

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 621.396.96:556.55 (470.22)

### ВОЗМОЖНОСТИ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОЗЕРАХ КАРЕЛИИ

**А. В. Старовойтов<sup>1</sup>, М. Ю. Токарев<sup>1,2</sup>, А. Л. Марченко<sup>1</sup>,  
Д. А. Субетто<sup>3</sup>, А. Е. Рыбалко<sup>2,4</sup>, М. И. Алешин<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Геологический факультет Московского государственного университета  
им. М. В. Ломоносова

<sup>2</sup> Центр анализа сейсмических данных Московского государственного университета  
им. М. В. Ломоносова

<sup>3</sup> Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН

<sup>4</sup> Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета

Обобщены материалы георадиолокационных наблюдений, проведенных на трех озерах в Карелии – Верхнем (ББС МГУ), Нижнем Нильмозере и Вендюрском. Использовалась экранированная антенна 300 МГц. Анализировались возможности георадиолокации, такие как глубинность исследований по воде и по грунту. На каждом озере проводились измерения удельного электрического сопротивления (УЭС) воды и рассматривались основные особенности строения разрезов четвертичных отложений как основных факторов, влияющих на глубинность исследований. Показано, что высокие значения УЭС воды и, вероятно, отсутствие глин в разрезе свидетельствуют об эффективности метода георадиолокации при работах до глубин 10–15 м ниже поверхности дна и при глубине воды до 12–15 м. Георадиолокация, как значительно более дешевый метод по сравнению с сейсмоакустикой, может быть использована при решении многих производственных и научных задач.

**К л ю ч е в ы е с л о в а:** георадиолокация; озера; четвертичные отложения.

**A. V. Starovoytov, M. Yu. Tokarev, A. L. Marchenko, D. A. Subetto,  
A. E. Rybalko, M. I. Aleshin. GPR POTENTIAL WHEN INVESTIGATING  
QUATERNARY DEPOSITS IN LAKES OF KARELIA**

The results of the GPR observations carried out in three lakes of Karelia: Lake Verkhneye (the White Sea Biological Research Station of the Moscow State University), Nizhneye Nilmozero and Vendyurskoye, were summarized. A screened 300MHz antenna was used for the survey. The GPR potential, including parameters such as propagation distance in water and in soil, was analyzed. Water resistivity measurements were carried out for

each lake. Characteristics of the Quaternary profile (being the main factor that influence the propagation depth of electromagnetic waves) were studied. It was demonstrated that high water resistivity and, possibly, the lack of clay in the profile suggest GPR can perform well for the depth range of 10–15 m below the bottom and at water depths up to 12–15 m. The GPR method, which is far more cost efficient compared to seismoacoustics, can be applied to deals with many production as well as scientific problems.

**Key words:** Ground Penetrating Radar; lakes; Quaternary sediments.

## Введение

Изучение строения верхней части разреза на пресноводных акваториях проводится для решения разнообразных задач: поиск объектов (например, трубопроводов различного назначения, электрических кабелей и т. д.); изучение геологического строения для строительства мостовых переходов, причалов и других сооружений; экологических исследований (определение распространения и мощности современных загрязненных осадков на водоемах с целью разработки мер по их очистке и реабилитации, что особенно важно, если водоем находится в пределах населенных пунктов); изучение рельефа кровли коренных пород при поисках россыпных месторождений и т. д. До недавнего времени для решения этих задач применялся практически только один метод – метод непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) с различными типами источников. Однако его использование в некоторых случаях либо малоэффективно, либо невозможно. Основные причины этого следующие:

1. При работе на малых глубинах возникает интенсивный фон волн-помех (кратных и неполнократных в водном слое), что сильно затрудняет интерпретацию.
2. На пресноводных водоемах в разрезе довольно часто имеются газонасыщенные осадки, которые при работе на высоких частотах (сотни и тысячи Гц) иногда практически полностью «экранируют» залегающие ниже части разреза, что делает применение сейсмоакустики невозможным.
3. Технологически метод НСП намного более сложен по сравнению с георадиолокацией. Для проведения сейсмоакустических исследований необходимо плавсредство с электропитанием, которое не всегда имеется на изучаемой акватории.
4. Работа может проводиться, только когда нет ледяного покрова.

Метод георадиолокационного профилирования, который интенсивно развивается в последнее время, при работе на небольших глубинах в пресных водоемах (до 15–20 метров) обладает рядом преимуществ. Волны-помехи

также имеются, однако благодаря намного меньшей длительности импульса их влияние не столь критично. Наблюдения можно проводить при глубине воды даже около 0,5 метра. Газонасыщенные осадки не влияют на глубинность исследований. Георадиолокационное профилирование можно проводить с небольших резиновых лодок, а в зимнее время – со льда. Вместе с тем есть два основных фактора, которые могут существенно уменьшать глубинность георадиолокационных наблюдений – наличие слоя глин в разрезе и низкое удельное электрическое сопротивление (УЭС) воды. Опыт показывает, что и первый и второй фактор могут быть причиной резкого уменьшения глубинности исследований, вплоть до нуля. Различные аспекты перечисленных выше проблем при проведении георадиолокационных наблюдений рассмотрены в ряде работ [Delaney et al., 1992; Mellett, 1995; Moorman, Michel, 1997; Schwamborn et al., 2002; Fuchs et al., 2004; Arcone et al., 2006, 2010; Владов, Пятилова, 2009; Sambuelli, Bava, 2012; Chanu et al., 2014]. Сопоставление сейсмоакустического и георадиолокационного методов рассмотрено также в работе [Владов и др., 2007; Старовойтов, 2008].

Имеются примеры георадарных наблюдений в областях развития ледниковых отложений [Ulriksen, 1982; Jol et al., 1996]. Получаемые данные позволяют проводить и детальный факультетный анализ в верхней части разреза четвертичных отложений [Smith, Jol, 1997; van Overmeeren, 1998; Libohova et al., 2014]. При использовании низкочастотных антенн в наблюдениях с поверхности георадиолокационные исследования проводятся на глубинах воды до 20–25 метров [Delaney et al., 1992; Bradford, Brosten, 2007].

В Карелии, где озер, различных по площади и глубине, более 61 000, широко развиты различные по вещественному составу ледниковые отложения, часть которых представлена в том числе и глинистыми моренами [Озера..., 1959; Рыжков, 1999]. Очевидно, что на дне озер также могут залегать эти отложения. Наибольшие глубины в озерах (без Ладожского и Онежского) колеблются от 2 до 97 м (например, Сегозеро – 97 м, Топозеро – 56 м, Янисъярви – 57 м и др.).



Рис. 1. Схема расположения районов исследований (показаны белыми стрелками):  
1 – оз. Верхнее (ББС МГУ); 2 – оз. Нижнее Нильозеро; 3 – оз. Вендюрское

Средняя максимальная глубина их составляет 21,3 м. Средние глубины, вычисленные на основании многочисленных промеров в каждом озере, колеблются в пределах от 1 до 23 м. По предварительным данным, большую часть дна озер покрывают илистые грунты. В глубоких крупных и средних озерах Карелии они представлены обычно мягкими илами серого, серо-зеленого и оливкового цветов. Иногда эти илы содержат до 90 % минеральных частиц, чем сильно отличаются от илов озер Русской равнины, в которых содержание органических веществ значительно больше. Илистые грунты распространены преимущественно в профундали озер и частично в литоральной зоне. Они покрывают до 60–80 % площади дна. В прибрежной литоральной зоне грунты иные. Они

образуются в основном вследствие разрушения берегов. Большое распространение в прибрежной зоне имеют каменистые, каменисто-песчаные, галечные, песчано-галечные и песчаные грунты. Они занимают до 10–20 % площади дна. В прибрежной зоне, так же как и в профундали, встречаются глинистые грунты.

