

УДК 550.8.01

ГЕОРАДАРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ДЛЯ ОЦЕНКИ ПРОВОДИМОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ. ЛАБОРАТОРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

© 2017 г. М.Л. Владов¹, В.В. Капустин¹, А.М. Пятилова¹, А.В. Кувалдин²

¹ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия*

² *ООО "НИИ ГЕОТЕХ", г. Москва, Россия*

Показано, что хотя в современной георадиолокации динамические характеристики записи не находят широкого применения при анализе экспериментальных данных, именно они несут информацию о свойствах исследуемой среды, отображая ее поведение в поле высокочастотных электромагнитных волн. Использование этой информации в качестве дополнения к традиционному анализу только кинематических характеристик позволяет существенно повысить эффективность георадиолокационных исследований в целом.

Ключевые слова: георадиолокация, волновое поле, расщепление годографа, средневзвешенная частота, добротность, кратные отражения, электропроводность, диэлектрическая проницаемость, поглощение.

Введение

Георадарные исследования проводятся преимущественно по методике георадарного профилирования, в процессе которого определяются, в основном, кинематические параметры волнового поля. В частности, используя существующие методики [Владов, Старовойтов, 2004], можно определить фазовую скорость распространения электромагнитных волн в материальной среде и ее диэлектрическую проницаемость. В последнее время появился значительный интерес к изучению динамических характеристик электромагнитного поля как средству повышения эффективности георадарных исследований. Так, при оценке затухания электромагнитного поля, обусловленного электропроводностью, открываются дополнительные возможности при изучении свойств грунтов [Шевнин, Рыжов, Делгадо-Родригес, 2006].

Оценка электропроводности грунтов при проведении изысканий вдоль трасс линейных сооружений раскрыла бы новые перспективы перед георадарным методом, позволяя вести непрерывную оценку коррозионной активности грунтов и облегчая интерпретацию материалов в условиях многолетнемерзлых грунтов. Этим объясняется живой интерес многочисленных специалистов-геофизиков к вопросам динамики электромагнитного поля и распространения электромагнитного импульса в реальных средах.

Способы оценки электропроводности

При проведении электромагнитного профилирования возможность одновременного определения диэлектрической проницаемости и электропроводности геологической среды позволяет получить более полную информацию о ее строении и свойствах. В частности, такая возможность появляется в результате комплексирования георадарного и высокочастотного индукционного профилирования. Однако при сопоставлении данных названных методов возникают определенные трудности, связанные с их разной

глубинностью и разрешающей способностью. Поэтому возможность оценки электропроводности среды непосредственно по георадарным данным приобретает большое практическое значение. Способы оценки электропроводности, использующие данные полевых георадарных наблюдений, могут быть разделены на две группы:

1) способы, основанные на анализе динамических характеристик георадарных сигналов – анализ амплитуд, спектральный анализ;

2) способы, основанные на анализе кинематических характеристик георадарных сигналов.

Относящиеся к первой группе способы широко применяются в практике сейсморазведки отраженных волн для оценки поглощающих свойств грунтов. В эту группу входят способы расчета эффективных и пластовых коэффициентов поглощения по отношению амплитуд отдельных волн (однократных и многократных), по зависимости амплитуд отраженных волн от времени их прихода, по спектру отдельных волн и отношению спектров разных волн, по изменению преобладающей частоты колебаний и т.д. [Ампилов, 1992].

Определив тем или иным способом коэффициент поглощения α для слоистой толщи и предположив, что вдоль отражающей границы коэффициент отражения $K_{отр}$ постоянен, можно оценить эффективную электропроводность σ по формуле из [Петровский, 1971]:

$$\sigma = 2\alpha \sqrt{\frac{\varepsilon_0 \varepsilon}{\mu_0 \mu}} \sqrt{1 + \frac{k^2}{\omega^2 \mu_0 \mu \varepsilon_0 \varepsilon}}, \quad (1)$$

в которой μ и ε – магнитная и диэлектрическая проницаемости среды; μ_0 и ε_0 – значения магнитной и диэлектрической постоянных; $\omega = 2\pi f$ – круговая частота, где f – частота; k – волновое число.

Следует помнить, что количественная оценка электропроводности на основе определения потерь в неидеальном диэлектрике, получаемая по данным георадарного профилирования, довольно приближительна. Поэтому в практике георадарных наблюдений могут быть реализованы и методы качественной оценки электропроводности, основанные на ее корреляционной связи с отдельными атрибутами георадарного сигнала, в том числе такими, как площадь нормированного спектра, энергия, средневзвешенная частота $f_{св.} = \frac{\sum A_i f_i}{\sum A_i}$ (A_i – спектральная амплитуда, f_i – спектральная частота),

Q -фактор. Значение $f_{св.}$ определяется изменением спектра сигнала за счет обусловленного электропроводностью поглощения.

Участки радарограммы с пониженным значением средневзвешенной частоты отвечают грунтам с наибольшей проводимостью (рис. 1). Определение атрибута средневзвешенной частоты позволяет, к примеру, оценить глубину георадарных исследований. Высокочастотные электромагнитные волны интенсивно поглощаются в грунте, в результате чего центральная частота спектра отраженного сигнала “сползает” в сторону низких частот. Закон уменьшения центральной частоты определяется видом грунта и его поглощающей способностью. На приведенных на рис. 2 графиках можно видеть, что на времени 15 нс средневзвешенная частота начинает увеличиваться, что связано с уменьшением соотношения сигнал–помеха.

