

## **Stratygrafia radarowa – metoda analizy danych georadarowych 3D w badaniu środowisk sedymentacyjnych na przykładzie osadów rzecznych**

*Radar stratigraphy – a method for analysing 3D GPR data  
in sedimentary environments as exemplified by fluvial sediments*

**TOMASZ ŻUK**

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy  
71-130 Szczecin, ul. Wieniawskiego 20; tomasz.zuk@pgi.gov.pl

**GREGORY H. SAMBROOK SMITH**

School of Geography, Earth & Environmental Sciences, University of Birmingham  
B15 2TT Birmingham, Wielka Brytania; G.Smith.4@bham.ac.uk

**Zarys treści.** Stratygrafia radarowa jest metodą interpretacji danych georadarowych zebranych na potrzeby badania budowy osadów klastycznych. Jej zastosowanie umożliwia przeprowadzenie obiektywnej interpretacji danych i prezentację wyników w sposób ilościowy. Metoda ta dostarcza informacji na temat architektury osadów o wysokiej rozdzielczości (rzędu decymetrów), które pozwalają na wyciągnięcie wniosków na temat procesów przebiegających w chwili depozycji. Ponieważ budowa osadów ma nieodłącznie charakter przestrzenny, ważną zaletą stratygrafii radarowej jest możliwość dokonania klasyfikacji i interpretacji środowiskowej facji na podstawie danych trójwymiarowych. Takie dane dostarczają wysokorozdzielczych informacji na temat cyklicznych procesów erozji i depozycji, nieosiągalnych za pomocą tradycyjnych metod, takich jak wiercenia, płytkie wkopy czy odsłonięcia. Autorzy zwięźle prezentują historię i założenia stratygrafii radarowej oraz na przykładzie ze środowiska rzecznego demonstrują zalety zastosowania jej do danych 3D w procesie interpretacji rozkładu facji osadowych.

**Słowa kluczowe:** stratygrafia radarowa, georadar, architektura osadów, modele facjalne.

### **Wstęp**

Szybki rozwój elektroniki pod koniec XX wieku przyczynił się do popularyzacji nowych technik stosowanych w stratygrafii i sedymentologii, m.in. metody georadarowej (ang. *ground penetrating radar*). Została ona wynaleziona już w połowie XX wieku na potrzeby wykrywania zwierciadła wód gruntowych na pustyni w Egipcie (El Said, 1956). Ze względu na większą dostępność sprzę-

tu, a także uproszczenie techniki zbierania i przetwarzania danych, metoda ta zaczęła być powszechnie stosowana w sedymentologii dopiero na początku lat 1990. W korzystnych warunkach, jak żadna inna metoda geofizyczna dostarcza ona danych, z których można wywnioskować, jakie jest wewnętrzne uporządkowanie facji osadowych i wzajemne relacje pomiędzy nimi, a także przeprowadzić klasyfikację granic pomiędzy jednostkami różnego rzędu. Dane georadarowe mogą zostać zinterpretowane w systematyczny sposób, określany jako stratygrafia radarowa. Dodatkowo możliwe jest zbieranie danych o charakterze trójwymiarowym, które dostarczają informacji na temat orientacji oglądanych struktur i zmian kierunków paleotransportu oraz pozwalają na prześledzenie przestrzennych zależności pomiędzy facjami osadowymi.

Głównym celem artykułu jest zademonstrowanie korzyści płynących z zastosowania zasad stratygrafii radarowej przy interpretacji danych georadarowych 3D. W artykule zwięźle zaprezentowano historię rozwoju oraz założenia stratygrafii radarowej 3D, a także na przykładzie ze środowiska rzeczno-pokazano jej zalety jako narzędzia badań współczesnych i kopalnych systemów depozycyjnych.

### **Podstawowe założenia metodyki georadarowej**

Metoda georadarowa jest szybką, bezinwazyjną metodą geofizyczną, która dostarcza danych o wysokiej rozdzielczości wystarczającej do analizy architektury osadów. Technika ta polega na wysyłaniu impulsów elektromagnetycznych i rejestracji sygnału odbitego od granic pomiędzy ośrodkami, które charakteryzują się odmiennymi parametrami elektromagnetycznymi, przede wszystkim względną przenikalnością elektryczną.

Fale elektromagnetyczne rozchodzą się w podłożu dzięki polaryzacji ośrodka o cechach dielektryka (głównie polaryzacji dipoli cząsteczek wody), która jest wzbudzana przez impulsy zmiennego pola elektromagnetycznego. Podobna zasada wykorzystywana jest w sejsmice refleksyjnej, gdzie fale odbijane są od granic pomiędzy ośrodkami o kontrastujących parametrach sprężystości. W obu przypadkach odbicie zachodzi głównie w obrębie strefy Fresnela, a wynikiem jest powrót części sygnału w kierunku powierzchni terenu. Strefa Fresnela to obszar (o kształcie koła lub elipsoidy) na granicy pomiędzy odmiennymi ośrodkami geologicznymi, w obrębie którego fale elektromagnetyczne lub sejsmiczne podlegają konstruktywnej interferencji, tzn. ugięte na powierzchni odbicia fale interferują między sobą powodując odwrócenie kierunku ich propagacji. Na zewnątrz tej strefy sygnał interferuje destruktywnie, i nie dochodzi do odbicia (Sheriff, 1973). Granice te określane są też jako strefy nieciągłości właściwości elektrycznych i magnetycznych (Lamparski, 2004). Ważnym czynnikiem powodującym różnice własności dielektrycznych jest też skład mineralny osadu. Gdy jednak podłoże budują osady piaszczyste lub żwirowe pozbawione minerałów ilastych, ciężkich, chlorków, siarczanów, czy materii organicznej, kontrast pomiędzy warstwami

o różnych parametrach dielektrycznych wynika w dużej mierze z różnicy wilgotności osadu. Różnice te są wtedy bezpośrednio odbiciem subtelnych przestrzennych zmian porowatości, a więc zmian uziarnienia (Van Dam, 2001).

Im wyższa przewodność elektryczna ośrodka, tym mocniej tłumiony jest sygnał. Podłoże zachowuje się jak filtr dolnoprzepustowy, tzn. najbardziej tłumione są fale o wysokiej częstotliwości, dlatego sygnał o niższej częstotliwości penetruje na większą głębokość. Zasięg głębokościowy zależy więc nie tylko od spektrum częstotliwościowego anteny nadawczej, ale także od litologii ośrodka geologicznego i składu chemicznego wód gruntowych, a zwłaszcza jej głębokości. Największe tłumienie zachodzi w ośrodkach o dużej zawartości minerałów ilastych, minerałów ciężkich, materii organicznej, czy poniżej zwierciadła zasolonych wód. Dlatego zasięg metody waha się od kilkudziesięciu centymetrów w przypadku osadów plażowych w pobliżu strefy zmywu do kilkudziesięciu metrów w przypadku osadów wydmowych z głęboko zalegającym zwierciadłem wód. Obecność podziemnych kabli, rur, grubych korzeni, głązów, czy gruzu objawia się jako zakłócenia w postaci hiperbol dyfrakcyjnych. Warunki terenowe, stopień pokrycia szatą roślinną oraz kształt powierzchni terenu także mają duży wpływ na jakość danych.