Целью опытно-методических георадиолокационных работ на озерах Карелии являлось выяснение возможностей данного метода при изучении рельефа дна и строения четвертичных отложений – определение УЭС воды, глубинности по воде и по грунту. Исследования проводились на трех озерах – озере Верхнем (Беломорская биологическая станция МГУ, расположенная к юго-востоку от д. Пояконда), озере Нижнее Нильозеро (у д. Нильма,





Рис. 2. Пример работы методом георадиолокации на пресноводных акваториях (оз. Верхнее, ББС МГУ)

пролив Великая Салма Кандалакшского залива) и Вендюрском озере (120 км на северо-запад от г. Петрозаводска) (рис. 1).

### Аппаратура и методика работ

На всех озерах георадиолокационные опытно-методические исследования выполнялись с помощью георадара серии «Зонд 12е» производства фирмы Radar Inc., г. Рига. Использовалась экранированная антенна 300 МГц. Работы проводились с резиновой лодки, привязка осуществлялась с помощью GPS (рис. 2). При благоприятном строении разреза данная антенна позволяет изучать разрез на суше до глубины в 10–12 метров с разрешением по вертикали в первые десятки сантиметров. Обработка данных выполнялась в программах RadExplorer и RadExPro производства ООО «Деко-геофизика СК». Интерпретация проводилась в соответствии с методикой, разработанной для анализа сейсмических данных и получившей название «сейсмическая стратиграфия» [Сейсмическая стратиграфия..., 1982; Старовойтов, 2008]. Для оценки удельного электрического сопротивления (УЭС) воды использовался прибор Water Quality Tester (Korea).

### Обсуждение результатов

**Озеро Верхнее.** Расположено на полуострове Киндо в Кандалакшском заливе Белого

моря на высоте около 90 метров н. у. м. рядом с ББС МГУ (рис. 1). Максимальная глубина воды составляет 2,8 м. Измеренное удельное электрическое сопротивление воды – около 360 Омм. Было выполнено 9 профилей с использованием резиновой лодки (рис. 2). Мощность изученного осадочного разреза достигает 340 нс двойного времени. Для пересчета из временного в глубинный масштаб была проведена оценка скорости распространения электромагнитных волн по гиперболам дифрагированных волн, которые встречаются практически по всему разрезу. Образование гипербола, скорее всего, связано с присутствием в отложениях озера стволов деревьев. Анализ скоростей показал, что их значения существенно меняются даже в самой верхней придонной части разреза как по латерали, так и по разрезу от 3,8 до 6,0 см/нс. Такой разброс значений скоростей в осадках, которые по типу волновой картины мало различаются, по-видимому, можно объяснить тем, что профили пересекают эти линейные объекты под разными углами; это приводит к существенному разбросу значений скоростей и, соответственно, к различным значениям мощности отложений [Владов и др., 2010]. Пробы с поверхности дна показали, что по крайней мере придонная часть разреза сложена сапропелем жидкой консистенции. Учитывая эти факторы и опыт аналогичных работ на других акваториях, для оценки мощности

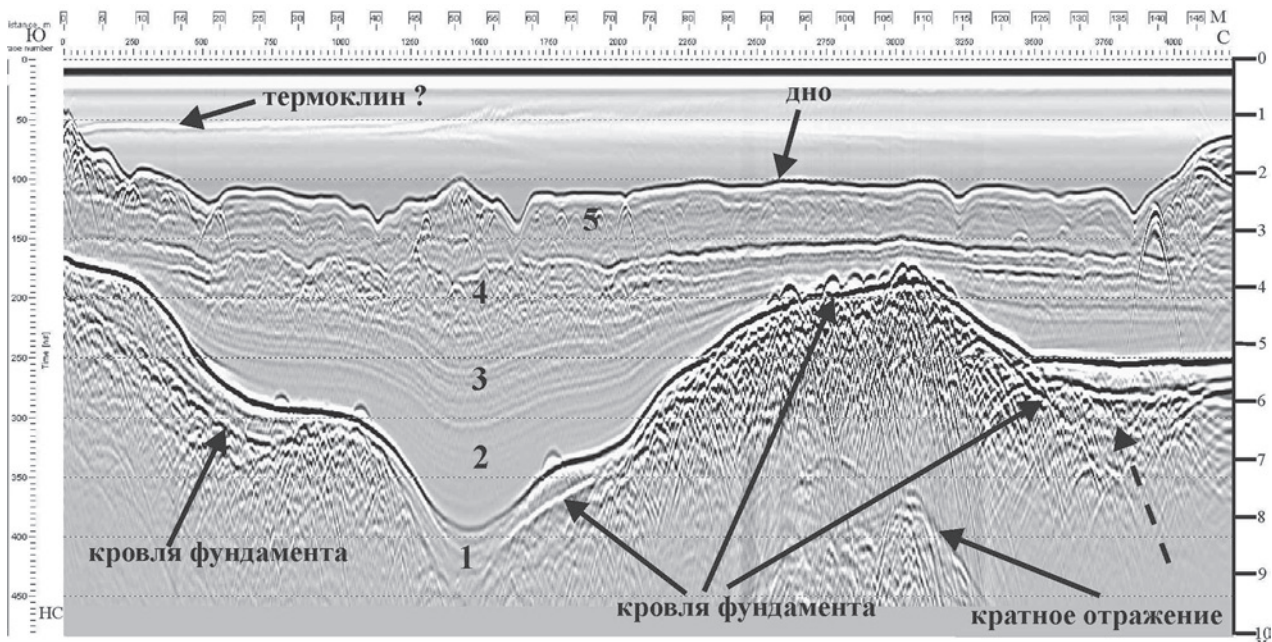


Рис. 3. Георадиолокационный профиль, выполненный на озере Верхнем. Цифрами обозначены комплексы отложений. Пунктирная стрелка показывает предположительно флювиогляциальные отложения, выполняющие долину. Использовалась экранированная антенна 300 МГц

осадочного разреза была использована средняя скорость распространения электромагнитных волн 4,7 см/нс, что позволило оценить максимальную мощность осадочного разреза приблизительно в 8 м (рис. 3).

Анализ волновой картины по всем профилям показал, что весь изученный разрез состоит из двух основных частей (двух комплексов отложений). Нижняя часть разреза выделяется на всех профилях и имеет хаотическую волновую картину без протяженных осей синфазности. Кровля этого комплекса неровная и выделяется на георадиолокационных профилях по многочисленным гиперболам. Основываясь на профилях, выполненных по суше, этот тип волновой картины типичен для пород фундамента, представленных в этом районе беломорскими гнейсами [Хаин, 1977; Слабунов, 2008]. Для подтверждения этого один из аквальных профилей был достроен профилем по суше до выходов коренных пород фундамента на поверхность (рис. 4). В кровле фундамента в пределах озера выделяется поднятие с максимальной высотой около 5 м; оно делит его на две котловины, в которых мощности осадочного выполнения существенно различаются (рис. 3).

