

Санкт-Петербургский Государственный Университет

ПАВЛОВСКАЯ Елена Александровна

Выпускная квалификационная работа

**Комплекс электротомографии и георадиолокации для решения
задач четвертичной геологии в условиях Северо-Запада**

Основная образовательная программа бакалавриата
«Геология»

Научный руководитель:
к. г.-м. н., доц. М.П. Кашкевич

Рецензент:
к. г.-м. н., П.А. Рязанцев

Санкт-Петербург
2018

Содержание

Введение	2
ГЛАВА I. Геофизические методы	4
1.1. Физические основы методов	4
1.1.1. Георадиолокация	4
1.1.2. Электротомография	7
1.2. Методика обработки результатов	10
1.2.1. GeoScan32	10
1.2.2. ZondRes2d	13
1.2.3. RES2DINV	14
ГЛАВА II. Юго-восточное Приладожье	19
2.1. Геологическое строение района работ	19
2.1.1. Стратиграфия	19
2.1.2. Геоморфология	20
2.2. Постановка проблемы	21
2.3. Методика исследования и фактический материал	24
2.3.1. Лахтинский залив	24
2.3.2. Малые озера	26
2.4. Результаты и их обсуждение	28
2.4.1. Лахтинский залив	28
2.4.2. Малые озера	40
ГЛАВА III. Заонежье	45
3.1. Геологическое строение района работ	45
3.1.1. Геоморфология	45
3.1.2. Четвертичные отложения	45
3.1.3. История изучения озов	46
3.1.4. Озы Заонежья	47
3.1.5. Геологическое строение Кажминского оза	48
3.2. Методика полевых работ	50
3.3. Результаты и их интерпретация	52
Заключение	61
Список литературы	63

Введение

В данной дипломной работе исследованы возможности применения комплекса геофизических методов – электротомографии и георадиолокации – для решения задач четвертичной геологии в условиях Северо-Запада.

Для Северо-Запада, в сравнении с другими регионами России, характерна пониженная минерализация грунтовых вод, озер и рек, что является благоприятным фактором для георадиолокационных работ, позволяя добиваться большей глубинности исследований.

Реконструкция геологической истории Северо-Запада России в четвертичном периоде является актуальной и важной проблемой, поскольку дает нам возможность познания процессов, происходивших как в геологическом прошлом, так и в настоящее время. Решение широкого круга задач четвертичной геологии не всегда возможно исключительно геологическими методами, и в таких случаях геофизические методы могут помочь в определении строения верхней части разреза.

В рамках работы рассматриваются объекты, расположенные в Ленинградской области (береговой вал, перегораживающий Лахтинский залив, и погребенное под ним палеорусло р. Свирь; а также малые озера под г. Лодейное поле) и республике Карелия (озовая гряда на Заонежском п-ове).

Новизна первой части исследования обусловлена тем, что в работе впервые был применен комплекс геолого-геофизических методов для установления закономерностей строения, а также истории формирования голоценовой толщи в условиях трансгрессивно-регрессивных перемещений береговой линии крупнейшего озера европейской части России.

Во второй части объектом исследования является Кажминский оз, расположенный на Заонежском полуострове в Медвежьегорском районе Республики Карелия. Флювиогляциальные отложения, в частности, озовые гряды, изучались геологами с конца IX в. (Holst, 1876; Strandmark, 1885). Основной вклад в исследование озоев Карелии был внесен Г.С. Бискэ (Бискэ, 1959). Озы представляют, помимо научного, интерес как месторождения песка и песчано-гравийных смесей (Родионов, 2015). Значительная неоднородность строения озоев обуславливает актуальность их изучения геофизическими

методами. Помимо прочего, в работе исследуется возможность выделения сейсмодислокаций на разрезах озовой гряды.

Целью работы является исследование возможностей георадиолокации и электротомографии для изучения строения объектов четвертичного возраста.

Задачи включают в себя:

- изучение литературы по теме исследования
- проведение полевых геофизических работ
- обработку и интерпретацию полученных данных

В результате исследования делается вывод об эффективности комплекса георадиолокации и электротомографии для решения задач четвертичной геологии в условиях Северо-Запада.

ГЛАВА I. Геофизические методы

1.3. Физические основы методов

1.3.1. Георадиолокация

Принцип действия аппаратуры подповерхностного радиолокационного зондирования (георадара) основан на излучении сверхширокополосных (наносекундных) импульсов метрового и дециметрового диапазона электромагнитных волн и приеме сигналов, отраженных от границ раздела слоев зондируемой среды, имеющих различные электрофизические свойства. Такими границами раздела в исследуемых средах могут являться контакты между породами различного литологического состава, между сухими и влагонасыщенными грунтами - уровень грунтовых вод, между породой и материалом искусственного сооружения, между мерзлыми и тальми грунтами, между коренными и осадочными породами и т.д. (Владов, Старовойтов, 2004).

В подповерхностной георадиолокации распространение электромагнитных волн в геологической среде-диэлектрике описывается уравнениями Максвелла. На входе среды генерируется электромагнитный импульс, а на выходе среды приемной антенной воспринимается отклик среды – совокупность волн, отличающихся друг от друга временами пробега, интенсивностью и формой. В кинематических и динамических характеристиках этих волн содержится информация о среде. Для георадиолокации это двойные времена пробега электромагнитных волн до границы раздела сред с различной диэлектрической проницаемостью, информация о потерях, связанных с токами проводимости, информация о дисперсии фазовых скоростей в среде (Владов, Старовойтов, 2004).

Одними из наиболее важных параметров, характеризующих возможности применения георадиолокации в различных средах, являются удельное затухание и скорость распространения электромагнитных волн в среде, которые определяются ее электрическими свойствами. Удельное затухание определяет глубинность зондирования данного георадара, скорость распространения электромагнитных волн требуется для пересчета временной задержки отраженного импульса в глубину до отражающей границы.

Главным признаком для расчленения толщи искусственных или естественных слоев является их контраст по диэлектрической проницаемости. Для решения инженерных задач нужно установить связи между диэлектрической проницаемостью и интересующими нас

характеристиками вещества - литологией, влагонасыщенностью, агрегатным состоянием и т.д., что в каждом конкретном случае может быть сделано с помощью параметрических наблюдений, скважин, лабораторных измерений и т.д. (Владов, Старовойтов, 2004).

*Отражение, преломление, дифракция и затухание
электромагнитных волн в реальных средах*

Распространение электромагнитных при георадарных исследованиях рассматривается в рамках законов геометрической оптики соответственно для плоских волн на больших удалениях от источника и для сферических волн на малых удалениях от источника. Предполагается, что действуют принципы Ферма, Гюйгенса, Френеля и закон Снеллиуса, что в изотропной среде луч перпендикулярен фронту волны и возможны геометрические построения путей волн в среде с вычислением параметров среды по измеренным кинематическим и динамическим характеристикам записей волн (радарограмм) аналогично тому, как это делается в сейсморазведке.

Дифракция электромагнитных волн возникает тогда, когда электромагнитными волнами облучается отражающий объект, размеры которого меньше преобладающей длины волны. Каждая точка фронта волны является элементарным вторичным источником волн. На небольшой в сравнении с длиной волны поверхности объекта эти элементарные источники складываются, в итоге весь объект представляет собой вторичный источник электромагнитных волн в среде. Это чрезвычайно важное явление для георадиолокационных исследований, так как поиск локальных объектов сводится к поиску вторичных источников излучения на записях волновых картин, что дает возможность определить глубину залегания объекта и скорость распространения электромагнитных волн в среде над ним (Владов, Старовойтов, 2004).

Под затуханием электромагнитных волн обычно понимают общее уменьшение амплитуды зондирующего сигнала при прохождении его через среду до отражающей границы и обратно к приемнику. Затухание может быть вызвано отражением и преломлением на промежуточных границах, потерями, связанными с проводимостью среды и геометрическим расхождением фронта волны.

Геометрическое расхождение имеет значение на небольших удалениях от источника колебаний в первые длины волн, когда волну можно считать сферической и плотность потока энергии от источника убывает обратно пропорционально площади поверхности

фронта, а амплитуда убывает обратно пропорционально радиусу сферы или расстоянию до источника. На больших удалениях от источника радиус кривизны фронта позволяет фронт на площади в десятки квадратных метров считать плоским, и дальнейшим геометрическим расхождением можно пренебречь (Владов, Старовойтов, 2004).

Сверточная модель трассы, частотная характеристика среды

Георадиолокационная трасса в приемнике представляет собой результат операции свертки исходного зондирующего импульса с импульсной характеристикой среды в области времени, или спектр георадиолокационной трассы в приемнике представляет собой результат умножения спектра исходного зондирующего сигнала с частотной характеристикой среды в области частот. Среда рассматривается как четырехполюсник (устройство с двумя входами “+” и “-” и с двумя такими же выходами), на вход которого подается зондирующий сигнал. Зондирующий импульс обычно представляет собой 2-4 периода синусоиды с центральной частотой, соответствующей типу георадара и применяемых антенн. Частотная характеристика среды представляет собой характеристику фильтра низких частот, параметры которого определяются свойствами среды и факторами, влияющими на распространение волны (Владов, Старовойтов, 2004).

Задачи, решаемые с помощью георадара

Задачи, для решения которых применяется георадар, можно разделить на две группы с характерными методиками исследований, способами обработки, типами отображения объектов исследования в поле электромагнитных волн и представлениями результата.

1. Геологические, инженерно-геологические и гидрогеологические задачи

- а) картирование геологических структур - восстановление геометрии протяженных границ, поверхности коренных пород под рыхлыми осадками, уровня грунтовых вод, границ между слоями с различной степенью водонасыщения, поиск месторождений строительных материалов;
- б) определение свойств различных отложений по скорости распространения электромагнитных волн;
- в) определение толщины ледяного покрова;
- г) определение мощности водного слоя и картирование поддонных отложений;
- д) определение мощности зоны сезонного промерзания, оконтуривание областей вечной

мерзлоты, таликов;

2. Поиск локальных объектов, обследование инженерных сооружений

а) трубопроводов;

б) кабелей;

в) участков разреза с нарушенным естественным залеганием грунта - рекультивированных земель, засыпанных выемок;

г) погребенных отходов и захоронений;

д) подземных выработок, подвалов, карстовых и суффозионных провалов;

е) границ распространения углеводородных загрязнений;

ж) поиск скрытых нарушений в стенах наземных сооружений, шахт, тоннелей, в опорах и перекрытиях;

з) поиск нарушений, возникших в процессе строительства или эксплуатации в конструкции автомобильных и железных дорог, взлетно-посадочных полос аэродромов и т.д. (Владов, Старовойтов, 2004).

1.3.2. Электротомография

Удельное электрическое сопротивление

Удельное электрическое сопротивление (УЭС), измеряемое в омметрах (Ом·м), характеризует способность пород оказывать электрическое сопротивление прохождению тока и является наиболее универсальным электромагнитным свойством. Оно меняется в горных породах и рудах в очень широких пределах: от 10^{-3} до 10^{15} Ом·м. Для наиболее распространенных осадочных, изверженных и метаморфических горных пород УЭС зависит от минерального состава, физико-механических и водных свойств горных пород, концентрации солей в подземных водах и в меньшей мере от их химического состава, а также от некоторых других факторов (температуры, глубины залегания, степени метаморфизма и др.) (Хмелевской, 1997).

Удельное электрическое сопротивление минералов зависит от их внутрикристаллических связей. Для минералов-диэлектриков (кварц, слюды, полевые шпаты и др.) с преимущественно ковалентными связями характерны очень высокие сопротивления (10^{12} - 10^{15} Ом·м). Минералы-полупроводники (карбонаты, сульфаты, галоиды и др.) имеют ионные связи и отличаются высокими сопротивлениями (10^4 - 10^8 Ом·м). Глинистые минералы (гидрослюды, монтмориллонит, каолинит и др.) обладают

ионно-ковалентными связями и выделяются достаточно низкими сопротивлениями.

Рудные минералы (самородные, некоторые окислы) отличаются электронной проводимостью и очень хорошо проводят ток. Первые две группы минералов составляют "жесткий" скелет большинства горных пород. Глинистые минералы создают "пластичный" скелет, способный адсорбировать связанную воду, а породы с "жесткими" минералами могут насыщаться лишь растворами и свободной водой, т.е. той, которая может быть выкачана из породы.

Удельное электрическое сопротивление свободных подземных вод меняется от долей Ом·м при высокой общей минерализации до 1000 Ом·м при низкой минерализации. Химический состав растворенных в воде солей не играет существенной роли, поэтому по данным электроразведки можно судить лишь об общей минерализации подземных вод. Удельное электрическое сопротивление связанных вод, адсорбированных твердыми частицами породы, низкое и мало меняется (от 1 до 100 Ом·м). Это объясняется достаточно постоянной их минерализацией (3-1 г/л).

Так как поровая вода (свободная и связанная) отличается значительно более низким удельным электрическим сопротивлением, чем минеральный скелет большинства минералов, то сопротивление горных пород практически не зависит от его минерального состава, а определяется такими параметрами пород, как пористость, трещиноватость, водонасыщенность. С их увеличением сопротивление пород уменьшается за счет увеличения ионов в подземной воде. Поэтому электропроводность большинства пород является ионной (электролитической).

С ростом температуры на 40° сопротивление уменьшается примерно в 2 раза, что объясняется увеличением подвижности ионов. При замерзании сопротивление горных пород возрастает скачком, так как свободная вода становится практически изолятором, а электропроводность определяется лишь связанной водой, которая замерзает при очень низких температурах (ниже -50° С). Возрастание сопротивлений при замерзании разных пород различно: в несколько раз оно увеличивается у глин, до 10 раз - у скальных пород, до 100 раз - у суглинков и супесей и до 1000 и более раз - у песков и грубообломочных пород.

Несмотря на зависимость удельного сопротивления от множества факторов и широкий диапазон изменения у разных пород, основные закономерности УЭС установлены достаточно четко. Изверженные и метаморфические породы характеризуются высокими сопротивлениями (от 500 до 10000 Ом·м). Среди осадочных пород высокие сопротивления

(100 - 1000 Ом·м) у каменной соли, гипсов, известняков, песчаников и некоторых других. Обломочные осадочные породы, как правило, имеют тем большее сопротивление, чем больше размер зерен, составляющих породу, т.е. зависят, прежде всего, от глинистости. При переходе от глин к суглинкам, супесям и пескам удельное сопротивление изменяется от долей и первых единиц омметров к первым десяткам и сотням омметров (Хмелевской, 1997).

Метод электротомографии

Электротомография — это современное направление методов сопротивлений и вызванной поляризации, предназначенное для получения двумерных и трехмерных геоэлектрических разрезов из измерений, полученных на поверхности земли или в скважинах. Измеренными характеристиками могут служить как кажущееся сопротивление, так и отношение сигнала к току и кажущаяся поляризуемость. Ее особенностью является многократное использование в качестве питающих и измерительных одних и тех же фиксированных на профиле наблюдений положений электродов. Это приводит к уменьшению общего числа рабочих положений электродов при существенном увеличении плотности измерений по сравнению с обычным методом вертикальных электрических зондирований. Такой подход позволяет с одной стороны, работать с современной высокопроизводительной аппаратурой, а с другой стороны, применять эффективные алгоритмы моделирования и инверсии. Интерпретацию данных электротомографии проводят в рамках двумерных и трехмерных моделей. Это принципиально расширяет круг решаемых электроразведкой задач, за счет исследования сред, значительно отличающихся от «классических» горизонтально-слоистых (Бобачев и др., 2006).

Для метода электротомографии характерна высокая плотность наблюдений, необходимая для двумерной интерпретации. Небольшой, в сравнении с методом ВЭЗ, диапазон разносов, ограничивает интервал изучаемых глубин.

Разрешающая способность (т.е. количество деталей геоэлектрического разреза, устойчиво проявляющихся в электрическом поле) и, соответственно, качество интерпретации данных электротомографии тесно связано с числом и плотностью измерений на одном профиле. Их число обычно достигает первых тысяч, поэтому вопрос о производительности полевых измерений имеет принципиальное значение и во многом определяет возможность практического использования этого метода. Для достижения

максимальной эффективности при проведении полевых работ применяется специальная аппаратура с программируемой автоматической коммутацией электродов (многоэлектродная аппаратура).

В многоэлектродной аппаратуре используется большой набор электродов (обычно от 48 до 96 штук), соединенных в виде электроразведочной косы. Каждый электрод может использоваться не только как приемный, но и как питающий. Таким образом, один раз установив и подключив электроды, можно провести весь комплекс профильных измерений (Бобачев и др., 2006).

Применение электротомографии целесообразно при всех детальнх (масштаб 1:2000 и крупнее) геофизических исследованиях – при инженерно-геологических и гидрогеологических изысканиях, изучении геологического разреза на малых и средних глубинах при поисках и разведке полезных ископаемых, а также в менее традиционных областях применения малоглубинной геофизики – изучении археологических памятников, решении геоэкологических и других задач.

1.4. Методика обработки результатов

Полученные данные обрабатывались в программах GeoScan32 (георадиолокация), RES2DINV и ZondRes2d (электротомография).

1.4.1. GeoScan32

Данные георадиолокации обрабатывались в программе **GeoScan32**, которая предназначена для управления прибором подповерхностного зондирования (георадаром), а также для последующей обработки и визуализации получаемой в процессе зондирования информации (Программа управления Георадаром "ОКО-2", 2009).

Для определения диэлектрической проницаемости в программе используется инструмент «Гипербола». Он позволяет рассчитать диэлектрическую проницаемость, используя отражение от локального объекта. Рассчитанное значение диэлектрической проницаемости является усредненной величиной диэлектрической проницаемости слоев, входящих в область, располагающуюся над объектом.

Для точного определения глубины залегания объектов необходимо правильно установить начало шкалы глубин, т.е. привязать ноль к поверхности среды. Для этого горизонтальная визирка устанавливается на первый переход через ноль в прямом сигнале.

Огромный динамический диапазон (около 90дБ) данных, получаемых георадаром, делает невозможным зрительный анализ неизменного сигнала. Для уменьшения динамического диапазона используются различные алгоритмы выравнивания амплитуд сигнала. Слабые сигналы усиливаются, но так, чтобы не слишком искажались характерные черты профиля. Простым инструментом выравнивания сигналов служит регулятор коэффициента усиления. Для тонкой индивидуальной настройки усиления требуется использование панели «Изменение усиления» (рис. 1). Кривая усиления, нарисованная красным цветом, представляет ряд коэффициентов усиления в количестве равном количеству отсчетов профиля. Для выравнивания сигнала каждый отсчет трассы в соответствии со своим порядковым номером умножается на соответствующий коэффициент усиления. Обычно уровень сигналов на трассе падает с ростом глубины, тогда для компенсации этого ослабления сигнала используют возрастающую последовательность коэффициентов усиления.

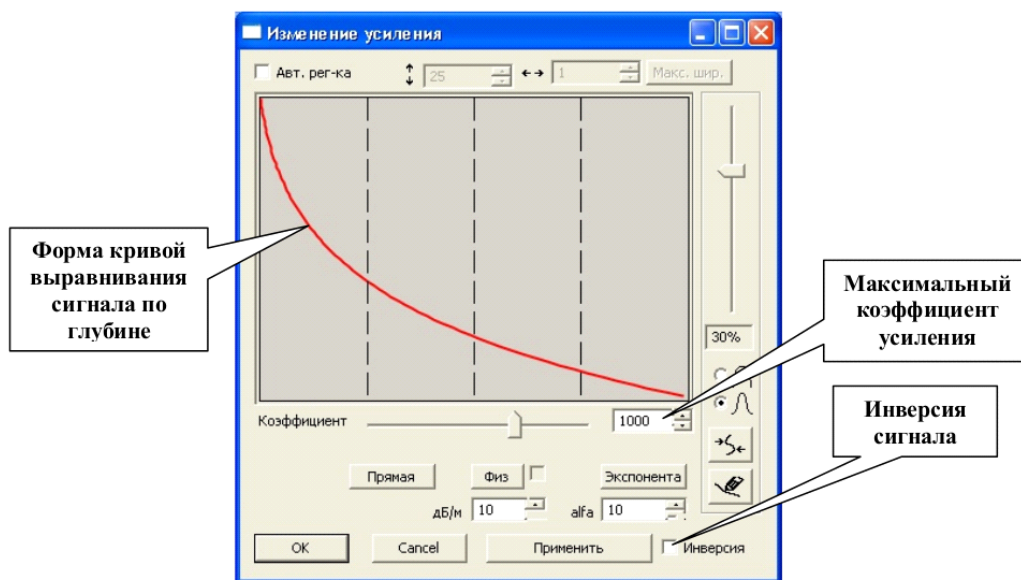


Рисунок 1. Панель инструментов «Изменение усиления»

Изменить рельеф профиля можно путем применения таблицы высот, которая создается отдельным текстовым файлом в виде таблицы. В первом столбце указывается номер пикета (отметки через каждые 100 м). Во втором столбце пишется расстояние от указанного пикета до трассы. В третьем столбце указывается высота (поправка по Z) для данной трассы. Для применения таблицы к радарограмме нужно выбрать пункт «Таблица высот» в меню «Правка» и открыть текстовый файл с таблицей. После этого требуется активировать опцию «Учет координаты Z».

Математическая обработка данных

Вычитание среднего используется для удаления постоянной составляющей сигнала, позволяет вычитать сигнал прямого прохождения, который обычно не несет полезной информации, или помехи в форме протяженных горизонтальных полос. Принцип этой обработки состоит в том, что вычисляется среднее арифметическое группы отсчетов, находящихся на одной горизонтали. Затем эта величина вычитается поочередно из каждого отсчета этой горизонтали. Количество отсчетов определяется параметром «Окно вычитания». При уменьшении окна в результате обработки ослабятся протяженные в горизонтальном направлении объекты. Чем меньше значение параметра «Окно вычитания», тем сильнее будут ослаблены объекты с небольшим горизонтальным размером. Если размер «Окна вычитания» установить равным нулю, то будет производиться вычитание глобального среднего.

