

Rozpoznanie stref dopływu wody podziemnej do wykopu pod fundamenty nowego budynku ACK CYFRONET AGH w Krakowie z wykorzystaniem metody konduktometrycznej

Wojciech Klityński¹, Michał Stefaniuk¹, Adam Cygał¹

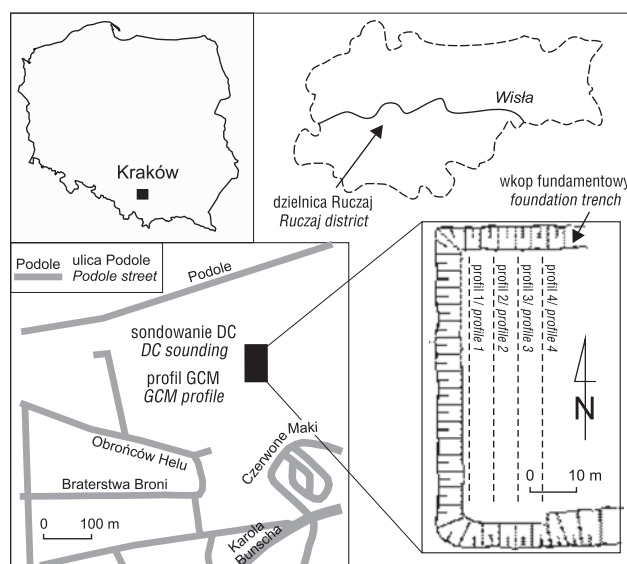
Application of the ground conductivity meters to finding groundwater leak zones in the foundations of the new-built AKC CYFRONET building, AGH UST, Cracow. *Prz. Geol.*, 63: 814–819.

Abstract. Electrical conductivity is used in the study of fresh-water and/or mineralized water outflow zones. Conductivity of water is relatively low. It strongly depends on its salinity and mineralization. Increased salinity and mineralization of water give rise to conductivity growth of hydrogeological medium. Finding water leak zones is an important problem during planning any building works. The influence of water on the building can be disadvantageous (elution, destruction of the foundations and sulfate aggressiveness). Because of high conductivity of water, watered zones can be recognized with the use of electromagnetic methods. The paper presents results of examination of mineralized water leak zones on the building site of the new CYFRONET building in the Ruczaj quarter, Cracow, Poland. The examinations were conducted with the use of ground conductivity meters. The main goal of the research was to find mineralized water leakage under the foundations of the new-built building.

Keywords: conductivity, mineralized water, water leakage, ground conductivity meters

Opisane w artykule badania przeprowadzono w rejonie budowy nowego budynku ACK CYFRONET Akademii Górniczo-Hutniczej (AGH) w dzielnicy Ruczaj w Krakowie (ryc. 1). W ramach prac ziemnych wykonano wykop pod fundamenty, w którym usunięto warstwę gleby i gliny o miąższości ok. 4 m, a następnie bezpośrednio na stopie skrasowiałych gipsów wykonano podkład betonowy pod fundamenty. W trakcie prac stwierdzono występowanie oddolnych dopływów zmineralizowanej wody z warstw gipsu, zagrażających fundamentom budynku. Konieczne stało się więc rozpoznanie stref dopływu wód podziemnych w wykopie. Z uwagi na warunki pomiarowe za odpowiednią grupę metod do wykonania tego zadania uznano metody geoelektryczne. Z powodu problemów z uziemieniem układu pomiarowego w zabetonowanym wykopie zastosowano metodę konduktometryczną (ang. *ground conductivity meters* – GCM), w której wykorzystuje się indukcyjne wzbudzenie pola elektromagnetycznego w ośrodku geologicznym.

Uzasadnieniem zastosowania metody konduktometrycznej jest wyrazisty kontrast przewodności między występującymi w podłożu gipsami zwartymi i gipsami skrasowiałymi, którymi przepływają zmineralizowane wody złożowe, tj. wody siarczanowe o mineralizacji ok. 2 g/dm³ i wyższej (Kleczkowski i in., 1994; J. Motyka, inf. ustna, 12 czerwca 2015 r.). Wzrost mineralizacji wód gruntowych silnie wpływa na podwyższenie ich przewodności, a tym samym przewodności skał budujących podłoże fundamentów. Przewodność elektryczna ośrodka skalnego jest często wykorzystywana do wyznaczenia stref występowania wody słodkiej i/lub zasolonej. Oporność (ρ) i przewodność (σ) należą do podstawowych właściwości elektromagnetycznych (EM) ośrodka skalnego. Przewodność ($\sigma = 1/\rho$) określa zdolność skał do przewodzenia prądu elektrycznego i jest wyrażana w simensach na metr (S/m). Na przewodność skał wpływają: skład mineralny, cechy strukturalno-teksturalne, porowatość i zwięzłość skały, jej nasycenie wodą, zasolenie i skład chemiczny wód podziemnych oraz tempe-