Выше над породами фундамента залегают отложения, характеризующиеся в основном слоистым типом волновой картины (рис. 3). В этой толще выделяются пять осадочных комплексов, которые разделяются либо высокоамплитудными осями синфазности (между комплексами

1 и 2, 4 и 5), либо по смене типа волновой картины (между комплексами 2 и 3, 3 и 4). Осадочные комплексы 1–2 выделены в основном в двух понижениях в кровле фундамента, комплекс 3 либо также встречается в понижениях кровли, либо резко уменьшается в мощности над поднятием, разделяющим эти понижения. Комплексы 4 и 5 распространены в пределах всего озера. По результатам георадиолокационной съемки было установлено, что средняя глубина озера составляет около 1,5 м, максимальная – 2,8 м. Волновая картина в осадочном разрезе представлена преимущественно двумя основными типами – слоистым (комплексы 1–3) и хаотическим (южная часть комплекса 4 и небольшие участки в комплексе 5). Для оценки вещественного состава, кроме опробования с поверхности дна, на нескольких участках были рассчитаны коэффициенты отражения от дна и от границы между комплексами 4 и 5, которые составили 0,1 и 0,13 соответственно. Коэффициенты отражения рассчитывались по формуле

$$K_{\text{отр.}} = \frac{\sqrt{\epsilon_1} - \sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}},$$

где  $\epsilon_1$  и  $\epsilon_2$  – диэлектрическая проницаемость в слоях соответственно над и под отражающей границей. Диэлектрическая проницаемость определялась как

$$\epsilon = (C/V)^2,$$



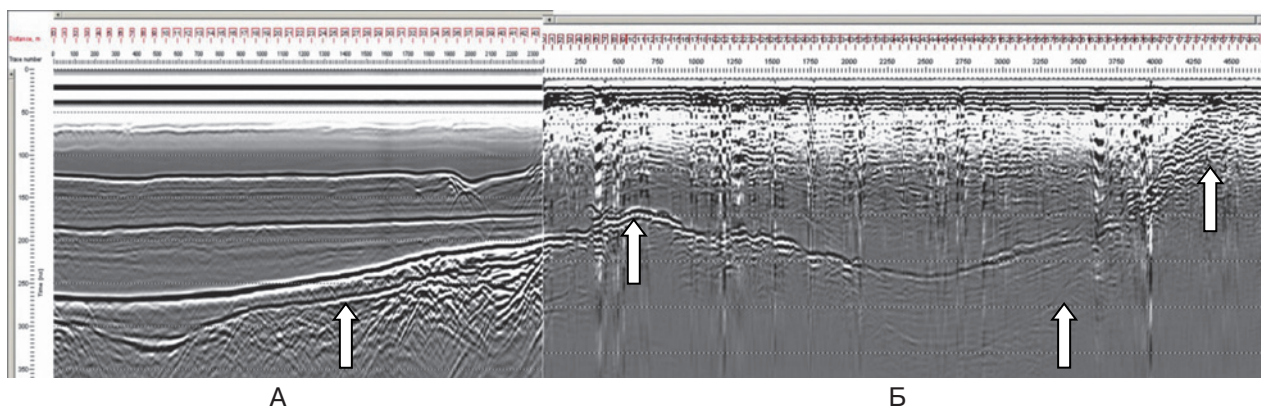


Рис. 4. Георадиолокационный профиль через аквальную часть (А) и его продолжение по суше (Б). Белыми стрелками показана кровля фундамента. Развертка (вертикальная шкала) – 350 нс, длина профиля – 117 м

где  $C$  – скорость электромагнитных волн в воздухе,  $V$  – скорость в слое [Владов, Старовойтов, 2005; Schmitt et al., 2012]. Эти значения характерны для водонасыщенных практически нелитифицированных грунтов текучей консистенции. В целом рассмотренный слоистый разрез сложен, по-видимому, озерными отложениями (сапропелем, мягкими илами). Участкам разреза с хаотическим типом волновой картины, вероятно, соответствуют осадки с значительным содержанием растительного детрита (торф?). Признаков наличия ледниковых отложений в осадочном чехле оз. Верхнее не обнаружено. Многочисленные «усы» дифракции обусловлены, по-видимому, присутствием в разрезе стволов затонувших деревьев и отдельных валунов. Максимальная глубинность георадиолокационных исследований составила не менее 10 м (2,2–2,5 м по воде и около 8 м по грунту). При данных благоприятных условиях – высоком УЭС воды (360 Ом) и отсутствии глин в разрезе – можно предположить, что глубинность метода может быть и значительно больше. Севернее оз. Верхнее была пробурена скважина № WSBS-2004-12, глубиной 5 метров, которая под слоем торфа и воды на глубине 250 см вскрыла слой сапропеля, а с глубины 480 см – слой песка [Олюнина, Романенко, 2007]. В этой, как и в других скважинах на полуострове Киндо, в нижней части, в подстилающих озерно-болотные отложения песках и опесчаненных илах обнаружена солоноватоводноморская диатомовая флора. Определение абсолютного возраста отложений в нижней части слоя сапропеля дало значение  $8400 \pm 110$  лет. Таким образом, морские отложения распространены на полуострове Киндо как минимум до высот около 82 м [Олюнина, Романенко, 2007]. Можно сделать предположение, что нижняя часть осадочного выполнения озерной котловины оз. Верхнее с хорошо выраженной слоистостью

(комплексы 1 и 2 на рис. 3) может быть сложена морскими осадками.

**Оз. Нижнее Нильмозеро.** На озере было выполнено два георадиолокационных профиля длиной 180 и 150 м. Целью опытно-методических наблюдений, как и в рассмотренном выше примере, было изучение разреза и оценка глубинности исследований, как по воде, так и по разрезу. Измеренное удельное электрическое сопротивление (УЭС) воды составило 250 Ом.

На профиле 1 глубина воды не превышает 5,4 м (рис. 5). Ниже дна выделяется осадочный разрез мощностью около 10,0 метров (при  $V = 5$  см/нс). Он представлен пятью осадочными комплексами. Подошвой этого осадочного чехла на данном профиле является отражение сложной конфигурации на глубинах около 650 нс, которое выделяется в левой и правой частях профиля 1 (рис. 5). Этот рефлектор предположительно является кровлей кристаллического фундамента, сложенного гнейсами (1) – ниже него отражений не наблюдается. Выше по разрезу выделено два осадочных комплекса (2.1 и 2.2), в которых отсутствуют оси синфазности отраженных волн, волновая картина является хаотической. Кроме отсутствия слоистости следует отметить довольно резкое изменение мощностей этих комплексов. По данным признакам оба комплекса отнесены к ледниковым отложениям, которые широко распространены по берегам этого озера. Отметим, что такие признаки характеризуют ледниковые отложения, выделяемые на прилегающих районах акватории пр. Великая Салма по данным другого волнового метода – сейсмоакустики [Кубышкина и др., 2012]. Их максимальная мощность на этом участке достигает 6 м.

Выше по разрезу выделено три осадочных комплекса (3, 4 и 5) общей мощностью до 5 м. Они отнесены к так называемому

