование 18–19 и 15–16–метровых террас в долине р. Госна (Квасов, 1975, с. 130), а также осушение пролива на месте современной Приневской низменности. Таким образом, соединение Ладожского и Невского плесов озера Рамсаея стало осуществляться только через северную часть Карельского перешейка.

Отступление ледника привело к соединению озера Рамсея с Южно-Балтийским приледниковым озером и образованию около 11,8 тыс. л.н. Балтийского Ледникового озера (БЛО). При этом в северной части Карельского перешейка существовал пролив, соединяющий основную акваторию БЛО с его Ладожским заливом. Согласно Д.Д. Квасову, береговые линии БЛО на севере Карельского перешейка, имели высоты около 55 м абс., в то время как территория южного побережья Ладожского озера представляла собой сушу (Квасов, 1975, с. 140). Примерно 10,2 тыс. л.н. в результате опускания порога стока в районе современных Датских проливов БЛО получает связь с Мировым океаном, его уровень опустился на 26 м (Квасов, 1975, с. 142) и на его месте образуется иольдиевый морской бассейн. В это время Ладога впервые становится самостоятельным озером (Квасов, 1975, с. 147). Из-за гляциоизостатических поднятий Датских проливов около 9,5 тыс. л.н. Иольдиевое море теряет связь с морем и на его месте образовалось пресноводное Анцилово озеро. По мнению Д.Д. Квасова, в анциловое время Ладожское озеро представляло собой часть пра-Балтийского палеобассейна и соединялось с основной акваторией посредством мелководного пролива в районе Выборга, где «...анциловые пески залегают на высоте 5–10 м абс. и перекрываются литориновыми отложениями» (Квасов, 1975, с. 151).

Береговые линии Литоринового моря согласно Д.Д. Квасову, фиксируются на отметках 17 м абс. в районе Выборга, и на 7 м абс. – в Ленинграде (Квасов, 1975, с. 155). На основании того, что все литориновые береговые линии проходят ниже гипсометрического уровня дна Гейниокского пролива (гипотетического порога стока), Д.Д. Квасов утверждал, что «...исключена возможность проникновения литориновой трансгрессии в ладожскую котловину» (Квасов, 1975, с. 156).

Время максимального подъема уровня Ладожского озера в позднем голоцене – 3,0–2,3 тыс. ¹⁴С-л.н. – Д.Д. Квасов установил по разрезам из южного и северо-восточного Приладожья, а также неолитической стоянки Усть-Рыбежно I с помощью радиоуглеродного метода. Образование р. Нева Д.Д. Квасов, как и предыдущие исследователи, связал с прорывом и переливом ладожских вод через Мгинско-Тосненский водораздел, что вызвало «...очень быстрое падение уровня Ладоги. Уменьшение уровня на несколько метров произошло,

вероятно, уже за первые месяцы существования Невы, а уровень, близкий к современному, установился за несколько десятков лет» (Квасов, 1975, с. 167).

В 1982 г. в Путеводителе геологических экскурсий международного союза по изучению четвертичного периода (ИНКВА) И.И. Красновым были опубликованы результаты изучения позднеледниковой толщи в карьере завода им. Свердлова, которое проводилось им совместно с К.К. Марковым в 1931 г. Согласно их описанию, разрез имеет следующее строение (Путеводитель..., 1982, с. 45):

1. Морена лужской стадии оледенения. Поверхность морены волнистая, видимая мощность до 2,0 м;
2. Нижняя пачка из 55 лент. Сизо-серые грубо песчанистые алевриты. Зимние слои 1–3 см, летние от 4 до 30 см. Контакт с мореной отчетливый. Мощность до 1,5 м;
3. Пачка из 28 лент. В основании лента 3–4 см с коричневым зимним слоем. Выше ленты 1–2 см с отчетливыми зимним и летним слоями; мощность пачки 0,4–0,5 м;
4. Пачка из 20 лент. Нижняя лента до 5–6 см с песчаным летним слоем, выше глинистые шоколадно-коричневые ленты мощностью 2–5 см (общая мощность 0,8–1,0 м);
5. Пачка из 15 лент: очень тонкие (от 0,5 до 1 см) серые песчанистые алевриты мощностью 0,1–0,15 м;
6. Две глинистые ленты мощностью 7–10 см каждая – маркирующие слои; общая мощность 0,14–0,20 м;
7. Верхняя пачка ленточных супесей с песчаными линзами волноприбойной ряби, в которой насчитывается до 300–320 варв; мощность 4,0–4,5 м;
8. Пески слоистые времени регрессии Балтийского приледникового бассейна мощностью 0,7–1,5 м.

В данном разрезе, согласно описанию (Путеводитель..., 1982), фиксируется 420 годовых слоев. Работами И.И. Краснова было установлено, что дегляциация Приневской низменности началась в раннем дриасе около 13000–12600 л.н. – по результатам спорово-пыльцевого анализа (палинолог – Спиридонова Е.А.) ленточные глины относятся к фазе похолодания климата, связанной с невской стадией, а верхняя пачка ленточных супесей с песчаными линзами волноприбойной ряби образовалась в беллинге. При описании Усть-Тосненского болота, расположенного в 5 км к югу от карьера кирпичного завода им. Свердлова и изученного ранее С.С. Лапиным (1939), И.И. Краснов предположил, что начало торфонакопления в этом районе относится к позднему дриасу или аллереду: «...торфяник начал развиваться примерно через 500–600 лет после регрессии приледникового озера Рамсея (Балтийского ледникового озера – примечание автора), т.е. 11500 лет назад» (Путеводитель..., 1982, с. 47).

Радиоуглеродная датировка по подошве Усть-Тосненского торфяника, полученная позднее Г.Ф. Кузьминым (1991) – 9490 ± 140 ^{14}C -л.н. (лаб. номер не указан; прил. 1), свидетельствует о начале торфонакопления на территории Приневья с раннего голоцена. Абсолютная высота поверхности болотного массива составляет 18,5 м (Клейменова и др., 2011), а максимальная мощность торфяной залежи – около 6,5 м, то есть подошва торфяника находится на высоте 12,0 м абс. Отсюда следует, что, по крайней мере, с пребореального времени Приневская низменность не затапливалась водами голоценовых палеобассейнов; торфяная залежь всегда находилась гипсометрически выше близ расположенных русел рек Тосны и Невы – об этом свидетельствует отсутствие каких-либо песчаных линз и прослоев в торфе (Клейменова и др., 2011).

Авторами монографии «История Ладожского, Онежского, Псково-Чудского озер, Байкала и Ханки» (1989) были изучены древние береговые линии, связанные позднеледниковыми и голоценовыми палеобассейнами – приледниковым озером Рамся, БЛО, а также анциловой и ладожской трансгрессиями. В развитии трансгрессии Ладожского озера в позднем голоцене они выделили две стадии. Первая стадия – максимальная – в юго-восточном Приладожье достигала отметок 21–22 м абс. в интервале от 3,7 до 3,75 тыс. л.н., после чего началось постепенное снижение уровня воды, сменившееся, однако, около 2,2–2,0 тыс. л.н. кратковременной трансгрессией до высоты 14–15 м абс., в результате чего перелив через водораздел между Мгой и Тосной привел к образованию р. Нева и завершению трансгрессии. Такие выводы авторами были сделаны по результатам определения возраста трансгрессивно-регрессивных контактов из разрезов в д. Горная Шельдиха, г. Петрокрепость, между г. Питкяранта и Салми, пос. Ленэнерго на р. Оять, причем «...между отложениями максимальной и второй стадией ладожской трансгрессии встречается горизонт размыва, представленный грубозернистыми песками с галькой; в отдельных случаях отложения двух стадий разделяет маломощный горизонт погребенного торфа» (История..., 1989, с. 33). Причины ладожской трансгрессии авторы, как и Ю. Айлио, связали с гляциоизостатическими поднятиями центральной части Карельского перешейка в районе Гейниоки, ссылаясь при этом на отсутствие проявления каких-либо тектонических движений. Осталось неясным и противоречивым суждение о двух стадиях ладожской трансгрессии: первой – наиболее высокой (21–22 м абс.) и второй – до 14–15 м абс., в результате которой и произошел перелив через Мгинско-Тосненский водораздел с образованием Невы – как, в таком случае, не возник пролив во время первой трансгрессии Ладожского озера?

В 1990–1991 гг. изучение позднеплейстоценовой истории Приневья было продолжено И.И. Красновым. В карьере Келколовской горы им был изучен разрез, в котором в основании вскрываются мгинские морские глины с фауной моллюсков, озерные и аллювиально-озерные

пески ленинградского горизонта с возрастом 46–42 тыс. ^{14}C -лет. Эти слои нарушены гляциодислокациями осташковского оледенения – северные склоны возвышенности на высоте 25–30 м абс. срезаются почти горизонтальной поверхностью экзарации и размыва. Выше по разрезу залегает толща ледниковых валунных суглинков, которую перекрывают пески Балтийского ледникового озера, разделенные горизонтом погребенного торфа с возрастом 11300 ± 40 – 10800 ± 60 ^{14}C -лет (Краснов и др., 1995). Согласно результатам спорово-пыльцевого анализа, формирование торфяника происходило в конце аллерада–начале позднего дриаса. Таким образом, И.И. Краснов пришел к выводу, что позднеледниковые отложения разреза, слагающие террасу с отметкой площадки 30,0 м абс., ограниченную абразионным уступом БЛО, «соответствуют нижнему уровню Балтийского ледникового озера» (Краснов и др., 1995, с. 95).

В системе классических представлений о поздне-последледниковой истории Приневской низменности и Карельского перешейка исключительно важное значение имеет Гейниокский порог стока – современный Балтийско-Ладожский водораздел (см. рис. 1) – соединявший в разное время Ладожское озеро с Финским заливом. В 1987 году Д.Б. Малаховским совместно с П.М. Долухановым и Н.А. Геєм была пробурена скважина в южной части Нижнеосиновского болота (Малаховский и др., 1993а), расположенного на трассе этого гипотетического пролива. Согласно их описанию, в основании разреза залегают голубовато-серые ленточнослоистые глины, которые перекрывает пачка тонкозернистых песков с включениями органики мощностью 0,6 м с возрастом подошвы 9,2 тыс. ^{14}C -лет. (19,0 м абс.) На этих песках развит голоценовый торфяник мощностью 3–4 м, накопление торфа в котором началось в пребореальное время в результате его изоляции от акватории Ладожского озера (Малаховский и др., 1993а).

Исключительно важные результаты по истории Невы получили Д.Б. Малаховский с соавторами (1989, 1993б). При помощи спорово-пыльцевого и диатомового методов с весьма представительной серией радиоуглеродных датировок ими были изучены два принципиально важных разреза Приневья – на Невском Пятачке и в Невском Лесопарке (№ II и VII соответственно, рис. 17). Судя по абсолютному возрасту кровли погребенных и подошвы современных торфяников, он сделал вывод об однократной и непродолжительной трансгрессии Ладожского озера в интервале от 2,8–3,0 тыс. до 2,4 тыс. ^{14}C -л.н. (Малаховский и др., 1993б). Непосредственным свидетельством образования Невы при переливе ладожских вод через Мгинско-Тосненский водораздел он считал появление ладожской диатомовой флоры в песках, перекрывающих погребенный торф в разрезе Невский Лесопарк (рис. 17, разрез № VII). По кровле этого торфа Д.Б. Малаховский (Малаховский и др., 1993б) получил две датировки около 2,9 тыс. ^{14}C -л.н. (ЛУ-2494, ЛУ-2505), откуда, по его мнению следует, что

возникновение соединения между Ладожским озером и Финским заливом на территории Приневской низменности привело к быстрому снижению уровня Ладоги с 15 до 5 м абс. высоты в период от 2,9 до 2,4 тыс. ¹⁴С-л.н. Совсем иначе этот разрез интерпретировали Б.И. Кошечкин и И.М. Экман (1993), согласно которым погребенный торф в Невском Лесопарке имеет аллохтонное происхождение, что, свидетельствует, по их мнению о «...более позднем времени образования р. Невы» (Кошечкин, Экман, 1993, с. 59). Эти авторы отнесли начало ладожской трансгрессии ко времени около 5 тыс. л.н., в ее развитии выделили две стадии и установили возраст максимума по торфяникам в разрезах на р. Шельдиха – от 3,82 тыс. ¹⁴С-л.н. до 3,67 тыс. ¹⁴С-л.н.

Несколько радиоуглеродных датировок получили Х.А. Арсланов с соавторами (1996) по погребенному торфу в описанном еще Ю. Айлио и К.К. Марковым разрезе у Преображенской горы в г. Петрокрепость (рис. 17, № VIII). Время максимума ладожской трансгрессии эти авторы определили, ссылаясь на данные Б.И. Кошечкина и И.М. Экмана (1993), в интервале от 3,82 тыс. до 3,67 тыс. ¹⁴С-л.н. (Арсланов и др., 1996), хотя такой хронологии противоречат полученный ими же субатлантические (моложе 2500 лет) палиноспектры песков ладожской трансгрессии.

Значительный вклад в изучение, обобщение и систематизацию данных о стратиграфии и геологическом строении четвертичной толщи Петербурга и Приневья, а также палеогеографических условиях ее формирования внес В.Г. Ауслендер (2002). В ходе работ под его руководством Ленинградской (затем – Петербургской) Комплексной геологической экспедиции 1991–2002 гг. по геологической съемке масштаба 1:50 000 территории г. Ленинграда и его пригородов, был проведен большой объем полевых работ с бурением ряда скважин на территории Приневской низменности. В этих работах использовались литолого-минералогический, гранулометрический, спорово-пыльцевой, диатомовый и радиоуглеродный методы. Были обобщены фондовые материалы предшествующих работ по разрезам сотен скважин, прослежены геологические границы и взаимоотношения геологических тел, что позволило построить высокоточную карту рельефа поверхности дочетвертичного субстрата, карту подошвы осташковского тилла, геоморфологическую карту, карту четвертичных отложений и составить 28 геологических разрезов длиной до 45 км, что уже тогда позволило практически реализовать современные подходы по 3-d картированию. В результате было установлено широкое распространение на территории Приневья и в восточной части Финского древних доледниковых (неогеновых?) долин, формирование которых происходило в условиях очень низкого базиса эрозии и отчасти контролировалось ослабленными зонами тектонических нарушений. В микулинское время территория Приневья представляла собой часть обширного морского бассейна, возникшего в результате мгинской

(земской) трансгрессии. Отложения Балтийского ледникового озера в Приневской низменности слагают пологую озерно-ледниковую равнину с серией террас от 10–15 до 45–50 м, «прислоняясь на этих отметках <...> к абразионным уступам и склонам, которые четко фиксируют положение береговой линии БЛО» (Ауслендер, 2002, с. 144). Его спуск около 10,2 тыс. л.н. отражается в рельефе серией нескольких уступов и террасовых уровней (47–50 м; 38–42 м; 33–36 м; 28–33 м; 23–27 м; 17–23 м; 9–15 м абс.). С этим палеогидрологическим событием В.Г. Ауслендер также связал заложение и развитие гидрографической сети района (Ауслендер, 2002, с. 212).

Небольшую серию ^{14}C -датировок по бассейновой гиттии из разреза на Невском Пятачке получили П.М. Долуханов с соавторами (2009, 2010). Возраст гиттии, перекрывающей отложения ладожской трансгрессии на высоте 5,5 м абс. составил 2,87 тыс. ^{14}C -лет (подошва) и 2,56 тыс. ^{14}C -лет (кровля). Максимум ладожской трансгрессии и, следовательно, в рамках классической модели и возраст Невы, эти авторы отнесли ко времени 3,5–3,0 тыс. ^{14}C -л.н.

В середине 1990 гг. известный финский геолог М. Саарнисто, предложивший еще 50 лет назад оригинальное объяснение ладожской трансгрессии как результат спуска в Ладожское озеро Сайменской водной системы с образованием р. Вуокса на фоне гляциоизостатического поднятия центральной части Карельского перешейка (Saarnisto, 1970) – эту гипотезу поддержали затем Г.С. Бискэ с соавторами (1978) – начал работы по высокоточному определению возраста изоляционных контактов в донных отложениях малых озер на островах Северного Приладожья – Кильпола (Saarnisto, Grönlund, 1996) и Валаам (Saarnisto, 2012). Эти контакты фиксируют отделение малых озер от акватории Ладожского озера при снижении уровня воды после максимума ладожской трансгрессии. В результате он отнес максимум трансгрессии и, соответственно, образование Невы ко времени в интервале 2,9–3,1 тыс. ^{14}C -л.н. (Saarnisto, Grönlund, 1996; Saarnisto, 2012), что хорошо согласуется с выводами Д.Б. Малаховского (1993а; 1993б) и с классическими представлениями об истории Невы.

2.3. Новые идеи. Изучение геологической истории Приневья до конца XX в. было основано, главным образом, на представлениях Г. Де-Геера и Ю. Айлио о прямой неразрывной связи образования Невы с максимумом позднеголоценовой ладожской трансгрессии. Эта модель, за исключением К.К. Маркова (1934), безоговорочно принималась с тех пор всеми исследователями, пока в 1998 г. Н.Н. Верзилин с соавторами не предложили новую гипотезу (Верзилин и др., 1998, 2012). На основании литологических и минералогических данных из разрезов в верхнем и среднем течении р. Нева – на Невском Пятачке и в 2 км ниже устья р. Тосна соответственно, Н.Н. Верзилин установил, что поступление осадочного материала на

территорию Приневья уже с позднеледникового времени и на протяжении всего голоцена происходило из Ладожского озера – на это указывает однообразный и весьма характерный минеральный состав песчано-алевритовых отложений. При этом, «...само озеро или, точнее, его юго-западная часть, очевидно, представляла собой транзитный участок для осадочного материала» (Верзилин и др., 1998, с. 142). В результате, Н.Н. Верзилин с соавторами пришли к выводу, что сток из Ладожского озера в Балтийское море по р. Нева существовал уже с позднеледникового времени; об этом, по их мнению, свидетельствуют и текстурные особенности позднеледниковых отложений – косая слоистость и слоистость типа знаков восходящей ряби четко фиксирует направление течения, такое же, как и у современной Невы (Верзилин и др., 2012).

Смелые и оригинальные идеи об истории развития Ладожского озера в позднем голоцене были предложены А.А. Никоновым (2017): перелив вод через гипотетический Мгинско-Тосненский водораздел в ходе ладожской трансгрессии мог осуществляться только при сильном и внезапном возмущении водных озерных масс – цунами, с высотой волны не менее 5 м. Это палеогеологическое событие, которое, согласно А.А. Никонову, привело к образованию р. Нева имело место около 3,1–3,0 тыс. ¹⁴С-л.н. и было вызвано палеоземлетрясением в юго-западном Приладожье.

За последние 10–15 лет М.В. Шитовым была разработана высокоточная палеогеологическая кривая голоценовых изменений относительного уровня Ладожского озера (Шитов и др., 2019). Кроме того, было установлено, что хронология финальной стадии ладожской трансгрессии по данным из южного Приладожья не соответствует хронологии этой стадии в верхнем течении р. Нева. На основе детального геологического, геоморфологического, лито-, палино- и хроностратиграфического изучения поздне-последеледниковых отложений Приладожья М.В. Шитов и Ю.С. Бискэ (2019) показали, что классическая модель гляциоизостатического поднятия, используемая для объяснения причин начала ладожской трансгрессии и образования р. Нева, требует дополнения представлением о решающей роли позднеголоценовых дифференцированных движений. Именно локальными опусканиями в районе Поволховья М.В. Шитов с соавторами связали феномен «Приладожских стоянок Иностранцева».

ГЛАВА 3. ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫХ–ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИНЕВЬЯ

В настоящее время на территории Приневской низменности известно 8 опорных разрезов (местонахождений разрезов) позднеледниковых и голоценовых отложений (рис. 7), которые обеспечены серией из 49 ^{14}C -датировок (прил. 1). Эти разрезы, описанные ранее И.И. Красновым, Д.Б. Малаховским, Х.А. Арслановым, Н.Н. Верзилиным и П.М. Долухановым, а также изученные автором в 2019–2020 гг. (разрез № III, неизвестный до настоящего времени, был исследован впервые), имеют принципиально важное значение для установления закономерностей развития ладожских палеобассейнов, а также реконструкции ключевых палеогидрологических событий на территории Приневья в поздне- и послеледниковое время.

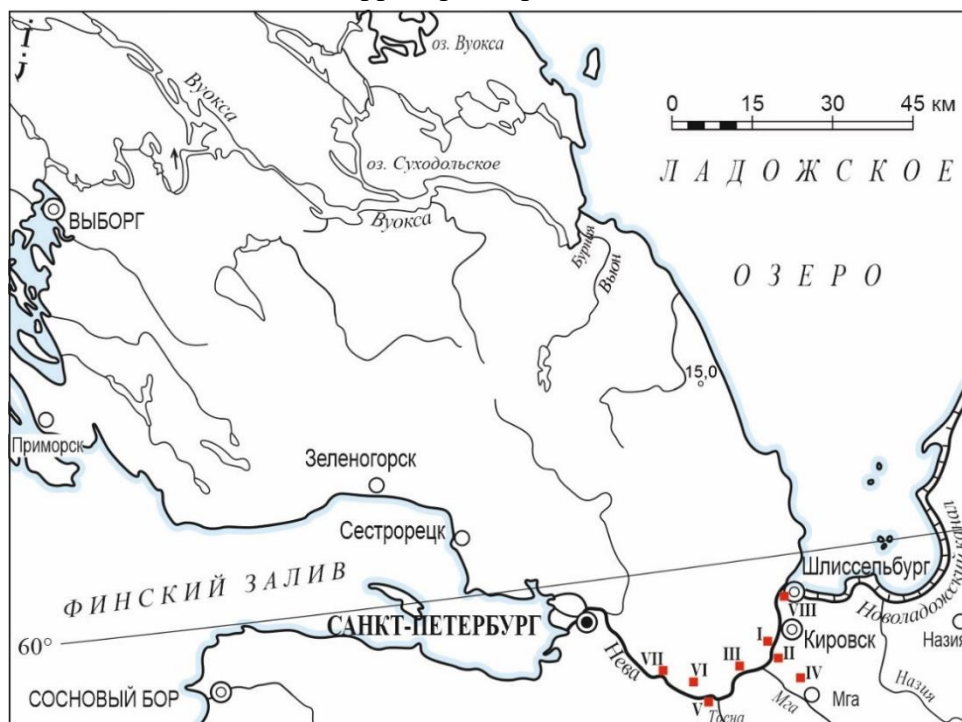


Рисунок 7. Опорные разрезы позднеледниковых–голоценовых отложений Приневской низменности: I – Невская Дубровка (Верзилин и др., 1998; автор); II – Невский Пятачок (Малаховский и др., 1993б; Верзилин и др., 1998; Долуханов, 2009; автор); III – Кузьминки (автор); IV – Келколово (Краснов и др., 1995); V – Усть-Тосно (Верзилин и др., 1998; автор); VI – Зав. им. Свердлова (Путеводитель..., 1982; автор); VII – Невский Лесопарк (Малаховский и др., 1993б; Долуханов и др., 2009); VIII – Преображенская гора (Арсланов и др., 1996).

3.1. Материалы и методы исследования. В настоящей работе изучение геологической истории Приневья основано на сопряженном методе палеогеографических реконструкций, который с помощью комплексного подхода – совокупности анализов, методов и принципов – позволяет наиболее достоверно установить ключевые этапы развития палеобассейнов и определить последовательность основных палеогидрологических событий в плейстоцене–голоцене.

В ходе геолого-геоморфологических маршрутов 2019–2020 гг. автором было описано 20 разрезов позднеледниковых–голоценовых отложений на 6 основных местонахождениях (рис. 7). Ведущим методом исследования был *геологический*, причем расчленение и корреляция отложений проводились на основе *стратиграфо-генетического принципа*, который удалось реализовать путем установления основных закономерностей строения позднеледниковой–голоценовой толщи, прослеживания границ, формы и взаимоотношения геологических тел, их структурно-текстурных особенностей, что, в результате, позволило определить генезис отложений и последовательность их образования.

