

Zastosowanie metod geofizycznych do rozpoznania warunków hydrogeologicznych w osadach czwartorzędowych na przykładzie Wrocławia

Tomasz Olichwer¹, Sebastian Buczyński¹, Artur Sobczyk¹, Marek Kasprzak²

Application of geophysical methods in the identification of hydrogeological conditions of Quaternary deposits – a case study from Wrocław. *Prz. Geol.*, 65: 1134–1138.

A b s t r a c t. In order to better constrain the hydrogeological conditions to the depth of 50 m in the area of water extraction for Wrocław city, a multi-faceted geophysical survey has been applied. We have combined electrical resistivity tomography (ERT), ground penetrating radar (GPR) and magnetic resonance sounding (MRS) techniques. The results of geophysical investigations indicate the presence of three rock layers with different permeability. The first layer, up to 2 m below ground surface, represents a discontinuous horizon composed of impermeable rocks. The next one, a porous and permeable stratum (aquifer) with a thickness of approx. 5–10 m, comprises saturated sands and gravels. The observed aquifer is characterized by good hydrogeological parameters, wherein hydraulic conductivity (k) equals 5×10^{-4} m/s and porosity reaches 23%. The third layer, below 10 m, is composed of loamy impermeable sediments intercalated with moraine till. At greater depths (>20 m) they are still loamy rocks, but occurring with interbeds of sands (sandy loam). This is confirmed by the hydraulic conductivity in the order of 10^{-6} m/s, which is typical for semi-permeable rocks. Noteworthy, no additional aquifers have been observed to the depth of 50 m.

Keywords: geophysical methods, Quaternary deposits, water-bearing area, urban water management

Od wielu lat w badaniach hydrogeologicznych wykorzystuje się nieinwazyjne metody geofizyczne, które dostarczają informacji o zawodnieniu środowiska geologicznego. Do najpopularniejszych należą metody elektrooporowe, elektromagnetyczne oraz sejsmiczne. Od niedawna również zjawisko rezonansu magnetycznego jest wykorzystywane w Polsce do charakterystyki środowiska hydrogeologicznego (Olichwer, Tarka, 2016; Buczyński i in., 2017).

W celu dokładnego rozpoznania warunków występowania wód podziemnych na terenach wodonośnych Wrocławia wykonano jednoczesne badania z użyciem tomografii elektrooporowej (ERT – *Electrical Resistivity Tomography*), georadaru (GPR – *Ground Penetrating Radar*) oraz rezonansu magnetycznego (MRS – *Magnetic Resonance Sounding*). Dwie pierwsze metody posłużyły do dokładnego określenia liczby i relacji głębokościowych warstw skalnych, natomiast stosując badania MRS przypisano tym warstwom wartości parametrów hydrogeologicznych. Na terenie Polski była to pierwsza próba jednoczesnego wykorzystania wymienionych metod geofizycznych. Rezultaty badań ERT, GPR i MRS porównano z wynikami obserwacji dokonanych w trakcie prowadzenia odwiertów.

Uzupełnienie wyników badań MRS badaniami ERT i GPR umożliwiło bardzo dokładne określenie przestrzennej zmienności zawodnienia warstw oraz porowatości, przepuszczalności ośrodka skalnego i przewodności hydraulicznej. Dodatkowym atutem przeprowadzonych badań jest rozpoznanie zasięgu poziomów nieprzepuszczalnych i liczbowych wartości parametrów hydrogeologicznych, które można wykorzystać do budowy modelu hydrogeologicznego lub obliczeń wydajności eksploatacyjnych studni.

OBSZAR BADAŃ

Badania przeprowadzono na obszarze wschodniej części terenów wodonośnych Wrocławia, w okolicach Opatowic (ryc. 1), w sąsiedztwie rzeki Oławy, płynącej tutaj obniżeniem pradolinowym Odry równoległe do współczesnego koryta tej rzeki (Badura, 2010; Kasprzak, Traczyk, 2014).

