

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ

УДК 550.372

А.Д. ТАЛАЛОВ

МОДЕЛЬ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВОДОНАСЫЩЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ДЛЯ ЧАСТОТНОГО ДИАПАЗОНА 10^3 – 10^9 Гц

Рассмотрено влияние структурных особенностей и компонентного состава горных пород на частотную дисперсию их электрических свойств. Приведены результаты измерений диэлектрической проницаемости и удельного электрического сопротивления в частотном диапазоне 10^3 – 10^9 Гц. На основе анализа экспериментальных данных предложена теоретическая модель, описывающая взаимосвязь электрических свойств пород с их петрофизическими характеристиками и частотой поля.

В последнее время при геофизических исследованиях все более широкое применение находят электромагнитные методы с рабочими частотами от 10^3 до 10^9 Гц (GPR, ВИКИЗ, ВЭМК). Во многом это обусловлено более тесной взаимосвязью между электрическими и геологическими характеристиками пород, наблюдаемыми при достаточно высоких частотах поля. Кроме того, изучение частотной зависимости электрических свойств пород в широком частотном диапазоне и комплексная интерпретация результатов существенно увеличивают информативность ГИС. Однако недостаточная изученность зависимости электрических параметров от частоты поля и отсутствие соответствующих теоретических моделей не позволяют в полной мере реализовать указанные преимущества.

Как правило, горные породы являются сложными гетерогенными системами, содержащими некоторое количество жидкой и твердой фаз. В общем случае электрические свойства таких систем (диэлектрическая проницаемость ϵ и удельное электрическое сопротивление ρ) зависят от множества физико-химических факторов, включая частоту поля, на которой осуществляются измерения. Это в значительной степени осложняет геологическую интерпретацию результатов измерений электрических свойств. С повышением частоты поля увеличивается плотность токов смещения, что приводит к снижению влияния формы и структуры порового пространства на электрические свойства породы. Кроме того, на частотах выше 3–10 МГц ослабевает роль электрохимических и межфазовых взаимодействий, что объясняется значительной инерционностью данных процессов. Все названное приводит к упрощению зависимости электрических свойств пород от их компонентного состава.

Диэлектрическая проницаемость воды составляет около 80 отн.ед. и практически не зависит от

ее минерализации, а диэлектрическая проницаемость породообразующих минералов, которые в подавляющем большинстве случаев являются диэлектриками, составляет 4–7 отн.ед. Таким образом, эффективные значения породы оказываются тесно связанными с ее водонасыщенностью. Для простых водонасыщенных пород, содержащих твердые частицы изометричной формы, окруженные поровой жидкостью (например, пески), зависимости ϵ и ρ от компонентного состава породы определяются известными уравнениями Бруггемана или Оделевского [3], что позволяет относительно легко рассчитать содержание и минерализацию поровой влаги по измеренным значениям ϵ и ρ . В основе таких вычислений лежит допущение об отсутствии заметной частотной зависимости ϵ и ρ , как у самих грубодисперсных пород, так и у составляющих эти породы минералов. Проведенные нами экспериментальные исследования показали, что для описания электрических свойств песков наилучшим является уравнение Оделевского со структурным коэффициентом $B = 2,3$:

$$\sigma^* = \sigma_1^* \cdot \left[1 + \frac{v_2}{v_1/B + \sigma_1^*/(\sigma_2^* - \sigma_1^*)} \right], \quad (1)$$

где σ^* — значение комплексной удельной электропроводности ($1/\rho - i \cdot 2 \cdot \pi \cdot F \cdot \epsilon \cdot \epsilon_0$) двухкомпонентной среды (породы), См/м; F — частота электромагнитного поля, Гц; ϵ_0 — диэлектрическая проницаемость вакуума, Ф/м; v_1 — объемная доля непрерывной среды (матрицы), отн.ед; v_2 — объемная доля дисперсных частиц ($v_2 = 1 - v_1$), отн.ед; B — структурный коэффициент; σ_1^* — значение комплексной удельной электропроводности матрицы, См/м; σ_2^* — значение комплексной удельной электропроводности дисперсных частиц, См/м.

Однако экспериментальные исследования [5] показали, что у некоторых типов пород в диапазоне частот 10^6 – 10^9 Гц отмечается значительная частотная дисперсия ϵ и ρ . При этом эффективные значения диэлектрической проницаемости породы могут значительно превышать ϵ составляющих породу компонентов (поровая жидкость, минеральный скелет, нефть, газообразная фаза и др.). Особенно отчетливо данный эффект проявляется у глинистых пород.