«Полосовой фильтр» (рис. 2) служит для исключения выделенной полосы частот из общего спектра радарограммы и применяется для удаления различных помех и шумов. Визирки f_1 и f_2 определяют верхнюю и нижнюю границу фильтрации. Если визирка f_1 расположена левее f_2 , осуществляется полосовая фильтрация, иначе – режекторная (Программа управления Георадаром "ОКО-2", 2009).

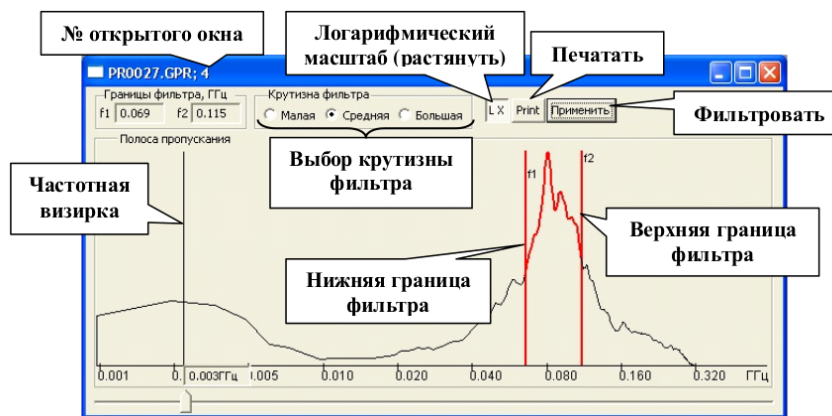


Рисунок 2. Спектр профиля

Послойная интерпретация профилей

Часто при работе с георадаром выделяются достаточно протяженные и однородные зоны, которые можно представить как слои, имеющие определенные индивидуальные

величины скорости распространения электромагнитных волн, которая определяется диэлектрической проницаемостью среды. Если мы знаем диэлектрическую проницаемость в некоторой точке слоя, то можем применить её для всего слоя целиком. Это позволяет привести изображение георадарного профиля в соответствие его геометрическим размерам. В программе GeoScan32 предусмотрен отдельный режим, позволяющий рисовать слои на профиле и изменять их свойства (Программа управления Георадаром "ОКО-2", 2009).

1.4.2. ZondRes2d

При решении прямой и обратной задачи в программе ZondRes2d используется математический аппарат метода конечных элементов, дающий лучшие результаты по сравнению с сеточными методами (Deu, Morrison, 1979; Lowry et al., 1989). Для решения обратной задачи (инверсии) используется метод наименьших квадратов с регуляризацией. Регуляризация повышает устойчивость решения и позволяет получить более гладкое распределение сопротивления или поляризуемости в среде (Constable et al., 1987).

Для начала работы с программой «ZONDRES2D» необходимо создать файл данных определенного формата, содержащий информацию о координатах электродов, топографии и результаты измерений. После создания файла данных «*.Z2D» или файла данных другого поддерживаемого формата его следует загрузить с помощью соответствующего пункта меню. При успешной загрузке файла появляется диалог настройки стартовой модели, в котором предлагается выбрать параметры сети и удельное сопротивление и поляризуемость вмещающей среды. Эта модель является стартовой и при инверсии данных (Программа двумерной интерпретации ZONDRES2D, 2014).

Подготовка данных для инверсии включает в себя следующий набор процедур (по необходимости): оценка качества полевых данных, удаление некачественных измерений, присваивание измерением веса в зависимости от их качества, совмещение нескольких расстановок в один профиль, фильтрация данных, ввод топографической информации.

После загрузки файла данных и настройки стартовой модели следующим шагом необходимо выбрать тип инверсии и настроить параметры. Существуют различные алгоритмы инверсии:

- Smoothness constrained – инверсия по методу наименьших квадратов с использованием сглаживающего оператора. В результате применения этого алгоритма получают гладкое (без резких границ) и устойчивое распределение

параметров.

- **Ossam** – инверсия по методу наименьших квадратов с использованием сглаживающего оператора и дополнительной минимизацией контрастности (Constable et al., 1987). В результате применения этого алгоритма получают наиболее гладкое распределение параметров. Степень гладкости результирующей модели прямо пропорциональна значению Smoothness factor.
- **Marquardt** – классический алгоритм инверсии по методу наименьших квадратов с регуляризацией дампирующим параметром (Ridge regression) (Marquardt, 1963). При малом количестве параметров разреза, алгоритм позволяет получать контрастную модель среды.
- **Focused** – инверсия по методу наименьших квадратов с использованием сглаживающего оператора и дополнительной фокусировкой контрастности (Portniaguine, Zhdanov, 1999). В результате применения этого алгоритма получают кусочно-гладкое распределение параметров, то есть модель, состоящую из блоков, имеющих постоянное сопротивление.
- **Blocks** – подбор параметров отдельных областей, различающихся по сопротивлению. Области с одинаковым сопротивлением рассматриваются как единые блоки.

1.4.3. RES2DINV

Программа RES2DINV автоматически находит двумерную (2-D) модель сопротивления среды для данных, полученных с помощью томографических методик (Griffiths, Barker, 1993). Двумерная 2-D модель, используемая программой инверсии, состоит из ряда прямоугольных блоков, как показано на рисунке 3. Расположение блоков слабо связано с распределением точек на псевдоразрезе. Распределение и размер блоков автоматически генерируются программой, так что число блоков обычно не превышает числа точек измерения. Съемка обычно выполняется с такой системой наблюдений, в которой электроды расположены вдоль линии с постоянным шагом между электродами.

ARRANGEMENT OF MODEL BLOCKS AND APPARENT RESISTIVITY DATUM POINTS

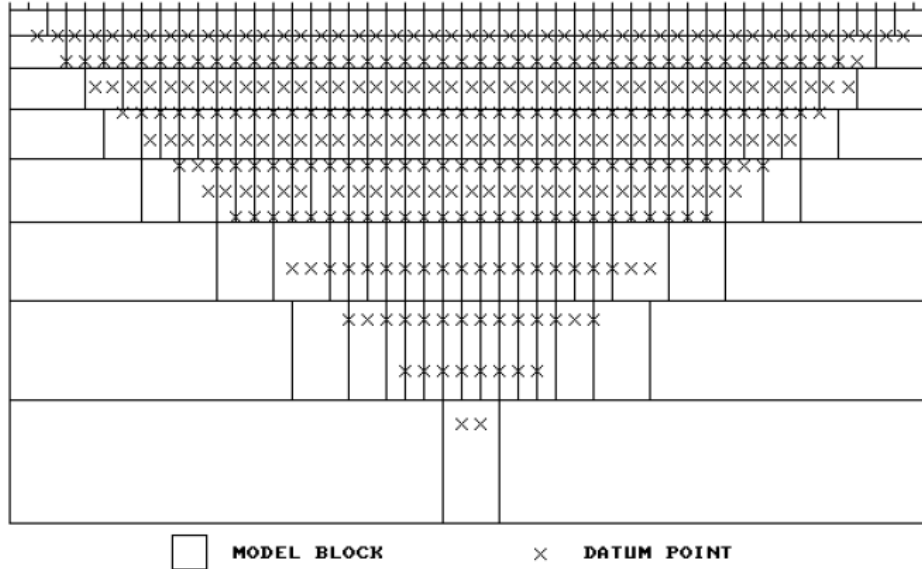


Рисунок 3. Расположение блоков, используемых в модели вместе с точками записи на псевдорезе

Подпрограмма прямой задачи используется для расчета значений кажущегося сопротивления, а метод нелинейной оптимизации на основе наименьших квадратов используется для осуществления инверсии (Constable et al., 1987; Loke, Barker, 1996). Программа может работать как с методом конечных разностей, так и конечных элементов для расчета прямой задачи. Эта программа может использоваться для наблюдений с установками Веннера, двухэлектродной, дипольной осевой, трехэлектродной, Веннера - Шлюмберже и дипольной экваториальной. В дополнение к обычным, программа поддерживает и нестандартные установки, с почти неограниченным числом возможных расположений электродов.

Процедура инверсии используемая программой основана на smoothness-constrained (с ограничениями гладкости) методе наименьших квадратов (Constable et al., 1987, Sasaki, 1992). Может быть также использована новая реализация метода наименьших квадратов, основанная на квази-Ньютоновском методе оптимизации (Loke, Barker, 1996). Цель работы программы состоит в определении сопротивлений прямоугольных блоков, дающих псевдорез кажущихся сопротивлений, совпадающий с практическими измерениями.

Программа имеет набор predetermined установок для факторов затухания и других переменных, которые обычно дают удовлетворительные результаты для

большинства наборов данных. Однако в некоторых ситуациях модификация параметров инверсии позволяет получить лучшие результаты.

Changing the program settings (Изменение установок программы). INVERSION DAMPING PARAMETERS (Параметры регуляризации инверсии).

Change of damping factor with depth – Изменение параметра регуляризации с глубиной. Так как разрешение метода сопротивлений с глубиной экспоненциально уменьшается, то параметр регуляризации используемый в инверсии методом наименьших квадратов обычно возрастает с каждым более глубоким слоем. Это делается для стабилизации процесса инверсии. Обычно параметр регуляризации возрастает в 1.05 раз для следующего слоя, но вы можете изменить эту величину.

Limit range of model resistivity – Предельный диапазон сопротивлений модели. Эта опция позволяет ограничить диапазон сопротивлений, которые может дать процедура инверсии. Программа использует мягкие пределы, что позволяет действительным значениям сопротивления модели в некоторой степени переходить эти пределы. Однако эта опция поможет избегать чрезвычайно малых или больших значений сопротивлений, которые физически нереальны.

Vertical to horizontal flatness filter ratio (отношение вертикальной и горизонтальной характеристик фильтра). По умолчанию один и тот же параметр регуляризации используется для обоих. Однако, если аномалии на псевдоразрезе вытянуты по вертикали, вы можете заставить программу создать модель с удлинением по вертикали путем выбора отношения побольше (например, 2.0) для отношения вертикальной и горизонтальной характеристик фильтра. Для аномалий вытянутых по горизонтали выберите меньшее значение (например, 0.5).

Группа опций INVERSION PROGRESS (Прогресс инверсии) контролирует ход инверсии, который выбирает подпрограмма инверсии при работе с данными.

Number of iterations (число итераций) - Эта опция позволяет пользователю установить максимальное число итераций для процедуры инверсии. По умолчанию максимальное число итераций равно 5. Для большинства наборов данных это бывает достаточно. Когда процедура инверсии достигает этого предела, она спрашивает пользователя о дополнительном числе итераций, если он хочет продолжить процесс инверсии (Шевнин, 2001).

Inversion options (Опции инверсии). Least-squares inversion (инверсия методом наименьших квадратов). – Эта опция запускает инверсию МНК.

Группа опций INVERSION METHODS позволяет выбрать тип регуляризованной инверсии для использования:

- Include smoothing of model resistivity values (включить сглаживание модели сопротивлений).
- Use combined inversion method (использование комбинированного метода инверсии) – Эта опция предназначена для необычных ситуаций, когда значения чувствительности к блокам модели сильно искажены большими перепадами сопротивлений.
- Select robust inversion (выбор устойчивой инверсии) – Эта опция позволяет выбрать устойчивый метод или метод блочной инверсии. Этот метод следует использовать, когда ожидается наличие резких границ. Choose logarithm of apparent resistivity (Выбор логарифмов кажущихся сопротивлений). – По умолчанию, при выполнении инверсии программа использует логарифмы кажущихся сопротивлений в качестве входных параметров. В большинстве случаев это дает наилучшие результаты. В некоторых случаях, например с отрицательными или нулевыми кажущимися сопротивлениями этот путь невозможен. Тогда эта опция даст возможность использовать в подобных ситуациях сами значения кажущегося сопротивления.
- Jacobian matrix calculation (Расчет матрицы Якоби).

Topographical modelling (Топографическое моделирование). Если вдоль профиля измерений есть заметный рельеф, то его влияние можно рассчитать, если известны вертикальные и горизонтальные координаты отдельных точек рельефа по профилю. Когда программа считывает файл данных с рельефом, она автоматически выбирает метод конечных элементов, который включает рельеф в используемую сетку моделирования (Шевнин, 2001).

Displaying the inversion results (Визуализация результатов инверсии). В этой опции вы можете прочитать входной файл данных или выходной файл, полученный после инверсии, и визуализировать измеренный и рассчитанный псевдорезрезы кажущегося сопротивления и модельный разрез. В этой опции вы можете менять шаг изолиний, используемый для рисовки псевдо- и инверсионных разрезов, вертикальный масштаб разрезов, и включать рельеф в модельный разрез.

Save data in SURFER format (Сохранение данных в формате SURFER) – эта опция сохраняет данные и модельный разрез в формате SURFER.

Display data and model sections (Визуализация разрезов данных и модели). – опция для визуализации на экране псевдоразреза и модельного разреза.

Include topography in model display (Включение рельефа в модельный разрез) – Если инверсия результатов была проведена с учетом рельефа, то можно включить рельеф в модельный разрез, изображая блоки модели относительно рельефа (Шевнин, 2001).

ГЛАВА II. Юго-восточное Приладожье

2.1. Геологическое строение района работ

2.1.1. Стратиграфия

Район исследования расположен на юго-восточной окраине Балтийского кристаллического щита в области малых мощностей осадочного покрова северной окраины Русской платформы. В геологическом строении района принимают участие складчатые метаморфизованные осадочные и магматические образования архея и протерозоя, а также горизонтально залегающие толщи осадков позднего протерозоя, девона и перекрывающие их четвертичные отложения (Объяснительная записка, 1977).

Наиболее древними породами кристаллического фундамента являются образования архея, которые представлены амфиболитами, амфиболовыми и биотитовыми сланцами общей мощностью более 500 м.

Отложения нижнего протерозоя мощностью около 290 м представлены сортавальской и ладожской сериями, сложенными биотитовыми, гранат-биотитовыми, кордиерито-биотитовыми, амфибол-биотитовыми и амфибол-диопсидовыми графитистыми сланцами и мигматизированными амфиболитами с вкрапленностью сульфидов, а также петрозаводской и шокшиской свитами, которые сложены кремнисто-серицитовыми микросланцами, алевролитами, аргиллитами и кварцевыми песчаниками.

Вендские отложения представлены глинами, песчаниками, алевролитами, конгломератами и гравелитами редкинского и котлинского горизонтов общей мощностью до 250 м.

К образованиям девона относятся аматский, гауйский, саргаевский и семилукинский горизонты, сложенные песками, песчаниками, алевролитами, глинами и доломитизированными известняками мощностью до 70 м. (Объяснительная записка, 1977).

Четвертичные отложения района представлены плейстоцен-голоценовой толщей. В основании разрезов в долинах рек юго-восточного Приладожья вскрывается морена, перекрытая ленточными глинами. Кровля глин глубоко размыта, местами на ней залегают прослои или линзы гравия и гальки до 0,5 м мощностью. Вышележащая толща представляет собой две бассейновые алевропесчаные пачки, разделенные слоем торфа или погребенной

почвой. Нижняя пачка в долинах рек Свирь и Оять на отметках до 9–10 м абс. высоты представлена среднезернистыми косо- и горизонтальнослоистыми песками или переслаиванием светло-коричневых мелкозернистых песков и алевритистых песков общей мощностью до 3,0 м. Иногда в ее верхней части залегает слой зеленовато-серых неяснослоистых алевритов с гиттией или погребенными гидроморфными почвами общей мощностью до 0,5 м. На отметках более 10 м абс. высоты нижняя терригенная пачка представлена грубозернистыми песками с гравием и галькой. Верхняя бассейновая пачка связана с позднеголоценовой ладожской трансгрессии и слагает регионально распространенную 10-метровую террасу. Эта пачка представлена мелко- среднезернистыми озерными песками, в том числе косослоистыми песками береговых валов, а также алевритами и гиттиями эстуарных фаций. Мощность верхней бассейновой пачки изменяется от первых метров до более 10 м в пределах главного берегового вала ладожской трансгрессии (Бискэ и др, 2009).

2.1.2. Геоморфология

Современный рельеф района в общих чертах повторяет поверхность дочетвертичных отложений, преобразованный ледниковой аккумуляцией и экзарацией, неотектоническими движениями, озерно-ледниковой и озерной абразией и аккумуляцией, речной эрозией и процессами выветривания. Погребенный рельеф возник в результате длительной континентальной денудации и тектонических движений, которые привели к формированию структурно-денудационных равнин, структурно-денудационных возвышенностей и плато. (Объяснительная записка, 1977).

На рассматриваемой территории, имеющей равнинный характер с абсолютными отметками от 10 до 240 м, выделяются Приладожская низина и Олонецкая возвышенность. Приладожская низина имеет двухступенчатое строение и наклон на юго-запад к Ладожскому озеру. Низина разделена двумя террасами, четко выраженными в рельефе уступом, на плоскую заболоченную равнину шириной 15-20 км, имеющую абсолютные отметки до 20 м, и волнистую равнину шириной 12-15 км с абсолютными отметками 20-40 м. К северо-востоку рельеф плоский полого волнистый, переходящий в полого холмистый, местами холмисто-моренный и грядово-холмистый. Абсолютные отметки меняются от 40 до 150-180 м, относительные превышения составляют 10-15 м, достигая 30 м. (Объяснительная записка, 1977).

Денудационно-тектоническое плато выделяется на участке Олонецкой возвышенности, к структурно-денудационным равнинам приурочены озерно-ледниковые и озерные равнины, с возвышенностями связаны современные формы моренного рельефа, эрозионные долины выражаются в ложбинах стока ледниковых вод.

К эрозионным долинам, на значительных участках погребенным, частично приурочены русла современных рек Ояты, Паши, Кондеги, Свири и Капши. Абсолютная отметка дна долины Пра-Свири - минус 71 м - находится в районе г. Лодейное поле.

Аккумулятивные образования ошашковского оледенения представлены моренными равнинами (развиты на левобережье Паши, на междуречье Паши и Капши, Ояты и Шамокши) и областями холмисто-моренного рельефа (районы р. Капши и оз. Савозера). С действием талых ледниковых вод связан абразионно-аккумулятивный водно-ледниковый рельефа (камы, зандры, древние дельты, озерно-ледниковые равнины). Камовый рельеф наблюдается по обоим берегам Ояты у пос. Алеховщина, в районе оз. Савозера на водоразделе Ояты и Капши. (Объяснительная записка, 1977).

Значительную часть рассматриваемого района занимает озерно-ледниковая равнина, сложенная преимущественно песками, реже глинами, суглинками и супесями. Для нее характерна однообразная плоская или слабоволнистая поверхность с абсолютными отметками 20-120 м, относительными превышениями 0,3-3 м и уклоном на запад и северо-запад в сторону Ладожского озера. Равнина образована в результате деятельности обширного приледникового озера, на ней развиты пологие абразионные уступы высотой 3-20 м с абсолютными отметками подошвы 110, 100, 90, 80, 70, 60, 50, 40, 30, 25 и 20 м. Они отражают уровни спада приледникового озера и его распространение.

На рассматриваемой территории развиты береговые валы, образующие несколько прерывистых рядов и вытянутые параллельно современному берегу Ладожского озера. Они имеют длину от 0,2 до 6 км, высоту 0,5-2,5 м, ширину 15-50 м, пологие склоны, плоские или слабоволнистые вершины с абсолютными высотами 10-20 м.

2.2. Постановка проблемы

На геологическую историю реки Свирь в позднем плейстоцене – голоцене повлияли палеогеографические события регионального масштаба, главными из которых являются прорыв вод из Онежского приледникового озера в ладожский плес Балтийского ледникового озера (БЛО) с последующим формированием современной речной сети, а

также трансгрессивно-регрессивные перемещения береговых линий разновозрастных ладожских палеобассейнов (Демидов, 2005; Демидов, 2006). В голоценовое время Ладожское озеро испытало две трансгрессивные фазы развития, которые проникали в район г. Лодейного поля (Шитов, 2007). Раннеголоценовая трансгрессивная фаза с подъемом воды до отметок более 10 м абс. высоты, против современных 5 м, завершилась к началу атлантического времени. Позднеголоценовая фаза, так называемая ладожская трансгрессия, началась около 5 тыс. л.н. и достигла максимума (более 14 м абс. высоты) около 3 тыс. ¹⁴C л.н. В ходе этих событий уровни различных палеобассейнов достигали близких высотных отметок (Марков, 1949). Это привело к пересечению древних береговых линий различных палеобассейнов, что существенно затрудняет палеогидрологическую интерпретацию геологических и геоморфологических данных. Поэтому для выявления геологических тел, связанных с тем или иным палеогидрологическим событием и реконструкции последовательности этих событий, необходимо знание особенностей погребенного рельефа, а также формы и характера залегания стратифицированных толщ. Этот подход был реализован на основе использования геолого-геофизических методов.

Район исследования расположен на левом и правом берегах р. Свирь ниже г. Лодейное Поле (рис. 4). Одним из объектов исследования был выбран участок «Лахтинский залив», так как под береговым валом, перегораживающим его, предполагалось обнаружить древнее русло реки Свирь. Целью исследования являлось установление геологического строения берегового вала и погребенного под ним древнего русла реки Свирь.

