

О ДИСПЕРСИИ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ (ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАТЕРИАЛОВ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ)

А. А. Аузин, С. А. Зацепин

Воронежский государственный университет

Статья поступила в редакцию 11 мая 2015 г.

Аннотация: рассматриваются некоторые факторы, влияющие на величину относительной диэлектрической проницаемости горных пород и искусственных грунтов, находящихся в естественном залегании. Показано, что при интерпретации материалов георадиолокации необходимо учитывать возможность дисперсии диэлектрической проницаемости обследуемых объектов.

Ключевые слова: георадиолокационные исследования, дисперсия диэлектрической проницаемости, влажность.

ABOUT THE DISPERSION OF DIELECTRIC PERMEABILITY OF THE GEOLOGICAL ENVIRONMENT (IN CONNECTION WITH INTERPRETATION OF GPR MATERIALS)

The summary: some factors affecting the dielectric constant of rocks and artificial soils found in natural occurrence are consideration. Article is containing a conclusion about the necessity of taking into account the possibility of dispersion of dielectric permittivity in the interpretation of GPR data.

Key words: investigations with Ground Penetrating Radar (GPR), the dispersion of dielectric permeability, water content.

Георадиолокационный метод отличает исключительное разнообразие решаемых инженерно-геологических и инженерных задач. Георадиолокация широко применяется при обследовании, как природных геологических объектов, так и самых разнообразных искусственных инженерных сооружений [1 – 5]. Признанными достоинствами георадиолокационных исследований являются бесконтактный способ проведения измерений, высокие разрешающая способность и оперативность выполнения работ, компактность применяемой аппаратуры и относительно низкая стоимость полевых работ. Во многих случаях результаты георадиолокационного обследования позволяют не только оценить текущее состояние инженерного сооружения или природного объекта и выявить скрытые причины наблюдаемых деструктивных проявлений, но и спрогнозировать развитие ситуации на относительно длительный промежуток времени.

Одной из ключевых проблем, возникающих при интерпретации материалов георадиолокации, от успешного решения которой зависит адекватность получаемых численных значений глубин залегания и геометрических параметров объектов, является определение относительной диэлектрической проницаемости обследуемой среды. Знание этого параметра, от величины которого зависит скорость распространения электромагнитных волн, позволяет оцифровать вер-

тикальную шкалу на зарегистрированной в процессе проведения исследований волновой картине в масштабе глубин.

Характер распространения электромагнитных волн в зондируемых средах описывается системой уравнений Максвелла. Для гармонического электромагнитного поля первые два уравнения системы, связывающие векторы напряженностей электрического и магнитного полей (\mathbf{E} и \mathbf{H}), можно записать в виде:

$$\operatorname{rot} \mathbf{H} = -i\omega\epsilon\epsilon_0 \mathbf{E} + \gamma \mathbf{E} = (-i\omega\epsilon\epsilon_0 + \gamma) \mathbf{E} = -i\omega(\epsilon\epsilon_0 + i \frac{\gamma}{\omega}) \mathbf{E},$$

$$\operatorname{rot} \mathbf{E} = i\omega\mu\mu_0 \mathbf{H},$$

где μ и ϵ – относительные магнитная и диэлектрическая проницаемости вещества, $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ Гн/м – магнитная постоянная, $\epsilon_0 = 1/36\pi \cdot 10^9 \times \text{Ф/м}$ – электрическая постоянная, γ – удельная электрическая проводимость среды, ω – круговая частота ($\omega = 2\pi f$).

Первое выражение свидетельствует, что вектор напряженности магнитного поля \mathbf{H} состоит из двух частей, одна из которых находится в фазе с вектором напряженности электрического поля \mathbf{E} и имеет амплитуду $\gamma |\mathbf{E}|$, а другая опережает \mathbf{E} по фазе на $\frac{1}{2}\pi$ и имеет амплитуду $\omega\epsilon\epsilon_0 |\mathbf{E}|$. Заключенное в скобки выражение можно рассматривать в качестве комплексной диэлектрической проницаемости, учитывающей

влияние на электромагнитное поле не только диэлектрической проницаемости, но и проводимости среды.

