



**UNIWERSYTET
MIKOŁAJA KOPERNIKA
W TORUNIU**

**Wydział Nauk o Ziemi
i Gospodarki Przestrzennej**

Michał Dąbrowski

**Analiza struktur geologicznych i obiektów antropogenicznych
w osadach czwartorzędowych metodą georadarową**

PRACA DOKTORSKA

Promotor:

dr hab. inż. Arkadiusz Krawiec, prof. UMK

Toruń, 2022

*Składam szczególne podziękowania mojemu promotorowi
Profesorowi Arkadiuszowi Krawcowi
za cierpliwość, pomysły i opiekę naukową
podczas kilkuletnich badań opisanych w niniejszej pracy.*

*Dziękuję moim **rodzicom** za ogrom wsparcia
i motywację do rozwoju naukowego.*

Spis treści

1.	Wstęp	5
2.	Cel i zakres pracy	7
3.	Przegląd dotychczasowych badań georadarowych	9
4.	Metoda georadarowa i możliwości jej zastosowania	11
4.1.	Podstawy teoretyczne	12
4.2.	Sprzęt do badań i jego charakterystyka	21
5.	Wyniki badań	22
5.1	Zarys metodyki badań georadarowych 2D i 3D oraz techniki interpretacji danych....	27
5.2.	Badania metodą georadarową 2D na stanowisku Młyniec	49
5.3.	Analiza osadów rzecznych i eolicznych na stanowisku Jarki w dolinie Zielonej Strugi metodą 2D.....	55
5.4.	Zastosowanie metody 3D w badaniach osadów na stanowisku Jedwabno w dolinie Drwęcy.....	72
5.5.	Analiza możliwości zastosowania georadaru 2D w procesie ingresji wód morskich w rejonie Władysławowa	90
5.6.	Badania 2D na stanowisku Krasne koło Suwałk	98
5.7.	Zastosowanie metody georadarowej 2D i 3D do identyfikacji obiektów antropogenicznych.....	108
6.	Dyskusja na temat wyników	119
7.	Podsumowanie	128
8.	Literatura	131

Spis załączników

Załącznik A – Polaryzacja fali

Załącznik B – Zastosowane georadary i zarys budowy georadaru

Załącznik C – Procedury przetwarzania danych w programie ReflexW i IQMaps

Załącznik D – Karty otworów, stanowisko Jarki

Załącznik E – Wyniki processingu, stanowisko Jarki

Załącznik F – Time slices Stream C, stanowisko Jedwabno

Załącznik F1 – Animacja time slice (płyta CD), stanowisko Jedwabno

Załącznik F2 – Animacja ogólna (płyta CD), stanowisko Jedwabno

Załącznik G – Efekt przetwarzania danych i profil wysokościowy, stanowisko Władysławowo

Załącznik H – Skany 2D z georadaru DS2000, stanowisko Pałac w Skrzynce

1. Wstęp

Metoda georadarowa jest jedną z metod geofizycznych, która pozwala zajrzeć w głąb badanej struktury za pomocą fali elektromagnetycznej, radarowej. Dzięki analizie zjawiska odbicia fali od struktur i obiektów w osadach czwartorzędowych można rozpoznać ich położenie i budowę. Mobilność techniki georadarowej pozwala w szybki i bezinwazyjny sposób badać płytką geologię oraz wykrywać obiekty antropogeniczne. W niniejszej rozprawie doktorskiej zostały omówione metody pomiarowe i analiz 2D/3D, jak również ocena ich skuteczności przy zastosowaniu georadaru na przykładzie wybranych stanowisk badawczych zlokalizowanych na Niżu Polskim. Wykazano ograniczenia metody i problemy badawcze przy stosowaniu skaningu radarowego.

W pracy zostały omówione założenia metodyczne techniki georadarowej, możliwości wykorzystania poprawek topograficznych w trakcie interpretacji danych oraz analizy jakościowej i ilościowej uzyskanych danych w ocenie litologii i realnych miąższości osadów. Skuteczność metody oraz interpretacji danych została omówiona na podstawie modelowań numerycznych, z wykorzystaniem metody różnic skończonych przy rozwiązaniu równań Maxwella w programie ReflexW. W pracy zaprezentowano nowatorskie możliwości zastosowania wielokanałowych systemów georadarowych 3D do analiz litologicznych oraz wykrywania obiektów antropogenicznych.