Если гетерогенная среда (порода) содержит хороший проводник, разделенный тонкими диэлектрическими перегородками, эффективные электрические свойства такой среды становятся зависимыми от частоты поля (частотная дисперсия), хотя электрические свойства отдельных веществ, составляющих эту среду, частотной зависимостью не обладают. Это явление, известное в физике как эффект Максвелла–Вагнера, объясняется значительным увеличением электроемкости тонкослоистой среды за счет влияния электропроводности жидкости на процесс поляризации диэлектрических перегородок. Чем тоньше подобные перегородки, тем выше образуемая в системе электроемкость и соответственно выше ее значения эффективной диэлектрической проницаемости.

Например, если между обкладками измерительного конденсатора находится токопроводящая жидкость, разделенная тонкой диэлектрической пленкой, но экспериментатор об этом не знает, в результате измерений могут быть получены значения диэлектрической проницаемости, во много раз превышающие ϵ воды. Это происходит оттого, что при относительно низких частотах поля, когда $\text{tg } \delta_1 = 1/(2 \cdot \pi \cdot F \cdot \epsilon_1 \cdot \epsilon_0 \cdot \rho_1)$ существенно превышает 1, фактически измеряется емкость конденсатора с межэлектродным расстоянием, равным высоте тонкого слоя диэлектрика, а не высоте столба жидкости. Последнее приводит к регистрации эффективных значений ϵ , превышающих ϵ жидкости во столько раз, во сколько высота перегородки меньше высоты столба жидкости. Напротив, при повышении частоты поля до значений, когда $\text{tg } \delta_1 < 1$, электрические свойства очень тонкой по отношению к высоте столба жидкости перегородки не оказывают существенного влияния на эффективные электрические свойства системы. Таким образом, наблюдается влияние обычной (активной) электропроводности жидкости и частоты поля на диэлектрическую проницаемость гетерогенной среды.

Аналогичные результаты следуют из уравнений Оделевского и Бруггемана при рассмотрении электрических свойств тонкослоистых или пенообразных структур, когда непрерывной средой служит тонкая плохопроводящая пленка, разделяющая относительно большие объемы электролита (рис. 1).

Очевидно, подобные структуры могут присутствовать и в некоторых типах горных пород. На сегодняшний день известно много различных моделей электрических свойств гетерогенной среды [2, 4, 5]. Единственным критерием, позволяющим оценить пригодность той или иной модели для описания электрических свойств пород, является степень соответствия результатам эксперимента. Модели, изображенные на рис. 1, характеризуются

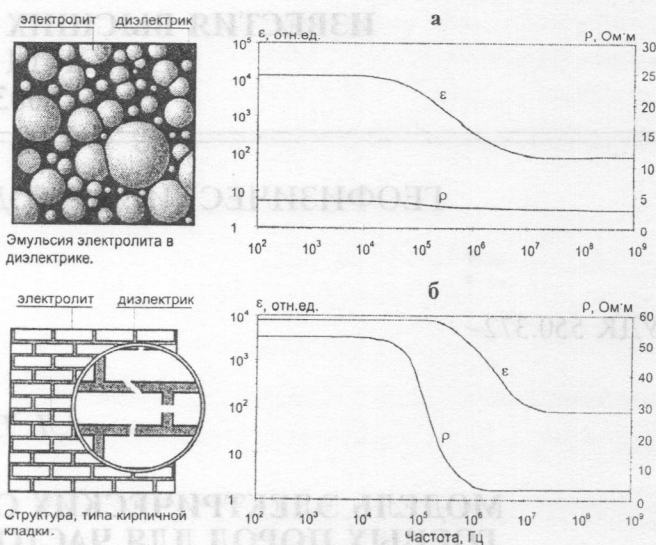


Рис. 1. Двухкомпонентные структуры, обладающие резкой частотной зависимостью электрических свойств: а — частицы проводника сферической формы, окруженные диэлектриком (модель Бруггемана); б — структура типа кирпичной кладки (модель Оделевского); $v_1 = 0,1\%$, $\epsilon_1 = 5$ отн.ед., $\rho_1 = 10^5$ Ом·м, $\epsilon_2 = 78$ отн.ед., $\rho_2 = 3$ Ом·м