Рассмотрим особенности распространения плоской поперечной электромагнитной волны в однородном и изотропном пространстве. Поскольку компоненты поля в плоскости ортогональной направлению распространения волны (ось x) постоянны, то уравнение Гельмгольца ($\nabla^2 A + k^2 A = 0$) примет вид:

$$\partial^2 A / \partial x^2 + k^2 A = 0,$$

где A – один параметров электромагнитного поля плоской волны (в частности – напряженность электрического или магнитного поля), k – волновое число среды, определяющее зависимость параметров электромагнитного поля от его частоты и электромагнитных свойств среды. Причем, поскольку $k^2 = \omega^2 \mu \mu_0 \varepsilon \varepsilon_0 + i \omega \gamma \mu \mu_0$, то, в случае проводящей среды ($\gamma \neq 0$), волновое число k комплексно и может быть представлено в виде $k = k' + ik''$.

Выражения для действительной и мнимой частей волнового числа запишутся как:

$$k' = \omega \sqrt{\frac{\mu \mu_0 \varepsilon \varepsilon_0}{2}} \sqrt{1 + \left(\frac{\gamma}{\omega \mu \mu_0} \right)^2} + 1, \\ k'' = \omega \sqrt{\frac{\mu \mu_0 \varepsilon \varepsilon_0}{2}} \sqrt{1 + \left(\frac{\gamma}{\omega \mu \mu_0} \right)^2} - 1.$$

Уравнение Гельмгольца допускает частные решения вида:

$$\tilde{A} = \tilde{A}_0 e^{-i(\omega t - kx)} = A_0 e^{-i\varphi} e^{-k''x} e^{-i(\omega t - k'x)} = A_0 e^{-k''x} e^{-i(\omega t + \varphi - k'x)}.$$

Выделив действительную часть данного решения, получим:

$$Re \tilde{A} = A = A_0 e^{-k''x} \cos(\omega t + \varphi - k'x).$$

Выражение $\omega t + \varphi - k'x$ характеризует фазу плоской волны на расстоянии x от ее источника, при этом значение $k'x$ определяет степень запаздывания фазы волны относительно фазы у ее источника. Фазовая постоянная k' , являющаяся действительной частью комплексного волнового числа, характеризует интенсивность изменения фазы плоской гармонической волны по мере удаления от источника излучения и, соответственно, длину этой волны $\lambda = 2\pi / k'$. Фазовая скорость (скорость перемещения поверхностей равной фазы) $v = \omega / k'$.

Затухание поля, т.е. интенсивность уменьшения амплитуды плоской волны в направлении ее распространения, характеризует множитель $e^{-k''x}$. Следовательно, волна затухает экспоненциально с показателем степени $-k''x$. Быстроту убывания амплитуды поля определяет мнимая часть волнового числа k'' , называемая коэффициентом поглощения.

В диэлектрической среде ($\gamma \rightarrow 0, \omega \varepsilon \varepsilon_0 \gamma^{-1} \rightarrow \infty$):

$$k' = \omega \sqrt{\mu \mu_0 \varepsilon \varepsilon_0}, \quad k'' = 0, \quad k^2 = \omega^2 \mu \mu_0 \varepsilon \varepsilon_0,$$

$$v = \frac{\omega}{k'} \times \frac{\omega}{\omega \sqrt{\mu \mu_0 \varepsilon \varepsilon_0}} = \frac{c}{\sqrt{\mu \varepsilon}}, \quad \text{где } c = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \varepsilon_0}}$$

– скорость света, которая является фундаментальной постоянной.

Поскольку принято считать, что для верхней части разреза $\mu \approx 1$, то:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon}}.$$

Таким образом, скорость распространения зондирующих диэлектрическую среду электромагнитных волн v зависит только от ее относительной диэлектрической проницаемости. Такого рода заключение можно распространить и на реальные геологические среды, в случае, если они имеют умеренную проводимость, а исследования проводятся на высоких частотах, что и имеет место в георадиолокации.