W rozprawie poddano analizie 8 stanowisk badawczych, na których wykonano pomiary i przeprowadzono szczegółowe interpretacje danych georadarowych.

Na stanowisku w **miejsowości Młyniec pod Toruniem** przeprowadzono ocenę możliwości zastosowania metody georadarowej 2D do badań struktur osadów czwartorzędowych. W roku 2016 wykonano serię skanów i dokumentację zdjęciową odsłoneń (ściany wyrobiska) w celu przeprowadzenia analizy porównawczej efektywności metody. Dokonano interpretacji echogramów oraz ich korelacji z dokumentacją fotograficzną, potwierdzając skuteczność metody w badaniach tego typu osadów.

W projekcie w **dolinie rzeki Zielonej w miejscowości Jarki** przeprowadzono analizy w miejscu występowania form wydmowych na obszarze teras rzecznych. Wykonano skan dokumentujący struktury osadów eolicznych Kotliny Toruńskiej oraz terasy Wisły i osadów rzeki Zielonej w okolicy Dybowa pod Toruniem (m. Jarki). Ze względu na duże zróżnicowanie morfologiczne terenu wykonano pomiary wysokości względnej profilu niwelatorem optycznym. Dzięki niwelacji odtworzony został dokładny profil

wysokościowy wzdłuż linii skanu (profilu georadarowego). W celu analizy ilościowej wykonano wiercenia geologiczne, aby skorelować dane z otworów z danymi geofizycznymi, co dało możliwość opracowania modelu prędkościowego i przejścia z analizy jakościowej do ilościowej. Dane georadarowe zostały poddane działaniu zaawansowanych algorytmów.

Na **stanowisku Jedwabno w dolinie Drwęcy** przeprowadzono badania georadarowe 3D. Dane zostały zarejestrowane nowoczesnym, wielokanałowym georadarem Stream C produkcji IDS Georadar. Pomiarów zostały wykonane specjalnie zmodyfikowanym systemem do pracy w trudnych warunkach terenowych. Z przeprowadzonych analiz literatury wynika, że badania tego typu skanerem na potrzeby mapowania struktur czwartorzędowych nie były prowadzone nigdzie na świecie. Dzięki metodyce 3D można przestrzennie śledzić kierunki, upady oraz litologię badanego terenu. Wykazano najwyższą efektywność zastosowania metody, która wydaje się najbardziej zaawansowanym technologicznie podejściem do badania tego typu struktur. W rozdziale porównawczo zestawiono 4 profile pomiarowe z georadaru 2D Leica DS2000.

Stanowisko Władysławowo. Osady czwartorzędowe Władysławowa, u nasady Mierzei Helskiej, zbudowane są głównie z piasków kwarcowych dobrze wysortowanych przez wiatr. Struktury wydymowe doskonale nadają się do badań georadarem ze względu na niskie tłumienie fali radarowej. Dzięki dobrej jakości danych osiągnięto znaczne głębokości penetracji fali i dobre odzwierciedlenie budowy litologicznej struktur wydymowych. Celem pomiarów były testy metody georadarowej do zastosowania w hydrogeologii, a w szczególności próba zaobserwowania zasięgu wód morskich oraz granic faz wody słodkiej i słonej. Do odtworzenia rzeczywistej topografii terenu i stworzenia modelu wysokościowego użyto danych LiDAR.

Na **stanowisku Krasne w okolicy Suwałk** przeprowadzono badania georadarem dokumentujące osady i formy megapowodzi na Suwalszczyźnie (Weckwerth i in., 2019). Na podstawie analiz geomorfologicznych założono, że formy wklęsłe występujące w rejonie Krasnego zostały utworzone podczas dużego przepływu wody i opływania brył lodu. Badania geofizyczne potwierdziły i udokumentowały założoną koncepcję badawczą.

Ponadto, oprócz zastosowania metody georadarowej do analiz struktur i osadów czwartorzędowych, w niniejszej pracy przedstawiono trzy stanowiska dokumentacyjne, gdzie wykorzystano radar identyfikacji obiektów w osadach czwartorzędowych.