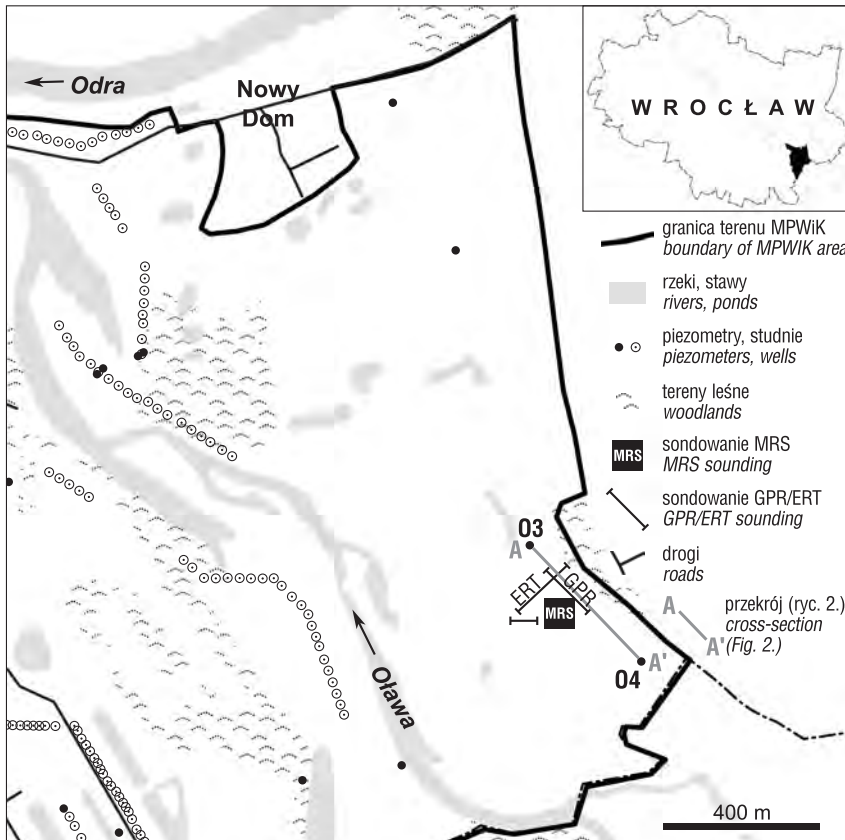
Rzeźbę terenu tworzy równia zalewowa, urozmaicona obniżeniami koryt powodziowych i starorzeczy oraz formami antropogenicznymi, głównie wałami przeciwpowodziowymi i nasypami drogowymi. Rzędne terenu wynoszą przeciętnie 115–120 m n.p.m.

W podłożu do głębokości kilkudziesięciu metrów występują osady czwartorzędowe, reprezentowane głównie przez gliny oraz aluwia piaszczysto-żwirowe (Wojewoda i in., 2016), którym towarzyszą warstwy wodonośne.

Zwierciadło swobodne oraz lokalnie napięte wód podziemnych układa się na głębokości od 0,8–1,2 m w dolinie Oławy i do 2–3,5 m w rejonach wyniesionych. Do głębokości kilkunastu metrów przepływ wód podziemnych na obszarze terenów wodonośnych jest związany z jedną, czwartorzędową warstwą wodonośną o genezie aluwialnej, która jest podścielona glinami morenowymi, zapewniającymi izolację od głębszych poziomów wodonośnych (ryc. 2). Przepływ wód podziemnych następuje zgodnie z naturalnym spadkiem doliny rzeki Oławy oraz w kierunku doliny Odry, przy zmianie wartości rzędnej terenu w zakresie od 119,5 do 116 m n.p.m. Na znacznych obszarach terenu występują niezbyt miękkie namuły holoceniowe, gliny piaszczyste, pokrywy ilaste oraz lokalnie nasypy antropogeniczne.

¹ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław; tomasz.oliczwer@uwr.edu.pl, sebastian.buczynski@uwr.edu.pl, artur.sobczyk@uwr.edu.pl.

² Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław; marek.kasprzak@uwr.edu.pl.



