

Przydatność profilowań georadarowych w interpretacji budowy tarasów rzecznych (dolina Kamienicy, polskie Karpaty zewnętrzne)

Janusz Olszak¹, Jerzy Karczewski¹



J. Olszak



J. Karczewski

Usefulness of GPR measurements in interpretation of structures of river terraces (Kamienica River Valley, Polish Outer Carpathians). *Prz. Geol.*, 56: 330–334.

A b s t r a c t. Studies on river terrace deposits using ground penetrating radar (GPR) were conducted on several river terraces in the Kamienica river valley, Polish Outer Carpathians. All GPR profiles were collected using RAMAC/GPR system with 50 and 200 MHz antennae. The study has been based on 10 GPR profiles from 40 m to 200 m in length from which two as the most characteristic are presented in the paper. Terrace sediments consist mainly of gravels with subordinate sand. A peat layer has been found in one profile. These deposits lie on strath terraces built up with flysch sandstones and shales. Most of the profiles show reflections suggesting that the deposits are composed of multichannel river deposits. Some features of the profiles also indicate the presence of strath terraces and a peat layer. Even though lithology

and texture of the investigated sediments are not very diverse, GPR measurements are quite useful in a few aspects of terraces' structure interpretation.

Keywords: fluvial deposits, GPR, Polish Outer Carpathians

Georadar — radar do penetracji gruntu (GPR; ang. *Ground Penetrating Radar*) jest często wykorzystywany przez geologów do interpretacji płytkiej budowy geologicznej. W korzystnych warunkach geologicznych (małe tłumienie fali elektromagnetycznej w ośrodku geologicznym) i środowiskowych metoda GPR pozwala na dokładne określenie: litologii podłoża (Jol & Smith, 1991; Żurek & Ziętek, 2004), granicy skały macierzystej i nadkładu (Karczewski, 1997), położenia zwierciadła wód gruntowych (Ulriksen, 1982) oraz płaszczyzn poślizgu osuwisk (Wollny & Berkold, 1998; Leśniak i in., 2006). Metoda georadarowa bardzo dobrze wspomaga badanie zjawisk krasowych (Ziętek & Karczewski, 1994), zwłaszcza pustek skalnych (Jędrzyś & Krajewski, 2002), oraz jest pomocna w lokalizacji stref rozluźnień, takich jak szczeliny, pęknięcia lub uskoki (Toshioka i in., 1995). Georadarem próbuje się także badać osady denne płytkich zbiorników wodnych (Bristow, 2004; Lamparski, 2005).

Georadar coraz częściej jest również wykorzystywany w badaniach osadów fluwialnych (np.: Leclerc & Hickin, 1997; Vandenberghe & van Overmeeren, 1999; Woodward i in., 2003). Okazuje się, że aluwia tarasów tworzą charakterystyczne obrazy radarowe, na podstawie których można wnioskować między innymi o typie deponujących je rzek. Vandenberghe i van Overmeeren (1999) oraz Skelly i in. (2003) identyfikowali w ten sposób osady rzek o układzie roztokowym, meandrowym i przejściowym.

Niniejszy artykuł to efekt zastosowania metody georadarowej do badania pokryw aluwialnych tarasów górskiej rzeki Kamienica. Pomiary georadarowe zostały wykonane, żeby zweryfikować przydatności tej metody w interpretacji warunków środowiskowych rzeki zwirowanej deponującej osady. Ponadto posłużyły do określenia miąższości aluwii, wykrywania cokołów skalnych tarasów oraz wyznaczania granic torfu. W polskich Kar-