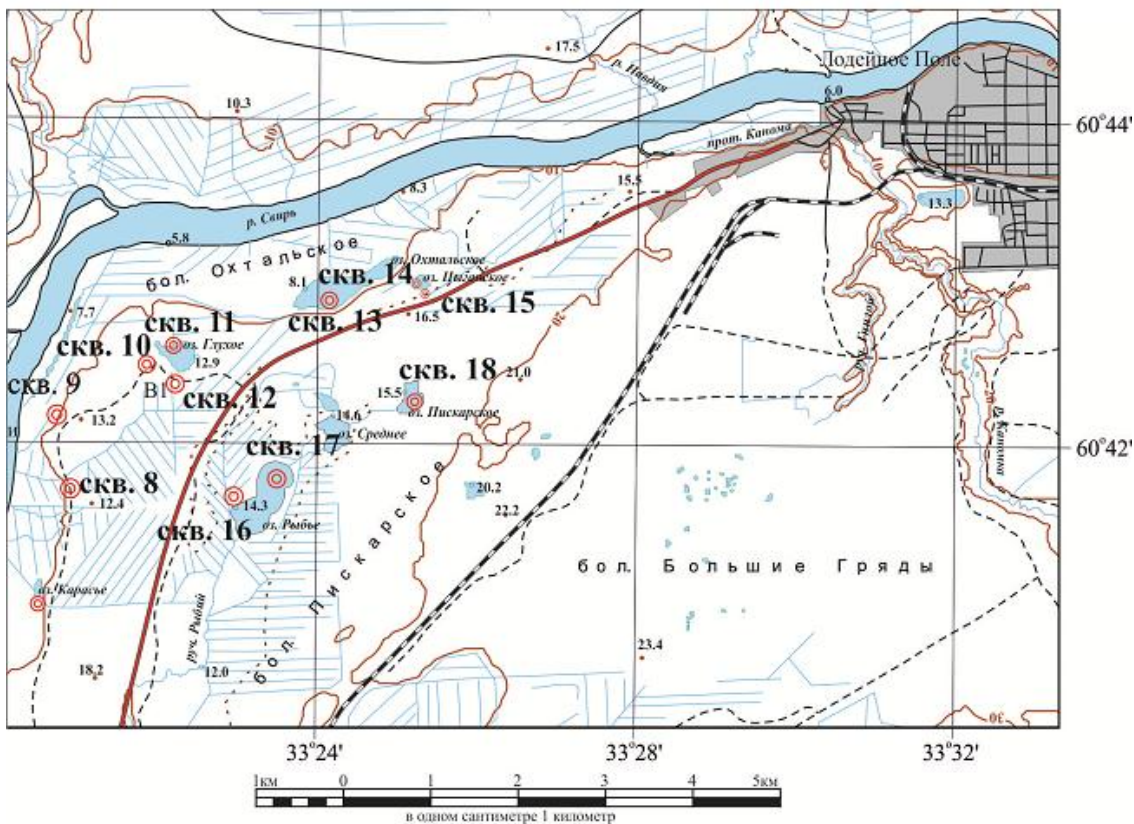


Рисунок 4. Схемы района работ. I - участок «Лахтинский залив»

Другими объектами исследования стали малые озера, изучение генезиса котловин которых также позволяет получить информацию, необходимую для реконструкции геологической истории региона. В районе исследования на правом берегу р. Свирь распространена наклоненная к северо-западу в сторону Свири террасированная равнина. Нижняя терраса с тыловым швом на отметке около 10 м абс. высоты имеет региональное распространение и после работ К.К. Маркова (Марков, 1949) надежно связывается с позднеголоценовой ладожской трансгрессией; в пределах этой террасы расположено оз. Охтальское.

Озера Цыганское и Глухое имеют урез воды 12–13 м и расположены на поверхности террасы, площадка которой имеет отметки 12–15 м абс. высоты. К востоку и юго-востоку от этих озер на ее поверхности фиксируется гряда относительной высотой до 5 м (абс. отметки до 20 м), которая протягивается в виде дуги параллельно современному руслу р. Свирь. Образование указанной террасы, согласно А.В. Воробьевой (Воробьева и др., 2017), вероятно, связано с прорывом р. Свирь и возникновением долинного зандра, прирусловой вал которого и образует гряду. За ней располагается терраса с отметками площадки от 15–20 до 30 м абс. высоты. В ложбине этой террасы расположена цепочка озер: Пискарьское, Среднее и Рыбье.

2.3. Методика исследования и фактический материал

2.3.1. Лахтинский залив

Комплекс геофизических методов, включающих георадиолокацию, ВЭЗ, электротомографию и сейсморазведку КМПВ, положительно зарекомендовал себя для изучения четвертичных толщ в ходе инженерно-геофизических изысканий, археологических работ и других малоглубинных исследований (Борисик и др., 2009; Полицина и др., 2014).

Полевые геофизические работы на территории Нижне-Сви́рского государственного природного заповедника на участке «Лахтинский залив» впервые проводились в сентябре 2015 г. В ходе них методами георадиолокации, электротомографии и сейсморазведки КМПВ было картировано погребенное древнее русло реки Свирь, на месте которого сейчас проходит береговой вал, перегораживающий Лахтинский залив. Береговой вал хорошо

выражен в рельефе местности - абсолютные отметки на гребне вала достигают 17 м. В сентябре 2016 года на данном участке были проведены вертикальные электрические зондирования и взяты пробы бурением, что позволило более детально расчленить разрез.

Работы проходили под руководством В.И. Кашкевича в рамках научно-исследовательской практики по четвертичной геологии Института наук о Земле СПбГУ, руководителем которой является М.В. Шитов, на учебно-научном полигоне базы «Свирь». Геологическая часть исследований была проведена в 2012–2013 гг. при полевых работах подпорожского отряда тематической комплексной партии ОАО «Севзапгеология» под руководством А.А. Потаповича, в ходе которых на акватории Лахтинского залива торфяным буром были пройдены 7 скважин. По образцам из них получены 6 ¹⁴C-датировок (лаборатория СПбГУ, Х.А. Арсланов).

Используемая геофизическая аппаратура включала в себе георадар «ОКО-2» с антенной АБ-150 (центральная частота 150 МГц), многоэлектродную электроразведочную станцию «Скала-48» и сейсморазведочную станцию «Лакколит 24-М3». Данные обрабатывались в программах GeoScan32, ZondRes2D, ZondST2D и Surfer.

Априорная информация о строении исследуемого русла предполагала применение электроразведочных методов (электротомография, ВЭЗ), т.к. под высокоомными речными песчаными отложениями ожидалось наличие проводящих глинистых пород: ленточных глин БЛО, перекрывающих тилл Осташковского оледенения. Также перспективным выглядело применение сейсморазведки КМПВ для прослеживания преломляющей границы между рыхлыми песками и плотными нижележащими отложениями. В качестве вспомогательного метода для изучения самой верхней части разреза в комплекс работ включили георадиолокацию. Геофизические профили протяженностью 815 м проходили по гребню берегового вала вкрест простирания предполагаемой погребенной долины. Вдоль профилей был проложен нивелирный ход, привязка точек осуществлялась с помощью GPS.

В августе 2017 года под руководством П.А. Рязанцева (КарНЦ РАН) были проведены более масштабные георадиолокационные исследования, уточнившие и расширившие наши представления о геологическом строении данной территории. Общая протяженность георадарных профилей превысила 8 км (рис. 5).

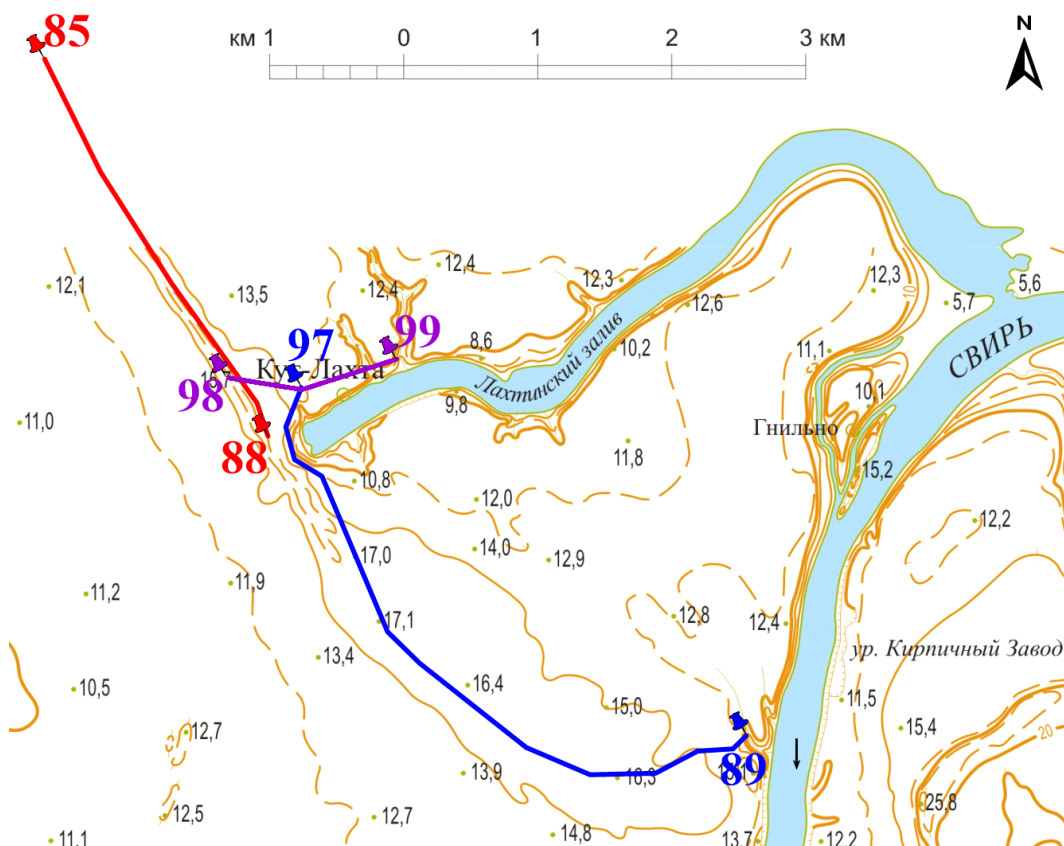


Рисунок 5. Рельеф участка «Ляхтинский залив» с вынесенными профилями георадиолокации. Цифрами обозначены номера GPS-точек начала и конца профилей

2.3.2. Малые озера

В ходе полевых работ 2012–2013 гг. отрядом ОАО «Севзапгеология» под руководством А.А. Потаповича для уточнения стратиграфии и геохронологии позднеледниковых и голоценовых отложений района на акватории озер Охтальское, Цыганское, Рыбье и Глухое при помощи торфяного бура были отобраны четыре колонки донных отложений, представленных сапропелями, супесями, в том числе карбонатными и подсапропелевыми торфяниками; на побережьях озер были пройдены 7 скважин ручного бурения глубиной до 20 м. В 126 образцах были определены ископаемые споры и пыльца палинологами Э.С. Плешивцевой и Л.В. Филимоновой, по базальным слоям сапропелей в лаборатории им. Кёппена было получено пять радиоуглеродных датировок. Предварительное палиностратиграфическое расчленение разрезов производилось Э.С. Плешивцевой, Л.В. Филимоновой и М.В. Шитовым.

Озера расположены на различных гипсометрических отметках и, как предполагалось при постановке работ, отличаются возрастом образования озерных котловин и характером

связи с различными палеобассейнами. Для выявления изменений условий седиментации в этих озерах на протяжении позднеледниковья – голоцена А.В. Воробьевой были изучены донные отложения при помощи литологических методов, включавших определение гранулометрического состава терригенной составляющей илов, гигроскопической влажности и потерь при прокаливании при 550 °С и 900 °С. А.В. Воробьевой и А.С. Гладышевой были проведены геолого-геоморфологические маршруты между озерами, а в ур. Каннома в береговом обрыве р. Свирь в серии расчисток был описан опорный разрез протяженностью около 100 м.

Судя по этим данным, озерные котловины образовались еще в аллереде, причем имеются признаки принципиально различного генезиса озерных котловин, находящихся на расстоянии не более 2 км друг от друга в несколько различных геоморфологических условиях. Для установления максимальных мощностей и полноты разрезов, выявления морфологии подиловой поверхности и уточнения генезиса озерных котловин в феврале 2016 г. под руководством В.И. Кашкевича со льда озер Цыганское, Глухое и Рыбье были проведены георадиолокационные и электротомографические работы. При проведении геофизических работ использовались георадар «ОКО-2» с антенной АБ-150 (центральная частота 150 МГц) и электроразведочная аппаратура «Скала-48», полученные материалы были обработаны с использованием программ GeoScan32 и ZondST2D.

Качество получаемых георадарных данных при зимних работах на озерах сильно зависит от состояния льда. Для георадиолокационных работ больше подходят холодные зимы без оттепелей, так как в таком случае не будет образовываться многослойный оттаявший и снова замерзший лед, который является причиной ревербераций. Также многократные переотражения, из-за которых сильно теряется полезный сигнал, образуются при наличии слоя воды на поверхности льда. Для получения данных лучшего качества в августе 2017 г под руководством П.А. Рязанцева были проведены повторные георадиолокационные работы с воды озер Цыганское и Глухое.

2.4. Результаты и их обсуждение

2.4.1. Лахтинский залив

Геофизические исследования

С помощью сейсморазведки КМПВ на глубине от 2 до 3 метров была прослежена преломляющая граница между мелкозернистыми хорошо сортированными сухими песками и подстилающими влагонасыщенными алевритистыми песками с растительным детритом. Скорости в верхнем и нижнем слоях составляют 0,25 км/с и 1,58 км/с соответственно. Обработка данных показала, что для данной среды более характерны не четкие границы, а градиентная модель, поэтому данные были также обработаны методом сейсмической томографии (рис. 6). Глубинность, требуемую для картирования погребенной долины, сейсморазведка не обеспечила в силу, прежде всего, палеоморфологических условий, а именно, наличия крутопадающих границ в бортах погребенного русла. Электротомография также дала недостаточную глубинность, возможно, из-за состава отложений, заполняющих палеорусло, градиентных по электрическим свойствам. Граница песков ладожской трансгрессии и ленточных глин выделилась только в бортах погребенного русла.

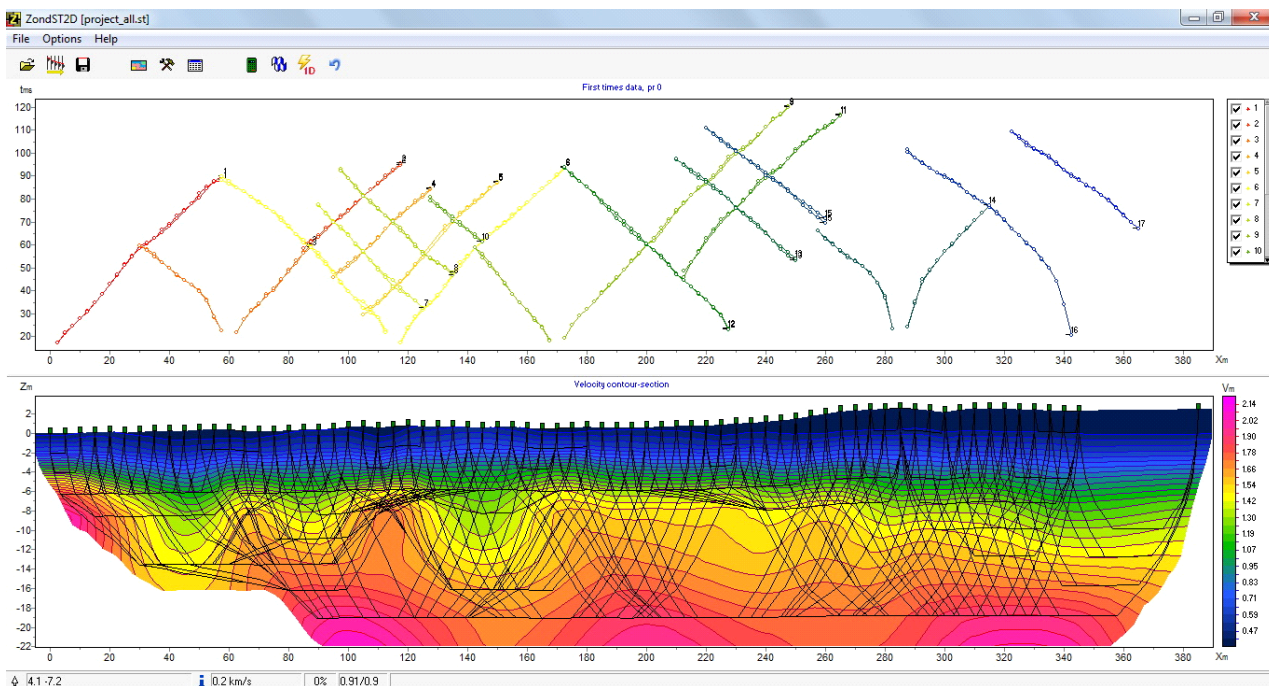


Рисунок 6. Результаты обработки методом сейсмической томографии

Наиболее информативным геофизическим методом оказалась георадиолокация, с помощью которой был получен разрез, отличающийся высокой детальностью волновой картины и исключительно высокой глубиной — до 25 м. Этот феномен объясняется аномально высокими значениями сопротивления песков ладожской трансгрессии. На рисунке 7 представлен георадарный разрез с вынесенными на него данными бурения, радиоуглеродными датировками, полученными на акватории Лахтинского залива, и геологической интерпретацией. На радарограмме отчетливо видны два глубоких вреза, выработанных в ленточных глинах, больший из которых представляет собой погребенное древнее русло Свири – продолжение Лахтинского залива, а меньший (второе русло) полностью погребен и не выражается в современном рельефе. В верхней части разреза выделяется береговой вал.

Результаты ВЭЗ хорошо согласуются с данными георадиолокации (рис. 8). По ним выделяется верхний комплекс, который можно сопоставить с отложениями берегового вала. По данным электроразведки этот слой представлен крайне высокоомными отложениями до десятков тысяч омметров. ВЭЗ дает возможность разделения данного слоя на два, соответствующие, по-видимому, пескам разной степени водонасыщенности, что согласуется с результатами как сейсморазведки, так и георадиолокации. На глубине около 24 м по данным ВЭЗ проявляется граница, соответствующая контакту рыхлых отложений, заполняющих палеорусло, и нижележащих ленточных глин. Таким образом, ВЭЗ дало большую глубину и лучшую разрешающую способность, чем электротомография. Одна из причин состоит в возможности контроля качества данных в ходе измерений, другая — в логарифмических разностях ВЭЗ.

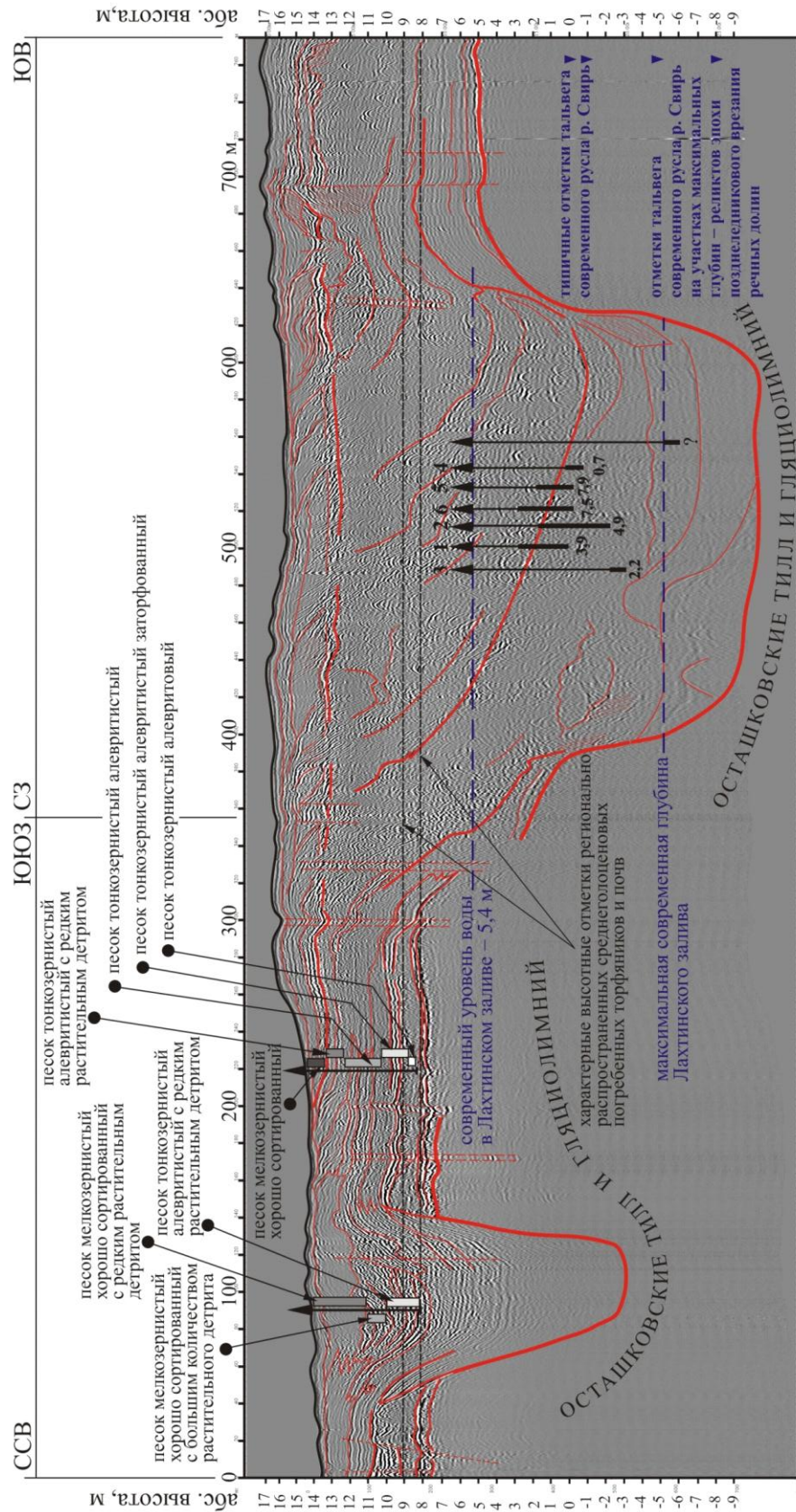


Рисунок 7. Геологическая интерпретация георадарного разреза по участку «Лахтинский залив» (2015 г)

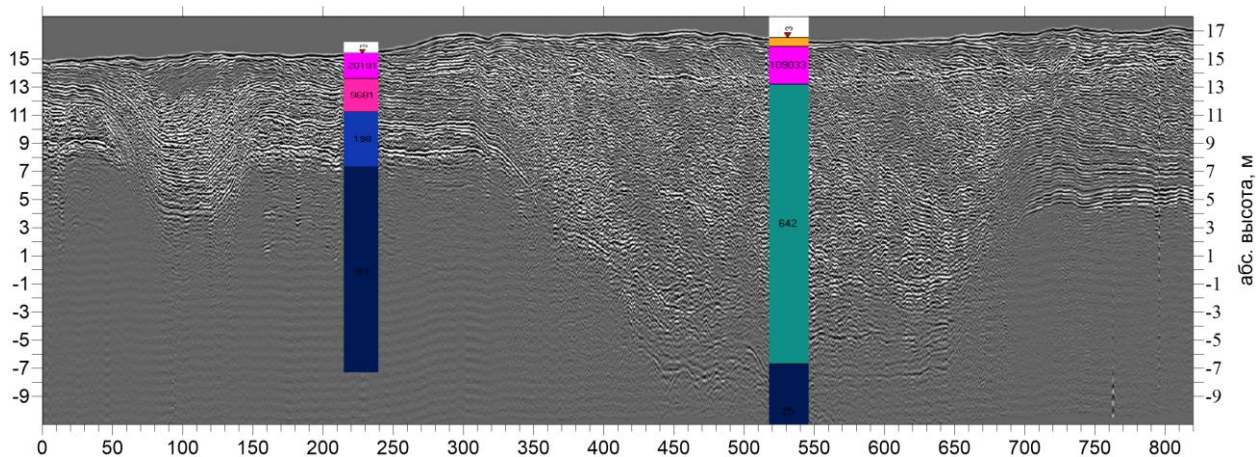


Рисунок 8. Корреляция данных ВЭЗ и георадиолокации. Значения сопротивления в Ом·м

Геологическая интерпретация

По характеру поведения волнового поля на радарограммах был выделен ряд георадарных комплексов, фаций и субфаций, которые соотносятся с различными литотипами и образуют закономерные сочетания, допускающие их палеогидрологическую интерпретацию (Neal, 2004). Наиболее характерные из них описаны ниже.