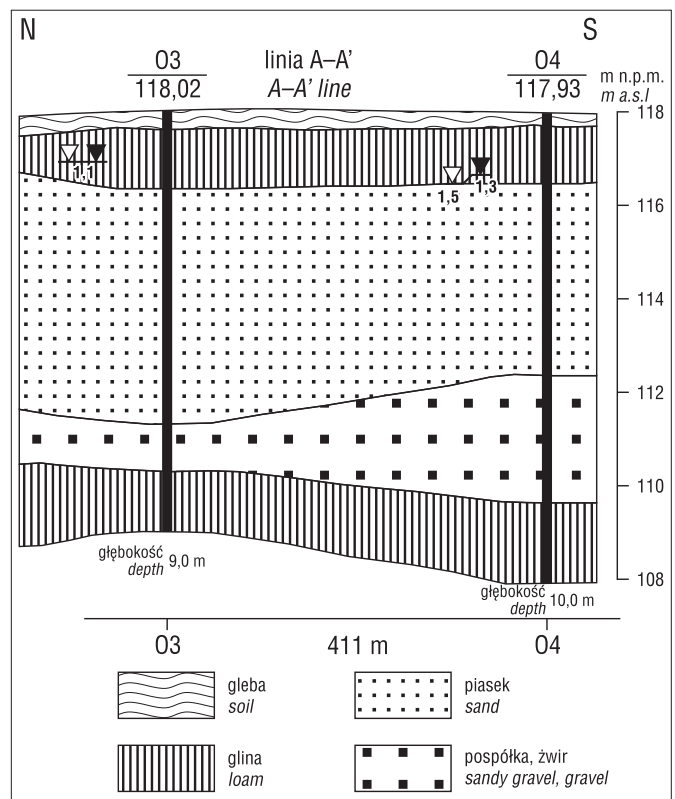
Ryc. 1. Mapa obszaru badań z lokalizacją pomiarów geofizycznych
Fig. 1. Map of the study area with location of the geophysical surveys

W ramach prac terenowych wykonano również sondowanie metodą tomografii elektrooporowej ERT. Technika ta wykorzystuje badanie oporności (R) w wielu cztero-elektrodowych układach pomiarowych, w których prąd elektryczny (I) jest przekazywany do ziemi poprzez dwie elektrody ($C1, C2$), a napięcie – różnica potencjałów (V) – jest mierzone drugą parą elektrod ($P1, P2$). Bezpośrednim wynikiem pomiarów jest rezystywność pozorna, wyrażająca się stosunkiem napięcia do natężenia prądu z uwzględnieniem współczynnika (k), zależnego od zastosowanego układu elektrod. Automatyczne przesuwanie ciągów pomiarowych wzdłuż profilu składającego się z wbitych w grunt elektrod oraz zwiększanie odstępów między używanymi elektrodami pozwala na uzyskanie wielu punktów pomiarowych, ułożonych na osobnych horyzontach pod powierzchnią terenu. Do wykonania pomiarów geofizycznych wykorzystano urządzenie ARES (*GF Instruments, Brno, Czechy*). Pomiarów dokonano w profilu o długości 174 m, stosując 2-metrowe odstępki między elektrodami (88 elektrod). W celu

METODYKA

W celu rozpoznania budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych do głębokości 50 m p.p.t., zastosowano metody GPR oraz ERT.

Badania GPR zrealizowano przy użyciu georadaru *Cobra Plug-In (Radarteam AB, Szwecja)*, wyposażonego w antenę niekranowaną *Sub-Echo 40* o częstotliwości centralnej 52 MHz. W ramach prac terenowych wykonano 6 profili georadarowych (długość pojedynczej sekcji do 450 m), które zostały zlokalizowane w bezpośrednim sąsiedztwie dwóch otworów badawczych O3 i O4 (ryc. 1) o rozpoznanej litostratygrafii i głębokości do 10 m. Zebrane dane georadarowe zostały poddane filtracji i przetwarzaniu w oprogramowaniu *Prism 2 (Radar Systems Inc., Łotwa)* na potrzeby rozpoznania rozkładu wglębnych poziomów refleksyjnych. W celu wyznaczenia głębokości poszczególnych horyzontów refleksyjnych w badanym ośrodku przyjęto wartość stałej dielektrycznej $\epsilon = 25$, co odpowiada parametrom przenikalności właściwym dla przesyconej gliny piaszczystej (por. Daniels, 2004; Neal, 2004). Uzyskane ślady emitowanej fali elektromagnetycznej (EM) były przetwarzane metodą próbkowania w czasie rzeczywistym, co umożliwiło znaczne zwiększenie zasięgu wglębnego badań oraz wpłynęło na poprawę poziomej rozdzielczości danych w porównaniu do klasycznej metody próbkowania sekwencyjnego. Wszystkie profile georadarowe rejestrowano w trakcie pomiaru za pomocą odbiornika GPS wyposażonego w satelitarny system wspomaganie nawigacji SBAS, przy zachowaniu współczynnika geometrycznej dokładności PDOP <2,0.