резкой частотной зависимостью ϵ и ρ , присущей системам с одним временем релаксации и не отмечаемой у большинства наиболее распространенных горных пород. Экспериментальные частотные зависимости ϵ и ρ имеют значительно более плавный характер и совсем другие количественные соотношения между твердой и жидкой фазами (рис. 2, 3). Кроме того, резкая частотная дисперсия ϵ и ρ характерна не для всех горных пород и проявляется

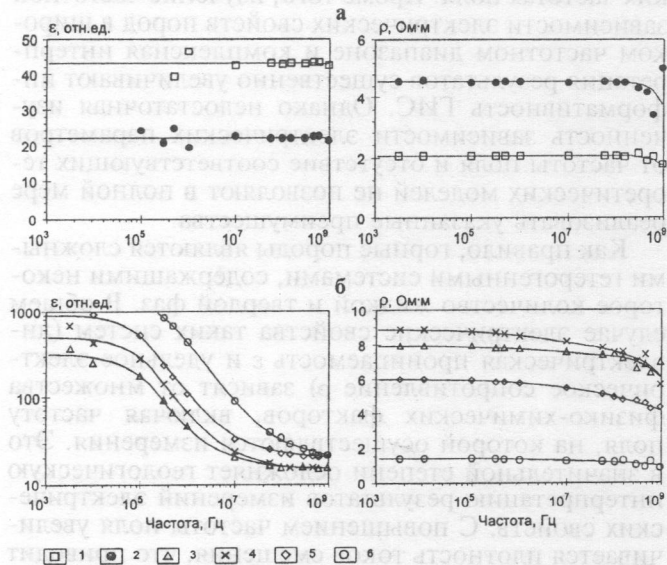


Рис. 2. Частотные зависимости ϵ и ρ : а — фракционированного кварц-полевошпатового песка ($0,3 < d < 0,4$ мм) и 60% смеси кварцевой пудры ($S_{y\phi} = 100 \text{ м}^2/\text{г}$) с песком, б — суглинков и глины ($S_{y\phi} = 100 \text{ м}^2/\text{г}$). Сплошные линии — результат расчета ϵ и ρ по (5)–(7): 1 — кварцевая пудра с песком, $C_{2л} = 0\%$, $K_{II} = 0,66\%$, $\rho_1 = 1,07$ Ом·м; 2 — песок, $C_{2л} = 0\%$, $K_{II} = 35,1\%$, $\rho_1 = 1,07$ Ом·м; 3 — суглинок, $C_{2л} = 17\%$, $K_{II} = 23,2\%$, $\rho_1 = 1,07$ Ом·м; 4 — суглинок, $C_{2л} = 34\%$, $K_{II} = 23,4\%$, $\rho_1 = 1,07$ Ом·м; 5 — суглинок, $C_{2л} = 60\%$, $K_{II} = 34,4\%$, $\rho_1 = 1,07$ Ом·м; 6 — глина, $C_{2л} = 100\%$, $K_{II} = 37,3\%$, $\rho_1 = 0,22$ Ом·м

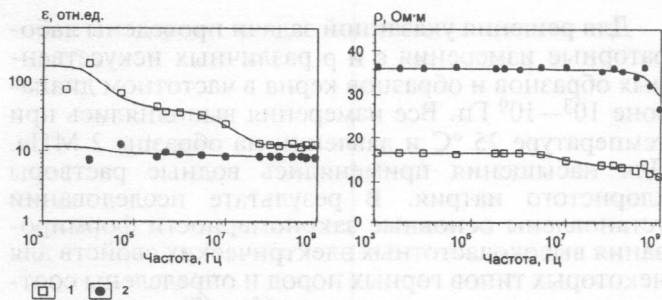


Рис. 3. Частотные зависимости ϵ и ρ образцов керна песчаника.

Месторождение «Белый Тигр» (Вьетнам), глубина 1900 м: 1 — песчаник глинистый, $K_{ДЛ} = 19,4\%$, $C_{эл} = 15,5\%$, $K_{пр} = 578 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$, $\rho_1 = 1,07 \text{ Ом}\cdot\text{м}$; 2 — кварцевый песчаник с кварцево-карбонатным цементом, $K_{ДЛ} = 7,9\%$, $C_{эл} = 0,2\%$, $C_{карб} = 1,9\%$, $K_{пр} = 85 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$, $\rho_1 = 1,07 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Линии — результат расчета ϵ и ρ по (5)–(7)

далеко не всегда. Основываясь на этих фактах, можно предположить следующее. Во-первых, тонкослоистые (тонкостенные) структуры, подобные изображенным на рис. 2, занимают не весь объем породы, а лишь часть ее порового пространства. Во-вторых, обычно в породе присутствуют несколько более или менее часто встречающихся видов поровых структур, отличающихся по геометрическим характеристикам, которые, в частности, могут иметь такие параметры, при которых дисперсия ϵ и ρ становится незаметной.