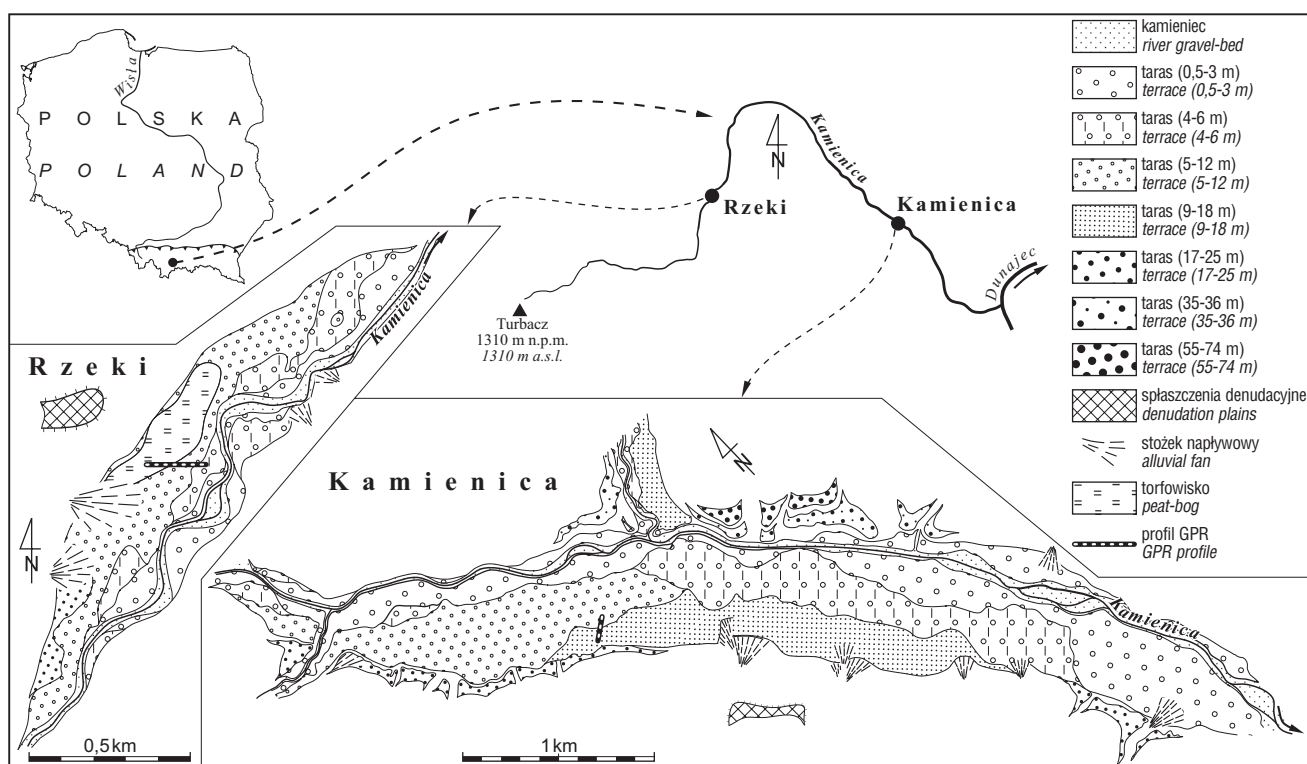
patach ta metoda nie jest powszechnie wykorzystywana. W badaniach osadów fluwialnych jej zastosowanie jest znane jedynie z potoku Mucznego w Bieszczadach (Karczewski & Kukulak, 2004).

Obszar i przedmiot badań

Profilowania GPR zostały przeprowadzone na powierzchniach kilku tarasów rzecznych w dolinie Kamienicy (Gorce) — lewego dopływu Dunajca (ryc. 1). Zachowanych jest tu siedem poziomów tarasów powstałych w plejstocenie i holocenie. Najstarszy poziom jest wiązany ze zlodowaczeniem sanu 1 i sięga 70 m wysokości względnej (Olszak, 2006). Profilowania przeprowadzono na powierzchniach tarasów o wysokości 4–50 m. Wykonano dziesięć profilowań o długości 40–200 m. Zlokalizowano je na powierzchniach tarasów przekraczających 50 m szerokości i w odcinkach doliny, których szerokość przekracza 0,5 km. Osiem profilowań wykonano na powierzchniach tarasów względnie płaskich, dwa profilowania na powierzchniach o znacznych deniwelacjach terenu. Badaniami zostały objęte tarasy skalno-osadowe, gdzie miąższość pokryw aluwialnych sięga miejscami 6 m. Aluwia leżą na cokołach skalnych zbudowanych z cienko- lub gruboławicowych piaskowców oraz łupków. Pokrywy aluwialne tarasów są zbudowane głównie ze słabo wysortowanych piaskowcowych żwirów różnej frakcji (najczęściej w przedziale 2–256 mm). Masą wypełniająca przestrzeń pomiędzy otoczkami jest szary lub jasnobrązowy piasek oraz piasek ilasty.