В основании разреза на всем его протяжении фиксируется непроницаемое для электромагнитных волн геологическое тело, кровля которого полого понижается с севера-запада на юго-восток от +8 до +5 м абсолютной высоты. Это тело может соответствовать осташковскому тиллу, перекрытому ленточными глинами БЛО. В этих отложениях выработана древняя, ныне полностью погребенная долина палео-Свири шириной около 200 м, тальвег которой находится на отметках минус 7 – минус 8 м абс. высоты.

Меньший врез наблюдается с 30 по 150 метр георадарного профиля и распространен на абсолютных высотах от минус 3 до +14 м. Волновая картина характеризуется интенсивными прерывистыми осями синфазности с четкой трогообразно-слоистой структурой и большим количеством единичных дифрагированных волн над локальными объектами, идентифицированными как галечные включения (рис. 9 А). Сходный георадарный образ описан в статье «Георадиолокационное изучение ледниковых отложений в юго-западной Карелии» (Родионов и Рязанцев, 2017). Эта фация сопоставляется с трогообразно залегающими аллювиальными песками. Углы наклона слоев достигают 14 градусов.

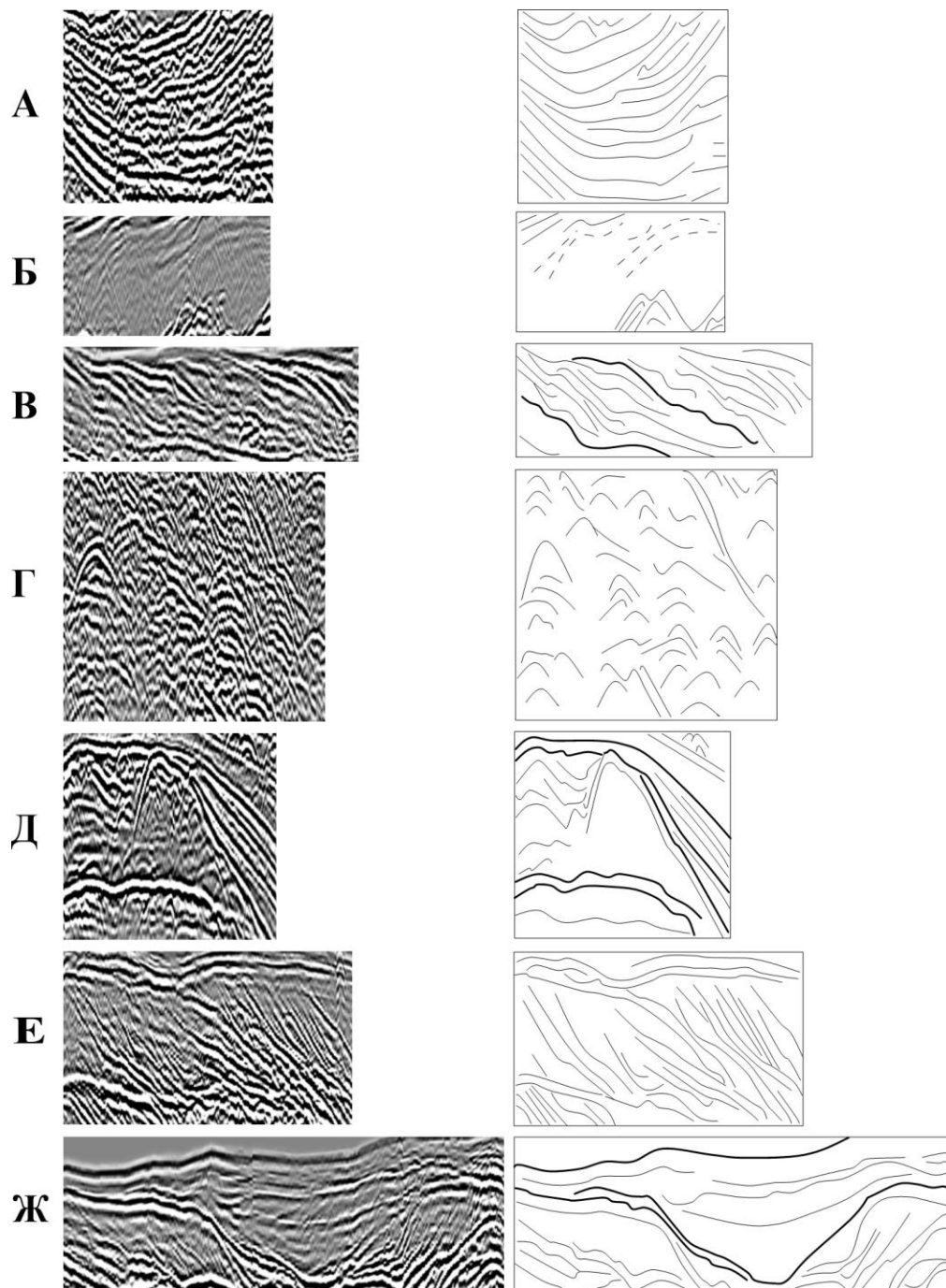


Рисунок. 9. Участки характерных георадарных фаций. А - трогообразно залегающие аллювиальные пески с гальками, Б - торф, сапрпель или органоминеральные отложения старичных фаций, В, Е - косослоистые пески, Г - пески с линзами глин, Д - срезание горизонтально-слоистых песков с гравийными прослоями отложениями палеоруслу, Ж - трогообразно залегающие пески

Описанные выше отложения перекрывает георадарная фация с практически полным отсутствием осей синфазности, которая может быть сложена торфами, сапропелем, гиттией или органоминеральными отложениями старичных фаций (рис. 9 Б). Ее максимальная вертикальная мощность - 2,5 м. К юго-западу комплекс вначале выполаживается, в волновой картине появляются горизонтальные отражающие поверхности (горизонтально-слоистые пески), а потом погружается под комплекс палеорула с углами наклона слоев до 14 градусов.

К юго-западу торфяные отложения по латерали переходят в косослоистые пески. Данная фация наблюдается с 158 по 216 м профиля на абс. отметках 11,5-14 м, достигая максимальной вертикальной мощности 2 м, и представлена прислоненными клиноформами с сигмоидальной конфигурацией волновой картины (рис. 9 В). Углы наклона косых слоев достигают 7 градусов.

Георадарный комплекс, соответствующий трансгрессивному заполнению и смещению палеорула р. Свирь в юго-восточном направлении при повышении базиса эрозии с образованием последовательно прислоненных друг к другу толщ, выражен на радарограмме в виде многочисленных наклонных отражающих границ, сходящихся в юго-восточной части вреза. Он отчетливо прослеживается с 300-ого м профиля и до его окончания (протяженность более 470 м) на абсолютных отметках от минус 8 до +14 м. Отложения, заполняющие древнее русло, по-видимому, представлены песками с небольшими линзами глин. Такой вывод сделан, во-первых, потому что комплекс является «прозрачным» для георадара, что было бы исключено при наличии протяженных по латерали глинистых отложений. Во-вторых, разрез изобилует дифрагированными волнами, являющимися отражениями от контрастных объектов малого размера, которыми могут являться линзы глин (рис. 9 Г). В-третьих, по данным электротомографии наблюдается постепенное уменьшение сопротивления с глубиной, что также может свидетельствовать об увеличении глинистой составляющей в песчаных отложениях. Очевидно, этот комплекс отражает развитие одной из трансгрессивных фаз Ладожского озера, причем наиболее обоснованным представляется его связь с позднеголоценовой ладожской трансгрессией, хотя такой интерпретации несколько противоречит возраст основания иловой толщи Лахтинского залива, для которой получены шесть ^{14}C -датировок, древнейшие из которых – $7550 \pm 110 \text{ BP}$ (ЛУ-6981) и $7870 \pm 140 \text{ BP}$ (ЛУ-7215).

Георадарные комплексы, представленные заполнением палеорусел, срезают

отложения нижележащих комплексов (рис. 9 Д). Они представлены горизонтально-слоистыми отложениями с осями синфазности различной интенсивности. Слои с наиболее интенсивными отражениями могут отвечать гравийным прослоям в толще песков. В нижней части наблюдается постепенный переход к подстилающим ленточным глинам.

С 190-ого м и до конца профиля (протяженностью более 580 м) на отметках около +13 м. абс. высоты фиксируется хорошо выраженная базальная поверхность. Выше нее (от +13 до +17 м абс. высоты) наблюдаются прислоненные друг к другу клиноформы, внутри которых фиксируются наклоненные к юго-востоку, то есть в направлении движения берегового вала (косы), отражающие границы (рис. 9 Е). Отложения имеют мощность до 2 м, углы наклона слоев 4-5 градусов. Сопоставив такую волновую картину с данными, полученными непосредственно на обнажениях на правом берегу р. Свирь в урочище Калач (рис. 10), можно предполагать, что клиноформы сложены косослоистыми песками, то есть описанная волновая картина соответствует образу проградирующего аккумулятивного тела – берегового вала или косы.

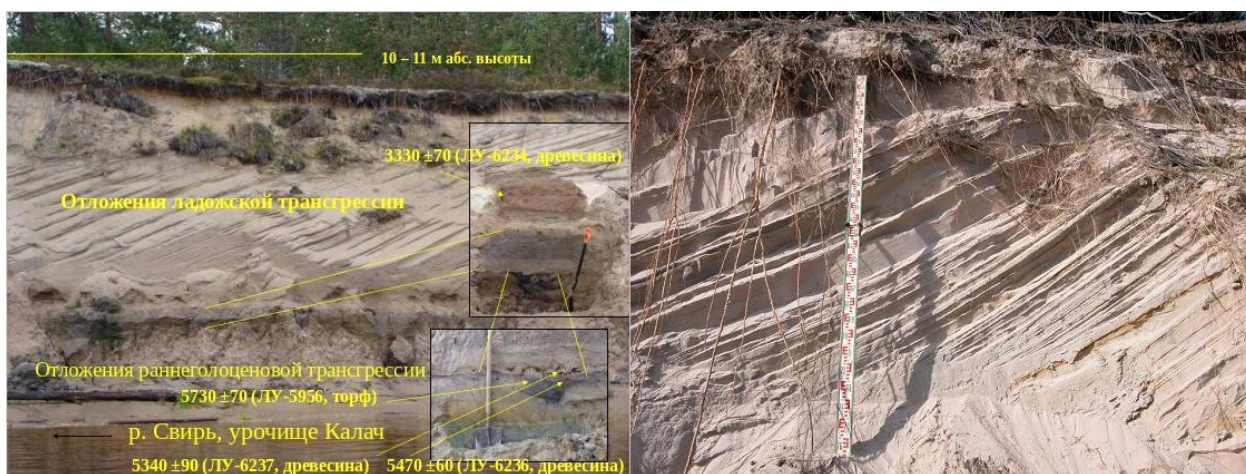


Рисунок 10. Отложения ладожской трансгрессии на правом берегу р. Свирь в урочище Калач

Фация, выделяющаяся с 620 по 696 м профиля на абс. отметках от +14 до +16 м, отличается от смежных с ней наличием слоев, наклоненных к северо-западу, то есть против наклона косых серий проградирующего берегового вала (косы), и образует трогообразное заполнение (рис. 9 Ж). Возможно, она представлена отложениями протоки, перпендикулярной простиранию берегового вала или косы.

Венчает разрез на протяжении всего профиля протяженный облекающий покров малой выдержанной мощности, повторяющий очертания современного рельефа, представленный, вероятно, оловыми отложениями с развитым на них современным почвенным покровом. Фация имеет горизонтально-слоистую волновую картину с малыми амплитудами, максимальную вертикальную мощность 0,7 м, нижний контакт седиментационный.

Георадиолокационные исследования 2017 года повторили профиль 2015 года и продолжили его до реки Свирь (точки 97-89 на рис. 2). Полученный разрез представлен на рисунке 11. Результаты, полученные на совпадающем участке, практически одинаковы за исключением нескольких деталей, которые связаны с возможным отклонением в несколько метров между профилями разных лет.

Так, фация, показанная на рисунке 9 Б, оказалась меньших размеров и на большей глубине, из чего следует, что это линза торфа, изменчивая по латерали. Далее, фация протоки (рис. 9 Ж) также оказалась менее выражена, что показывает локальность ее распространения.

Рассмотрим теперь продолжение данного профиля к юго-востоку. В первую очередь, мы видим третье палеорусло, выраженное с 700 до 1100 м профиля. Его строение аналогично второму, более глубокому врезу, также наблюдаются вогнутые отражающие границы, сходящиеся в юго-восточной части вреза. Следовательно, процесс заполнения этого русла происходил сходным образом, палеорусло р. Свирь смещалось в юго-восточном направлении при повышении базиса эрозии с образованием последовательно прислоненных друг к другу толщ. Отделенность русел друг от друга должна быть связана с неким резким перескоком, механизм которого остается неясным.

В северо-западной части комплекса третьего палеорусла с 760 по 890 м профиля наблюдается георадарная фация, сходная по волновой картине представленной на рисунке 9 Б. Таким образом, она интерпретируется как торф, сапрпель или гиттия. В верхней части разреза, в отличие от второго палеорусла, не выражены клиноформы, сложенные косослоистыми песками, здесь наблюдаются горизонтально-слоистые отложения.

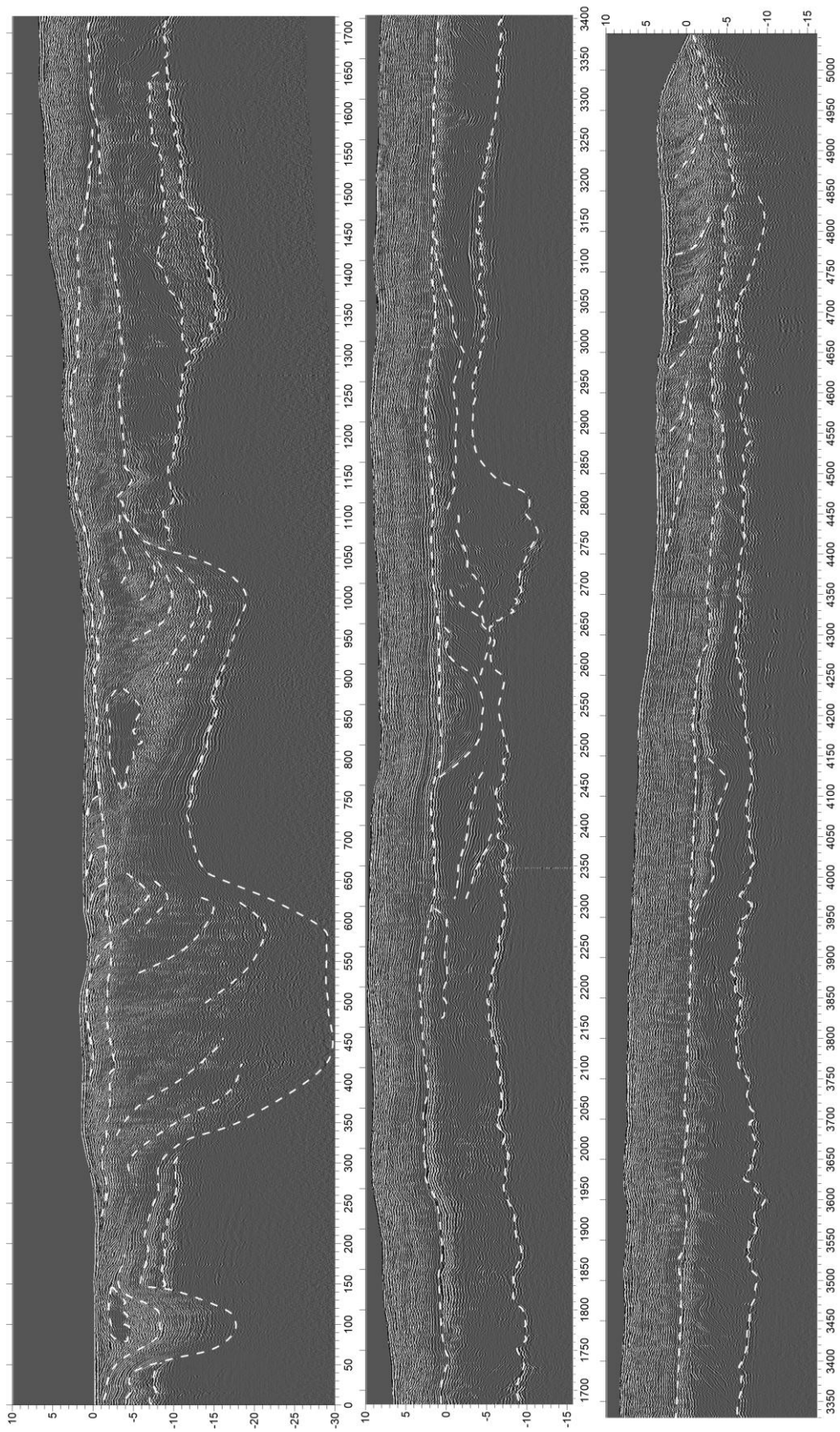


Рисунок 11. Георадарный разрез по участку «Лахтинский залив» от т. 97 до т. 89 (2017 г) с нанесенными интерпретационными границами

На разрезе, полученном по профилю от т. 85 до т. 88 (рис. 12), видно, что к северо-западу от Лахтинского залива палеоруслу уже не встречаются. Здесь ленточные глины подходят ближе к поверхности и глубинность георадиолокации падает до 8 метров вблизи т. 85. Верхняя часть разреза также песчаная. В конце профиля (в его юго-западной части) радарограмма захватывает часть большего палеоруслу, но не пересекает меньшее, из чего мы делаем вывод, что они проходят не параллельно друг другу.

На профиле от т. 98 до т. 99 при удалении от берегового вала, перегораживающего Лахтинский залив, глины также поднимаются к поверхности - до глубин менее 2 метров в т. 99 (рис. 13). Действительно, в поселке Кут-Лахта, через который проходит профиль, добываются глины. В начале профиля фиксируются три небольших палеоруслу, следовательно, мы имеем дело с разветвленной дельтой. Положения обнаруженных русел были вынесены на карту (рис. 14).