Таким образом, электрические свойства водонасыщенной породы можно представить как эффективные значения ϵ и ρ трехкомпонентной системы, состоящей из минерального скелета, обычной поровой жидкости и некоторого количества тонкослоистых (тонкостенных) водосодержащих структур, обладающих резкой частотной зависимостью электрических параметров (рис. 1). Электрические свойства такой системы можно определить методом группирования и последовательного вложения компонентов [3].

Вычисления проводятся в несколько этапов. Сначала следует определить комплексную электропроводность поровой жидкости ($\sigma_{ж}^*$) как эффективное значение электропроводности двухкомпонентной системы, состоящей из обычной поровой жидкости и тонкослоистых водонасыщенных структур, изображенных на рис. 1. Поскольку аномальные электрические свойства поровых структур с тонкими стенками начинают проявляться лишь при очень малых содержаниях твердой фазы (менее 10%), их можно рассматривать как своеобразную часть поровой жидкости и в дальнейшем называть «разделенной водой»¹. Определив эффективное значение комплексной электропроводности токопроводящей части породы, как эффективную электропроводность смеси обычной и разделенной воды ($\sigma_{ж}^*$), можно, подставляя найденное значение в (1), определить комплексную электропроводность породы в целом и рассчитать искомые значения ее диэлектрической проницаемости и удельного сопротивления.

¹ Проводник, окруженный тонкими диэлектрическими стенками, может быть представлен не только жидкостью, но и вкрапленностью рудных минералов, покрытых окисной пленкой. В данном случае дисперсия ϵ и ρ в области частот ниже 1–2 МГц осложняется электрохимическими процессами, которые не рассматриваются.

Учитывая, что в породе могут присутствовать некоторые виды тонкослоистых структур с различными геометрическими характеристиками и ориентацией по отношению к вектору напряженности поля, эффективная комплексная проводимость тонкослоистой компоненты породы σ_p^* (разделенной воды) может быть представлена как аддитивная сумма комплексных проводимостей структур различного вида:

$$\sigma_p^* = \sum_{n=1}^n v_n \cdot \sigma_n^*, \quad (2)$$

где n — характерное для данной породы число тонкослоистых структур с различными геометрическими параметрами; v_n — объемная доля структуры n -го типа в общем объеме тонкослоистых структур (разделенной воды); σ_n^* — комплексная удельная электропроводность структуры n -го типа, См/м.

Значение комплексной электропроводности σ_n^* можно вычислить по (1). При этом, в качестве непрерывной среды следует рассматривать твердое вещество с эффективной комплексной электропроводностью $\sigma_{тн}$, которое образует стенки (пергородки), изолирующие один от другого отдельные объемы токопроводящей жидкости. Стенки таких поровых каналов могут иметь трещины или отверстия (рис. 1, б) и не полностью изолировать смежные объемы жидкости. Можно показать, что данное обстоятельство не приводит к появлению частотной дисперсии, так как в данном случае складываются параллельно соединенные проводимости отверстий и стенки. Поэтому для упрощения модели результирующий эффект от присутствия в поровых стенках отверстий и трещин может быть аппроксимирован соответствующим снижением действительной части удельного сопротивления твердого вещества $\rho_{тн} = \text{Re}(1/\sigma_{тн}^*)$, образующего отдельные виды тонкослоистых (тонкостенных) структур:

$$\sigma_n^* = \sigma_{тн}^* \cdot \left(1 + \frac{1 - w_n}{w_n/b_n + \sigma_{тн}^*/(\sigma_1^* - \sigma_{тн}^*)} \right), \quad (3)$$

где w_n — отношение объемов твердой и жидкой фаз в n -й тонкослоистой структуре (характеризует толщину стенок порового пространства); b_n — структурный коэффициент; σ_1^* — значение комплексной удельной электропроводности поровой жидкости, См/м; $\sigma_{тн}^*$ — значение комплексной удельной электропроводности твердой фазы n -й тонкослоистой структуры, См/м.