Badania na **stanowisku przy Pałacu w Skrzynce** zostały zainicjowane przez Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Szczecinie. Wykonano je georadarem 2D i 3D w celu poszukiwania zakopanych odpadów mogących zagrażać środowisku. Na stanowisku wykazano wysoką efektywność metody 3D w stosunku do niejednoznacznych wyników metody 2D. Badania te nie potwierdziły zakładanych celów, pozwoliły natomiast udokumentować prawdopodobne fundamenty dawnej budowli w bezpośrednim sąsiedztwie pałacu.

Na **stanowisku w Uniejowie** przeprowadzono badania metodą georadarową 2D w celu wykrycia obiektów archeologicznych, a w szczególności lokalizacji średniowiecznego wału obronnego wokół miasta Uniejów. Badania wykonane zostały na terenie plebanii przy kościele św. Floriana. Udokumentowano dzięki nim obiekt antropogeniczny w postaci starego muru.

Na **stanowisku w Stegnie** zostały wykonane badania georadarem 3D w celu identyfikacji i diagnozy wycieku substancji olejowej na boisku piłkarskim. Wykryte obiekty oraz potencjalny wyciek podziemny zostały opracowane i zwizualizowane jako model 3D w środowisku CAD. Potwierdzono najwyższą efektywność i rozdzielczość metody 3D w badaniach obiektów antropogenicznych.

2. Cel i zakres pracy

Celem pracy było zbadanie efektywności i możliwości zastosowania metody georadarowej do analiz struktur i obiektów w osadach czwartorzędowych na obszarze Niżu Polskiego. Wykonano szereg badań georadarowych 2D, a także 3D wraz z metodami uzupełniającymi, takimi jak: wiercenia geologiczne, odkrywki, pomiary niwelacji, testy porównawcze echogramów z dokumentacją zdjęciową i analizą geologiczną odsłonięć. W szerokim zakresie przeprowadzono prace kameralne, takie jak: przetwarzanie danych radarowych, interpretacja, opracowanie map, modeli 3D, opracowanie poprawek topograficznych na podstawie danych LiDAR i pomiarów geodezyjnych czy symulacje numeryczne obrazów radarowych. Zastosowanie szeregu metod badawczych pozwoliło ocenić efektywność tej metody.

Metoda georadarowa jest efektywną metodą do analizy struktur geologicznych i obiektów antropogenicznych w osadach czwartorzędowych.

Założono iż metoda georadarowa jest przydatna i efektywna do analizy struktur geologicznych oraz identyfikacji obiektów w osadach czwartorzędowych. W celu sprawdzenia tej tezy przyjęto następujące założenia:

- Georadar jest szybką i bezinwazyjną metodą do analizy struktur i obiektów w osadach czwartorzędowych.
- Metoda pozwala na rozpoznanie budowy geologicznej i wykrywanie obiektów. Już podczas prac terenowych można wstępnie interpretować dane i wyciągać poprawne wnioski.
- Aby wyznaczyć faktyczne miąższości warstw, należy pozyskać informację z otworów geologicznych. Do identyfikacji litologii na echogramach należy wspomagać się analizą osadów z otworów wiertniczych.
- Ze względu na sferyczny charakter rozchodzenia się fali oraz kierunek skanowania, azymuty i kąty zapadania warstw odczytane ze skanów radarowych 2D mogą być zafałszowane.
- W terenie zróżnicowanym morfologicznie niezbędne jest zastosowanie poprawek topograficznych w celu odtworzenia najbardziej rzeczywistego obrazu budowy geologicznej.
- Metoda radarowa 3D niweluje niejednoznaczności w identyfikacji obiektów antropogenicznych oraz upadów warstw geologicznych. Dzięki badaniu georadarem wielokanałowym o wysokiej gęstości pokrycia skanami można przestrzennie określić zasięg i kierunki analizowanych struktur i obiektów.
- Poprawki topograficzne wygenerowane z danych LiDAR pozwalają na szybkie i efektywne odtworzenie obrazów radarowych na powierzchniach o zmiennej morfologii.
- Modelowania numeryczne pomagają zrozumieć naturę falową metody oraz pozwalają doprecyzować niejednoznaczności interpretacji.