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań geoelektrycznych
Fig. 1. Location of geoelectrical survey area

ratura (McNeill, 1980a). Przewodność różnych skał zmienia się w dużym zakresie. Skrajnie niską przewodnością odznaczają się skały pochodzenia chemicznego (m.in. gipsy – tab. 1). Woda nasycająca skały, a także minerały ilaste charakteryzują się przewodnictwem jonowym, a ich przewodność jest stosunkowo wysoka. Wzrost zasolenia wody powoduje znaczny wzrost jej przewodności (Plewa & Plewa, 1992; tab. 2). Na przewodność ośrodka dwufazowego główny wpływ ma składnik o wysokiej przewodności (tj. wody gruntowe). W przypadku utworów przepuszczalnych (np. piaski, żwiry) i skrasowiałych (np. wapień, gipsy) szczególne znaczenie ma wysoka mineralizacja wód podziemnych (tab. 3). Z dwóch czynników wpływających na przewodność skały składnik o niskiej przewodności (tj. szkielet skały) jest pomijalny (Henriet, 1976; Kobranova, 1989). Jak wynika z pomiarów wykonanych na przedpolu składowiska

¹ AGH Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, Wydział Geologii Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; gpklytyn@geol.agh.edu.pl.

Tab. 1. Oporność elektryczna (ρ) i przewodność elektryczna (σ) niektórych skał (Kobranova, 1989)**Table 1.** Resistivity (ρ) and conductivity (σ) of selected rocks (Kobranova, 1989)

Skala Rock	ρ [Ωm]	σ [mS/m]
Piasek Sand	100–2500	0,4–10
Il Clay	1–100	10–1000
Glina Loam	5–50	20–200
Margiel Marl	3–70	14–300
Piaskowiec Sandstone	500–5000	2–20
Wapień Limestone	$1-2 \cdot 10^5$	$0,5-1 \cdot 10^{-2}$
Gips Gypsum	10^5-10^6	0,001–0,001
Anhydryt Anhydrite	10^2-10^5	0,001–10
Sól kamienna Rock salt	10^4-10^8	$10^{-5}-0,1$

Tab. 2. Oporność elektryczna (ρ) i przewodność elektryczna (σ) wody (Keller, 1966)**Table 2.** Resistivity (ρ) and conductivity (σ) of water (Keller, 1966)

Ośrodek Material	ρ [Ωm]	σ [mS/m]
Woda Natural water	1–100	10–1000
Woda zasolona (3%) Saline water (3%)	0,15 (średnio) 0,15 (average)	6700
Woda zasolona (20%) Saline water (20%)	0,05 (średnio) 0,05 (average)	20 000

Tab. 3. Oporność elektryczna (ρ) i przewodność elektryczna (σ) gipsów (Guinea i in., 2010)**Table 3.** Resistivity (ρ) and conductivity (σ) of gypsum (Guinea et al., 2010)

Ośrodek Material	ρ [Ωm]	σ [mS/m]
Gips czysty Solid gypsum	>1000	<1
Gips nasycony wodą i/lub zailony Gypsum with clays and/or water	<100	>10

poflotacyjnego Żelazny Most, przewodność piasków nasyconych silnie zmineralizowaną wodą ($\geq 2 \text{ g/dm}^3$) przekracza 50 mS/m, a przy mineralizacji $\geq 5 \text{ g/dm}^3$ wynosi powyżej 100 mS/m (Antoniuk i in., 2003). Założono, że podobną przewodność mają skrasowiałe gipsy nasycone wodą zmineralizowaną.

Na podstawie wyników badań geoelektrycznych można oszacować wyłącznie wielkość mineralizacji ogólnej i nie ma możliwości określenia składu chemicznego.

ZARYS GEOLOGII I WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Obszar badań jest położony na prawym (południowym) brzegu Wisły, w mioceńskim zapadlisku tektonicznym, wypełnionym tutaj głównie utworami dolnego tortonu. Budo-

wa tektoniczna obszaru została ukształtowana w miocenie, w wyniku oddziaływania nasuwającego się od południa orogenu karpackiego (Gradziński, 1972). Opór sztywnego przedpola zbudowanego przez monoklinalnie zapadające na północny wschód kompleksy węglanów jury i triasu zalegające na równie odpornych utworach węglanowych paleozoiku spowodował powstanie licznych uskokułów. Oddziaływały one niewielkich rozmiarów wyniesione lub obniżone bloki o charakterze zrębów i zapadlisk (rowów) tektonicznych. Zapadliska zalało morze mioceńskie, którego pozostałością są głównie utwory ilaste z wkładkami ewaporatów. W rejonie rygla krakowskiego są to utwory miocenu środkowego – tortonu (Gradziński, 1972; Pitera, 2004a, b). Spłylenie morza pod koniec tortonu w połączeniu z ciepłym klimatem skutkowało powstaniem serii chemicznych utworów ewaporatowych, gipsowych i solnych, m.in. złóż soli kamiennej eksploatowanych przez setki lat w kopalniach w Bochni i Wieliczce.