Таким образом, жидкая фаза породы может быть представлена как двухкомпонентная система, состоящая из обычной поровой жидкости с частотно независимыми электрическими свойствами (ϵ_1, ρ_1) и «разделенной воды», электрические свойства которой (ϵ_p, ρ_p) определяются выражениями (2) и (3). Эффективные электрические свойства подобной системы ($\sigma_{ж}^*$) также можно рассчитать по (1), в котором значения комплексной проводимости дисперсных включений σ_2^* должны быть заменены комплексной проводимостью тонкослоистой компоненты породы σ_p^* . При этом в качестве непрерывной среды необходимо рассматривать «сво-

бодную» жидкость, т.е. находящуюся в поровом пространстве с относительным объемом твердой фазы выше 10%:

$$\sigma_{ж}^* = \sigma_1^* \cdot \left[1 + \frac{v_p}{(1 - v_p)/M + \sigma_1^*/(\sigma_p^* - \sigma_1^*)} \right], \quad (4)$$

или, согласно (2) и (3),

$$\sigma_{ж}^* = \sigma_1^* + \frac{v_p}{\sigma_1^* \cdot v_p} \cdot \left[(1 - v_p) \cdot M^{-1} + \sigma_1^* \cdot \left[\sum_{n=1}^n v_n \cdot \sigma_{тн}^* \cdot \left(1 + \frac{1 - w_n}{w_n/b_n + \sigma_{тн}^*/(\sigma_1^* - \sigma_{тн}^*)} \right) \right] - \sigma_1^* \right]^{-1}, \quad (5)$$

где M — структурный коэффициент, соответствующий геометрическим особенностям размещения тонкослоистых (или тонкостенных) структур в породе.

Подставляя найденное эффективное значение комплексной электропроводности поровой жидкости ($\sigma_{ж}^*$) в (1) и выделяя в нем действительную и мнимую части, получим искомые выражения для удельного электрического сопротивления и диэлектрической проницаемости породы:

$$\rho = \left\{ \operatorname{Re} \left\{ \sigma_{ж}^* \cdot \left[1 + \frac{1 - v}{v/B + \sigma_{ж}^*/(\sigma_2^* - \sigma_{ж}^*)} \right] \right\} \right\}^{-1}, \quad (6)$$

$$\varepsilon = \frac{1}{2 \cdot \pi \cdot F \cdot \varepsilon_0} \cdot \operatorname{Im} \left\{ \sigma_{ж}^* \cdot \left[1 + \frac{1 - v}{v/B + \sigma_{ж}^*/(\sigma_2^* - \sigma_{ж}^*)} \right] \right\}, \quad (7)$$

где v — содержание воды в единице объема породы (объемная влажность).

Таким образом, согласно (2)—(6), электрические свойства водонасыщенной породы (ε и ρ) являются функцией электрических свойств слагающих ее компонентов ($\varepsilon_1, \rho_1, \varepsilon_2, \rho_2$), содержания воды в единице объема породы (v), параметров, зависящих от структуры породы ($v_p, v_{н2}, \rho_{тн}, b_n, M, B$), и частоты электромагнитного поля².

Очевидно, различным типам пород должны отвечать различные значения параметров модели, связанных с геометрией порового пространства. Разнообразие структур горных пород чрезвычайно велико, поэтому конкретные значения параметров модели, зависящих от структуры, целесообразно определять для отдельных видов пород, имеющих сходные петрофизические характеристики.

Если порода обладает относительно простым строением и не содержит «разделенной воды» ($v_p = 0$), т.е. все поры имеют стенки, толщина которых составляет не менее 10% среднего значения их внутреннего диаметра, то $\sigma_{ж}^* = \sigma_1^*$ и частотная дисперсия ε и ρ отсутствует. В данном случае (например, песок) электрические свойства породы определяются только ее компонентным составом ($v, \varepsilon_1, \rho_1, \varepsilon_2, \rho_2$) и значением структурного коэффициента B . Для пород с более сложным строением порового пространства ($v_p \neq 0$) необходимо определить значения $v_p, v_n, \rho_{тн}, b_n, M$ и B . Сделать это можно, сопоставляя расчетные и экспериментальные значения ε и ρ , в максимально широком частотном диапазоне.

² Частотные и температурные зависимости электрических свойств водных растворов и минералов ($\varepsilon_1, \rho_1, \varepsilon_2, \rho_2$) известны [1].

