

BADANIA GEORADAROWE DLA OCENY MINERALIZACJI WODY GRUNTOWEJ

The GPR measurements for assessment a mineralization of the soil water

Henryk MARCAK & Sylwia TOMECKA-SUCHOŃ

*Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska,
Katedra Geofizyki;
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków;
e-mail: tomecka@agh.edu.pl, marcak@agh.edu.pl*

Abstract: Analysis of the physical properties of rock formation and electromagnetic waves propagation in rocks leads to conclusion, that three parameters estimated from GPR data, the reflection coefficient, wave attenuation and velocity can be used for assessment of the soil water mineralization. The field test measurements were carried out in the area, where the mineralization has been recognized with hydrogeological methods. The correlation has been found between sums of registered GPR signals from chosen depth interval and the mineralization of ground water.

Key words: mineralization, GPR measurements, reflection coefficient, attenuation of electromagnetic waves

Słowa kluczowe: mineralizacja, badania georadarowe, współczynnik odbicia, tłumienie fal elektromagnetycznych

WSTĘP

Metody georadarowe są wykorzystywane do rozpoznania własności geologicznych, technicznych i ekologicznych gruntu. Przedmiotem badań w tej pracy jest wykorzystanie tych metod do badania stopnia mineralizacji wód złożowych.

Zmiana mineralizacji wody powoduje zmianę jej oporności. Zgodnie ze wzorem Archiego (1942):

$$\gamma_0 = \gamma_{\text{ciecz}} A \phi^m \quad (1)$$

gdzie: γ_0 – przewodność skały; γ_{ciecz} – przewodność cieczy; ϕ – porowatość; A , m – stałe zależne od rodzaju skały.

W rozdziale drugim uzasadnimy to, że trzy rodzaje parametrów estymowanych z zapisów georadarowych mogą być wykorzystane do oceny mineralizacji wód gruntowych.

Pierwszym z nich jest tłumienie sygnału georadarowego zależne od przewodności elektrycznej gruntu. Wyraźny wzrost tłumienia byłby związany ze zwiększoną przewodnością strefy przypowierzchniowej powstałej w wyniku wzrostu mineralizacji wody nasycającej tę strefę.

Drugim parametrem jest zmiana współczynnika odbicia od strefy nasyconej zmineralizowaną wodą. Wykorzystanie tego parametru pojawia się w literaturze naukowej stosunkowo rzadko. Niemniej przykład umieszczony w materiałach informacyjnych firmy Sensor & Software (2006) (Fig. 1) pokazuje, jak dokładne wyznaczenie średniej wartości amplitudy sygnałów georadarowych odbitych od granicy może estymować współczynnik odbicia wyznaczony innymi sposobami (metodą TDR).

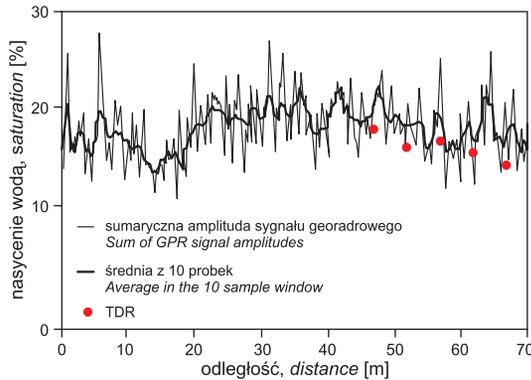


Fig. 1. Zależność pomiędzy zawartością wody w warstwie odbijającej a średnią wartością amplitudy georadarowej fali odbitej (Sensor & Software 2006)

Fig. 1. Dependence between water content in reflection layer and the mean value of amplitude of georadar reflected wave (Sensor & Software 2006)

Wreszcie trzecim parametrem, jaki można wykorzystać do estymacji mineralizacji wody z pomiarów georadarowych, jest prędkość fal elektromagnetycznych, która również zależy od własności elektrycznych płynów wypełniających pory w gruncie.

Badania prowadzono zarówno analizując strukturę modeli fizycznych opisujących pole georadarowe, jak również interpretując wyniki badań polowych.