Ze względu na wysokie wysortowanie i obtoczenie ziaren oraz wysoką zawartość kwarcu, a także przeważnie głębokie zaleganie zwierciadła wód gruntowych, najsłabsze tłumienie sygnału ma miejsce w osadach eolicznych, zwłaszcza wydmowych. W strefie nienasyconej, głębokość penetracji przy zastosowaniu anteny 200 lub 250 MHz zazwyczaj dochodzi do 25-30 m, a w warunkach polarnych nawet do ponad 80 m (Bristow i inni, 2010). W sąsiedztwie plaży przy płytkim zwierciadle zasolonych wód przy podobnym zakresie częstotliwości osiągnięta jest penetracja rzędu 2,5-5,0 metrów, czyli podobna, jak na przykład w osadach rzecznych. Także dane zbierane w środowisku wód płynących są wysokiej jakości pod warunkiem niskiej zawartości w osadzie minerałów ilastych, pyłów i materii organicznej. Metoda często słabo się sprawdza w zastosowaniu do osadów rzecznych w północnej części Niżu Polskiego, o dużej zawartości drobnych frakcji i materii organicznej. Dane zbierane z osadów w środowisku fluwiogłajnym także są dosyć wysokiej jakości (Huggenberger, 1993; Beres i inni, 1995, 1999), choć penetracja może być ograniczona w przypadku słabego wysortowania osadu i obecności drobnoziarnistych przewarstwień. Powyżej zwierciadła zasolonych wód gruntowych oraz w strefach podziemnego przepływu słodkich wód, georadar daje też dobre wyniki w badaniach form wybrzeży morskich (np. Buynevich i inni, 2009). Poniżej zwierciadła zasolonej wody metoda ta jest mało przydatna. Słabe wyniki są zazwyczaj uzyskiwane w badaniach osadów lodowcowych, zastoiskowych, czy profili pustynnych, w których obecne są wytrącenia siarczków (caliche).

Podobnie jak w przypadku danych sejsmiki refleksyjnej, profil georadarowy (radargram lub falogram) złożony jest z szeregu wykresów amplitud fal (zare-

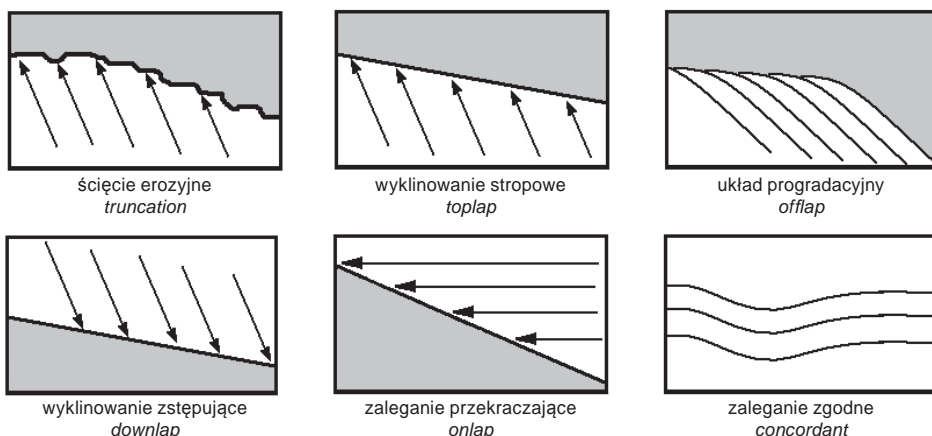
jestrowanych na powierzchni po odbiciu w podłożu) w pionowej skali czasu przejścia (tam i z powrotem). Rozdzielczość pomiaru jest na tyle wysoka, że jest w stanie uchwycić subtelne zmiany teksturalne (porowatości) w osadach i dlatego przedstawia obraz, z którego można odczytać struktury sedymentacyjne i powierzchnie erozyjne. Podobnie jak w sejsmice refleksyjnej, gdy miąższość warstw jest mniejsza niż  $1/8$ , a nawet  $1/4$  długości fali, dochodzi do tuningu, czyli nakładania się na siebie oraz wzajemnego znoszenia się odbić pochodzących z pionowo sąsiadujących ze sobą stref nieciągłości własności dielektrycznych (Widess, 1973). Dlatego dane zarejestrowane w osadach drobno warstwowanych, czy laminowanych przedstawiają „uśredniony” obraz podłoża (Van Dam, 2001).

Analiza pojedynczych profili radarowych pozostawia duży margines niepewności co do orientacji obserwowanych struktur oraz kierunku paleotransportu, nawet w przypadku, gdy dostępne są dwa prostopadłe profile. Podobnie tradycyjne metody, tzn. opisy odsłonięć, wkopy, wiercenia rdzeniowane, choć niezbędne do kalibracji wyników geofizycznych, samodzielnie ukazują tylko wąski wycinek podłoża. Informacje te są jedynie dostępne dzięki wykorzystaniu trójwymiarowych danych geologicznych, takich jak dane georadarowe 3D. Zbieranie i przetwarzanie rozległych zestawów danych 3D o wymiarach  $x$  i  $y$  powyżej kilkudziesięciu metrów jest jednak trudne i czasochłonne, zwłaszcza w przypadku skomplikowanej topografii terenu. Z tego powodu, gdy badane są większe systemy depozycyjne, najlepiej polegać na pojedynczych profilach 2D uzupełnionych w kluczowych miejscach poligonami danych 3D.

Podstawowe metody przetwarzania zarejestrowanych profili obejmują poprawkę topograficzną, filtrację częstotliwościową oraz wzmocnienie sygnału redukujące efekt tłumienia i geometrycznego rozpraszania fal w podłożu, a także migrację. Źle dobrane parametry przetwarzania danych mogą jednak zniekształcać, a nawet zupełnie zmieniać obraz podłoża. Prędkość fali elektromagnetycznej zazwyczaj maleje wraz z głębokością, natomiast na granicy zwierciadła wód gruntowych następuje nagły spadek nawet o 40-50 %. Dlatego geometryczny układ linii reprezentujących na profilach strefy nieciągłości, gdy jest przedstawiony w skali czasu, może być znacznie zniekształcony (zazwyczaj jest „ściśnięty” powyżej zwierciadła wody w stosunku do pozostałej części). Ustalenie modelu prędkościowego jest niezbędne do przekształcenia skali czasowej na skalę głębokościową, do wyeliminowania zniekształceń wynikających ze zmian prędkości, wprowadzenia poprawki topograficznej, czy przeprowadzenia migracji. Istnieje szereg metod oceny średniej prędkości fali (CMP, WARR, czasu przejścia do horyzontu na znanej głębokości, analiza kształtu hiperboli dyfrakcyjnych), choć w złożonych ośrodkach ustalenie dokładnego modelu prędkościowego może być dość trudne i czasochłonne. W takich sytuacjach możliwe jest więc wykorzystanie wartości średnich prędkości w poszczególnych grupach litologicznych, które zostały zestawione w literaturze (m.in. Neal, 2004).