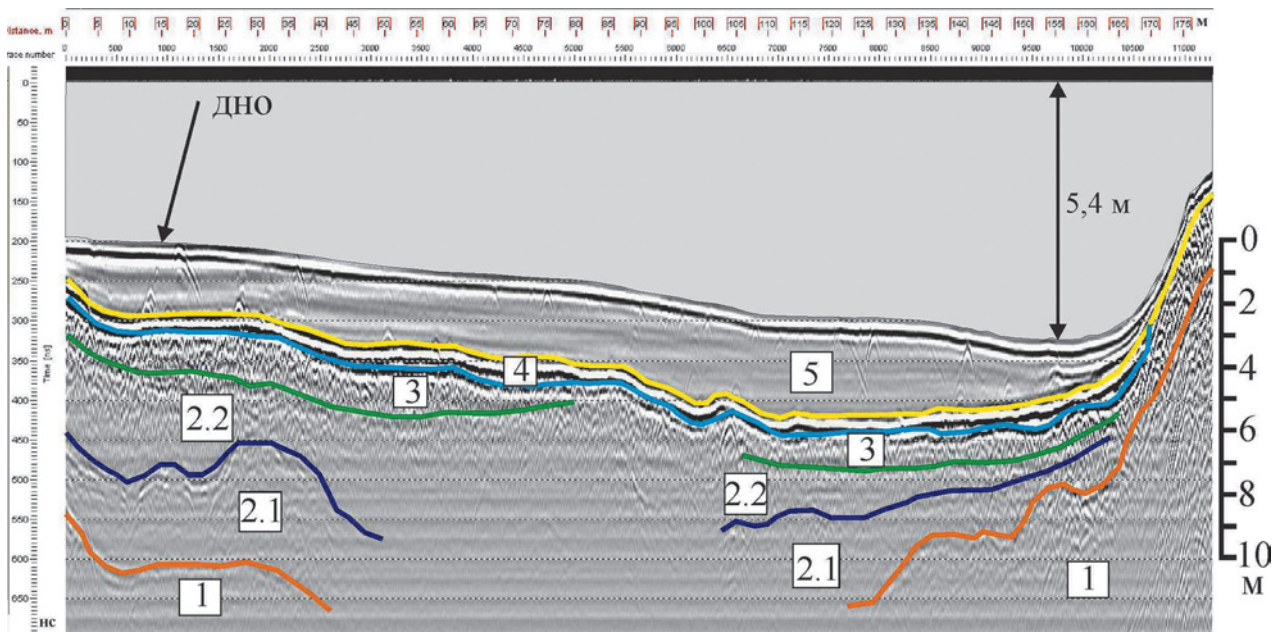


Рис. 5. Георадиолокационный разрез № 1 в оз. Нижнее Нильмозеро. Вертикальный масштаб для воды дан в метрах (использовалась скорость в воде 3,3 см/нс). 1 – фундамент; 2 (2.1 и 2.2) – ледниковые отложения; 3–4 – ледниково-озерные (?) отложения, 5 – современные озерные осадки. Здесь и далее вертикальная шкала для осадков, расположенная справа от профиля, рассчитывалась при скорости распространения электромагнитных волн 5 см/нс

надморенному комплексу. Границами между ними являются отчетливо выраженные оси синфазности отраженных волн (рис. 5). О генезисе комплексов 3 и 4 судить сложно, так как из-за небольшой мощности практически невозможно использовать один из основных признаков для обсуждения этого вопроса – волновую картину. На данном этапе изучения эти комплексы отнесены нами предположительно к ледниково-озерным. Самый молодой осадочный комплекс 5 (мощность около 3 м) в целом имеет слоистый тип волновой картины, распространен вдоль всего профиля, лишь на береговом склоне его мощность резко уменьшается. О его литологическом составе судить сложно, по-видимому, осадки представлены илами и песками. В центральной части профиля глубинность исследований резко уменьшается, что, вероятно, можно объяснить большим поглощением электромагнитных волн в ледниковых комплексах из-за увеличения их мощности.

Профиль 2 выполнен с той же методикой, что и профиль 1. Максимальная глубина воды также 5,4 м, длина – 150 м. На профиле отчетливо выделяются четыре осадочных комплекса (рис. 6). Кровлей самого нижнего комплекса является местами плохо выраженный отражающий горизонт, ниже которого осей синфазности большой протяженности не наблюдается. По-видимому, этот комплекс, так же как и на профиле 1 (рис. 5), можно соотнести

с породами фундамента (гнейсами). На нем залегает комплекс 2, кровлей которого является хорошо выраженный отражающий горизонт неровной конфигурации, вследствие чего его мощность резко меняется вдоль профиля от 25 до 120 нс в масштабе времени (приблизительно от 0,5 до 3,0 м при  $V = 5$  см/нс). Волновая картина данного комплекса хаотическая, признаков слоистости не наблюдается. На рассматриваемом профиле этот комплекс слагает отдельные холмы шириной у основания до 30 м. Перечисленные признаки позволяют отнести его к ледниковым отложениям – морене (рис. 6). Залегające выше отложения комплексов 3 и 4 выделяются как надморенные и аналогичны комплексам 3 и 5 на профиле 1. Следует только отметить, что аналога комплекса 4 на данном участке не обнаружено. Не исключено, что причиной этого является его крайне незначительная мощность. Самый молодой осадочный комплекс имеет слабо выраженную слоистость и залегает в понижениях между предполагаемыми моренными холмами. Его мощность достигает 2,8 м.

Очевидно, что данный комплекс сложен современными озерными отложениями – илами и песками. В результате настоящих исследований разрез представляется в следующем виде (снизу вверх): фундамент – ледниковый комплекс – надморенный комплекс (ледниково-озерные и озерные отложения). По



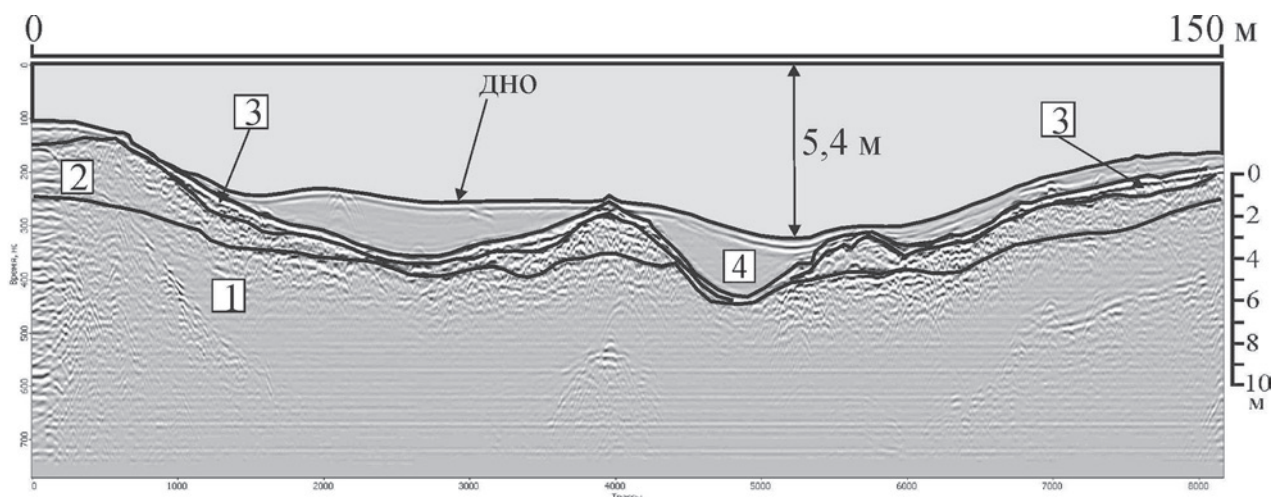
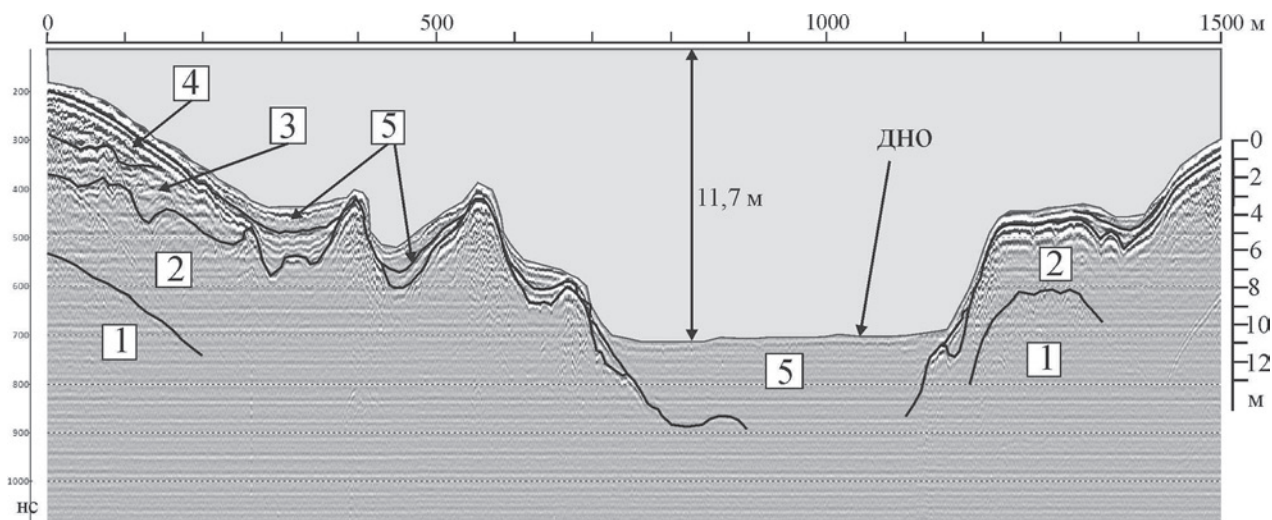


Рис. 6. Георадиолокационный разрез № 2 в оз. Нижнее Нильмозеро. Вертикальный масштаб для воды дан в метрах (использовалась скорость в воде 3,3 см/нс). 1 – фундамент; 2 – ледниковые отложения; 3 – ледниково-озерные (?) отложения, 4 – современные озерные осадки



х 38

Рис. 7. Георадиолокационный профиль № 6 на оз. Вендюрском. Вертикальный масштаб для воды дан в метрах (использовалась скорость в воде 3,3 см/нс). 1 – фундамент; 2 – ледниковые отложения; 3, 4 – ледниково-озерные (?) отложения; 5 – современные озерные осадки

структурно-морфологическим признакам этот разрез аналогичен разрезам, изученным на прилегающих акваториях методом сейсмоакустики, за исключением надморенной толщи, которая на морских разрезах сложена в основном морскими осадками [Кубышкина и др., 2012].