POLE GEORADAROWE W GRUNCIE NASYCONYM ZMINERALIZOWANĄ WODĄ

Badanie wpływu mineralizacji wód złożowych na pole georadarowe i w konsekwencji na strukturę zapisów georadarowych rejestrowanych nad obszarami nasyconymi płynami zmineralizowanymi jest oparte na równaniach falowych wynikających z równań Maxwella. Z równań tych wynika:

$$\nabla^2 \vec{E} = -\omega^2 \mu \epsilon_c \vec{E} \quad (2)$$

$$\nabla^2 \vec{H} = -\omega^2 \mu \epsilon_c \vec{H} \quad (3)$$

gdzie:

$$\varepsilon_c = \varepsilon - j \frac{\gamma}{\omega} = \varepsilon - j\varepsilon' \quad (4)$$

gdzie: \vec{E} , \vec{H} odpowiednio natężenia pola elektrycznego i magnetycznego, γ – przewodność elektryczna, μ – przenikalność magnetyczna, ε – stała dielektryczna, ω – częstość, j – jednostkowa liczba zespolona, ε_c – zespolona stała dielektryczna.

Ogólne rozwiązanie równań falowych dla składowych E_y , H_z fali płaskiej, monochromatycznej o częstości ω ma postać:

$$E_y = E_m e^{j\omega(t-z\sqrt{\varepsilon_c\mu})} = E_m e^{-\alpha z} e^{i\omega\left(t-\frac{z}{v_1}\right)} = E_m e^{-\alpha z} e^{i\omega(t-\beta z)} \quad (5)$$

$$H_z = H_m e^{j\omega(t-z\sqrt{\varepsilon_c\mu})} = H_m e^{-\alpha z} e^{i\omega\left(t-\frac{z}{v_1}\right)} = H_m e^{-\alpha z} e^{i\omega(t-\beta z)} \quad (6)$$

gdzie:

$$a^2 = \frac{\beta_o^2}{2} \left[-1 + \sqrt{1 + \left(\frac{\varepsilon'}{\varepsilon}\right)^2} \right] \quad (7)$$

$$\beta^2 = \frac{\beta_o^2}{2} \left[1 + \sqrt{1 + \left(\frac{\varepsilon'}{\varepsilon}\right)^2} \right] \quad (8)$$

$$v_1 = \frac{\omega}{\beta} = \frac{\sqrt{2}v_0}{\sqrt{1 + \sqrt{1 + \left(\frac{\varepsilon'}{\varepsilon}\right)^2}}} \quad (9)$$

$$\beta_o = \omega \sqrt{\varepsilon_0 \mu_0} \quad (10)$$

$$v_0 = c = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon_0 \mu_0}} \quad (11)$$

gdzie: ε_0 , μ_0 – wartości względnej stałej dielektrycznej i przenikalności magnetycznej dla stałego pola elektrycznego i magnetycznego.

Z ostatniego wzoru wynika, że prędkość fazowa fal elektromagnetycznych w ośrodku przewodzącym (w dielektryku niedoskonałym) zależy nie tylko od jego własności dielektrycznych, ale również od przewodności elektrycznej i częstości fali elektromagnetycznej. Jest to pierwszy z parametrów, który może być wykorzystany do badania stopnia mineralizacji środowiska hydrogeologicznego.

Drugim parametrem jest współczynnik tłumienia α , który może być użyteczny w określeniu stopnia mineralizacji, jeżeli cały nadkład jest nasycony płynem zmineralizowanym.

Trzecim parametrem może być współczynnik odbicia od granicy, na której następuje zmiana własności dielektrycznych. Ten współczynnik można napisać jako:

$$R_{12} = \frac{Z_1 - Z_2}{Z_1 + Z_2} \quad (12)$$

gdzie $Z_i = \sqrt{\frac{\epsilon_{ci}}{\mu}}$ jest zawadą zależną od przewodności elektrycznej i -tego ośrodka, a więc wielkością zależną od mineralizacji wody złożowej, ϵ_{ci} – zespolona przenikalność dielektryczna dla i -tego ośrodka równa $\epsilon_{ci} = \epsilon_i - j \frac{\gamma_i}{\omega}$.

PARAMETRY ELEKTRYCZNE W METODACH GEORADAROWYCH

Obydwa parametry elektryczne: przewodność elektryczna i przenikalność dielektryczna gruntów zależą nie tylko od struktury samego ośrodka, ale również od częstości pola elektromagnetycznego, które jest wywołane w tym ośrodku. Oporność elektryczna zmienia się przy zmianie częstości fali elektromagnetycznej. W wyniku oddziaływania ośrodka porowego z falą elektromagnetyczną powstają efekty wywołane dyspersją źródeł polarnych, mechanizmami relaksacyjnymi w płynach porowych, oraz zmianami ładunków powierzchniowych (zwłaszcza w skałach ilastych). Intensywność tych efektów zależy od częstotliwości fali elektromagnetycznej, a w konsekwencji oporność elektryczna gruntu nasyconego płynami zależy również od częstości pola elektromagnetycznego. Istnieją liczne prace, w których próbuje się opisać tą zależność. Na przykład w pracy Dias (2000) oporność zależy od częstości zgodnie z zależnością:

$$\rho(\omega) = \rho_0 \left(1 - m \left(1 - \frac{1}{1 + j\omega\tau \left(1 - \frac{1}{\mu_i} \right)} \right) \right) \quad (13)$$

gdzie: ρ_0 – oporność ośrodka przy zerowej częstości pola, τ – parametr związany z dyfuzyjnością ładunku w ośrodku i gęstością stref podwójnych, μ_i – parametr zależny od pojemności elektrycznej warstw podwójnych oraz od ich oporności. Korzystanie z tego wzoru wymaga znajomości struktury petrograficznej skał.

Często upraszcza się opis zależności pomiędzy przewodnością elektryczną i częstością (Cassidy 2006, Carcione *et al.* 1995) do prostej formy:

$$\gamma'(\omega) = \gamma_0(1 + j\omega\tau_a) \quad (14)$$

gdzie: τ_a – współczynnik relaksacji przewodności elektrycznej, γ_0 – przewodność mierzona przy pomocy prądu stałego.

Własności dielektryczne ośrodka złożonego z różnych składników można wyznaczać zgodnie z wzorami pokazanymi w pracy Schona (1996):

$$\varepsilon^*(\omega) = \left(\sum_a f_a \sqrt{\varepsilon_a} \right)^2 \quad (15)$$

gdzie: f_a – udział objętościowy a -tego składnika o stałej dielektrycznej ε_a w jednostkowej objętości, tak że $\sum_a f_a = 1$.

Dla trzech składników: wody (w), powietrza (a) i szkieletu skalnego (s), udział objętościowy można wyznaczyć z zależności:

$$f_a = \phi(1 - S_w); \quad f_w = \phi S_w; \quad f_s = 1 - \phi \quad (16)$$

gdzie: ϕ – porowatość, S_w – nasycenie wodą.

Będziemy analizować szczególną sytuację, w której jednolity grunt jest podzielony na część suchą i część w pełni nasyconą zmineralizowaną cieczą.

Dla ośrodka nasyconego w pełni wodą (w) i ośrodka stałego (s) stała dielektryczna ε^* ma postać:

$$\sqrt{\varepsilon^*} = (1 - \phi) \sqrt{\varepsilon_s^*} + \phi S_w \sqrt{\varepsilon_w^*} \quad (17)$$

gdzie: ε_s^* – przenikalność dielektryczna skały, ε_w^* – przenikalność dielektryczna wody.

Podobnie jak w przypadku przewodności elektrycznej również własności dielektryczne ośrodka skalnego zależą od częstości pola elektromagnetycznego. Jeżeli ośrodek jest stratny (przewodność elektryczna różna od zera), to można jego przenikalność dielektryczną przybliżyć przy pomocy zależności (Carcione 1996):

$$\varepsilon_s^*(\omega) = \frac{\varepsilon_s}{L} \sum_{i=1}^L \left(\frac{1 + j\omega\tau_{Ei}}{1 + j\omega\tau_{Di}} \right) \quad (18)$$

gdzie: L – liczba elektrycznych efektów polaryzacyjnych (efektów Debye'a), τ_{Ei} – indywidualny czas relaksacji Debye'a, τ_{Di} – czas relaksacji dla i -tego efektu Debye'a, ε_s – statyczna stała dielektryczna. Dla zakresu częstości, który został użyty do badań georadarowych można przyjąć pojedynczą wartość L . Wówczas dla szkieletu skalnego przyjmujemy wartość:

$$\varepsilon_s^*(\omega) = \varepsilon_s \frac{1 + j\omega\tau_{Ei}}{1 + j\omega\tau_{Di}} \quad (19)$$

gdzie: ε_s^* – stała dielektryczna materiału porowatego wypełnionego wodą.

Natomiast dla wody zależność pomiędzy jej przenikalnością dielektryczną i częstością można opisać zależnością (Carcione & Cavallini 1995):

$$\varepsilon_w^*(\omega) = \varepsilon^\infty + \frac{\varepsilon^0 - \varepsilon^\infty}{1 - (j\omega\tau)^q} + \frac{j\gamma}{\omega} \quad (20)$$

gdzie ε_0 i ε^∞ są wartościami względnej stałej dielektrycznej dla małej i dużej częstotliwości pola elektromagnetycznego, τ – czas relaksacji Debye'a, q – wykładnik (bezwymiarowy). Można przyjąć: $\varepsilon_0=90.1$, $\varepsilon^\infty=4.23$, $\tau=3.9[10^{-9}\text{s}]$, $q=0.987$.