## Historia rozwoju stratygrafii radarowej i jej podstawowe założenia

Stratygrafia sejsmiczna jest metodą analizy danych sejsmicznych, która została opracowana w latach 1970. przez badaczy z Exxon Production Research Company (Mitchum i inni, 1977). Ich praca była kontynuacją badań nad stratygrafią Ameryki Północnej, prowadzonych od lat 1930. (Sloss i inni, 1949). Stratygrafia sejsmiczna polega na wydzieleniu sekwencji sejsmicznych, czyli jednostek łączących genetycznie zgodne pakiety refleksów, oddzielone od siebie przez granice sekwencji. Granice sekwencji reprezentują powierzchnie niezgodności, które są korelowane z wydarzeniami o charakterze globalnym (zmiany eustatyczne i tektoniczne) i są wydzielane na podstawie analizy konfiguracji zakończeń refleksów sejsmicznych. Poniżej górnej granicy sekwencji główne konfiguracje (ryc. 1) to: (1) ścięcie erozyjne, (2) stropowe wyklinowanie lub *toplap* (w środowisku morskim charakterystyczny układ dla regresji spowodowanej spadkiem poziomu bazy) oraz (3) układ progradacyjny lub *offlap*, który w środowisku morskim sugeruje regresję spowodowaną przewagą dostawy materiału nad dostępną przestrzenią (akomodacją), czyli przy powolnym lub nieznacznym wzroście poziomu bazy. Zakończenia wyznaczające dolną granicę sekwencji to (4) przekraczające zaleganie lub *onlap* (charakterystyczne dla transgresji i przesunięcia poziomego następstwa facji w kierunku lądu) oraz zstępujące wyklinowanie lub *downlap*. Zstępujące wyklinowanie wskazuje na progradację osadów i przesunięcie następstwa facji w kierunku morza. W odniesieniu do danych georadarowych



Ryc. 1. Przykłady podstawowych zakończeń refleksów (pokazane za pomocą strzałek); na podstawie Neal (2004), zmienione

Examples of the main types of termination of reflection lines (indicated with arrows) modified from Neal (2004)

obrazujących osady środowisk lądowych, konfiguracja wymienionych powyżej zakończeń refleksów została wyjaśniona na wstępie kolejnego rozdziału.

Sekwencje sejsmiczne złożone są z facji sejsmicznych. Pojęcie facji wprowadzone w 1838 r. przez Amanza Gressly na podstawie badań w Górach Jura we Francji i Szwajcarii obejmowało główne charakterystyczne cechy litologiczne i paleontologiczne określonej jednostki. Analogicznie, facja sejsmiczna określa kartowalną, trójwymiarową jednostkę stratygraficzną złożoną z grupy refleksów sejsmicznych o odróżniających ją parametrach (Mitchum i inni, 1977), takich jak geometryczny układ refleksów (odzwierciedlający trendy w warstwowaniu, a więc i procesy depozycyjne), stopień ich ciągłości, amplituda odbicia, częstotliwość (pionowa odległość pomiędzy refleksami), a także średnia prędkość fali w obrębie jednostki.

Na początku lat 1990., zasady stratygrafii sejsmicznej zostały zaadaptowane do potrzeb interpretacji przekrojów georadarowych (Beres i Heani, 1991). Skala przestrzenna (wymiary), czasowa (czas przerw w sedymentacji) oraz rodzaj cyklicznych wydarzeń kontrolujących depozycję są tu znacznie niższego rzędu. Stratygrafia radarowa zakłada systematyczną klasyfikację facji radarowych (ang. *radar facies*), których rozkład jest analizowany w kontekście powierzchni radarowych (ang. *radar surfaces*) ograniczających jednostki powstałe w wyniku nieprzerwanej sedymentacji (Gawthorpe i inni, 1993; Huggenberger, 1993). Na początku została zastosowana do analizy architektury osadów wodnolodowcowych (także Beres i inni, 1995, 1999; Peretti i inni, 1999; Heinz i Aigner, 2003), co wynikało zarówno z faktu, że stanowią one ważne poziomy wodonośne, jak i z tego, że skala form depozycyjnych oraz ich zmienność przestrzenna odpowiada rozdzielczości danych georadarowych. Ze względu na dużą złożoność środowiska fluwialnego i konieczność stworzenia ilościowego modelu facjalnego, późniejsze badania skupiały się także na środowisku rzeczonym (m.in. Bridge i inni, 1995, 1998; Bristow i inni, 1999, 2000; Best i inni, 2003, 2006; Lunt i inni, 2004; Sambrook Smith i inni, 2006; Lejzerowicz i inni, 2014), które jest obecnie środowiskiem depozycyjnym najczęściej badanym przy użyciu georadaru.

Kolejnym systemem, w którym dane georadarowe dobrze oddają wewnętrzne uporządkowanie są osady eoliczne (m.in. Jol i inni, 2003; Bristow i inni, 2005, 2010; Buynevich i inni, 2007; Adetunji i inni, 2008; González-Villanueva i inni, 2011). Tu refleksy na przekrojach radarowych głównie reprezentują powierzchnie erozyjne różnego rzędu: od równoległych połączonych powierzchni związanych z przejściem niewielkich form takich jak ripplmarki, po powierzchnie reaktywacji i granice między osadami kolejnych wydym (Kocurek, 1996). Przykłady zastosowania danych georadarowych 2D do badania osadów strefy brzegowej pokazali m.in. S. van Heteren i inni (1998) oraz I.V. Buynevich i inni (2003, 2004, 2009). Morskie środowisko depozycyjne (deltowe, przybrzeżne i głębokomorskie) było badane na podstawie zapisu kopalnego (m.in. Neal i inni, 2008; Coll i inni, 2013).

Choć terminy sekwencja radarowa (ang. *radar sequence*) oraz granica sekwencji (ang. *sequence boundary*) są często używane w ramach stratygrafii radarowej, niektórzy autorzy (m.in. Reynolds, 2011) uważają, że nie powinny być stosowane w odniesieniu do powierzchni radarowych, aby uniknąć nieporozumień wynikających ze znaczenia terminu sekwencja w stratygrafii sejsmicznej nawiązującej do osadów cyklu trzeciego rzędu (Mail i inni, 1977). Problem cykliczności w zapisie osadowym jest jeszcze omówiony w ramach interpretacji danych. Wydaje się to jednak być uzasadnione, jeżeli przyjmiemy wczesną definicję sekwencji depozycyjnej (Mitchum i inni, 1977) opisującą ją jako względnie zgodny pakiet genetycznie powiązanych warstw, które ograniczone są przez powierzchnie niezgodności oraz ich zgodne odpowiedniki. W przypadku stratygrafii radarowej powierzchnie graniczne najczęściej oddzielają osady zdeponowane w niezmiennych warunkach środowiskowych (np. przez dwie migrujące w tym samym kierunku wydmy), a powierzchnie erozyjne lub powierzchnie przerw w sedymentacji wynikają z procesów autocyklicznych (nie kontrolowanych przez czynniki zewnętrzne) i zazwyczaj nie reprezentują „znaczej” przerwy czasowej.

Większość wspomnianych badań opierała się analizie pojedynczych profili georadarowych (dane 2D), dlatego klasyfikacja facji radarowych była oparta jedynie na geometrycznym układzie refleksów w jednym analizowanym kierunku (zazwyczaj prostopadłym do zapadania warstw lub przebiegu koryt). Struktury sedymentacyjne mają jednak charakter przestrzenny i jeżeli jest to możliwe, powinny być klasyfikowane według ich geometrii we wszystkich kierunkach. Wraz z rozwojem oprogramowania i popularyzacją metody georadarowej w badaniach osadów, podjęto próby zbierania równoległych profili w niewielkiej odległości od siebie (rzędu decymetrów), które zostały przetworzone do zestawów trójwymiarowych. Badania te prowadzone były na potrzeby szczegółowego rozpoznania budowy poziomów wodonośnych tworzonych przez osady wodnolodowcowe (Beres i inni, 1995; Peretti i inni, 1999; Aspiron i Aigner, 1999; Heinz i Aigner, 2003), a także w przypadku kopalnych osadów fluwialnych, jako analogi dla skał zbiornikowych węglowodorów (McMechan i inni, 1997; Corbeanu i inni, 2002). Pojedyncze zestawy 3D dla środowiska eolicznego zaprezentowali także H. Jol i inni (2003) dla osadów kopalnych, zaś A.Q. Adetunji i inni (2008), C.S. Bristow (2009) oraz R. González-Villanueva i inni (2011) dla osadów współczesnych. Na potrzeby analizy sekwencji depozycyjnych w ujęciu stratygrafii sekwencyjnej w morskich bursztynonośnych osadach paleogenu w rejonie Lubartowa obok innych metod dane georadarowych 3D zostały wykorzystane przez K. Czuryłowicza i innych (2014).