**Оз. Вендюрское.** Удельное электрическое сопротивление воды составило около 550 Ом·м. На озере было выполнено семь георадиолокационных профилей – четыре поперек озера и три параллельно берегам. Поперечные профили располагались по самой глубоководной части, где по результатам предшествующих работ была определена максимальная глубина воды 12 метров. Профиль через глубоководную часть представлен на рис. 7. В осадочном

чехле было выделено пять осадочных комплексов. Самый древний комплекс, подошва которого по данным георадиолокации не выделяется, представлен, по-видимому, коренными породами фундамента (гнейсами). Отражения ниже его кровли не выделяются. Выше залегает комплекс 2, который характеризуется неровной кровлей, отсутствием отражающих границ и площадок (т. е. отсутствием слоистости) и резко изменчивой мощностью. По этим признакам его отнесли, предположительно, к ледниковым отложениям – морене. Видимая мощность комплекса около 6 м, но в центральной части профиля она может быть значительно больше. Комплексы 3 и 4 имеют суммарную мощность в пределах данного профиля



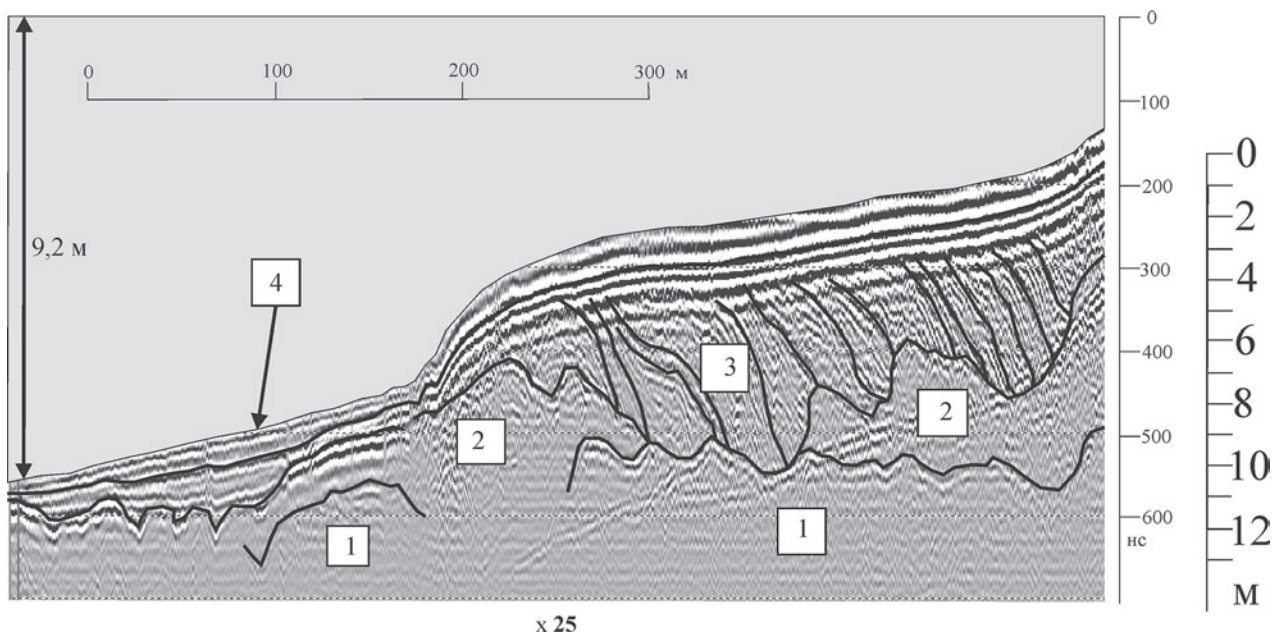


Рис. 8. Фрагмент георадиолокационного профиля № 7 на оз. Вендюрском. Вертикальный масштаб для воды дан в метрах (использовалась скорость в воде 3,3 см/нс). 1 – фундамент; 2 – ледниковые отложения (морена), 3 – ледниково-озерные (?) отложения, 4 – современные озерные осадки

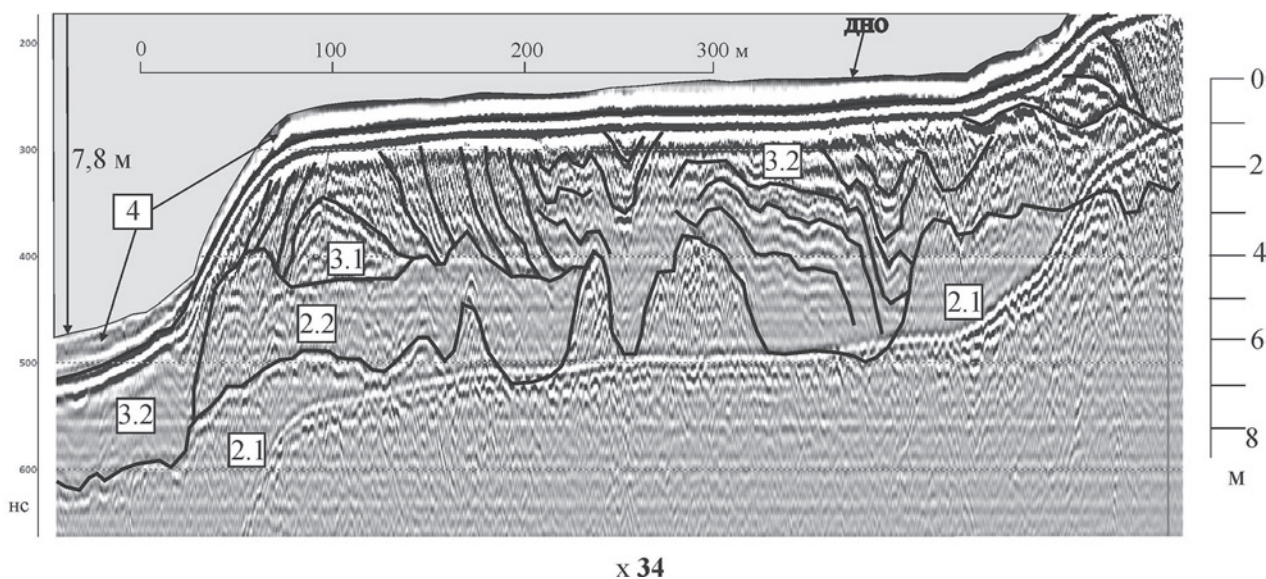


Рис. 9. Фрагмент георадиолокационного профиля № 3 на оз. Вендюрском. Вертикальный масштаб для воды дан в метрах (использовалась скорость в воде 3,3 см/нс). 2.1 и 2.2 – ледниковые отложения; 3.1, 3.2 – ледниково-озерные отложения; 4 – современные озерные осадки

не более 3,5–4,0 м и плохо выраженную слоистость. Комплекс 3 несогласно перекрывает комплекс 2, в целом нивелируя сложный рельеф его кровли (рис. 7). Осадочные комплексы 3 и 4 сложены, предположительно, ледниково-озерными отложениями. Самый молодой комплекс 5 со слабовыраженной слоистостью выделяется вдоль всего профиля, однако на бортах озера его мощность не превышает 2 м, тогда как в глубоководной части видимая мощность составляет уже 5 м, но она, вероятно, больше

(подошва слоя ни на одном из профилей не наблюдается на всем протяжении). Очевидно, что он сложен современными озерными осадками – илами, песками (?). В центральной части озера глубинность исследований уменьшается, что, предположительно, может быть обусловлено увеличившимся поглощением в ледниковых и озерных отложениях, где их мощность значительно возрастает (рис. 7). Аналогичные взаимоотношения выделенных комплексов наблюдаются и на других поперечных профилях.

