

Ryszard Drożdżak*, Kazimierz Twardowski**

PRZENIKALNOŚĆ DIELEKTRYCZNA OŚRODKÓW POROWATYCH – CZYNNIKI WPLYWAJĄCE NA JEJ ZMIENNOŚĆ***

1. WSTĘP

Jednym z podstawowych parametrów elektrycznych ośrodków geologicznych jest przenikalność elektryczna ϵ . Według aktualnej normy klasy PN-ISO [16] nazywana jest również (przede wszystkim w elektrotechnice) przenikalnością elektryczną bezwzględną lub przenikalnością dielektryczną, co w szczególności zgodne jest z powszechnie od lat stosowanym słownictwem w literaturze naukowo-technicznej. Obok przenikalności magnetycznej μ_m oraz elektrycznej przewodności właściwej (konduktywności) δ przenikalność dielektryczna ϵ jednoznacznie uzupełnia charakterystykę elektromagnetyczną ośrodka [7, 12]. W praktyce przenikalność dielektryczna wykorzystywana jest najczęściej w formie parametru względnego ϵ_r , definiowanego jako:

$$\epsilon_r = \epsilon / \epsilon_0 \quad (1)$$

gdzie ϵ_0 oznacza przenikalność elektryczną próżni, określoną jako stałą elektryczną [16], której dokładna wartość została ustalona przez Committee on Data for Science and Technology w 2000 r. [24].

W odniesieniu do terminów i definicji wielkości związanych z przenikalnością dielektryczną ośrodków materialnych istnieje w literaturze pewne zamieszanie, dotyczące w szczególności interpretacji pojęcia „stałej dielektrycznej”. W niektórych źródłach, np. w podręczniku [1] rozumie się przez nią alternatywne określenie bezwzględnej przenikalności elektrycznej ośrodka ϵ . Zdecydowanie częściej, stałą dielektryczną nazywa się jednak względną przenikalność elektryczną ośrodka ϵ_r [8, 13, 15].

* Doktorant Wydziału Wiertnictwa, Nafty i Gazu AGH, Kraków

** Wydział Wiertnictwa, Nafty i Gazu AGH, Kraków

*** Praca wykonana częściowo w ramach badań własnych Wydziału Wiertnictwa, Nafty i Gazu AGH

Taka interpretacja w szczególności występuje w podstawowych źródłowych pozycjach dydaktycznych, wykorzystywanych w procesie edukacyjnym w szkołach średnich [2, 23].

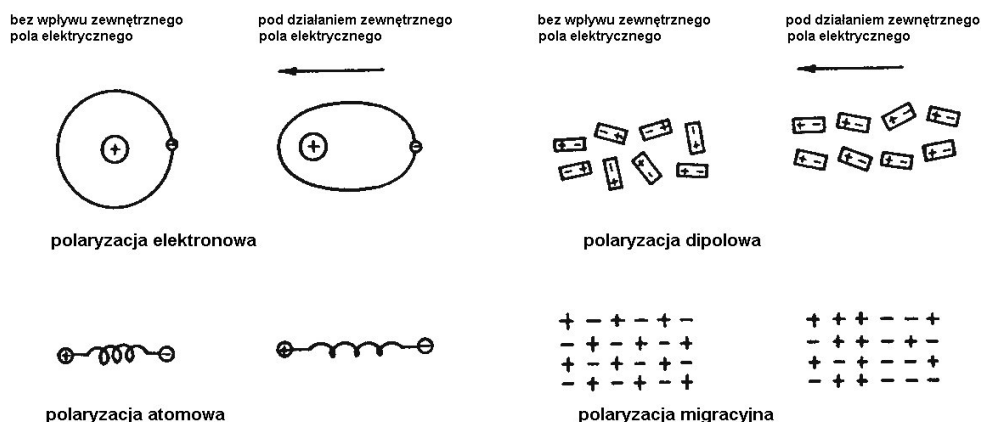
Przenikalność dielektryczna ośrodka ϵ , podobnie jak i jego konduktywność δ , nie jest stałą materiałową i zależy od pulsacji (częstotliwości kątovej) ω pola elektrycznego, w którym prowadzono pomiary. Efekt ten, nazywamy dyspersją częstotliwościową parametrów δ i ϵ , wyjaśniony został przez Debye'a [4]. Pod wpływem zewnętrznego pola elektrycznego dielektryk podlega zjawisku polaryzacji elektrycznej, polegającej na powstawaniu w jego objętości elektrycznego momentu dipolowego oraz pojawieniu się na jego powierzchni ładunku elektrycznego. Stąd jednostką miary polaryzacji jest C/m^2 . Zdolność ośrodka do polaryzacji elektrycznej określa jego podatność elektryczną χ_e związaną z jego względną przenikalnością dielektryczną ϵ_r [16].