Jak wspomniano wcześniej, podłoże, na którym zbudowano osiedle Ruczaj, tworzą głównie utwory ilaste tortonu. W górnej części kompleksu występują cienkie wkładki gipsów, częściowo wyerodowanych w późnym plejstocenie i poddanych procesom krasowym (Gradziński, 1972). Gipsy te zostały w znacznym stopniu zdewastowane w trakcie industrializacji terenu (Pitera, 2004a, b). Na utworach tortonu zalega cienka warstwa holocenijskich osadów aluwialnych, osadzonych zapewne przez pobliską rzekę Wilgę (prawy dopływ Wisły) i jej dopływy, a miejscami także plejstocenijskie zwietrzliny starszego podłoża. W północno-zachodniej części obszaru badań występuje kontakt – częściowo przez powierzchnie uskokułów – utworów miocenu i czwartorzędu ze skałami jury i kredy zrębowego wyniesienia znanego jako Krzemionki Zakrzowskie.

Warunki hydrogeologiczne rejonu krakowskiego są złożone, podobnie jak jego budowa geologiczna (Kleczkowski, 1989; Pociask-Karteczka, 1994). Na obszarze tym stwierdzono istnienie kilku pięter wodonośnych związanych głównie z utworami mezozoiku, miocenu i czwartorzędu. W przypadku opisanych badań najważniejszy jest poziom wodonośny występujący w warstwie skrasowiałego gipsu tworzącego środkową część utworów miocenu. Z tym poziomem są związane siarczanowe wody mineralne występujące m.in. przy Rondzie im. Matecznego w Krakowie i w Swoszowicach.

PODSTAWY METODY KONDUKTOMETRYCZNEJ

Metodę konduktometryczną często stosuje się w badaniach ośrodka hydrogeologicznego, który z reguły jest ośrodkiem dobrze przewodzącym, opierając się na zróżnicowaniu jego przewodności. Układ pomiarowy w metodzie GCM składa się z cewki nadawczej Tx i nadajnika oraz cewki odbiorczej Rx i odbiornika. Obie cewki mają w trakcie pomiarów jednakową orientację: pionową (ang. *vertical dipole* – VD) albo poziomą (ang. *horizontal dipole* – HD), która jest określona przez położenie osi dipoli magnetycznych solenoidów. Cewki są umieszczane w pewnej odległości od siebie, określanej jako rozstaw – S . Punkt zapisu pomiaru znajduje się w środku między cewką nadawczą i cewką odbiornika. Sygnał o częstotliwości kilku kiloherców emitowany z cewki nadawczej (pole magnetyczne pierwotne H_p) indukuje w ziemi prądy wirowe, które wytwarzają wtórne pole magnetyczne H_s . Wtórne pole magnetyczne jest odbierane wraz z polem pierwotnym przez cewkę odbiorczą Rx. Natężenie wtórnych prądów

wirowych indukowanych w ziemi zależy od przewodnictwa badanego ośrodka, a więc wynik pomiaru odzwierciedla rozkład przewodności w ośrodku (McNeill, 1980b; Reynolds, 2011).

Metoda GCM ma dużą rozdzielczość zarówno pionową, jak i poziomą, dzięki czemu jest skuteczna w rozpoznaniu płytko zalegających dobrze przewodzących utworów. W przypadku takich ośrodków gęstość wyindukowanego prądu jest wysoka (w stosunku do słabiej przewodzących), a niewielkie rozmiary cewek Tx i Rx w porównaniu z rozstawem S zapewniają „niezależność magnetyczną” cewek i wysoką rozdzielczość, pozwalającą na rozróżnienie niewielkich obszarów lokalnych, które są niezależne z punktu widzenia zmian gęstości prądu. W metodzie konduktometrycznej wyznacza się przewodność pozorną badanego ośrodka σ_a (ang. *apparent conductivity*), która jest określana na podstawie pomiaru wtórnego oraz pierwotnego pola magnetycznego (McNeill, 1980b).

Zasięg głębokościowy metody GCM zależy od: rozkładu przewodności w badanym ośrodku, typu układu pomiarowego (VD/HD), rozstawu S , częstotliwości f wzbudzanego pola EM i położenia układu pomiarowego względem niejednorodności w rozkładzie przewodności w ośrodku. Ponieważ pomiar odbywa się w strefie bliskiej pola EM, im większy jest rozstaw S , tym większy jest zasięg głębokościowy. Układy pomiarowe z cewkami w pozycji pionowej mają zwykle dwa razy większy zasięg niż układy pomiarowe z cewkami ustawionymi poziomo w identycznych warunkach geologicznych. Konfiguracje te różnią się także pod względem rozdzielczości pionowej i poziomej. W konfiguracji HD na przewodność pozorną większy wpływ mają warstwy występujące przy powierzchni ziemi, a w przypadku układu VD – warstwy znajdujące się głębiej (McNeill, 1980b).