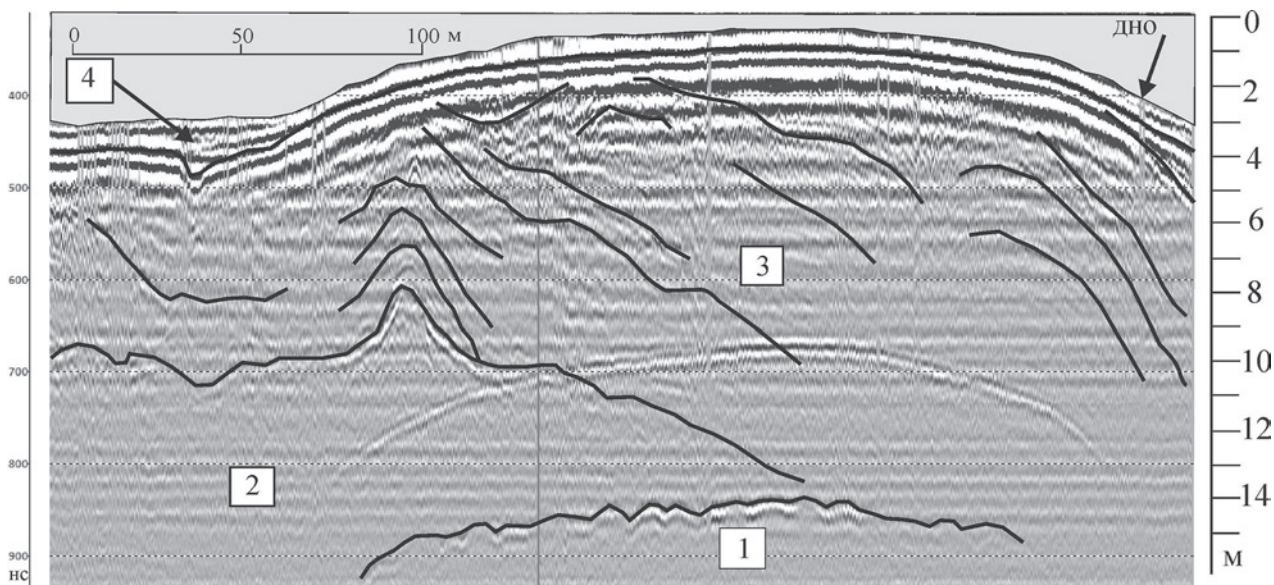


Рис. 10. Фрагмент георадиолокационного профиля № 9 на оз. Вендюрском. Максимальная глубина воды около 7 м (использовалась скорость в воде 3,3 см/нс). 1 – фундамент; 2 – ледниковые отложения; 3 – ледниково-озерные отложения; 4 – современные озерные осадки

Показатели УЭС воды, глубинности по воде и по грунту

Название озера	УЭС воды	Максимальная глубина воды, м	Максимальная глубинность по грунту, м
Оз. Верхнее (ББС МГУ)	360 Омм	2,8	8,5
Оз. Нижнее Нильмозеро	250 Омм	5,4	11,0
Оз. Вендюрское	550 Омм	12,2	15,0

На рис. 8 и 9 даны фрагменты профилей, расположенные на прибрежных участках. В отличие от профиля, показанного на рис. 7, мощность комплекса 3 на этих участках достигает 7 м. Ввиду того, что его мощность здесь достаточно большая, можно анализировать волновую картину. Рассматриваемый комплекс представлен тонкослоистыми отложениями, строение которых значительно меняется на данных участках. Так, на рис. 8 наклон отражающих горизонтов комплекса 3 наблюдается в сторону берега (в северном направлении). На фрагменте профиля № 3 (рис. 9) строение отложений комплекса 3 существенно усложняется. Они также характеризуются хорошо выраженной слоистостью, но наклон отражающих горизонтов меняется по профилю – от субгоризонтальнослоистого до косослоистого, причем наклон может быть как в северном, так и в южном направлениях. Встречаются также отдельные линзовидные и холмообразные тела (3.1 на рис. 9). На обоих фрагментах выделены также предположительно ледниковые отложения, а на рис. 8 самая нижняя граница является, вероятно, кровлей фундамента. Видимая мощность ледникового комплекса достигает

5 м. Признаки его выделения аналогичны описанным выше. Современные озерные осадки имеют мощность не более 1,0–1,5 м.

Максимальная мощность отложений на изученном участке была выявлена на фрагменте профиля № 9, изображенного на рис. 10. Кровля осадочного комплекса 1, который представлен здесь, судя по волновой картине, породами фундамента, залегает на глубине около 15 м ниже поверхности дна. Перекрывающий его комплекс 2 имеет признаки, типичные для ледниковых отложений (см. выше). Осадочный комплекс 3 характеризуется в целом слоистым типом волновой картины и мощностью около 13 м. Следует отметить, что здесь достигнута максимальная глубинность георадиолокационных исследований (вода + отложения) – около 20 м. Современные озерные осадки мощностью не более 1,5 м плащеобразно перекрывают нижележащие отложения (рис. 10).

### Заключение

В результате проведенных опытно-методических георадиолокационных исследований на трех озерах в Карелии были получены данные,



которые дают основания утверждать, что применение этого метода при изучении верхней части осадочного чехла является весьма эффективным (табл.).

Особо следует отметить, что измеренные значения УЭС воды намного превышали 200 Ом, что существенно больше значений, полученных нами на пресноводных акваториях в других районах. Для сравнения, УЭС воды на р. Москве не превышало 22–24 Ом, при этом отражения от поверхности дна наблюдались до глубины всего около 2,0–2,5 м. На изученных озерах в Карелии максимальная глубина воды, при которой выделялось отражение от дна, составила около 12 м. Глубинность по грунту также была весьма значительной – до 15 м ниже поверхности дна при глубине воды около 5 м, т. е. максимальная глубинность исследований (вода + отложения) была около 20 м. Данные значения получены с антенной 300 МГц, при исследованиях с более низкочастотными антеннами (например, 50–100 МГц) можно предположить, что глубинность по грунту может увеличиться до 20 метров. Верхняя часть четвертичного разреза, судя по значительной глубинности исследований, сложена в основном супесями и песками, что, наряду с высокими значениями УЭС воды, является весьма благоприятным фактором для использования этого сравнительно недорогого метода при решении различных задач в озерах Карелии до глубины воды около 15 м. Таким образом, георадиолокация является реальным средством изучения строения четвертичного покрова и его структуры в пресноводных озерах бассейна Северо-Запада России. Для подтверждения выводов о литологическом составе комплексов необходима заверка бурением.

## Литература

Владов М. Л., Старовойтов А. В. Введение в георадиолокацию. М.: МГУ, 2005. 154 с.

Владов М. Л., Старовойтов А. В., Калашников А. Ю. Георадиолокационные исследования на пресноводных акваториях // Инженерная геология. 2007. № 3. С. 47–51.