$$\chi_e = \epsilon_r - 1 \quad (2)$$

Pojęcie przenikalności dielektrycznej ma w zasadzie tylko sens w odniesieniu do dielektryków – ośrodków słabo przewodzących prąd elektryczny – tzw. bezstratnych. Przyjmuje się niekiedy, że do dielektryków zalicza się ośrodki, których oporność elektryczna właściwa jest większa niż $10^8 \Omega m$ [1, 13].

2. RODZAJE POLARYZACJI ELEKTRYCZNEJ DIELEKTRYKÓW

Traktując ośrodek skalny jako dielektryk, proces jego polaryzacji elektrycznej polegający na niewielkim przesunięciu ładunków dodatnich i ujemnych względem siebie można opisać jako działanie łańcuchów dipolowych formowanych pod wpływem przyłożonego pola (rys. 1). Przesunięcia ładunków w warstwach powierzchniowych powodują, że na przeciwnych powierzchniach dielektryka indukują się ładunki powierzchniowe przeciwnego znaku [4, 6, 15, 20].



Rys. 1. Różne typy polaryzacji dielektryka ([6]; wg von Hippela 1954)

W zależności od mechanizmu polaryzacji i typu polaryzowanych cząsteczek wyróżnia się cztery podstawowe jej rodzaje [4, 6, 20]:

- polaryzacja elektronowa dielektryków niepolarnych – objawia się pojawieniem indukowanego momentu elektrycznego w każdej cząsteczce; występuje w wielu cieczech i gazach i polega na przemieszczaniu chmur elektronowych względem jąder atomowych; polaryzacja elektronowa zachodzi w bardzo krótkim czasie 10^{-15} – 10^{-13} s i nie powoduje strat energii;
- polaryzacja jonowa dielektryków krystalicznych, np. halitu (NaCl), który ma jonową siatkę krystaliczną, polega na przesunięciu dodatnich jonów sieci wzdłuż kierunku i zgodnie ze zwrotem pola elektrycznego, a jonów ujemnych w stronę przeciwną; zjawisko to zachodzi w czasie 10^{-13} – 10^{-12} s, również nie powoduje strat energii;
- polaryzacja dipolowa – polegająca na zorientowaniu osi dipolów zgodnie z przebiegiem linii zewnętrznego pola elektrycznego; polaryzacja dipolowa podobnie jak poprzednie rośnie wraz ze wzrostem natężenia pola elektrycznego, ale zmniejsza się ze wzrostem temperatury, czego nie obserwuje się w poprzednich rodzajach polaryzacji; zachodzi w czasie 10^{-10} – 10^{-2} s i wiąże się ze stratami energii;
- polaryzacja makroskopowa – polegająca na przemieszczaniu w objętości dielektryka pod wpływem zewnętrznego pola elektrycznego elektronów lub/i jonów, zamykania ich w niejednorodnościach materiału lub w pułapkach objętościowych; zachodzi w szerokim przedziale czasowym od 10^{-2} s do 2–3 lat.