Artykuł zawiera interpretację danych georadarowych zarejestrowanych w dwóch wybranych profilach wykonanych w Kamienicy i Rzekach (ryc. 1). Pozostałe profile zostały pominięte, gdyż obraz na nich jest podobny lub ze względu na liczne zakłócenia (wywołane obecnością drzew i linii energetycznych) jest mniej czytelny. W Kamienicy profil został poprowadzony po powierzchniach tarasów o wysokości 7 i 9 m (bez przerwania ciągłości pomiaru). Wyższy taras powstał prawdopodobnie podczas

¹Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; jolszak@geol.agh.edu.pl, karcz@uci.agh.edu.pl



Ryc. 1. Tarasy rzeczne doliny Kamienicy w Kamienicy i Rzekach (Olszak, 2006)

Fig. 1. River terraces of the Kamienica river valley in Kamienica and Rzekach (Olszak, 2006)

ostatniego zlodowacenia, a niższy w jego schyłku (późny glacjał) lub we wczesnym holocenie. Poprowadzenie tego profilu poprzez dwa tarasy ma związek z próbą wykrycia załomu cokołu skalnego wyższego tarasu. W Rzekach profilowanie wykonano na powierzchni tarasu wysokości 5–6 m, w której obrębie znajduje się torfowisko niskie datowane na schyłek okresu subborealnego (Olszak, 2004). Taras ten odpowiada poziomowi niższego tarasu w Kamienicy.

Tab. 1. Wartości stałej dielektrycznej (ϵ_r) i prędkości fali elektromagnetycznej (v) w różnych ośrodkach (Neal, 2004)

Table 1. List of relative dielectric constants (ϵ_r) and velocities (v) for some typical earth materials (Neal, 2004)

Ośrodek Material	ϵ_r	v [cm/nsec]
Powietrze Air	1	30
Piasek nasycony wodą Saturated sand	20–31,6	5–8
Piasek suchy Dry sand	2,55–7,5	1–2
Piasek i żwir Sand and gravel	3,5–6,5	9–13
Piasek i żwir nasycony wodą Saturated sand and gravel	15,5–17,5	6
Muł, il Silt	15–40	5–7
Gлина Clay	24–34	1–12
Torf Peat	57–80	3–6
Woda Water	80	3