Ryc. 2. Przekrój hydrogeologiczny obszaru badań wraz z lokalizacją płytkich otworów badawczych O3 i O4. Lokalizacja przekroju na ryc. 1

Fig. 2. Hydrogeological cross-section for the research area with location of the O3 and O4 shallow boreholes. Location of the cross-section on fig. 1

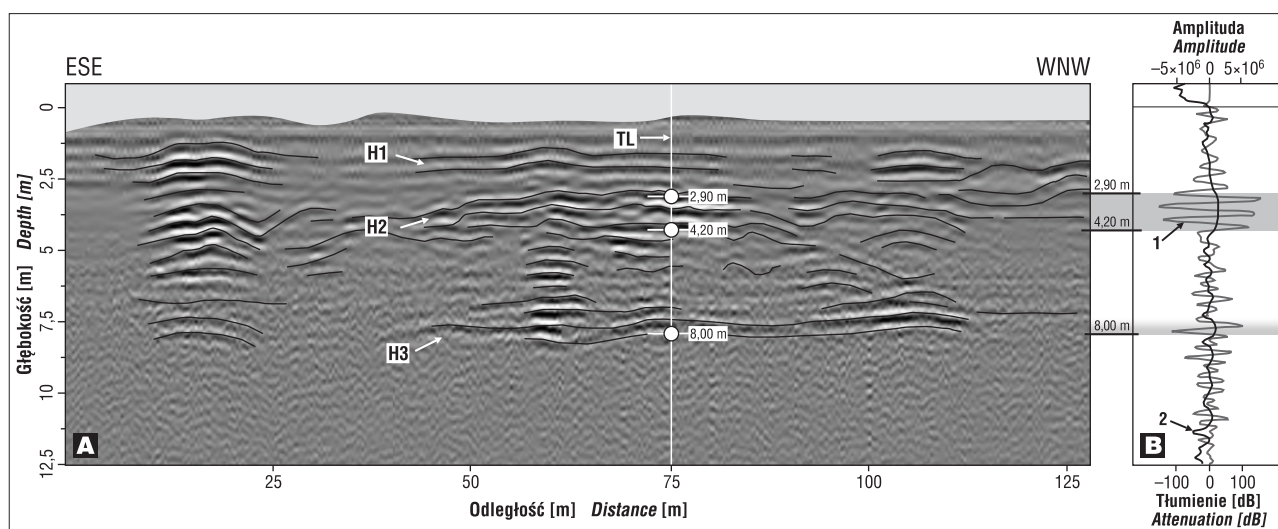
uzyskania dobrej rozdzielczości pionowej i stosunkowo dużej głębokości pomiaru zastosowano układ elektrod Wennera-Schlumbergera (Milsom, 2003; Reynolds, 2011). Uzyskane wyniki oporności pozornej (w 1849 punktach na 17 horyzontach pomiarowych) zostały poddane standardowej interpretacji geofizycznej (inwersji typu L1) w programie RES2DINV (*Geotomo*, Malesja). Procedura ta umożliwia iteracyjne dopasowanie wyników pomiaru do oczekiwanego modelu pola elektrycznego, odpowiedniego dla wybranej metody pomiarowej (Loke, 2013).

Wyniki badań GPR oraz ERT zostały następnie wykorzystane w interpretacji sondowań wykonanych przy użyciu rezonansu magnetycznego (MRS). Zastosowana metoda MRS umożliwia bezpośrednie badanie zbiorników wód podziemnych z powierzchni terenu do głębokości 50–60 m (Lubczyński, Roy, 2004; Legchenko i in., 2004). W badaniach terenowych zastosowano przyrząd Numis Lite firmy *Iris Instruments* (Francja). Rezonans magnetyczny na potrzeby badania środowiska wody podziemnej wzbudza protony wodoru zawarte w cząsteczce wody, które są aktywowane w celu zidentyfikowania i scharakteryzowania warstwy wodonośnej (por. Lubczyński, Roy, 2004). Atomy wodoru cząsteczek wody znajdujące się w gruncie są pobudzone przez prąd wysyłający impulsy o właściwej częstotliwości (ok. 2000 Hz) z pętli rozłożonej na powierzchni terenu, zasilanej przez akumulatory. Atomy wodoru wytwarzają pole magnetyczne, które jest z powrotem mierzone i analizowane dla różnych momentów wzbudzeń impulsów (iloczyn = czas trwania \times intensywność). Impuls prądu o danej częstotliwości jest transmitowany do pętli. Następnie wraca sygnał wytworzony przez protony wody zawartej w środowisku i jest mierzony w granicach tej samej pętli. Na podstawie interpretacji wyników pomiarów można ocenić zawartość wody w skale, przepuszczalność ośrodka skalnego, reprezentowaną przez współczynnik filtracji (k), oraz wodoprzewodność (T).