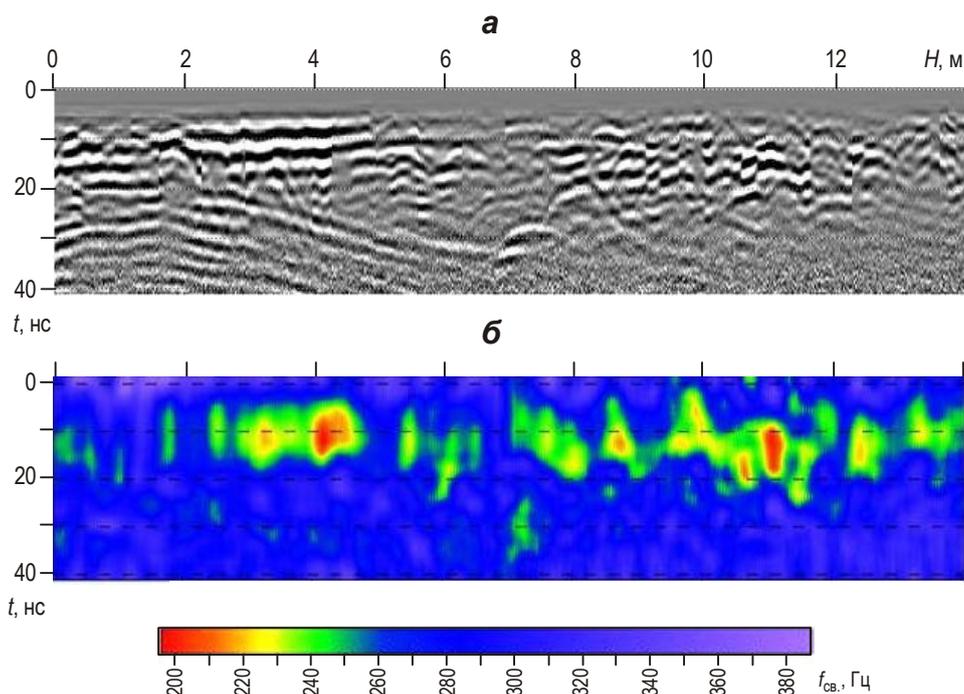


Рис. 1. Исходная полевая радарограмма (а) и значение средневзвешенной частоты сигнала, рассчитанное по линии наблюдений в скользящем окне (б)

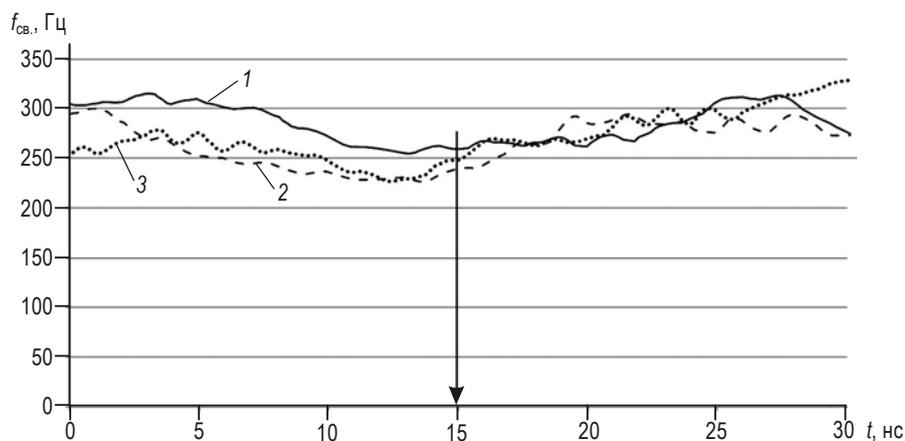


Рис. 2. Графики средневзвешенной частоты для ансамбля трасс, рассчитанные для разных грунтов в скользящем окне: 1 – участок “нормальной” записи без каких-либо аномалий; 2 – участок с замоченным грунтом; 3 – с рекультивированным. Вертикальной прямой отмечено время, начиная с которого $f_{св.}$ увеличивается

Значение Q -фактора (добротности) может быть найдено как отношение ширины спектра отраженного сигнала, определенного по уровню 0.7 от максимума, к центральной частоте спектра – $Q = \frac{\Delta f}{f_{\max}}$. Пример разреза добротности и полевой радарограммы, по которой проводились расчеты, приведен на рис. 3.