Седиментологический метод и фациальный анализ, применявшиеся для реконструкции условий седиментации и обстановок осадконакопления, основаны на изучении структурно-текстурных особенностей, состава и генезиса отложений в вертикальном и латеральном направлениях. Текстуры восходящей ряби формируются в потоковых условиях при наличии большого количества осадочного материала во взвешенном состоянии. Такая слойчатость подразделяется на два основных типа: синфазную и смещенную, где изменение характера ряби от синфазной формы к смещенной указывает на постепенное увеличение скорости потока с уменьшением его глубины, т.е. на прогрессирующее увеличение силы течения. В слойках с синфазной рябью их гребни расположены один над другим – такой тип слойчатости характерен для обстановок с постоянным направлением, скоростью течения и толщиной слоя воды (Рейнек, Сингх, 1981). Текстуры флазерной и линзовидной слойчатости возникают в условиях чередования периодов застойных вод и волновой активности, характерных для прибрежной, а также приливно-отливной зоны; плоскостная косая слойчатость формируется в обстановках однонаправленного потока (Рейнек, Сингх, 1981). Ленточнослоистые глины и алевриты – сезонные ритмиты – представляют собой переслаивание глинистых, темноокрашенных зимних слойков со светлыми и более песчаными летними в условиях их формирования в приледниковом бассейне. Это дает основание объединять зимний и летний слой в годовую ленту (варву), что на основе *варвохронологического метода* – по подсчету варв в разрезах – позволяет определять продолжительность накопления ленточнослоистых отложений (Марков, 1927; Рейнек, Сингх, 1981). Таким образом структуры и текстуры водно-осадочных отложений – бассейновых и потоковых – были прослежены в разрезах Приневья на протяжении более 20 км, что в комплексе с *методом современных аналогов* позволило установить гидродинамические условия осадконакопления, изменение которых является ключевым инструментом при решении палеогидрологических задач.

Палеогеоморфологический метод, основанный на изучении береговых линий разновозрастных палеобассейнов – абразионных уступов, песчаных кос и береговых валов,

позволил определить ключевые палеогидрологические события на территории Приневья, связанные с трансгрессивно-регрессивными колебаниями уровня Балтийского ледникового озера (БЛО) и развитием позднеголоценовой ладожской трансгрессии. Кроме того, в верхнем течении Невы на площадках низкой и высокой террас было проведено *георадарное профилирование* (георадар «ОКО-1 М», 150 и 400 МГц), которое выявило особенности строения регрессивной последовательности, связанной с завершением ладожской трансгрессии в позднем голоцене.

Для установления генезиса проблематичных позднеледниковых отложений применялся *гранулометрический анализ* и *морфоскопический метод* при помощи сканирующей электронной микроскопии (СЭМ), что позволило выявить наложенные следы эоловой и криогенной переработки песчаных зерен. Также были произведено *петрографическое описание* и фотодокументация шлифов песчаников из осташковского тилла в проходящем естественным и поляризованном свете при помощи микроскопа Leica DVM5000. Исследования проведены с использованием оборудования ресурсного центра Научного парка СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования».

Применение *палеопедологического метода*, заключающегося в изучении и определении генетической принадлежности палеопочв, позволило установить палеогеографические и палеоклиматические условия их развития, а субэральные обстановки, которые фиксируют торф и погребенные почвы, являются надежными инструментами для установления уровня и возраста трансгрессивных/регрессивных контактов.

Для определения абсолютного возраста отложений был использован *радиоуглеродный метод* – по органическим материалам из опорных разрезов в Лаборатории им. В. Кёппена СПбГУ автором были получены 5 новых ^{14}C -датировок (прил. 1), что позволило существенно уточнить возраст указанных событий. Для описания хронологии геологических событий был использован календарный возраст, который рассчитывался на основе калибровочной программы «OxCal 4.4» (калибровочная кривая «IntCal 20», С.В. Ramsey, <https://c14.arch.ox.ac.uk>).

Амплитуда и направление дифференцированных тектонических движений в пост-микулинское время установлены по высотным отметкам кровли мгинских морских отложений, не имеющих признаков размыва (Шитов и др., 2018), а в позднеголоценовое время – по разнице высот одновозрастных трансгрессивных/регрессивных контактов Приневья по сравнению с разрезами в южном Приладожье (Шитов и др., 2019).

В результате ревизии опубликованных, фондовых и архивных материалов С.А. Яковлева, К.К. Маркова, И.И. Краснова, И.С. Недригайловой и В.Г. Ауслендера, *дешифрирования* аэро- и космических снимков, *анализа топографических карт* различного

масштаба с применением комплекса методов, описанных выше, автором были составлены карта четвертичных отложений (рис. 17) и схема взаимоотношения разновозрастных береговых линий Приневья (рис. 23).

3.2. Разрез у Преображенской горы, г. Шлиссельбург (рис. 7, № VIII). Этот район был изучен еще в первой половине XX века Ю. Айлио (1915), С.А. Яковлевым (1926) и К.К. Марковым (1934). Их работами было установлено, что толща позднеледниковых–голоценовых отложений характеризуется трехчленным строением: в основании залегают пески и алевриты, которые перекрывает торф, погребенный под отложениями ладожской трансгрессии. Радиоуглеродные датировки из разреза на Преображенской горе получил Х.А. Арсланов (1996); в изученном разрезе в 0,6 м над урезом воды (5,3 м абс.) им с соавторами была вскрыта толща отложений, которая слагает береговой вал ладожской трансгрессии и характеризуется следующим строением (снизу вверх; рис. 8, № VIII):

1. глины голубовато-серого цвета, пластичные, с ленточно-подобной слоистостью; граница с вышележащей пачкой постепенная; мощность – 0,1 м (отметка кровли – 6,0 м абс.);

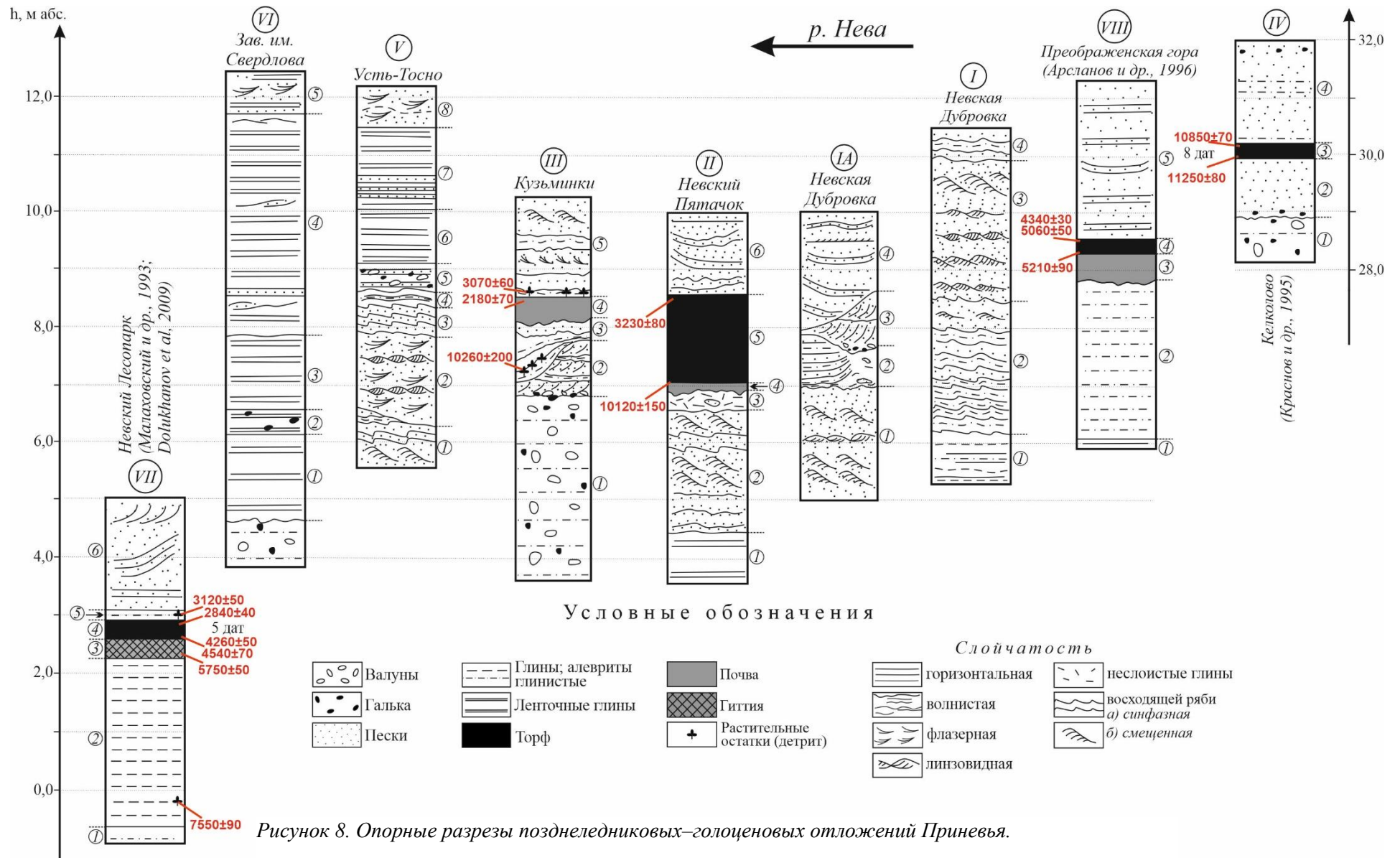
2. алевриты голубовато-серые с горизонтальной слоистостью, местами фиксируются бурые железистые потеки; граница с вышележащими отложениями четкая, горизонтальная; мощность пачки составляет 2,75 м (абс. высота кровли составляет 8,75 м);

3. мелкозернистые пески бурого цвета с неясно выраженной слоистостью, в кровле (отметка кровли составляет 9,23 м абс.) которых фиксируются многочисленные включения органического материала; мощность – 0,48 м;

4. торф, преимущественно травянистый, черного цвета, в кровле – с остатками древесины; мощность пачки – 0,25 м (кровля – 9,48 м абс.); по подошве и кровле погребенного торфа Х.А. Арслановым были получены 3 ^{14}C -датировки (прил. 1).

5. мелко- и среднезернистые пески розовато-желтого цвета видимой мощностью более 5 м с горизонтальной слоистостью; в нижней части фиксируются включения органогенного материала; вскрытая мощность пачки составляет 2,82 м (отметка кровли – 12,3 м абс.)

В отличие от С.А. Яковлева и К.К. Маркова, описанная Х.А. Арслановым с соавторами толща характеризуется присутствием мощного слоя алевритов (пачка 2); пачка 3 представляет собой, вероятно, палеопочвенный профиль с развитым на нем горизонтом погребенного торфа с атлантическими пыльцевыми спектрами. Возраст трансгрессивного контакта на высоте 9,5 м абс., связанного с началом накопления отложений ладожской трансгрессии, по кровле торфа и древесине из нее составил 5060 ± 50 ^{14}C -лет (ЛУ-2881) и 4340 ± 30 ^{14}C -лет (ЛУ-2879) соответственно (прил. 1). Перекрывающие торф мелкозернистые пески характеризуется вверх по разрезу суббореальными и субатлантическими палиноспектрами (Арсланов и др., 1996, с. 19).



3.3. Разрезы близ пос. Невская Дубровка (рис. 7, № I). На правом берегу р. Нева в 12 км ниже ее истоков, в 100 м от устья р. Дубровка, Н.Н. Верзилиным (1998) был впервые описан разрез, в котором с размывом на алевритах и мелкозернистых песках позднеледникового возраста залегают отложения ладожской трансгрессии. В ходе полевых работ осени 2020 г. автором был описан похожий разрез позднеледниковых–голоценовых отложений (рис. 8, № IA), слагающих хорошо выраженную в рельефе 10–метровую террасу ладожской трансгрессии, на площадке которой протягивается береговой вал высотой до 1 м. Разрез, вскрытый в 3-х расчистках в береговом обрыве высотой 5,5 м характеризуется следующим строением (снизу вверх):

1. тонкозернистые пески и алевриты от темно-серого и серого до рыжего, желтовато-охристого и светло-бежевого цвета видимой мощностью 2,0 м (абсолютная высота кровли – 7,0 м), которые были вскрыты в 1,5 м над урезом воды (3,5 м абс.). Пачка характеризуется текстурами восходящей ряби смещенного типа с наклоном слойков в направлении современного течения р. Нева (рис. 9.2). Длина ряби (L) достигает 0,7 м, высота (H) – 0,5 м, а мощность слойков составляет 1–2 мм. В средней части пачки фиксируется и прослеживается в серии обнажений на протяжении порядка 10 м железистый прослой, маркирующий, по-видимому, резкое изменение гидродинамических условий, а верхняя часть пачки характеризуется наличием криогенных шлировых текстур, мощностью до 2–3 мм. Верхняя граница резкая, с признаками размыва, несогласная, сильно ожелезненная, с затеками глинистого материала из пачки 2.

2. ленточнослоистое переслаивание темно-серых глинистых алевритов и светло-серых тонкозернистых песков (рис. 9.2; 9.5). В пачке насчитывается около 50 пар годовых слойков. Соотношение мощности алевритовых и песчаных слойков, заметно изменяется снизу вверх по разрезу: от более мощных (до 3 см) светло-серых песчаных слойков и совсем тонких (0,3–0,5 см) темно-серых алевритовых в нижней части пачки до равных по мощности (0,5–0,7 см) чередующихся светлых и темных песчано-алеваитовых слойков в верхней части разреза. Преимущественно горизонтальная ленточная слойчатость вверх по разрезу сменяется волнистыми и линзовидными текстурами (рис. 9.5). Близ кровли пачки фиксируются текстуры восходящей ряби синфазного типа (рис. 9.5), в которых наблюдаются в крест секущие их тонкие ожелезненные прослои (шлиры?). Ленточнослоистые алевриты и пески выше по течению сильно деформированы и переходят в зеленовато-коричневый алевро-глинистый гомогенит (рис. 9.4), в котором только местами сохраняются реликты горизонтальной и волнистой слойчатости. По всей мощности фиксируются пятна ожелезнения, а также линзы и гальки светло-бежевых песков и буро-серых глин мощностью до 3–5 см.

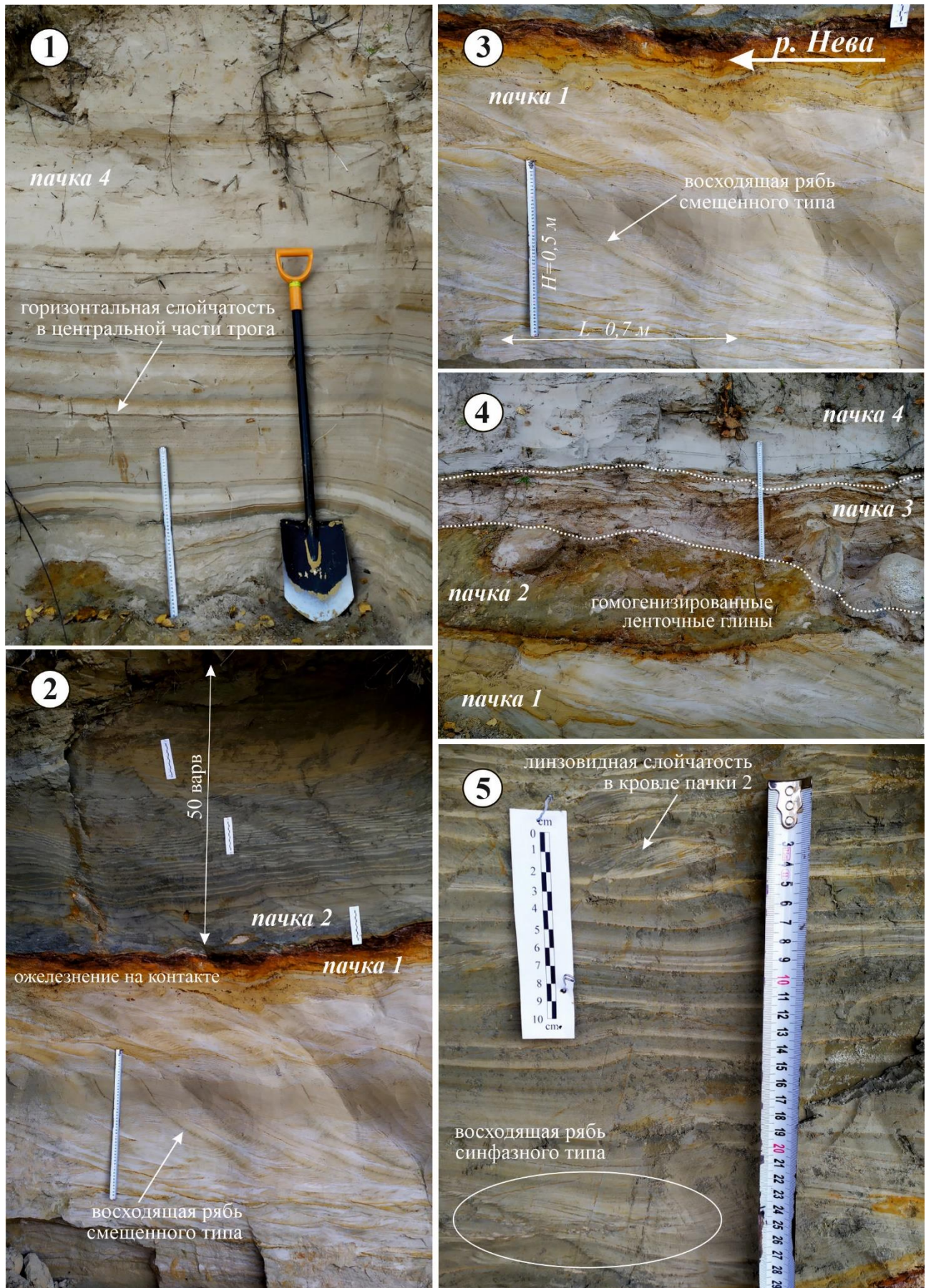


Рисунок 9. Структурно-текстурные особенности разреза в Невской Дубровке (№1А).

Мощность пачки составляет 0,9 м (отметка кровли – 7,9 м абс.) и на протяжении 24 м вверх по течению постепенно уменьшается и затем она выклинивается. Верхний контакт несогласный, неровный, волнистый, маркируется ожелезнением и базальным слоем гальки с валунами амфиболитовых сланцев, достигающих в поперечнике 0,2 м.

3. средне- и крупнозернистые сильно ожелезненные косослоистые пески бежево-коричневого цвета, в которых направление наклона косых слойков совпадает с направлением современного течения р. Нева (рис. 9.4). Мощность косых серий варьирует от 3 до 10 см, а косых слойков в них – от 2 до 5 мм. Отложения этой пачки слагают валлообразную аккумулятивную форму мощностью 1,5 м (кровля – 8,8 м абс.) и протяженностью около 20 м. Контакт с вышележащей пачкой несогласный, с отчетливыми признаками размыва.

4. венчают разрез переслаивающиеся мелкозернистые пески и алевриты светло-бежевого, охристого и сероватого цвета (рис. 9.1), мощностью 2,4 м (абсолютная отметка кровли – 9,9 м). Отложения пачки связаны, видимо, с ладожской трансгрессией и образуют широкий пологий трог протяженностью 10,0 м с горизонтальной слойчатостью в его центральной части и косой – по краям трога; в подошве пачки фиксируются маломощные (до 3 см) темно-коричневые ожелезненные прослои; по всей мощности отложений отмечаются орштейны и пятна гидроокислов железа.

Опорный разрез позднеледниковых отложений в пос. Невская Дубровка (рис. 8, № I), расположен в 500 м выше по течению от разреза №IA. Он был описан по 4 расчисткам в береговом обрыве Невы высотой около 7,0–7,5 м. В них вскрыты отложения, слагающие хорошо выраженную террасу с отметкой площадки около 12–13 м, которая полого повышается в северном направлении. Снизу вверх (рис. 10.1):

1. от уреза воды (3,5 м абс.) – переслаивающиеся глинистые алевриты и тонкозернистые пески от серовато-синего до рыжего цвета с разнообразной слойчатостью: волнистой, горизонтальной, реже – линзовидной и флазерной в нижней части пачки и текстурами восходящей ряби синфазной формы в направлении современного течения р. Нева – в верхней (рис. 10.1). Мощность слойков восходящих серий составляет от 0,5 до 3 мм, а видимая мощность пачки – 1,4 м (абсолютная отметка кровли – 6,7 м). Длина ряби достигает 0,4–0,5 м; высота – 0,1 м. Слойчатость в пачке подчеркивается скоплением темноцветных минералов и ожелезненными прослоями. Контакт с вышележащей пачкой постепенный, градиентный.

2. переслаивающиеся мелкозернистые пески и песчаные алевриты от светло-бежевого до коричневато-рыжего цвета со слойчатостью ассиметричной ряби синфазного типа с наклоном слойков в направлении современного течения р. Нева (рис. 10.5). Длина ряби достигает 0,5 м в нижней части пачки и 0,2 м – в верхней; высота ряби составляет 5–10 см. Песчаные и алевритистые слойки мощностью от 1–2 до 5 мм подчеркиваются ожелезнением

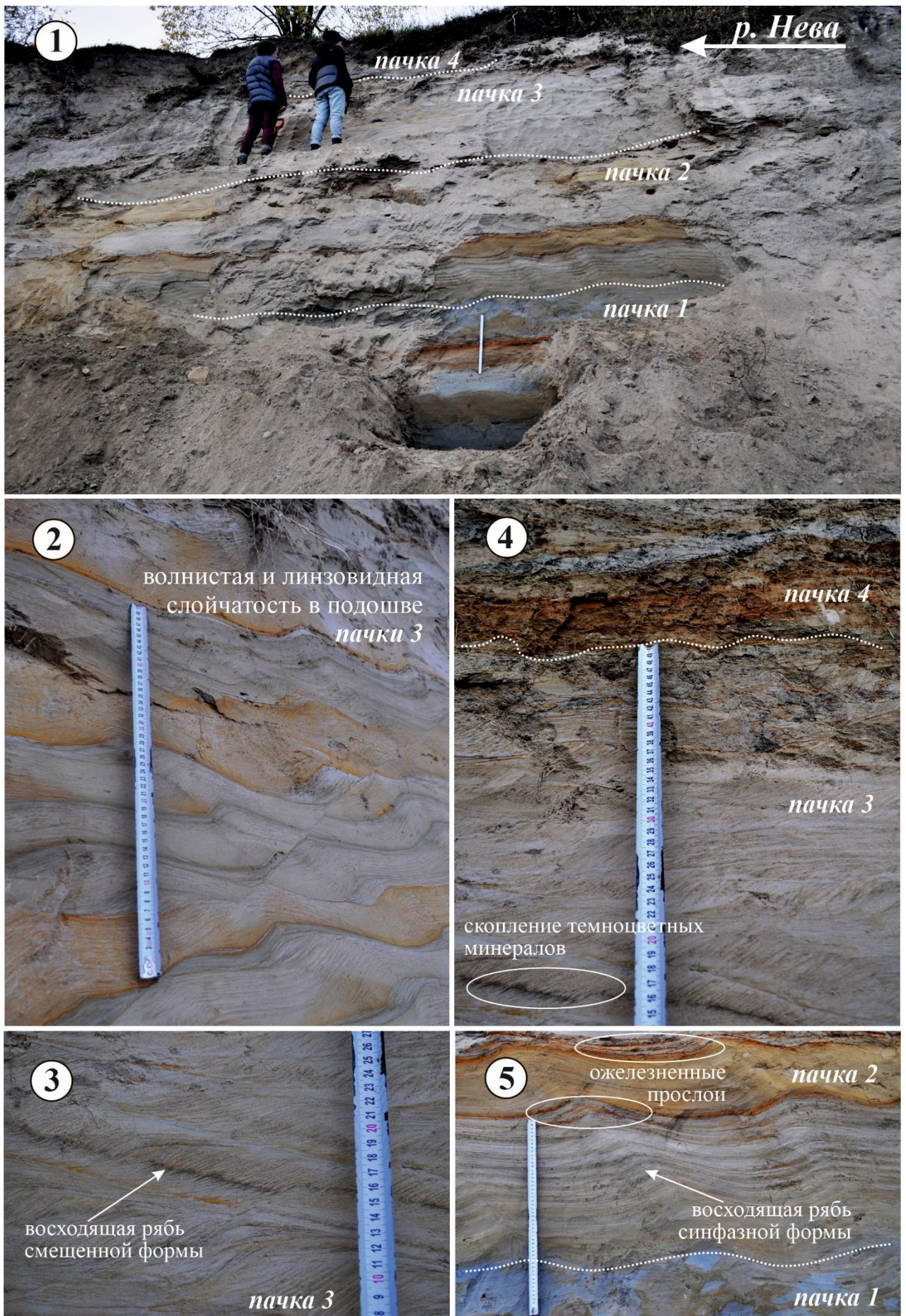


Рисунок 10. Структурно-текстурные особенности позднеледниковой толщи в районе пос. Невская Дубровка (разрез №1)

и примазками алевроитового материала (рис. 10.5) Мощность пачки – 1,8 м (отметка кровли – 8,5 м абс.). Контакт с вышележащими породами несогласный; граница волнистая, подчеркивается ярко-рыжим охристым прослоем.