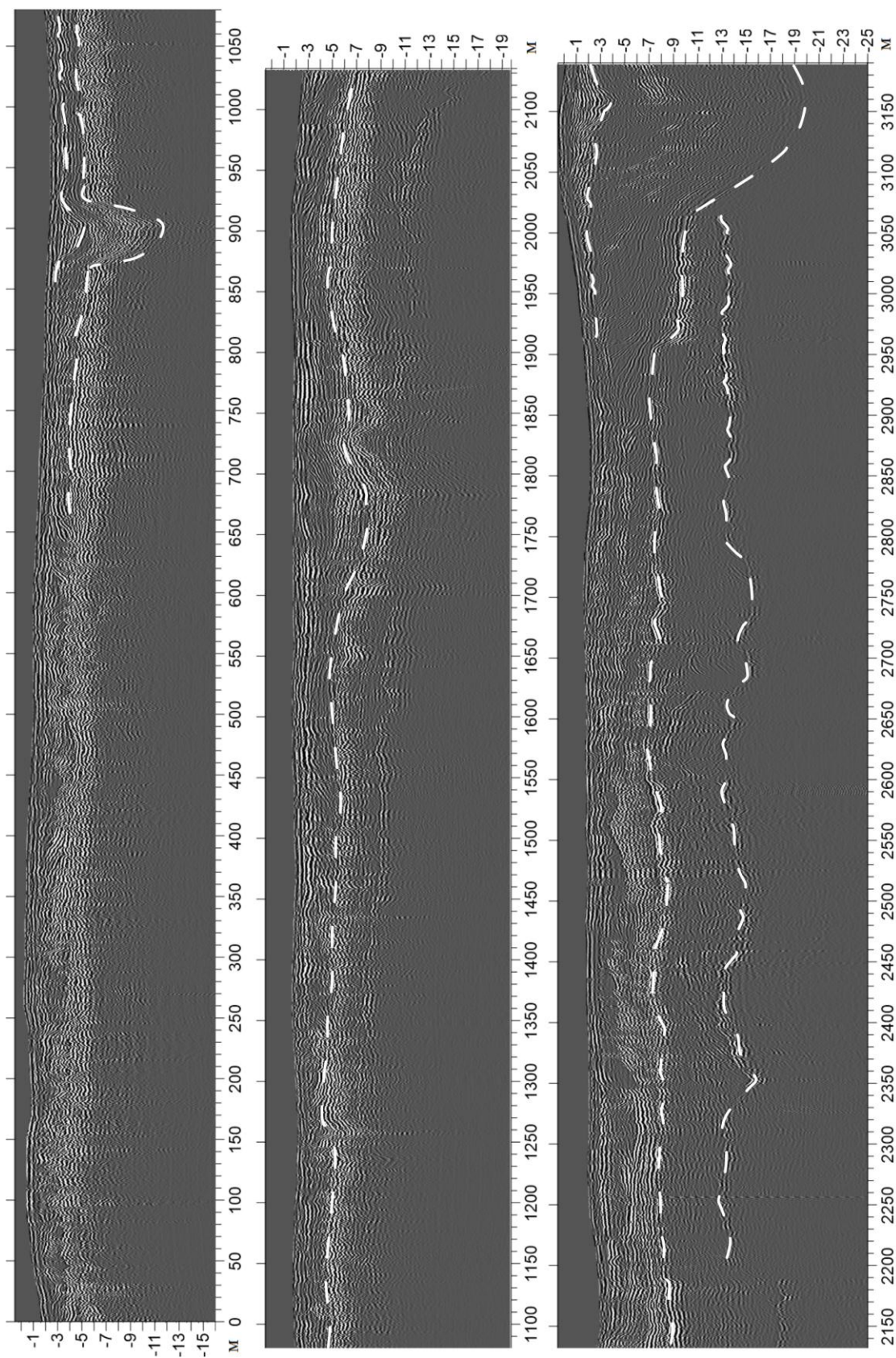


Рисунок 12. Георадарный разрез по участку «Лахтинский залив» от т. 85 до т. 88 (2017 г) с нанесенными интерпретационными границами

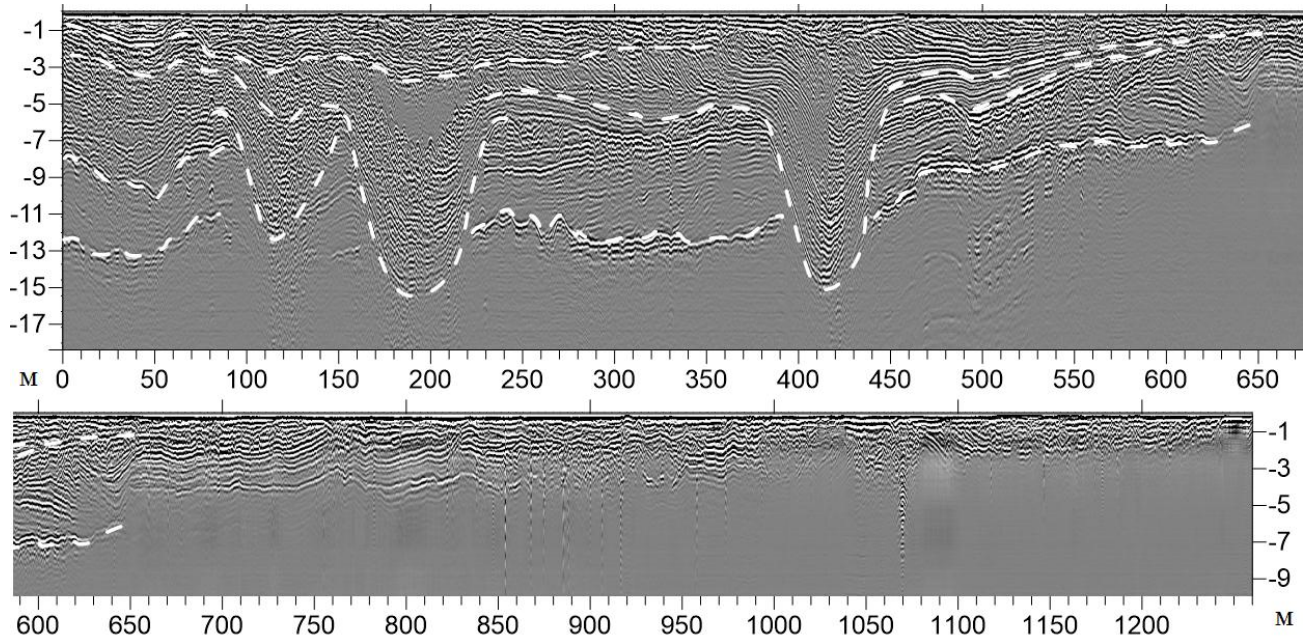


Рисунок 13. Георадарный разрез по участку «Лахтинский залив» от т. 98 до т. 99 (2017 г) с нанесенными интерпретационными границами

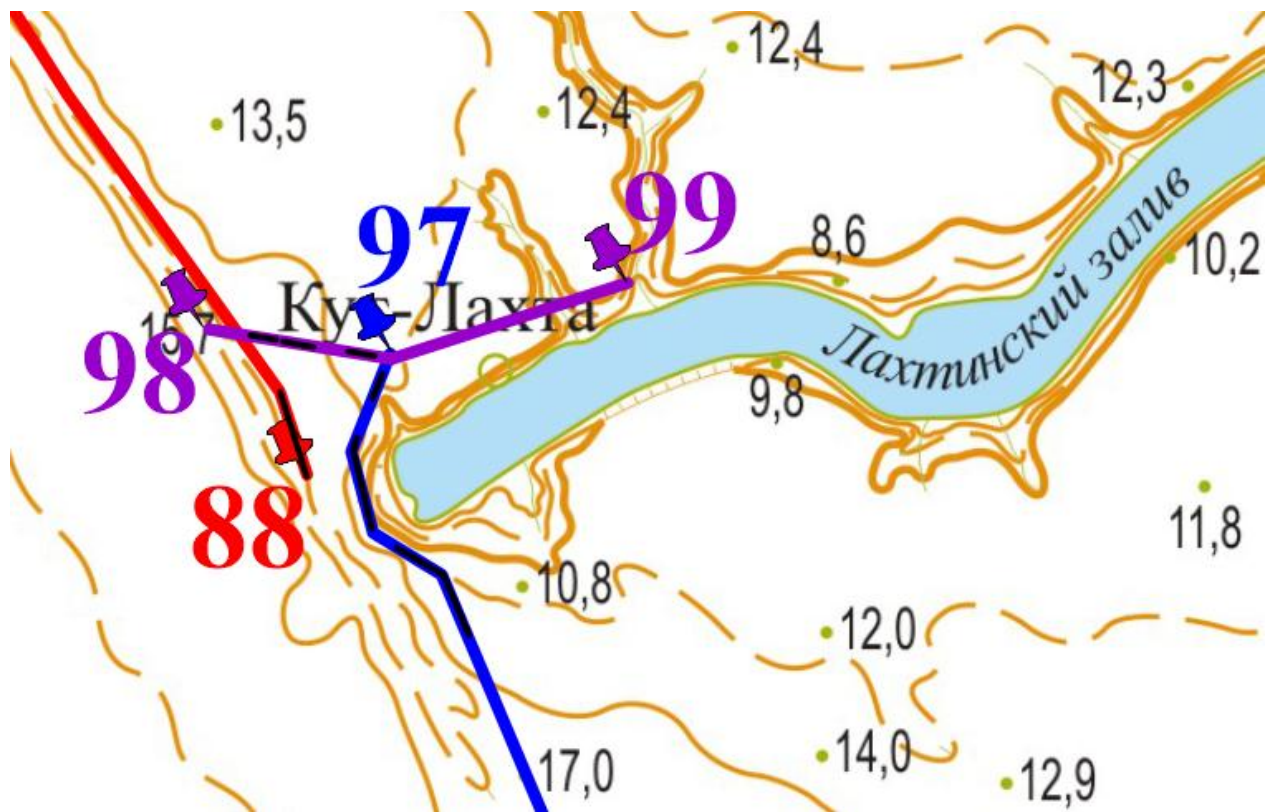


Рисунок 14. Положения палеорусел (отмечены черным цветом).

2.4.2. Малые озера

По георадиолокационным разрезам видно, что оз. Рыбье отличается пологими берегами, постоянной глубиной (до 5 м) и ровным дном. На всех профилях у берегов наблюдаются клинформы, связанные с латеральным замещением терригенного материала, снесенного с берегов, илами. В донных отложениях озера фиксируется относительно стационарный режим седиментации. По торфу в основании сапропелей получена датировка 11460 ± 330 л. н. (ЛУ-6988), что соответствует аллерёду. Отложения позднего дриаса и пребореала отсутствуют, а толщина сапропеля имеет бореально-субатлантический возраст.

Данные электротомографии хорошо согласуются с результатами бурения. На западном побережье озера Рыбьего (скв. 16) бурением сверху вниз вскрыты: пачка торфа мощностью около 2 м, среднезернистый песок (1,8 м), песок крупнозернистый (10 м) и в нижней части — ленточные глины (наиболее низкоомные отложения) мощностью более 4 м (рис. 15). Кровля ленточных глин волнистая, глубоко расчлененная, что, вероятно, указывает на наличие протяженных ложбин С-В простирания (ортогонально профилю), компенсированных высокоомными песчаными отложениями, при этом в самой крупной ложбине и расположено озеро Рыбье.

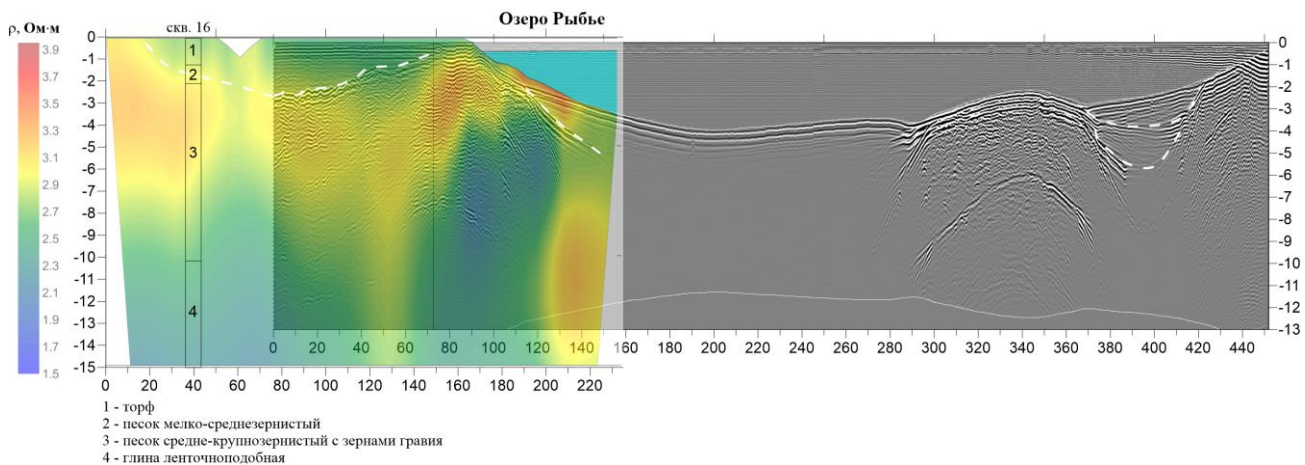


Рисунок 15. Корреляция данных георадиолокации, электротомографии и бурения по оз. Рыбьему

Блюдцеобразная форма котловины и приуроченность озера Рыбьего к системе озер, расположенных в ложбине, вытянутой параллельно берегу р. Свирь, позволяет предполагать, что котловина озера является реликтом одного из русел флювиогляциального потока, связанного с прорывом вод ОПО и образованием р. Свирь.

Отличным от оз. Рыбье строением обладают сходные между собой котловины озер Глухое и Цыганское. Для них характерны более крутые берега, чашеобразная форма котловин и большие глубины.

В озере Цыганское по данным бурения на известковистой супеси (1) с аллередскими спорово-пыльцевыми спектрами залегает супесь с прослойками сапропеля (2) и сапропель (3), по основанию которого получена датировка 9770 ± 200 л. н (рис. 16). Судя по данным СПА, слой (2) и основание слоя (3) относятся к позднему дриасу – пребореалу. Выше по разрезу залегает бореально-субатлантическая толща сапропеля.

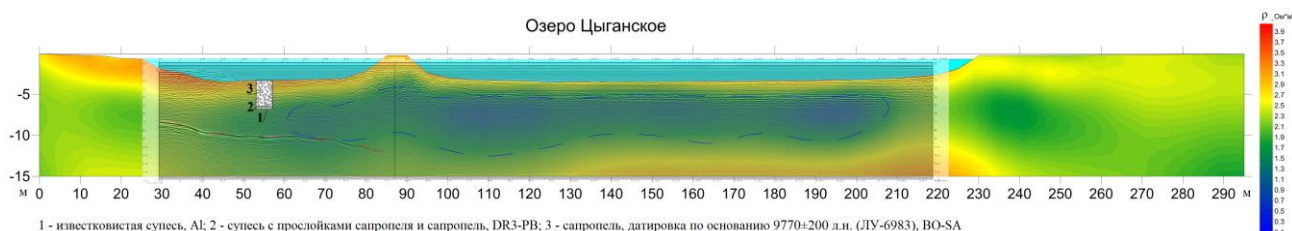


Рисунок 16. Корреляция данных георадиолокации, электротомографии и бурения по оз. Цыганскому (по линии профиля через т. 120-121)

В северной части акватории озера Глухое на забое скважины (глубина 7,25 м от поверхности воды) был вскрыт мелкозернистый песок, перекрытый толщей сапропелей мощностью 3,0 м. В интервале 7,0–6,8 м (0,2 м выше основания сапропелей) была получена датировка 8310 ± 230 л.н (рис. 17). Судя по данным спорово-пыльцевого анализа, накопление сапропелей происходило начиная от пребореального или даже позднедриасового времени на протяжении всего голоцена. По георадиолокационным данным видно, что толща донных отложений имеет большую мощность, чем была пройдена бурением.

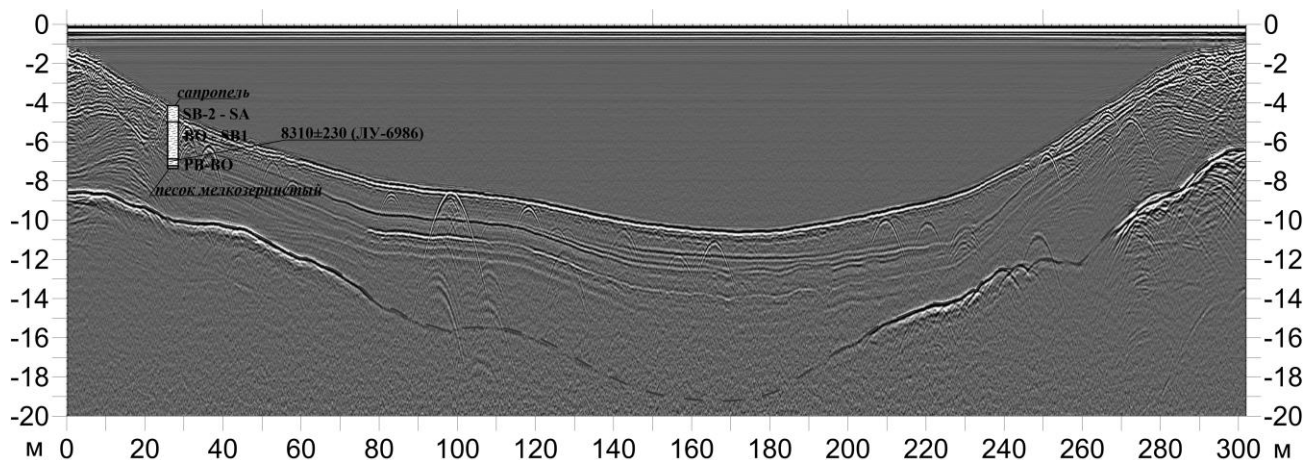


Рисунок 17. Данные георадиолокации и бурения по оз. Глухому (профиль от т. 119 до т. 102)

На основе полученных радарограмм в программе Surfer были построены карты глубин оз. Цыганского и Глухого, а также карты мощностей донных осадков и глубин до минерального основания оз. Глухого (рис. 18). На рисунки вынесены георадиолокационные профили с номерами точек GPS. По карте глубин видно, что оз. Цыганское состоит из двух впадин с максимальной глубиной до 2.5 м, разделенных косой. Котловина озера имеет глубины от 5 до более 12 м. Граница минерального основания прослеживается не на всех профилях, но на многих отчетливо выражена. На радарограмме по профилю 123-124 (рис. 19) заметно, что форма котловины не повторяет форму дна озера.

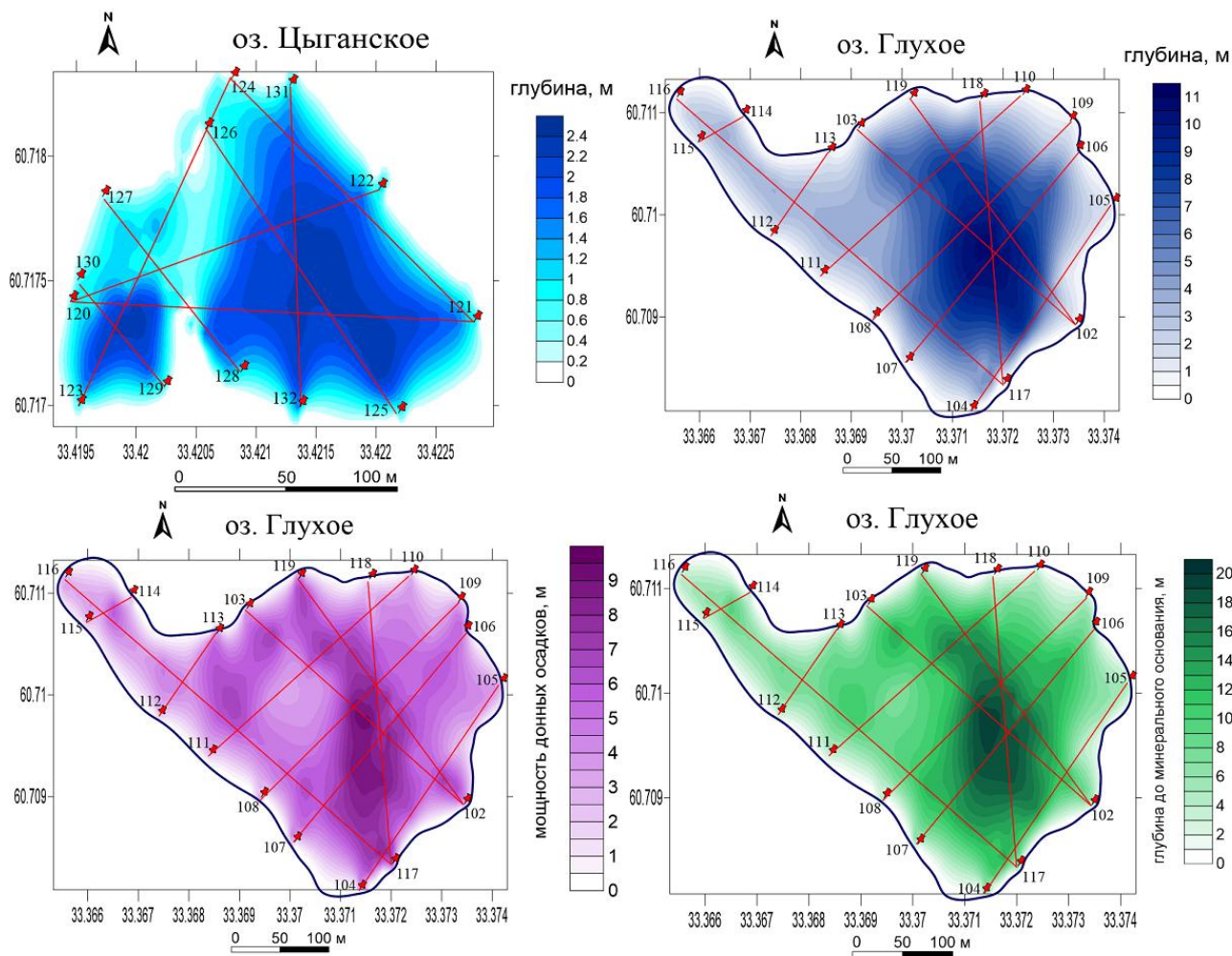


Рисунок 18. Карты глубин оз. Цыганского и Глухого и карты мощностей донных осадков и глубин до минерального основания оз. Глухого

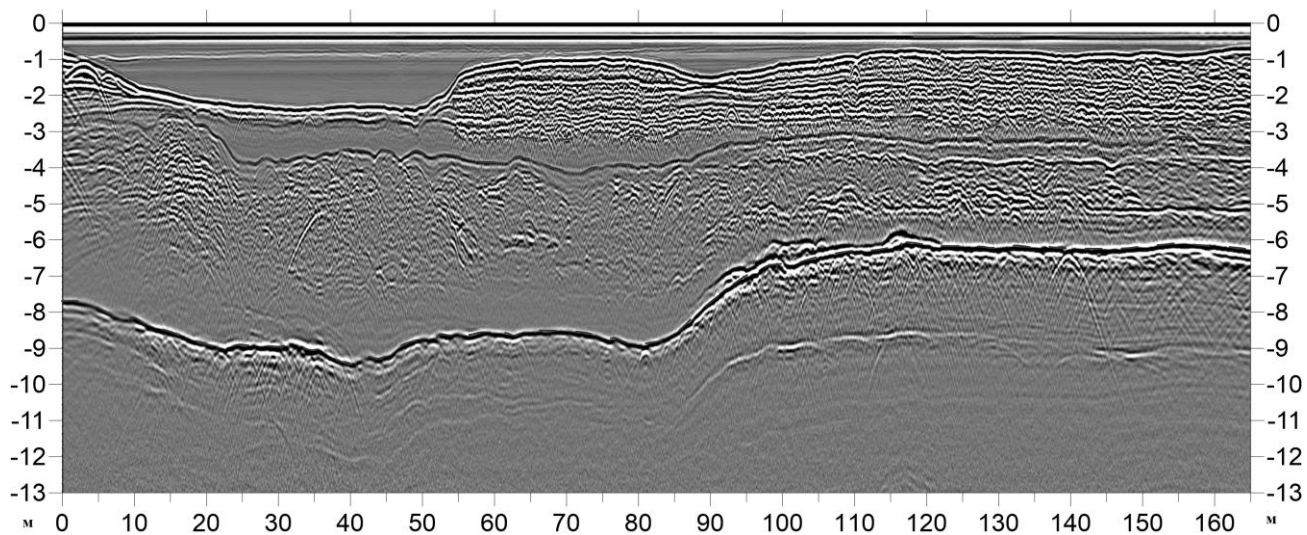


Рисунок 19. Радарограмма по оз. Цыганскому (от т. 123 до т. 124)

Озеро Глухое представляет собой одну впадину глубиной до 10 м. В северо-западной части озера выделяется вытянутый мелководный залив. Согласно карте мощностей донных осадков, максимальную мощность (около 9 м) они имеют в самой глубокой части озера, но при этом форма дна и минерального основания в значительной степени отличаются. Так, на радарограммах по профилям 103-102 и 110-111 (рис. 20) выражены две впадины котловины озера, разделенные поднятием и компенсированные осадками. На радарограммах по профилям 106-107, 108-109, 117-118 и 119-102 (рис. 17) выделяется только одна впадина котловины в центральной части. На профиле 116-117 (рис. 21), проходящем через залив, форма котловины, в отличие от дна, в значительной степени неровная, но в общих чертах повторяет его форму.