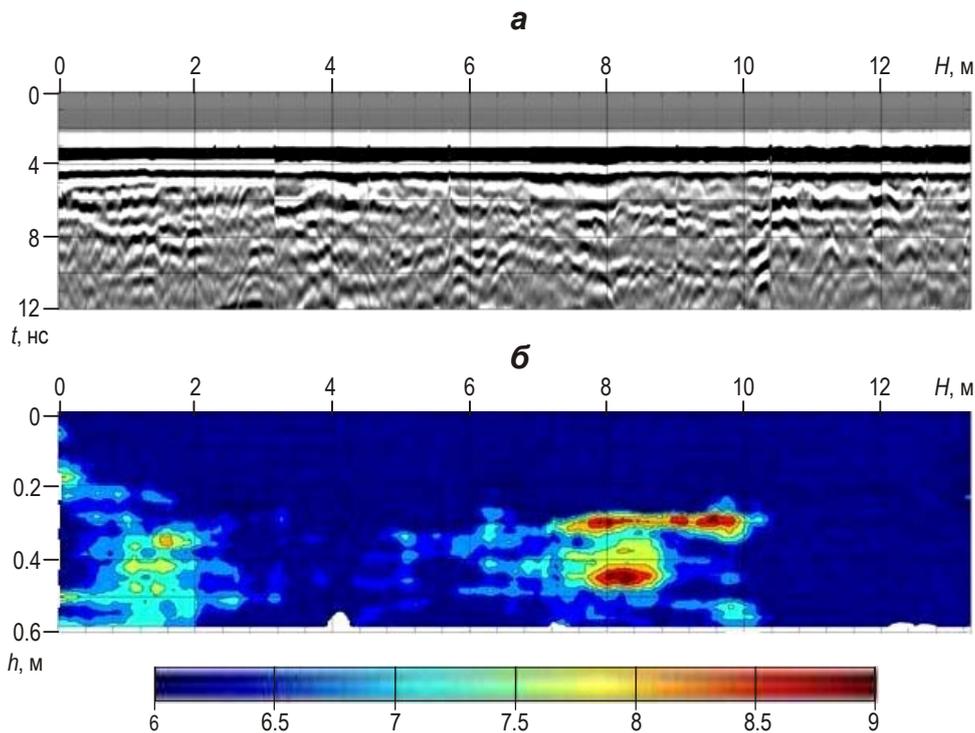


Рис. 3. Исходная полевая радарограмма (а) и рассчитанный по ней разрез добротности (б)

При наличии резонансных явлений значение Q -фактора стремится к $\bar{Q} = \frac{1}{\text{tg}\delta}$, где $\text{tg}\delta$ – тангенс угла потерь, равный отношению мнимой части диэлектрической проницаемости ε'' к её действительной части ε' – $\text{tg}\delta = \frac{\varepsilon''}{\varepsilon'} = \frac{\sigma'}{\sigma''}$. Отсюда следует, что значение

эффективного удельного электрического сопротивления несовершенного диэлектрика может быть определено как $\rho_{\text{эф}} = \frac{1}{\omega\varepsilon_0\varepsilon''}$ [Фролов, 2005].

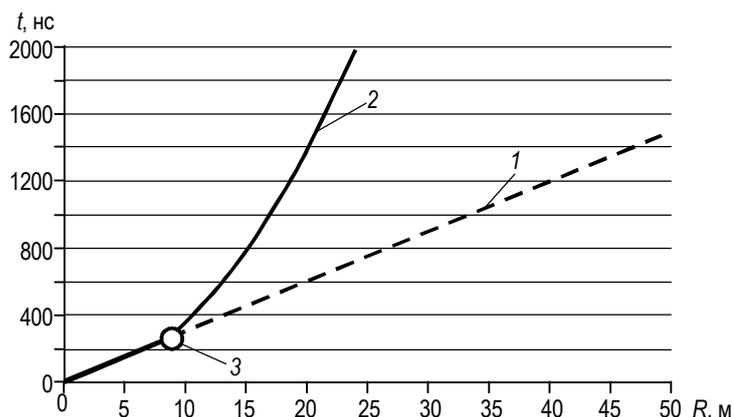
Таким образом, использование атрибутов, связанных с поглощением, позволяет получить дополнительную информацию об изучаемой среде.

Способы оценки электророводности, отнесенные ко второй группе, основаны на результатах, полученных в [Александров, 2012; Александров, Капустин, 2015], где рассматривается вывод уравнения для времени прихода волны в точку наблюдения в условиях однородной диспергирующей среды. Показано, что в случае зависимости электромагнитных параметров от частоты происходит расщепление годографа, которое описывается уравнениями, являющимися частным случаем уравнения Рикатти [Светов, 2008]. Для годографа волновой части электромагнитного поля получено соотношение

$t_e = \sqrt{\mu\varepsilon}R$, для годографа диффузионной – $t_p = \mu\sigma\frac{R^2}{6}$, где R – расстояние между

источником и приемником. Графическое представление расщепления годографа для пресной воды приведено на рис. 4; выражения для описания процесса расщепления годографа получены П.Н. Александровым [2012].

Рис. 4. Годографы волновой (1) и диффузионной (2) частей поля для пресной воды; 3 – точка расщепления годографов, обозначаемая далее как t_0



Точку t_0 , в которой одновременно существуют обе волны, найдем из условия $t_e = t_p = t_0$. Тогда $\sqrt{\epsilon\mu}R_0 = \sigma\mu \frac{R_0^2}{6}$, откуда для области вне источников имеем

$$R_0 = 6\sqrt{\frac{\epsilon}{\mu\sigma^2}}, \quad t_0 = 6\frac{\epsilon}{\sigma}, \quad \text{где } R_0 \text{ – расстояние от источника до точки расщепления.}$$

Когда возможно раздельное определение времен прихода в точку наблюдения волновой и диффузионной составляющих поля, может быть оценена проводимость среды σ . Поскольку обе составляющие проходят одинаковое расстояние до точки наблюдения, то найдя R из выражения для t_e и вставив его в выражение для t_p , получим $\sigma = 6\epsilon \frac{t_p}{t_e^2}$.

На рис. 5, а приведен пример георадарного профиля, полученного с антенной 75 МГц при следующих параметрах радарограммы: $\epsilon=10$, $t_e=65$ нс, $t_p=120$ нс, вычисленное значение $\rho=88$ Ом·м.