Для решения указанной задачи проведены лабораторные измерения ε и ρ различных искусственных образцов и образцов зерна в частотном диапазоне 10^3 — 10^9 Гц. Все измерения выполнялись при температуре 25 °С и давлении на образцы 2 МПа. Для насыщения применялись водные растворы хлористого натрия. В результате исследований установлены основные закономерности формирования высокочастотных электрических свойств для некоторых типов горных пород и определены соответствующие им параметры в (5)—(7).

Измерения электрических свойств песка различных фракций (от 0,25 до 0,5 мм), при разных значениях минерализации поровой жидкости показали отсутствие частотной дисперсии ε и ρ в диапазоне частот 10^3 — 10^8 Гц (рис. 2, а). Заметная частотная дисперсия, начинает проявляться лишь на частотах выше 200—300 МГц, что обусловлено увеличением диэлектрических потерь свободного раствора хлористого натрия [1]. Добавление к чистому песку даже небольшого количества монтмориллонитовой глины приводит к появлению резкой частотной зависимости электрических параметров (рис. 2, б). При этом увеличение минерализации поровой жидкости приводит к усилению дисперсии ε и некоторому ослаблению дисперсии ρ , которая в данном случае маскируется общим увеличением электропроводности гетерогенной среды. В то же время добавление к песку кварцевой пудры с такой же, как у глины, удельной поверхностью твердой фазы (100 м²/г) и в таком же количестве появления частотной дисперсии не вызывало (рис. 2, а). Как известно, основной породообразующий минерал глины—монтмориллонит — обладает тонкослоистой микроструктурой и образует пространственные ячеистые решетки из агрегатов различного уровня, стенки которых разделяют (изолируют) один от другого смежные объемы воды. При этом, как толщина отдельных листов силикатов в монтмориллоните, так и толщина стенок в пространственных решетках могут быть существенно меньше размеров пространства, заполненного жидкостью [2]. Напротив, частицы кварцевой пудры и песка имеют изометричные формы, которые исключают возможность образования тонкослоистых или ячеистых структур с относительно малым содержанием твердой фазы (т.е. с относительно тонкими стенками). Таким образом, факт решающего влияния глинистости на частотную дисперсию электрических свойств полностью соответствует изложенным выше теоретическим положениям (5)—(7).

Числовые значения параметров, характеризующих в (5)—(7) геометрию порового пространства, определялись методом подбора при сопоставлении экспериментальных значений ε и ρ с результатами соответствующих расчетов в частотном диапазоне 10^3 — 10^9 Гц. В результате установлено, что для песков, глин и суглинков многие параметры модели имеют одинаковые значения и не зависят от других петрофизических характеристик породы, таких как глинистость, минерализация поровой жидкости и ее содержание в единице объема породы. При этом необходимое для адекватного описания электрических свойств породы число различных коэффициентов, входящих в (5)—(7), значительно сокраща-

ется. В частности, оказалось, что для адекватного описания частотных зависимостей электрических свойств глинистых пород достаточно 5 геометрических структур, отличающихся соотношением размеров пор и поровых стенок (табл. 1). Причем изменение глинистости породы не приводит к изменению найденных значений — необходимо лишь пропорциональное глинистости изменение па-

Таблица 1

Значения параметров модели для песков, глин и суглинков

v_n	w_n
$1,490 \cdot 10^{-2}$	$3,271 \cdot 10^{-5}$
$4,301 \cdot 10^{-2}$	$1,240 \cdot 10^{-4}$
$9,092 \cdot 10^{-2}$	$1,032 \cdot 10^{-3}$
$2,210 \cdot 10^{-1}$	$2,201 \cdot 10^{-1}$
$6,301 \cdot 10^{-1}$	$4,054 \cdot 10^{-2}$

раметра v_p , который определяет содержание «разделенной воды» в общем объеме породы. Для v_p было найдено следующее эмпирическое выражение:

$$v_p \approx \left(\frac{8,4 \cdot C_{21}}{(K_{II} + 8,4) \cdot 100} \right)^{(0,8 + K_n \cdot 0,002)}, \quad (8)$$

где C_{21} и K_{II} — соответственно коэффициенты глинистости и пористости, %.

Также выявлено, что для песчано-глинистых пород помимо структурных коэффициентов, характеризующих свойства «разделенной воды» (табл. 1), следующие параметры в (5)—(7) можно считать постоянными: $B = 2,3$; $b_1 = b_2 = \dots = b_5 = M = 2,0$; $\varepsilon_1 = 78$; $\varepsilon_2 = 4,5$; $\rho_{r1} = \rho_{r2} = \dots = \rho_{r5} > 10^7$ Ом·м.