Относительная диэлектрическая проницаемость (ε) характеризует свойство вещества поляризовываться в электрическом поле. Поскольку поляризация представляет собой инерционный процесс, то для её развития требуется определенное время. Количественно запаздывание становления поляризации характеризуется временем релаксации – τ , в течение которого поляризация спадает в e раз после прекращения действия поля.

Различают несколько видов поляризации, основными из которых являются:

– *электронная*, обусловленная смещением в электрическом поле электронных оболочек атомов относительно атомных ядер, и характерная для всех атомов ($\tau \approx 10^{-14} - 10^{-15}$ с);

– *ионная*, которая наблюдается в ионных кристаллах, она обусловлена упругим смещением в электрическом поле разноименных ионов из их положений равновесия в противоположных друг относительно друга направлениях ($\tau \approx 10^{-12} - 10^{-13}$ с);

– *атомная*, обусловленная смещением атомов разного типа в молекуле под действием электрического поля ($\tau \approx 10^{-12} - 10^{-13}$ с);

– *ориентационная*, характерная для полярных диэлектриков (жидкостей и газов), состоящих из молекул с постоянными электрическими дипольными моментами, а также и для кристаллов, в которых дипольные моменты могут поворачиваться;

– *релаксационная* (тепловая) – обычно наблюдается у ионных кристаллов, где слабосвязанные ионы могут иметь несколько равновесных положений, в которые они переходят скачкообразно.

Для двух последних видов поляризации значения τ лежат в очень широких пределах ($\tau \approx 10^{-2} - 10^{-12}$ с) и существенным образом зависят от температуры.

В переменных электромагнитных полях высоких частот, когда поляризация, из-за свойственной ей инерционности, начинает отставать от поляризующего поля, в токе смещения появляется компонента, сдвинутая по сравнению с поляризующим полем на 90° , которая по направлению совпадает с током проводимости. Это обстоятельство учитывается путем

представления относительной диэлектрической проницаемости комплексной величиной:

$$\tilde{\varepsilon} = \varepsilon' - i\varepsilon'',$$

где $\tilde{\varepsilon}$ – комплексная относительная диэлектрическая проницаемость, ε' – действительная часть, связанная с поляризацией диэлектрика под действием приложенного поля, а ε'' – мнимая часть, обусловленная запаздыванием поляризации диэлектрика относительно поляризующего поля. Когда период колебания электрического поля велик по сравнению с временем релаксации τ , поляризация успевает следовать за полем (в этом случае $\tilde{\varepsilon} = \varepsilon'$, поскольку $\varepsilon'' = 0$). На очень высоких частотах диэлектрик не будет успевать поляризовываться (в этом случае $\tilde{\varepsilon} \approx \varepsilon' \rightarrow \sim 1$, поскольку $\varepsilon'' \approx 0$). Наиболее резкое изменение ε' происходит на частоте релаксации ω ($\omega = 2\pi f = 1/\tau$). На этой же частоте ε'' проходит через максимум. Такой характер дисперсии ε называется релаксационным.

На частоте ω комплексная диэлектрическая проницаемость вещества с ориентационной поляризацией $\tilde{\varepsilon}(\omega)$, имеющей единственное время релаксации τ , определяется формулой Дебая:

$$\tilde{\varepsilon}(\omega) = \varepsilon_{\infty} + \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_{\infty}}{1 + i\omega\tau}$$

где ε_{∞} – значение диэлектрической проницаемости на бесконечно большой частоте, ε_0 – значение диэлектрической проницаемости на частоте $\omega \rightarrow 0$.

Заметим, что, как правило, в научно-технической литературе активную проводимость среды не разделяют на омическую (обусловленную собственно проводимостью) и "поляризационную" (обусловленную инерционностью процесса поляризации) составляющие [7]. В проводящей среде формула Дебая может быть представлена в виде (И. Н. Садовский и др., 2013):

$$\tilde{\varepsilon}(\omega) = \varepsilon_{\infty} + \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_{\infty}}{1 + i\omega\tau} - i \frac{\gamma}{\varepsilon_0 \omega}$$

Относительная диэлектрическая проницаемость гетерогенных осадочных горных пород и грунтов зависит от диэлектрических свойств составляющих их компонентов, объемного соотношения этих компонентов, структурных особенностей и температуры.