Metodyka pomiarowa

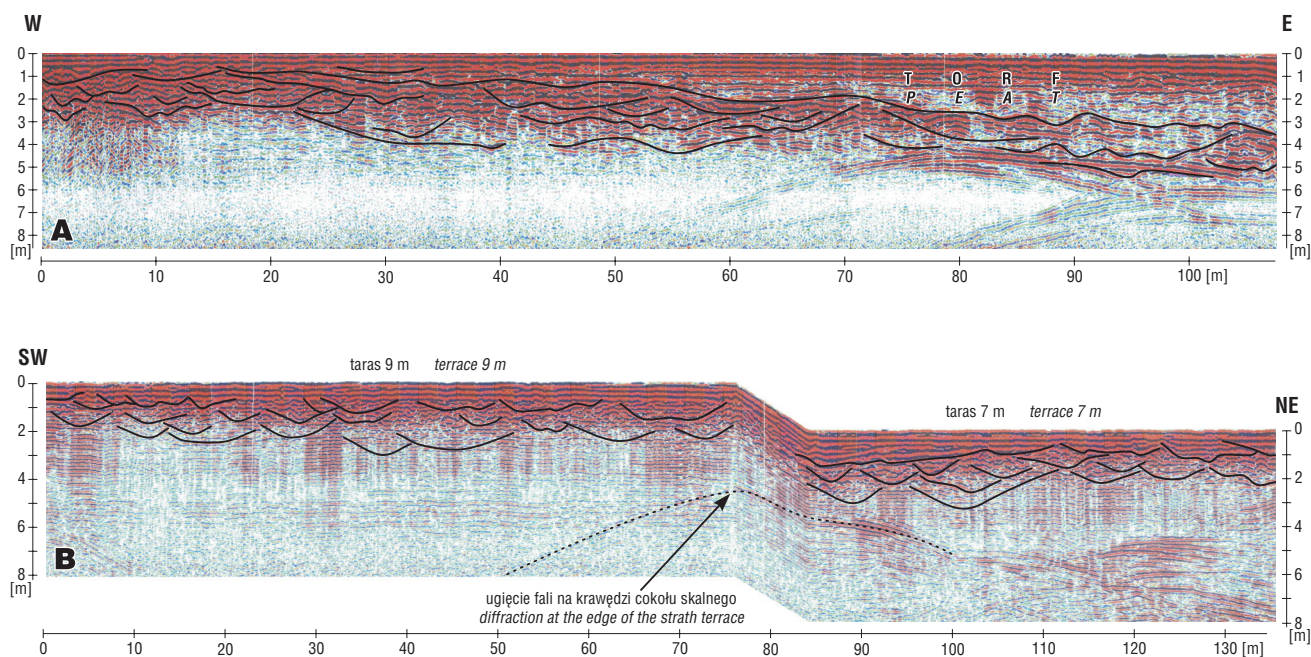
Georadar służy do nieinwazyjnych, geofizycznych badań przypowierzchniowej warstwy gruntu. Antena nadawcza georadaru (w zależności od konstrukcji) emituje falę elektromagnetyczną o częstotliwości od 10 MHz do nawet 2000 MHz. Zasięg głębokościowy metody georadarowej bezpośrednio zależy od częstotliwości fali rozchodzącej się w ośrodku i wynosi od kilkudziesięciu metrów (antena o częstotliwości 10 MHz) do dziesiątków centymetrów (antena 2000 MHz). Im częstotliwość fali jest niższa, tym większy zasięg, ale równocześnie mniejsza rozdzielczość pomiaru (Karczewski, 2007). Odbite impulsy są rejestrowane przez antenę odbiorczą. Fale elektromagnetyczne odbijając się na granicy pomiędzy ośrodkami różniącymi się wartością względnej stałej dielektrycznej (ϵ_r). Różne skały i materiały charakteryzują się odmiennymi wartościami stałej dielektrycznej. Im większy kontrast stałej dielektrycznej pomiędzy dwoma ośrodkami, tym większa amplituda fali odbitej. Wartość ϵ_r wpływa na prędkość rozchodzenia się emitowanej fali (v):

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}}$$

gdzie:

c — prędkość fali elektromagnetycznej w próżni,
 ϵ_r — względna stała dielektryczna.

W tabeli 1 zostały przedstawione wartości stałej dielektrycznej i prędkości fali elektromagnetycznej w kilku wybranych ośrodkach. Istotny jest fakt, że obecność wody w ośrodku skalnym znacznie podwyższa wartość ϵ .



Ryc. 2. Interpretacja fragmentu echogramu z Rzeki (A) oraz echogramu z Kamienicy (B)
 Fig. 2. Interpretation of the GPR profile from Rzeki (A) and GPR profile from Kamienica (B)

W trakcie pomiaru anteny nadawcza i odbiorcza są przesuwane wzdłuż wytyczonego profilu. W ten sposób jest rejestrowana sekcja czasowa (na osi rzędnych jest czas, a na osi odciętych długość bieżąca profilu). Sekcja ta jest odwzorowaniem budowy geologicznej ośrodka. Żeby dokonać konwersji czasowo-głębokościowej, konieczna jest znajomość prędkości fali elektromagnetycznej w miejscu pomiaru.

Badania zostały wykonane georadarem RAMAC/GPR produkcji szwedzkiej firmy *Mala Geoscience*. Posłużono się antenami nieekranowanymi o częstotliwości 50 i 200 MHz. Anteny nieekranowe mają większy zasięg głębokościowy niż ekranowe o identycznej częstotliwości; są przeznaczone do pomiarów w terenach nieurbanizowanych. Właściwe pomiary prospekcyjne zostały poprzedzone serią pomiarów testowych, w czasie których dobrano optymalne parametry pomiarowe (liczbę próbek sygnału, częstotliwość próbkowania, sumowanie sygnału). W rejonie badań wykonano także profilowanie prędkości, na podstawie którego obliczono prędkość fali elektromagnetycznej w miejscu pomiaru — wynosi 7 cm/nsec.