Результаты сопоставления расчетных и измеренных значений ε и ρ для песков и суглинков, представленные на рис. 2, показывают хорошее соответствие. Таким образом, для расчета электрических свойств песчано-глинистых пород в широком частотном диапазоне с помощью (5)—(7) необходимо знать содержание воды в породе (v), минерализацию (ρ_1), глинистость (C_{21}) и коэффициент пористости (K_{II}). При полном водонасыщении $v = K_{II}$, что позволяет осуществлять решение обратной задачи: определять глинистость, влажность и минерализацию (ρ_1) породы по измеренным в диапазоне частот электрическим свойствам.

Отдельные разновидности горных пород могут отличаться характером зависимости ε и ρ от частоты поля, что свидетельствует об ином распределении геометрических характеристик порового пространства (рис. 3). Это требует специальной настройки коэффициентов в табл. 1 для отдельных литологических разновидностей. Однако и в данном случае настройку модели требуется выполнять лишь один раз, после чего переменными величинами в модели остаются значения водосодержания (v), минерализации поровой жидкости (ρ_1), глинистости (v_p) и частоты поля (F). Такое упрощение модели позволяет рассчитывать петрофизические характеристики пород по измеренным в частотном диапазоне значениям ε и ρ , что открывает широкие возможности для получения дополнительной геологической информации, основанной на интерпретации результатов многочастотных измерений.

На рис. 3 представлены характерные экспериментальные значения ε и ρ для образцов песчаника и результаты соответствующих расчетов по (5)—(7). Средние значения структурных коэффициентов, найденные для образцов песчаника, $b_1 = b_2 = \dots = b_5 = M = B = 1,5$, и значения параметров «разделенной воды», наилучшим образом отвечающие данному литологическому типу, приведены в табл. 2.

Таблица 2

Значения параметров модели для песчаников

v_n	w_n	ρ_{rn}
$2,956 \cdot 10^{-3}$	$8,650 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^6$
$2,542 \cdot 10^{-2}$	$4,106 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^4$
$9,716 \cdot 10^{-1}$	$1,354 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^5$

Сопоставление параметров, приведенных в табл. 1, 2, и формы дисперсионных кривых на рис. 2, 3 позволяет сделать некоторые выводы о структурных особенностях порового пространства в исследованных породах.

Глины (рис. 2, б) по сравнению с песчаниками (рис. 3) характеризуются более плавной формой частотных зависимостей и намного более высокими низкочастотными значениями ε . Это свидетельствует о более плавном распределении порового пространства по радиусам и наличию большего количества пор с очень тонкими стенками, которые обуславливают появление эффективных значений диэлектрической проницаемости, во много раз превышающих ε отдельных породообразующих минералов ($\varepsilon_{H_2O} \approx 78$; $\varepsilon_2 \approx 4,6$). Форма дисперсионных кривых глинистых песчаников (рис. 3) характеризуется наличием трех более или менее ярко выраженных изгибов и хорошо аппроксимируется тремя характерными типоразмерами (табл. 2). Это свидетельствует о наличии более дискретного, по сравнению глиной и суглинками, распределения пор по геометрическим характеристикам. Кроме того, эффективные значения удельного сопротивления поровых стенок (ρ_{rn}) для песчаников имеют более низкие, чем у глинистых пород значения. Поскольку собственно твердая фаза как в рыхлых глинистых породах (рис. 2, б), так и в песчаниках (рис. 3) является диэлектриком, можно предположить, что пониженные значения эффективного сопротивления ρ_{rn} у песчаников обусловлены наличием значительного числа трещин и отверстий в поровых стенках. Поэтому поровое пространство песчаников характеризуется большими, нежели у глин открытостью и проницаемостью.

Отметим, что несмотря на значительное число параметров рассмотренной модели, подбор их значений является практически однозначным. Это объясняется взаимосвязанностью частотных зависимостей ε и ρ и широким диапазоном частот, для которого осуществлялась настройка модели. Таким образом, точность предложенной модели определяется точностью и частотным диапазоном экспериментальных данных. Точность измерения ε и ρ зависит от $\text{tg} \delta$ и в наших экспериментах была не хуже 2% на частотах порядка 10 МГц. На более низких частотах точность измерения ε уменьшалась, а при более высоких частотах уменьшалась точность измерения ρ .