Для основных породообразующих минералов типичны электронный, ионный или атомный виды поляризации, что обуславливает относительно невысокие значения их диэлектрической проницаемости, которые, как правило, лежат в интервале 4 – 8 отн. ед. У воды, молекулы которой, из-за асимметричного распределения зарядов, имеют значительный электрический дипольный момент, решающую роль играет ориентационная поляризация. Это обстоятельство определяет ее высокую относительную диэлектрическую проницаемость ($\varepsilon \approx 80$ при 20 °С). Таким образом, совершенно очевидно, что величина диэлектрической проницаемости осадочных пород и искусственных грунтов в их естественном залегании определяется, прежде всего, содержанием в них влаги.

Проблема связи диэлектрической проницаемости осадочных пород и влажности изучалась многими учеными, начиная с середины XX столетия и даже ранее [6 – 11]. Среди наиболее значимых работ следует отметить исследования, выполненные такими специалистами как: Д. С. Даев, В. С. Зинченко, Э. И. Пархоменко, А. Д. Талалов, Г. Я. Черняк, В. F. Howell, G. V. Keller, P. H. Licastro, A. Von Hippel и др. Практически все они отмечали рост, как величины диэлектрической проницаемости пород, так и её частотной дисперсии, по мере увеличения влажности, а также возрастание значений ε с ростом глинистости. Однако необходимо отметить, что, на том этапе, экспериментальные определения диэлектрической проницаемости осуществлялись на частотах, не превышающих единицы – первые десятки МГц, т.е. существенно меньших, чем это практикуется в современной георадиолокации.

В последние десятилетия значительное внимание этому вопросу, в том числе и применительно к проблемам георадиолокации, уделено в работах Д. С. Даева, С. В. Дручина, С. В. Изюмова, Ю. И. Лежанского, В. Г. Сугак, М. И. Эпова, D. J. Daniels, G. P. De Loor, T. Saarenketo, J. C. Santamarina и др. [4, 6, 8, 12 – 15].

Достаточно важную, в прикладном отношении, информацию можно найти и в классических учебниках физики. На рис. 1 показаны полученные экспериментальным путем зависимости относительной диэлектрической проницаемости воды и льда от частоты поля, приведенные Нобелевским лауреатом Э.М. Парселлом в Берклевском курсе физики [6].

Несмотря на известный схематизм, приведенные зависимости дают вполне определенные представления об особенностях поляризации воды и льда в переменных полях. В частности, начиная с частот более 1 – 2 ГГц, относительная диэлектрическая проницаемость воды уменьшается и при частотах близких к 100 ГГц её значения достигают 2 – 3 отн. ед., т.е. величин типичных для неполярных жидкостей. В данном контексте уместно обратить внимание на то, что в начале области дисперсии, на частотах 1 – 2 ГГц, работают антенны георадаров, которые применяются при обследовании дорожных одежд, определении особенностей армирования бетонных конструкций и пр.

Повышение диэлектрической проницаемости льда на низких частотах объясняется наличием водородных связей между молекулами H₂O, которые определяют структуру его кристаллической решетки. Скачкообразные перемещения протонов в кристаллах из одних равновесных положений в другие, в процессе релаксационной поляризации, обуславливают высокую диэлектрическую проницаемость (до 100 и более) льда в низкочастотных полях. С понижением температуры повышается время диэлектрической релаксации (при 25 °С – $\tau \approx 9 \cdot 10^{-12}$ с, а при – 10 °С – $\tau \approx 6 \cdot 10^{-5}$ с).