Ponadto możemy poznać głębokość zalegania warstw zawodnionych i ich miąższość. W trakcie badań terenowych wykonano jeden pomiar obejmujący powierzchnię 3600 m² (w kształcie kwadratu o boku 60 m). Głębokość penetracji wyniosła 50 m. Do inwersji i interpretacji danych z sondowań MRS użyto programu *1D Samowar* (Francja).

WYNIKI

Sondowanie georadarowe wykonano na linii o przebiegu ESE–WNW, prawie równoległe do osi podłużnej doliny Oławy. Uzyskane surowe dane GPR poddano procedurze przetwarzania i filtracji, co uwidocznilo obecność licznych poziomów refleksyjnych pod powierzchnią gruntu (ryc. 3A). Zidentyfikowano trzy główne horyzonty refleksyjne: górny (do ok. 2 m p.p.t.), środkowy (ok. 3–4 m p.p.t.) oraz dolny (ok. 7–8 m p.p.t.). Zarejestrowano również zespół refleksów hiperbolicznych, które można wiązać z zaburzeniami pola elektromagnetycznego wywołanymi pobliską infrastrukturą hydrotechniczną. W górnej, przypowierzchniowej partii echogramu jest widoczny układ refleksów H1, odzwierciedlający architekturę aluwiów wypełniających dawne koryto rzeczne. Szczególnie dużą intensywność rozpraszania fali EM odnotowano na głębokości 2,9–4,3 m p.p.t. (H2) oraz 7,8–8,0 m p.p.t. (H3). Pionowy rozkład amplitudy wychyleń i tłumienia fali elektromagnetycznej (ryc. 3B) uwidacznia wyraźną korelację zmienności obu krzywych z zasięgiem poszczególnych refleksów. Konfrontacja wyników badań georadarowych z danymi otworowymi wskazuje, że na głębokości odpowiadającej strefie H2 występuje seria osadów piaszczysto-żwirowych. Silne odbicie fali EM od tego poziomu można wiązać z podwyższoną koncentracją wody w ich obrębie, a układ refleksów nawiązuje do pierwotnej struktury wewnętrznej aluwiów rzecznych. Poziom H3 cechuje się dużym kontrastem stałej dielektrycznej, co jest prawdo-



Ryc. 3. A – Echogram georadarowy z podkreślonymi ciągłymi horyzontami refleksyjnymi (czarne linie), linia TL (*trace line*) wskazuje pozycję pojedynczego śladu sondowania zobrazowanego na rycinie 3B wraz z głębokością refleksów; **B** – rozkład amplitudy wychyleń (szara krzywa – 1) oraz tłumienia fali elektromagnetycznej (czarna krzywa – 2), szarą ramką podkreślono korelację poziomą wykresu z horyzontami H2 i H3. Lokalizacja echogramu na ryc. 1

Fig. 3. A – GPR echogram with highlighted continuous horizontal reflexes (black lines) and corresponding depths, white TL line depicts position for individual trace line inspection depicted in Fig. 3B with depth range; **B** – distribution of wiggle trace changes (grey line – 1) and EM wave attenuation (black line – 2), grey boxes depict the horizontal plot correlation with H2 and H3 horizons. Location of the echogram on fig. 1

podobnie związane ze strefą przejścia w profilu pionowym między aluwiami rzecznyymi a gliną glacialną. Widoczna na echogramie znaczna rozciągłość pozioma horyzontu H3 (>50 m) oraz dane z wierceń dowodzą, że strefa ta reprezentuje powierzchnię stropową plejstoceńskiej gliny zwałowej (por. Wojewoda i in., 2016). Wyróżnione metodą georadarową horyzonty refleksyjne H1, H2 i H3 ściśle odpowiadają położeniu odmiennych litologicznie kompleksów skał osadowych w dolinie Oławy. Zmienność architektury osadów można interpretować jako wynik fluwialnej ewolucji środowiska depozycji, rozwiniętego na podłożu polodowcowym (por. Beres i in., 1999).