3. тонкозернистые пески светло-бежевого и серовато-коричневого цвета мощностью 2,4 м (абсолютная отметка кровли – 10,9 м) с разнообразными текстурами: волнистыми, флазерными и линзовидными (рис. 10.2), а также слоистостью восходящей ряби смещенной формы в направлении современного течения Невы (рис. 10.3). Слойки в восходящих и линзовидных сериях тонкие, подчеркиваются скоплением темноцветных минералов (рис. 10.4), а в верхней части – ожелезнением. Длина восходящей ряби варьирует от 15 до 30 см, а высота составляет 10–20 см. Граница с вышележащей пачкой четкая, волнистая, маркируется ожелезненным прослоем мощностью от 8 до 15 см.

4. венчают разрез глинистые алевроиты разнообразной пестрой окраски – от светло-бежевого и серого до серо-коричневого цвета с волнистой слоистостью (рис. 10.4), тонкие (до 1 мм) слои в которых подчеркиваются ожелезнением; в средней части пачки наблюдаются маломощные песчаные прослои и пятна ожелезнения. Мощность пачки составляет 0,6 м (кровля – 11,5 м абс.).

3.4. Разрезы на Невском Пятачке (рис. 7, № II). На левом берегу р. Нева напротив пос. Невская Дубровка в береговых обнажениях вскрывается сложно построенная толща позднеледниковых–голоценовых отложений, слагающих хорошо выраженную 10-метровую террасу, связанную с ладожской трансгрессией. После работ С.А. Яковлева (1926) и К.К. Маркова (1934) обнажения на территории мемориала «Невский Пятачок» были детально изучены Д.Б. Малаховским (1993б, 1996), Н.Н. Верзилиным (1998) и П.М. Долухановым (2009, 2010). Согласно Д.Б. Малаховскому, поздне–последледниковая толща имеет следующее строение (Малаховский и др., 1993б, с. 80–82).

В основании разреза на урзе воды (3,5 м абс.) залегают ледниковые отложения (тилл) – серые валунные глины, а также мелко- и среднезернистые косослоистые пески с гравием и галькой видимой мощностью 1,5 м. Местами в пачке фиксируются охристые прослои и конкреции гидроокислов железа. Выше залегает пачка озерно-ледниковых отложений, представленная переслаиванием мелкозернистых песков и алевроитов от рыжего до светло-бежевого цвета с разнообразной слоистостью: от горизонтальной и слабо волнистой до ленточной. Общая мощность пачки составляет около 3–4 м, а в ее кровле фиксируются, по мнению Д.Б. Малаховского (1993б), криотурбации и морозобойные трещины вертикальной протяженностью 0,5–0,7 м.

С размывом – базальным валунно-галечным горизонтом – на озерно-ледниковых отложениях залегает ранне- и среднеголоценовая озерно-болотная толща – погребенный торф

мощностью до 1,5 м (отметка кровли составляет 8,5 м абс.), из которого Д.Б. Малаховским была получена серия радиоуглеродных датировок (прил. 1): 9580 ± 80 ^{14}C -л.н. (ЛУ-1987), 9550 ± 60 ^{14}C -л.н. (ЛУ-2326), 9510 ± 80 ^{14}C -л.н. (ЛУ-2295) по подошве торфа, 8340 ± 80 ^{14}C -л.н. (ЛУ-2186) из его средней части и 3400 ± 100 ^{14}C -л.н. (ЛУ-2174) – по кровле. Ниже по течению торф замещается черными грубозернистыми песками с органикой, которые плотно сцементированы в сплошную массу окислами железа и марганца. Максимальная мощность ранне- и среднеголоценовой толщи достигает 3,5 м.

Погребенный торф с размывом перекрыт мелко- и среднезернистыми светло-бежевыми горизонтально и косослоистыми песками ладожской трансгрессии мощностью от 1,5 до 3,5 м. Возраст растительного детрита из подошвы этих песков составляет 3580 ± 40 ^{14}C -лет (лаб. номер не указан; Малаховский и др., 1993а). В разрезе низкой 5,5–метровой террасы безымянного ручья, впадающего в р. Нева в 200 м ниже по течению, на отложениях ладожской трансгрессии залегает «постладожский» торфяник мощностью до 0,7 м с возрастом подошвы, согласно Д.Б. Малаховскому, 2470 ± 40 ^{14}C -л.н. (ЛУ-2485).

Серия датировок, полученная П.М. Долухановым (2009, 2010), уточняет хронологию финальной стадии позднеголоценовой трансгрессии Ладожского озера: возраст подошвы и кровли гиттии, перекрывающей отложения ладожской трансгрессии составляет 2870 ± 50 ^{14}C -л.н. (ЛУ-5459) и 2560 ± 50 ^{14}C -л.н. (ЛУ-5460) соответственно, а возраст подошвы торфа, залегающем на пачке гиттии – 2260 ± 50 ^{14}C -л.н. (ЛУ-5461).

В 2019–2020 г. разрезы на Невском Пятачке были подробно изучены и описаны автором; также на площадках низкой и высокой террас М.П. Кашкевич было выполнено георадарное профилирование (георадар «ОКО-1 М», 150 и 400 МГц), которое выявило особенности строения регрессивной последовательности, связанной с завершением ладожской трансгрессии. Кроме того, в ходе исследования автором в Лаборатории им. В. Кёппена СПбГУ была проведена ревизия первичных геохронологических данных Д.Б. Малаховского с уточнением лабораторных номеров и материалов для датирования.

Опорный разрез 10–метровой террасы, вскрытый в верхних по течению расчистках в 350 м от асфальтовой дороги, ведущей к мемориалу «Невский Пятачок» характеризуется следующим строением (снизу вверх; рис. 8, № II):

1. в основании, от уреза воды (3,5 м абс.) – ленточнослоистые глинистые алевроиты зеленовато-серого цвета с преимущественно горизонтальной, а в верхней части – пологоволнистой слойчатостью. Видимая мощность пачки составляет 0,9 м (абсолютная отметка кровли – 4,4 м), а мощность слойков – от 1 до 3 мм; в кровле пачки фиксируется бурый алевроитистый прослой (2 см) с небольшой примесью мелкозернистого песчаного материала.

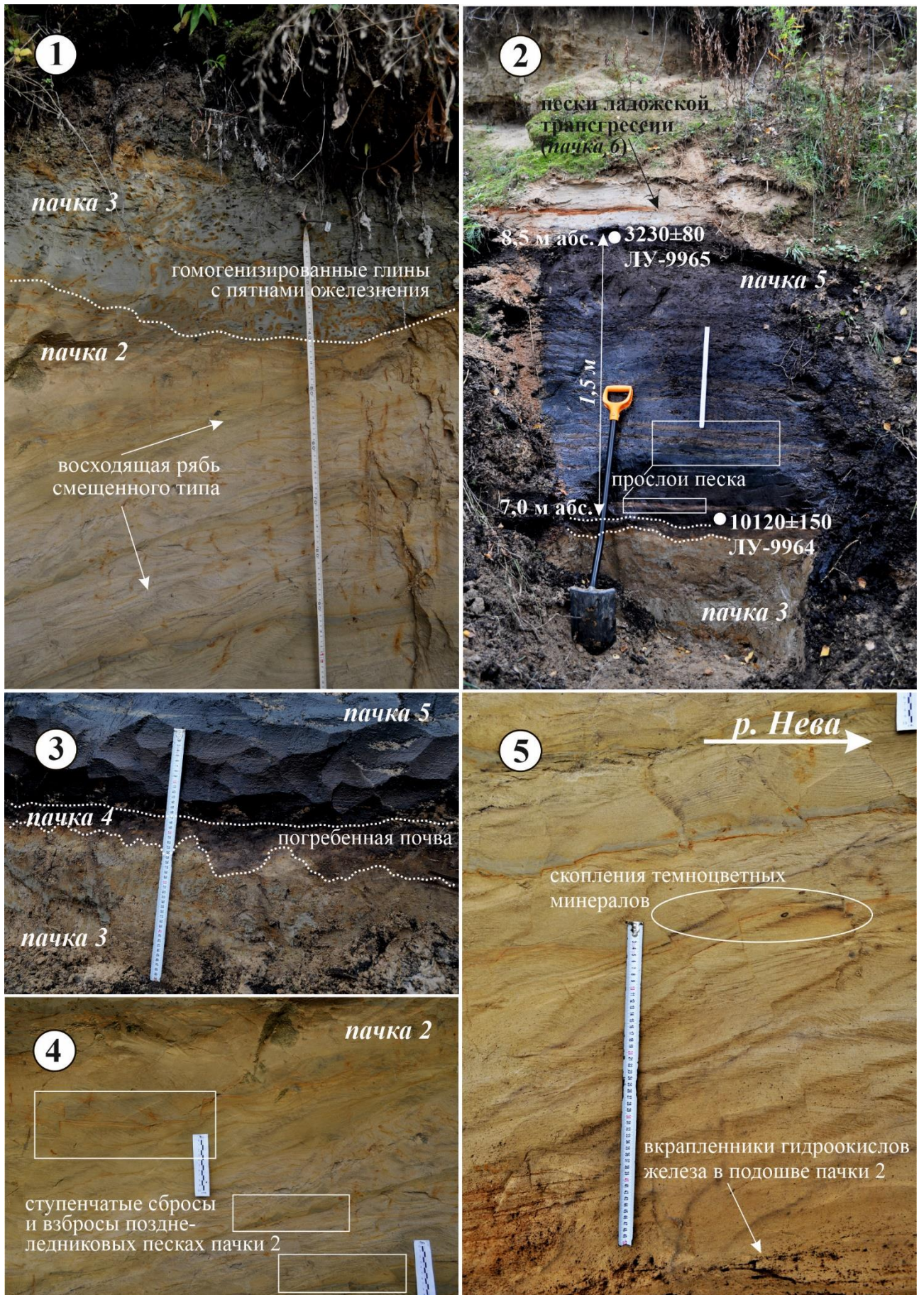


Рисунок 11. Характерные структурно-текстурные особенности позднеледниковой–голоценовой толщи на Невском Пятачке (№II)

Граница пачки неровная, волнистая; контакт с вышележащими отложениями несогласный, размывтый, подчеркивается маломощным (до 0,5 см) ожелезненным прослоем.

2. мелкозернистые пески мощностью 2,2 м (кровля – 6,6 м абс.) от рыжевато-коричневого до светло-бежевого цвета. В нижней части пачки слоистость, преимущественно, горизонтальная, местами – пологоволнистая. Пески сильно ожелезненные: по всей мощности этой части пачки фиксируются стяжения гидроокислов железа диаметром до 1–2 мм (рис. 11.5). Вверх по разрезу характер слоистости меняется и отложения характеризуются текстурами восходящей ряби смещенного типа в направлении современного течения р. Нева (рис. 11.1). Слойки в косых сериях (мощностью 2–3 мм) подчеркиваются скоплением темноцветных минералов и алевро-глинистыми прослоями (рис. 11.5); высота ряби достигает 0,5 м; длина – до 1 м. Снизу вверх по всей мощности пачки фиксируются небольшие ступенчатые сбросы и взбросы, амплитуда которых составляет от 1 до 5 см (рис. 11.4). Контакт с вышележащими отложениями несогласный, с отчетливым размывом, карманообразный.

3. глины и глинистые алевриты серого цвета, неяснослоистые, с редкими песчаными и глиняными гальками; местами в отложениях фиксируется ленточноподобная слоистость. Кроме того, по всей мощности пачки – 0,25 м (абсолютная отметка кровли – 6,8 м) – наблюдаются пятна ожелезнения (рис. 11.1). Граница с вышележащей пачкой постепенная, т.к. в кровле развита погребенная почва – пачка 4.

4. палеопочва буровато-коричневого цвета мощностью 0,1 м (абсолютная отметка кровли – 7,0 м) с достаточно хорошо выраженным гумусовым горизонтом (рис. 11.3). Контакт с вышележащими отложениями постепенный, градиентный.

5. торф от темно-коричневого до черного цвета (рис. 11.2) мощностью 1,5 м (абсолютная отметка кровли составляет 8,5 м): в нижней части – хорошо разложившийся, травянистый, с волнистослоистыми прослоями светло-бежевого мелкозернистого песка мощностью от 1 до 3 см (рис. 11.2). В средней части торфа фиксируется горизонт биотурбаций (мощностью 8–10 см), более светлый, чем остальной торф, а в кровле наблюдаются многочисленные остатки древесины. Граница с вышележащей пачкой резкая, контакт несогласный, сильно размывтый. По подошве торфа на высоте 7,0 м абс. и кровле с отметкой 8,5 м абс. автором были получены две радиоуглеродные датировки – 10120 ± 150 ¹⁴C-л.н. (ЛУ-9964) и 3230 ± 80 ¹⁴C-л.н. (ЛУ-9965) соответственно (прил. 1).

6. разрез венчают переслаивающиеся мелкозернистые пески и алевриты светло-бежевого и голубовато-серого цвета (рис. 11.2) общей мощностью 1,5 м (кровля – 10,0 м абс.). Пачка представляет собой перемятую толщу отложений позднеголоценовой ладожской трансгрессии с нарушенными текстурами, что, по всей видимости, связано с боевыми действиями в этом районе в 1941–1944 гг.

В 200 м ниже по течению в устье безымянного ручья, впадающего в Неву, на отложениях ладожской трансгрессии развита хорошо выраженная в рельефе терраса с отметкой площадки 5–6 м абс., где была заложена серия 1,0-метровых шурфов, позволивших установить строение «постладожской» толщи. Шурф №1 расположен на площадке террасы в 35 м к югу от впадающего в Неву ручья. В этом шурфе был вскрыт следующий разрез (снизу вверх, рис. 12.1):

1. переслаивающиеся светло-серые тонкозернистые пески и песчаные алевриты серого цвета с преимущественно горизонтальной, местами – волнистой слоистостью и биотурбациями (рис. 12.3). Видимая мощность пачки – 0,4 м (абс. отметка кровли – 5,4 м); граница с вышележащими породами отчетливая, карманообразная; контакт несогласный, измененный почвообразовательными процессами (пачка 2);

2. погребенная почва серо-коричневого цвета с хорошо выраженным глеевым горизонтом (рис. 12.2), влагонасыщенная. По всему почвенному профилю фиксируются мелкие (до 1–2 мм) железомарганцевые роренштейны; биотурбации отсутствуют. Мощность – 0,1 м (5,5 м абс.); граница с перекрывающими отложениями постепенная, градиентная.

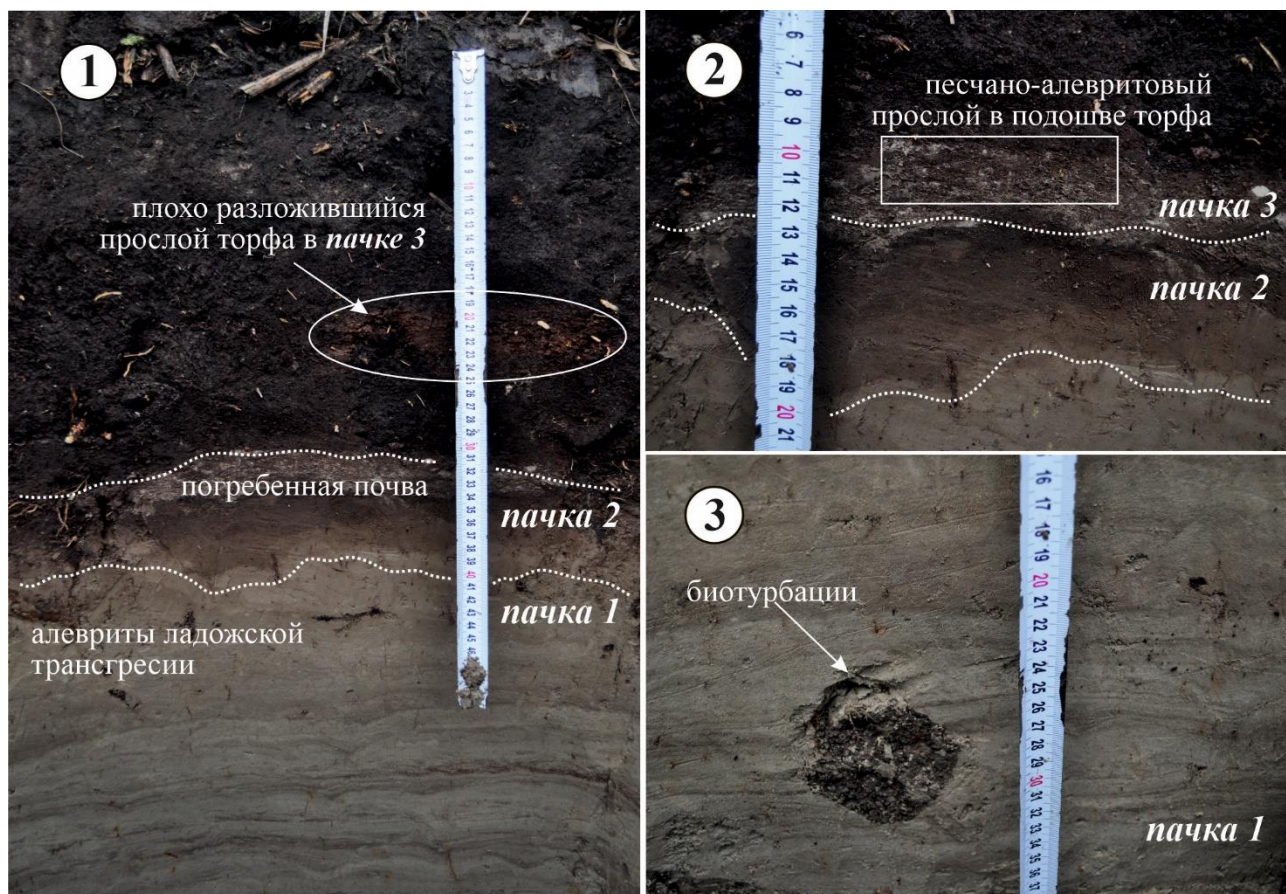


Рисунок 12. Строение «постладожской» 6-метровой террасы на Невском Пятачке

3. торф темно-коричневого, черного цвета, в нижней части – с примесью песчаного материала (рис. 12.1); в основном, хорошо разложившийся: исключение составляет

маломощный (до 5 см) слабо разложившийся торфяной прослой светло-коричневого цвета в средней части пачки. Мощность – 0,2 м (отметка кровли составляет 5,7 м абс.); судя по характеру залегания погребенной торфяной залежи в противоположных стенках шурфа, его мощность увеличивается с юга на север в направлении ручья; граница постепенная.

4. современная почва темно-серого цвета мощностью 0,25–0,3 м, преимущественно супесчаная, комковатая (абсолютная отметка кровли - 6,0 м).

В шурфе №2, расположенном в 8 м юго-восточнее описанного разреза, наблюдается похожее строение толщи. Тем не менее, по сравнению с разрезом №1, погребенный торф представляет собой не полноценный горизонт, а лишь отдельные линзы мощностью до 0,1 м, которые перекрываются современной почвой – ее мощность оказывается почти в 2 раза больше почвы разреза №1. В шурфе №3 у бровки террасы (6,5 м абс.), представлены только алевриты ладожской трансгрессии, неяснослоистые и более песчаные, которые венчает мощная (до 0,7–0,8 м) современная почва.

3.5. Опорный разрез в Келколово (рис. 7, № IV). Карьер Келколово расположен на юго-востоке Приневской низменности, в 6 км к северу от ст. Мга (рис. 7); в его стенках вскрывается сложно построенная толща отложений позднего неоплейстоцена. Разрез позднеледниковых отложений, слагающий террасу с отметкой площадки 30–35 м абс. и ограниченный абразионным уступом Балтийского ледникового озера (БЛО), был изучен в 1990–1991 г. И.И. Красновым (Краснов и др., 1995; архивные материалы ВСЕГЕИ). Позднеледниковая толща характеризуется трехчленным строением (рис. 8, № IV). В основании разреза залегают ледниковые отложения – осташковский тилл, представленный валунными песками и суглинками (диамиктон), который с размывом – гравийным горизонтом мощностью 0,2 м – перекрывают озерно-ледниковые мелко- и среднезернистые пески Балтийского ледникового озера. На высоте около 30 м абс. водно-осадочные отложения БЛО разделены горизонтом погребенного торфа мощностью 0,25–0,3 м, обеспеченным серией из 8 радиоуглеродных датировок (прил. 1). Возраст подошвы и кровли погребенного торфа, согласно И.И. Краснову (1995), составляет 11250 ± 80 ^{14}C -лет (ЛУ-2723) и 10850 ± 70 ^{14}C -лет (ЛУ-2720) соответственно. По данным спорово-пыльцевого анализа (палинолог – Э.С. Плешивцева) нижняя бассейновая пачка, нижняя и средняя части торфа характеризуются преобладанием пыльцы сосны с отчетливым максимумом пыльцы ели, что указывает на их аллередский возраст, а верхняя часть торфа и пески второй стадии БЛО относятся к позднему дриасу, что хорошо согласуется с геохронологическими данными (Краснов и др., 1995; с. 95).

3.6. Разрез «Кузьминки» на правом берегу р. Нева в 2 км ниже устья р. Мга (рис. 7, № III). В самом центре гипотетического Мгинско-Тосненского водораздела в 2017 г. М.В. Шитовым был обнаружен и в 2019–2020 гг. подробно изучен автором новый, неизвестный

ранее разрез позднеледниковых–голоценовых отложений (рис. 8, № III), слагающих регионально распространенную в Приневье 10–метровую террасу, связанную с ладожской трансгрессией. В береговом обрыве высотой 7,5 м от уреза воды (3,2 м абс) на протяжении 12 м снизу вверх вскрываются:

1. ледниковые отложения – тилл, представленный плотными валунными глинами темно-серого цвета видимой мощностью 3,2 м (отметка кровли – 6,8 м абс.) с дресвяно-щебнистым материалом, мелкой галькой и валунами различного размера, на поверхности которых часто заметна ледниковая штриховка. Преобладают валуны гранитов, реже – амфиболитов и хлоритовых сланцев, иногда встречаются валуны слабо метаморфизованных средне- и крупнозернистых красноцветных олигомиктовых рифейских (?) песчаников (рис. 13). Часто на отмытой поверхности тилла на урезе воды фиксируется система ортогональных трещин (рис. 14.1). В верхней части разреза диамиктон приобретает скорлуповатую и плитчатую отдельность. В кровле он представляет собой однородную алевро-глинистую массу, более светлого цвета, чем нижележащие отложения. Верхний контакт несогласный, резкий, подчеркивается ожелезненным слойком и базальным слоем гальки в подошве пачки 2.