Владов М. Л., Пятилова А. М. Влияние водного слоя на глубинность // Вестник МГУ. 2009. Серия 4, Геология. № 1. С. 63–66.

Владов М. Л., Пятилова А. М., Калашников А. Ю. Экспериментальное изучение линейных объектов методом георадиолокации // Геофизика. 2010. № 2. С. 65–70.

Кубышкина А. И., Старовойтов А. В., Токарев М. Ю. Строение осадочного чехла на модельном полигоне «Глубоководный» по данным сейсмоакустического профилирования. Комплексные исследования подводных ландшафтов в Белом море с применением

дистанционных методов // Труды Беломорской биостанции. М.: МГУ, 2012. Т. 11. С. 34–40.

Олюнина О. С., Романенко Ф. А. К вопросу о распространении морских отложений на Карельском берегу Белого моря // Материалы XVII международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва, 2007. Т. 1. С. 257–259.

Озера Карелии / Александров Б. М., Зыцарь Н. А., Новиков П. И., Правдин И. Ф. и др. Петрозаводск: Госиздат Карельской АССР, 1959. 618 с.

Рыжков Л. П. Озера бассейна Северной Ладogi. Петрозаводск: ПетрГУ, 1999. 204 с.

Сейсмическая стратиграфия / Под ред. Ч. Пейтона. М.: Мир, 1982. Т. 1. 383 с.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.

Старовойтов А. В. Интерпретация георадиолокационных данных. М.: МГУ, 2008. 187 с.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 360 с.

Arcone S. A., Finnegan D., Laatsch J. E. Bathymetric and subbottom surveying in shallow and conductive water // Proceedings of the 11th International Conference on Ground Penetrating Radar, on CDROM. 2006.

Arcone S. A., Finnegan D., Boitnott G. GPR characterization of a lacustrine UXO site // Geophysics 75, 2010. WA221 – WA239.

Bradford J. H., Brosten T. Advanced processing and acquisition methods to image within and beneath shallow water bodies with ground-penetrating radar // EAGE 69th Conference & Exhibition, June 2007.

Chanu S. R., Chingkhei R. K., Sanoujam M., Kumar A. Lake sediment thickness estimation using Ground Penetrating Radar // IJRET (International Journal of Research in Engineering and Technology). 2014. Vol. 03. P. 42–46.

Delaney A. J., Sellmann P. V., Arcone S. A. 1992. Sub-bottom profiling: a comparison of short-pulse radar and acoustic data // Proceedings of the 4th International Conference on Ground Penetrating Radar. P. 149–157.

Fuchs M., Beres M. J., Anselmetti F. S. 2004. Sedimentological studies of western Swiss lakes with high-resolution reflection seismic and amphibious GPR profiling // Proceedings of the 10th International Conference on Ground Penetrating Radar, on CDROM.

Gusmeroli A., Grosse G. Ground penetrating radar detection of subsnow slush on ice-covered lakes in interior Alaska // The Cryosphere, 6, 2012. P. 1435–1443.

Jol H. M., Young R., Fisher T. G. et al. Ground penetrating radar of eskers, kame terraces and moraines: Alberta and Saskatchewan, Canada // 6<sup>th</sup> International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR'96), Sendai, Japan. P. 439–443.

Libohova Z., Doolittle J., Sims R. et al. Mapping the Subaqueous Soil of Lake Champlain's Missisquoi Bay Using Ground Penetrating Radar, Digital Soil Mapping and Field Measurements // Photogrammetric Engineering and Remote Sensing. April 2014. P. 323–332.

Mellett J. S. Profiling of ponds and bogs using ground-penetrating radar // Journal of Paleolimnology. 1995. 14. P. 233–240.



Moorman B. J., Michel F. A. Bathymetric mapping and sub-bottom profiling through lake ice with ground penetrating radar // *Journal of Paleolimnology*. 1997. 18. P. 61–73.

Van Overmeeren R. A. Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: A radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology // *Journal of Applied Geophysics*. 1998. 40. P. 1–18.

Sambuelli L., Bava S. Case study: A GPR survey on a morainic lake in northern Italy for bathymetry, water volume and sediment characterization // *Journal of Applied Geophysics*, 2012, 81. P. 48–56.

Schmitt D. R., Aqil S., Bakhoriji A. et al. Rock Physics Facilities and Research in the Experimental Geophysics Group at the University of Alberta // *CSEG RECORD-ER*, January 2012. P. 40–46.

Schwamborn G. J., Dix J. K., Bull J. M., Rachold V. High-resolution seismic and ground penetrating radar-geophysical profiling of a thermokarst lake in the western Lena delta, northern Siberia // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2002. 13. P. 259–269.

Smith D. G., Jol H. M. Radar structure of a Gilbert-type delta, Peyto Lake, Banff National Park, Canada // *Sedimentary Geology*. 1997. 113. P. 195–209.

Ulriksen C. P. F. Application of impulse radar to civil engineering: Ph. D. diss., Lund University of Technology. 1982.

Поступила в редакцию 16.12.2015

## References

Khain V. E. Regional'naya geotektonika. Vneal'piiskaya Evropa i Zapadnaya Aziya [Regional geotectonics. Trans-Alpine Europe and West Asia]. Moscow: Nedra, 1977. 360 p.

Kubyschkina A. I., Starovoitov A. V., Tokarev M. Yu. Stroenie osadochnogo chekhla na model'nom poligone "Glubokovodnyi" po dannym seismoakusticheskogo profilirovaniya. Kompleksnye issledovaniya podvodnykh landshaftov v Belom more s primeneniem distantsionnykh metodov [The structure of sedimentary cover on the "Glubokovodnyi" test site according to seismoacoustic profiling. Complex studies on underwater landscapes in the White Sea, using remote methods]. *Trudy Belomorskoj biostantsii* [Proc. White Sea Biological Station]. Moscow: MGU, 2012. Vol. 11. P. 34–40.

Olyunina O. S., Romanenko F. A. K voprosu o rasprostraneni morskikh otlozhenii na Karel'skom beregu Belogo moray [On the distribution of marine sediments on the Karelian coast of the White Sea]. *Materialy XVII mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii (Shkoly) po morskoi geologii* [Proc. 17<sup>th</sup> intern. sci. conf. (school) on marine geology]. Moscow, 2007. Vol. 1. P. 257–259.

Ozera Karelii [Lakes of Karelia]. B. M. Aleksandrov, N. A. Zytsar', P. I. Novikov, I. F. Pravdin et al. Petrozavodsk: Gosizdat Karel'skoi ASSR, 1959. 618 p.

Ryzhkov L. P. Ozera basseina Severnoi Ladogi [Lakes of the northern Ladoga basin]. Petrozavodsk: PetrGU, 1999. 204 p.

*Seismicheskaya stratigrafiya* [Seismic stratigraphy]. Ed. Ch. Peiton. Moscow: Mir, 1982. Vol. 1. 383 p.

Slabunov A. I. Geologiya i geodinamika arkhaiskikh podvizhnykh pojasov (na primere Belomorskoj provintsii Fennoskandinavskogo shchita) [Geology and geodynamics of the Archean mobile belts (case study of the Belomorian province of the Fennoscandian Shield)]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2008. 296 p.

Starovoitov A. V. Interpretatsiya georadiolokatsionnykh dannyykh [Interpretation of GPR data]. Moscow: MGU, 2008. 187 p.

Vladov M. L., Starovoitov A. V. Vvedenie v georadiolokatsiyu [Introduction to georadiolocation]. Moscow: MGU, 2005. 154 p.

Vladov M. L., Starovoitov A. V., Kalashnikov A. Yu. Georadiolokatsionnye issledovaniya na presnovodnykh akvatoriyakh [GPR surveys on freshwater reservoirs].

*Inzhenernaya geologiya* [Engineering geology]. 2007. No. 3. P. 47–51.