W pracy zastosowano technikę georadarową jako główną metodę do rozpoznania budowy geologicznej oraz wizualizacji obiektów podziemnych. Georadar jest jedną z metod geofizycznych, falowych, która osiąga wysoką rozdzielczość mapowania do kilku – kilkunastu metrów głębokości (Jol, 2009). Struktury czwartorzędowe składają

się w dużym stopniu z utworów fluwialnych, glacialnych oraz eolicznych. Georadar doskonale sprawdza się w osadach piaszczystych czy żwirowych, które charakteryzują się niską przewodnością prądu (Bristow i in., 2000). Fala radarowa jest bardzo czuła na podwyższoną przewodność prądu – im wyższa, tym wyższe będzie tłumienie fali. Należy wyróżnić utwory o wysokiej przewodności prądu, takie jak.: gliny, ropy, torfy, nasypy antropogeniczne czy osady silnie zasolone i zasolone (Karczewski i in., 2011). Środowisko wodne będzie podwyższać przewodność prądu, ale należy pamiętać, że woda destylowana nie przewodzi prądu i będzie miała nieznaczny wpływ na tłumienie fali, natomiast woda z domieszką jonów (o wyższej mineralizacji) dobrze przewodzi prąd i zwiększy tłumienie fali. Zagadnienie tłumienia fali przez struktury nasycone wodą morską zostanie zaprezentowane w przypadku badań przeprowadzonych w rejonie Władysławowa. Zastosowanie innych metod geofizycznych, jak na przykład tomografia elektrooporowa (ERT), doskonale sprawdzi się w utworach gliniastych o znaczącym zasięgu głębokościowym, jednak nigdy nie uzyskamy tak wysokiej rozdzielczości jak w przypadku zastosowania metody georadarowej (Żogała, 2013 Olichwer i in., 2017, Krawiec i in. 2020). Należy podkreślić, że ERT (Electro Resistivity Tomography) jest metodą potencjałową, w odróżnieniu od dokładniejszej metody falowej, radarowej.

3. Przegląd dotychczasowych badań georadarowych

Istnienie fal elektromagnetycznych zostało potwierdzone doświadczalnie przez Heinricha Hertza z końcem XIX wieku, co było dowodem na istnienie fal elektromagnetycznych opisanych przez Jamesa Clarka Maxwella w pracy pn.: „Treatise on Electricity and Magnetism” (Karczewski i in., 2011). Powyższe prace badawcze były podwalinami rozwoju technologii radarowej w XX wieku. W początkowej fazie metoda ewoluowała w dziedzinie telekomunikacji, a następnie – radiolokacji. Już w 1911 roku Heinrich Löwy i Gotthelf Leimbach (Löwy i Leimbach, 1911) opatentowali urządzenie do wykrywania obiektów metalowych w gruncie, co było początkiem zastosowania techniki radarowej do badań ciał stałych. W XX wieku metoda georadarowa rozwijała się bardzo dynamicznie. Obecnie jest powszechnie stosowana w przemyśle i nauce jako specjalistyczne narzędzie do lokalizacji obiektów i struktur nie tylko w gruncie, ale także w betonie, drewnie, wodzie, lodzie oraz innych ciałach stałych i ciekłych.

W Polsce do rozwoju metodyki badań georadarowych przyczynił się Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie.

Prowadzi się tam liczne badania nad zastosowaniem metody georadarowej w geologii i górnictwie. W tym miejscu należy podkreślić szereg prac dr. inż. Jerzego Karczewskiego nad zastosowaniem metody, a w szczególności monografię „Zarys metody georadarowej” (Karczewski i in., 2011), która stanowi swego rodzaju elementarz badań georadarowych w Polsce. Należy także wspomnieć o pracach badawczych prowadzonych przez zespoły prof. H. Marcaka oraz dr. inż. Jerzego Ziętka, jak np. Szymczyk i in., 2014 czy Nguyen i in., 2005. Szereg prac badawczych z zastosowaniem georadaru do wykrywania sieci uzbrojenia terenu prowadził dr hab. inż. Łukasz Ortyl z Wydziału Geodezji Górniczej i Inżynierii Środowiska AGH (Ortyl, 2007).