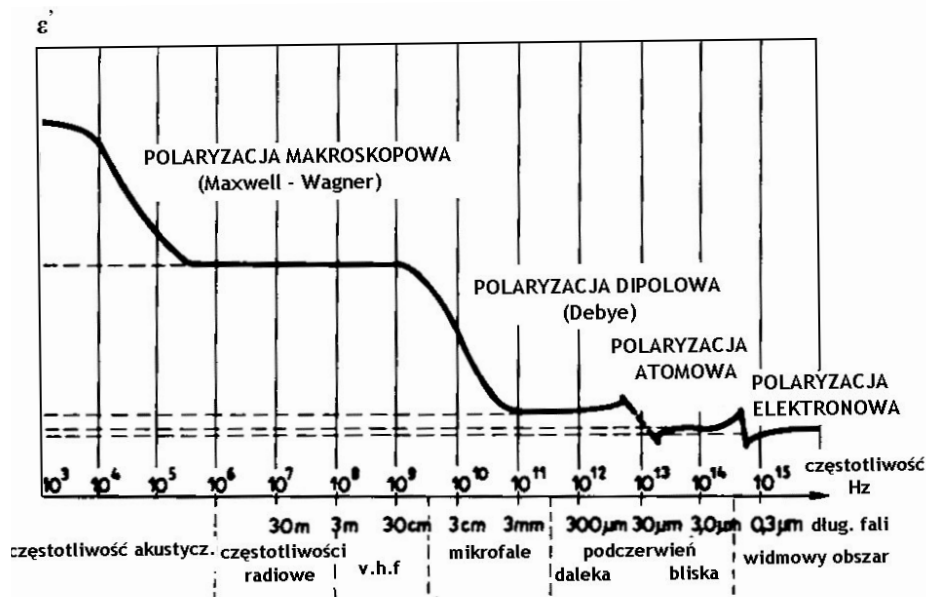
W ośrodkach wielofazowych, składających się z cząsteczek mineralnych o różnych właściwościach elektrycznych i porów wypełnionych różnymi roztworami, występować może dodatkowo polaryzacja migracyjna. Czas powstawania polaryzacji dipolowej i migracyjnej jest porównywalny z okresem zmiennych pól elektromagnetycznych stosowanych np. w pomiarach elektrycznych, dlatego też wymienione rodzaje polaryzacji nazywają się powolnymi, w odróżnieniu od natychmiastowych polaryzacji elektronowej i jonowej.

W skałach izotropowych przenikalność dielektryczna ϵ jest skalarem, zaś w ośrodkach anizotropowych – tensorem.

Jak już wcześniej wspomniano, przenikalność dielektryczna dla pól elektrycznych zależnych harmonicznie od czasu, bardzo silnie uwarunkowana jest częstotliwością pola elektrycznego (rys. 2), oddziaływującego na ośrodek skalny. Wynika to z różnego czasu przebiegu poszczególnych rodzajów polaryzacji, z których każda dominuje w pewnym zakresie widma częstotliwości fal elektromagnetycznych, decydując o przenikalności dielektrycznej ośrodka [3, 17, 19, 20].

Przy bardzo dużych częstotliwościach $f = 10^{14}$ – 10^{15} Hz, ujawniać się może tylko efekt polaryzacji elektronowej; polaryzacja jonowa (atomowa) wystąpić może wtedy, gdy częstotliwość obniży się do $f = 10^{12}$ – 10^{13} Hz. Natomiast polaryzacje powolne ujawniają się przy odpowiednio niższych częstotliwościach: dipolowa przy $f = 10^9$ – 10^{11} Hz i migracyjna przy $f = 10^3$ – 10^6 Hz. Powyższe zależności prowadzą do wniosku, że wraz z częstotliwością zmienia się charakterystyka jakościowo-ilościowa polaryzacji, co w konsekwencji istotnie

wpływa na wartość przenikalności dielektrycznej względnej ϵ_r ośrodka. Jego ocena przy częstotliwości $f = 0$ uwzględnia wpływ wszystkich rodzajów polaryzacji, a przy częstotliwości $f = 10^{14}$ Hz tylko wpływ polaryzacji elektronowej [15, 20].



Rys. 2. Zmiana charakteru polaryzacji ze zmianą częstotliwości fal elektromagnetycznych [15]

Do opisu zachowania się dielektryków w polach harmonicznie zmiennych używa się zespolonej przenikalności dielektrycznej [3, 5, 14, 15, 20]:

$$\epsilon = \epsilon' - i\epsilon'' = \epsilon' - i \frac{\sigma}{\omega \cdot \epsilon} = \epsilon' (1 - itg\delta) \quad (3)$$

gdzie:

- ϵ' , ϵ'' – rzeczywista i urojona składowa przenikalności dielektrycznej,
- σ – przewodność elektryczna ośrodka,
- $tg\delta$ – tangens kąta stratności,
- ω – pulsacja pola równa $2\pi f$, gdzie f – częstotliwość.

Składowa rzeczywista ϵ' stanowi miarę polarności substancji, składowa urojona ϵ'' wyraża straty energii zmiennego pola elektrycznego w dielektryku.

Skały, podobnie jak i inne materiały, wykazują w różnym stopniu zarówno przewodność, jak i polaryzowalność elektryczną; ośrodki takie są często nazywane dielektrykami stratnościowymi. Występują w nich najczęściej dwa różne mechanizmy strat, a mianowicie

straty relaksacyjne i straty przewodnościowe (w rzeczywistości występuje wiele innych mechanizmów strat energii).