Wykonując pomiary na obszarach o zmiennej rzeźbie terenu (osuwiska, tarasy rzeczne), należy wprowadzić poprawkę topograficzną uwzględniającą morfologię. Poprawka ta pozwala na skorygowanie kątów horyzontów refleksyjnych na echogramach. Chcąc wprowadzić tę poprawkę, należy określić niwelety punktów pośrednich na profilu.

Zarejestrowany materiał pomiarowy został przetworzony za pomocą procedur mających poprawić stosunek S/N (sygnału do szumu; ang. *Signal/Noise*) i korelację refleksów użytecznych. Wykonano korekcję czasu pierwszego wstąpienia, wyrównywanie średniego poziomu sygnału do zera, usunięcie szumu niskoamplitudowego, wzmocnienie liniowe i eksponencjalne, filtrację częstotliwościową. Następnie, wykorzystując obliczoną uprzednio prędkość fali elektromagnetycznej, w miejscu pomiaru dokonano konwersji czasowo-głębokościowej. Ostatnią

procedurą było wprowadzenie poprawki topograficznej do danych zarejestrowanych w Kamienicy. Było to konieczne ze względu na różnicę poziomów tarasów, która wynosi tutaj 2 m.

Echogramy tarasów Kamienicy i interpretacja wyników pomiarowych

Na każdym z echogramów do głębokości ok. 0,5 m zaobserwowano jeden lub dwa silne płaskie refleksy (ryc. 2), które pochodzą od dwóch rodzajów fal — prostej, rozchodzącej się w powietrzu pomiędzy antenami, i bezpośredniej w gruncie. Refleksy te są niezależne od rodzaju podłoża geologicznego i występują zawsze w tej metodzie badawczej.

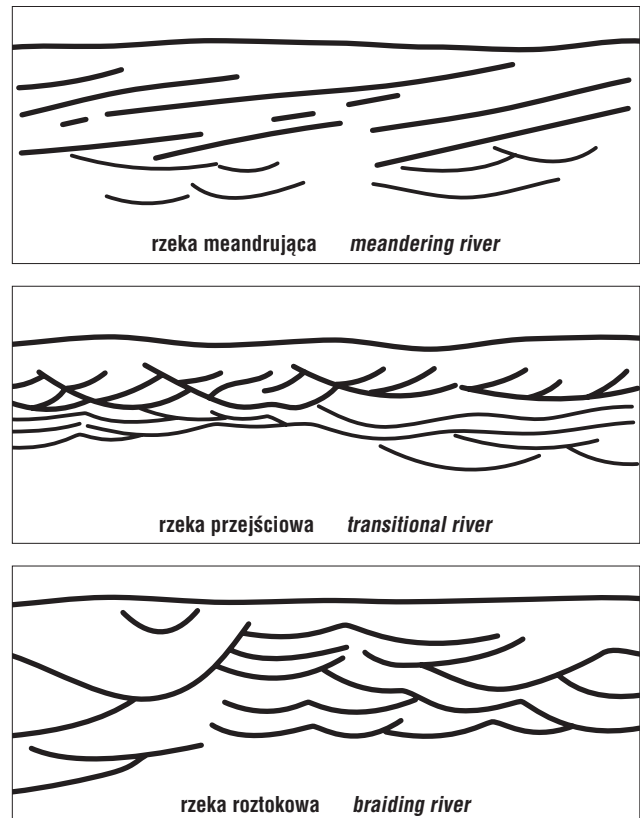
W Rzekach, gdzie profilowanie poprowadzono przez fragment torfowiska, na echogramie zaznacza się wyraźny ciągły refleks opadający w kierunku wschodnim (ryc. 2A). Jest to spąg torfu. Na linii profilowania georadarowego miąższość torfu zmienia się od 0,5 m w części zachodniej do ponad 3 m w części wschodniej profilu. Duża efektywność georadaru wynika w tym wypadku ze znacznej różnicy stałej dielektrycznej torfu ($\epsilon = 57-80$) i osadów będących zazwyczaj w ich otoczeniu. W Rzekach torfowisko podścielają piasek ze żwirem, piasek (uwodniony), ił lub glina zwietrzelinowa (Olszak, 2004), które mają niskie wartości stałej ($\epsilon = 3,5-40$).