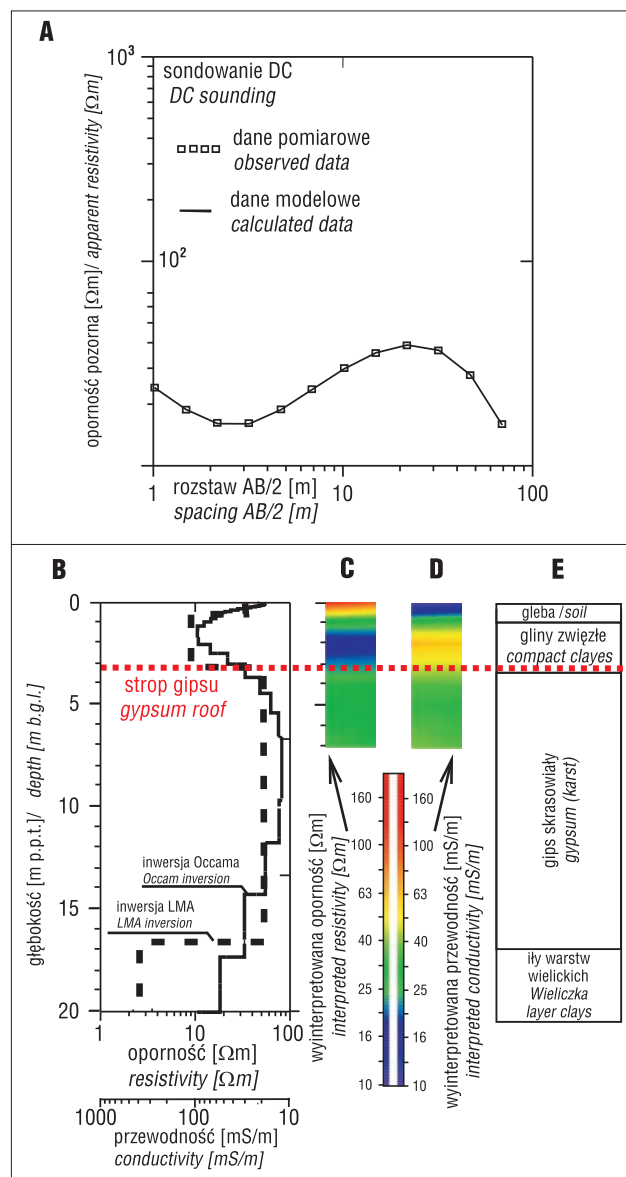
PRACE POMIAROWE

Pomiary wykonano w strefie posadowienia fundamentów nowo budowanego budynku ACK CYFRONET AGH (ryc. 1) metodą GCM, wzdłuż czterech profili o długości 50 m z krokiem pomiarowym 1 m. Wykorzystano konduktometry CMD-Mini Explorer oraz CMD-Explorer firmy GF Instruments. Każdym z tych przyrządów można wykonać symultaniczne pomiary w trzech rozstawach w układzie VD i HD, a co za tym idzie każdym z nich można wykonać pomiar na sześciu głębokościach. Podczas prac zastosowano układ VD dla obu konduktometrów w celu uzyskania możliwie dużego zasięgu głębokościowego i dużej rozdzielczości w przypadku warstw występujących głębiej. Ograniczono też w ten sposób wpływ mokrego betonu na wynik pomiaru warstwy przypowierzchniowej. Na podstawie pomiarów określono przewodność pozorną na głębokości: ok. 0,5, 1,0 i 1,8 m (CMD Mini Explorer) oraz ok. 2,2, 4,2 i 6,7 m (CMD Explorer; Short guide..., 2013).

Na potrzeby geoelektrycznego rozpoznania ośrodka dodatkowo wykonano reperowe sondowanie elektrooporowe w punkcie zlokalizowanym 50 m na zachód od badanego obszaru (ryc. 1). W celu dowiązania wyników interpretacji danych GCM do wyników sondowania elektrooporowego oraz powiązania ich z budową geologiczną i hydrogeologiczną badanego obszaru wykonano również pomiar GCM wzdłuż 10-metrowej długości profilu przechodzącego przez punkt sondowania.

W metodzie elektrooporowej prąd stały jest wykorzystywany jako źródło pola elektrycznego, a na podstawie po-

miaru różnicy potencjałów między elektrodami napięciowymi (M i N) można wyznaczyć tzw. oporność pozorną (wyrażana w Ωm) odzwierciedlającą rozkład oporności (Ωm) w badanym ośrodku. Jest to możliwe dzięki zastosowaniu układu składającego się z dwóch elektrod prądowych (A i B) i dwóch elektrod pomiarowych (M i N). W wyniku pomiaru uzyskuje się krzywą sondowania elektrooporowego, tj. krzywą oporności pozornej, przedstawiającą zależność oporności pozornej od rozstawu elektrod zasilających (AB/2; ryc. 2A). Krzywa ta odzwierciedla zmiany oporności wraz z głębokością. Prace terenowe prowadzono w 4-elektrodowym układzie Schlumbergera (Klityński i in., 2014).