Ważnym ośrodkiem wdrażającym metodę georadarową w badaniach osadów czwartorzędowych jest Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego. Można tu przytoczyć liczne opracowania naukowe tj.: Gądek i in., 2010, Dobiński i in., 2011, Tomecka-Suchoń i in., 2017 czy Salamon i Mendecki, 2021.

Istotnym ośrodkiem badawczym jest Wydział Geologii, a także Wydział Archeologii Uniwersytetu Warszawskiego. Podjęto tu m.in. próby wykorzystania georadaru do identyfikacji leja depresji wód gruntowych podczas próbnych pompowań (Gańko M. i in., 2015). Na Wydziale Archeologii UW są prowadzone interdyscyplinarne badania z wykorzystaniem georadaru do dokumentowania obiektów antropogenicznych, archeologicznych (Kocańda i in., 2020).

Należy wspomnieć o Instytucie Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk i pracach prowadzonych przez dr. Piotra Lamparskiego nad zastosowaniem georadaru do badania utworów czwartorzędowych (Lamparski, 2004, 2013, 2020).

Warto zwrócić uwagę na prace badawcze prowadzone na Uniwersytecie Adama Mickiewicza w Poznaniu (Słowik, 2014) czy na Uniwersytecie Wrocławskim (Kasprzak, 2017) oraz badania pracowników Państwowego Instytutu Geologicznego, gdzie podjęto próbę wizualizacji danych georadarowych w przestrzeni 3D (Żuk i Smith, 2015).

Na podstawie przeprowadzonych analiz literatury ogólnoświatowej należy zwrócić uwagę na prace dotyczące techniki georadarowej i jej zastosowania w nauce i przemyśle. Annan i Cosway w pracy „GPR frequency selection” (1994) podejmują problematykę częstotliwości i rozdzielczości w badaniach georadarowych. Bristow i in. (2000) podjęli dyskusję na temat klasyfikacji struktur sedymentacyjnych, co jest sporym zasobem wiedzy na temat zastosowania georadaru do badań osadów czwartorzędowych. Bristow i Jol (2003) opublikowali pracę, w której podejmują szeroką dyskusję na temat

zastosowania metody georadarowej do badania struktur i obiektów podziemnych. Należy także wspomnieć o dywagacjach Annana (2005a) na temat możliwości zastosowania georadaru w badaniach hydrogeologicznych. Peter Annan w swojej monografii (2005b) porusza aspekty zastosowania metody georadarowej jako płytkiej metody geofizycznej do mapowania struktur przypowierzchniowych. Jol (2009) w monografii pn.: „Ground Penetrating Radar Theory and Applications” podjął próbę usystematyzowania wiedzy na temat badań radarowych od teorii, poprzez metodykę, przetwarzanie i interpretację danych.

Ze względu na podjętą w pracy tematykę modelowań numerycznych, gdzie korzystano między innymi z oprogramowania GPRMax oraz ReflexW, przydatne były prace Giannopoulou (2005) oraz Sandmeiera (2020).