Следует отметить, что приведенная на рис. 1 зависимость характеризует поляризацию в переменных

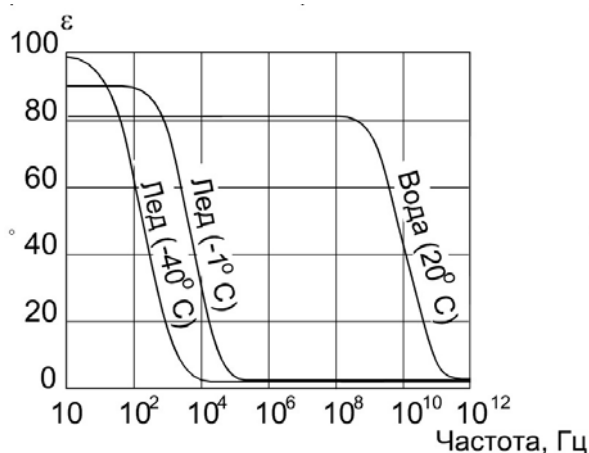


Рис. 1. Частотная зависимость относительной диэлектрической проницаемости ϵ воды и льда

электрических полях т.н. "свободной (или гравитационной)" воды, которая находится во внутривывиховом пространстве на достаточном удалении от стенок пор, вне зоны действия молекулярных поверхностных сил минералов слагающих твердый скелет породы. Положение области дисперсии диэлектрической проницаемости на оси частот и величина ϵ существенно зависят от формы нахождения влаги в породах (грунтах).

При классификации видов и форм влаги часто используется, предложенный П. А. Ребиндером, подход, который основан на величине энергии связи воды со скелетом породы. В соответствии с этой классификацией, влага коллоидного капиллярнопористого тела в порядке нарастания энергии связи имеет следующую градацию:

1. Свободная вода;
2. Влага капиллярносвязанная (физико-механическая связь);
3. Влага адсорбционносвязанная (физико-химическая связь);
4. Вода химически связанная (химическая связь).

Наиболее прочно удерживается химически связанная вода, молекулы которой входят в состав вещества, составляющего скелет породы. Среди прочих, к этому типу влаги относится кристаллизационная вода, которая в виде молекул H_2O входит в кристаллическую решетку минералов, занимая в ней определенные места. Выделение кристаллизационной воды происходит при нагревании до температур, как правило, не пре-

вышающих $300\text{ }^{\circ}C$ (часто она выделяется при температурах менее $100\text{ }^{\circ}C$). Диэлектрическая проницаемость химически связанной воды находится в пределах 4 – 8 отн. ед.

Адсорбционносвязанная вода формируется в результате действия молекулярного силового поля. Вода, имеющая физико-химическую форму связи с матрицей, обладает свойствами, значительно отличающимися от свойств свободной воды. Она имеет существенно большие значения теплопроводности, вязкости, плотности, но меньшую диэлектрическую проницаемость. Температура замерзания адсорбционносвязанной воды относительно низка. Эта вода легко удаляется при нагревании. По данным различных авторов ϵ адсорбционной воды может достигать 30 – 40 отн. ед.

Капиллярносвязанная вода образуется в микрокапиллярах поглощением воды из влажного воздуха или непосредственным соприкосновением, а в сквозных макрокапиллярах – непосредственным соприкосновением. Считается, что капиллярносвязанная вода в своей основной массе сохраняет свойства свободной.

На рис. 2 схематично показаны положения областей частотной дисперсии диэлектрической проницаемости для различных форм влаги на шкале частот поляризующего электрического поля [12].

В наиболее высокочастотной части шкалы лежит область дисперсии диэлектрической проницаемости свободной воды, в самой низкочастотной – кристаллизационной воды. Области дисперсии ϵ , обусловленные особенностями поляризации льда, связанной воды и эффектом Максвелла-Вагнера, лежат в пределах частот от 10^3 до 10^{10} Гц. Поляризация, связанная с эффектом Максвелла-Вагнера, вызвана накоплением свободных зарядов на границах разделов компонент гетерогенной среды, обладающих разными электропроводностями. Вклад этого типа поляризации в общую поляризацию среды возрастает по мере увеличения электрической контрастности её компонентов. В геологической практике подобная "макроструктурная поляризация" становится наиболее значительной, если в горных породах присутствуют тонкие прослои (прожилки, пленки) природных изоляторов – льда, нефти и т.п. Некоторые авторы считают, что именно частотные особенности развития поляризации Максвелла-Вагнера определяет дисперсию электрических свойств глин в диапазоне частот от 1 МГц и ниже вплоть до сотен МГц [9].