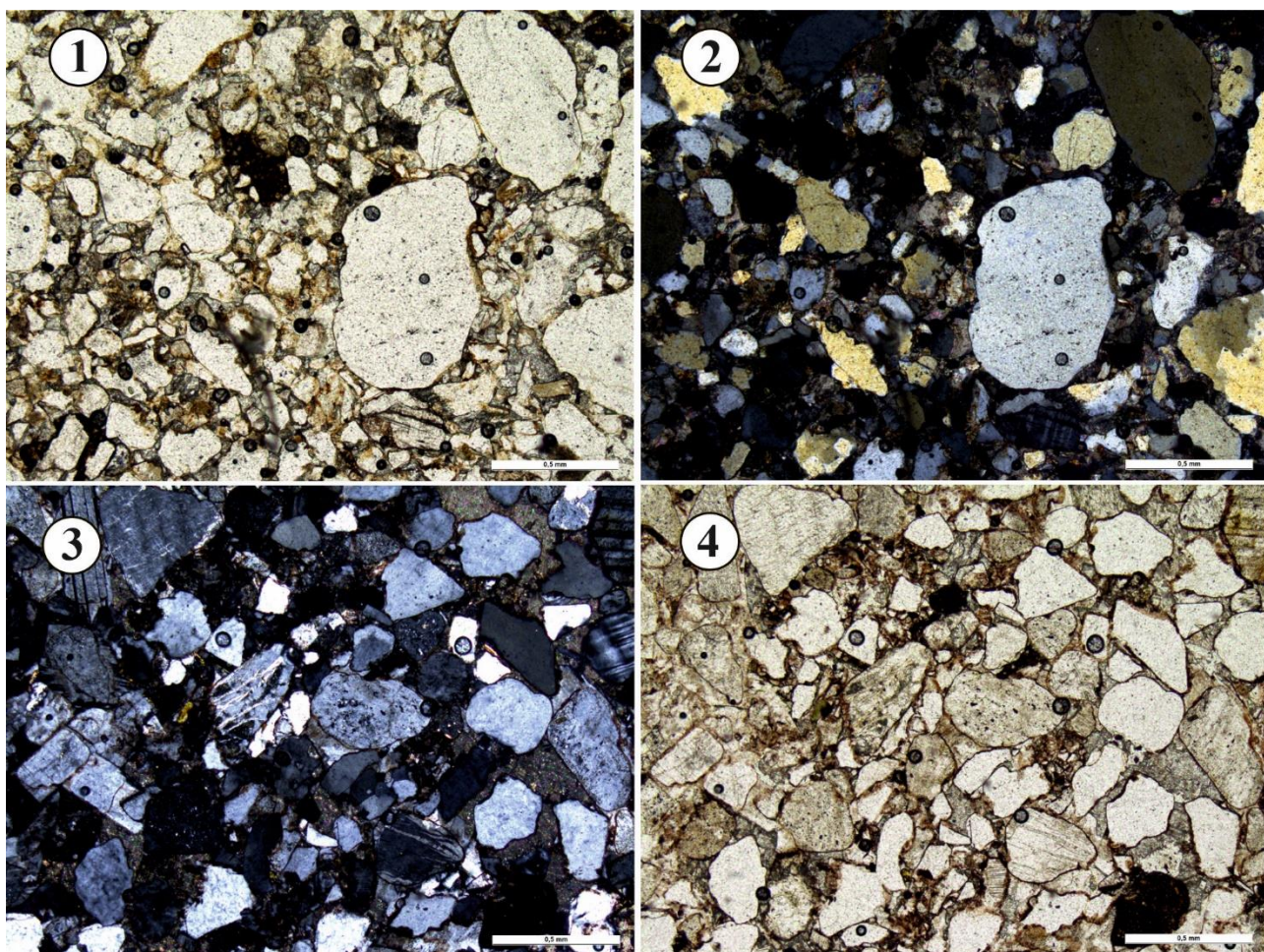


Рисунок 13. Шлифы песчаников из ошастовского тилла в проходящем естественном и поляризованном свете (исследования проведены с использованием оборудования ресурсного центра Научного парка СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования»).

2. мелко-среднезернистые пески цвета от светло-бежевого до рыжеватого-коричневого с разнообразной криволинейной слоистостью (рис. 14.7) – плоскостной с наклоном слоев по направлению современного течения р. Нева (т.е. на запад-юго-запад). Мощность криволинейных серий изменяется от 5 до 15 см, а слоистые швы между ними – иногда волнистые – часто подчеркиваются ожелезнением, иногда – примазками алевритового материала (рис. 14.5; 14.7); к ним часто приурочены округлые и изометричные ожелезненные стяжения диаметром до 1 см, развитые, видимо, по корням древних растений. Мощность слоев в криволинейных сериях составляет от нескольких мм до 1 см; криволинейные слои также подчеркиваются ожелезнением. В средней части пачки отмечается слоистость типа фазерной, песчаные криволинейные линзочки, а также прослои криволинейного крупнозернистого песка и мелкого гравия; эти флювиальные пески мощностью 1,0 м (абс. отметка кровли – 7,8 м) слагают валообразную аккумулятивную форму, западный склон которой был вскрыт расчисткой (рис. 14.3). Контакт с вышележащими породами резкий, отчетливый по гранулометрическому составу.

3. переслаивающиеся мелкозернистые пески и алевриты бежевого, голубого и, реже, коричневатого цвета с преимущественно волнистой, местами горизонтальной слоистостью. Эти отложения выполняют и компенсируют понижение в палеорельефе на склоне валообразной формы. В них развиты разнообразные деформации – конволюции и внедрения амплитудой до 18–20 см. Они, вероятно, являются криотурбациями (рис. 14.4; 14.8), что указывает, видимо, на позднеледниковый возраст пачки 3. Этот вывод подтверждается результатами сканирующей электронной микроскопии поверхности песчаных зерен и гранулометрического анализа (по определениям Р.С. Шухвостова): пески и алевриты пачки 3 испытали существенное влияние криогенных и эоловых процессов (рис. 15). Как видно на рисунке, на поверхности песчинок встречаются многочисленные выбоины, микроямчатость и сильновыпуклые округлые края, являющиеся признаками сальтации зерен (рис. 15.1; 15.2). Помимо следов эоловой обработки на песчинках распространены разного рода микротрещины и сопутствующие им крупные раковистые сколы (рис. 15.3; 15.4), которые являются диагностическими признаками влияния криогенеза. Позднеледниковый возраст осадков подтверждает также полученная по растительному детриту радиоуглеродная датировка из нижней части этих алевритов (рис. 14.6) с возрастом 10260 ± 200 ^{14}C -лет (ЛУ-9625; прил. 1). Мощность пачки изменяется от 0,3 до 1,3 м, абсолютная отметка кровли – 8,1 м; контакт с вышележащими отложениями постепенный, так как в кровле развита палеопочва (пачка 4).

4. погребенная почва мощностью 0,4 м (абсолютная высота кровли – 8,5 м), серогумусовая из отдела аккумулятивно-гумусовых почв, в которой, согласно устному сообщению А.В. Русакова, можно выделить три генетических горизонта (рис. 14.8): а) глееватый горизонт Cg бежево-зеленого цвета с желваками гидроокислов железа диаметром до 1 см; мощность

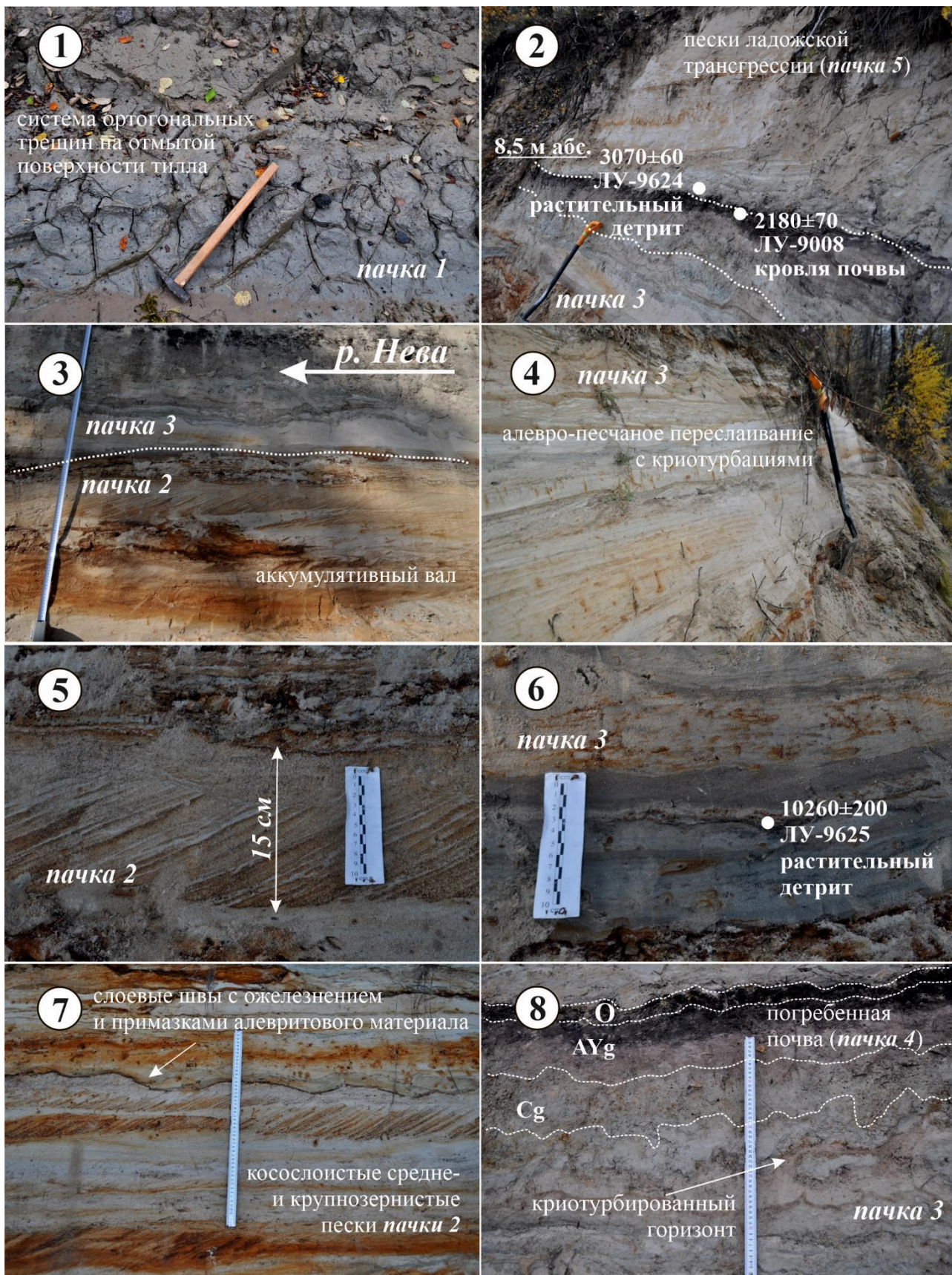


Рисунок 14. Характерные структурно-текстурные особенности отложений разреза «Кузьминки».

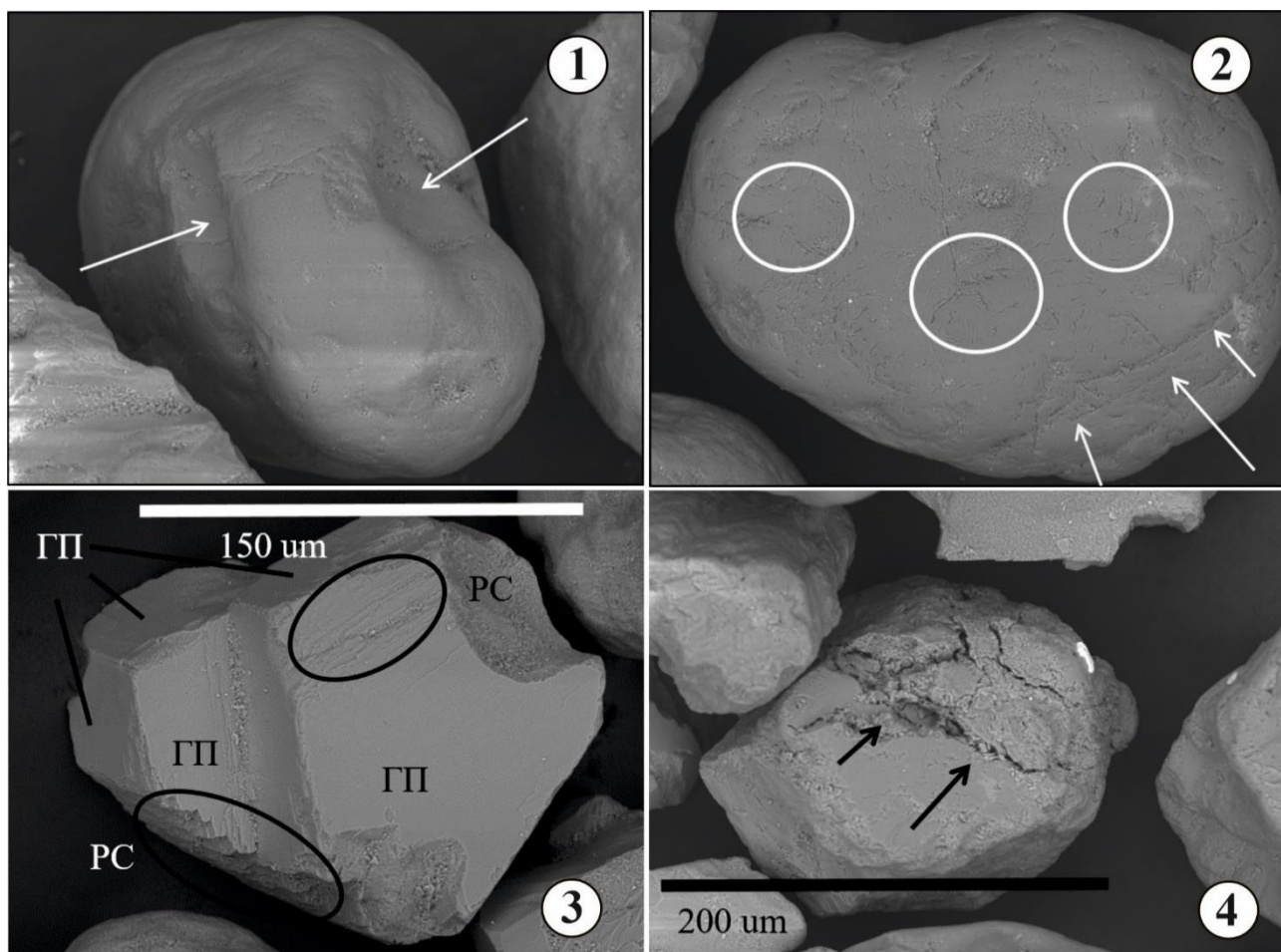


Рисунок 15. Следы эолового (1–2) и криогенного (3–4) преобразования кварцевых зерен из отложений пачки 3 разреза Кузьминки (согласно Р.С. Шухвостову). Условные обозначения: серповидные (обведены) и дугообразные трещины и выбоины (белыми стрелками) на поверхности зерен; ГП – гладкие поверхности; РС – раковистые сколы; черными стрелками – протяженные микротрещины.

которого составляет 10 см; б) генетический горизонт АУ_г, более темный, от буроватого до почти черного цвета, мощностью 20–25 см, образует затеки и градиентно переходит в нижележащий горизонт; в) подстильно-торфяной горизонт О – маломощная прослойка в кровле почвенного профиля, сложенная лесным опадом; его возраст составил 2180 ± 70 ¹⁴С-л.н. (ЛУ-9008, прил. 1); контакт с вышележащими породами резкий, несогласный, с признаками размыва (рис. 14.2).

5. переслаивающиеся мелкозернистые пески и алевриты светло-бежевого цвета мощностью 1,7 м (абс. высота кровли – 10,2 м), в которых снизу вверх по разрезу текстурные особенности отражают постепенное изменение гидродинамических условий: от более спокойных, для которых характерно накопление осадков с преимущественно волнистой и флазерной слойчатостью, до относительно подвижных и динамичных со слойчатостью восходящей ряби смещенной формы (рис. 14.2); по остаткам древесины из подошвы этого песчано-алевритового переслаивания была получена радиоуглеродная датировка 3070 ± 60 ¹⁴С-л.н. (ЛУ-9624; прил. 1), что, таким образом, оказывается древнее кровли погребенной почвы

пачки 4. Возможно, это связано с тем, что источником детрита в подошве отложений ладожской трансгрессии послужил размытый торфяник, образование которого происходило гипсометрически выше.

3.7. Опорный разрез «Усть-Тосно» (рис. 7, № V). В среднем течении Невы широко распространены озерно-ледниковые и потоковые (флювиальные) отложения позднеледникового возраста, слагающие пологую террасу с отметкой площадки 12–13 м абс., связанную с Балтийским ледниковым озером (БЛО). Разрез на левом берегу р. Нева в 2 км ниже устья р. Тосна впервые был описан и изучен с помощью литолого-минералогических методов Н.Н. Верзилиным (1998). Согласно его описанию, здесь в основании непосредственно на уресе воды (2,5 м абс.) залегает пачка светло-желтых песков с косой слоистостью и текстурами восходящей ряби видимой мощностью до 7 м, которая с размывом перекрывается ленточными глинами голубовато-серого цвета в нижней части разреза и коричневатого-красного – в верхней. В средней части пачки ленточных глин фиксируется гравийный горизонт с редкими валунами кристаллических пород; мощность пачки – 3,7 м. На ленточнослоистых глинах с размывом залегает пачка деформированных светло-желтых песков и алевролитов мощностью 2,0 м, вероятно, указывающая на ее подводно-оползневое происхождение, а венчают разрез – параллельно-слоистые или со слоистостью знаков ряби светло-серые пески и рыжеватого-желтые алевролиты мощностью 4,0 м.

Геохронологические материалы для этого опорного разреза отсутствуют, а возрастное расчленение отложений в нем проводится Н.Н. Верзилиным на основе сопоставления с особенностями распространения акцессорных минералов в опорном разрезе на Невском Пятачке: в отложениях разреза близ устья р. Тосна содержится практически идентичный набор акцессорных минералов, что и в образцах из разреза Невского Пятачка (Верзилин и др., 1998, с. 143). Таким образом, верхняя песчано-алевритовая толща, перекрывающая ленточные глины БЛО, на основе повышенного содержания амфиболов и гранатов, характерных также и для отложений разреза на Невском Пятачке, относится, по Н.Н. Верзилину, к пребореалу, а повышенное количество лимонита в образцах из песков с текстурами восходящей ряби и ленточнослоистых глин в разрезе коррелирует с особенностями позднеледниковых отложений верхнего течения Невы.

Опорный разрез «Усть-Тосно» осенью 2020 г. был подробно описан и изучен автором; расчисткой на протяжении 7 м с основанием в 3,0 м над урезом воды (2,5 м абс.) снизу вверх была вскрыта следующая последовательность отложений (рис. 8, №V):

1. мелкозернистые пески светло-бежевого, бежевого и коричневого цвета видимой мощностью от 0,7 до 1,2 м (абсолютная отметка кровли от 6,2 до 6,7 м соответственно) с текстурами восходящей ряби смещенного типа в направлении современного течения р. Нева

(рис. 16.1; 16.2). Длина ряби достигает 20 см; высота – до 5 см. Слои в пачке (мощностью 1–2 мм) маркируются примазками алевроитового материала коричневатого цвета. Вниз по течению кровля пачки повышается и срезается песками пачки 2 (рис. 16.1), а текстуры восходящей ряби смещенной формы ограничиваются серией тонких алевроглинистых прослоев серо-коричневого цвета; мощность таких серий составляет 15–20 см. Контакт с вышележащей пачкой сильно размытый, несогласный; граница четкая, волнистая.

2. светло-бежевые мелкозернистые пески мощностью от 1,5 м в верхней по течению расчистке до 1,2 м (отметка кровли – 7,7–7,9 м абс.) – в нижней с флазерной и линзовидной слоистостью (рис. 16.2). Мощность косослоистых линз в пачке составляет от 1 до 5 см, а угол наклона слоев около 30°. Кроме того, в пачке фиксируется серия тонких алевроитистых прослоев серо-коричневого цвета, мощность которых достигает 2–5 см. Вверх по разрезу отложения этой пачки становятся более алевроитистыми, белесого цвета; в них фиксируются изометричные железистые стяжения. Контакт с вышележащей пачкой несогласный, подчеркивается тонким волнистым ожелезненным прослоем.

3. мелкозернистые пески бежево-рыжего цвета со слоистостью типа восходящей ряби смещенного типа (рис. 16.3; 16.5); длина ряби достигает 0,25 м, а высота – 5 см. Мощность слоев в восходящих сериях составляет 1–2 мм. В кровле пачки, мощность которой – 0,35 м (8,2 м абс.), фиксируется волнистый ожелезненный прослой (вероятно, шпир). Контакт с перекрывающимися породами четкий, несогласный.

4. ленточные глинистые алевроиты серо-голубого и светло-серого цвета мощностью 0,25–0,3 м (кровля – 8,5 м абс.) с волнистой слоистостью (рис. 16.5); в пачке насчитывается 10 годовых слоев. Граница с вышележащей пачкой выделяется по появлению в разрезе глиняных галек, а также щебня и галек кристаллических пород.

5. выше по разрезу вскрываются ленточнослоистые глины и алевроиты, соответственно, темно- и светло-серого цвета мощностью 0,5 м (абс. отметка кровли – 9,0 м) с преимущественно горизонтальной, местами слабоволнистой слоистостью. Во всей пачке встречаются темно-серые глиняные гальки размером до 7 см, мелкие гальки белых алевроитов, дресва, щебень, галька и редкие валунчики кристаллических пород, а также линзы рыжего ожелезненного крупнозернистого песка (рис. 16.4). В пачке насчитывается 12 годовых слоев: в нижней части соотношение мощностей зимних и летних варв одинаковое (1–2 см); а в верхней – мощность светлых (летних) варв достигает 7 см, когда темные (зимние) варвы имеют мощность около 1 см.