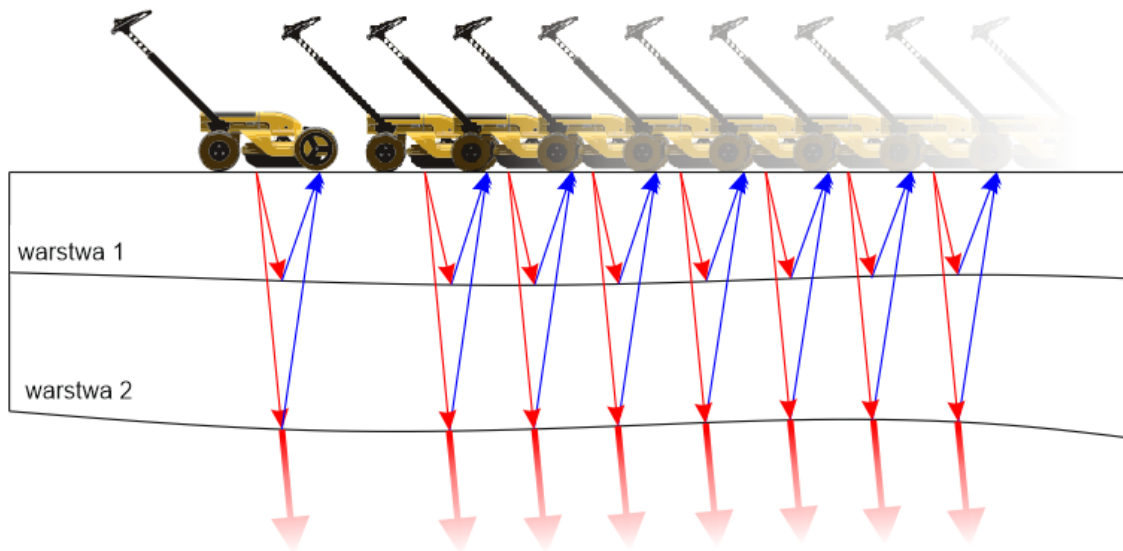
W przeprowadzonych analizach wykorzystano też szereg informacji z prac badawczych z zastosowaniem georadaru na przedpolu lodowców, tj.: Faya (2002), Rusella i in. (2006), Burke’a i in. (2010), Carlina i in. (2016) czy Jörga i in. (2017).

4. Metoda georadarowa i możliwości jej zastosowania

RAdio Detecting And Ranging – w skrócie z języka angielskiego: „RADAR”, w tłumaczeniu na język polski: „wykrywanie i określanie odległości obiektów za pomocą fal elektromagnetycznych w paśmie radiowym” (Karczewski i in., 2011). Pierwszy raz takiej terminologii użyli amerykańscy uczeni F. Furth i S. Tucker (Sharma, 2017). Założenie metody jest bardzo proste. Antena nadawcza emituje falę radiową o określonej częstotliwości, natomiast antena odbiorcza nasłuchuje i rejestruje falę odbitą od obiektu. Na podstawie analizy różnicy czasu emisji fali i rejestracji fali odbitej, po uwzględnieniu prędkości fali, można określić odległość obiektu od urządzenia radarowego.

Georadar w języku angielskim jest nazywany Ground Penetrating Radar, w skrócie GPR lub czasem Ground Probing Radar. Technologia georadarowa jest całkowicie bezinwazyjna i można ją zaliczyć do aktywnych metod falowych.

Georadar, wykonując pomiar wzdłuż zadanego profilu pomiarowego, generuje impulsy i nasłuchuje fal odbitych pochodzących z badanego ośrodka, dlatego metoda nazywana jest refleksyjną (Ryc. 1.). Podczas parametryzacji pomiaru ustala się m.in., co jaką odległość mają być wysyłane impulsy (precyzyjnie generowane dzięki enkoderowi na kółku pomiarowym) oraz czas nasłuchu odbitych sygnałów, czyli jak długo (w nanosekundach) georadar będzie nasłuchiwać powracających, odbitych impulsów.



Ryc. 1. Przykład wykonania pomiarów georadarem w ośrodku 3-warstwowym z wizualizacją fali wysyłanej przez georadar i rejestracji odbitych sygnałów.

4.1. Podstawy teoretyczne

W metodzie georadarowej istotne są prawa i zjawiska rządzące propagacją fal elektromagnetycznych w ośrodku, opisane przez szkockiego fizyka Jamesa Clarka Maxwella. Prawa te zostały nazwane równaniami Maxwella (1,2,3). (Halliday i in., 2019).

Każdy ośrodek materialny można opisać trzema parametrami elektrycznymi:

- Przenikalność elektryczna ϵ ,
- Przenikalność magnetyczna μ ,
- Przewodność σ .

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (1)$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (2)$$

$$\vec{J} = \sigma \cdot \vec{E} \quad (3)$$

Gdzie:

\vec{D} – wektor indukcji elektrycznej,

\vec{E} – wektor natężenia pola elektrycznego,

\vec{B} – wektor indukcji magnetycznej,

\vec{H} – wektor natężenia pola magnetycznego,

\vec{J} – gęstość prądu elektrycznego,

ε – przenikalność elektryczna,

μ – przenikalność magnetyczna,

σ – przewodność.