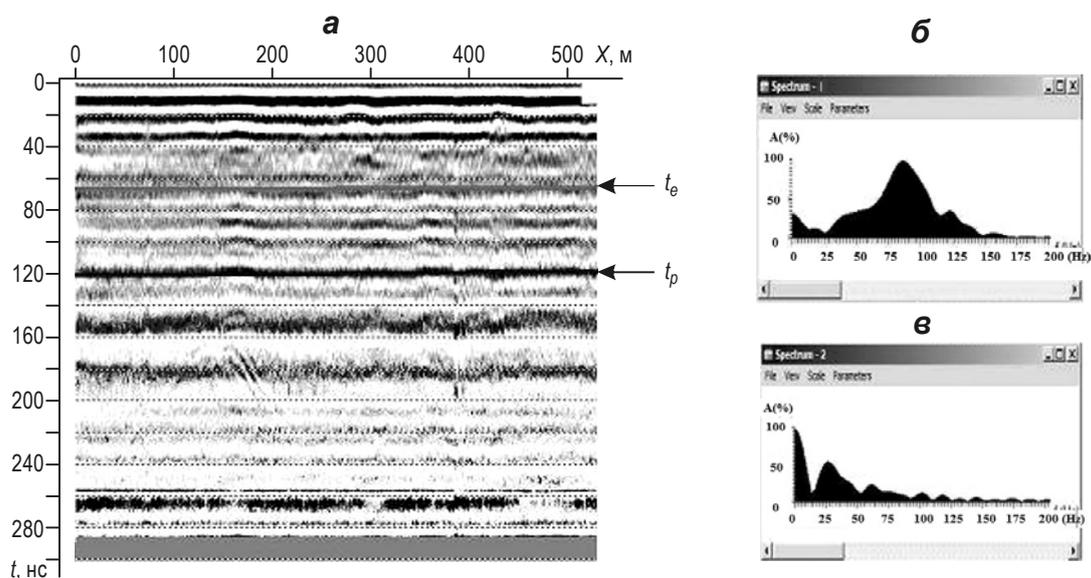


Рис. 5. Пример георадарного профиля, полученного с антенной 75 МГц (а), и спектры волновой (б) и диффузионной (в) частей поля. Стрелками на а отмечено время вступления волновой (около 65 нс) и диффузионной (около 120 нс) частей поля

Возможны и другие способы вычисления удельного сопротивления, например, из выражения $\rho = \mu \frac{R^2}{6t_p}$ или $\rho = \frac{t_p}{t_e} \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \frac{R}{6}$ по известным расстоянию между источником и приемником и временам t_p и t_e . Но в практике георадиолокации определение времени прихода диффузионной части весьма затруднительно, в связи с чем пока можно говорить лишь об оценочном характере определения электросопротивления среды. Тем более что рассматриваемые уравнения годографов получены для однородной среды, в то время как реальная среда неоднородна. Однако анализируемые свойства импульсного поля сохраняются и для неоднородной среды, например, когда она горизонтально слоистая [Губатенко, Осипов, Назаров, 2000]. В этом случае появятся отражения как волновой, так и диффузионной частей электромагнитного поля.

Лабораторные измерения электропроводности

Лабораторные методы измерения электропроводности среды (точнее, диэлектрических потерь) в целом основаны на измерении динамических характеристик георадарного сигнала.

Уравнения Максвелла в дифференциальной форме для гармонических полей в изотропных линейных¹ поглощающих средах имеют решение в виде плоской волны, которая характеризуется взаимно перпендикулярными векторами

$$\mathbf{E}(x, t) = \mathbf{E}_0 e^{(j\omega t - \gamma x)}, \quad (2)$$

$$\mathbf{H}(x, t) = \mathbf{H}_0 e^{(j\omega t - \gamma x)} \quad (3)$$

и распространяется в положительном направлении оси x . В (2, 3) ω – круговая частота; $\mathbf{E}(x) = \mathbf{E}_0 e^{-\gamma x}$, $\mathbf{H}(x) = \mathbf{H}_0 e^{-\gamma x}$ – комплексные амплитуды, причем E_0 , H_0 – комплексные амплитуды при $x=0$; γ – постоянная распространения волны, равная

$$\gamma - j\omega\sqrt{\varepsilon_0\varepsilon\mu_0\mu} = j\frac{\omega}{c}\sqrt{\varepsilon\mu} = \alpha + i\beta. \quad (4)$$

В выражении (4) коэффициент затухания α и фазовая постоянная β при $\mu=1$ определяются по формулам

$$\alpha = \frac{\omega}{c} \operatorname{Im} \sqrt{\varepsilon}, \quad (5)$$

$$\beta = \frac{\omega}{c} \operatorname{Re} \sqrt{\varepsilon} = \frac{\omega}{v_\phi} = \frac{2\pi}{\lambda_c}, \quad (6)$$

в которых v_ϕ – фазовая скорость; λ_c – длина электромагнитной волны в вакууме.

Выражение (2) для $\mathbf{E}(x, t)$ можно переписать в виде

$$\mathbf{E}(x, t) = \mathbf{E}_0 e^{(j\omega t - \gamma x)} = \mathbf{E}_0 e^{j\omega t} e^{-\gamma x} = \mathbf{E}_0 e^{j\omega t} e^{-\alpha x} e^{-i\beta x}, \quad (7)$$

где $e^{-\alpha x}$ характеризует затухание в среде.

Способность диэлектрика рассеивать энергию в электрическом поле обычно характеризуют углом диэлектрических потерь, а также тангенсом этого угла. В случае $\operatorname{tg}\delta > 1$ (диэлектрик) и в случае $\operatorname{tg}\delta < 0.3$ с погрешностью менее 1 % справедливы соотношения (8):

¹ Понятие “линейный” означает, что комплексные диэлектрическая и магнитная проницаемости не зависят от напряженности поля.

$$\lambda_c = \frac{2\pi v_c}{\omega} = \frac{2\pi c}{\omega \epsilon'}, \quad \alpha = \frac{\pi \operatorname{tg} \delta}{\lambda_c}, \quad \beta = \frac{2\pi}{\lambda_c}, \quad v_\phi = \frac{c}{\sqrt{\epsilon'}}, \quad (8)$$

в которых v_c – скорость электромагнитной волны в вакууме.