Otrzymujemy w ten sposób wzór:

$$\sqrt{\varepsilon^*} = (1-\phi)\sqrt{\varepsilon_s\left(\frac{1+j\omega\tau E_i}{1+j\omega\tau D_i}\right)} + \phi S_w \sqrt{\varepsilon^\infty + \frac{\varepsilon^0 - \varepsilon^\infty}{1-(j\omega\tau)^q} + \frac{j\gamma_w}{\omega}} \quad (21)$$

oraz jego uproszczoną formę:

$$\sqrt{\varepsilon_0^*} = \sqrt{\varepsilon^*(\omega)}_{\gamma_w=0} \quad (22)$$

gdzie: ε_0^* jest stałą dielektryczną ośrodka nasyconego niezmineralizowaną wodą o przewodności równej zero.

Wzór (21) pokazuje związek pomiędzy wartością stałej dielektrycznej a częstotliwością pola georadarowego, które jest transmitowane przez ośrodek. Rozpatrzmy szczególną sytuację, w której ośrodek skalny jest podzielony na dwie części; pierwszą suchą i drugą w pełni nasyconą zmineralizowaną wodą. Będziemy badać współczynnik odbicia na granicy tych części.

Jeżeli:

- zaniebamy wpływ powietrza na własności dielektryczne ośrodka,
- skorzystamy z rozwinięcia wzoru $\varepsilon^*(\omega)$ w szereg Taylora względem γ i ograniczeniu tego rozwinięcia do pierwszego wyrazu w postaci:

$$\varepsilon^*(\omega) = \varepsilon_0^* + \gamma \frac{\partial \varepsilon_0^*}{\partial \gamma} \quad (23)$$

gdzie:

$$\left. \frac{\partial \varepsilon^*}{\partial \gamma} \right|_{\gamma=0} = \frac{\phi S_w \frac{j}{\omega} \sqrt{\varepsilon_0^*}}{\sqrt{\varepsilon^\infty + \frac{\varepsilon^0 - \varepsilon^\infty}{1-(j\omega\tau)^q}}}$$

to wzór na współczynnik odbicia można aproksymować zależnością:

$$R = \frac{\sqrt{\varepsilon_2^*(\omega)} - \sqrt{\varepsilon_1^*(\omega)}}{\sqrt{\varepsilon_2^*(\omega)} + \sqrt{\varepsilon_1^*(\omega)}} = \frac{\gamma}{2\varepsilon_0^*} \left. \frac{\partial \varepsilon^*}{\partial \gamma} \right|_{\gamma=0} \quad (24)$$

Widać więc, że współczynnik odbicia zależy nie tylko od przewodności elektrycznej płynu wypełniającego pory, ale również od nasycenia skały płynem, a wreszcie istotnie maleje ze wzrostem częstotliwości.

W obszarach zanieczyszczonych przewodność γ , jak to pokazano, zależy nie tylko od częstotliwości, ale również od własności elektrycznych płynu skalnego γ_w .

wzdłuż linii na której następuje intensywna zmiana mineralizacji i był najmniej narażony na wpływ innych czynników, od których zależy struktura danych pomiarowych (zmian topograficznych, zmian rodzaju wykorzystania gruntu, zmian nasycenia wodą).

Niemniej, do dalszych rozważań można było wykorzystać tylko część uzyskanych wyników, ponieważ duża część echogramu zakłócona była polem elektromagnetycznym wytworzonym przez elektryczne linie zasilające.

Na figurze 3 przedstawiono echogram uzyskany przy pomocy anten o częstotliwości 200 MHz. Na echogramie tym zaznacza się refleks pochodzący z głębokości około 4 m, który wiązalibyśmy ze strefą nasyconą zmineralizowaną wodą. Już na pierwszy rzut oka widać, że refleksy na tym rysunku związane ze strefą intensywnie zanieczyszczoną (początek profilu) są znacznie mocniejsze niż refleksy związane ze strefą mniej zmineralizowaną (Fig. 4).