Generalnie, zarówno z teorii, jak również z badań eksperymentalnych wynika, że największe wartości przenikalności dielektrycznej ϵ ośrodków obserwujemy przy $\omega = 0$. Wraz ze wzrostem pulsacji pola ω rejestrowane wartości ϵ systematycznie maleją.

Jednym z ważniejszych zjawisk towarzyszących przepływowi prądu elektrycznego przez skały jest wydzielanie się ciepła. Można uznać, że dla określonych częstotliwości oraz natężenia pola elektrycznego wydzielanie ciepła w skale będzie tym większe, im większy będzie tangens kąta stratności elektrycznej.

3. PRZENIKALNOŚĆ DIELEKTRYCZNA MINERAŁÓW I SKAŁ

Przenikalność względna dielektryczna minerałów ϵ_r zależy głównie od ich składu chemicznego oraz ich struktury krystalicznej, która przede wszystkim określa rodzaj polaryzacji elektrycznej [15, 20]. Minerały z polaryzacją mieszaną elektronowo-jonową mają zazwyczaj wyższe wartości przenikalności dielektrycznej, przykładem może być halit i sylwin, dla których ϵ_r wynosi $4,4 \div 6,7$. W minerałach o polaryzacji dipolowej przenikalność dielektryczna ma jeszcze większe wartości. Wiąże się to z dużą polarnością tych minerałów w odniesieniu do polaryzacji migracyjnej; charakteryzuje się ona jeszcze większymi wartościami przenikalności dielektrycznej (tab. 1).

Analizując przenikalność dielektryczną różnych ośrodków należy zwrócić uwagę na wysoką wartość przenikalności dielektrycznej względnej dla wody ($\epsilon_r = 81,0$ w temp. 22°C), co się wiąże z anomalnymi właściwościami wody. Cząsteczka wody w wyniku asymetrycznego przestrzennego rozmieszczenia ładunków posiada wyraźną biegunowość, czego następstwem jest wyjątkowo wysoki moment dipolowy [8, 15, 20]. Cechy te powodują, że cząsteczki wody oddziałują elektrycznie zarówno na siebie, jak i na cząsteczki innych substancji będących w bezpośrednim kontakcie z wodą.

Szczególny wpływ mają te cechy na przenikalność dielektryczną minerałów ilastych [3, 8]. W pewnych przypadkach zawartość minerałów ilastych zwiększa ϵ_r , np. piaskowców nawet 5-krotnie w porównaniu do czystego piaskowca [3, 8].

Przenikalność dielektryczna skał zależy od ich składu chemicznego i mineralnego, od składu nasycających je faz ciekłych i gazowych oraz od ich wzajemnego stosunku w jednostce objętości. Ma na nią także wpływ częstotliwość pola polaryzującego oraz temperatura dielektryka [3, 15, 20].

Wraz ze wzrostem temperatury wzrasta wartość względnej przenikalności dielektrycznej szkieletu skały. Wyniki pomiarów laboratoryjnych wykazują, że przy ustalonej częstotliwości zmiany te są stosunkowo małe [3]. Odwrotne zjawisko występuje w cieczach, których przenikalność dielektryczna znacznie maleje wraz ze wzrostem temperatury, np. dla wody przy wzroście temperatury do 150°C jej ϵ_r maleje do 45. Płyny złożowe porowe, takie jak gaz i ropa naftowa różnią się znacznie przenikalnością dielektryczną od wody, mają odpowiednio wartości ϵ_r rzędu 1; 2,2 i 80. Jeżeli ciekłą fazą skały jest woda, wówczas jej przenikalność dielektryczna zależy od stężenia i składu rozpuszczonej w niej soli [7, 9, 15, 19, 22].