Из $\operatorname{tg} \delta = \frac{\epsilon''}{\epsilon'} = \frac{\sigma}{\omega \epsilon' \epsilon_0}$ следует, что $\epsilon'' = \frac{\sigma}{\omega \epsilon_0}$; с учетом формул (8) имеем

$$\alpha = \frac{\pi \epsilon''}{\epsilon' \lambda_c} = \frac{\pi \epsilon'' \omega \sqrt{\epsilon'}}{\epsilon' 2\pi c} = \frac{\epsilon'' \omega}{2\sqrt{\epsilon'} c}, \quad (9)$$

откуда находим

$$\epsilon'' = \frac{2\sqrt{\epsilon'} c \alpha}{\omega} = \frac{\sigma}{\omega \epsilon_0} \quad (10)$$

и далее, выразив σ , получаем

$$\sigma = \frac{2\sqrt{\epsilon'} c \alpha \omega \epsilon_0}{\omega} = 2\epsilon_0 \sqrt{\epsilon'} c \alpha. \quad (11)$$

После некоторых преобразований приходим к выражению для σ в виде

$$\sigma = \frac{2\epsilon_0 \sqrt{\epsilon'} c^2 \alpha}{c} = \frac{2c^2 \alpha \epsilon_0}{v}. \quad (12)$$

Учитывая, что $\epsilon_0 = \frac{1}{36\pi} 10^{-9}$ Ф/м, при $c=3 \cdot 10^8$ м/с имеем

$$\sigma = 0.159 \cdot 10^7 \frac{\alpha}{v}. \quad (13)$$

В соответствии с [Sams, Goldberg, 1990; Zhang, Ulrych, 2002] и рядом других работ, спектры волн, прошедших в однородной поглощающей среде с коэффициентом поглощения $\alpha(\omega)$ и фазовой скоростью c расстояние $\Delta h = h_2 - h_1$, в отсутствие шума можно представить в виде

$$S_1(j\omega) = S_0(j\omega) \frac{1}{h_1} e^{-\alpha(\omega) h_1} e^{\frac{j\omega h_1}{c}}, \quad (14)$$

где $S_0(j\omega)$ – спектр сигнала прямой волны; $\frac{1}{h_1}$ отвечает за расхождение волны на расстоянии h_1 ; $\alpha(\omega)$ – коэффициент поглощения, зависящий от частоты и включающий в себя суммарные потери как за токи смещения, так и за токи проводимости.

Спектр кратной волны запишем в виде, аналогичном выражению (14),

$$S_2(j\omega) = S_0(j\omega) \frac{1}{h_2} e^{-\alpha(\omega) h_2} e^{\frac{j\omega h_2}{c}}, \quad (15)$$

$$\frac{S_1}{S_2} = \frac{h_2}{h_1} \exp[\alpha(\omega)(h_2 - h_1)], \quad (16)$$

после чего, учитывая уравнения (14–16), получим

$$\alpha(\omega) = \frac{1}{\Delta h} \ln \left[\frac{S_1(\omega) h_1}{S_2(\omega) h_2} \right]. \quad (17)$$

Методика лабораторных измерений

В эксперименте, подробно описанном в [Владов, Пятилова, 2015], представлены измерения и вариант анализа коэффициента поглощения с использованием кратных волн, схема появления которых показана на рис. 6.

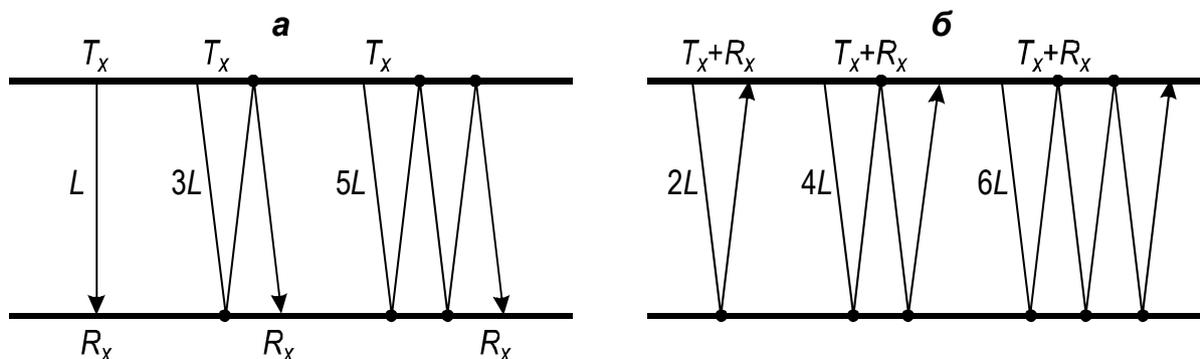


Рис. 6. Схема появления кратных отражений при исследованиях с отдельными (а) и совмещенными (б) приемником (T_x) и источником (R_x). Кругами отмечены точки отражения на границе среда–воздух

Измерения проводились для параллелепипеда с размерами $39 \times 27 \times 13$ см, который в одном случае был полностью заполнен водой, в другом – песком разной степени влажности (объемная влажность варьировалась от 0 до 26 %) до высоты 11 см (рис. 7, а). Раздельные источник (T_x) и приемник (R_x) размещались с разных (противоположных) сторон параллелепипеда. Волна, прошедшая расстояние L между источником и приемником (сигнал прямого однократного прохождения), “переотражалась” от границы среда–воздух, образуя трехкратную волну. Пример полученной записи приведен на рис. 7, б.