Metoda 3D – najczęściej właściwie pseudo 3D lub 2/3D – umożliwia analizę charakteru przestrzennego facji rozpatrując dwa kierunki  $x-z$  i  $y-z$ , czyli prostopadły i równoległy do przebiegu struktur sedymentacyjnych. Prawdziwe dane 3D złożone są z punktów pomiarowych rozłożonych w równej odległości w kierunku  $x$  i  $y$  oraz zostały przetworzone w postaci zestawu 3D. W danych pseudo-3D odle-

głości  $x$  i  $y$  są różne, natomiast przetwarzanie polega na filtracji i wzmocnieniu sygnału dla poszczególnych ciągów radarowych, które następnie zostają złożone w zestawy 3D. Jest to pewne przybliżenie, ponieważ przyjmowane jest założenie, że zarejestrowany sygnał został odbity jedynie wzdłuż ciągów pomiarowych.

Stratygrafia radarowa po raz pierwszy została w niepełny i ograniczony sposób zastosowana do interpretacji danych 3D (2D wraz z cięciem czasowym) przez M. Beres i innych (1999). A.S. Hickin i inni (2009) podjęli próbę przedstawienia facji radarowych w 3D, jednak oparta ona była jedynie o pojedyncze profile georadarowe (2D). Wydzielenie powierzchni i pakietów radarowych zostało wykorzystane do analizy danych 3D zebranych z plejstoceńskich wapieni oolitywych przez A. Neal i innych (2008), zaś z eoceńskich piaskowców środowiska deltowego – przez M. Coll i innych (2013).

## Interpretacja danych

Podobnie jak w stratygrafii sejsmicznej, pierwszym krokiem przy interpretacji profili radarowych jest wydzielenie podstawowych powierzchni radarowych oraz facji radarowych. Przy interpretacji danych geofizycznych zawsze konieczna jest korelacja profili z danymi pochodzącymi z otworów wiertniczych (najlepiej rdzeniowanych), wkopów oraz odsłoneń. Facje radarowe wydzielane są na podstawie geometrycznego układu refleksów, przede wszystkim na podstawie ich konfiguracji, ciągłości, amplitudy oraz ich zakończeń przy powierzchniach wyższego rzędu (granicznych). Powszechnymi przykładami konfiguracji są układy płaskie równoległe lub prawie równoległe, skośne sigmoidalne, tangencjalne, tabularne, kopułowe, nieckowate, rynnowe i chaotyczne.

Tabela 1. Cechy refleksów na przekrojach radarowych i ich geologiczna interpretacja, na podstawie: Mitchum i inni (1977)

Attributes of GPR reflections and their geological interpretation, based on Mitchum *et al.* (1977)

Cechy geofizyczne na przekrojach radarowych <i>Geophysical properties of radar profiles</i>	Interpretacja <i>Interpretation</i>
Geometria refleksów	Struktury sedymentacyjne, procesy erozji i depozycji
Ciągłość refleksów	Ciągłość warstwowania, oboczne zmiany porowatości, litologii i zawartości wody
Amplituda refleksów	Zmiany porowatości i wilgotności osadu, które związane z przestrzennymi zmianami litologicznymi i teksturalnymi, zwierciadło wód gruntowych
Częstotliwość refleksów	Grubość warstw (powyżej granicy pionowej rozdzielczości)
Zmiany prędkości fali (nie zawsze możliwe do zastosowania)	Zmiany porowatości, litologiczne, zawartości wody



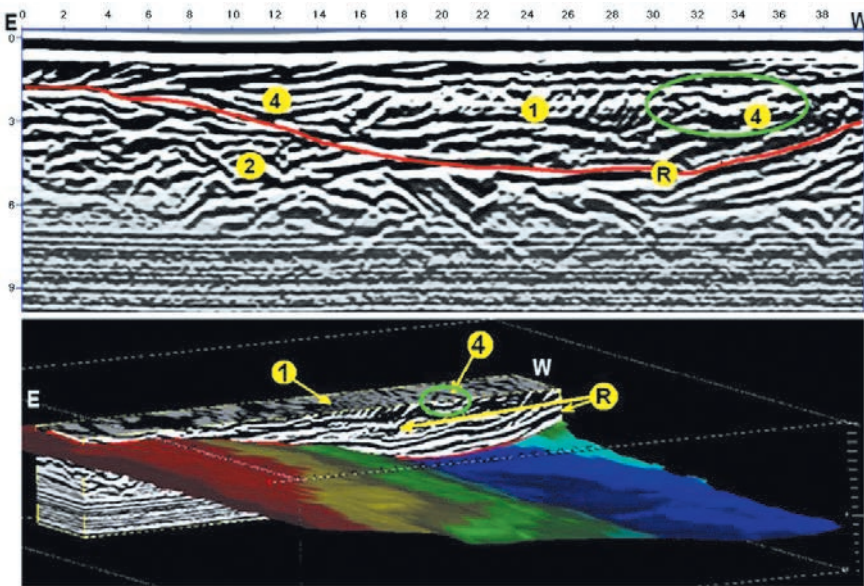
W przypadku danych georadarowych relacja zakończeń refleksów przy powierzchniach radarowych (ryc. 1) typu *toplap* (przekraczające zaleganie) może być interpretowana jako przerwa w sedymentacji lub ścięcie erozyjne (zestawy tangencjalne). Progradacyjny układ typu *offlap* w środowisku rzeczonym, deltowym lub eolicznym sugeruje depozycję osadu na zaprądowych stokach form, a także – w przypadku ich nieregularnego kształtu – reprezentuje powierzchnie reaktywacji związane ze zmianami prędkości i kierunku przepływu. W osadach rzek meandrujących *offlap* może też reprezentować odsypy boczne (zestawy sigmoidalne). Układ typu przekraczającego zalegania lub *onlap* sugeruje depozycję na podprądowych stronach łach korytowych, wydm eolicznych, osady plażowe, migrację mniejszych form depozycyjnych po większych (warstwowanie translacyjne pozostawione przez migrację riplemarków) bądź zasypywanie zagłębień. Relacja typu *downlap* (zstępującego wyklinowania) jest charakterystyczna dla dolnej granicy zastawów skośnie warstwowanych/laminowanych; w osadach rzeczonych sugeruje zasypywane koryto rzeczne (odsypy boczne i zaprądowe), natomiast w środowisku eolicznym granicę międzywydmową oddzielającą dwa skośnie warstwowane zestawy. Wzajemne relacje pomiędzy powierzchniami granicznymi także sugerują charakter procesów erozji i depozycji. Przykładowo geometria głównych powierzchni granicznych w obrębie tarasu rzeczego może pozwolić na ocenę układu koryt rzecznych (m.in. Olszak i Karczewski, 2008). W przypadku danych 3D możliwe jest także wydzielanie pakietów radarowych (ang. *radar packages*), które są określane na podstawie kształtu ograniczających je powierzchni radarowych: typu pokrywa, soczewa, klin, czy koryto (Neal, 2004).