W środkowej części obydwu echogramów (ryc. 2), do ok. 4–5 m głębokości, zinterpretowano liczne, nieregularne, miejscami łukowate, wypukłe ku dołowi, czasem ścinające się refleksy. W tarasach do wspomnianej głębokości zalegają osady pokrywy aluwialnej. Taki obraz refleksów przypomina system rynien erozyjnych, które można utożsamiać z korytami rzecznyymi. Wnioskowanie na podstawie takich danych o typie rzeki deponującej osady jest trudne. Można stwierdzić jedynie, że badane osady tarasów są efektem działalności rzeki o układzie wielokorytowym. Takie też cechy przypisuje się korytu Kamienicy — zarówno

no w klimacie peryglacjalnym, jak i umiarkowanym (Olszak, 2006). Interpretację autorów zdają się potwierdzać wnioski z badań GPR przeprowadzonych na tarasach środkowej Mozy (Vandenberghe & van Overmeeren, 1999; ryc. 3), mimo że badania dotyczyły głównie zróżnicowanych osadów piaszczystych. Porównując obrazy echogramów z doliny Kamienicy i te zaprezentowane na rycinie 3, można dostrzec wyraźne podobieństwo w strukturze i kształcie refleksów, zwłaszcza w obrazie refleksów rzeki przejściowej i roztokowej. Źródłem „rynnowych” refleksów na echogramach tarasów Kamienicy jest zapewne cienka warstwa osadów piaszczysto-ilastych zdeponowanych w paleokorytach (w czasie opadania fali wezbraniowej).

W dolnej części echogramów zwracają uwagę szerokie, rozległe hiperbole, wypukłe ku górze, które są efektem dyfrakcji fali elektromagnetycznej (ryc. 2). Vandenberghe i van Overmeeren (1999) uważają, że źródłem takiego obrazu może być dyfrakcja na granicy nakładających się paleokoryt (ryc. 4; wariant 1) — ale prawdopodobnie tylko tych, które są wycięte w skalnym podłożu — na granicy dna koryta (wariant 2) oraz na krawędzi poziomej warstwy skalnej zerodowanej przez koryto rzeki (wariant 3). Z badań geomorfologicznych w dolinie Kamienicy (Olszak, 2006) wiadomo, że taras wysokości 9 m ma cokół skalny. W miejscu, gdzie poprowadzono profilowanie, znajduje się on na głębokości 4–5 m.

Jeśli spojrzymy na rycinę 4 (wariant 3), zauważymy, że dyfrakcja fali elektromagnetycznej może wystąpić również na krawędzi cokołu skalnego tarasu. Skłoniło to autorów do interpretacji anomalii na echogramie z Kamienicy na głębokości ok. 4 m (ryc. 2B) jako ugięcia fali spowodowanego krawędzią (brzegiem) cokołu skalnego wyższego tarasu. Pozostałe widoczne na echogramach ugięcia fali mogą być spowodowane obecnością jakiegoś załomu skalnego (nierówności) w powierzchni cokołu skalnego, np. wyerodowanej ławicy gruboławicowego piaskowca. Pozycję cokołu skalnego można określić również poprzez analizę najniższych położonych „rynnowych” refleksów, które wyznaczają orientacyjny spąg aluwii. Określenie głębokości zalegania cokołu skalnego jednocześnie wyznacza miąższość pokrywy aluwialnej tarasu. Na załączonych echogramach jest to miąższość 3,5–5 m.