6. ленточнослоистые глины и алевроиты темно- и светло-серого цвета соответственно (рис. 16.5), в которых насчитывается 15 пар сезонных слоев. Мощность светлых варв

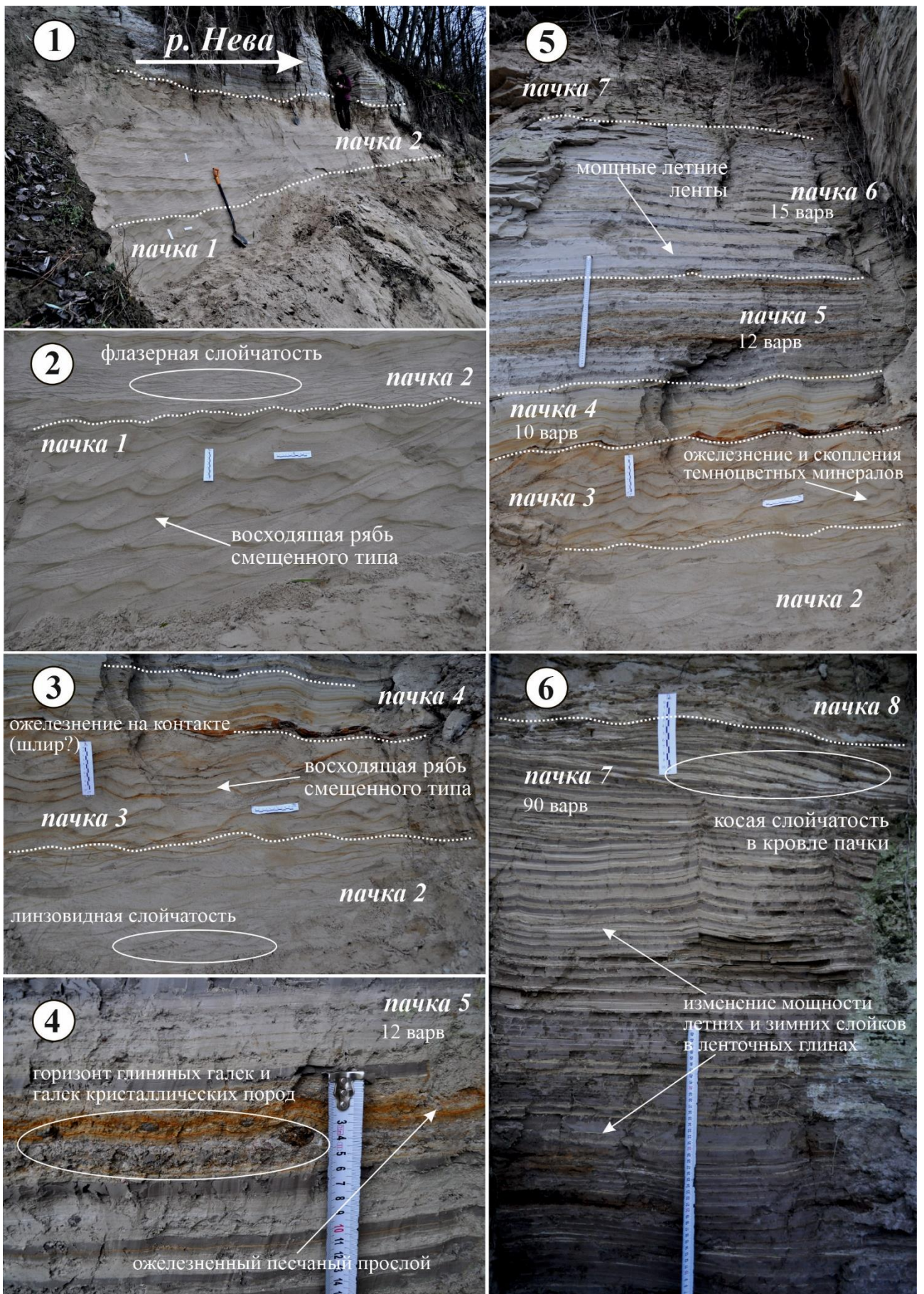


Рисунок 16. Структурно-текстурные особенности позднеледниковых отложений разреза «Усть-Тосно»

составляет 5–7 см, а зимних – от 1 до 1,5 см (мощность пачки 0,9 м). Граница с вышележащими отложениями постепенная, выделяется по появлению глинистых бурых лент (рис. 16.6).

7. ленточнослоистые глины и алевриты темного буровато-коричневого и светло-коричневого цвета (рис. 16.6) мощностью 1,5 м (кровля – 11,4 м абс.), в подошве которых фиксируются три песчаные дренажные ленты светло-бежевого цвета мощностью от 3 до 8 см. В пачке насчитывается 90 годовых слоев: нижняя часть пачки характеризуется толстыми зимними варвами (2–3 см) и тонкими летними (1–2 мм); вверх по разрезу мощность летних слоев заметно увеличивается (до 1–3 см). В кровле пачки фиксируются текстуры косой слойчатости, наклон косых слоев в которой совпадает с направлением современного течения р. Нева (рис. 16.6). Контакт с вышележащими породами несогласный, резкий, по гранулометрическому составу.

8. переслаивание мелкозернистых светло-бежевых песков и алевритистых глин буровато-коричневого цвета с волнистой и линзовидной слойчатостью; мощность пачки составляет 0,7 м (12,1 м абс.).

3.8. Разрез в карьере завода им. Свердлова (рис. 7, № VI). Карьер кирпичного завода «Эталон» расположен в 1 км к северу от правого берега р. Нева близ пос. им. Свердлова, где вскрывается сложно построенная толща позднего неоплейстоцена. Разрез позднеледниковых отложений слагает террасу Балтийского ледникового озера (БЛО) с отметкой площадки 12–13 м абс. и неоднократно изучался И.И. Красновым (Путеводитель..., 1982; архивные материалы), в том числе, палинологическим и палеомагнитным методами (совместно с С.А. Писаревским). В основании позднеледниковой толщи залегает осташковский тилл, с размывом перекрытый мощной пачкой ленточных глин Балтийского ледникового озера, в которых насчитывается 420 годовых слоев. В толще ленточнослоистых отложений выделяется несколько пачек, различающихся по составу, мощности и цвету годовых лент, а венчают разрез супеси и пески со слойчатостью типа «знаков волноприбойной ряби», накопление которых связано с регрессией БЛО на рубеже плейстоцена–голоцена. Согласно результатам спорово-пыльцевого анализа, выполненного Е.А. Спиридоновой образование данной пачки, вероятно, относится к беллингу, в то время как подстилающие ленточные глины формировались в раннем дриасе (Путеводитель..., 1982).

Разрез позднеледниковых отложений в карьере завода им. Свердлова в ходе полевых работ осени 2020 г. был изучен автором; он характеризуется следующим строением (снизу вверх; рис. 8, № VII):

1. с размывом на осташковском тилле залегают ленточнослоистые глины и

тонкозернистые пески голубовато-серого и светло-серого цвета, мощность годовых слоев в которых изменяется от 1 до 5–6 см, а всего в пачке насчитывается около 35 варв. Общая мощность пачки составляет 1,5 м (абс. отметка кровли – 6,1 м); контакт с вышележащей пачкой отчетливый по цвету, граница ровная.

2. розовато-серые ленточнослоистые глины и алевролиты мощностью 0,4 м (6,5 м абс.), в которых насчитывается 34 пары годовых слоев. Мощность зимних варв составляет 1–2 см, а летних изменяется от 0,1 до 0,5 м. По всей мощности пачки отмечены редкие мелкие глиняные гальки, а также гравий и гальки кристаллических пород.

3. выше по разрезу – розовые и голубоватые ленточные глины мощностью от 1,2–1,5 м (абсолютная отметка кровли составляет 7,9 м), в которых местами в летних варвах фиксируются маломощные (1–2 мм) линзы тонкозернистого песка. Всего в пачке насчитывается 61 пара годовых слоев; контакт с вышележащими отложениями резкий, четкий, фиксируется по изменению мощностей варв, цвету и гранулометрическому составу.

4. тонкослоистые ленточные глины и мелкозернистые пески серо-голубого, буроватого цвета мощностью 3,8 м (11,7 м абс.), в которых насчитывается около 244 пар годовых слоев. В нижней части мощность зимних лент составляет от 1,5 до 2 см, а летних – 1–2 см, вверх по разрезу ленты становятся совсем тонкие (первые мм). В 0,7 м от подошвы пачки фиксируется летняя дренажная лента мощностью 3–5 см; местами в пачке встречаются линзы серых алевролитов с кривой слоистостью, а также фиксируется волнистая слоистость. В кровле ленты становятся совсем тонкие: мощность годовых слоев составляет 0,5–0,7 см. Граница с вышележащей пачкой отчетливая, волнистая, ожелезненная.

5. венчает разрез пачка сильно ожелезненных переслаивающихся мелкозернистых песков и алевролитистых глин мощностью 0,8 м (12,5 м абс.) с волнистой, фазерной и линзовидной слоистостью. В пачке насчитывается 73 пары годовых слоев.

3.9. Разрез в Невском Лесопарке (рис. 7, № VII). На правом берегу р. Нева в Невском Лесопарке, согласно Д.Б. Малаховскому (1993б), развита плохо выраженная в рельефе 5–метровая терраса литориновой трансгрессии пра-Балтики, которая причленена к сложенному ленточными глинами берегу. Опорный разрез неоднократно изучался Д.Б. Малаховским (1993б), П.М. Долухановым (2009; 2010) и Н.Н. Верзилиным (2012) и, согласно их описанию, имеет следующее строение (снизу вверх; рис. 8, № VII):

1. алевролиты глинистые голубовато-серого цвета, массивные, местами с включениями зерен среднезернистого песка; мощность – 0,2 м.

2. глины алевролитовые темно-серые с голубоватым и коричневатым оттенком с растительным детритом общей мощностью 3,35 м. Из нижней части этих глин по детриту

получена датировка 7580 ± 90 ^{14}C -л.н. (ЛУ-2371). Граница с вышележащими отложениями постепенная.

3. гиттия темно-серого цвета мощностью 0,35 м. Переход в вышележащий слой постепенный. Возраст средней части пачки составляет, согласно Д.Б. Малаховскому, 5750 ± 50 ^{14}C -л.н. (ЛУ-1983); датировки П.М. Долуханова по кровле гиттии и древесине из нее (прил. 1), составили 4540 ± 70 ^{14}C -л.н. (ЛУ-5449) и 4630 ± 40 ^{14}C -л.н. (ЛУ-5443) соответственно.

4. торф темно-бурый мощностью 0,3 м. По кровле подошвы и кровле торфа Д.Б. Малаховским (1993) и П.М. Долухановым (2009) была получена серия радиоуглеродных датировок (прил. 1): соответственно, 4260 ± 50 ^{14}C -л.н. (ЛУ-5447), 4570 ± 50 ^{14}C -л.н. (ЛУ-5444) и 3040 ± 50 ^{14}C -л.н. (ЛУ-2506), 2850 ± 50 ^{14}C -л.н. (ЛУ-2505), 2840 ± 40 ^{14}C -л.н. (ЛУ-2494).

5. алевриты голубовато-серого цвета с горизонтальной слойчатостью и включениями древесины. Возраст древесины из подошвы алевритов составил 3120 ± 50 (ЛУ-5448) ^{14}C -л.н. и 2910 ± 60 ^{14}C -л.н. (ЛУ-2505).

6. пески тонкозернистые голубовато-серого цвета с горизонтальной и косой слойчатостью общей мощностью 1,8 м.

Формирование глин и алевритов (пачки 1 и 2), судя по геохронологическим и палинологическим данным, происходит вплоть до конца атлантического времени (Малаховский и др., 1993б; Dolukhanov et al., 2009) и сменяется накоплением гиттии, а затем торфа, что отражает регрессивную последовательность, связанную с завершением литориновой трансгрессии. Пески и алевриты с суббореальными и субатлантическими пыльцевыми спектрами (пачки 5 и 6), перекрывающие субаэральные образования, характеризуются пресноводной диатомовой флорой, свидетельствующие, по мнению Д.Б. Малаховского и П.М. Долуханова о проникновении ладожских вод в результате образования Невы; возраст этого события уточняется авторами по датировкам кровли подстилающего их торфа (2,8–3,2 тыс. ^{14}C -лет).

ГЛАВА 4. СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИНЕВСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Территория Приневской низменности представляет собой террасированную озерно-ледниковую равнину, сложенную гляциолимнием Балтийского ледникового озера (рис. 17). Береговые линии позднеледникового палеобассейна фиксируются на высотных отметках от 45–50 м абс. (Колтушская возвышенность) до 12–13 м абс. (район среднего течения р. Нева – пос. им. Сверлова, Новосаратовка) в виде абразионных уступов, песчаных кос и береговых валов (рис. 17); их формирование происходило в условиях аккумуляции и абразии при трансгрессивно-регрессивных перемещениях уровня Балтийского ледникового озера.

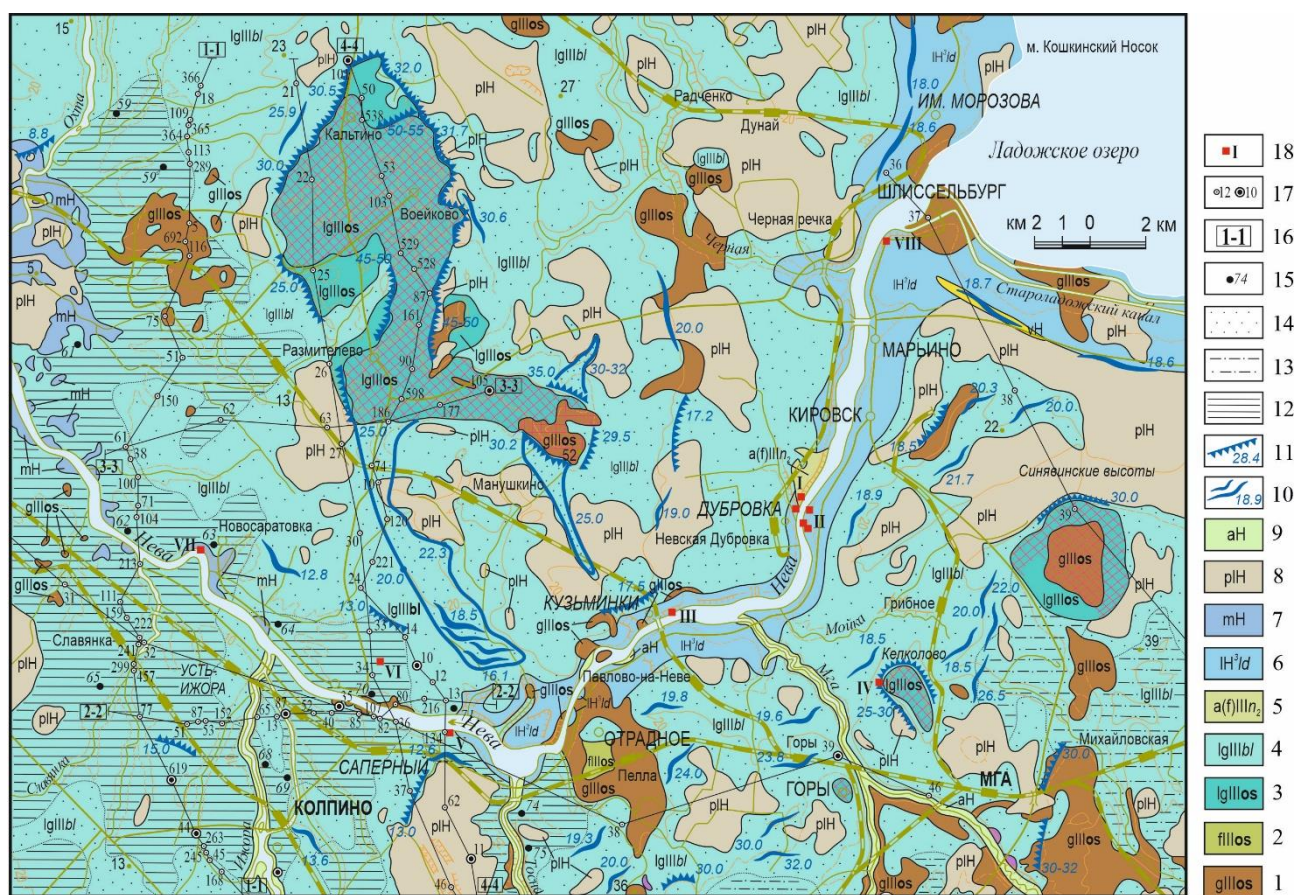


Рисунок 17. Карта четвертичных отложений Приневской низменности (согласно И.И. Краснову, Д.Б. Малаховскому, Э.Ю. Саммету, В.Г. Ауслендеру, И.С. Недригайловой, К.К. Маркову, С.А. Яковлеву; с изменениями и дополнениями автора, 2021).

Стратиграфо-генетические подразделения: 1 – тилл ошашковский; 2 – гляциофлювиал ошашковский; 3 – гляциолимний ошашковский; 4 – гляциолимний Балтийского ледникового озера; 5 – аллювий (гляциофлювиал) невский; 6 – лимний ладожский; 7 – мариний голоценовый; 8 – палустрый голоценовый; 9 – аллювий голоценовый;

Условные знаки: 10 – береговые валы; 11 – абразионные уступы; литология: 12 – ленточные глины; 13 – алевроиты; 14 – пески; 15 – места варвохронологических замеров (Марков, 1931); 16 – линии профилей буровых скважин (по В.Г. Ауслендеру); 17 – номера скважин; 18 – местоположение опорных разрезов поздне-последнеледниковых отложений: I – Невская Дубровка; II – Невский Пятачок; III – Кузьминки; IV – Келколово (Краснов и др., 1995); V – Усть-Тосно; VI – завод им. Свердлова; VII – Невский Лесопарк (Малаховский и др., 1993б); VIII – Преображенская гора, г. Шлиссельбург (Арсланов и др., 1996).

Ледниковые отложения (тилл) осташковского горизонта на карте четвертичных отложений Приневья образует фрагментарные выходы, преимущественно, в юго- и северо-восточной частях района исследования, а также в районе г. Отрадное, пос. Кузьминки и на р. Черная. Осташковским гляциолимнием сложены (рис.17) локально распространенные на территории Приневской низменности камовые поля (Колтушские и Синявинские высоты), а также камовые массивы (пос. Келколово, ст. Горы).

Морские отложения литориновой трансгрессии обнажаются в нижнем течении и устье р. Охта (к северо-западу от пос. Новосаратовка) и образуют пологую террасу с отметкой площадки около 7 м абс. Лимний позднеголоценовой ладожской трансгрессии проникает узким заливом верхнее и среднее течение р. Нева до Ивановских порогов (рис. 17); озерные отложения слагают в Приневье хорошо выраженную 10-метровую террасу, полого повышающуюся в северо-западном и юго-восточном направлении от долины Невы. Лимний максимальной стадии ладожской трансгрессии к юго-востоку от г. Шлиссельбург (южнее Староладожского канала) формирует крупную аккумулятивную форму – береговой вал с высотой гребня до 18,7 м абс., который в дальнейшем был переработан эоловыми процессами.

Широкое распространение имеют голоценовые торфяники – палюстрий. В самых крупных из них – Усть-Тосненском и Синявинском болотах – торфонакопление фиксируется уже с начала пребореального времени (Кузьмин и др., 1991).

Мощность четвертичных отложений Приневской низменности изменяется от 20 м на юге территории (в Предглинтовой низине и на Ордовикском плато) до 130 м – в погребенных доледниковых речных долинах (рис. 18).

4.1. Средний–верхний неоплейстоцен: вологодский – осташковский горизонты. В основании четвертичной толщи Приневья на сильно расчлененной эрозионными врезами (глубиной 40–60 м) поверхности коренных пород, согласно В.Г. Ауслендеру (2002) залегают отложения вологодского (днепровского) горизонта среднего неоплейстоцена (рис. 18). Озерно-ледниковые ($lg;IvI$) и водно-ледниковые (f_iIvI) субгляциальные отложения мощностью до 10–15 м, представленные мелкозернистыми песками, реже – алевритами и глинами, а также песками с гравием, галькой и валунами соответственно, вскрыта наиболее глубокими скважинами в погребенных долинах на отметках от минус 80 до минус 100 м абс. (рис. 18.1; 18.4). Вологодский тилл ($gIvI$) – глинистый диамиктон мощностью от 15 до 35 м с дресвой, щебнем и валунами кристаллических пород (граниты, гнейсо-граниты, кварциты и кварцито-песчаники) – выполняет наиболее пониженные участки палеорельефа (рис. 18.1–18.2; 18.4) и с размывом на отметках от минус 60 до минус 90 м абс. (редко до отметки минус 35 м абс.) перекрыт лимно- ($lgIvI$) и флювиогляциальными ($fIvI$) отложениями мощностью

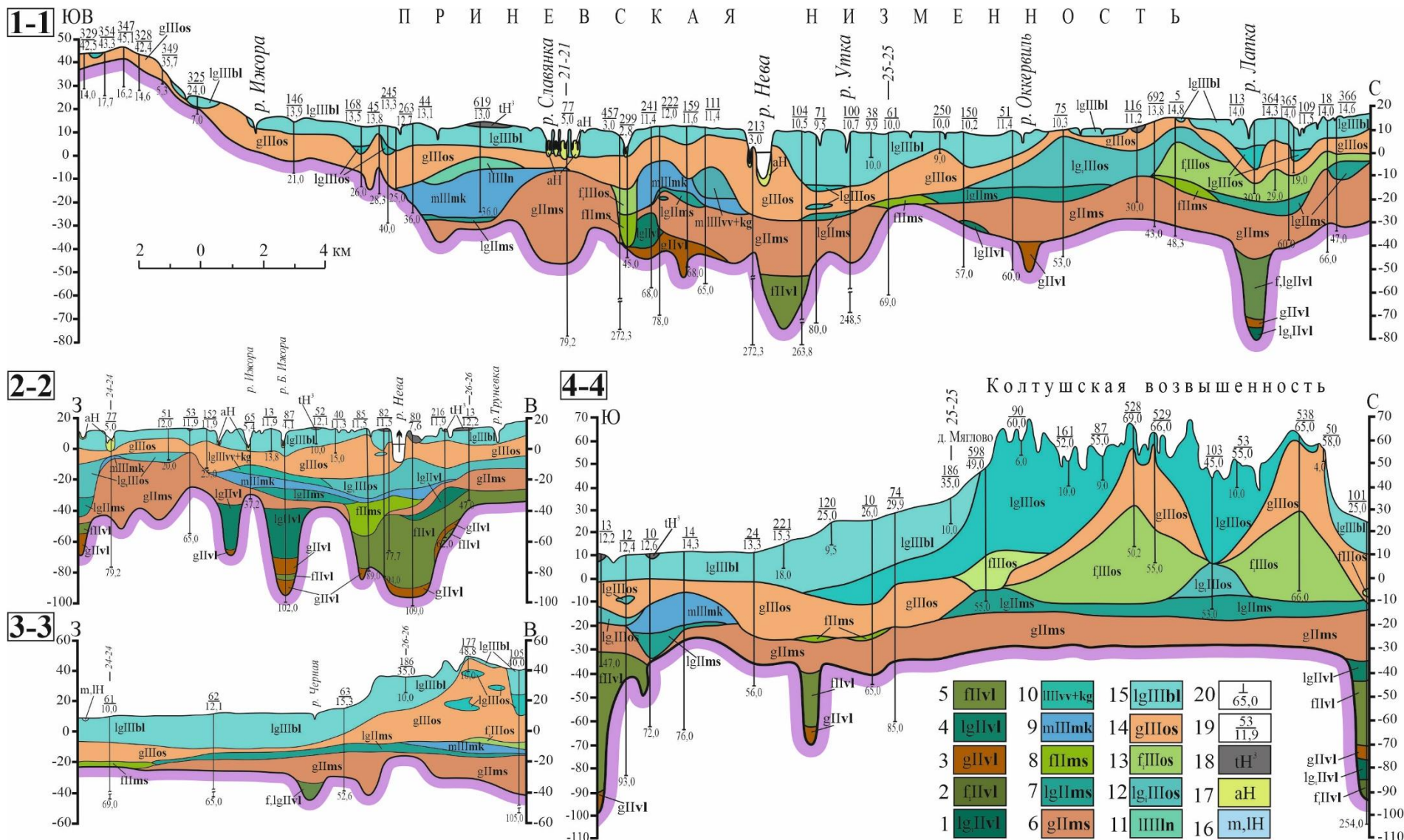


Рисунок 18. Строение четвертичной толщи Приневья (согласно В.Г. Ауслендеру, 2002; с изменениями и дополнениями автора, 2021).

Рисунок 18 (продолжение).