Рис. 2. Положения областей дисперсии диэлектрической проницаемости различных форм влаги на шкале частот (по G.P. De Loor, с изменениями).

Таким образом, в пределах всего диапазона частот большинства современных георадаров (30 МГц – 3 ГГц) имеет место частотная дисперсия диэлектрической проницаемости обследуемой среды, обусловленная либо особенностями поляризации свободной и (или) связанной воды, либо эффектом Максвелла-Вагнера или комбинацией этих факторов. Сказанное может быть проиллюстрировано данными (см. рис. 3), приведенными в работе [13].

Из вышесказанного следует очевидный вывод, что значение диэлектрической проницаемости, назначенное при оцифровке шкалы глубин на одной радарограмме, может не соответствовать таковой, применительно к другой радарограмме, даже если она зарегистрирована на том же самом профиле, но с использованием антенны, работающей на иной частоте. Проведение георадиолокации на нескольких частотах практикуется в случае, когда возникает необходимость исследовать с различной степенью детальности объекты, которые находятся на разных глубинах (типичным примером является обследование автодорог).

Некоторые, общие представления о зависимости диэлектрической проницаемости от температуры обследуемой среды можно почерпнуть из анализа зависимостей, приведенных на рис. 4 [10]. В частности, из характера зависимости $\epsilon = f(t)$ следует, что в мелкозернистых песках практически вся влага присутствует в свободной или капиллярносвязанной формах. Об этом свидетельствует резкое уменьшение их диэлектрической проницаемости на интервале температур 0 – -4 °С (кривые 2 и 3), обусловленное фазовым переходом воды в лед (высокая диэлектрическая проницаемость воды наблюдается вплоть до частот в первые единицы ГГц, а область дисперсии ϵ у льда, где он ещё сохраняет относительно повышенные значения ϵ , не превышает частоты 100 кГц).

Для глин характерно присутствие капиллярносвязанной, адсорбционной и кристаллизационной воды.

В данном случае уменьшение диэлектрической проницаемости глины в интервале температур 0 – -4 °С связано с замерзанием капиллярносвязанной воды, а в интервале температур от -16 °С и ниже – с замерзанием адсорбционной воды (кривая 1). Вклад кристаллизационной воды в величину ϵ на частотах превышающих несколько десятков кГц не является существенным (см. рис. 2).

На рис. 5 представлена зависимость диэлектрической проницаемости глины от частоты поля при различных температурах [9]. Характерно, что, на частотах превышающих 1 МГц, уменьшение положительных значений температур лишь незначительно понижает диэлектрическую проницаемость. Существенное уменьшение ϵ глины происходит при уходе температуры в область отрицательных значений, когда капиллярная вода превращается в лед. Дальнейшее уменьшение диэлектрической проницаемости связано с кристаллизацией адсорбционной воды.

В России проблемами диэлектрической спектроскопии, применительно, прежде всего, к задачам неф-

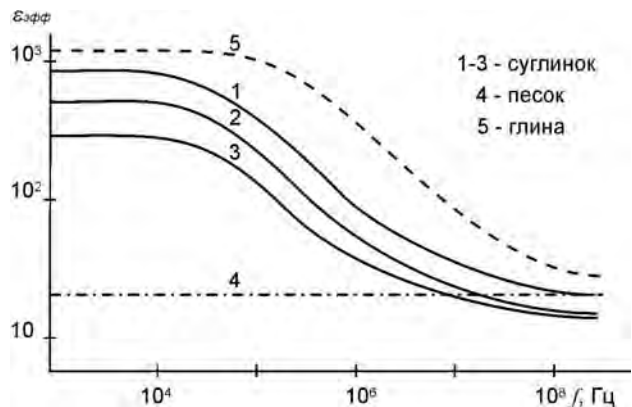


Рис. 3. Зависимость диэлектрической проницаемости гетерогенных пород ($\epsilon_{эфф}$) от частоты электромагнитного поля (по Талалову А.Д. и Даеву Д.С., с упрощениями)