Сравнение частотных зависимостей электрических свойств для различных пород, представленных на рис. 2, 3 (пески, кварцевые пудры, глины, суглинки и песчаники), позволяет сделать следующие обобщения:

1. Резкая частотная зависимость электрических свойств, наблюдаемая у некоторых типов водосодержащих пород в частотном диапазоне 10^3 — 10^9 Гц, связана с особенностями микроструктуры порового пространства. А именно с наличием квазиизолированных тонкослоистых или ячеистых структур с весьма небольшим содержанием твердого материала, который образует тонкие стенки, изолирующие один от другого смежные объемы хорошо проводящей жидкости («разделенная вода»). В наибольшей степени такое строение порового пространства характерно для глин и глиносодержащих пород.

2. Присутствие в породе даже небольшого количества глины («разделенной воды») может вызывать увеличение низкочастотных значений диэлектрической проницаемости до 1000 отн.ед. и более (в зависимости от минерализации), что намного превышает диэлектрические проницаемости отдельных породообразующих минералов.

3. Породы с изометричной формой частиц минерального скелета без глинистых или металличе-

ских примесей не подвержены частотной дисперсии ϵ и ρ вне зависимости от значения удельной поверхности твердой фазы (при обычных для естественных условий значениях минерализации и водосодержания).

4. При достаточно высоких частотах поля, когда начинает выполняться условие $\text{tg} \delta < 1$, микроструктура породы и ее глинистость не оказывают существенного влияния на эффективные электрические свойства породы, которые становятся аддитивно взаимосвязанными с ϵ и ρ породообразующих компонентов.

В заключение следует отметить, что анализ частотных зависимостей обеих составляющих полного сопротивления горных пород (ϵ и ρ) предоставляет широкие возможности для геологической и петрофизической интерпретации результатов геофизических исследований. Например, сопоставляя найденные значения структурных коэффициентов и крутизну дисперсионных кривых, можно судить об особенностях строения порового пространства пород, степени их глинистости и проводить количественную оценку ряда петрофизических характеристик.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 02-05-65079а, Минобразования РФ Е 00-8.0-3, проекта ФЦП «Интеграция» Б-0055.

ЛИТЕРАТУРА

1. А х а д о в Я.Ю. Диэлектрические свойства бинарных растворов М.: Наука, 1987.
2. К у л ь ч и ц к и й Л.И., У с ь я р о в О.Г. Физико-химические основы формирования свойств глинистых пород. М.: Недра, 1981.
3. Ч е л и д з е Т.Л., Д е р е в е н к о А.И., К у р и л е н к о О.Д. Электрическая спектроскопия гетерогенных систем. Киев: Наук. думка, 1977.
4. H a s l u n d, E. Dielectric dispersion of salt-water-saturated porous glass containing thin glass plates // Geophysics. 1996. № 6.
5. S t e w a r t, D.C., W.L. A n d e r s o n, G r o v e r T.P., L a b s o n V.F. Shallow subsurface mapping by electromagnetic sounding in the 300 kHz to 30 MHz range: model studies and prototype system assessment // Geophysics. 1994. 8.

Московский государственный геологоразведочный университет
Рецензент — Д.С. Даев

УДК 550.3

О.Е. БОГДАНОВА

ТЕХНОЛОГИЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАНИЧНОЙ ВОДОНАСЫЩЕННОСТИ НА ОБРАЗЦАХ ПОРОД КОЛЛЕКТОРОВ С УЧЕТОМ ПЛАСТОВОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ

Приведены аппаратура и методика капиллярного вытеснения воды из образцов пород-коллекторов при пластовых температуре и давлении и метод определения граничной водонасыщенности.

Граничная водонасыщенность толщи нефтяного коллектора определяется на образцах керн коллектора по данным капиллярного вытеснения из них модели пластовой воды. Оно проводится индивидуально для каждого образца в специальных камерах с полупроницаемыми мембранами, на которые устанавливаются образцы [2]. Камеры герметично закрываются и в них при фиксированном давлении P_k подается воздух. Вода, вытесненная воздухом из капилляров образцов, проходит через мембраны, непроницаемые для воздуха, накапли-

вается в сборных сосудах на выходе из камер и взвешивается. Повышая давление воздуха и учитывая массу порций выходящей воды, в результате устанавливают зависимость текущей водонасыщенности K_g образцов от P_k :

$$K_g = f(P_k).$$

При обработке полученных данных по формулам Бурдайна рассчитывают относительные проницаемости образцов по нефти $K_{ДРН}$ и воде $K_{ДРв}$ при различных значениях водонасыщенности и