Rycina 2 demonstruje korzyści płynące z wykorzystania danych 3D na przykładzie wyników 2D oraz pseudo-3D. Dane pochodzą z rzeki roztokowej South Saskatchewan w Kanadzie i zostały zebrane przy użyciu georadaru pulseEKKO firmy Sensors&Software wyposażonego w nieekranowaną antenę o częstotliwości 200 MHz. Równoległe linie o długości 40 metrów zostały zebrane co 0,5 m na powierzchni piaszczystej łachy śródkorytovej. Pomiaru wzdłuż każdej linii były rejestrowane co 0,1 m, zebrano 140 linii tworząc poligon o wymiarach 40 na 70 metrów. Płytkie otwory rdzeniowane i wkopy potwierdziły piaszczysty charakter osadów. Klasyfikacja facji radarowych została pokazana w tabelach 2 i 3. Zielonym kolorem zaznaczono obszar, w którym zastosowanie danych 2D jest niewystarczające do prawidłowej interpretacji facji 4. Na przekroju mogłaby ona zostać zinterpretowana jako płytkie koryto i dopiero w zestawie 3D widoczne jest, że reprezentuje ona koliste zagłębienie na szczycie łachy śródkorytovej (ang. *bar-top hollows*) po raz pierwszy opisane przez J.L. Best i innych (2006).

Podobny geometryczny układ refleksów na profilach 2D może reprezentować zupełnie odmienne formy depozycyjne, dlatego przydatna jest znajomość kierunku paleotransportu. Na przykład, równoległe nachylone refleksy (skośnie warstwowanie, facja radarowa 1 w tabeli 3) mogą reprezentować odsypy boczne

w rzece meandrującej (boczny przyrost osadu), ale mogą też stanowić powierzchnie utworzone przez lawinowe osypywanie osadu na zaprądowych stronach łach śródkorytowych w rzece roztokowej lub na wydmie eolicznej.

Oprogramowanie do interpretacji sejsmicznej lub modelowania geologicznego umożliwia przedstawienie danych w 3D, wykorzystanie cięć poziomych (ryc. 2 i 3), śledzenie horyzontów lub cięć wzdłuż zadanych powierzchni (np. wzdłuż powierzchni erozyjnych). Powierzchnia radarowa na rycinach 2 i 3 reprezentuje granicę pomiędzy osadami dwóch łach śródkorytowych. Na 2 pokazano także wykorzystanie cięć czasowych. Ich analiza dostarcza informacji na temat subtelnych zmian orientacji struktur, które wynikają ze zmian kierunków



Ryc. 2. Porównanie interpretacji prowadzonej na przekrojach 2D i na podstawie danych 3D. Cyfry 1, 2 i 4 wskazują facje radarowe, R – powierzchnia radarowa (w znaczeniu stratygrafii radarowej) interpretowana jako główna powierzchnia erozyjna oddzielająca osady dwóch łach śródkorytowych w rzece roztokowej South Saskatchewan. Zielonym kółkiem zaznaczono obszar, w którym odmiennie zinterpretowano fację 4 na przekroju 2D niż na podstawie danych 3D. Dzięki poziomemu cięciu widoczne jest, że zagłębienie ma charakter miski, a nie jak w przypadku większości facji 4 koryta na powierzchni łachy (por. tab. 2 i 3). Dane zebrane przy użyciu anteny 200 MHz, pionowa i pozioma skala podana jest w metrach.



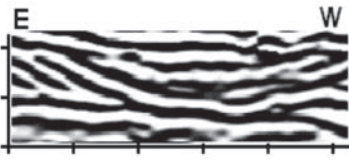
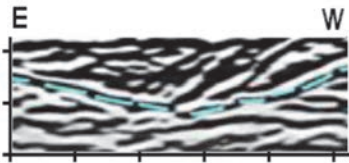
Comparison of interpretation carried out based on 2D and 3D data. Numbers 1, 2 and 4 indicate radar facies, while the letter R represents the radar surface interpreted as the main erosional surface separating deposits associated with two different mid-channel bars in the sandy South Saskatchewan River. The green circle shows an area where facies 4 were interpreted differently based on 2D and 3D data. The time slice helped show that the concave-upwards reflection represents a bowl-shaped structure, rather than a crossbar channel as would be interpreted based on a single 2D profile (compare Tables 2 and 3). Data collected with 200 MHz antenna, vertical and horizontal scale in metres.

paleotransportu. W obrębie facji radarowej 1 (ryc. 3) istnieje subtelna zmiana orientacji struktur pomiędzy częścią środkową a zachodnią krawędzią zestawu danych. Przy zastosowaniu jedynie danych 2D, zmiany orientacji mniejsze niż o 20-30° nie mogą zostać uchwycone.

Pewnym ułatwieniem przy klasyfikacji facji radarowych i powierzchni radarowych może być zastosowanie kodu stratygraficznego, zwłaszcza przy zestawianiu dużej liczby wyników z różnych obszarów. A. Neal (2004) zaproponował trójzłonowy kod opisujący facje radarowe i powierzchnie radarowe: R-f1-xxx lub R-s1-xxx. Tu pierwsza litera określa pochodzenie danych (pierwsza litera loka-

Tabela 2. Przykład klasyfikacji facji radarowych dla danych 2D z rzeki roztokowej South Saskatchewan River

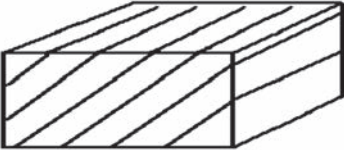

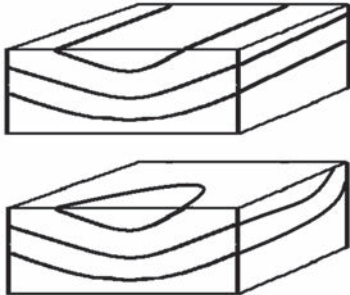

Example of classification of radar facies from the sandy braided South Saskatchewan River based on 2D data

	Opis <i>Description</i>	Zdjęcie <i>Representation</i>	Interpretacja <i>Interpretation</i>
Facja radarowa 1	stromo nachylone tabularne i sigmoidalne ciągłe refleksy o słabej i średniej amplitudzie, kontakt z podścielającą powierzchnią typu downlap, zaś toplap z powierzchnią przykrywającą		refleksy o słabej amplitudzie: przyrost na zaprawowych powierzchniach łach śródkorytowych; refleksy o średniej amplitudzie: powierzchnie reaktywacji
Facja radarowa 2	połogie faliste refleksy i refleksy o charakterze niecek często nieciągłe o średniej amplitudzie		diuny o sinusoidalnych grzbietach
Facja radarowa 4	nieckowate, zgodne i ciągłe refleksy o średniej amplitudzie, kontakt z nadległą powierzchnią typu toplap		kanaly na powierzchni łach śródkorytowych
Powierzchnia radarowa R	połogi nieckowaty refleks o silnej amplitudzie		granica oddzielająca facje dwóch różnych łach śródkorytowych

Klasyfikacja według: Sambrook Smith i inni (2006).