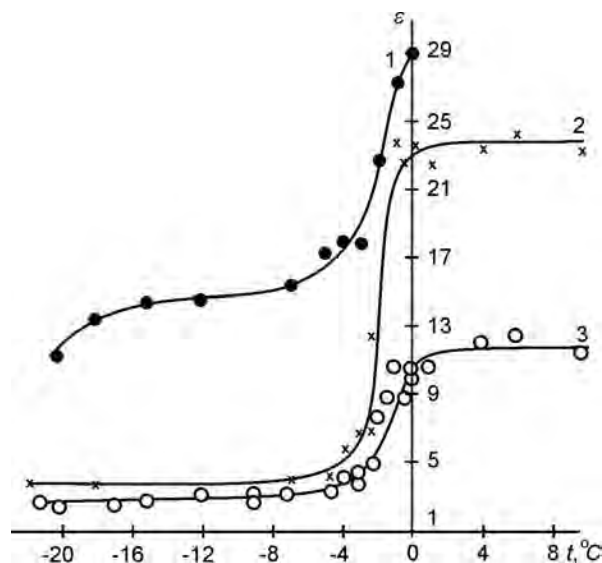


Рис. 4. Диэлектрическая проницаемость (ϵ) грунтов различной влажности (w) в зависимости от температуры. Измерения выполнены на частоте 1 МГц: 1 – глина, $w = 35,5\%$; 2 – песок мелкозернистый, $w = 9\%$; 3 – песок мелкозернистый, $w = 3\%$ (для песков указана весовая влажность)

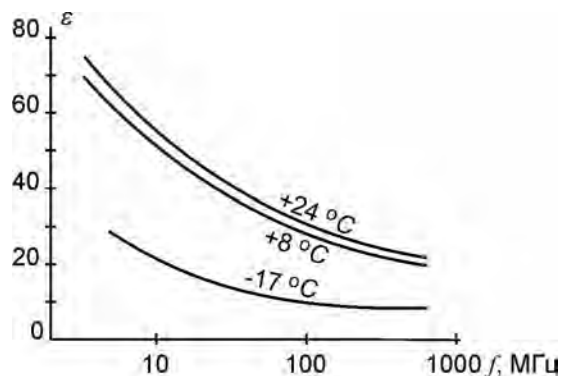


Рис. 5. Частотная зависимость диэлектрической проницаемости (ϵ) глины с объемной влажностью 39,1 % при различных температурах

тегазовой геологии, занимаются несколько научных коллективов.

В частности, группой ученых под руководством М. И. Эпова, в рамках проекта "Диэлектрическая спектроскопия природных сред в радиоволновом диапазоне частот", были экспериментально изучены диэлектрические проницаемости и проводимости искусственно приготовленных смесей из бентонита, нефти и солевого раствора [14]. Было установлено, что в диапазоне частот от 10 кГц до 4 ГГц, кроме области дебаевской релаксации воды, присутствуют еще две области релаксации, обусловленные межповерхностными взаимодействиями компонентов смесей.

Заключение

Приведенные материалы свидетельствуют, что во всем диапазоне частот, реализуемых современными георадарами, может наблюдаться дисперсия диэлектрической проницаемости пород (или грунтов), слагающих обследуемый разрез. Таким образом, при интерпретации материалов георадиолокации, проводившейся на различных частотах, следует иметь в виду, что эффективная (действующая) диэлектрическая проницаемость одной и той же среды может быть разной. При этом, наиболее выраженной зависимости диэлектрической проницаемости от частоты электромагнитного поля следует ожидать в случае проведения исследований на частотах более 1 – 2 ГГц, где начинает сказываться дисперсия электрических параметров свободной и капиллярноудерживаемой воды.

При попытках установления связи показаний георадара с влажностью обследуемой среды следует учитывать то обстоятельство, что отнюдь не вся влага, объем которой определяется в лабораторных условиях путем нагревания образцов, будет сказываться на величине эффективной (действующей) диэлектрической проницаемости среды и, тем самым, влиять на характер регистрируемого при проведении исследований волнового поля.