Ryc. 2. Krzywa sondowania elektrooporowego (A), rezultaty inwersji 1D metodą Occama i LMA krzywej sondowania elektrooporowego (B), rezultaty inwersji 2D danych konduktometrycznych w postaci sekcji głębokościowych (C – rozkład oporności, D – rozkład przewodności) i interpretacja geologiczna (E) w punkcie zlokalizowanym poza obszarem badań (lokalizacja – ryc. 1)

Fig. 2. DC sounding curve (A), results of Occam and LMA 1D inversion of DC sounding curve (B), results of 2D inversion of GCM data as a depth sections (C – resistivity distribution, D – conductivity distribution) and geological interpretation (E) in site outside the study area (location – Fig. 1)

OPRACOWANIE I INTERPRETACJA WYNIKÓW BADAŃ

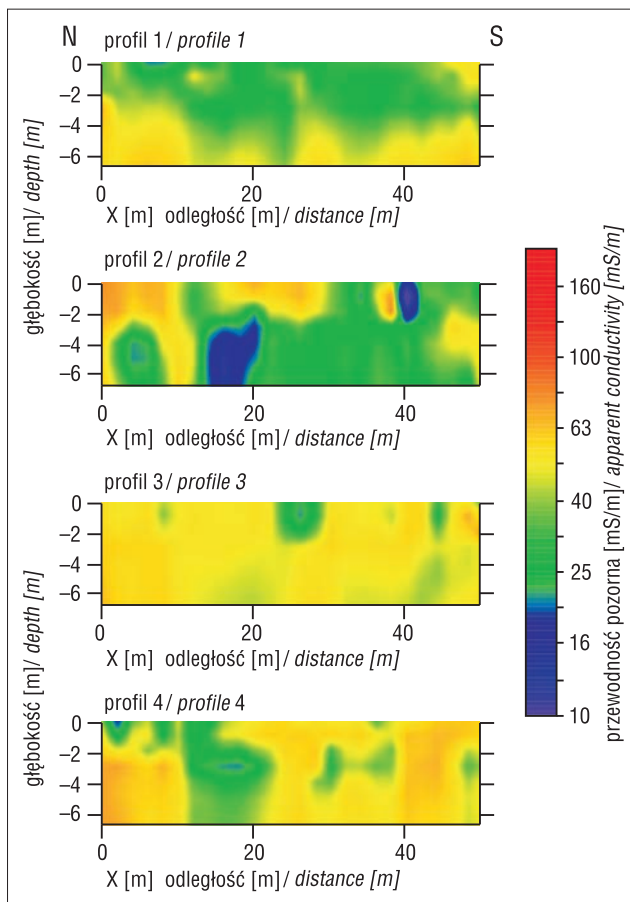
Wyniki pomiarów konduktometrycznych przedstawiono w postaci przekrojów pseudo2D wzdłuż profili (tzw. pseudosekcji; ryc. 3) i w postaci map przewodności pozornej (ryc. 4) na wybranej głębokości. Trzeba jednak pamiętać, że wyznaczony rozkład przewodności pozornej jest uśredniony i odnosi się do strefy zawartej między powierzchnią ziemi a danym poziomem głębokościowym. Wykonanie pomiarów dla sześciu poziomów pozwoliło na przeprowadzenie dwuwymiarowej inwersji danych GCM z wykorzystaniem programu Res2dinv. Program ten jest przeznaczony głównie do inwersji 2D danych tomografii elektrooporowej oraz danych uzyskanych metodą polaryzacji wzbudzonej. Wyniki inwersji w postaci przekrojów przewodności wyinterpretowanej mają charakter wygładzony (tj. przewodność na granicach między różnymi ośrodkami zmienia się stopniowo) i są pewnym uśrednieniem rozkładu przewodności w badanym ośrodku (Loke, 2003; ryc. 5). Zestawienie i analiza rozkładu przewodności pozornej w postaci sekcji głębokościowych dla czterech profili (ryc. 3) i w postaci map sześciu poziomów głębokościowych (ryc. 4) oraz 2D rozkładu przewodności wzdłuż profili (ryc. 5) pozwala na geoelektryczne zobrazowanie badanego ośrodka i wskazanie stref dopływu wody zmineralizowanej.

Na podstawie ilościowej interpretacji wyników sondowania elektrooporowego wyskalowano wyniki badań konduktometrycznych i powiązano je z litologią i zmiennością

zawodnienia ośrodka. Do interpretacji sondowania zastosowano model jednowymiarowy (1D) i dwie metody interpretacyjne: Occama i Levenberga–Marquardta (LMA; Constable i in., 1987).