Кратные волны проходят в среде различные пути, что позволяет сравнивать амплитуды и частотный состав этих сигналов с целью определения параметров поглощения среды. Одно из преимуществ такого рода оценок влияния поглощения – отсутствие необходимости учета других факторов, влияющих на уменьшение интенсивности сигнала, например, коэффициентов усиления. В процессе эксперимента параметры усиления не менялись. Спектры сигнала прямого прохождения и кратной волны брались с одной и той же трассы без усиления. Поэтому данный подход позволяет численно получить коэффициент поглощения $\alpha(\omega)$.

Надо отметить, что волна, проходя разные пути в среде, будет многократно переотражаться на границе среда–воздух. В точках отражения на этой границе следует учитывать коэффициент отражения $K_{\text{отр}}$. В этом случае для измерений на раздельной базе формула (17) для $\alpha(\omega)$ переписывается в виде

$$\alpha(\omega) = \frac{K_{\text{отр}}^{n+1}}{\Delta h} \ln \left[\frac{S_1(\omega)n}{S_2(\omega)(n+2)} \right], \quad (18)$$

где $K_{\text{отр}}^{n+1}$ – коэффициент отражения, в котором n – номер кратности, т.е. если $n=1$, то имеет место однократное отражение (сигнал прямого прохождения); показатель $n+1$

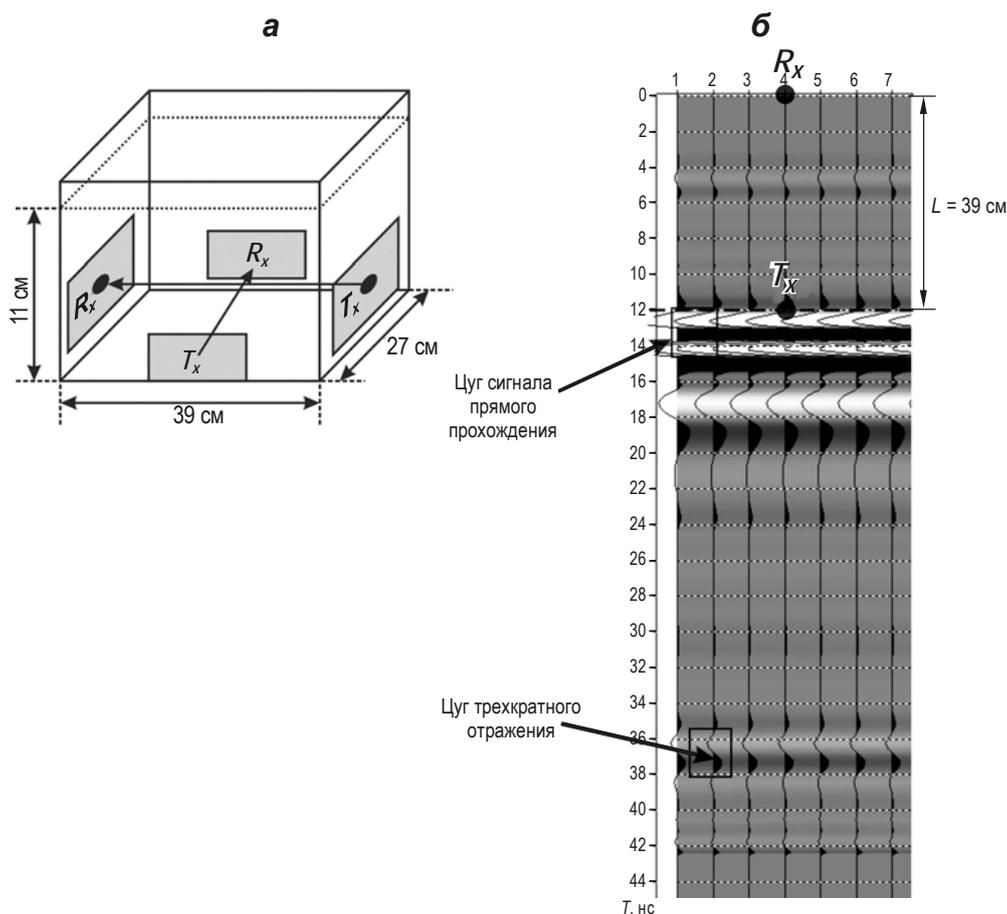


Рис. 7. Схема лабораторной установки для работы с отдельными источником T_x и приемником R_x , расположенными с разных сторон параллелепипеда (а), и запись, полученная при измерениях вдоль стороны параллелепипеда $L=39$ см (б)

соответствует количеству переотражений на пути от источника к приемнику; $n+2$ – двукратной волне, прошедшей три раза в среде.

При аналогичных измерениях с использованием совмещенных источника и приемника (см. рис. 6, б), выражение (17) для $\alpha(\omega)$ примет вид

$$\alpha(\omega) = \frac{K_{\text{отр.}}^{n+1}}{\Delta h} \ln \left[\frac{S_1(\omega)n}{S_2(\omega)(n+1)} \right]. \quad (19)$$

Коэффициент отражения рассчитывается по формуле

$$K_{\text{отр.}} = \frac{\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}}. \quad (20)$$

Учитывая, что $v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon}}$, и принимая диэлектрическую проницаемость воздуха равной 1, при известной мощности слоя можно рассчитать скорость прохождения электромагнитной волны в среде и получить значения коэффициента отражения: на границе вода–воздух $K_{\text{отр.}}=0.8$; на границе воздух–песок в зависимости от степени влажности $K_{\text{отр.}}$ варьирует от 0.4 до 0.65.