Obrazowanie geoelektryczne objęło poziom gruntu w przedziale głębokości od 1 do ok. 34 m. Zmierzona oporność pozorna była stosunkowo mała: maksymalna wartość wynosiła 85,7 Ωm , przy średniej 44,7 Ωm i odchyleniu standardowym 15,6 Ωm . Na wynikowym modelu inwersyjnym (ryc. 4) zaznaczają się trzy warstwy gruntu o odmiennych cechach geoelektrycznych.

Warstwa górna cechuje się skrajnie małą opornością elektryczną, ma zmienną miąższość i sięga maksymalnie 2 m p.p.t. Warstwa środkowa to utwory o większej oporności (60–200 Ωm i więcej) i miąższości ok. 5–8 m. W odległości 20–40 m od początku profilu zbliżają się one do powierzchni terenu. Pod tymi utworami odznacza się kolejne pole o mniejszej oporności, które sięga dolnych krańców modelu. Strop tak obrazowanych utworów znajduje się na poziomie ok. 15 m p.p.t. Pionowa struktura

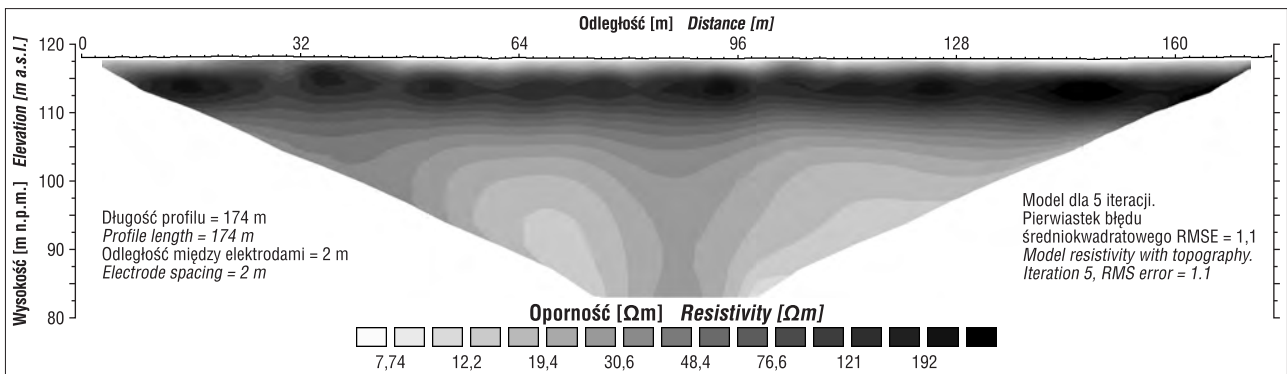
zaznaczająca się na tym poziomie może oznaczać nieciągłość utworu (np. natury neotektonicznej) bądź niedoskonałość interpolacji danych.

Efektom sondowań przy użyciu rezonansu magnetycznego są graficzne wykresy prezentujące ilość wody na różnych głębokościach oraz wartości współczynnika filtracji k i wodoprzewodności T (ryc. 5).