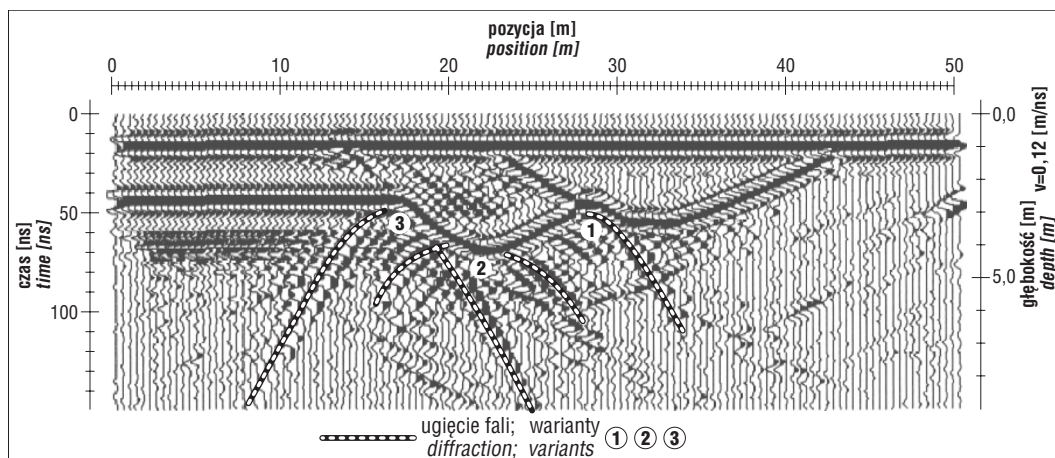


Ryc. 3. Refleksy osadów rzecznych o różnym rozwinięciu koryta (Vandenberghe & van Overmeeren, 1999)

Fig. 3. Characteristic reflection patterns from fluvial paleoenvironments (Vandenberghe & van Overmeeren, 1999)

Wnioski

Wyniki badań georadarowych w dolinie Kamienicy wykazały dużą przydatność tej nieinwazyjnej metody badawczej w interpretacji budowy geologicznej tarasów rzecznych. Dzięki zastosowaniu georadaru otrzymuje się ciągły strumień informacji o budowie geologicznej ośrodka wzdłuż wytyczonego profilu. Można w ten sposób zredukować koszty, ograniczając inne badania geologiczne.



Ryc. 4. Fragment echogramu ilustrujący źródła ugięć fali elektromagnetycznej (Vandenberghe & van Overmeeren, 1999) — objaśnienia w tekście

Fig. 4. Fragment of the GPR profile showing sources of diffraction (Vandenberghe & van Overmeeren, 1999)

Efektywne wyniki daje zastosowanie metody zwłaszcza w osadach torfowych, gdzie różnica stałej dielektrycznej pomiędzy torfem a otoczeniem jest znacząca. Odgrywa to dużą rolę w detekcji, jeśli poszukujemy torfowisk pogrzebanych, i określeniu granic torfu. Pewną trudność może natomiast stanowić interpretacja jego budowy wewnętrznej. W pozostałych wypadkach, kiedy są sondowane bardziej jednorodne skały (głównie żwiry piaskowcowe na podłożu fliszowym), wyniki nie są już tak jednoznaczne. Sprawdzalność metody w mało zróżnicowanych osadach jest mniejsza w porównaniu z wynikami, jakie osiąga się w osadach zróżnicowanych teksturalnie czy litologicznie. Profilowania GPR dają ogólny wgląd w strukturę pokrywy aluwialnej tarasów. W połączeniu jednak z obserwacjami w odkrywkach metoda GPR pozwala wnioskować o głębokości zalegania cokołu skalnego, miąższości i strukturze osadów. Żeby precyzyjnie określić budowę wewnętrzną osadów tarasów, należałoby wykonać parometrytry wkop na linii, gdzie przeprowadzono profilowania. Z przeprowadzonych profilowań GPR wynika, że najlepszy obraz georadarowy uzyskuje się, jeśli używa się anteny o częstotliwości 200 MHz i lokalizuje profile na powierzchniach tarasów o nieznacznych deniwelacjach terenu.

Praca była finansowana z badań statutowych AGH nr 11.11.140.560.