Tabela 1

Właściwości elektryczne niektórych minerałów i innych składników skał [20]

Grupa	Minerał	Opór elektryczny właściwy δ [Ωm]	Przenikalność elektryczna względna ϵ_r [1]
Siarczki	siarka	$10^{12} \div 10^{15}$	$3 \div 4$
	piryt	$10^{-4} \div 10^{-1}$	$33,7 \div 81,0$
	chalkopiryt	$10^{-3} \div 10^{-1}$	81
	magnetyt	$10^{-2} \div 10^5$	$34 \div 81$
	kwarc	$10^{12} \div 10^{14}$	$4,2 \div 5,0$
Węglany	kalcyt	$10^7 \div 10^{12}$	$7,5 \div 8,7$
	dolomit	10^8	6,8
	syderyt	$10 \div 10^3$	$5,2 \div 7,4$
Siarczany	anhydryt	$10^7 \div 10^{10}$	6,5
	gips	10^{10}	7,0
Haloidy	halit	$10^{14} \div 10^{15}$	$5,7 \div 6,7$
	sylwin	$10^{13} \div 10^{15}$	$4,4 \div 6,2$
Krzemiany	oliwin	10^5	6,8
	biotyt	$10^{13} \div 10^{15}$	10,3
	ortoklaz	$10^{11} \div 10^{12}$	$4,5 \div 6,2$
	albit	$10^{11} \div 10^{12}$	$5,4 \div 6,0$
	skalenie	10^{12}	$4,9 \div 5,8$
Inne	powietrze	–	1,000592
	woda	$10 \div 10^5$	80,8
	ropa naftowa	10^{10}	$2,0 \div 2,7$
	lód	$6,7 \cdot 10^5$	3,1

Jak już wspomniano wcześniej, skała w stanie suchym, bez wtrąceń domieszek metalicznych w temperaturze pokojowej jest względnie dobrym dielektrykiem. Po częściowym lub całkowitym nasyceniu skały wodą i przyłożeniu pola elektrycznego zostaje wywołana silna polaryzacja, następstwem czego jest wzrost przenikalności dielektrycznej całego ośrodka [5, 9, 21].

Omawiane procesy są związane w szczególności z występowaniem zjawiska podwójnej warstwy elektrycznej (PWE) na granicy rozdziału faz stałej i ciekłej [25]. Wpływ koncentracji roztworów na zmianę ich ϵ_r jest silnie uzależniony od częstotliwości pola; wraz ze wzrostem częstotliwości maleje wpływ mineralizacji na ich przenikalność dielektryczną [3, 5, 21].

Reasumując można stwierdzić, że przenikalność dielektryczna ośrodków skalnych jest silnie zależna od ich nasycenia wodą, charakterystyki podwójnej warstwy elektrycznej oraz jest odwrotnie proporcjonalna do częstotliwości pola polaryzacji (choć dla częstotliwości poniżej 1 GHz zmiany są niewielkie).

4. MODELE PETROFIZYCZNE OPISUJĄCE PRZENIKALNOŚĆ DIELEKTRYCZNĄ SKAŁ

Ciekawym zagadnieniem związanym z przenikalnością dielektryczną skał jest jej określanie metodami pośrednimi. Stosowanie tych metod jest z pewnością mniej kosztowne, a także mniej czasochłonne. Ocena ϵ_r metodami pośrednimi może zwykle służyć do uzyskiwania danych szacunkowych; dane takie mogą być też przydatne do analizy porównawczej wyników badań laboratoryjnych.

Prezentowane poniżej modele petrofizyczne dotyczą oceny statycznej wartości względnej przenikalności dielektrycznej skał (stałej dielektrycznej) ϵ_r w warunkach pola elektrostatycznego ($f = 0$).

Dla binarnych roztworów soli zależność tą można przedstawić następująco [3, 9, 15]:

$$\epsilon_r = \epsilon_w + 3,79\sqrt{c} \quad (4)$$

gdzie:

- ϵ_r – przenikalność dielektryczna względna roztworu,
- ϵ_w – przenikalność dielektryczna wody,
- c – stężenie soli w roztworze wyrażone w mol/l.

Przenikalność dielektryczną skały składającej się z dwóch faz można ocenić stosując wzory różnych autorów, wśród nich najlepszą zgodność wyników laboratoryjnych i obliczeniowych daje wzór Lichtenekera [15]:

$$\lg \epsilon = \vartheta_1 \lg \epsilon_1 + \vartheta_2 \lg \epsilon_2 \quad (5)$$

oraz wzór Lorenza–Lorentza [15]:

$$\frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} = \frac{\epsilon_1 - 1}{\epsilon_2 + 2} \vartheta_1 + \frac{\epsilon_2 - 1}{\epsilon_2 + 2} \vartheta_2 \quad (6)$$

gdzie:

- $\epsilon, \epsilon_1, \epsilon_2$ – przenikalność dielektryczna mieszaniny i poszczególnych faz,
- ϑ_1, ϑ_2 – względne objętościowe zawartości obu faz spełniających zależność $\vartheta_1 + \vartheta_2 = 1$.