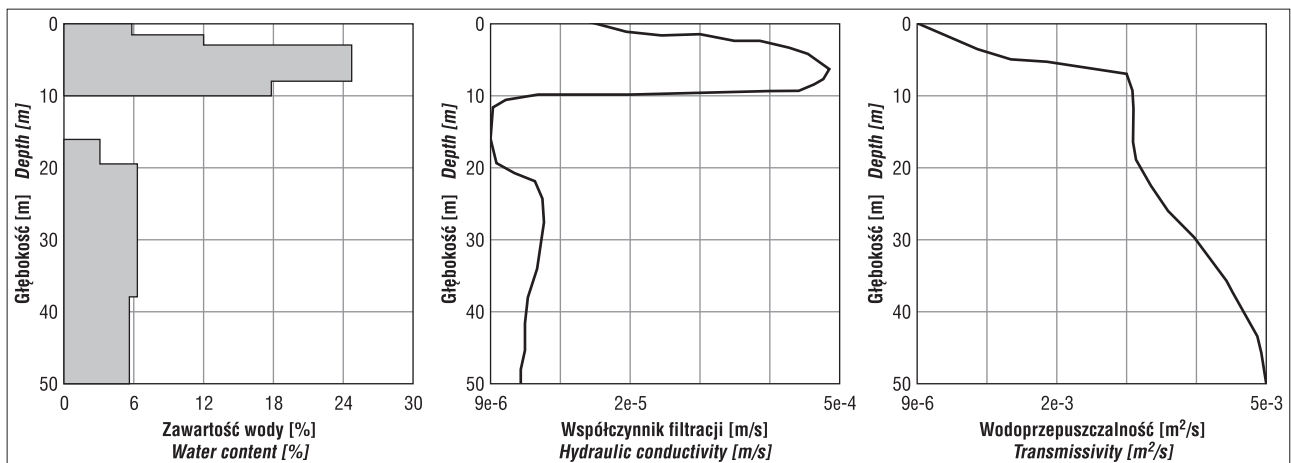
W wyniku interpretacji danych MRS, wspartych danymi z wcześniejszych badań geofizycznych GPR oraz ERT, stwierdzono występowanie jednej warstwy wodonośnej. Spąg tej warstwy jest oceniany na ok. 10 m p.p.t., a jej miąższość na ok. 9 m. Ma ona dobre parametry filtracyjne – współczynnik filtracji k oscyluje w granicach 5×10^{-4} m/s. Zawartość wody w skale, utożsamiana z porowatością efektywną, osiąga maksymalnie 23%. Poniżej głębokości 10 m, zgodnie z wynikiem badań GPR oraz ERT, pojawia się nieprzepuszczalna glina morenowa, będąca skałą podścielającą poziom wodonośny.

DYSKUSJA

Wyniki badań ERT oraz GPR wskazują na występowanie trzech warstw gruntu o odmiennych cechach geoelektrycznych i barierach refleksyjnych dla emitowanej fali elektromagnetycznej. Metodami geofizycznymi stwierdzono występowanie górnej warstwy nieprzepuszczalnych osadów holocenckich, nieciągłej i o zmiennej miąższości, sięgającej maksymalnie 2 m p.p.t, interpretowanej jako osa-



Ryc. 4. Model oporności elektrycznej podłoża
Fig. 4. Model of the ground electrical resistivity



Ryc. 5. Wyniki pomiarów MRS
Fig. 5. MRS measurement results

dy facji powodziowej (mady) oraz wypełnienia starorzeczy (namuły, torfy). Kolejna warstwa, utwory o miąższości ok. 5–10 m, jest utożsamiana z zawodnionymi piaskami i żwirami genezy fluwialnej, o podwyższonym zawodnieniu. Pod nimi, poniżej głębokości 8–10 m zalega warstwa gliniastych skał nieprzepuszczalnych o znacznej miąższości. Jest to poziom plejstocenijskich glin morenowych.

Wydzielona dzięki badaniom ERT i GPR zawodniona warstwa piasków i żwirów ma dobre parametry hydrogeologiczne, czego potwierdzeniem są wyniki interpretacji badań przy użyciu rezonansu magnetycznego. W miejscu sondowania MRS miąższość warstwy wodonośnej wyniosła ok. 9–10 m. Warstwa ta charakteryzuje się wysokimi współczynnikami filtracji i porowatości. Na większych głębokościach (>20 m) w obrazie badań geofizycznych nadal jest widoczne występowanie skał gliniastych, ale z możliwymi przewarstwieniami skał o frakcji piaszczystej (głina piaszczysta). Potwierdzałoby to notowane współczynniki filtracji wynoszące 10–6 m/s, typowe dla skał półprzepuszczalnych (Pazdro, Kozerski, 1990). Ponadto nie obserwuje się dodatkowych warstw wodonośnych do głębokości 50 m.

PODSUMOWANIE

Szczegółowe rozpoznanie zawodnionych warstw skalnych sięgało na obszarze badań głębokości 10 m (otwory O3 i O4). Wieloetapowe badania geofizyczne w sposób nieinwazyjny pozwoliły zwiększyć głębokość penetracji środowiska występowania wód podziemnych do głębokości 50 m. Zaobserwowano wysoką zbieżność danych pochodzących z płytkich odwiertów oraz badań geofizycznych. W związku z tym przyjęto założenie, iż jednoczesne zastosowanie metod GPR, ERT oraz MRS umożliwi dokładne scharakteryzowanie warunków hydrogeologicznych na większej głębokości.