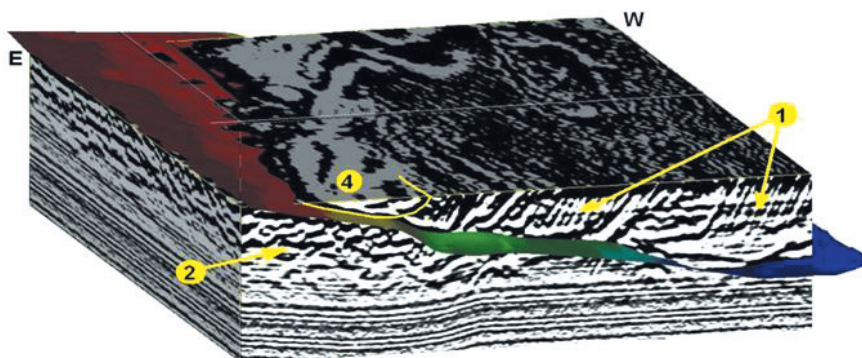
lizacji, np. R jak Rega). Drugi symbol określa, czy jest to facja radarowa (f), czy też powierzchnia ograniczająca (s) wraz z jej numerem. Ostatni człon to skrót mówiący o środowisku depozycyjnym. Można tu zastosować kod litogenetyczny A.D. Mialla (1977), zmodyfikowany przez T. Zielińskiego (1995). Dzięki wykorzystaniu metod datowania bezwzględnego poszczególnych jednostek facjalnych lub powierzchni pomiędzy nimi, procesy depozycji oraz przerwy sedymentacyjne mogą zostać zlokalizowane w bezwzględnej skali czasu, jak na przykład zostało to wykonane na podstawie datowań OSL (optycznie stymulowana luminescencja).

Tabela 3. Przykład klasyfikacji facji radarowych dla danych 3D z rzeki roztokowej South Saskatchewan River  
Example of classification of radar facies from the sandy braided South Saskatchewan River based on 3D data

	Opis <i>Description</i>	Model graficzny 3D <i>3D representation</i>	Interpretacja <i>Interpretation</i>
Facja radarowa 1	stromo nachylone tabularne i sigmoidalne ciągłe refleksy o słabej i średniej amplitudzie, kontakt z podścielającą powierzchnią typu downlap, zaś toplap z powierzchnią przykrywającą		refleksy o słabej amplitudzie: przyrost na zaprądowych powierzchniach łąch śródkorytowych; refleksy o średniej amplitudzie: powierzchnie reaktywacji
Facja radarowa 2	połogie faliste refleksy i refleksy o charakterze niecek często nieciągłe o średniej amplitudzie		diuny o sinusoidalnych grzbietach
Facja radarowa 4	nieckowate, zgodne i ciągłe refleksy o średniej amplitudzie, kontakt z nadległą powierzchnią typu toplap		kanały na powierzchni łąch śródkorytowych lub koliste zagłębienia na szczycie łąchy
Powierzchnia radarowa R	połogi nieckowaty refleks o silnej amplitudzie		granica oddzielająca facje dwóch różnych łąch śródkorytowych

cja) dla wydm eolicznych przez Bristow i innych (2005). Wydzielenie facji radarowych umożliwia przeprowadzenie ilościowej analizy facjalnej (np. Sambrook Smith i inni, 2006). W zależności od możliwości oprogramowania, udział facji może być zestawiany w sposób wolumetryczny, według zajmowanej powierzchni na przekrojach 2D lub po prostu analizowany na podstawie regularnie obranych pionowych interwałów, tzn. wyobrażonych, regularnie zadanych otworów. Pozwala to na ilościowe zestawienie rozmieszczenia facji osadowych w obrębie form depozycyjnych.

Na podstawie facji i powierzchni radarowych najczęściej wydzielane są cykle sedimentacyjne, które są wynikiem procesów autogenetycznych, czyli niekontrolowanych przez zmiany klimatyczne, czy tektonika (np. migracja łach śródkorytowych, odsypów meandrowych w obrębie koryta rzecznego, niewielkich form eolicznych po większych). Skala obserwowanych struktur czasami pozwala też wydzielić cykle kontrolowane przez czynniki zewnętrzne (allogenetyczne), które są tu jednak znacznie niższego rzędu niż w przypadku stratygrafii sejsmicznej, tzn. zazwyczaj najwyższej piątego rzędu, który odpowiada wahaniom bazy zachodzącym na przestrzeni dziesiątków lat (Vail, 1977). We współczesnych osadach



Ryc. 3. Interpretacja danych 3D o wymiarach 40 x 70 m, całkowity zasięg pionowy około 8 m. Cyfry 1, 2, 4 wskazują facje radarowe, kolorowa powierzchnia (kolor reprezentuje głębokość) to powierzchnia radarowa interpretowana jako główna powierzchnia erozyjna (granica sekwencji) oddzielająca osady dwóch łach śródkorytowych w rzece roztokowej South Saskatchewan. Cięcie poziome (czasowe) przedstawia też lineamenty odzwierciedlające subtelne zmiany kierunków paleoprzepływu związane z depozycją facji 1 (skośne tabularne warstwowanie). Lineamenty te są zorientowane północ-południe na zachodniej krawędzi, zaś w centralnej części ich orientacja zmienia się o 20°-30°.

Interpretation of 3D data with dimensions 40 x 70 m, total vertical range about 8 m. Numbers 1, 2 and 4 indicate radar facies, the surface (colour indicates elevation) is the radar surface interpreted as the erosional boundary (sequence boundary) separating deposits of two mid-channel bars in the South Saskatchewan River. Horizontal time slices can be used to infer subtle changes of paleocurrent directions associated with deposition of radar facies 1 (tabular cross-bedding), i.e. their breaks are oriented along the north-south direction in the western part, while in the central part their orientation changes by 20°-30°.

w ujściowych odcinkach rzek, nadmorskich polach wydmy lub na wybrzeżu morskim mogą zostać rozpoznane cykle czwartego rzędu, czyli wahania poziomu bazy zachodzące w skali tysięcy lat, tzn. wahania poziomu mórz w holocenie. W zapisie kopalnym za pomocą danych georadarowych 3D możliwe jest też rozpoznanie architektury części sekwencji depozycyjnych, czyli osadów cykli trzeciego rzędu, co zostało zaprezentowane przez K. Czuryłowicza i innych (2014) w odniesieniu do paleogeńskiej sekwencji kontrolowanej przez synsedymencyjne procesy tektoniczne w rejonie Lublina.

## Wnioski

Stratygrafia radarowa zastosowana do danych 3D pozwala na szczegółowe rozpoznanie wewnętrznego uporządkowania facji osadowych oraz wzajemnych relacji przestrzennych pomiędzy nimi. Prowadzi też do wydzielenia większych trójwymiarowych jednostek, które powstały w wyniku nieprzerwanej sedymentacji i ustalenia następstwa cyklicznych procesów erozji i depozycji, zmian warunków środowiskowych, określenia ich rangi i ewentualnie dowiązania do wydarzeń o szerszym znaczeniu. Uzyskane wyniki mogą zostać przedstawione w sposób ilościowy i porównane z wynikami z innych obszarów. Ilościowa analiza rozmieszczenia facji w obrębie współczesnych form depozycyjnych i analiza czynników kontrolujących depozycję może zostać wykorzystana do tworzenia ilościowych modeli facjalnych o charakterze 3D. Takie modele stanowią podsumowanie cech facjalnych charakterystycznych dla określonych systemów depozycyjnych na potrzeby interpretacji środowiskowej zapisu kopalnego. Modele facjalne mogą też zostać wykorzystane w procesie przewidywania rozkładu facji w sytuacjach, gdy dysponuje się ograniczoną ilością danych, np. pomiędzy otworami lub poniżej rozdzielczości danych sejsmicznych.