Literatura

- BRISTOW C.S. 2004 — GPR in Sediments: Recent advances in stratigraphic applications. [In:] Slob E., Yarovoy A., Rhebergen J. (eds.) Proceedings of Tenth International Conference on Ground Penetrating Radar, 21–24 June, Delft, The Netherlands. Delft University of Technology & TNO-FEL: 569–572.
- HACZEWSKI G. & KUKULAK J. 2004 — Early Holocene landslide-dammed lake in Bieszczady Mountains (Polish Eastern Carpathians) and its evolution. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 38: 83–96.
- JĘDRYS J. & KRAJEWSKI M. 2002 — Poszukiwania jaskiń na Zakrzówku metodą georadarową. *Jaskinie*, 4, 29: 28–30.
- JOL H.M. & SMITH D.G. 1991 — Ground penetrating radar of northern lacustrine deltas. *Can. J. Earth Sc.*, 46: 1939–1947.
- KARCZEWSKI J. 1997 — Metody przetwarzania georadarowych danych pomiarowych dla lokalizacji antropogenicznych i naturalnych zaburzeń w warstwach przypowierzchniowych. Arch. WGGiOŚ AGH, Kraków.
- KARCZEWSKI J. 2007 — Zarys metody georadarowej. Wyd. Naukowo-Dydaktyczne AGH, Kraków.
- LAMPARSKI P. 2005 — Osady denne jezior i rzek w świetle badań georadarowych (GPR). [W:] Kotarba A., Krzemień K. & Świąchowski J. (red.) Współczesna ewolucja rzeźby Polski. VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków, 19–22 września 2005. Kraków: 253–259.
- LECLERC R.F. & HICKIN E.J. 1997 — The internal structure of scrolled floodplain deposits based on ground-penetrating radar, North Thompson River, British Columbia. *Geomorph.*, 21: 17–38.
- LEŚNIAK A., MOŚCICKI W., ANTONIUK J., KARCZEWSKI J., ZIĘTEK J., PILECKI Z. & KŁOSINSKI J. 2006 — Geophysical measurements and integrated interpretation of active landslides structure near Świnna Poręba (Carpathian Mountains, Poland). [In:] European Geosciences Union: general assembly: Vienna, 2–7 April 2006: 533–533.
- NEAL A. 2004 — Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Sc. Rev.*, 66: 261–330.
- OLSZAK J. 2004 — Torfowisko niskie w górnym odcinku doliny Kamienicy (Gorce). *Prz. Geol.*, 52, 9: 916–919.
- OLSZAK J. 2006 — Poziomy teras fluwialnych jako zapis ewolucji dolin Kamienicy i Ochotnicy w Gorcach. Arch. WGGiOŚ AGH, Kraków.
- SKELLY R.L., BRISTOW C.S. & ETHRIDGE F.G. 2003 — Architecture of channel-belt deposits in an aggrading shallow sandbed braided river: the lower Niobrara River northeast Nebraska. *Sediment. Geol.*, 158: 249–270.
- TOSHIOKA T., SASAHARA K. & TSUCHIDA T. 1995 — Application of GPR to detecting and mapping cracks in rock slopes. *J. App. Geoph.*, 33: 119–124.
- ULRIKSEN P. 1982 — Application of impulse radar to civil engineering. Lund University of Technology, Department of Engineering Geology, Sweden.
- VANDENBERGHE J. & VAN OVERMEEREN R.A. 1999 — Ground penetrating radar images of selected fluvial deposits in the Netherlands. *Sediment. Geol.*, 128: 245–270.
- WOODWARD J., ASHWORTH P.J., BEST J.L., SMITH G.H. & SIMPSON C.J. 2003 — The use and application of GPR in sandy fluvial environments: methodological considerations. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 211: 127–142.
- WOLLNY K.G. & BERKTOLD A. 1998 — GPR measurements on active, stabilized and potential landslides. [In:] Proc. of the Seventh International Conference on GPR, Kansas, USA: 401–403.
- ZIĘTEK J. & KARCZEWSKI J. 1994 — Niektóre aspekty badań georadarowych w utworach krasowych. *Tech. Poszuk. Geol.*, 4-5: 13–22.
- ŻUREK S. & ZIĘTEK J. 2004 — Torfowisko Suche Bagno w Wigierskim Parku Narodowym w świetle badań geologicznych i georadarowych. *Pr. Komis. Paleogeogr. Czwartorzędu PAU*, 2: 61–66.

Praca wpłynęła do redakcji 20.02.2007 r.
Po recenzji akceptowano do druku 12.03.2008 r.