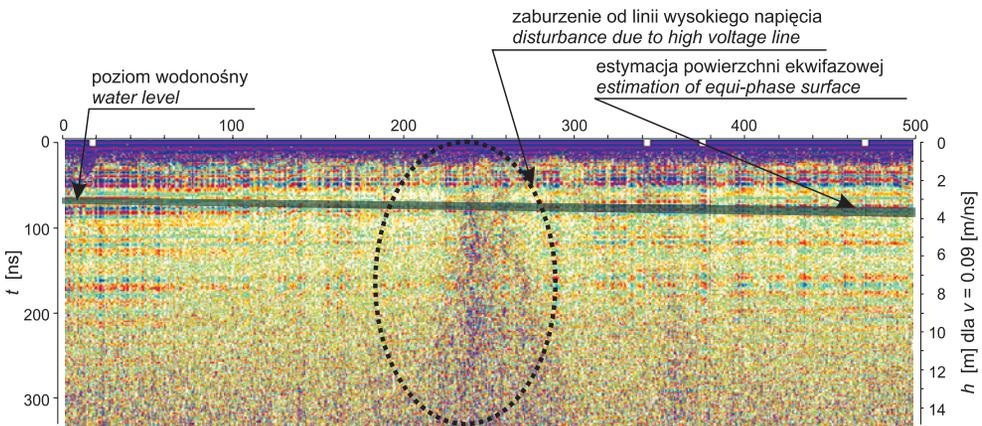
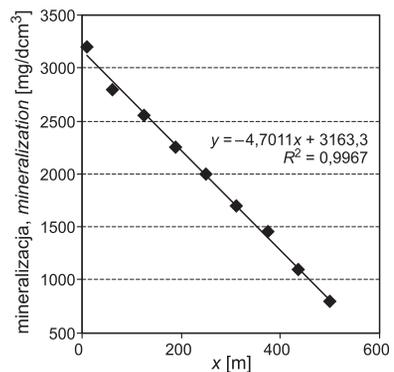


Fig. 3. Echogram wzdłuż profilu georadarowego nr P-8

Fig. 3. Radiogram along the georadar profile No. P-8

Fig. 4. Zmiana mineralizacji wody gruntowej wzdłuż profilu georadarowego (Szczepańska *et al.* 2009): $y = f(x)$ – estymacja liniowa zależności pomiędzy współczynnikiem mineralizacji a położeniem na profilu, R – współczynnik korelacji

Fig. 4. Change of the mineralization of ground water along georadar profile (Szczepańska *et al.* 2009): $y = f(x)$ – the linear estimation of relation between the mineralization coefficient and the position along GPR profile, R – the correlation coefficient



Bardzo trudno wyznaczyć fazę związaną z poziomem odbijającym. Jeżeli by uznać ją za przedstawioną w postaci linii (linia jednakowej fazy na figurze 3), to można by było przyjąć, że przy założeniu stałej głębokości lustra wody na tym odcinku, na którym prowadzony był profil, obserwuje się nieznaczną zmianę prędkości fali georadarowej w funkcji stopnia zmiane-

ralizowania wody. Niemniej, tak wyznaczona zmiana jest zbyt mała i zbyt obciążona niepewnością, aby można było uznać ją za wystarczającą do wykorzystania przy estymacji stopnia mineralizacji wody z pomiarów georadarowych.

Na figurze 5A przedstawiono sumę bezwzględnych wartości sygnału georadarowego z echogramu przedstawionego na figurze 3, uśrednionych w oknie 10 elementowym pierwszych 50 metrów profilu, a na figurze 5B takie same wyniki uśrednione w oknie 25 elementowym na odcinku około 140 metrów.

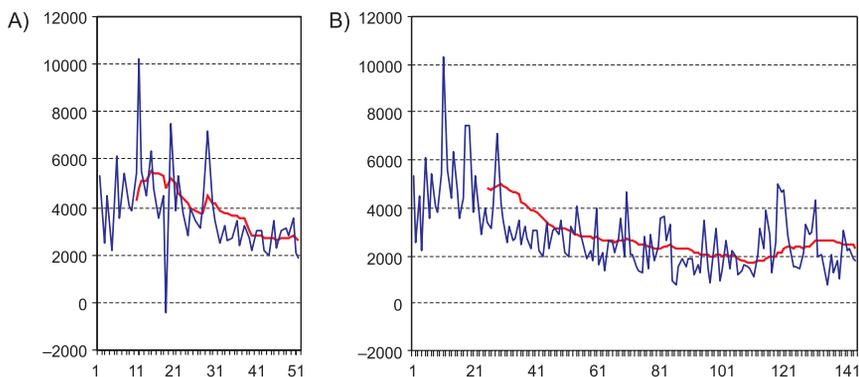


Fig. 5. Rozkład sumarycznej wartości amplitud wybranego wycinka z zapisu georadarowego: A) uśrednianie w oknie 10 elementowym; B) uśrednianie w oknie 25-elementowym