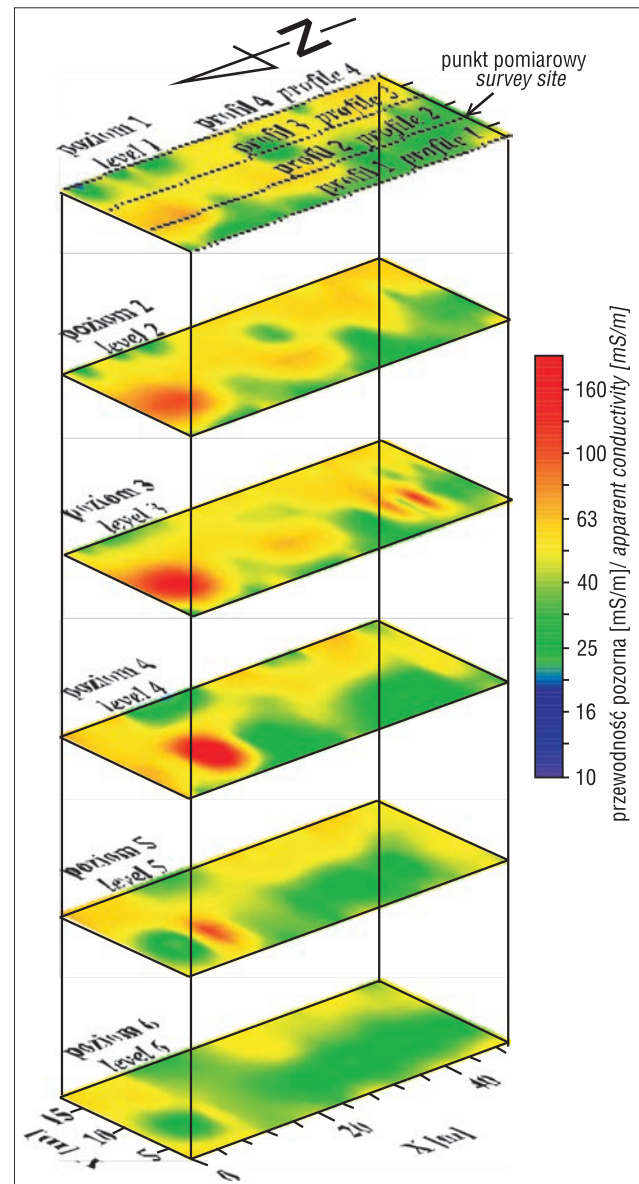
W metodzie LMA w wyniku interpretacji uzyskuje się model o wyraźnym kontraście oporności między kolejnymi warstwami. Wynikiem interpretacji metodą Occama jest model z wygładzonym rozkładem oporności i rozmytymi granicami między warstwami, przy czym zakres ekwiwalencji jest ograniczony. Wynik interpretacji metodą Occama posłużył do konstrukcji modelu początkowego do inwersji z zastosowaniem metody LMA.

Wyniki interpretacji sondowania elektrooporowego metodą LMA (ryc. 2B) oraz inwersji 2D danych GCM wzdłuż



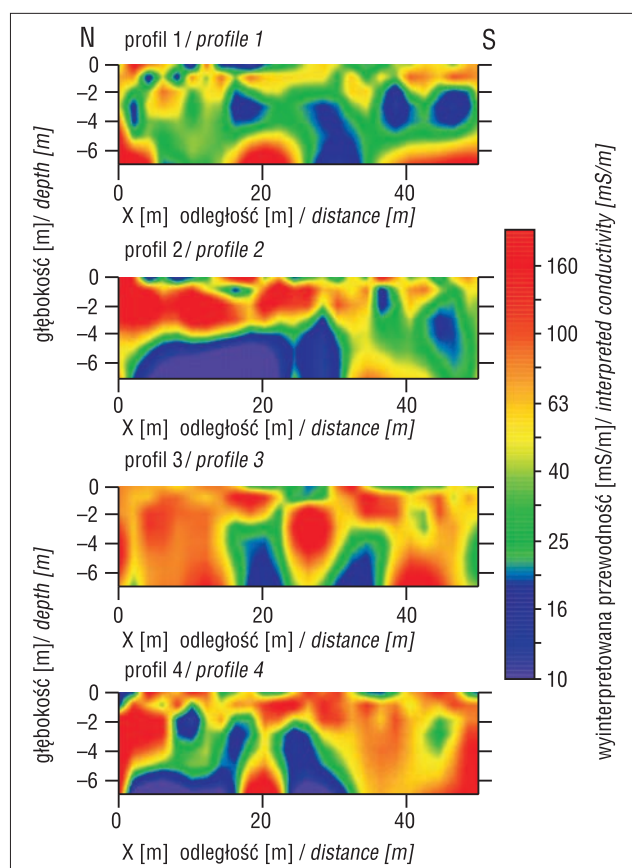
Ryc. 3. Przekroje przewodności pozornej wzdłuż profili konduktometrycznych (pseudosekcje)