Форма котловин озер Глухого и Цыганского с выраженными впадинами может отражать просадки при их формировании, что указывает на гляциокарстовое происхождение озерных котловин.

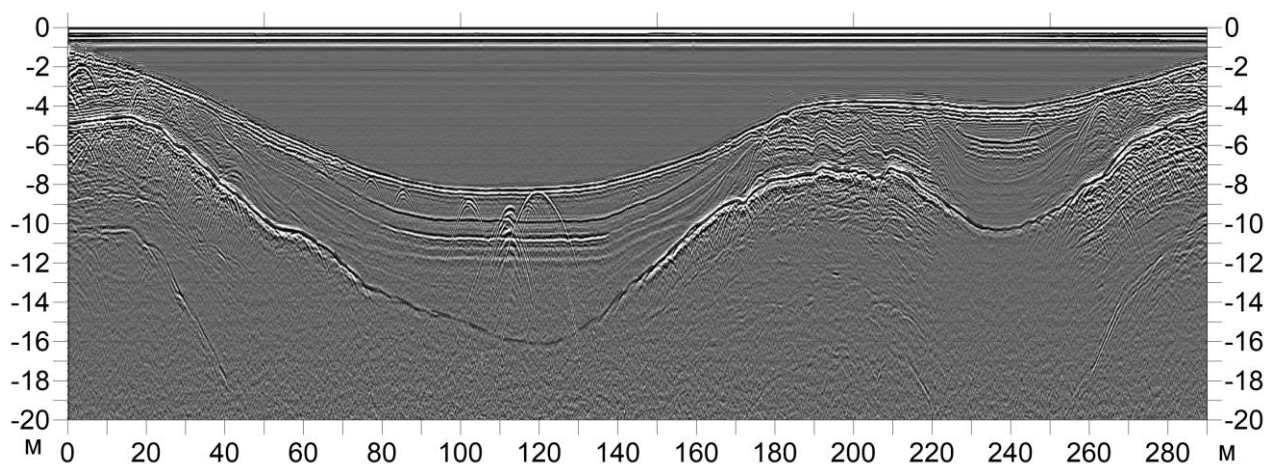


Рисунок 20. Радарограмма по оз. Глухому (от т. 110 до т. 111)

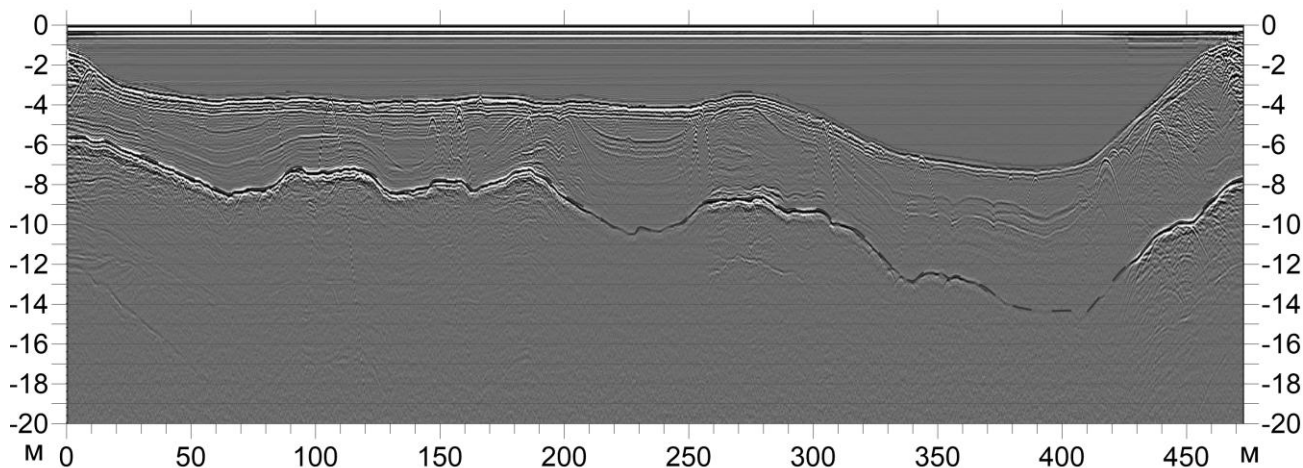


Рисунок 21. Радарограмма по оз. Глухому (от т. 116 до т. 117)

ГЛАВА III. Заонежье

3.1. Геологическое строение района работ

3.1.1. Геоморфология

В образовании современного рельефа Карелии различаются два крупных этапа: доледниковый, в течении которого были созданы основные поверхности кристаллического фундамента, когда главными рельефообразующими факторами были тектоника и денудация, и ледниковый - несравнимо более короткий по времени, когда процессы ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции, деятельность поздне- и послеледниковых водоемов, а также новейшие тектонические движения как бы наложились на денудационно-тектонический рельеф, создав, таким образом, своеобразную и сложную поверхность (Бискэ и др., 1966).

Основной чертой рельефа Заонежья является частое чередование узких и длинных гряд, сложенных преимущественно твердыми дочетвертичными породами, с узкими понижениями - озерами или заливами Онежского озера. Гряды - оголенные или покрытые тонким слоем четвертичных отложений. Наблюдается строго выдержанная ориентировка форм рельефа с северо-запада на юго-восток. Абсолютные отметки в редких случаях превышают 100 м. Рельеф Заонежского полуострова имеет выраженный тектонический характер. Здесь глубокие продольные разломы протерозойских пород обусловили чрезвычайно изрезанные очертания береговой линии Онежского озера (Бискэ, 1959).

3.1.2. Четвертичные отложения

Исследованная территория покрыта плащом четвертичных отложений различной мощности. Максимальные мощности приурочены к местам развития водно-ледниковых и озерных аккумулятивных форм рельефа.

К водно-ледниковым (флювиогляциальным) отложениям относятся сортированные осадки позднеледникового времени (за исключением осадков приледниковых озер), образовавшиеся в результате деятельности талых ледниковых вод в различных частях ледника. Из них выделяются осадки, связанные с деятельностью только потоков талых ледниковых вод, отложения, слагающие озы, и осадки, в формировании которых принимали участие текучие воды и воды, скопившиеся в различного рода углублениях

непосредственно в теле ледника. Это так называемые камовые отложения и отложения, слагающие сложный комплекс водно-ледникового холмисто-грядового рельефа. Отложения, слагающие озовые гряды, широко развиты на Заонежском полуострове (Бискэ и др., 1966).

3.1.3. История изучения озов

Первые исследования озовых гряд в 1870-80 годах были проведены шведами (Holst, 1876; Strandmark, 1885). Хольст объяснял происхождение озов отложением перемытого внутри- и подледникового рыхлого материала в руслах надледниковых или подледниковых потоков. Штрандмарк полагал, что озы могли образоваться только подледниковыми потоками, которые текли как бы в замкнутых трубах под сильным гидростатическим давлением. Ф. Нансен (F. Nansen, 1891) поддержал мнение Штрандмарка о подледниковом образовании озов. Де-Геер считал, что осадки, переносимые потоками талых вод, не могли отложиться в русле самих потоков, так как этому препятствовало большое гидростатическое давление, а выносились к устью у края ледника, где и отлагали дельту (De-Geer, 1897). По мере отступления края ледника образовалась цепь дельт, растущая в направлении, обратном направлению движения льда. Продольные озы образованы деятельностью одного и того же потока, а поперечные - в результате выноса материала разными потоками, располагавшимися в непосредственном соседстве. Филипп (Philipp, 1917) считал, что образование озов происходило не в подледниковых, а во внутриледниковых каналах, причем материал сначала откладывался в них, а в процессе таяния ледника постепенно опускался на землю.

Лейвиске (J. Leiviska, 1920) полагал, что озы образованы из внутренней морены, которая вытаскивается из толщи льда и оседает, иногда и через толщу воды приледниковых озер. Таким образом, озы представляют собой проекцию неравномерно распределенного в толще ледника материала внутренней морены на горизонтальную поверхность. Таннер (V. Tanner, 1930) высказал мысль, что озы образуются в трещинах ледника при следующих условиях: 1. лед должен быть неподвижным и 2. материал должен отлагаться текущей водой. При этом воды стекают по поверхности льда, разрабатывая в нем каньоны, углубляющиеся до самого дна ледника. Потоки талой воды переносят, сортируют моренный материал и отлагают его на дно каналов. При изменении мощности потока происходит взаимное перекрывание осадков различной крупности. Когда русло одного каньона

заполняется, водный поток ищет себе другое русло. В результате после стаивания льда осадки опускаются на подледниковое ложе, и образуется сеть озов, напоминающая в плане речную сеть.

И.М. Покровская (Покровская, 1943) на основании своих наблюдений над озами Карелии выделяет озы, образованные в зоне активного льда, и озы трещинные, образовавшиеся в районах скопления мертвого льда. Также ею выделяются маргинальные озы, образованные на границе активного льда, маркирующие край ледника в период остановки.

Г.С. Бискэ указывает следующие необходимые условия формирования озовых гряд:

- 1) наличие в теле ледника трещин или промоин, служащих местом скопления осадков;
- 2) наличие достаточного количества рыхлого материала;
- 3) наличие талых вод, текущих по ледниковым туннелям и обладающих силой, достаточной для переноса, сортировки и переотложения осадков (Бискэ, 1959).

Согласно Г.С. Бискэ, нормальная озовая гряда может образоваться только в том случае, когда внутриледниковая промоина располагается под ледником, то есть над подстилающей поверхностью, или пронизывает всю толщу льда. Для отложения в трещине в теле ледника осадков, которые впоследствии будут иметь форму озовой гряды, необходимо, чтобы эта трещина просуществовала достаточно продолжительный отрезок времени, чтобы она имела значительную длину и чтобы она располагалась в самом основании ледника. В условиях активной ледниковой массы это едва ли возможно. Таким образом, необходимым условием формирования озовых гряд является мертвое состояние ледниковой массы (Бискэ, 1959).

3.1.4. Озы Заонежья

Озовые отложения располагаются узкими полосами, преимущественно в районах крупных понижений рельефа кристаллических пород и в местах, где эти породы образуют расчлененную поверхность. Состав озовых отложений разнообразен, исходным материалом для них служила морена, минералогический состав которой почти полностью определялся составом подстилающих пород (Бискэ, 1959).

Литологические исследования отложений выявили фациальную неоднородность в строении озов. Для них, в целом, характерна частая смена литологического состава - слоистые осадки сменяются бесслойными, гравелистые - мелкозернистыми песками. Галька

на всем протяжении озовых гряд ориентирована параллельно протяжению гряды (Бискэ и др., 1966).

Осадки, слагающие озы, были отложены водными потоками, а частая смена механического состава этих осадков говорит о весьма изменчивом режиме потоков. Кроме того, осадки отличаются большой плотностью, особенно в тех случаях, когда они представлены галечниками. По-видимому, уже после отложения эти осадки подверглись воздействию еще каких-то процессов, способствовавших их уплотнению. Нередко верхние горизонты осадков, слагающих озы, отличаются отсутствием какой-либо сортировки и чрезвычайно напоминают собой морену (Бискэ, 1959).

Заонежский тип озов представлен тремя сериями линейновытянутых хорошо выраженных в рельефе озовых гряд, которые строго придерживаются северо-западного простирания 320° , достигают высоты 30-40 м и прослеживаются в рельефе на 10-20 км.

Озовые гряды Заонежья не расположены в морфологически хорошо выраженных тектонических разломах, но протягиваются параллельно основным тектоническим линиям нарушений. Подвижки, происходившие в ледниковое время по тектоническим разломам, могли воздействовать на ледниковый покров, формируя в нем системы трещин, впоследствии фиксируемые озами. Согласно Г.С. Бискэ (Бискэ и др., 1966), озы не только пассивно зависят от морфологии поверхности коренного ложа, но генетически связаны с такими структурными элементами, как тектонические разломы. В местах, где структура отложений, слагающих озовые гряды, массивна, последние могли носить насыпной характер, представляя субаэральный тип озов, образовавшихся в открытых трещинах ледникового покрова.

3.1.5. Геологическое строение Кажминского оза

Наиболее сложное озовое образование представляет собой Кажминский оз на Заонежском полуострове. Здесь наблюдается очень частая смена литологического состава, множество линзообразных включений различной зернистости песков и супесей, прослойки ленточных глин. Ниже приводится последовательное описание Кажминского разреза сверху вниз (рис. 22).

0.00 - 0.20 м - почвенно-растительный слой с валунами и корнями деревьев.

0.20 - 0.50 м - валунно-галечный слой. Заполнитель - песок, разнозернистый, серого цвета, пылеватый. Валуны 15-35 см по длинной оси, большинство хорошей окатанности.

0.50 - 0.83 - песок от среднезернистого до крупнозернистого, желто-коричневого цвета с редкой галькой и валунами, местами слоистый и ожелезненный.

0.83 - 1.45 м - галечник с валунами, заполнитель мелкозернистый песок. В слое галечника намечается косяя слоистость, угол падения - 25° .

1.45 - 1.50 м - песок с редкой и мелкой галькой, постепенно переходит в косослоистый песок с углом падения 30° .

1.50 - 1.55 м - глина ленточная, желтого цвета.

1.55 - 1.85 м - песок тонкозернистый, светло-серого цвета, горизонтально-слоистый, с линзами мелкозернистого песка. Наблюдаются пятна и полосы ожелезнения и редкие галечки.

1.85 - 2.42 м - песок мелко- и среднезернистый, слоистый, хорошей сортированности с редкими крупными валунами, небольшими слойками гравия и гальки.

2.42 - 2.60 м - песок мелкозернистый, равномернозернистый, кварцевый, светло-серого цвета с редкими валунами.

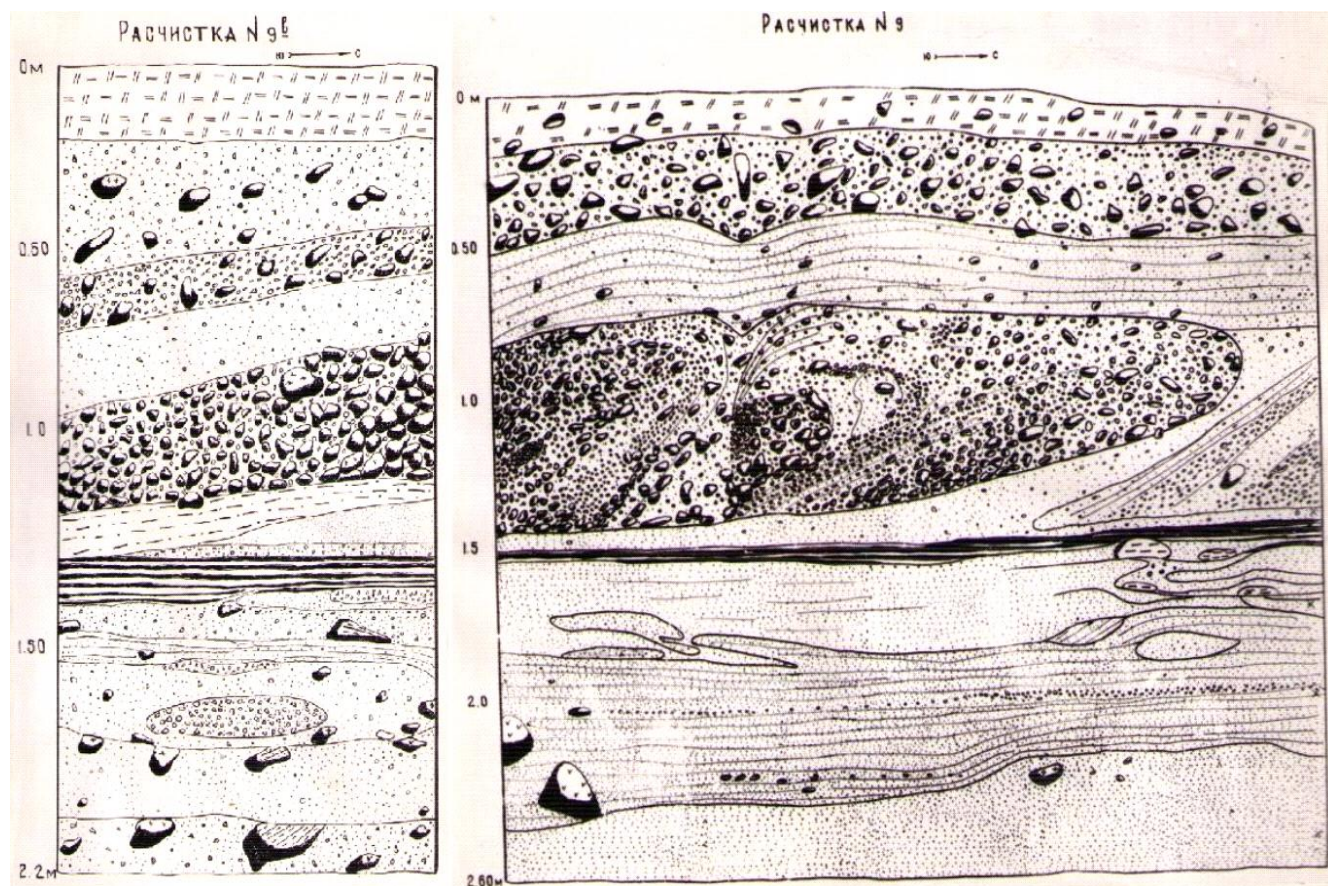


Рисунок 22. Разрезы Кажминского оза (Бискэ и др., 1966)

Основной особенностью разреза Кажминского оза является наличие прослоя ленточных глин, свидетельствующее о разрыве в процессе седиментации озовых отложений, или же об образовании оза в результате осцилляторной подвижки ледника на отложениях приледникового водоема. Трудно установить истинную причину образования ленточных глин, однако, литологический характер нижней части разреза говорит, скорее всего, о приледниковом типе осадков.

Верхняя часть разреза представлена хорошо сортированными водноледниковыми отложениями с относительно крупным средним размером зерен. Судя по полярной диаграмме ориентировки длинных осей гальки и валунов отложений, слагающих Кажминский оз, материал был принесен с северо-запада, что соответствует общему простиранию озовой гряды.

В структуре озовых отложений Заонежья наблюдаются нарушения, скорее всего, тектонического происхождения, выраженные в виде смещений с амплитудой до 3 м. На поверхности озовых гряд наблюдаются провальные воронкообразные формы, возникшие, видимо, в результате тех же тектонических нарушений (Бискэ и др., 1966).

3.2. Методика полевых работ

Изучение Кажминского оза геофизическими методами впервые проводилось сотрудниками КарНЦ РАН (Родионов и Рязанцев, 2017). Использовался метод георадиолокации, который позволил выделить георадарные образы, соответствующие различным литотипам.

В июле 2017 г. нами были проведены повторные геофизические работы на данном объекте под руководством П.А. Рязанцева. Исследования включали в себя 8 профилей георадиолокации вкрест простирания озовой гряды, электротомографию по тем же профилям, а также по магистрали, проходящей по гребню оза, и сейсмотомографию по профилю -2. Расположение профилей и рельеф местности приведены на рисунке 23.

Для проведения электротомографии использовался набор электроразведочной аппаратуры, состоящий из измерителя SGD-EET MEDUSA, генератора SGDEGC SKAT II и коммутатора приемных и питающих линий CommDD2 (рис. 24). Для проведения георадиолокации использовался георадар «ОКО-2» с антенной АБ-150 (центральная частота 150 МГц). Сейсмотомография проводилась с использованием сейсморазведочной

станции «Лакколит 24-М3». Полученные данные обрабатывались в программах RES2DINV, GeoScan32 и ZondST2D. Данные электротомографии также были обработаны в программе ZondRes2d, что дало схожие результаты с обработкой в RES2DINV, поэтому в тексте приводятся только результаты обработки в программе RES2DINV.