Анализ характера зависимости диэлектрической проницаемости от частоты поляризующего поля позволяет выявить механизмы (или механизм) поляризации исследуемой среды, знание которых дает возможность определения содержащихся в ней видов влаги, которые зависят от структурных особенностей и состава поляризуемой среды. На практике возможность исследования диэлектрической дисперсии пород в их естественном залегании в последние годы была реализована сервисной геофизической компанией Schlumberger. Фирмой была

разработана скважинная многочастотная аппаратура Dielectric Scanner, применение которой делает возможным, в том числе, определение структуры порового пространства карбонатных отложений и оценку емкости катионного обмена терригенных отложений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аузин, А. А. Георадиолокационное исследование проблемных участков дорожно-транспортной сети / А. А. Аузин, С. А. Зацепин // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. 2012. – № 2. – С. 242 – 247.
2. Аузин, А. А. Инженерно-геофизические исследования на пресноводных акваториях / А. А. Аузин, С. А. Зацепин // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. 2014. – № 2. – С. 102 – 109.
3. Старовойтов, А. В. Интерпретация георадиолокационных данных / А. В. Старовойтов. – М.: Изд-во МГУ, 2006. – 192 с.
4. Jol, H. M. Ground Penetrating Radar: Theory and Applications / H. M. Jol. – Oxford : UK. Elsevier Science. – 2009. – 544 p.
5. Рязанцев, П. А. Опыт комплексирования георадиолокации и динамических зондирований при инженерно-геологических изысканиях на акватории Онежского озера / П. А. Рязанцев, А. И. Родионов // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. 2015. – № 2. – С. 100 – 103.
6. Парселл, Э. Электричество и магнетизм / Э. Парселл. – М.: Наука, 1971. – 448 с.
7. Даев, Д. С. Высокочастотные электромагнитные методы исследования скважин / Д. С. Даев. – М.: Недра, 1974. – 192 с.
8. Зинченко, В. С. Петрофизические основы гидрогеологической и инженерно-геологической интерпретации геофизических данных / В. С. Зинченко. – Тверь : Изд-во АИС. – 2005. – 392 с.
9. Изюмов, С. В. Теория и методы георадиолокации / С. В. Изюмов, С. В. Дручинин, А. С. Вознесенский. – М.: Горная книга. – 2008. – 196 с.
10. Пархоменко, Э. И. Электрические свойства горных пород / Э. И. Пархоменко. – М.: Наука, 1965. – 165 с.
11. Петрофизика. Горные породы и полезные ископаемые / под ред. Н. Б. Дортман. – М.: Недра, 1992. – 391 с.
12. Daniels, D. J. Ground Penetrating Radar. 2nd edition / D. J. Daniels. – London : UK. IEE Press, 2004. – 726 p.
13. Талалов, А. Д. О структурном механизме частотной дисперсии электрических свойств гетерогенных горных пород / А. Д. Талалов, Д. С. Даев // Физика Земли, 1996. – № 8. – С. 56 – 66.
14. Эпов, М. И. Диэлектрическая релаксация в глинистых нефтесодержащих породах / М. И. Эпов, П. П. Бобров, В. Л. Мионов, А. В. Репин // Геология и геофизика, 2011. – Т. 52. – № 9. – С. 1302 – 1309.
15. Saarenketo, T. Electrical properties of water in clay and silty soils / T. Saarenketo // Journal of Applied Geophysics, 1998. – Vol. 40. – P. 73 – 88.

Воронежский государственный университет

Аузин А. А., доктор технических наук, профессор кафедры геофизики геологического факультета
E-mail: AAuzin@yandex.ru; Тел.: 8-473-220-83-85

Зацепин С. А., аспирант кафедры геофизики геологического факультета
E-mail: chilavert@inbox.ru; Тел.: 8-920-425-20-13

Voronezh State University

Auzin A. A., the Doctor of Technical Science, professor of the Geophysical department of Geological faculty
E-mail: AAuzin@yandex.ru; Tel.: 8-473-220-83-85

Zatsepin S. A., postgraduate student of the Geophysical department of the of Geological faculty
E-mail: chilavert@inbox.ru; Tel.: 8-920-425-20-13