Fig. 3. Apparent conductivity pseudosections along GCM profiles



Ryc. 4. Mapy rozkładu przewodności pozornej na przybliżonej głębokości (poziom 1 – ok. 0,5 m, poziom 2 – ok. 1,0 m, poziom 3 – ok. 1,8 m, poziom 4 – ok. 2,2 m, poziom 5 – ok. 4,8 m, poziom 6 – ok. 6,7 m)

Fig. 4. Contours of the apparent conductivity on the approximate depth (level 1 – about 0.5 m, level 2 – about 1.0 m, level 3 – about 1.8 m, level 4 – about 2.2 m, level 5 – about 4.8 m, level 6 – about 6.7 m)



Ryc. 5. Wyniki interpretacji 2D: przekroje 2D rozkładu przewodności wzdłuż profili konduktometrycznych
Fig. 5. Results of inversion 2D: conductivity sections along GCM profiles

krótkiego profilu przechodzącego przez punkt sondowania elektrooporowego (ryc. 2C, D) wykorzystano jako odniesienie w analizie rozkładu oporności w badanym ośrodku. Rozkład wyinterpretowanej oporności porównano z profilem geologicznym zaobserwowanym w wykopie i z danymi literaturowymi dotyczącymi litologii i oporności występujących na tym obszarze utworów (Rutkowski, 1993; tab. 1, ryc. 2E). Pierwszą wyinterpretowaną warstwę stanowi głębia wraz z podglebiem o oporności ok. 50 Ωm (przewodność ok. 20 mS/m) i miąższości wynoszącej kilkadziesiąt centymetrów. Poniżej zalegają utwory określone jako gliny zwięzłe, o oporności kilkunastu omometrów (przewodność ok. 55–60 mS/m) i miąższości ok. 3 m (ryc. 2B–D). Ich geologiczna identyfikacja jest trudna. Mogą to być osady czwartorzędowe (w górnej części) lub zapiaszczone ility mioceńskie zalegające nad ewaporatami (Kleczkowski, 1989; Rutkowski, 1993). Poniżej warstwy glin występuje kompleks gipsów o oporności ok. 70 Ωm (przewodność ok. 14 mS/m) i miąższości ok. 12 m (ryc. 2B). Przewodność tego kompleksu określona w wyniku interpretacji danych GCM jest większa – wynosi ok. 30 mS/m. Wynika to zapewne z dużo większej czułości metody GCM na występowanie niewielkich, rozproszonych stref przewodzących w gipsach (np. zailenie, zawadnione pustki krasowe). Gipsy te są częścią utworów ewaporatowych, które powstały w wyniku regresji morza w tertonie (Gradziński, 1972; Pietera, 2004a, b). Z warstwą skrasowiałych gipsów jest związany wspomniany wcześniej mioceński poziom wodonośny (Kleczkowski, 1989; Pociask-Karteczka, 1994). Poziom

ten, przykryty nieprzepuszczalnym ilastym lub gliniastym nadkładem, występuje miejscami w warunkach naporowych, co jest bezpośrednią przyczyną ascensyjnych wpływów wody do wykopu po usunięciu warstwy nieprzepuszczalnego nadkładu. Ostatnią rozpoznaną warstwę stanowią niskooporowe ility warstw wielkich (Rutkowski, 1993). Warstwa ta zalega na zbyt dużej głębokości, żeby można było ją rozpoznać metodą GCM. Oporność iltów uzyskana w wyniku interpretacji sondowania elektrooporowego wynosi ok. 3 Ωm (przewodność ok. 300 mS/m; ryc. 2B).

Wyniki interpretacji danych uzyskanych metodą konduktometryczną wskazują na wyraźne zróżnicowanie przewodności w kompleksie gipsów (ryc. 3–5). Strefy o niskiej przewodności (poniżej 30 mS/m) odpowiadają zwartym gipsom, a strefy o wyższej przewodności (ponad 50 mS/m) należy wiązać z większą porowatością (kawernistością) i zawadnieniem kompleksu wodą zmineralizowaną. Z analizy pseudosekcji wzdłuż profili pomiarowych wynika, że strefy zawadnione o wysokiej przewodności (i strefy wypływu wody) występują we wschodniej części obszaru badań (przekroje 2 i 3), są rozległe i zanikają w części zachodniej (przekrój 1 – ryc. 3). Na podstawie analizy map rozkładu przewodności pozornej na sześciu głębokościach (od ok. 0,5 do ok. 6,7 m p.p.t.) można określić kierunek migracji wód zmineralizowanych. Wody podziemne dopływają ze wschodu do powierzchni stropowej gipsów w pobliżu profili 2, 3 i 4, natomiast w zachodniej części wykopu dopływu nie zaobserwowano (profil 1 – ryc. 4, 5). Kontrast przewodności uzyskanej w wyniku inwersji 2D danych GCM jest wyraźniejszy niż kontrast przewodności pozornej. Strefy zawadnienia i wypływu zaznaczają się wyraźnie we wschodniej części obszaru badań, na trzech profilach (2, 3 i 4 – ryc. 5), w części zachodniej są widoczne tylko w niewielkim stopniu (profil 1 – ryc. 5).