Vladov M. L., Pyatilova A. M. Vliyanie vodnogo sloya na glubinnost' [Influence of the water layer upon the depth]. *Vestnik MGU. Seriya 4, Geologiya* [MSU Vestnik. Ser. 4, Geology]. 2009. No. 1. P. 63–66.

Vladov M. L., Pyatilova A. M., Kalashnikov A. Yu. Eksperimental'noe izuchenie lineinykh ob'ektov metodom georadiolokatsii [Experimental studies of linear objects using georadar technology]. *Geofizika* [Russ. Geophysics J.]. 2010. No. 2. P. 65–70.

Arcone S. A., Finnegan D., Laatsch J. E. Bathymetric and subbottom surveying in shallow and conductive water. 2006, Proceedings of the 11<sup>th</sup> International Conference on Ground Penetrating Radar, on CDROM.

Arcone S. A., Finnegan D., Boitnott G. GPR characterization of a lacustrine UXO site. 2010, *Geophysics* 75, WA221 – WA239.

Bradford J. H., Brosten T. Advanced processing and acquisition methods to image within and beneath shallow water bodies with ground-penetrating radar. EAGE 69<sup>th</sup> Conference&Exhibition, June 2007.

Chanu S. R., Chingkei R. K., Sanoujam M., Kumar A. Lake sediment thickness estimation using Ground Penetrating Radar. 2014, *IJRET* (International Journal of Research in Engineering and Technology), vol. 03. P. 42–46.

Delaney A. J., Sellmann P. V., Arcone S. A. 1992. Sub-bottom profiling: a comparison of short-pulse radar and acoustic data. Proceedings of the 4<sup>th</sup> International Conference on Ground Penetrating Radar. P. 149–157.

Fuchs M., Beres M. J., Anselmetti F. S. 2004. Sedimentological studies of western Swiss lakes with high-resolution reflection seismic and amphibious GPR profiling. Proceedings of the 10<sup>th</sup> International Conference on Ground Penetrating Radar, on CDROM.

Gusmeroli A., Grosse G. Ground penetrating radar detection of subsnow slush on ice-covered lakes in interior Alaska. *The Cryosphere*, 6, 2012. P. 1435–1443.

Jol H. M., Young R., Fisher T. G., Smith D. G., Meyers R. A. Ground penetrating radar of eskers, kame terraces and moraines: Alberta and Saskatchewan, Canada. 6<sup>th</sup> International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR'96), Sendai, Japan. P. 439–443.

Libohova Z., Doolittle J., Sims R., Villars T., West L. Mapping the Subaqueous Soil of Lake Champlain's Missisquoi Bay Using Ground Penetrating Radar, Digital Soil Mapping and Field Measurements. Photogrammetric Engineering and Remote sensing. April 2014. P. 323–332.

Mellett J. S. Profiling of ponds and bogs using ground-penetrating radar. 1995, *Journal of Paleolimnology*, 14. P. 233–240.

Moorman B. J., Michel F. A. Bathymetric mapping and sub-bottom profiling through lake ice with ground penetrating radar. 1997, *Journal of Paleolimnology*, 18. P. 61–73.

Van Overmeeren R. A. Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: A radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. 1998, *Journal of Applied Geophysics*, 40. P. 1–18.

Sambuelli L., Bava S. Case study: A GPR survey on a morainic lake in northern Italy for bathymetry, water volume and sediment characterization. *Journal of Applied Geophysics*, 2012, 81. P. 48–56.

Schmitt D. R., Aqil S., Bakhoriji A., Bouzidi Y., Chowdhury M. H., Kofman R., Melendez J., Njiekak G., Ortiz-Osornio M., Schijns H., Snow B., Yam H. Rock Physics Facilities and Research in the Experimental Geophysics Group at the University of Alberta. *CSEG RECORDER*, January 2012. P. 40–46.

Schwaborn G. J., Dix J. K., Bull J. M., Rachold V. High-resolution seismic and ground penetrating radar-geophysical profiling of a thermokarst lake in the western Lena delta, northern Siberia. 2002, *Permafrost and Periglacial Processes*, 13. P. 259–269.

Smith D. G., Jol H. M. Radar structure of a Gilbert-type delta, Peyto Lake, Banff National Park, Canada. 1997. *Sedimentary Geology*, 113, P. 195–209;

Ulriksen C. P. F. Application of impulse radar to civil engineering: 1982. PhD. diss., Lund University of Technology.

Received December 16, 2015

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### Старовойтов Анатолий Васильевич

доцент геологического факультета, к. г.-м. н.  
Московский государственный университет  
им. М. В. Ломоносова  
Ленинские горы, ГСП-1, Москва  
Россия, 119991  
эл. почта: starovoytov\_msu@mail.ru  
тел.: (495) 9394370

### Токарев Михаил Юрьевич

ст. преподаватель геологического факультета,  
ген. директор ООО «Центр анализа сейсмических  
данных МГУ им. М. В. Ломоносова»  
Московский государственный университет  
им. М. В. Ломоносова  
Ленинские горы, ГСП-1, Москва  
Россия, 119991  
эл. почта: tokarev@decogeo.com  
тел.: (495) 9394370

### Марченко Антон Леонардович

научный сотрудник, к. ф.-м. н.  
Московский государственный университет  
им. М. В. Ломоносова, геологический факультет  
Ленинские горы, ГСП-1, Москва  
Россия, 119991  
эл. почта: antonmarchenko@mail.ru  
тел.: (495) 9391230

### Субетто Дмитрий Александрович

директор, д. г. н., проф.  
Институт водных проблем Севера  
Карельского научного центра РАН  
пр. А. Невского, 50, Петрозаводск,  
Республика Карелия, Россия, 185030  
эл. почта: dsubetto@nwpi.krc.karelia.ru  
тел.: (8142) 576381

## CONTRIBUTORS:

### Starovoytov, Anatoly

M. V. Lomonosov Moscow State University  
Leninskie Gory, GSP-1,  
119991 Moscow, Russia  
e-mail: starovoytov\_msu@mail.ru  
tel.: (495) 9394370

### Tokarev, Mikhail

M. V. Lomonosov Moscow State University  
Leninskie Gory, GSP-1,  
119991 Moscow, Russia  
e-mail: tokarev@decogeo.com  
tel.: (495) 9394370

### Marchenko, Anton

M. V. Lomonosov Moscow State University  
Leninskie Gory, GSP-1,  
119991 Moscow, Russia  
e-mail: antonmarchenko@mail.ru  
tel.: (495) 9391230

### Subetto, Dmitry

Northern Water Problems Institute,  
Karelian Research Centre, Russian Academy of  
Sciences  
50 A. Nevsky St., 185030 Petrozavodsk,  
Karelia, Russia  
e-mail: dsubetto@nwpi.krc.karelia.ru  
tel.: (8142) 576381

**Рыбалко Александр Евменьевич**

проф., д. г.-м. н.  
Институт наук о Земле  
Санкт-Петербургского государственного университета  
10 линия Васильевского острова, 33/35, Санкт-Петербург,  
Россия, 199178  
эл. почта: alek-rybalko@yandex.ru  
тел.: +79119118752

**Алешин Михаил Игоревич**

магистрант  
Московский государственный университет  
им. М. В. Ломоносова, геологический факультет  
Ленинские горы, ГСП-1, Москва  
Россия, 119991  
эл. почта: maan@ifz.ru  
тел.: (926) 2202947

**Rybalko, Aleksandr**

Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University  
33/35 10th Line, Vasiljevskij Ostrov, 199178 St. Petersburg,  
Russia  
e-mail: alek-rybalko@yandex.ru  
tel.: +79119118752

**Aleshin, Mikhail**

M. V. Lomonosov Moscow State University,  
Leninskie Gory, GSP-1,  
119991 Moscow, Russia  
e-mail: maan@ifz.ru  
tel.: (926) 2202947