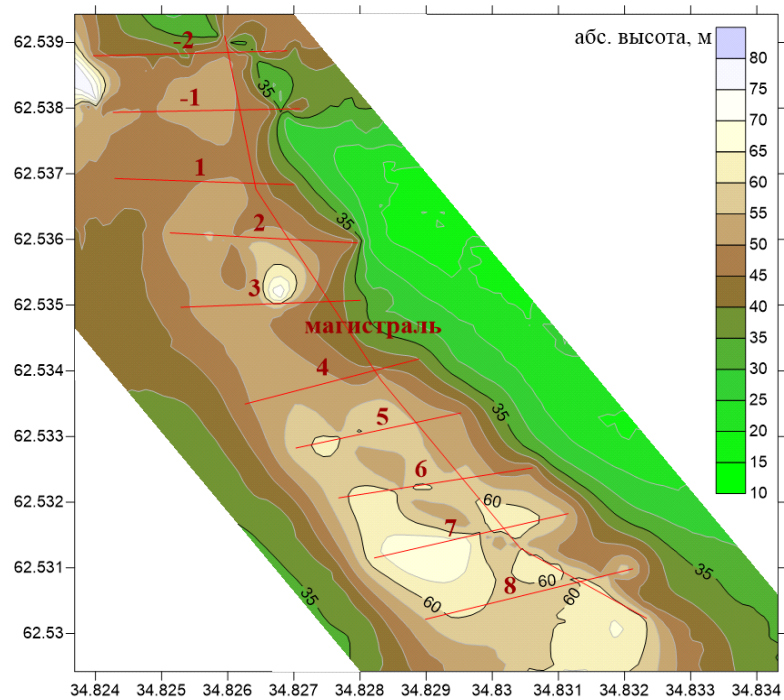


Рисунок 23. Схема расположения геофизических профилей на Кажминском озе



Рисунок 24. Проведение полевых работ на Кажминском озе, июль 2017 г

3.3. Результаты и их интерпретация

Профиль -2, самый северный на Кажминском озе, был исследован методами сейсмотомографии, электротомографии и георадиолокации (рис. 25). Высокоомная часть в верхней части электротомографического разреза (геоэлектрического разреза) со значениями УЭС 10-34 кОм·м коррелирует с георадарной фацией с интенсивными осями синфазности. При этом с начала до 110 м георадарного профиля наблюдается большое число нечетких дифрагированных волн над локальными объектами, что указывает на содержание валунов и гравия в толще песка. В районе 110-120 м происходит частичное затухание сигнала, связанное с увеличением глинистой составляющей. С 120 до 160 м оси синфазности становятся более протяженными, с выраженной слоистостью, то есть в этой части валуны отсутствуют. Для толщи значение диэлектрической проницаемости было установлено равным 9, что соответствует увлажненным пескам.

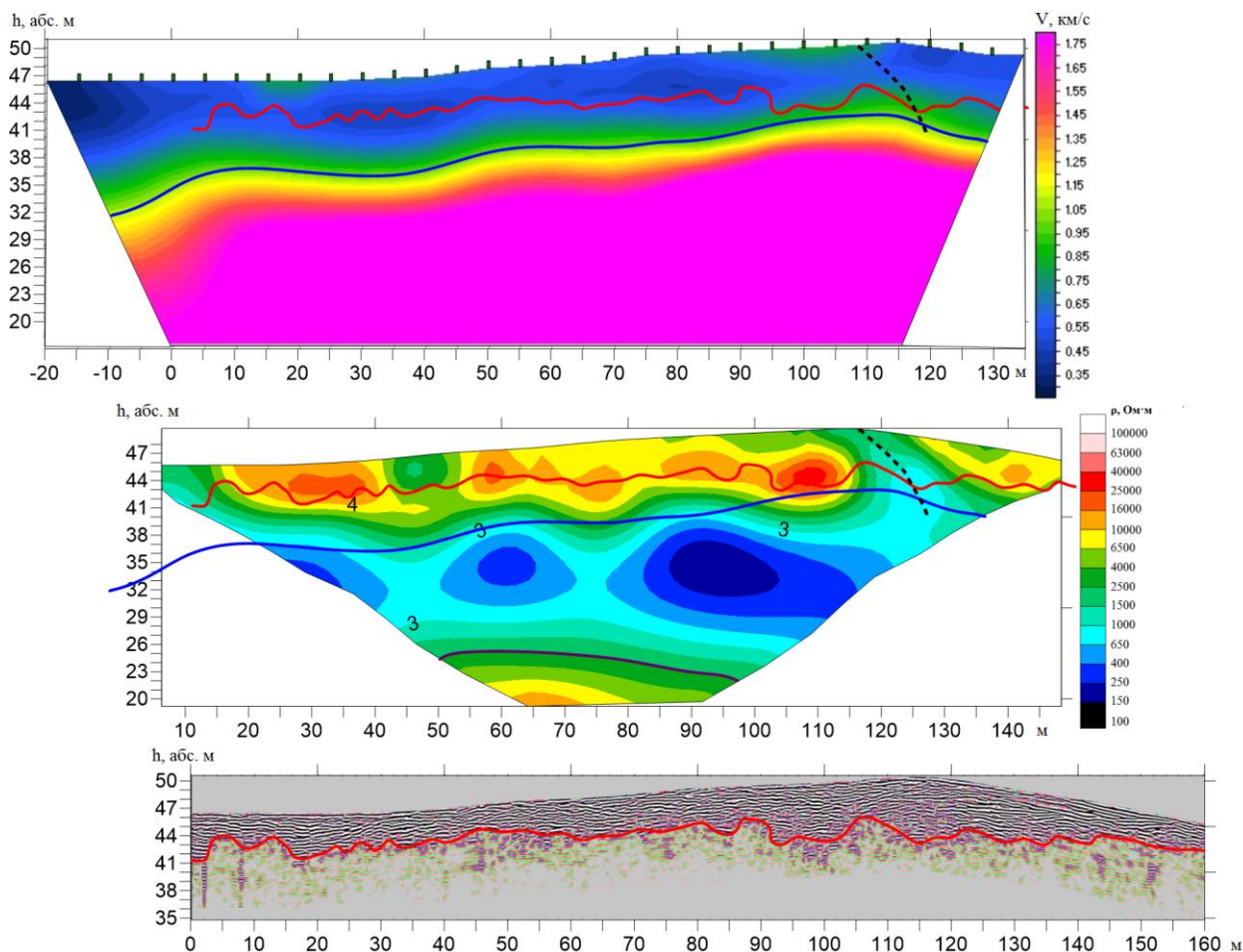


Рисунок 25. Сейсмотомографический, электротомографический и георадиолокационный разрезы (сверху вниз) по профилю -2 с нанесенными интерпретационными границами.

Пунктиром проведены предполагаемые сейсмодислокации.

В средней части георадарного разреза сигнал затухает. Согласно Г.С. Бискэ, основной особенностью разреза Кажминского оза является наличие прослоя ленточных глин (Бискэ и др., 1966). По данным электротомографии, УЭС в этой области падает до 100-1000 Ом·м, что связано с наличием глин.

В нижней части электротомографического разреза наблюдаются повышенные сопротивления до 10 кОм·м, которые могут отвечать коренным породам - возможно, габбро. Положение границ на геоэлектрическом разрезе может быть недостоверным из-за снижения разрешающей способности с глубиной, а также из-за завышения мощности проводящих горизонтальных слоев, связанного с особенностями инверсии.

Скорости сейсмических волн в верхней части разреза по данному профилю составляют 300-1000 м/с, что соответствует пескам. Ниже скорости повышаются до 1-1.75 км/с, что соответствует глинам.

Таким образом, всеми методами выделяется граница между песками и глинами, электротомография также позволяет установить наличие коренных пород. На разрезе выделена предполагаемая сейсмодислокация. В таблице 1 приведены сводные данные о физических свойствах горных пород в пределах каждого из выделенных слоев на данном профиле.

Таблица 1. Физические свойства горных пород, слагающих Кажминский оз

№ слоя	абс. высоты, м	уэс, Ом·м	V, м/с	эпсилон
1	32-50	$10^4-34 \cdot 10^3$	300-1000	9
2	25-42	10^2-10^3	1000-1750	
3	<20-25	$25 \cdot 10^2-10^4$		

Остальные профили через Кажминский оз были исследованы методами георадиолокации и электротомографии.

На электротомографическом разрезе по профилю -1 выделяется верхняя высокоомная часть разреза с сопротивлениями 10-40 кОм·м, которая соответствует георадарной фации с интенсивными протяженными и прерывистыми осями синфазности (рис. 26). На радарограмме встречаются дифрагированные волны, таким образом, толща интерпретируется как песчаная с валунными включениями. В конце профиля со 110 м УЭС

уменьшается, а в волновой картине наблюдается частичное затухание сигнала, что показывает на присутствие более тонкой, алевритовой фракции. В районе 90-110 м профиля на абсолютных отметках 40-48 м выражена область с повышенным УЭС, но на радарограмме она не выделяется, что связано с экранированием вышележащим глинистым прослоем.

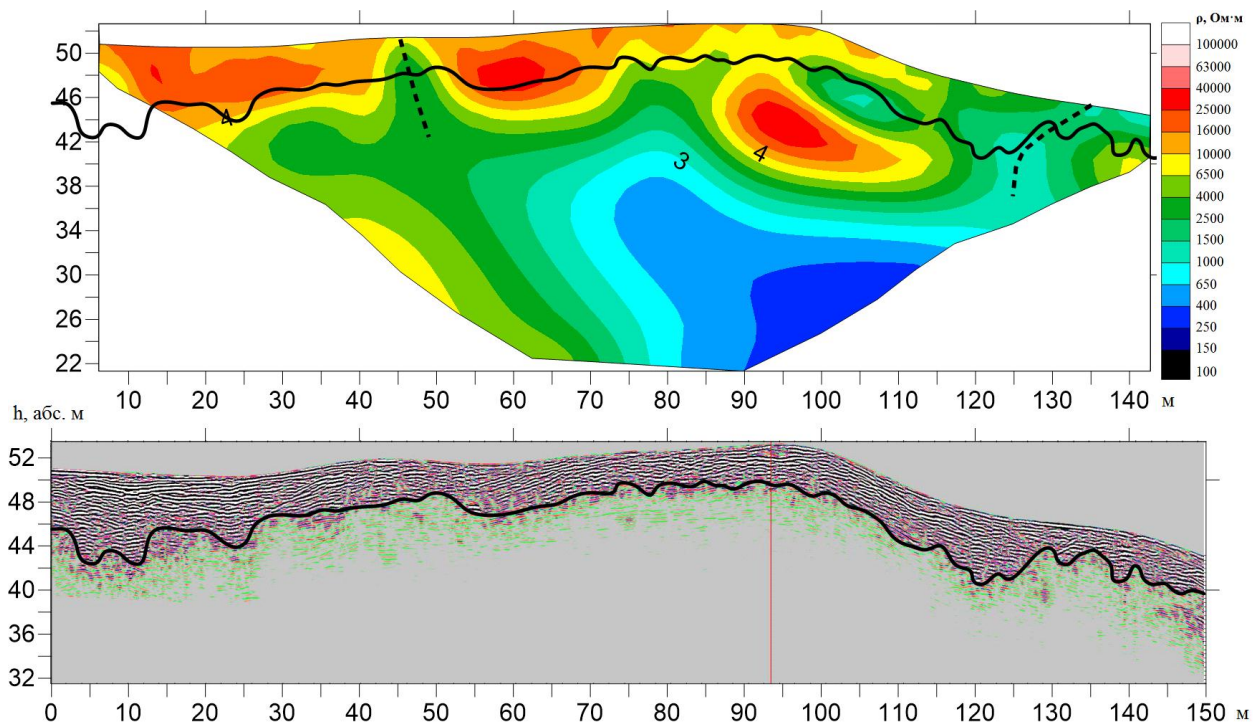


Рисунок 26. Электротомографический и георадиолокационный разрезы по профилю -1 с нанесенными интерпретационными границами. Пунктиром проведены предполагаемые сейсмодислокации.

Как и на профиле -2, в нижней части разрезов по профилю -1 обнаруживаются глины, но здесь они появляются только с середины профиля и идут до его конца. По данным электротомографии, УЭС в этой области уменьшается до 200-1000 Ом·м. На данном профиле по данным электротомографии также были выделены предполагаемые сейсмодислокации.

Профиль 1 отличается от двух предыдущих. Здесь в начале профиля область с высокими сопротивлениями на электротомографическом разрезе продолжается на большую глубину, чем на георадарном (рис. 27). Это может быть связано с особенностями инверсии в программе RES2DINV, проявляющимися в завышении мощности проводящих

горизонтальных тел. Такое проводящее приповерхностное тело наблюдается в начале профиля и может искажать глубины на разрезе.

В нижней части геоэлектрического разреза УЭС также понижается, а электромагнитный сигнал затухает. В верхней части разреза выделяются два разрывных нарушения.

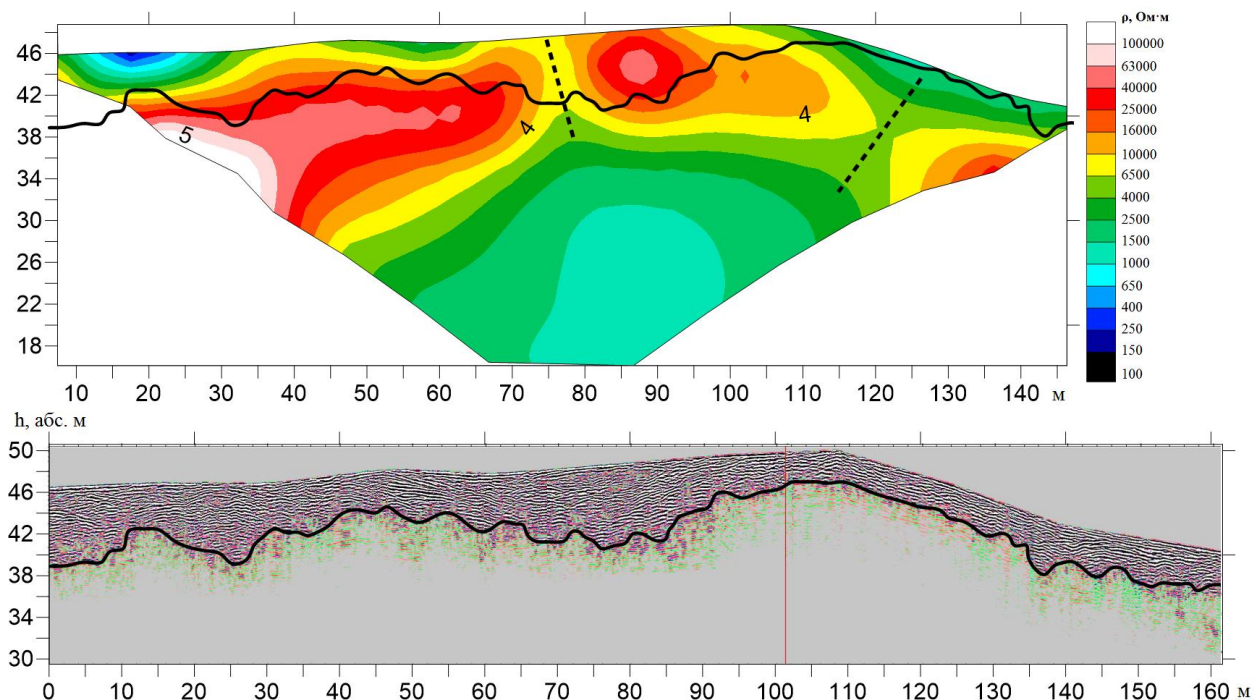


Рисунок 27. Электротомографический и георадиолокационный разрезы по профилю 1 с нанесенными интерпретационными границами. Пунктиром проведены предполагаемые сейсмодислокации.

На разрезах по профилю 2 отмечается хорошая корреляция данных электротомографии и георадиолокации (рис. 28). В волновой картине не проявлены протяженные оси синфазности и встречается большое число дифрагированных волн. Следовательно, в этой части оза в верхней части разреза широко распространены валуны или гравий в песчаной толще. Нижняя часть разреза глинистая.

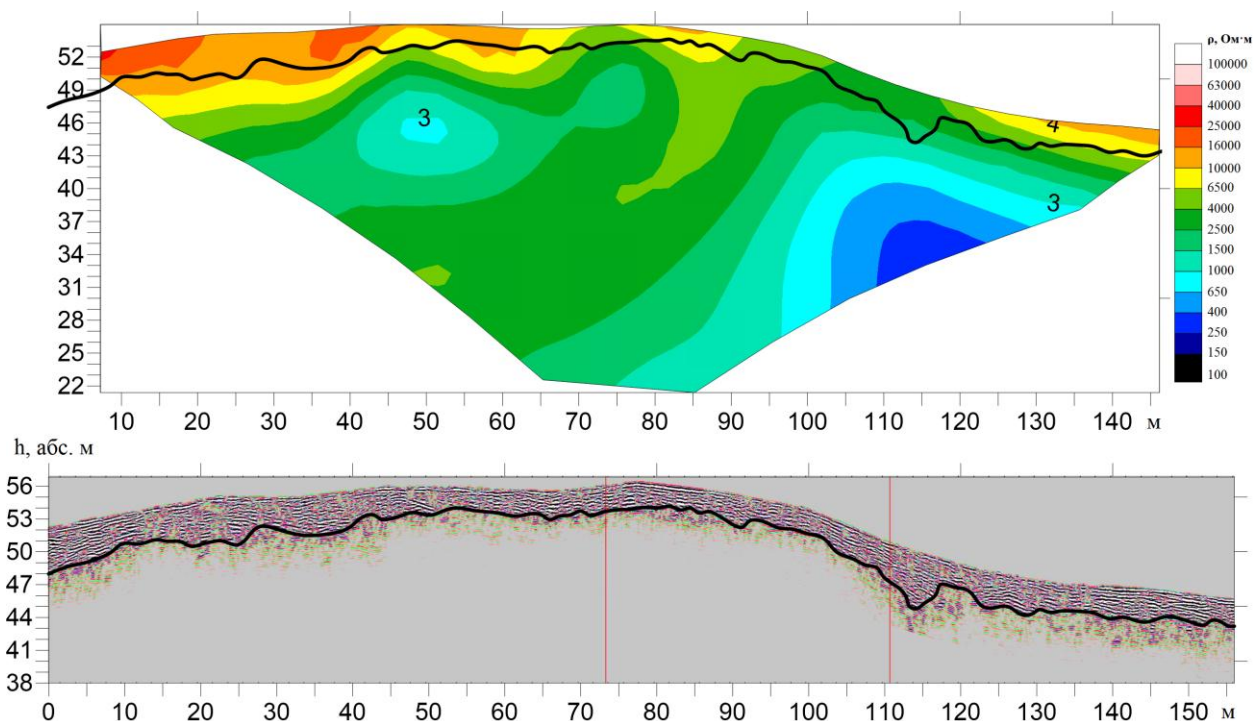


Рисунок 28. Электротомографический и георадиолокационный разрезы по профилю 2 с нанесенными интерпретационными границами.

На радарограммах по профилям 3 и 4 (рис. 29) отмечается различная волновая картина в начале и в конце верхней части геоэлектрического разреза: с 0 по 120 м оси синфазности прерывистые, что указывает на большое число валунов в песчаной толще, а с 120 до 160 м оси синфазности более протяженные и УЭС выше (10-40 кОм·м), то есть это более однородные пески. В нижней части разреза выделяются глинистые породы. В верхней части разреза на 25 и 45 м профиля 4 выделяются два разрывных нарушения.

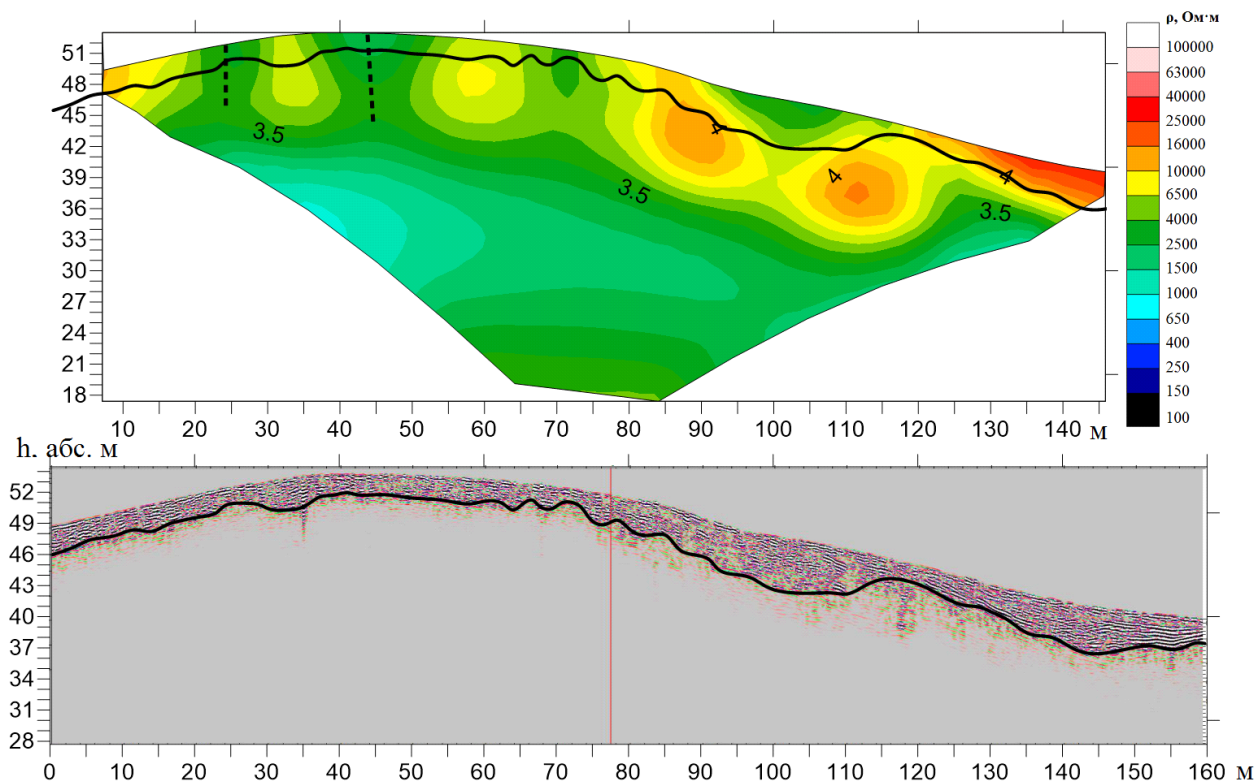


Рисунок 29. Электротомографический и георадиолокационный разрезы по профилю 4 с нанесенными интерпретационными границами. Пунктиром проведены предполагаемые сейсмодислокации.