PODSUMOWANIE

Metoda konduktometryczna okazała się skuteczna do rozpoznania stref wypływu wód podziemnych ze stropowej warstwy gipsów w podłożu budynku CYFRONET AGH. Efektywność metody wynika z korzystnej budowy geologicznej obszaru, pozwalającej na uzyskanie wyraźnego obrazu geoelektrycznego. Wyrazisty kontrast między kawernistymi gipsami nasyconymi wodami zmineralizowanymi (mineralizacja powyżej 2 g/dm³) o wysokiej przewodności (ponad 50 mS/m) i zwartymi gipsami słabo przewodzącymi prąd elektryczny (przewodność poniżej 30 mS/m) umożliwił wskazanie miejsc i kierunku dopływu wód podziemnych do wykopu fundamentowego.

Artykuł został opracowany w ramach prac statutowych Katedry Surowców Energetycznych WGGiOŚ AGH.

LITERATURA

- ANTONIUK J., MOŚCICKI J.W. & JANICKI K. 2003 – Badania geoelektryczne rozprzestrzeniania się wód skażonych chemicznie ze składowiska odpadów poftłocajnych „Żelazny Most”. [W:] Pilecka E. (red.), Warsztaty Górnicze z cyklu Zagrożenia Naturalne w Górnictwie. Materiały sympozjum. Sesja okolicznościowa: Najnowsze rozwiązania dla potrzeb ochrony środowiska na terenach KGHM Polska Miedz S.A., Szklarska Poręba 26–28 maja 2003 r. IGSMiE PAN, Kraków: 383–391.
- CONSTABLE S.C., PARKER R.L. & CONSTABLE C.G. 1987 – Occam's inversion. A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52 (3): 289–300.

- GRADZIŃSKI R. (red.) 1972 – Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa. Wyd. Geol., Warszawa.
- GUINEA A., PLAYÁ E., RIVERO L., HIMI M. & BOSCH R. 2010 – Geoelectrical classification of gypsum rocks. *Surv. Geophys.*, 31: 557–580.
- HENRIET J.P. 1976 – Direct applications of the Dar Zarrouk parameters in ground water surveys. *Geophys. Prosp.*, 24 (2): 344–353.
- KELLER G.V. 1966 – Electrical properties of rocks and minerals. [W:] *Handbook of physical constants*. Geol. Soc. America: 283–292.
- KLECZKOWSKI A.S. 1989 – Szkic zagadnień hydrogeologicznych Krakowa. *Prz. Geol.*, 37 (6): 323–326.
- KLECZKOWSKI A.S., SOLECKI T., MYSZKA J. & STOPA J. 1994 – Krakowskie artezyjskie źródła wód pitnych z wapieni jury. WGGOIŚ AGH, Kraków.
- KLITYŃSKI W., STELMACH K., STEFANIUK M., KARCZEWSKI J. 2014 – Rozpoznanie złoża piaskowców budowlanych z wykorzystaniem geofizycznych badań elektrooporowych i georadarowych. *Prz. Geol.*, 62 (10/2): 621–628.
- KOBRANOVA V.N. 1989 – *Petrophysics*. Springer, Berlin.
- LOKE H. 2003 – *Rapid 2D Resistivity & IP Inversion using the least-squares method*. Geotomo Software.
- MCNEILL J.D. 1980a – *Electrical conductivity of soils and rocks*. Technical Note TN-5. Geonics Limited, Mississauga, Ontario, Canada.
- MCNEILL J.D. 1980b – *Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers*. Technical Note TN-6. Geonics Limited, Mississauga, Ontario, Canada.
- PITERA H. 2004a – Gipsy okolic Krakowa. *Aura*, 7: 11–13.
- PITERA H. 2004b – Gipsy z osiedla Kliny-Zacisze w Krakowie. *Wszecławiat (Kraków)*, 105 (7–9): 201–203.
- PLEWA M. & PLEWA S. 1992 – *Petrofizyka*. Wyd. Geol., Warszawa: 108–180.
- POCIASK-KARTECZKA J. 1994 – *Przemiany stosunków wodnych na obszarze Krakowa*. *Zesz. Nauk UJ, Pr. Geogr.*, 96.
- REYNOLDS J.M. 2011 – *An introduction to applied and environmental geophysics (Wyd. 2)*. Wiley, Chichester, UK.
- RUTKOWSKI J. 1993 – *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1 : 50 000*, ark. Kraków (973), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SHORT guide for electromagnetic conductivity mapping. Ver. 1.3. GF Instruments, Brno, Czech Republic.