Do podobnych obliczeń można także używać innych zależności przedstawionych przez różnych autorów:

$$\frac{\epsilon - \epsilon_1}{3\epsilon V} = \frac{\epsilon_2 - \epsilon_1}{\epsilon_2 - 2\epsilon} \quad ([15]; \text{C. Bottcher 1952}), \quad (7)$$

$$\frac{\epsilon_2 - \epsilon}{\epsilon_2 - \epsilon_1} = (1 - V_0) \cdot \left(\frac{\epsilon}{\epsilon_1} \right)^{1/2} \quad ([15]; \text{D. Bruggeman 1935}), \quad (8)$$

W przypadku skał składających się z n faz można stosować wzór von Hippela [6]:

$$\log \varepsilon = \sum_n \log V_n \varepsilon_n \quad (9)$$

gdzie:

- ε – przenikalność dielektryczna względna skały,
- $\varepsilon_1, \varepsilon_2$ – dielektryczna przenikalność względna różnych faz,
- V_0 – objętość ośrodka zajętego przez fazę charakteryzującą się większą wartością przenikalności dielektrycznej,
- V_n, ε_n – względna objętość i przenikalność elektryczna n -tej fazy badanego ośrodka.

W odniesieniu do mieszanin z chaotycznym przestrzennym rozmieszczeniem cząstek najczęściej korzysta się ze wzoru Odolewskiego [15]:

$$\varepsilon_{sr} = \chi + \sqrt{\chi^2 + \frac{\varepsilon_1 + \varepsilon_2}{2}} \quad (10)$$

gdzie:

$$\chi = \frac{1}{4} [(3V - 1)\varepsilon_1 - (3V - 2)\varepsilon_2],$$

V – względna objętość ośrodka zajęta przez składnik z większą wartością ε .

Prezentowane powyżej zależności dają zadowalające wyniki przy małych różnicach w wartościach przenikalności dielektrycznej skał. Jednakże w zależności od charakteru oddziaływania wody na składniki mineralne skały, wyniki uzyskane wg tego typu obliczeń nie zawsze są adekwatne do oczekiwań, stąd konieczność pomiarów w laboratorium ε_r wielofazowych ośrodków skalnych [15].

5. PODSUMOWANIE

Jednym z podstawowych parametrów opisujących właściwości elektryczne, a szerzej elektromagnetyczne ośrodków materialnych jest ich przenikalność dielektryczna ε . Właściwość ta jest również bardzo przydatna w opisie petrofizycznym ośrodków skalnych.

Reasumując przedstawione powyżej rozważania, można stwierdzić, że przenikalność dielektryczna ośrodków skalnych zależy głównie od:

- składu chemicznego oraz mineralnego ośrodka,
- struktury krystalograficznej minerałów budujących skałę,
- składników budujących skałę i ewentualnie wzajemnie na siebie oddziałujących,
- częstotliwości pola polaryzacji elektrycznej, określającej rodzaj polaryzacji dielektryka.

Stała dielektryczna ośrodków skalnych jest silnie powiązana ze współczynnikiem nasycenia ich wodą, zaś polaryzowalność skały nasyconej jest zdeterminowana polaryzowal-

nością wolnej wody. Czynniki te należy analizować w oparciu o wpływ zjawisk zachodzących na granicy kontaktu faza stała – faza ciekła, zjawiska te w szczególności mają duży wpływ na zmienność wyników uzyskiwanych w ośrodkach o silnie rozwiniętej powierzchni właściwej.

Istotny wpływ na właściwości dielektryczne ma skład chemiczny oraz stężenie rozтворów, które nasycają ośrodek skalny. Dla rozтворów nieorganicznych większe ich stężenie powoduje z reguły spadek wartości rzeczywistej składowej przenikalności dielektrycznej. Zależności te w mniejszym stopniu ujawniają się w rozтворach organicznych (pochodnych ropy naftowej), gdy wartości przenikalności dielektrycznej są niskie, a ich zmienność w zależności od częstotliwości pola polaryzacji jest niewielka.