Fig. 5. Distribution of the summarised amplitude value of selected interval of georadar record: A) averaging in 10 points window; B) averaging in 25 points window

Obydwa wyniki wskazują w sposób ewidentny zmianę intensywności sygnałów wzdłuż profilu. Jak pokazano na figurze 5, wzdłuż tego profilu zmienia się także mineralizacja wody. Mamy więc bardzo wyraźną zależność średniej amplitudy sygnału georadarowego od stopnia mineralizacji wody gruntowej. Obydwa parametry rozważane w drugim rozdziale, a więc współczynnik tłumienia i współczynnik odbicia mogą wpływać na ten wynik. Z jednej strony, zwiększona mineralizacja wody na granicy aeracji – saturacji powoduje zwiększenie współczynnika odbicia, co może tłumaczyć obserwowaną zmianę przedstawioną na figurach 5A i 5B. Z drugiej jednak strony, jeżeliby w niektórych rejonach naszego przekroju cały nadkład był nasycony zmineralizowaną wodą, to należałoby się spodziewać zwiększonego współczynnika tłumienia, a w konsekwencji osłabienia sygnału. Być może obydwa efekty odgrywają rolę w obserwowanych wynikach pomiarowych i, o ile na początku profilu pierwszy czynnik jest istotniejszy, to w dalszych częściach profilu ważny jest współczynnik tłumienia.

PODSUMOWANIE

Wstępne badania georadarowe wskazują na to, że analiza wielkości sumarycznej amplitudy sygnałów georadarowych w wyznaczonych strefach, gdzie możemy się spodziewać refleksów od stref nasyconych wodami gruntowymi, dobrze koreluje ze stopniem mineralizacji wody gruntowej. Wskazuje to na możliwość wykorzystania metody georadarowej do oceny

mineralizacji wód gruntowych. Natomiast prędkość fal georadarowych, mimo że teoretycznie powinna zależeć od mineralizacji wody, nie zmienia się wystarczająco intensywnie, żeby można ją wykorzystać do estymacji mineralizacji wody.

Praca wykonana była w ramach realizacji projektu badawczego własnego Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego nr N525 398034.

Praca była prezentowana na VII Konferencji Naukowo-Technicznej pt. „Geofizyka w geologii, górnictwie i ochronie środowiska” organizowanej z okazji jubileuszu 90-lecia AGH na WGGiOŚ.

LITERATURA

- Archie G.E., 1942. The electrical resistivity as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. Amer. Inst. Mining Metallurgical and Petroleum Engineers*, 146, 12–62.
- Bergmann T., Blanch J.O., Robertsson J.O.A. & Holliger K., 1999. A simplified Lax-Wendroff correction for staggered and FOTOF modeling of electromagnetic wave propagation in frequency-dependent media. *Geophysics*, 64, 1369–1377.
- Carcione J.M. & Cavallini F., 1995. On the acoustic-electromagnetic analogy. *Wave Motion*, 21, 149–162.
- Carcione J.M., 1996. Ground radar simulation for archeological applications. *Geophysical Prospecting*, 44, 871–888.
- Cassidy N.J., 2007. A review of practical modeling methods for the advanced interpretation of ground-penetrating radar in near-surface environment. *Near Surface Geophysics*, 5, 1.
- Dias C.A., 2000. Developments in a model to describe low-frequency electrical polarization of rocks. *Geophysics*, 65, 437–451.
- Materiały informacyjne (dostępne w interecie www.Sensoft.Co) Sensor & Software Inc., 2006. The World's Ground Penetrating Radar (GPR) Resource Center.
- Schon J.H., 1996. *Physical properties of rock. Handbook of Geophysical Exploration*, Pergamon Press Inc., 1–212.
- Sigel H.E., 1959. A theory of induced polarization effects (for step-function in over voltage). *Research and Geophysical Application*, Pergamon Press Inc., 4–21.
- Szczepeńska J., Zdechlik R. & Knap W., 2009. Zastosowanie metod geofizycznych do badania migracji zanieczyszczeń ze składowisk odpadów górniczych. *Sprawozdanie w ramach realizacji projektu badawczego własnego nr N525 398034 za rok 2008 (Część hydrogeologiczna)*.