\*

Autorzy dziękują anonimowym recenzentom, których uwagi zdecydowanie przyczyniły się do ulepszenia artykułu. Badania zostały sfinansowane ze środków Natural Environment Research Council, Wielka Brytania.

## Piśmiennictwo / References

- Adetunji A.Q., Al-Shuhail A., Korvin G., 2008, *Mapping the internal structure of sand dunes with GPR: A case history from the Jafurah sand sea of eastern Saudi Arabia*, Leading Edge, 27, s. 1446-1452.
- Asprion U., Aigner T., 1999, *Towards realistic aquifer models; three dimensional georadar surveys of Quaternary gravel deltas (Singen basin, SW Germany)*, Sedimentary Geology, 129, s. 281-297.
- Beres M., Haeni F.P., 1991, *Application of ground-penetrating-radar methods in hydrogeologic studies*, Ground Water, 29, s. 375-386.
- Beres M., Green A.G., Huguenberger P., Horstmeyer H., 1995, *Mapping the architecture of glaciofluvial sediments with three-dimensional georadar*, Geology, 23, s. 1087-1090.

- Beres M., Huggeberger P., Green A.G., Horstmeyer H., 1999, *Using two- and three-dimensional georadar methods to characterize glaciofluvial architecture*, *Sedimentary Geology*, 129, s. 1-24.
- Best J.L., Ashworth P.J., Bristow C.S., Roden J., 2003, *Three-dimensional sedimentary architecture of a large, mid-channel sand braid bar, Jamuna River, Bangladesh*, *Journal of Sedimentary Research*, 73, s. 516-530.
- Best J.L., Woodward J., Ashworth P.J., Sambrook Smith G.H., Simpson C.J., 2006, *Bar-top hollows: A new element in the architecture of sandy braided rivers*, *Sedimentary Geology*, 190, s. 241-255.
- Bridge J.S., Alexander J., Collier R.E.L.L., Gawthorpe R.L., Jarvis J., 1995, *Ground-penetrating radar and coring used to study the large-scale structure of point-bar deposits in three dimensions*. *Sedimentology*, 42, s. 839-852.
- Bridge J.S., Collier R., Alexander J., 1998, *Large-scale structure of Calamus River deposits (Nebraska, USA) revealed using ground-penetrating radar*, *Sedimentology*, 45, s. 977-986.
- Bristow C.S., 2009, *Ground penetrating radar in Aeolian dune sands*, [w:] H.M. Jol (red.), *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*, Elsevier Science, Amsterdam, s. 273-297.
- Bristow C.S., Augustinus P.C., Wallis I.C., Jol H.M., Rhodes E.J., 2010, *Investigation of the age and migration of reversing dunes in Antarctica using GPR and OSL, with implications for GPR on Mars*, *Earth and Planetary Science Letters* 289, s. 30-42.
- Bristow C.S., Best J.L., Ashworth P.J., 2000, *The use of GPR in developing a facies model for a large sandy braided river, Brahmaputra River, Bangladesh*, [w:] *Proceedings of the Eighth International Conference on Ground Penetrating Radar, Gold Coast, Australia*, Society of Photo-optical Instrumentation Engineers Proceedings Series, 4084, s. 95-100.
- Bristow C.S., Lancaster N., Duller G.A.T., 2005, *Combining ground penetrating radar surveys and optical dating to determine dune migration in Namibia*, *Journal of the Geological Society*, 162, s. 315-322.
- Bristow C.S., Skelly R.L., Etheridge F.G., 1999, *Crevasse splays from the rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base-level rise*, *Sedimentology*, 46, s. 1029-1047.
- Brown A.R., 2004, *Interpretation of three-dimensional seismic data*, *Memoir of the American Association of Petroleum Geologists and the Society of Exploration Geophysicists*, Tulsa, Oklahoma, USA.
- Buynevich I.V., FitzGerald D.M., 2003, *High-Resolution Subsurface (GPR) Imaging and Sedimentology of Coastal Ponds, Maine, U.S.A.: Implications for Holocene Back-Barrier Evolution*, *Journal of Sedimentary Research*, 73, s. 559-571.
- Buynevich I.V., FitzGerald D.M., van Heteren S., 2004, *Sedimentary records of intense storms in Holocene barrier sequences, Maine, USA*, *Marine Geology*, 210, s. 135-148.
- Buynevich I., Bitinas A., Pupienis D., 2007, *Reactivation of coastal dunes documented by subsurface imaging of the Great Dune Ridge, Lithuania*, *Journal of Coastal Research*, 50, s. 226-230.
- Buynevich I.V., Jol H.M., FitzGerald D.M., 2009, *Coastal environments*, [w:] H.M. Jol (red.), *GPR: Radar Theory and Applications*, Elsevier, Amsterdam, s. 299-322.
- Corbeanu R.M., McMechan G.A., Szerbiak R.B., Soegaard K., 2002, *Prediction of 3-D fluid permeability and mudstone distributions from ground-penetrating radar (GPR) attributes: examples from the Cretaceous Ferron Sandstone Member, east-central Utah*, *Geophysics*, 67, s. 1495-1504.

- Coll M., López-Blanco M., Queralt P., Ledo J., Marcuello A., 2013, *Architectural characterization of a delta-front reservoir analogue combining ground penetrating radar and electrical resistivity tomography: Roda Sandstone (Lower Eocene, Graus-Tremp basin, Spain)*, *Geologica Acta*, 11, s. 27-43.
- Czuryłowicz K., Lejzerowicz A., Kowalczyk S., Wysocka A., 2014, *The origin and depositional architecture of Paleogene quartz-glaucconite sands in the Lubartów area, eastern Poland*, *Geological Quarterly*, 58, s. 125-144.
- El Said M.A.H., 1956, *Geophysical prospection of underground water in the desert by means of electromagnetic fringes*, *Proceedings of the IRE*, 44, s. 2-30.
- Gawthorpe R.L., Collier R.E.L., Alexander J., Leeder M., Bridge J.S., 1993, *Ground penetrating radar, application to sand body geometry and heterogeneity studies*, *Geological Society of London Special Publication*, 73, s. 421-432.
- González-Villanueva R., Costas S., Duarte H., Pérez-Arlucea M., Alejo I., 2011, *Blowout evolution in a coastal dune: using GPR, aerial imagery and core records*, *Journal of Coastal Research*, 64, s. 278-282.
- Heinz J., Aigner T., 2003, *Three-dimensional GPR analysis of various Quaternary gravel-bed braided river deposits (southwestern Germany)*, *Geological Society of London Special Publication*, 211, s. 99-110.
- Hickin A.S., Kerr B., Barchyn T.E., Paulen R.C., 2009, *Using ground-penetrating radar and capacitively coupled resistivity to investigate 3-D fluvial architecture and grain-size distribution of a gravel floodplain in Northeast British Columbia, Canada*, *Journal of Sedimentary Research*, 79, s. 457-477.
- Huggenberger P., 1993, *Radar facies: recognition of facies patterns and heterogeneities within Pleistocene Rhine gravels, NE Switzerland*, *Geological Society of London Special Publication*, 75, s. 163-176.
- Jol H.M., Bristow C.S., Smith D.G., Junk M.B., Putnam P., 2003, *Stratigraphic imaging of the Navajo sandstone using ground-penetrating radar*, *Leading Edge*, 29, s. 882-887.
- Kocurek G., 1996, *Desert aeolian systems*, [w:] H.G. Reading (red.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Blackwell Science, Oxford, s. 125-153.
- Lamparski P., 2004, *Formy i osady czwartorzędowe w świetle badań georadarowych*, *Prace Geograficzne, IGiPZ PAN*, 194, Warszawa.
- Lunt I.A., Bridge J.S., Tye R.S., 2004, *A quantitative, three-dimensional depositional model of gravelly braided rivers*, *Sedimentology*, 51, s. 377-414.
- Lejzerowicz A., Kowalczyk S., Wysocka A., 2014, *The usefulness of ground-penetrating radar images for the research of a large sand-bed braided river: case study from the Vistula River (central Poland)*, *Geologos*, 2, s. 35-47.
- McMechan G.A., Gaynor G.C., Szerbiak R.B., 1997, *Use of ground-penetrating radar for 3-D sedimentological characterization of clastic reservoir analogs*, *Geophysics*, 62, s. 786-796.
- Miall A.D., 1977, *A review of the braided-river depositional environment*, *Earth-Science Review*, 13, s. 1-62.
- Mitchum J.R., Vail P.R., Sangree J.R., 1977, *Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection pattern*, [w:] C.E. Payton (red.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26, s. 117-133.
- Neal A., 2004, *Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress*, *Earth-science reviews*, 66, s. 261-330.
- Neal A., Grasmueck M., McNeil D., Viggiano D.A., Eberli G.P., 2008, *Full-resolution 3D radar stratigraphy of complex oolitic sedimentary architecture: Miami Limestone, Florida, USA*, *Journal of Sedimentary Research*, 78, s. 638-653.