LITERATURA

- [1] Bobrowski Cz.: *Fizyka. Krótki kurs*. WNT, Warszawa 1999
- [2] Cach R., Ciszewski A., Kołaczkiwicz J., Stykowiec R.: *Fizyka. Słownik szkolny*. Wyd. Europa, Wrocław 2001
- [3] Ciechanowska M.: *Dielektryczne profilowanie mikrofalowe otworów wiertniczych*. Prace IGNiG, nr 73, Kraków 1989
- [4] Dobrynin V.M., Vendelštejn B.J., Koževnikov D.A.: *Petrofizika*. Izd. „Nedra”, Moskwa 1991
- [5] Gomaa M.M.: *Relation between electric properties and water saturation for hematitic sandstone with frequency*. Annals of Geophysics, vol. 51, no 5/6, 2008
- [6] Howell B.F., Licastró P.H.: *Dielectric behavior of rocks and minerals*. The American Mineralogist, vol. 46, 1961
- [7] Karczewski J.: *Zarys metody georadarowej*. UWND AGH, Kraków 2007
- [8] Krochmal J.K.: *Badania przesunięcia elektrycznego w wybranych modelach płynów złożowych i skał*. Praca doktorska, WWiG AGH, 2007 (niepublik.)
- [9] Macioszczyk A., Dobrzyński D.: *Hydrogeochemia strefy aktywnej wymiany wód podziemnych*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa 2007
- [10] Man-Il K., Byung-Gon Ch., Gyo-Cheol J.: *Correlation of unsaturated soil an dielectric property for monitoring of subsurface characteristic: development of unsaturated dielectric mixing models and its application*. Environmental Geology, 57, 2009
- [11] Man-Il K., Gyo-Cheol J., Il-Moon Ch., Nam-Won K.: *Experimental assessment of the infiltration properties of a coarse soil medium in a dielectric infiltration test*. Environmental Geology, 57, 2009
- [12] Marcak H., Gołębowski T. (red. nauk.): *Lokalizacja zanieczyszczeń węglowodorowych w gruncie metodami geofizycznymi i atmogeochemicznymi*. UWND AGH, Kraków 2006
- [13] Massalski J., Massalska M.: *Fizyka dla inżynierów. Cz. I. Fizyka klasyczna*. WNT, Warszawa 1980

- [14] Myounghak Oh., Youngsung K., Junboun P.: *Factors affecting the complex permittivity spectrum of soil at a low frequency range of 1 kHz–10MHz*. Environmental Geology, 51, 2007
- [15] Plewa M., Plewa S.: *Petrofizyka*. Wyd. Geolog., Warszawa 1992
- [16] PN-ISO 31-5: *Wielkości fizyczne i jednostki miar. Elektryczność i magnetyzm*. Polski Komitet Normalizacyjny, Warszawa 2002
- [17] Rowe R.K., Shang J.Q., Xie Y.: *Complex permittivity measurement system for detecting soil contamination*. Canadian Geotechnical Journal, 38, 2001
- [18] Rowe R.K., Shang J.Q., Xie Y.: *Effect of permeating solutions on complex permittivity of compacted clay*. Canadian Geotechnical Journal, 39, 2002
- [19] Ruffet C., Darot M., Guéguen Y.: *Surface conductivity in rocks: a review*. Surveys in Geophysics, 16, 1995
- [20] Ryncarz T.: *Zarys fizyki górotworu*. Śl. Wyd. Techn., Katowice 1993
- [21] Santamarina J.C., Fam M.: *Dielectric permittivity of soils mixed with organic and inorganic fluids (0.02 GHz to 1.30 GHz)*. JEEG, vol. 2, is. 1, 1997
- [22] Singh R.P., Nyland E.: *Detection of saline groundwater with high frequency electromagnetic measurements*. Monitoring to detect changes in water quality series (Proceedings of the Budapest Symposium, July 1986). IAHS Publ. no. 157, 1986
- [23] Szymczyk T., Rabiej S., Pielesz A.: *Tablice matematyczne, fizyczne, chemiczne, astronomiczne*. Wyd. PPU „Park”, Bielsko Biała 2000
- [24] Szydlowski H.: *Pracowania fizyczna wspomagana komputerem*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa 2003
- [25] Twardowski K., Traple J.: *Charakterystyka ilościowa porowatości ośrodków grunto-wo-skalnych a zjawiska molekularno-powierzchniowe*. Wiertnictwo Nafta Gaz (rocznik AGH), t. 23, z. 1, 2006