Стратиграфо-генетические подразделения: 1 – гляциолимний вологодский времени наступления ледника (пески, алевроиты); 2 – гляциофлювиал вологодский времени наступления ледника (пески с гравием и галькой); 3 – тилл вологодский (диамиктон); 4 – гляциолимний вологодский (пески, ленточные глины); 5 – гляциофлювиал вологодский (пески, гравий, галька); 6 – тилл московский (диамиктон); 7 – гляциолимний московский (пески, глины); 8 – гляциофлювиал московский (пески); 9 – мариний микулинский (глины, алевроиты с раковинами моллюсков и растительными остатками); 10 – лимний верхневолжский и курголовский (пески с растительным детритом); 11 – лимний ленинградский (алевриты, пески); 12 – гляциолимний осташковский времени наступления ледника (алевриты, глины); 13 – гляциофлювиал осташковский времени наступления ледника (пески, гравий, галька); 14 – тилл осташковский (диамиктон); 15 – гляциолимний БЛО (пески, алевроиты, ленточные глины); 16 – мариний, лимний голоценовый (пески, алевроиты, глины); 17 – аллювий голоценовый (пески); 18 – техноген.

Условные знаки: 19 – номер и отметка устья скважины (м, абс.); 20 – глубина скважины (м).

от 10 до 60 м, которые почти полностью компенсируют расчлененный палеорельеф древних долин на высотных отметках от –25 до –55 м абс. (рис. 18). Вологодский гляциолимний представлен тонкозернистыми слоистыми песками, алевроитами с растительным детритом и глинами, в том числе, ленточными, гляциофлювиал – крупнозернистыми песками с гравием и галькой.

Выше по разрезу залегает московский тилл ($g\Pi ms$) – плотный валунно-гравийный диамиктон – почти полностью размытый в палеодолине Невы (рис. 18.2) и достигающий на ее бортах 25–30 м. Отметки его кровли соответственно изменяются от –45 до –5 м абс (рис. 18.1–18.2). Озерно-ледниковые ($lg\Pi ms$) и водно-ледниковые ($f\Pi ms$) отложения мощностью до 10–20 м – пески, алевроиты и глины с линзами и прослоями гравийно-галечного материала – сглаживают понижения в кровле тилла на высоте от –10 до –35 м абс. (рис. 18.4 и 18.3 соответственно) и вместе с ним формируют поверхность допозднечетвертичного палеорельефа, фиксируя на отметках от –12 до –30 м абс. параллельное Неве понижение шириной до 3 км (рис. 18.2).

Отложения московского горизонта перекрыты отложениями мгинской морской межледниковой толщи микулинского горизонта ($m\Pi\Pi mk$) – главным стратиграфическим маркером верхнего неоплейстоцена Приневья (рис.18). Их стратотипический разрез на р. Мга был изучен еще в начале 1920 гг. Н.В. Потуловой. Они представлены черными и темно-зелеными битуминозными глинами мощностью до 37,5 м с раковинами моллюсков *Joldia (Portlandia) arctica*, *Macoma calcarea* и *Mytilus edulus*. Эта толща широко распространена в Приневье; здесь известен ряд хорошо изученных полных разрезов, в которых представлены все палинозоны микулинского межледниковья (M_1 – M_8), выделенные В.П. Гричуком (1961). Основными разрезами мгинских отложений на территории Приневской низменности являются: ст. Рыбацкое (скв. 47), завод им. Свердлова (скв. 10), пос. Понтонный (скв. 87-бис), Ижорский завод (скв. 619-бис), г. Петрокрепость (скв. 48), пос. Синявино (скв. 7), р. Мга (скв. 6; рис. 19).

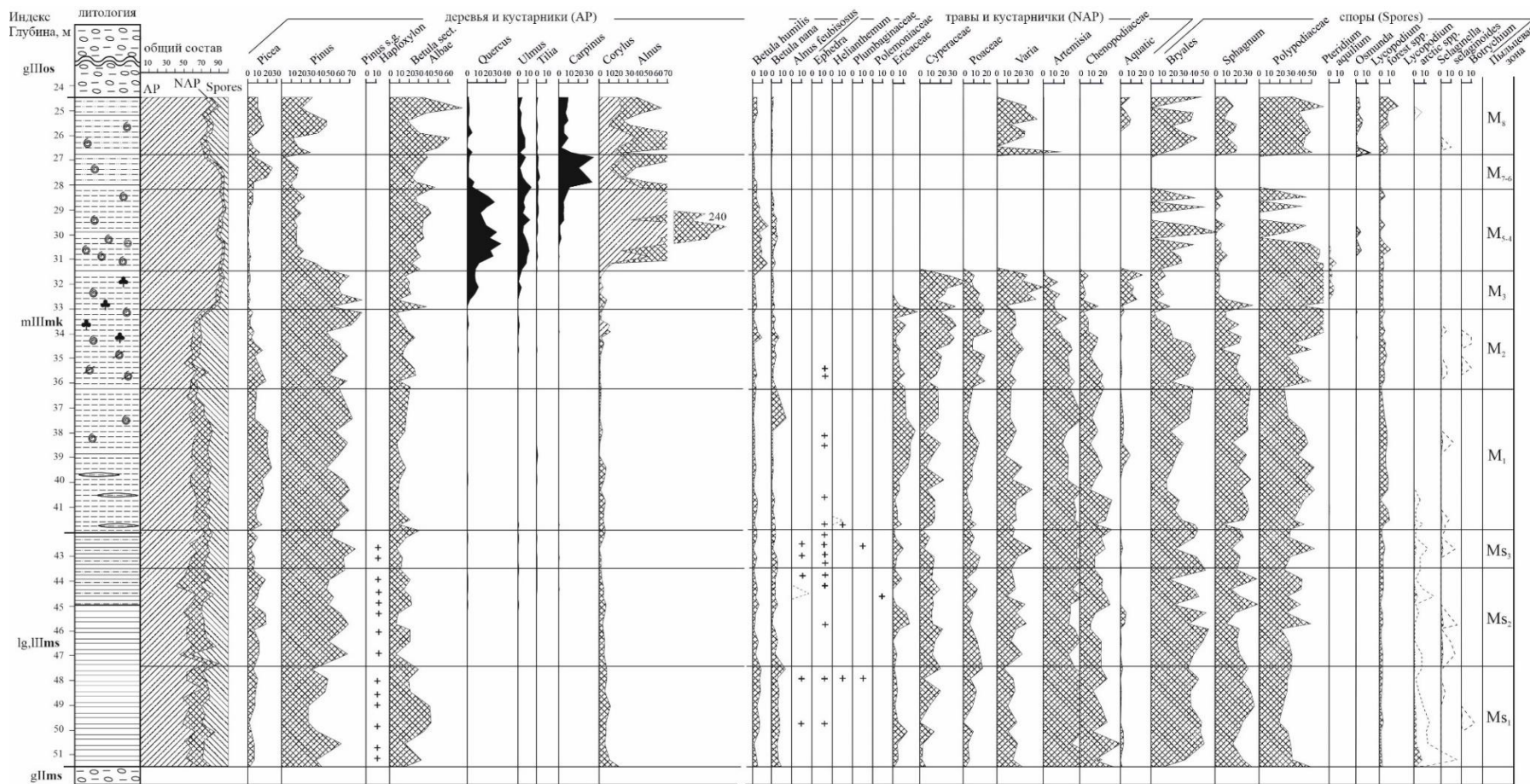
Палиностратиграфическое расчленение мгинской межледниковой толщи (Гричук, 1961; Плешивцева, 2011) основано на резкой дифференциации растительности во времени с последовательной кульминацией широколиственных пород: дуб–вяз–лещина–ольха–липа–граб (рис. 19; табл. 1).

Возраст раковин *Portlandia arctica* из верхней части разреза (палинозоны М₇– М₈) на р. Мга (рис. 19), полученный методом ЭПР, составил 135,3±12,5 и 137,6±12,7 тыс. лет (Молодьков, Краснов, 1998). Отметки кровли мгинских морских отложений на территории Приневья закономерно понижаются от минус 3–7 м абс. высоты в нижнем течении р. Нева (скв. 10, завод им. Свердлова, рис. 18.4; скв. 619-бис, Ижорский завод, рис. 18.1), до минус 10–11 м в ее верхнем течении (Петрокрепость, Синявино). При этом, высота кровли мгинской морской толщи на р. Мга (скв. 6; рис. 19) достигает +11 м абс. Таким образом, по кровле мгинских отложений в Приневской низменности намечается пологая депрессия, не компенсированная полностью морскими осадками (рис. 18.2).

Таблица 1. Палинологическая и диатомовая характеристики мгинских морских отложений на территории Приневья (по Плешивцевой, 2011; Черемисиновой, 1962).

Палинозоны (Гричук, 1961)	Характеристика палинозон (Плешивцева, 2011)	Этапы развития мгинского морского бассейна по диатомовым водорослям (Черемисинова, 1962)
М ₈	Зона сосны и березы с участием ели, увеличением тундровых и степных элементов флоры	IV фаза: лагунная – похолодание, сильно опресненный бассейн
М ₇	Зона ели (верхний максимум ели)	
М ₆	Зона максимума граба, лещины, ольхи с участием вяза и дуба, с липой	III фаза: морская – глубоководные фации осадконакопления в максимум трансгрессии
М ₅ –М ₄	Зона максимума дуба, вяза, орешника и ольхи, с небольшим максимумом липы, с реликтами тундровой флоры	
М ₃	Зона березы и сосны, появления широколиственных пород (дуба и вяза) с присутствием тундровых и степных элементов флоры, галофитов прибрежно-морских мест обитания	II фаза: солоноводно-морская – поступление морских вод в пресноводный озерно-ледниковый бассейн
М ₂	Зона березы и сосны с небольшим участием ели, тундровых и степных элементов флоры, галофитов континентальных и морских местообитаний	
М ₁	Зона ели (нижний максимум ели) с участием ксерофитных элементов перигляциальной флоры; переход от конца оледенения к началу межледниковья	I фаза: озерно-морская – сильно опресненный холодный мелководный бассейн

Перекрываются мгинские отложения ранневалдайским (III_{vv}+kg) и средневалдайским ленинградским (III_{ln}) лимнием с возрастом 46–42 ¹⁴C-лет (Краснов и др., 1995), представленным мелкозернистыми песками и алевролитами с растительным детритом, а также ошашковским субгляциальным гляциолимнием (I_gIII_{os}) и гляциофлювиалом (f_iIII_{os}) – песками мощностью от 5 до 40 м (рис. 18.4) с гравием и мелкой галькой, на которых залегают



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- | | | | | | | | | | | | | | |
|--|------------------|--|-----------------|--|-------|--|----------|--|----------------------|--|--------|--|--------------|
| | Тилл (диплоктон) | | Глины ленточные | | Глина | | Алевроит | | Растительные остатки | | Ракуша | | Битая ракуша |
|--|------------------|--|-----------------|--|-------|--|----------|--|----------------------|--|--------|--|--------------|

ИНДЕКСЫ СТРАТИГРАФО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ:

- gIIos – осташковский горизонт, ледниковые отложения (тилл);
 mIImk – микулинский горизонт, мариний;
 lg,IIms – московский горизонт, гляциолимний, лимний;
 gIIms – московский горизонт, ледниковые отложения (тилл)

Рисунок 19. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза скв. № 6. р. Мга (Плешивецова, 2011).

Палинолог: Абакуменко Г. С.
 Плешивецова Э. С.

ледниковые отложения (до 35 м) – ошашковский тилл (gIIIos). В обнажениях на Неве (рис. 17; разрезы № III, VI) тилл видимой мощностью более 3 м представлен темно-серым плотным глинистым диамиктоном с дресвой, щебнем, галькой и валунами. Кровля тилла размыва и находится на отметках от 3,5 до 6,8 м абс. высоты. Ошашковский диамиктон перекрыт отложениями двух секвенций, связанных с трансгрессивно-регрессивным развитием двух разновозрастных палеобассейнов – позднеледникового (БЛО) и позднеголоценового (ладожская трансгрессия). Эти секвенции были прослежены автором в 2019–2020 гг. на протяжении 20 км.

4.2. Позднеледниковье и голоцен. В основании позднеледниковой секвенции залегает гляциолимнический первой стадии Балтийского ледникового озера (lgIIIbl_I), представленный светло- и зеленовато-серыми ленточнослоистыми глинами и алевролитами (рис. 17, 20; разрезы № II, VI), реже – тонко- и мелкозернистыми песками голубовато-синего цвета с базальным гравийно-галечным горизонтом (рис. 20; разрезы № I, IV). Видимая мощность озерно-ледниковых отложений первой стадии достигает 1,5 м; в разрезах насчитывается от 15 до 35 пар годовых слоев, мощность которых изменяется от 1 до 5–6 см. В кровле ленточных глин наблюдаются текстуры волнистой, горизонтальной, а также линзовидной и фазерной слойчатости, что, судя по всему, свидетельствует об обмелении позднеледникового бассейна. Ленточные глины первой стадии БЛО в разрезах в Невской Дубровке и на Невском Пятачке (рис. 20; № I, II соответственно) с размывом перекрыты аллювиальными/флювиальными мелкозернистыми песками (a(f)III_{nl}) с текстурами восходящей ряби с наклоном слоев по направлению современного течения р. Нева. Такое закономерное сочетание озерно-ледниковых и флювиальных отложений со специфическими текстурами, прослеженное во всех опорных разрезах Приневы – «древненевская секвенция» – свидетельствует о резкой смене условий седиментации в приледниковом палеобассейне (Балтийском ледниковом озере) с бассейновых на потоковые. Так, древненевский аллювий (гляциофлювиал) (a(f)III_{nl}) перекрывает лимногляциал первой стадии БЛО (рис. 20; № I, II) либо вскрывается в основании разрезов позднеледниковых–голоценовых отложений на урзе воды (рис. 20; № IA, V). Эти отложения мощностью от 2,0 до 3,0 м представлены мелкозернистыми песками и алевролитами от темно-серого и серого до рыжевато-коричневого и светло-бежевого цвета со слойчатостью восходящей ряби синфазного и смещенного типа в направлении современного течения Невы. Длина ряби достигает 1,0 м, высота – 0,5 м, а мощность слоев составляет 1–2 мм. Слои в восходящих сериях (мощностью 2–3 мм) подчеркиваются скоплением темноцветных минералов и алевро-глинистыми прослоями. По всей мощности пачки встречаются стяжения гидроокислов железа диаметром до 1–2 мм, а также небольшие ступенчатые сбросы и взбросы, амплитуда которых составляет от 1 до 5 см.

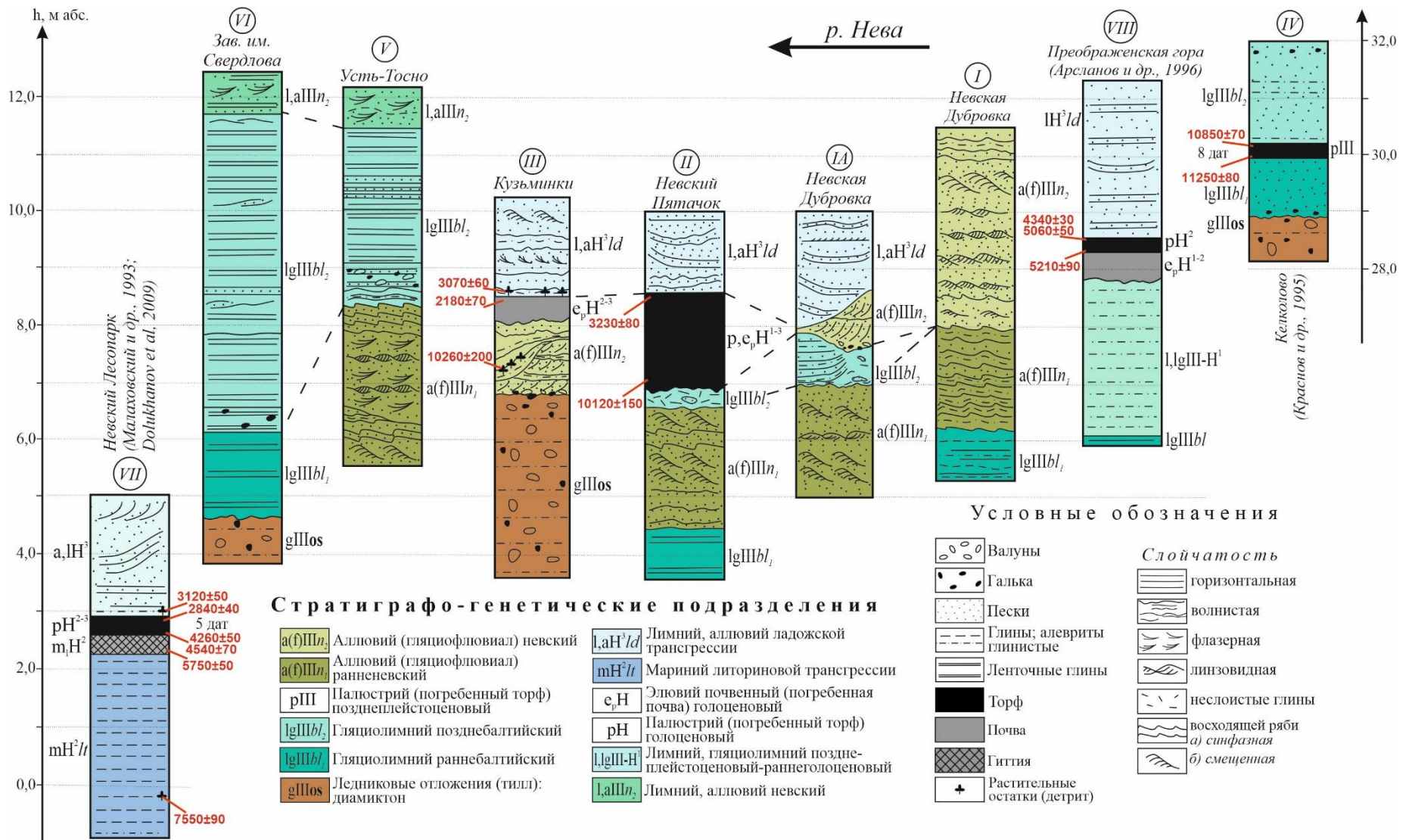


Рисунок 20. Схема корреляции опорных разрезов Приневья.

Структурно-текстурные особенности древненевских аллювиальных/флювиальных отложений свидетельствуют об их образовании в условиях быстрого динамичного потока в направлении современного Финского залива, а изменение характера ряби от синфазной формы к смещенной указывает на постепенное увеличение скорости потока и уменьшение его глубины при возрастающей силе течения (Рейнек и др., 1981). Таким образом, на фоне регрессии – первого дренажа – Балтийского ледникового озера на месте широкого пролива с озерно-ледниковой седиментацией на территории Приневской низменности происходит формирование флювиальной системы и установление потоковых обстановок осадконакопления.

В опорном разрезе в Келколово (рис. 20; разрез № IV) в кровле гляциолимния первой стадии БЛО на высоте около 30,0 м абс. развит погребенный торфяник – позднеплейстоценовый палюстрий (рIII) – мощностью 0,25–0,3 м, для которого была получена серия из 8 радиоуглеродных датировок (Краснов и др., 1995). Возраст подошвы и кровли погребенного торфа, по И.И. Краснову, составил 11250 ± 80 ¹⁴C-лет (ЛУ-2723) и 10850 ± 70 ¹⁴C-лет (ЛУ-2720) соответственно (прил. 1). В спорово-пыльцевых спектрах фиксируется доминирование сосны и ели; таким образом, нижняя и средняя часть горизонта торфа, согласно Э.С. Плешивцевой, относится к аллереду, а в кровле погребенного торфяника, как в пыльцевых спектрах, так и по полученным геохронологическим данным фиксируется переход к позднему дриасу (Краснов и др., 1995; с. 95).

Гляциолимний второй стадии Балтийского ледникового озера ($IgIIIb_2$), представленный ленточнослоистыми глинами, алевритами и мелкозернистыми песками, с размывом и несогласием перекрывает древненевский аллювий (гляциофлювиал) и позднеплейстоценовый палюстрий (рис. 20; разрезы № IA, II, V и IV соответственно). В нижней части этих отложений фиксируются следы айсбергового разноса – глиняные гальки, а также щебень, галька и валуны кристаллических пород (рис. 20; разрезы № V, VI). В наиболее полных изученных автором разрезах ленточных глин второй стадии БЛО мощностью до 5,5 м насчитывается от 120 до 340 пар годовых слойков. Соотношение мощности зимних и летних варв заметно изменяется вверх по разрезу: от более мощных (до 3 см) светло-серых песчаных слойков и совсем тонких (0,3–0,5 см) темно-серых алевритовых в нижней части пачки до равных по мощности (0,5–0,7 см) чередующихся светлых и темных песчано-алевритовых слойков в верхней части разреза. По цвету ленточные глины можно разделить на два типа: темно- и светло-серые, реже серовато-голубые, а также буровато-коричневые (шоколадные). В кровле пачки ленточных глин иногда фиксируются текстуры восходящей ряби синфазного типа и линзовидная слойчатость.

Озерно-ледниковые отложения второй стадии БЛО с размывом – базальным гравийно-галечным горизонтом – перекрыты аллювием (гляциофлювиалом) невским (a(f)Шn₂) мощностью от 1,0–1,5 м до 3,5 м (рис. 20; разрез №I, IA, III). Эти отложения представлены косослоистыми средне- и крупнозернистыми песками от светло-бежевого до рыжевато-коричневого цвета, а также мелкозернистыми песками и алевритами с текстурами восходящей ряби смещенного типа в направлении современного течения р. Нева. Слойки в восходящих и косых сериях тонкие, подчеркиваются скоплением темноцветных минералов, а в верхней части – ожелезнением. Мощность косых серий варьирует от 5 до 15 см; длина восходящей ряби составляет от 15 до 30 см, а высота достигает 10–20 см. Косослоистые пески в разрезах верхнего и среднего течения р. Нева (№ IA и III соответственно) слагают валообразную аккумулятивную форму, а понижение в палеорельефе компенсируют глинистые алевриты с горизонтом криотурбаций, которые по данным СЭМ, испытали существенное влияние криогенных и эоловых процессов; их развитие происходило, судя по всему, в условиях влажной поймы (рис. 20; разрезы № I, III). По растительному детриту из этих отложений была получена радиоуглеродная датировка 10260±200 ¹⁴C-лет (ЛУ-9625; прил. 1). Таким образом, образование неевского аллювия (гляциофлювиала) связано со снижением уровня воды и повторным установлением флювиальных условий осадконакопления при финальном спуске БЛО. На низких высотных отметках в это время, вероятно, еще существовал приледниковый бассейн, в котором продолжалось накопление эстуарных лимно-аллювиальных мелкозернистых песков с волнистой слоистостью (IaШn₂; разрезы V, VI).

Начало субэзральной седиментации в раннем голоцене на территории Приневья фиксируется по регрессивным контактам (водноосадочные отложения/торф) в разрезах Усть-Тосненского торфяника и на Невском Пятачке (№ II) с возрастом подошвы торфа 9490±140 ¹⁴C-лет (лаб. номер не указан) и 10120±150 ¹⁴C-лет (ЛУ-9964) соответственно (прил.1). Накопление торфа (pH¹⁻³, pH²) мощностью до 1,5 м и его коррелятов – почв (e_pH¹⁻², e_pH²⁻³) – на высотах от 7,0 до 9,5 м (рис. 20; разрезы № II, III, VIII) продолжалось вплоть до позднего голоцена и прерывается на низких высотных отметках развитием ладожской трансгрессии.

В нижнем течении р. Нева в среднем голоцене происходит накопление морских отложений литориновой трансгрессии (mH²lt), разрез которых вскрывается у Кривого колена в Невском Лесопарке (рис. 4; № VII). Эти отложения представлены темно-серыми и голубоватыми глинистыми алевритами мощностью до 3,4 м, из нижней части которых по растительному детриту Д.Б. Малаховским (1993б) была получена радиоуглеродная датировка 7580±90 ¹⁴C-л.н. (ЛУ-2371). Регрессивная последовательность, связанная с завершением литориновой трансгрессии (геохронологические материалы представлены в прил. 1), отражается в формировании лагунной гиттии (m_lH²) и накоплении торфа (pH²⁻³).