Результаты

Ниже приводятся результаты, рассчитанные на основе данных, полученных при описанных лабораторных измерениях с использованием представляемого алгоритма вычислений.

Зависимости удельного электрического сопротивления ρ для песка от объемной влажности ($W=0-25\%$) рассчитаны на частотах 500, 700, 900, 1100 МГц (рис. 8, а). Для воды на рис. 8, б показана зависимость ρ от частоты для двух значений мощности толщи воды – 28 и 58 см.

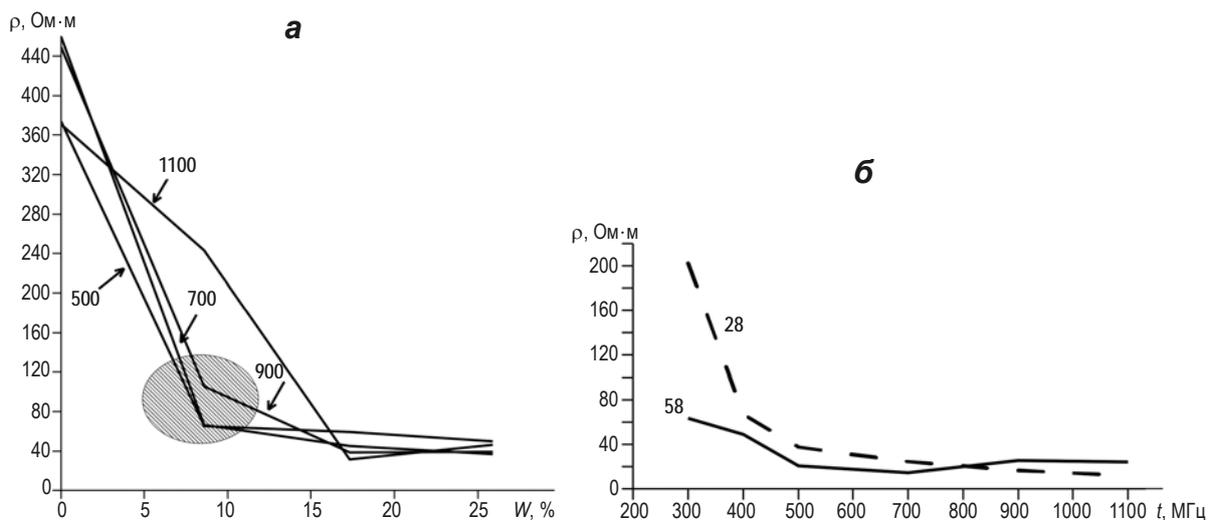


Рис. 8. Зависимости удельного электрического сопротивления песка от его объемной влажности (а) для разных частот (значения частот f , МГц указаны возле соответствующих графиков) и удельного электрического сопротивления воды от частоты (б) для разной мощности водяной толщи (значения мощности Δh , см, отмечены возле кривых)

Анализируя зависимость $\rho(W)$, приводимую на рис. 8, а, следует отметить резкое падение значения ρ на интервале влажности от 0 до 10 % с локальным минимумом, наблюдаемым при 7–8 % объемной влажности (заштрихованная область на рис. 8, а).

При экспериментальных исследованиях на воде при частотах более 400 МГц (см. рис. 8, б) кривая зависимости ρ от частоты практически горизонтальна, в том числе с учетом разброса и ошибок измерений для двух различных расстояний между источником и приемником.

Приведенные выше значения, которые могут служить для оценки коэффициента поглощения и рассчитываемой на его основе проводимости, являются приближенными. Тем не менее, предложенный в работе подход использования динамических характеристик георадиолокационной записи позволяет охарактеризовать модель среды эффективными значениями действительной и мнимой частей комплексной относительной диэлектрической проницаемости как функций частоты в диапазоне частот возбуждаемого сигнала. Это, в свою очередь, дает возможность изучать частотно зависимые коэффициент поглощения и проводимость, которые несут информацию о петрофизических параметрах модели. При этом использование кратных волн позволяет изучать эти характеристики для разных расстояний в среде, не меняя линейные размеры образца.

Таким образом, анализ динамических характеристик (динамических атрибутов) георадиолокационной записи дает возможность оценивать параметры грунта, опираясь на классическую теорию распространения электромагнитных волн с учетом двух частей поля – волновой и диффузионной.

Литература

- Александров П.Н.* О расщеплении годографа в диспергирующих средах // Материалы Ежегодной конференции “Гальперинские чтения-2012”, Москва, 30 октября – 2 ноября 2012 г. № 34. http://geovers.com/base/files/gr12/papers/31_gr2012_AlexandrovPN.pdf.
- Александров П.Н., Капустин В.В.* Распространение импульсного электромагнитного поля в однородной изотропной среде с конечной проводимостью // Геофизика. 2015. № 4. С.65–72.
- Ампилов Ю.П.* Поглощение и рассеяние сейсмических волн в неоднородных средах. М.: Недра, 1992. 155 с.
- Владов М.Л., Пятилова А.М.* Оценка поглощающих свойств среды при георадиолокационных исследованиях в лабораторных условиях // Геофизика. 2015. № 6. С.55–61.
- Владов М.Л., Старовойтов А.В.* Введение в георадиолокацию: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 2004. 153 с.
- Губатенко В.П., Осипов В.Г., Назаров А.А.* Квазиволновые свойства сигнала становления электромагнитного поля // Физика Земли. 2000. № 3. С.40–49.
- Петровский А.Д.* Радиоволновые методы в подземной геофизике. М.: Недра, 1971. 224 с.
- Светов Б.С.* Основы геоэлектрики. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 656 с.
- Фролов А.Д.* Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН, 2005. 607 с.
- Шевнин В.А., Рыжов А.А., Делгадо-Родригес О.* Оценка петрофизических параметров по данным метода сопротивлений // Геофизика. 2006. № 4. С.37–43.
- Sams M., Goldberg D.* The validity of Q estimates from borehole data using spectral ratios // Geophysics. 1990. V. 55, N 1, January. P.97–101.
- Zhang Ch., Ulrych T. J.* Estimation of quality factors from CMP records // Geophysics. 2002. V. 67, N 5, September-October. P.1542–1547.