Профиль 5 похож на профиль -1 наличием области с повышенным УЭС, экранируемой глинами, и поэтому не выраженной на радарограмме (рис. 30). Как и на других профилях, здесь выделяются пески в верхней и глины в нижней части разреза, а также выражена сейсмодислокация на 120 м. профиля. Аналогичным образом выглядят разрезы по профилю 7.

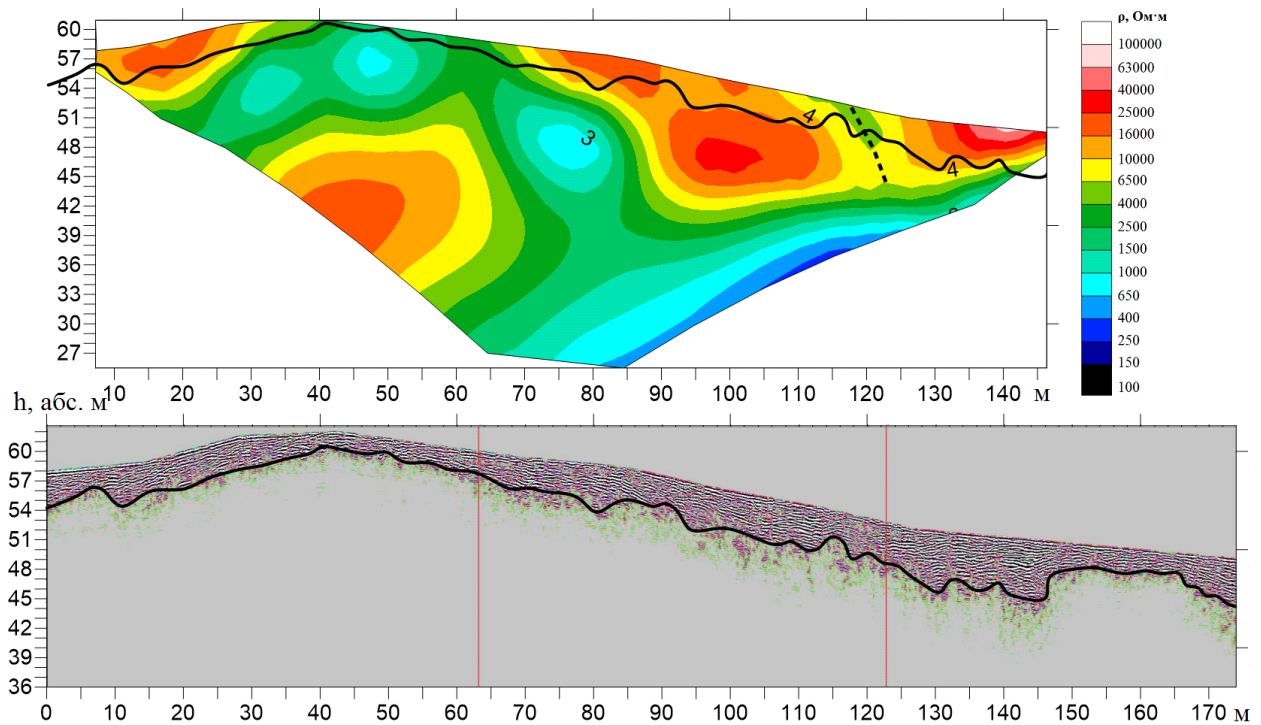


Рисунок 30. Электротомографический и георадиолокационный разрезы по профилю 5 с нанесенными интерпретационными границами. Пунктиром проведена предполагаемая сейсмодислокация.

Профиль 6 во многом сходен с профилем -2, но валуны здесь менее распространены. УЭС в глинистой толще падает до 40 Ом·м (рис. 31). В нижней части разреза (абс. высоты ок. 30 м.) прослеживаются коренные породы.

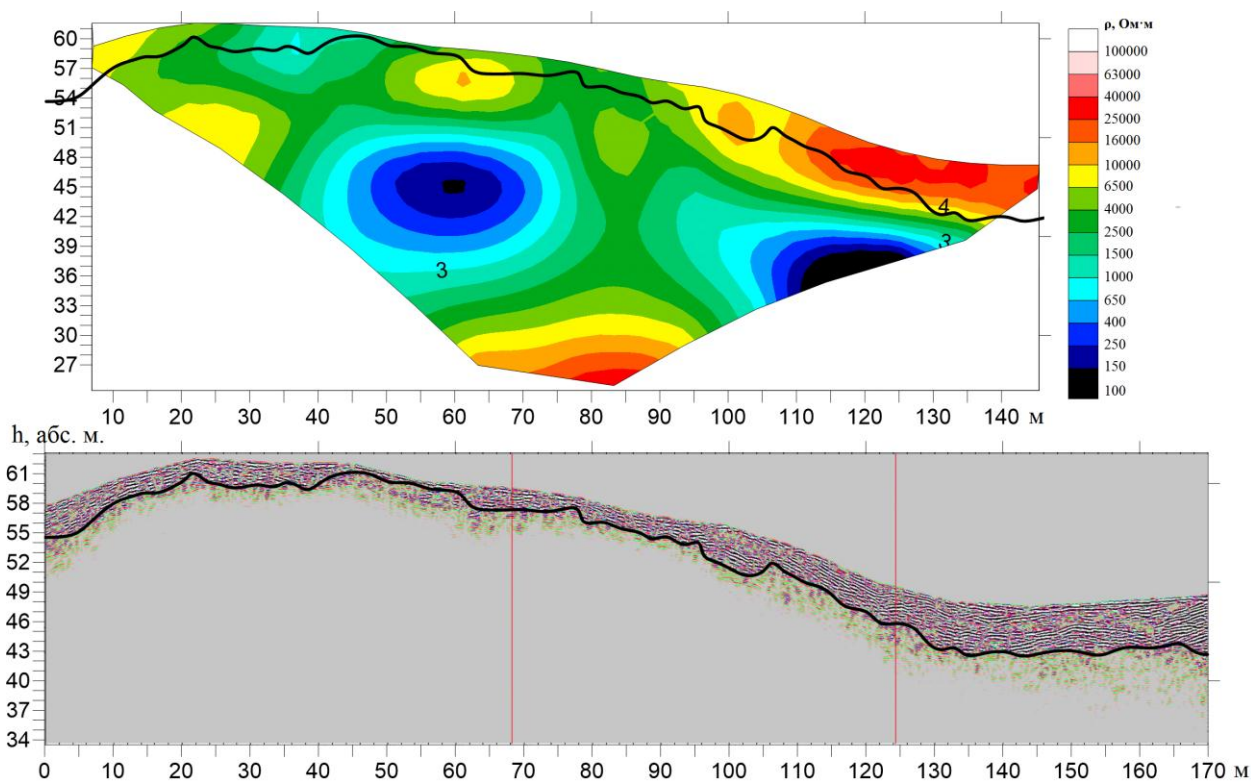


Рисунок 31. Электротомографический и георадиолокационный разрезы по профилю 6 с нанесенными интерпретационными границами.

На разрезах по профилю 8 также отмечена хорошая корреляция данных георадиолокации и электротомографии (рис. 32). В центральной части, с 44 до 120 м профиля, в верхней части геоэлектрического разреза выделяется зона повышенных сопротивлений (10-80 кОм·м). На радарограмме эта область характеризуется прерывистыми интенсивными осями синфазности с большим количеством единичных, нечетких дифрагированных волн над локальными объектами. Эта толща интерпретирована как песчано-гравийная, сложенная среднезернистым песком с включениями валунов и гравия. На разрезе прослеживаются разрывные нарушения.

В начале и в конце профиля (0-44 и 120-150 м) в волновой картине выражены единичные прерывистые оси синфазности, наблюдается повышенное затухание сигнала за счет увеличения содержания глинистого вещества. По данным электротомографии, удельное сопротивление в нижней части разреза имеет значения около 1 кОм·м, а электромагнитный сигнал затухает, что указывает на повышенное содержание глин в данной толще. Однако по сравнению с остальными профилями, сопротивления здесь выше.

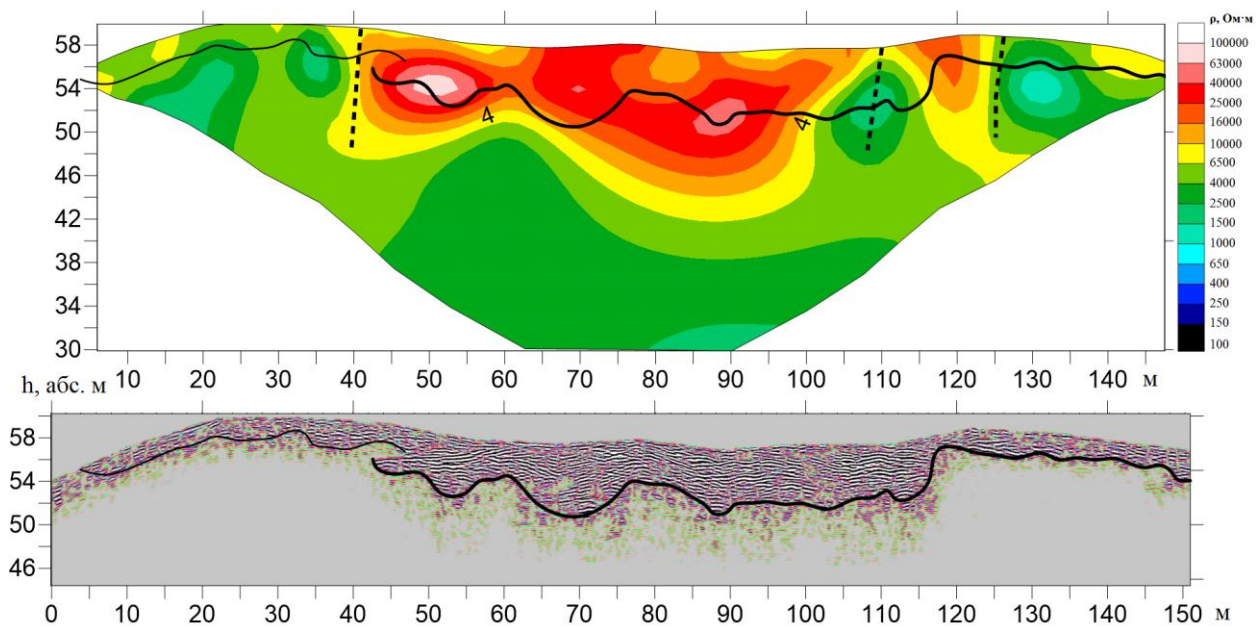


Рисунок 32. Электротомографический и георадиолокационный разрезы по профилю 8 с нанесенными интерпретационными границами. Пунктиром проведены предполагаемые сейсмодислокации.

Таким образом, наблюдается широкое, но неравномерное распространение ленточных глин в теле озовой гряды, толща песков с валунами и гравием в его верхней части, также неоднородная по составу и невыдержанная по мощности, и кровля коренных пород, прослеженная на некоторых профилях.

Заключение

В результате исследования участка «Лахтинский залив» были установлены закономерности строения толщи, связанной с поздне- и послеледниковой историей Ладожского озера, врезанием речных русел и трансгрессивно-регрессивными перемещениями береговых линий. Эти события получили отражение в характерных последовательностях отложений, имеющих специфическую волновую картину. На основе анализа волновой георадиолокационной картины был выявлен ряд характерных образов, которые можно соотнести с последовательностью геологических тел, фиксирующих определенные палеогидрологические события, что позволяет, по аналогии с сейсмо-, говорить о геордарной стратиграфии. Таким образом, оказалось возможным интерпретировать георадиолокационные данные с точки зрения геологической истории.

На радарограмме 2015 г. четко выражены два глубоких вреза, больший из которых является погребенным древним руслом Свири – продолжением Лахтинского залива. Было установлено, что, скорее всего, в строении изученного объекта принимает участие одна трансгрессивная последовательность отложений, где происходит закономерная смена фаций трансгрессивного заполнения палеорула р. Свирь на фации берегового вала. Это свидетельствует либо о том, что отложения Ладожской трансгрессии не принимают участия в строении берегового вала, либо о том, что вся изученная толща связана с Ладожской трансгрессией, и в таком случае раннеголоценовые датировки (7,5 и 7,9 тыс. С-14 л.н.) не отражают время образования Лахтинского залива.

Георадиолокационные исследования 2017 г. уточнили и расширили наши представления о геологическом строении данной территории. Была обнаружена система палеорусел.

В результате исследования было установлено геологическое строение участка, внесен вклад в понимание процессов, повлиявших на позднечетвертичную историю реки Свирь, а также показана возможность применения георадарной стратиграфии для палеореконструкций событий четвертичного периода.

Изучение строения котловин, мощностей донных осадков и формы под-иловой поверхности малых озер позволило сделать выводы об их происхождении, что является важным для палеореконструкций послеледниковой истории региона.

В результате выполненных геофизических исследований Кажминского оза методами

электротомографии, георадиолокации и сейсмотомографии было изучено строение озовой гряды, отличающееся значительной неоднородностью, выделены толщи, различные по физическим свойствам и литологическому составу, а также выделены сейсмодислокации, характерные для озов Заонежья. При работе на подобных объектах геофизические методы позволяют расчленять различные по составу слои, прослеживать границы при отсутствии многочисленных данных бурения, а также выявлять неоднородности в разрезе и разрывные нарушения.

Таким образом, в работе показаны возможности применения комплекса электротомографии и георадиолокации для решения задач четвертичной геологии на примерах объектов, расположенных на Северо-Западе России. Данный комплекс можно считать эффективным для изучения верхней части разреза.

Благодарности. Автор глубоко признателен Михаилу Вячеславовичу Шитову за постоянную поддержку на протяжении трех лет совместной работы, за знания, приобретенные за это время, и за помощь в геологической интерпретации. Выражаю искреннюю благодарность своему научному руководителю Марине Петровне Кашкевич за веру в меня и полное взаимопонимание, за легкость на подъем и продуктивность совместной деятельности. Благодарю Виталия Ивановича Кашкевича за незабываемые полевые работы и помощь в освоении программ обработки геофизических данных.

Автор благодарен Петрозаводским коллегам Павлу Александровичу Рязанцеву и Александру Игоревичу Родионову за интереснейшие поля и расширение кругозора. Нет возможности перечислить всех участников полевых работ, результаты которых вошли в данную работу, но каждый внес свой вклад в наше общее дело.

Список литературы

1. *Бискэ Г.С.* Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, 1959. 307 с.
2. *Бискэ Г.С., Лак Г.П., Лукашов А.Д., Горюнова Н.Н., Ильин В.А., Сыромятина Н.Д.* Отчет по теме: "Геолого-геохимические особенности четвертичных отложений Онего-Сегозерского водораздела и Заонежья, как основа для поисков закрытых месторождений". Институт геологии, г.Петрозаводск, 1966 г.
3. *Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В.* «Позднеголоценовое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. I. Принципы исследования и деформационные текстуры», Вестник Санкт-Петербургского университета, сер. 7, 2009, вып. 1, с. 3-25.
4. *Бобачев А. А., Горбунов А.А., Модин И.Н., Шевнин В.А.* Электротомография методом сопротивлений и вызванной поляризации. Приборы и системы разведочной геофизики. 2006, N02, 14-17.
5. *Борисик А.Л., Кашкевич В.И., Платонова Н.И., Блохин Н.Н., Анисимов А.А., Кашкевич М.П.* Комплексные геофизические исследования кургана «Шум-гора» // Археология и история Литвы и Северо-Запада России в раннем и позднем средневековье. СПб: Нестор-История, 2009, с. 80-88.
6. *Владов М.Л., Старовойтов А.В.* «Введение в георадиолокацию», М.: Издательство МГУ, 2004.
7. *Воробьева А.В., Потапович А.А., Рюмин А.Г.* Донные отложения малых озер юго-восточного Приладожья как индикатор развития природной среды в позднеледниковье-голоцене // Современные проблемы четвертичной геологии и географии Северо-запада европейской части России и сопредельных стран: Материалы научной сессии (с участием иностранных специалистов), посвященной 100-летию со дня рождения Галины Сергеевны Бискэ (Петрозаводск, 9-10 марта 2017 г)/ под. ред. Т.С. Шелеховой.-Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2017. С. 60-64.
8. *Демидов И.Н.* Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005 г. С. 134–142;

9. *Демидов И.Н.* О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006 г. С. 171–178.
10. *Марков К.К.* Послеледниковая история юго-восточного побережья Ладожского озера // Вопросы географии. Выпуск 12. 1949. С 213–220.
11. Объяснительная записка к государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тихвинско-Онежская, листы Р-36-XXXIV (82 с.) и Р-36-XXVIII (87 с.) (Лодейное поле). Москва, 1977, Министерство геологии СССР.
12. *Покровская И.М.*, Четвертичные отложения Онежско-Ладожского перешейка. Фонды ВСЕГЕИ. (Рукопись), 1943.
13. *Полицина А.В., Игнатъев В.И., Кашкевич В.И., Рыжова Е.В.* Геофизические методы и их информативность при строительстве трубопроводов методом наклонно-направленного бурения // Инженерные изыскания. Издательство: Геомаркетинг (Москва) ISSN: 1997-8650. - 2014. - №2. - С. 58-64.
14. Программа двумерной интерпретации данных метода сопротивлений и вызванной поляризации (наземный, скважинный и акваторные варианты) ZONDRES2D. Руководство пользователя. Zond geophysical software, Saint-Petersburg, 2014.
15. Программа управления Георадаром "ОКО-2" и визуализации получаемых данных GeoScan32. Иллюстрированное руководство пользователя, 2009.
16. *Родионов А.И.* Опыт проведения и актуальность георадиолокации флювиогляциальных форм рельефа при разведке месторождений песка и песчано-гравийных смесей. Материалы XXVI молодежной научной школы-конференции "Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии", Петрозаводск, 2015 г.
17. *Родионов А.И., Рязанцев П.А.* Георадарное изучение озовых гряд Заонежья. // Современные проблемы четвертичной геологии и географии Северо-запада европейской части России и сопредельных стран: Материалы научной сессии (с участием иностранных специалистов), посвященной 100-летию со дня рождения Галины Сергеевны Бискэ (Петрозаводск, 9-10 марта 2017 г)/ под. ред. Т.С. Шелеховой.- Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2017. с. 113-116.
18. *Родионов А.И., Рязанцев П.А.* Георадиолокационное изучение ледниковых

- отложений в юго-западной Карелии // Вестник ВГУ. Серия: геология. 2017. № 1. с. 123-129.
19. *Хмелевской В.К.*, Геофизические методы исследования земной коры. Международный университет природы, общества и человека "Дубна", 1997.
 20. *Шевнин В.А.* Программа RES2DINV версия 3.4 (или версия 3.49h) для *Windows 95/98/Me/2000/NT/XP*. Быстрая 2-D инверсия данных метода сопротивлений и ВП с использованием метода наименьших квадратов. 2001.
 21. *Шумов М.В.* Голоценовые трансгрессии Ладожского озера. Автореф. канд. дисс. СПб, 2007. 16 с.
 22. *Constable S.C., Parker R.L., Constable C.G.* 1987. Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52, 289-300.
 23. *De-Geer G.* Om rullstensasarnas bildningsatt. *Geol. Foren. i Stockholm Forh.*, vol. 19, H. 5, 1897.
 24. *Dey A., Morrison H.F.* 1979. Resistivity modeling for arbitrary shaped two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting* 27, 106-136.
 25. *Griffiths D.H. and Barker R.D.* 1993, Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, 29, 211-226.
 26. *Holst N.O.* Om de glaciala rullstensasarne. *Geol. Foren. i Stockholm Forh.*, vol. 3, 1876-1877, pp. 97-112.
 27. *Leiviska J.* Der Salpausselka. *Fennia* 41, №3, 1920.
 28. *Loke, M.H. and Barker, R.D.*, 1996, Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.
 29. *Lowry, T., Allen, M.B. and Shive, P.N.* 1989. Singularity removal: A refinement of resistivity modeling techniques. *Geophysics*, 54(6), 766-774.
 30. *Marquardt, D.W.*, 1963, An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters: *J. Soc. Indust. Appl. Math.*, 11, 431-441.
 31. *Nansen F.* Auf Schneeschuhen durch Gronland. Bd. II, 1891.
 32. *Neal, A.* Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress // *Earth-Science Reviews*, 2004. Vol.66. – P. 261–330.
 33. *Philipp H.* Zur Theorie der Osenentstehung. *Centr. Min., Geol. und Pal.*, №7, 1917.

34. *Portniaguine O.N., Zhdanov M.S.* Focusing geophysical inversion images // *Geophysics*. 1999. V. 64. P. 874–887.
35. *Sasaki, Y.*, 1992, Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. *Geophysical Prospecting*, 40, 453-464.
36. *Strandmark P.W.* Om rullstensbildningarne och sattet hvarpa de blifvit danade Laroverksprogram. Helsingfors, 1885.
37. *Tanner V.* Studier ofver kvartersystemet i Fennoskandias nordliga delar, *Bull. Comm. geol. Finl.*, №38, 1930.