Лимний и аллювий позднеголоценовой ладожской трансгрессии (1,аН³ld) перекрывает субэральные образования среднего–позднего голоцена (разрезы №II, III, VIII) либо с размывом залегает на невском аллювии (гляциофлювиале) позднеледникового возраста (разрез №IA). Эти отложения мощностью от 1,5 м в верхнем и среднем течении р. Нева до 5,0 м – в береговых валах района ее истоков представлены мелкозернистыми песками с горизонтальной и троговой слойчатостью (№IA), а в кровле ладожского лимния фиксируются текстуры флазерной, линзовидной слойчатости и восходящей ряби смещенной формы в направлении современного течения р. Нева (№III). Время начала ладожской трансгрессии на территории Приневья определяется по трансгрессивным контактам из разрезов у Преображенской горы, на Невском Пятачке и в Кузьминках; их возраст составляет, соответственно, от 4,34 тыс. ¹⁴С-лет в истоках р. Нева до 3,23–3,07 тыс. ¹⁴С-лет в ее верхнем и среднем течении.

Таким образом, в позднеледниковых–голоценовых разрезах верхнего и среднего течения Невы представлены отложения двух секвенций, связанных с трансгрессивно-регрессивными изменениями уровня двух разновозрастных палеобассейнов – позднеледникового (Балтийское ледниковое озеро) и позднеголоценового (ладожская трансгрессия). Эти секвенции обнаруживают определенное сходство – в них закономерно сочетаются бассейновые и потоковые отложения с характерными текстурами.

ГЛАВА 5. КЛЮЧЕВЫЕ СОБЫТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПРИНЕВЬЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ–ГОЛОЦЕНЕ

Как было показано в предыдущей главе, в строении четвертичной толщи Приневья принимают участие разновозрастные ледниковые, лимно- и флювиогляциальные, озерные и морские отложения среднего неоплейстоцена – голоцена. Судя по характеру залегания, возрасту и взаимоотношениям геологических тел, образование этой толщи (рис. 18) связано с несколькими денудационно-аккумулятивными циклами, в ходе которых сформировались весьма характерные, специфические черты строения четвертичной толщи и четко выраженная ярусность погребенного рельефа.

Ведущую и совершенно очевидную роль в этих циклах имели древние оледенения с экзарацией и ледниковой, а также водно-ледниковой аккумуляцией. Гораздо менее очевидно и почти неизвестно значение бассейновой и потоковой (речной, флювиальной) аккумуляции и соответственно, абразионных и эрозионных процессов, которые принимали участие в формировании погребенного/современного рельефа, а также привели к образованию и сохранению в разрезе разновозрастных водноосадочных отложений. До сих пор загадкой остаются возраст и генезис – экзарационный, эрозионный, структурный, структурно-денудационный – пространства аккомодации, в котором происходило отложение четвертичной толщи Приневья.

Вместе с тем, именно с этими вопросами связано решение одной из принципиальных проблем палеогеографии квартера Северо-Запада России: когда и как сформировалась система стока из древних палеобассейнов на месте современного Ладожского озера в пра-Балтийские палеобассейны и насколько эта система является унаследованной на протяжении среднего и позднего плейстоцена – времени, овеянного в разрезах Приневской низменности? Поэтому оставляя широко известные ледниковые события, рассмотрим ключевые события геологической Приневья в плейстоцене–голоцене именно в таком, местном палеогидрологическом контексте.

5.1. Допозднечетвертичное время. В среднем плейстоцене на территории Приневья выделяются два яруса палеорельефа – домосковский и московский. Домосковский ярус имеет спорадическое распространение и приурочен к многочисленным эрозионным врезам на поверхности дочетвертичных пород, полого повышающейся в юго-восточном и южном направлениях. Его формирование обусловлено последовательным заполнением глубоких погребенных долин на высотных отметках от минус 40 до минус 100 м абс. отложениями вологодского (днепровского) возраста. Ледниковые, озерно- и водно-ледниковые образования мощностью от 10 до 50 м почти полностью компенсируют рельеф древних палеодолин и на высотных отметках от -25 до -55 м абс. формируют поверхность домосковского яруса (рис.

21.1). Вероятно, низкое положение базиса эрозии и более высокие, по сравнению с современными, гипсометрические отметки дневной поверхности в догологодское время обусловили возникновение речных систем стока субширотной ориентировки к северу от Балтийско-Ладожского Глинта из пра-ладожского палеобассейна в пра-Балтику по глубоким каньонобразным палеодолинам; этим объясняется и отсутствие следов ингрессии морского бассейна на территорию Приневской низменности в горкинское межледниковье.

Московский ярус погребенного рельефа по характеру залегания образующих его геологических тел резко отличается от домосковского – этот ярус является менее расчлененным и характеризуется площадной плащеобразной аккумуляцией отложений московского времени на высотных отметках от –5 до –40 м абс., в целом, наследуя рельеф дочетвертичного субстрата (рис. 18). В области погребенных долин (см., например,

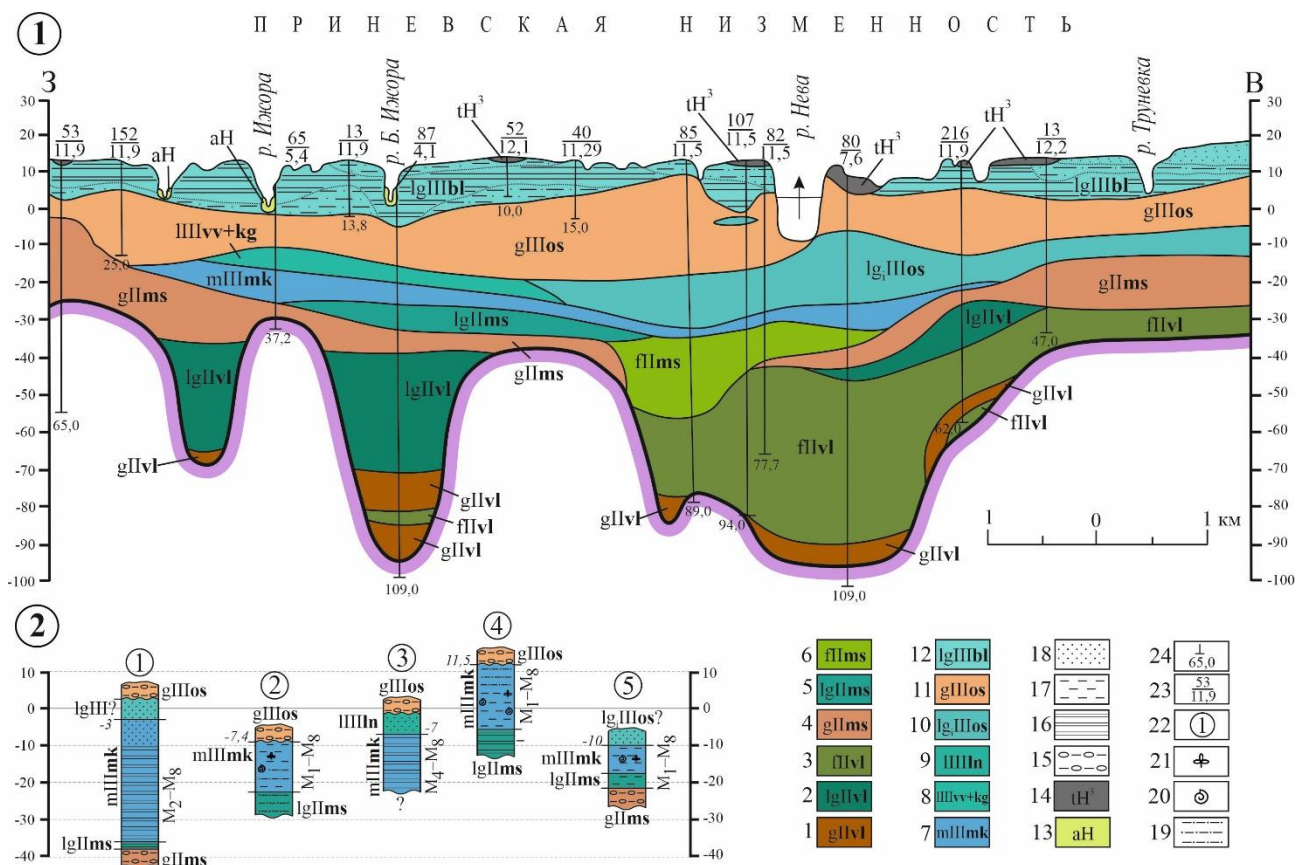


Рисунок 21. Строение четвертичной толщи (1) по профилю 2–2 (согласно В.Г. Ауслендеру; с изменениями и дополнениями автора, 2021) и опорные разрезы мгинских морских отложений (2) Приневья (Шитов и др., 2018).

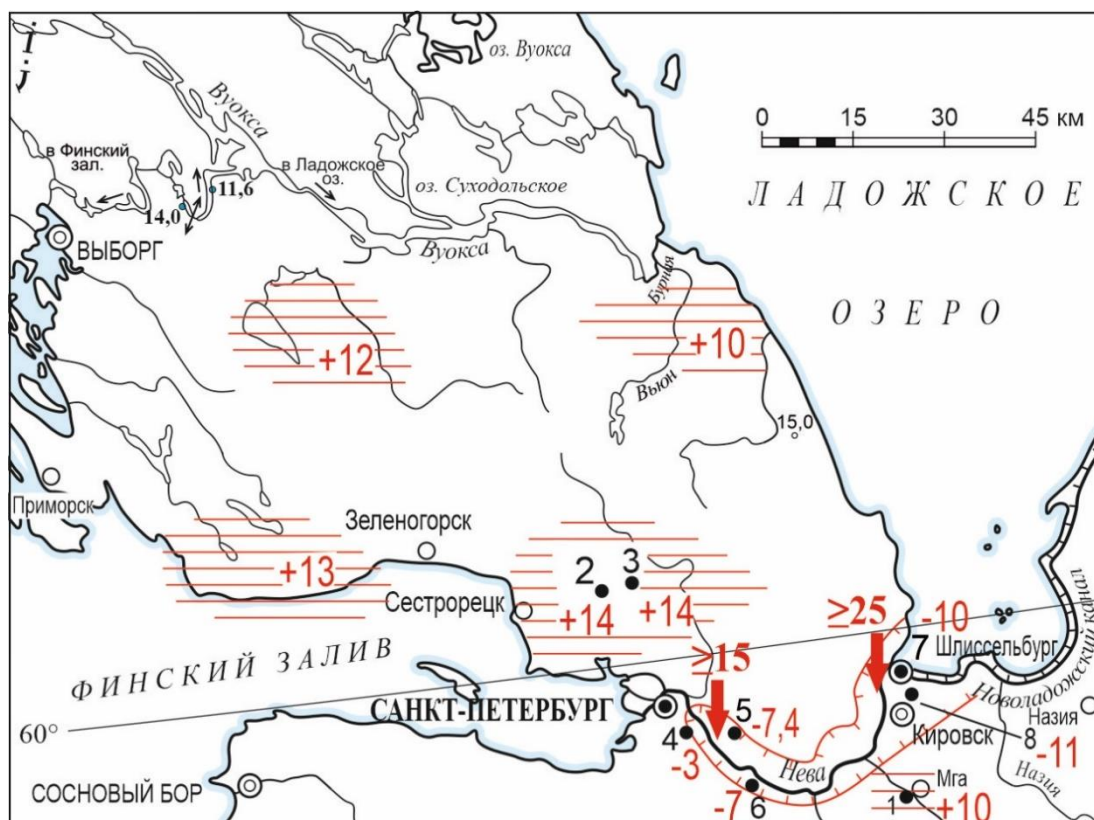
Стратиграфо-генетические подразделения: 1 – тилл вологодский; 2 – гляциолимний вологодский; 3 – гляциофлювиал вологодский; 4 – тилл московский; 5 – гляциолимний московский; 6 – гляциофлювиал московский; 7 – мариний микулинский; 8 – лимний верхневолжский и курголовский; 9 – лимний ленинградский; 10 – гляциолимний ошашковский времени наступления ледника; 11 – тилл ошашковский; 12 – гляциолимний БЮ; 13 – аллювий голоценовый; 14 – техноген.

Условные знаки: 15 – суглинок валунный; 16 – глины ленточные; 17 – глины; 18 – пески; 19 – алевроиты; 20 – ископаемая фауна морских моллюсков; 21 – растительные остатки; 22 – опорные разрезы мгинских морских отложений (1 – Рыбацкое, 2 – завод им. Свердлова, 3 – Ижорский завод, 4 – р. Мга, 5 – Петрокрепость); 23 – номер и отметка устья скважины (м, абс.); 24 – глубина скважины (м).

палеодолина р. Нева; рис. 21.1) московский тилл почти полностью размыт, формируя в кровле домосковского яруса пологую депрессию мощностью до 20 м, в которую местами неглубоко врезаны флювиогляциальные отложения московского времени. Эти отложения сглаживают понижения в кровле тилла на высоте от –25 до –35 м абс. и вместе с ним формируют поверхность допозднечетвертичного (московского) яруса погребенного рельефа, фиксируя на отметках от –12 до –30 м абс. параллельное Неве понижение шириной до 3 км. **Таким образом, уже в конце среднего неоплейстоцена на территории Приневья проявляются нисходящие движения и происходит возникновение пространства аккомодации.**

5.2. Микулинское–средневалдайское время. Отложения мгинского (эемского) моря вместе с ранне- и средневалдайским лимнием и лимноаллювием формируют доосташковский ярус погребенного рельефа и своим распространением оконтуривают широкий морской пролив, занимавший в микулинское время территорию Приневской низменности. Мгинская морская трансгрессия – первая четвертичная межледниковая трансгрессия в Приневье. Здесь известен ряд хорошо изученных полных разрезов (рис. 21.2), обеспеченных надежными данными спорово-пыльцевого и диатомового анализов (см. главу 4), в которых фиксируются все зоны микулинского межледниковья (М₁–М₈). Это условие доказывает отсутствие эрозии и размыва их кровли в пост-микулинское время, что позволяет использовать эти разрезы для палеогидрологических и тектонических реконструкций. Как видно на рис. 21 и 22, абсолютные отметки кровли мгинских отложений в южной части Карельского перешейка и в Предглинтовой низменности (р. Мга – рис. 21, № 4) составляют от +11 до +14 м абс. высоты (рис. 22; разрезы №1–3); они слагают, видимо, эрозионные останцы микулинской морской террасы. На территории Приневья гипсометрические отметки кровли мгинской морской толщи закономерно понижаются от минус 3–7 м абс. высоты в разрезах нижнего течения р. Нева (Рыбацкое, завод им. Свердлова, Ижорский завод – рис. 21; №1–3) до минус 10–11 м в верхнем течении Невы (Петрокрепость, Синявино – рис. 21, № 5; рис. 22; № 7, 8).

Таким образом, в Приневье по кровле мгинских отложений намечается пологая депрессия, не компенсированная полностью морскими осадками, что указывает на область устойчивых опусканий в долине Невы, амплитуда которых за пост-микулинское время составила не менее 15–25 м (рис. 22). После регрессии мгинского моря, в раннем и среднем валдае в Приневской низменности распространяются локальные озерные системы. Отсюда следует, что **на территории Приневья ключевым событием микулинского–средневалдайского времени является развитие пространства аккомодации вследствие устойчивых опусканий, что привело к формированию, а затем и сохранению толщи отложений этого возраста, а также контролировало распространение морских и озерных бассейнов на месте современной Невы.**



Опорные разрезы: ●₁ – мгинских морских (микулинских) отложений

+13 – абсолютная отметка кровли мгинских отложений

Области постмикулинских движений: ▬ – относительно стабильные

▬ (with arrow) – интенсивных опусканий

≥15↓ – значение амплитуд (м) постмикулинских опусканий

Рисунок 22. Местоположение опорных разрезов мгинских морских отложений; области и значения амплитуд постмикулинских опусканий Приневья (Шитов и др., 2018).

Опорные разрезы мгинских (микулинских) отложений: 1 – р. Мга (скв. 6); 2 – пос. Южки (скв. 27а); 3 – оз. Тохолодское (скв. 124); 4 – Рыбацкое (скв. 74); 5 – завод им. Свердлова (скв. 10); 6 – Ижорский завод (скв. 619-бис); 7 – Петрокрепость (скв. 48); 8 – пос. Синявино (скв. 7).

5.3. Поздне- и послеледниковое время. Формирование современного рельефа Приневской низменности связано, главным образом, с аккумулятивными и абразионными процессами в условиях трансгрессивно-регрессивных перемещений береговой линии позднеледникового палеобассейна – Балтийского ледникового озера (БЛО), и, в меньшей степени с распространением позднеголоценовой ладожской трансгрессии в верхнем и среднем течении Невы. Береговые линии БЛО фиксируются на высотных отметках от 45–50 до 12–13 м абс. в виде абразионных уступов, песчаных кос и береговых валов, а его отложения образуют характерные секвенции, в которых фиксируются закономерные изменения состава, структурно-текстурных особенностей и генезиса (водноосадочные/субаэральные) отложений. В рельефе Приневья первая стадия БЛО, когда его уровень достигал, вероятно, высотных отметок от 35 до 45–50 м абс. выражается серией регионально распространенных абразионных уступов (рис. 23). В период 13,3–12,5 тыс. кал. л.н. (табл. 2) происходит первый дренаж БЛО

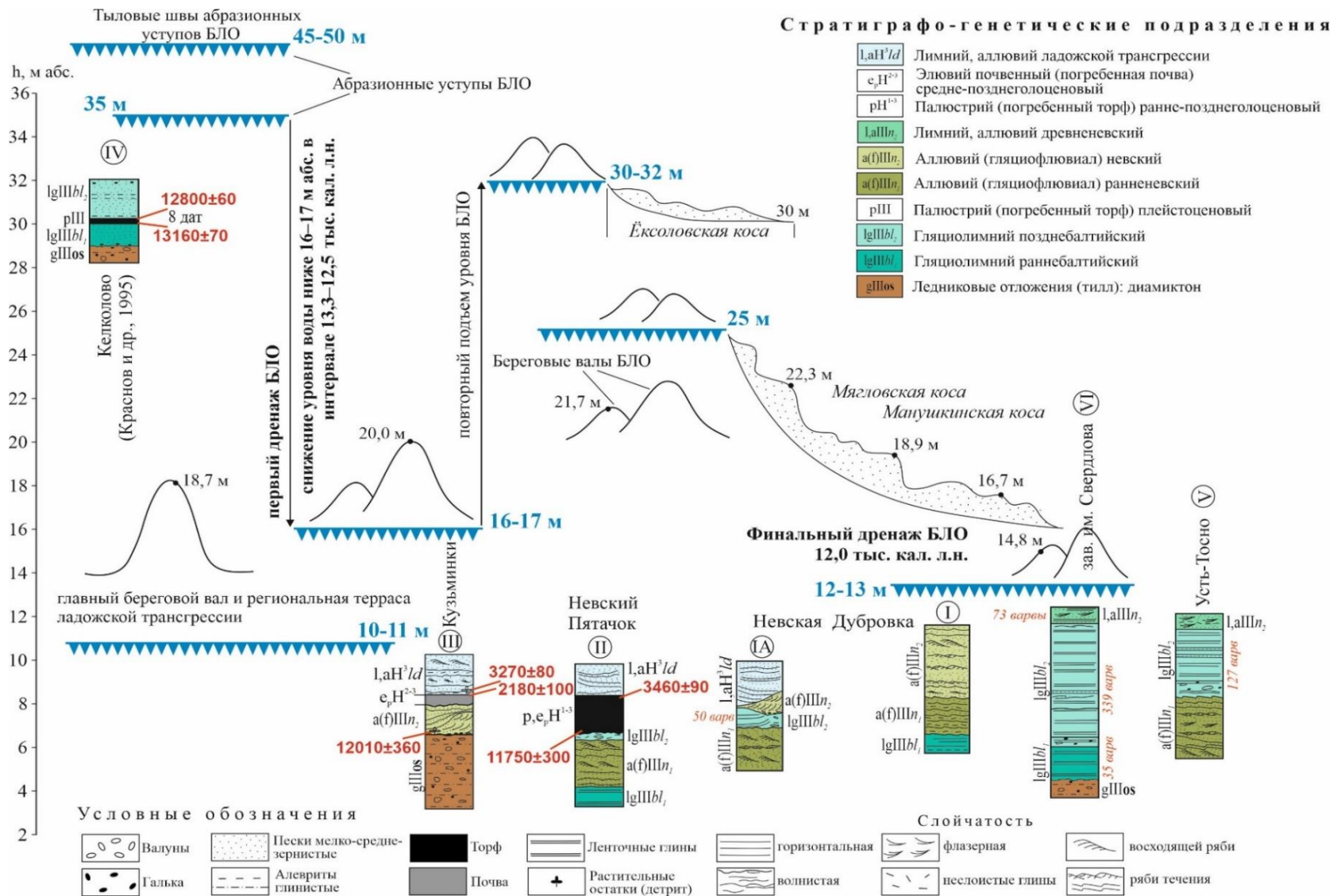
– снижение уровня воды ниже 16–17 м абс. (рис. 23). Это палеогидрологическое событие в разрезах Приневья и юго-восточного Приладожья фиксируется по регрессивным контактам (бассейновые отложения/торф или погребенная почва) в карьере Келколово (рис. 23, № IV) и на р. Паша соответственно (pers. com. М.В. Шитова). В долине Невы оно выражается тем, что ленточные глины первой стадии БЛО с размытом перекрыты аллювиальными (флювиальными) песками с текстурами восходящей ряби смещенного типа с наклоном слоев по направлению современного течения Невы (разрезы № I, IA, II, V). Образование этих отложений связано с усилением стока при первом дренаже БЛО и установлением потоковых условий осадконакопления на месте широкого пролива, соединявшего Ладожский плес БЛО и само Балтийское ледниковое озеро. **Таким образом, возникает речная (флювиальная) система на месте современной Приневской низменности – пра-Нева. От этого события, которое произошло в начале второй половины аллереда и следует вести историю Невы.** В рельефе Приневья (рис. 23) первый дренаж БЛО выражается серией регионально распространенных абразионных уступов с тыловыми швами на 15–17 м абс. и береговых валов с высотой гребня до 18–22 м абс.

Таблица 2. Ключевые геохронологические данные из разрезов Приневья.

№	Местоположение разреза	Материал	Лаб. номер	Возраст, ¹⁴ C-лет	Возраст, кал. лет	Ссылка
1	Невский Пятачок	Торф, подошва	ЛУ-9964	10120±150	11750±300	автор
2	Там же	Торф, кровля	ЛУ-9965	3230±80	3460±90	автор
3	Келколово	Торф, подошва	ЛУ-2723	11250±80	13160±70	Краснов и др., 1995
4	Там же	Торф, кровля	ЛУ-2720	10850±70	12800±60	Краснов и др., 1995
5	Кирсино	Древесина из ленточных глин	ЛУ-9007	10480±130	12350±220	н. опубл. данные М.В. Шитова
6	Кузьминки	Раст. детрит из подошвы алевритов	ЛУ-9625	10260±200	12010±360	автор
7	Там же	Почва, кровля	ЛУ-9008	2180±70	2180±100	автор
8	Там же	Раст. детрит из подошвы песков	ЛУ-9624	3070±60	3270±80	автор

Около 12,5 тыс. кал. л.н. последовало повышение уровня воды в позднеледниковом палеобассейне, по крайней мере, до высоты 30–32 м абс. – вторая стадия развития БЛО (рис. 23) с накоплением ленточнослоистых глин и алевритов, в нижней части которых фиксируются следы айсбергового разноса (разрезы № I, II, V, VI). В наиболее полных разрезах в ленточных глинах насчитывается от 120 до 340 годовых варв; на продолжительность этой стадии указывает и датировка 12350±220 кал. лет (ЛУ-9007), полученная по древесине из ленточных глин на высоте около 30 м абс. в Кирсинском карьере в 25 км к юго-востоку от района исследования (табл. 2).