W okolicach Opatowic (Wrocław), do głębokości 50 m stwierdzono występowanie jednej warstwy wodonośnej o dobrych parametrach hydrogeologicznych. Od stropu jest ona ograniczona nieciągłą warstwą nieprzepuszczalnych osadów rzecznych, natomiast w jej spągu występują osady gliniaste.

Konfrontacja modelu uzyskanego za pomocą metod geofizycznych z opisem struktur geologicznych rozpoznanych w otworach O3 i O4 pozwala interpretować górny poziom jako osady facji powodziowej (mady) i wypełnie-

nia starorzeczy (namuły, torfy). Poziom środkowy, o większej oporności elektrycznej, tworzą różnego rodzaju piaski i żwiry genezy fluwialnej, które zalegają na glinie morenowej.

Dziękujemy firmie MPWiK S.A. za udostępnienie georadaru na potrzeby wykonania badań terenowych. Składamy również podziękowania Recenzentom i Redakcji Przeglądu Geologicznego za cenne uwagi i sugestie, które wykorzystano w ostatecznej wersji publikacji.

LITERATURA

- BADURA J. 2010 – Geomorfologiczne uwarunkowania lokalizacji lewobrzeżnego osadnictwa Wrocławia. [W:] Piekalski J., Wachowski K. (red.), *Ulice średniowiecznego Wrocławia*. *Wratislavia Antiqua*, 11: 15–45.
- BERES M., HUGGENBERGER P., GREEN A.P., HORSTMAYER H. 1999 – Using two- and three-dimensional georadar methods to characterize glaciofluvial architecture. *Sed. Geol.*, 129: 1–24.
- BUCZYŃSKI S., OLIHWER T., WCISŁO M., TARKA R. 2017 – The assessment of hydrogeological parameters of aquifer with the use of magnetic resonance in Lower Silesia (SW Poland). *Carpat. J. Earth Environ. Sc.*, 12 (1): 121–130.
- DANIELS D. 2004 – *Ground Penetrating Radar*, 2nd ed. The Institution of Electrical Engineers, London.
- KASPRZAK M., TRACZYK A. 2014 – LiDAR and 2D Electrical Resistivity Tomography as a Supplement of Geomorphological Investigations in Urban Areas: a Case Study from the City of Wrocław (SW Poland). *Pure Appl. Geoph.*, 171, 6: 835–855.
- LEGCHENKO A., BALTASSAT J.M., BOBACHEV A., MARTIN C., ROBAIN H., VOUILAMOZ J.M. 2004 – Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization. *Ground Water*, 42: 363–373.
- LOKE M.H. 2013 – *Manual for RES3DINV. Rapid 3-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method (For 3-D surveys using the pole-pole, pole-dipole, dipole-dipole, rectangular, Wenner, Wenner-Schlumberger and non-conventional arrays)*. On land, aquatic and cross-borehole surveys. *Geoelectrical Imaging 2-D & 3-D*. Geotomo, Malaysia.
- LUBCZYŃSKI M.W., ROY J. 2004 – Magnetic Resonance Sounding: New method for ground water assessment. *Groundwater*, 42 (2): 291–303.
- MILSON J. 2003 – *Resistivity methods*. [W:] *Field Geophysics 3rd Edition*. Wiley, Chichester: 97–116.
- NEAL A. 2004 – Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth Sc. Rev.*, 66: 261–330.
- OLICHWER T., TARKA R. 2016 – Warunki hydrogeologiczne masywów skał krystalicznych w świetle badań rezonansem magnetycznym na przykładzie okolic Piławy Górnej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 466: 215–224.
- PAZDRO Z., KOZERSKI B. 1990 – *Hydrogeologia ogólna*. Wyd. Geol., Warszawa.
- REYNOLDS J.M. 2011 – *Electrical Resistivity Methods*. [W:] *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. 2nd Ed., Wiley, Chichester: 289–372.
- WOJEWODA J., KOWALSKI A., GOTOWAŁA R., SOBCZYK A. 2016 – Budowa geologiczna terenów wodonośnych ujęcia infiltracyjnego we Wrocławiu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 466: 323–342.