Сведения об авторах

ВЛАДОВ Михаил Львович – доктор физико-математических наук, профессор, заведующий кафедрой сейсмометрии и геоакустики, Геологический факультет, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. 119234, Москва, ул. Ленинские Горы, МГУ им. М.В. Ломоносова. Тел.: +7(495) 939-12-30. E-mail: vladov_ml@mail.ru

КАПУСТИН Владимир Викторович – кандидат физико-математических наук, младший научный сотрудник, кафедра сейсмометрии и геоакустики, Геологический факультет, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. 119234, Москва, ул. Ленинские Горы, МГУ им. М.В. Ломоносова. Тел.: +7(495) 939-12-30.

ПЯТИЛОВА Анна Михайловна – научный сотрудник, кафедра сейсмометрии и геоакустики, Геологический факультет, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. 119234, Москва, ул. Ленинские Горы, МГУ им. М.В. Ломоносова. Тел.: +7(495) 939-12-30. E-mail: ampiatilova@gmail.com

КУВАЛДИН Алексей Валерьевич – инженер-геофизик, ООО “НИИ ГЕОТЕХ”. 111024, Москва, 2-я ул. Энтузиастов, д. 5, стр. 39. Тел.: +7(915) 093-72-87. E-mail: kuvaldin_a@mail.ru

GPR SURVEY FOR ESTIMATING THE CONDUCTIVITY OF THE GEOLOGICAL MEDIUM. LABORATORY EXPERIMENT

M.L. Vladov¹, V.V. Kapustin¹, A.M. Piatilova¹, A.V. Kuvadin²

¹ *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

² *Scientific and Production Center of GPR Technologies (GEOTECH Company), Moscow, Russia*

Abstract. Although dynamic characteristics of ground penetrating radar (GPR) records are not widely applied in experimental data analysis, it is shown that they contain information about the properties of the medium reflecting its behavior in the field of high-frequency electromagnetic waves. This information used in addition to traditional analysis of kinematic characteristics allows significantly increase the efficiency of GPR survey in general.

Keywords: wave field, travel-time curve splitting, average frequency, Q-factor, multiple reflections, conductivity, dielectric permeability, absorption.

References

- Aleksandrov P.N. On Hodograph Curve Cleavage in Dispersive Media, *Materialy ezhegodnoi Konferentsii "Galperinskie chteniya-2012"* (Proc. Annual Conf. "Galperin Readings-2012"), Moscow, 2012, http://geovers.com/base/files/gr12/papers/31_gr2012_AlexandrovPN.pdf.
- Alexandrov P.N. and Kapustin V.V., Distribution of pulsed electromagnetic field in a homogeneous isotropic medium with finite conductivity, *Geofizika* (The Russian Geophysics Journal), 2015, no. 4, pp. 65-72.
- Ampilov Yu.P. *Pogloshchenie i rasseyanie seismicheskikh voln v neodnorodnykh sredakh* (Absorption and dispersion of seismic waves in heterogeneous media), Moscow: Nedra, 1992.
- Frolov A.D. *Elektricheskie i uprugie svoystva merzlykh porod i l'dov* (Electric and elastic properties of frozen rocks and ices), Pushchino: ONTI PNT RAN, 2005.
- Gubatenko V.P., Osipov V.G., and Nazarov A. A. Quasiwave properties of a signal of formation of the electromagnetic field, *Izv. Phys. Solid Earth*, 2000, no. 3, pp. 40-49.
- Petrovsky A.D. *Radiovolnovye metody v podzemnoi geofizike* (Radio wave methods in mining geophysics), Moscow: Nedra, 1971.
- Sams M. and Goldberg D. The validity of Q estimates from borehole data using spectral ratios, *Geophysics*, 1990, vol. 55, no. 1, pp. 97-101.
- Shevnin V. A., Ryzhov A. A., and Delgado-Rodriguez O. Estimation of petrophysical parameters according to a method of resistance, *Geofizika* (The Russian Geophysics Journal), 2006, no. 4, pp. 37-43.
- Svetov B.S. *Osnovy geoelektriki* (Base geoelectrics), Moscow: LKI, 2008.
- Vladov M.L. and Pyatilova A.M. Estimation of environment absorbing properties in laboratory ground penetrating radar researches, *Geofizika* (The Russian Geophysics Journal), 2015, no. 6, pp. 55-61.
- Vladov M.L. and Starovoytov A.V. *Vvedenie v radiolokatsiyu* (Introduction to ground penetrating radar survey), Moscow: MGU, 2004.
- Zhang Ch. and Ulrych T.J. Estimation of quality factors from CMP records, *Geophysics*, 2002, vol. 67, no. 5, pp. 1542-1547.