Начало финальной регрессии БЛО в рельефе Приневской низменности выражается образованием серии песчано-прибрежных аккумулятивных кос в районе пос. Манушкино и Ексолово, прислоненных к абразионным уступам на высотах от 30–32 до 25 м абс. и протягивающихся в юго-восточном и северо-западном направлении соответственно (рис. 17).



Финальный дренаж БЛО на рубеже плейстоцена–голоцена и повторное установление флювиальных условий, связанное с восстановлением Невской флювиальной системы фиксируется по закономерному сочетанию озерно-ледниковых и аллювиальных (флювиальных) песков в разрезах Приневья. Это палеогидрологическое событие в рельефе проявляется образованием трех уровней террас (24–25 м; 20–22 м; 12–13 м абс.), высотные отметки площадок которых последовательно снижаются в направлении Финского залива и долины р. Нева. Песчано-прибрежная коса близ с. Манушкино и береговые валы на высотных отметках от 22–24 до 14–15 м абс. осложняют плоский рельеф поверхностей разноуровневых террас и оконтуривают узкую долину, сформировавшуюся на месте современной Приневской низменности в результате заключительного спуска Балтийского ледникового озера. **Возраст финального дренажа БЛО и окончательного установления стока по Неве определяется по растительному детриту из косослоистых аллювиальных песков в разрезе Кузьминки (рис. 23; № III) – 12010±360 кал. лет (ЛУ-9625); после этого времени сток по Неве не прерывался.** Ниже по течению пра-Невы в это время, вероятно, еще продолжалось накопление эстуарных лимно-аллювиальных отложений с волнистой слоистостью (рис. 23; разрезы № V, VI). Аналогичная хронология развития БЛО в позднеледниковое время фиксируется на территории Швеции и Эстонии, где первый дренаж Балтийского ледникового озера имеет место около 12,8–12,85 тыс. кал. л.н. (Muschitello et al., 2016), а его окончательный спуск, по варво- и геохронологическим материалам, происходит от 11,7 до 12,0 тыс. кал. л.н. (Svensson, 1991; Kalm, 2006; Vassiljev, Saare, 2013), что полностью соотносится с нашими данными. После спуска Балтийского ледникового озера и начала врезания Невы на низких высотных отметках в верхнем и среднем течении происходит формирование влажных пойм (рис. 23; разрезы № I, III), которые, по данным СЭМ, испытали существенное влияние криогенных и эоловых процессов. Начало врезания Невы, связанное, вероятно, со снижением базиса эрозии в конце позднеледниковья – начале раннего голоцена в связи с развитием Иольдиевого моря на месте БЛО после его финального дренажа, подтверждается отметками тальвега современного русла р. Нева, которые на всем протяжении имеют отрицательные значения.

Начало субаэральной седиментации на высоте 7–8 м абс. фиксируется по подошве торфа на Невском Пятачке (разрез № II) с возрастом 11750±300 кал. лет (ЛУ-9964; табл. 2); его накопление продолжалось вплоть до позднего голоцена, когда развитие торфяников и их коррелятов – почв – на высотах 8,0–8,5 м абс. прерывается 3,46–3,27 тыс. кал. л.н. (табл. 2) развитием ладожской трансгрессии с образованием в истоках Невы главного берегового вала высотой до 18,7 м абс. и формированием вложенных озерно-аллювиальных террас с отметкой площадки 10–11 м абс. (рис. 23).

Таким образом, по высотным отметкам трансгрессивных и регрессивных контактов, связанных с голоценовыми ладожскими палеобассейнами удается определить направления, амплитуды и скорости дифференцированных движений на территории Приневья в позднем голоцене. Так, оказывается, что трансгрессивные контакты времени максимума ладожской трансгрессии, которая в южном и юго-восточном Приладожье достигала 14,0–15,0 м абс. (Шитов и др., 2019), имеют в верхнем и среднем течении р. Нева высоту всего 8,0–8,5 м абс. (разрезы № IA, II, III).

Отсюда следует, что со времени максимума ладожской трансгрессии (т.е. за последние 3,2–3,5 тыс. кал. лет) район верхнего и среднего течения Невы испытал опускание не менее, чем на 5,5–6,5 м, то есть со средней скоростью минус 1,6–2,0 мм/год (рис. 24). Следовательно, высота порога стока из Ладожского озера контролировалась позднеголоценовыми движениями, которые в сочетании с донной эрозией и углублением русла стали причиной завершения ладожской трансгрессии.



Опорные разрезы: ●₁ – позднеледниковых-голоценовых отложений
 ■ – области интенсивных позднеголоценовых опусканий
 ≥5,5↓ – пункты определения и значение амплитуд (м) позднеголоценовых опусканий
 ■_{-1,0} – СВДЗП по данным повторного нивелирования, мм/г (Ядута, 2006)
 ○ – локальные структуры (поднятия) фундамента, выраженные в строении чехла на Мгинско-Тосненском водоразделе (Ядута, 2006): А – Колпинская; Б – Правобережная; В – Озерецкая

Рисунок 24. Области и значения амплитуд позднеголоценовых опусканий и скорости СВДЗП в среднем – верхнем течении Невы (Шитов и др., 2019) и опорные разрезы поздне-последниковых отложений: 1 – Невская Дубровка; 2 – Невский Пятачок; 3 – Кузьминки; 4 – Усть-Тосно; 5 – завод им. Свердлова.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследования на основе комплекса материалов и методов удалось установить основные и принципиально важные особенности геологического строения, определить возраст и основные этапы формирования четвертичной толщи Приневской низменности, что позволило реконструировать хронологию ключевых событий геологической истории района и развитие палеогидрологических систем на территории Приневья в плейстоцене–голоцене.

1. Формирование четвертичной толщи Приневья происходило в результате 4-х ключевых денудационно-аккумулятивных циклов, в ходе которых сформировалась четко выраженная ярусность погребенного рельефа.

2. Реликты существования древних флювиальных систем стока субширотной ориентировки на территории Приневья фиксируются, по крайней мере, уже со среднего неоплейстоцена (довологодского времени). Заложение этих систем имеет унаследованный характер и происходит в результате возникновения пространства аккомодации под действием знакопеременных дифференцированных движений, которые и контролировали распространение морских и озерных бассейнов, а также систему стока на месте современной Невы в средне–позднечетвертичное время. Амплитуда локальных опусканий за пост-микулинское время составляет не менее 15–25 м.

3. Речная (флювиальная) система стока на месте современной Приневской низменности возникла уже при первом дренаже и снижении уровня Балтийского ледникового озера в период 13,3–12,5 тыс. кал. л.н. После финального дренажа Балтийского ледникового озера около 12,0 тыс. кал. л.н. и до настоящего времени сток по Неве не прерывался.

4. Ведущую роль в формировании современного рельефа района исследования имели аккумуляция и абразия в условиях трансгрессивно-регрессивных перемещений береговой линии Балтийского ледникового озера, в то время как ладожская трансгрессия в позднем голоцене имела здесь ограниченное распространение.

5. Развитие позднеголоценовой ладожской трансгрессии и ее завершение контролировалось сочетанием эрозионных процессов в русле Невы и локальными знакопеременными движениями в районе среднего течения Невы – сперва восходящими, а затем – нисходящими, амплитуда которых за последние 3,2–3,5 тыс. кал. лет составила не менее 5,5–6,5 м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арсланов Х.А., Гей Н.А., Давыдова Н.Н., Джиноридзе Р.Н., Кошечкин Б.И., Пушенко М.Я., Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А., Субетто Д.А., Хомутова В.И. Новые данные по позднеплейстоценовой и голоценовой истории Ладожского озера // Изв. Русск. геогр. о-ва, 1996. Т. 128, Вып. 2. С. 12–21.
2. Ауслендер В.Г. Отчет о комплексном геологическом, гидрогеологическом и инженерно-геологическом доизучении масштаба 1:50 000 с общими поисками и геоэкологическим картированием территории г. Ленинграда и его окрестностей (Невский объект). Министерство геологии СССР. Северо-западное производственное геологическое объединение «Севзапгеология». СПб, 2002, 227 с.
3. Верзилин Н.Н., Гонтарев Е.А., Калмыкова Н.А., Окнова Н.С. Литолого-минералогические особенности позднеледниковых–голоценовых отложений долины р. Невы // Литология и полезные ископаемые. 1998. №2. С. 133–144.
4. Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А., Окнова Н.С. Проявление истории р. Невы в гранулометрическом составе позднеледниковых–голоценовых отложений // Вестник СПбГУ. СПб, 2012. Сер. 7. Вып. 1. С. 64–72.
5. Геология СССР. Том I. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. Геологическое описание. Северо-Западное территориальное ГУ. М.: Недра, 1971, 504 с.
6. Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. Под. ред. Ананьева Г.С., Андреева Т.С. Высшая Школа. М., 1980, 343 с.
7. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Ильменская. Лист О-36-I. Карта полезных ископаемых (четвертичные отложения). Объяснительная записка. Селиванов В.А., Недригайлова И.С. Л., 1963, 280 с.
8. Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 25–71.
9. Знаменская О.М., Черемисинова Е.А. Распространение Мгинского межледникового моря и основные черты его палеогеографии // Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962. С.140–160.
10. Иностранцев А.А. Доисторический человек каменного века побережья Ладожского озера. СПб., 1882, 244 с.
11. Иностранцев М.А. К пятидесятилетию открытия доисторического человека каменного века на побережье Ладожского озера // Сб. статей по археологии и Византиноведению. Прага, 1928. С. 347–348.

12. История Ладожского, Онежского, Псково-Чудского озер, Байкала и Ханки // Под ред. Д.Д. Квасова, Г.Г. Мартинсона, А.В. Раукаса. Л., 1989, 280 с.
13. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л., 1975, 167 с.
14. Клейменова Г.И., Верзилин Н.Н. Некоторые черты послеледниковых ландшафтов Приневской низменности в зоне развития болота «Усть-Тосненское» // Изв. РГО, 2011. Т. 143. Вып. 3. С. 65–73.
15. Кошечкин Б.И., Экман И.М. Голоценовые трансгрессии Ладожского озера // Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера // Под ред. Н.Н. Давыдовой, Б.И. Кошечкина. СПб., 1993. С. 49–60.
16. Краснов И.И., Арсланов Х.А., Казарцева Т.И., Тertyчная Т.В., Чернов С.Б. Опорный разрез верхнеплейстоценовых отложений в Приневской низменности в карьере Келколово // Региональная геология и металлогения, 1995, № 4. С. 88–99.
17. Кузьмин Г.Ф., Клейменова Г.И. Развитие верховых болот Ленинградской области в голоцене // Вестник ЛГУ. Л., 1991. Вып. 7, №14. С. 74–80.
18. Лаврова М.А., Гричук М.П. Новые данные о мгинских морских межледниковых отложениях // Доклады Академии наук СССР, 1960. Т. 135, №6. С. 1472–1476.
19. Лаврова М.А. Основной разрез верхнего плейстоцена Ленинградского района // Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962. С. 125–139.
20. Ладожское озеро (развитие рельефа и условия формирования четвертичного покрова котловины). Под ред. Г.С. Бискэ. Петрозаводск: «Карелия», 1978, 208 с.
21. Лапин С.С. Четвертичные отложения района нижнего течения р. Тосны // Ученые записки ЛГУ, Вып. 25, 1939.
22. Малаховский Д.Б., Арсланов Х.А., Гей Н.А., Джиноридзе Р.Н., Козырева М.Г. Новые данные по голоценовой истории Ладожского озера // Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера. СПб, 1993а. С. 61–73.
23. Малаховский Д.Б., Арсланов Х.А., Гей Н.А., Джиноридзе Р.Н. Новые данные по возникновению Невы // Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера. СПб, 1993б. С. 74–84.
24. Марков К.К. Изучение ленточных глин с геохронологической точки зрения // Природа, 1927. №9. С. 679–696.
25. Марков К. К. Развитие рельефа в северо-западной части Ленинградской области // Труды Главного Геологоразведочного управления. Вып. 117. М.-Л., 1931, 280 с.

26. Марков К.К., Порецкий В.В., Шляпина Е.В. О колебаниях уровней Ладожского и Онежского озер в послеледниковое время // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. Л., 1934. Т. IV. Вып. 1. С. 71–129.
27. Марков К.К. Послеледниковая история юго-восточного побережья Ладожского озера // Вопросы географии. 1949. Вып. 12. С. 213–220.
28. Молодьков А.Н., Краснов И.И. Об абсолютном возрасте раковин моллюсков *Portlandia arctica* из мгинских морских отложений Приневской низменности (в окрестностях С.-Петербурга) // Главнейшие итоги в изучении четв. периода и осн. направления исслед. в XXI веке. Тез. докл. ВСЕГЕИ. СПб., 1998. С. 323–324.
29. Нежиховский Р.А. Река Нева и Невская губа. «Гидрометеиздат». Л., 1981, 112 с.
30. Никонов А.А. Воздействие голоценовых пертурбаций Онежско-Ладожской гидрологической системы на древнее население прибрежных пространств // Самарский научный вестник. Самара, 2017. Т. 6, №3 (20). С. 171–176.
31. Плешивцева Э.С. Палинологическая характеристика стратотипического разреза мгинских морских отложений микулинского межледниковья // Мат. XIII Российской палин. конференции «Проблемы современной палинологии». Т. II. Сыктывкар, 2011. С. 166–171.
32. Потулова Н.В. Геологическое строение долины Невы между Мгой и Тосной // Изв. Геол. Ком., 1922. Т. XLI. №2–5. С. 109–126.
33. Путеводитель экскурсий Л-15, С-15. Ленинград и Ленинградская область. XI конгресс ИНКВА. М., 1969, 303 с.
34. Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981, 439 с.
35. Сенников А.Н. Фитогеографическое районирование Северо-Запада Европейской части России (Ленинградская, Псковская и Новгородская области) // Биография Карелии. Петрозаводск: Изд-во КНЦ РАН, 2005. С. 206–243.
36. Физико-географическое районирование северо-запада СССР. Под ред. А.Г. Исаченко, З.В. Дашкевич, Е.В. Карнаухова. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965, 248 с.
37. Черемисинова Е.А. К вопросу о возрасте морских межледниковых отложений на р. Мге Ленинградской области // Бюлл. ком. по изуч. четв. периода. М.: 1960, №25. С. 50–70.
38. Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Плешивцева Э.С., Сумарева И.В., Ядута В.А. Постмикулинская тектоника Приладожья / Проблемы тектоники и геодинамики Земной коры и мантии. Мат. I Тектонического совещания. Т. 2. М., 2018. С. 341–345.
39. Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Плешивцева Э.С., Потапович А.А., Сумарева И. В. Стоянки А.А. Иностранцева и голоценовая тектоника Южного Приладожья. Геологический контекст // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. СПб, 2019. Т. 64. Вып. 4. С. 628 – 650.

40. Ядута В.А. Новейшая тектоника Санкт-Петербурга и Ленинградской области // Минерал. СПб, 2006. №1 (5). С. 28–35.
41. Яковлев С.А. Развитие долины р. Невы // Путеводитель геологических экскурсий. Петроград, 1922. С. 127–137.
42. Яковлев С.А. Наносы и рельеф гор. Ленинграда и его окрестностей. Л., 1926, 264 с.
43. Ailio J. Die geographische Entwicklung des Ladogases in Postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur stenzeitlichen Besiedelung // Fennia, 1915. Vol. 38. № 3. 157 pp.
44. De-Geer G. Öfversigt öfver mina kvartäageologiska iakttagelser under en nyligen afvslutad resa till Finland och Ryssland // Geol. Fören. Stockholm Förh., 1893. Vol. 15. 538 pp.
45. Нууппä Е. Beiträge zur Kenntnis der Ladoga und Ancylustransgressionen // Bull. Comm. Geol. Finl., 1943. Vol. 128. pp. 139–178.
46. Vassiljev J., Saare L. Timing of the Baltic Ice Lake in the eastern Baltic // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2013, №85. pp. 9–18.
47. Dolukhanov P.M., Subetto D.A., Arslanov Kh.A., Davydova N.N., Zaitseva G.I., Djinoridze R.N., Kuznetsov D.D. The Baltic sea and Ladoga Lake transgressions and early human migrations in North-western Russia // Quaternary International, 2009. Vol. 203. pp. 33–51.
48. Dolukhanov P.M., Subetto D.A., Arslanov Kh.A., Davydova N.N., Zaitseva G.I., Djinoridze R.N., Kuznetsov D.D., Ludikova A.V. Holocene oscillations of the Baltic Sea and Lake Ladoga levels and early human movements // Quaternary International, 2010. Vol. 220. pp. 102–111.
49. Kalm V. Pleistocene chronostratigraphy in Estonia, southern sector of the Scandinavian glaciation // Quaternary Science Reviews, 2006. Vol. 25. pp. 960–975.
50. Malachovskij D.B., Delusin I.V., Gej N.A., Dginoridze R.N. Evidence from Neva valley, Russia, of the Holocene history of Lake Ladoga // Fennia, 1996. Vol. 174, № 1. pp. 113–123.
51. Muschitello F., Lea J.M., Greenwood S.L., Nick F.M., Brunnberg L. Timing of the first drainage of the Baltic Ice Lake synchronous with the onset of Greenland Stadial 1 // Boreas, 2016. Vol. 45. pp. 322–334.
52. Saarnisto M. The late Weichselian and Flandrian History of the Saimaa Lake Complex // Societas Scientiarum Fennica. Commentationes Physico-Mathematicae. 1970. Vol. 37. pp. 7–107.
53. Saarnisto M., Grönlund T. Shoreline displacement of Lake Ladoga – new data from Kilpolansaari // Hydrobiologia. 1996. Vol. 322. pp. 205–215.
54. Saarnisto M. Late Holocene land uplift/neotectonics on the island of Valamo (Valaam), Lake Ladoga, NW Russia // Quaternary International, 2012. Vol. 260. pp. 143–152.
55. Svensson N-O. Late Weichsellian and early Holocene shore displacement in the central Baltic sea // Quaternary International, 1991. Vol. 9. pp. 7–26.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1. Радиоуглеродные датировки из разрезов Приневья.

№	Местоположение разреза	Материал	Лаб. №	Возраст, ¹⁴ C-лет	Возраст, кал. лет	Ссылка
1	<i>Преображенская г., Шлиссельбург</i>	Торф, подошва	ЛУ-2883	5210±90	5990±130	<i>Арсланов и др., 1996</i>
2	Там же	Торф, кровля	ЛУ-2881	5060±50	5800±70	То же
3	Там же	Древесина из кровли торфа	ЛУ-2879	4340±30	4910±40	То же
4	<i>Келколово</i>	Торф, подошва	ЛУ-2723	11250±80	13160±70	<i>Краснов и др., 1995</i>
5	Там же	Торф	ЛУ-2845	11300±40	13190±50	То же
6	Там же	Торф	ЛУ-2825	11010±50	12940±80	То же
7	Там же	Торф	ЛУ-2722	11000±50	12930±80	То же
8	Там же	Торф	ЛУ-2764	10800±60	12760±40	То же
9	Там же	Торф	ЛУ-2824	10970±40	12880±70	То же
10	Там же	Торф	ЛУ-2846	10880±40	12800±30	То же
11	Там же	Торф, кровля	ЛУ-2720	10850±70	12800±60	То же
12	<i>Курсино</i>	Древесина из ленточных глин	ЛУ-9007	10480±130	12350±220	<i>н. опубл. данные М.В. Шитова</i>
13	<i>Невский пяточок</i>	Торф, подошва	ЛУ-9964	10120±150	11750±300	<i>Автор</i>
14	Там же	Древесина из подошвы торфа	ЛУ-1987	9580±80	10930±140	<i>Malachovskij et al., 1996</i>
15	Там же	Торф, подошва	ЛУ-2326	9550±60	10900±130	<i>Малаховский и др., 1993а</i>
16	Там же	Торф, подошва	ЛУ-2295	9510±80	10850±160	<i>Malachovskij et al., 1996</i>
17	Там же	Раст. детрит из кровли алевроитов	н.указан	8870±100	9940±160	То же
18	Там же	Торф	ЛУ-2186	8340±60	9340±90	<i>Малаховский и др., 1993а</i>
19	Там же	Торф, подошва	ЛУ-2189	7510±60	8300±70	<i>Malachovskij et al., 1996</i>
20	Там же	Почва	ЛУ-1890	5690±70	6480±90	То же
21	Там же	Торф, подошва	ЛУ-2309	4920±140	5670±160	То же
22	Там же	Торф, подошва	ЛУ-1988	4710±40	5430±80	То же
23	Там же	Торф, подошва	ЛУ-1989	4130±50	4670±90	То же
24	Там же	Раст. детрит из подошвы песков	н.указан	3580±40	3880±70	<i>Малаховский и др., 1993а</i>
25	Там же	Торф, кровля	ЛУ-2174	3400±100	3660±130	То же
26	Там же	Торф, кровля	ЛУ-9965	3230±80	3460±90	<i>Автор</i>
27	Там же	Гиттия, подошва	ЛУ-5459	2870±50	3000±80	<i>Dolukhanov et al., 2009</i>
28	Там же	Гиттия, кровля	ЛУ-5460	2560±50	2630±90	То же
29	Там же	Торф, подошва	ЛУ-2485	2470±40	2560±100	<i>Малаховский и др., 1993а</i>
30	Там же	Торф, подошва	ЛУ-5461	2260±50	2240±70	<i>Dolukhanov et al., 2009</i>
31	<i>Кузьминки</i>	Раст. детрит из подошвы алевроитов	ЛУ-9625	10260±200	12010±360	<i>Автор</i>
32	Там же	Почва, кровля	ЛУ-9008	2180±70	2180±100	То же
33	Там же	Раст. детрит из подошвы песков	ЛУ-9624	3070±60	3270±80	То же
34	<i>Усть-Тосненский торфяник</i>	Торф, подошва	н.указан	9490±140	10810±220	<i>Кузьмин и др., 1991</i>
35	<i>Невский лесопарк</i>	Раст. детрит из подошвы алевроитов	ЛУ-2371	7580±90	8380±100	<i>Малаховский и др., 1993б</i>
36	Там же	Гиттия, средняя часть	ЛУ-1983	5750±50	6550±70	<i>Малаховский и др., 1993б</i>
37	Там же	Древесина из кровли гиттии	ЛУ-5443	4630±40	5390±60	<i>Dolukhanov et al., 2009</i>
38	Там же	Гиттия, кровля	ЛУ-5449	4540±70	5180±120	То же
39	Там же	Торф, подошва	ЛУ-5447	4260±50	4800±80	То же

40	Там же	Древесина из подошвы торфа	ЛУ-5444	4570±50	5230±120	То же
41	Там же	Торф, кровля	ЛУ-5446	3070±50	3270±70	То же
42	Там же	Торф, кровля	ЛУ-2506	3040±50	3240±70	<i>Малаховский и др., 1993б</i>
43	Там же	Торф, подошва	ЛУ-1859	2980±70	3150±110	То же
44	Там же	Древесина из алевритов	ЛУ-2505	2910±60	3060±90	То же
45	Там же	Торф, кровля	ЛУ-2505	2850±50	2970±80	То же
46	Там же	Торф, кровля	ЛУ-2494	2840±40	2950±60	То же
47	Там же	Древесина из кровли торфа	ЛУ-5445	2940±60	3100±90	<i>Dolukhanov et al., 2009</i>
48	Там же	Древесина из подошвы алевр.	ЛУ-5448	3120±50	3320±60	То же
49	Там же	Торф	ЛУ-1980	2600±90	2660±130	<i>Малаховский и др., 1993а</i>