- Olszak J., Karczewski J., 2008, *Przydatność profiliowań georadarowych w interpretacji budowy tarasów rzecznych (dolina Kamienicy, polskie Karpaty zewnętrzne)*, Przegląd Geologiczny, 56, s. 330-334.
- Peretti W.R., Knoll M.D., Clement W.P., Barrash W., 1999, *3-D GPR imaging of complex fluvial stratigraphy at the Boise hydrogeophysical research site*, [w:] *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP99 – Oakland, CA)*, Environmental and Engineering Geophysical Society, Wheat Ridge, s. 555-564.
- Reynolds J.M., 2011, *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*, John Wiley & Sons, Chichester.
- Sambrook Smith G.H., Ashworth P.J., Best J.L., Woodward J., Simpson C.J., 2006, *The sedimentology and alluvial architecture of the sandy braided South Saskatchewan River, Canada*, *Sedimentology*, 53, s. 413-434.
- Sheriff R.E., 1973, *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.
- Sloss L.L., Krumbein W.C., Dapples E.C., 1949, *Integrated facies analysis*, [w:] C.R. Longwell (red.), *Sedimentary Facies in Geologic History*, Memoir of the Geological Society of America, 39, s. 91-123.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S., 1977, *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap*, [w:] C.E. Payton (red.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26, s. 63-82.
- Van Dam R.L., 2001, *Causes of Ground-penetrating Radar Reflections in Sediment*, PhD thesis, Vrije Universiteit, Faculty of Earth Sciences.
- van Heteren S., FitzGerald D.M., McKinaly P.A., Buynevich I.V., 1998, *Radar facies of paraglacial barrier systems: Coastal New England, USA*, *Sedimentology*, 45, s. 181-200.
- Widess M.B., 1973, *How thin is a thin bed?* *Geophysics*, 38, s. 1176-1180.
- Zieliński T., 1995, *Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, Wydawnictwo UW, Warszawa, s. 220-235.

[Wpłynęło: styczeń; poprawiono: czerwiec 2015 r.]

TOMASZ ŻUK, GREGORY H. SAMBROOK SMITH

#### RADAR STRATIGRAPHY – A METHOD FOR ANALYSING 3D GPR DATA IN SEDIMENTARY ENVIRONMENTS AS EXEMPLIFIED BY FLUVIAL SEDIMENTS

Radar stratigraphy is a method of interpreting ground penetrating radar (GPR) data collected to image the sedimentary architecture of clastic deposits. It can be used to interpret the data objectively and present the results quantitatively. GPR data provides high-resolution (decimetre-scale) information on sedimentary architecture over large areas, offering a basis upon which processes at the time of deposition can be inferred. Such data thus afford high-resolution detail on the vertical and lateral characteristics of deposits that is not available using traditional techniques, such as vibrocoreing, shallow trenches, exposures, or other geophysical methods. GPR has often been applied in

the study of fluvial and fluvio-glacial systems, given their complexity, and the fact that they commonly form groundwater and hydrocarbon reservoirs. The aeolian deposits also studied frequently using GPR are associated with the best-quality data, due to low signal attenuation. Coastal environments have also been studied, though here the signal may be attenuated where a shallow saline/brackish groundwater table is present. Lacustrine deposits (and some floodplain deposits along lowland rivers) may contain high proportions of clay and organic matter that limit penetration of the electromagnetic signal – and hence suitability for GPR surveying – considerably.

As sedimentary architecture is of an inherently three-dimensional character, an important advantage of 3D GPR is the classification and environmental interpretation of facies and bounding surfaces on the basis of three-dimensional (3D) datasets. The latter are usually collected as a series of parallel lines characterised by close spacing (of 0.5 m or less, depending on radar frequency). Radar stratigraphy was formalised as a discipline at the beginning of the 1990s, when GPR was first used to study the sedimentary architecture of fluvio-glacial aquifers. The principles of seismic stratigraphy were adapted to higher-resolution data, and used to distinguish the main bounding surfaces and facies. In order to include the spatial character of architectural units, Neal (2004) recommended including radar packages in data interpretation. However, when 3D data are available, radar facies and surfaces can also be classified in line with their appearance in three directions.

Although radar stratigraphy facilitates a quantitative and systematic approach to the study of sedimentary architecture, and has been in use for over 20 years now, radar facies and surfaces have not been described in full in line with their 3D appearance. 3D datasets from fluvio-glacial deposits have been presented for aquifer characterisation (Beres *et al.*, 1995, 1999; Peretti *et al.* 1999; Asprien and Aigner, 1999; Heinz and Aigner, 2003), ancient fluvial systems as reservoir rock analogues (McMechan *et al.*, 1997; Corbeanu *et al.*, 2002), contemporary and ancient aeolian systems (Jol *et al.*, 2003; Adetunji *et al.*, 2008, Bristow, 2009; González-Villanueva *et al.* 2011), as well as lagoon deposits (Moldoveanu-Constantinescu and Stewart, 2004). An attempt to include horizontal slices in the classification of radar facies was made by Beres *et al.* (1999), while Hickin *et al.* (2009) used a 3D facies classification based on information available from individual (2D) GPR profiles. Neal *et al.* (2008) identified radar surfaces and radar packages in 3D data, and determined dip directions on horizontal slices in order to study the sedimentary architecture of an oolitic limestone formation.

After a brief discussion of the history and principles of radar stratigraphy, this article presents the example of a 3D dataset collected from the South Saskatchewan River, Canada, as displayed using seismic interpretation software. Classification of radar facies and surfaces on the basis of 2D data is compared with that using a 3D dataset. This demonstrates that reliance on individual profiles, even if closely-spaced, can be misleading. For example, the bar-top hollows described by Best *et al.* (2006) could be interpreted as channel deposits if only 2D data were used. Additionally, 3D data can offer greater certainty as regarding the orientation of sedimentary structures, while horizontal time slices reveal subtle (20°–30°) changes in palaeocurrent directions. It is concluded that the same principles of data interpretation as are presented here from a fluvial deposit can also be applied to datasets collected from other sedimentary environments.