W badaniach georadarowych jednym z najistotniejszych parametrów definiujących badany ośrodek jest względna przenikalność elektryczna, zwana stałą dielektryczną lub (z angielskiego) RDP – Relative Dielectric Permittivity (Karczewski i in., 2011). Parametr ten determinuje prędkość fali elektromagnetycznej w ośrodku, zależnością (4):

$$V = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon}} \quad (4)$$

Gdzie:

ε – przenikalność elektryczna,

c – prędkość światła,

V – prędkość światła w ośrodku.

Sytuacja jest stosunkowo prosta w powietrzu lub próżni, gdzie fala elektromagnetyczna porusza się z prędkością zbliżoną do prędkości światła. Prędkość światła jest stała: 300 000 km/s lub 30 cm/nanosekundę, lub 0,3 m/nanosekundę, w zależności od używanych jednostek. Sprawa komplikuje się w ciałach stałych i ciekłych. W gruncie spowalnia do około 1/3 prędkości światła, czyli 0,1 m/ns lub równoważnie 10 cm/ns, a w przypadku wody zwalnia do około 1/9 prędkości światła, czyli do 33 000 km/s, równoważnie ~0,03 m/ns lub ~3 cm/ns. Z powyższego wynika, że przy rejestracji georadarem danych w strukturze geologicznej, gruntowej możemy mieć do czynienia z różnymi prędkościami rozchodzenia się fali elektromagnetycznej. Aby przeliczyć dokładnie czas odbicia fali na głębokość, należy wprowadzić precyzyjną prędkość fali, którą oszacujemy za pomocą kilku metod opisanych w dalszej części rozważań. Można posłużyć się ogólnymi tablicami określającymi zakresy prędkości dla poszczególnych struktur, takich jak: piaski, gliny i inne (Tab. 1.).

Tab. 1. Zestawienie prędkości fali i względne przenikalności elektrycznej dla przykładowych ośrodków (OYO, 1988).

Ośrodek	Przenikalność ϵ			Prędkość fali [m/ns]		
		1			0,3	
Powietrze		1			0,3	
Asfalt	2	-	4	0,21	-	0,15
Beton suchy	3	-	9	0,17	-	0,10
Beton mokry	10	-	20	0,09	-	0,07
Granit	4	-	6	0,15	-	0,12
Bazalt		8			0,11	
Piasek zawodniony	20	-	30	0,07	-	0,05
Piasek suchy	3	-	5	0,17	-	0,13
Gleba piaszczysta	11	-	18	0,09	-	0,07
Łupki	5	-	15	0,13	-	0,08
Muł, ił	14	-	36	0,08	-	0,05
Glina	25	-	36	0,06	-	0,05
Piaskowiec	9	-	14	0,10	-	0,08
Wapień	6	-	11	0,12	-	0,09
Halit	5	-	7	0,13	-	0,11
Torf	50	-	78	0,04	-	0,03
Lód		3			0,17	
Firn		2			0,21	
Woda słodka		81			0,03	
Woda słona		81			0,03	

Z teorii wynika, że prędkość propagacji fali w ośrodku to prędkość światła podzielona przez pierwiastek ze stałej dielektrycznej ośrodka (2). Każdy materiał ma swoją unikalną przenikalność elektryczną, która będzie determinować prędkość fali w ośrodku (Daniels, 2004).

Wyraźnie widać, że zgodnie z Tab. 1. fala może się poruszać 9-krotnie wolniej w środowisku wodnym niż w powietrzu. W środowisku gruntowym zależność ta jest mniejsza i waha się w granicach około 50% prędkości różnicy pomiędzy piaskiem suchym a mokrym. Co z tego wynika? Jak wcześniej wspomniano, echo falowe powracające do georadaru jest rejestrowane w czasie. Aby wyznaczyć głębokość obiektu odbijającego, należy przeliczyć czas propagacji fali (dwukrotny: radar–obiekt i obiekt–

radar) na głębokość. Na przykład fala, propagując w piasku suchym, osiągnie prędkość 0,15 m/ns, natomiast w piasku mokrym – 0,075 m/ns. Średnio przyjęta prędkość fali we wszystkich georadarach produkowanych na świecie i w oprogramowaniu do przetwarzania i interpretacji danych to 0,1 m/ns.

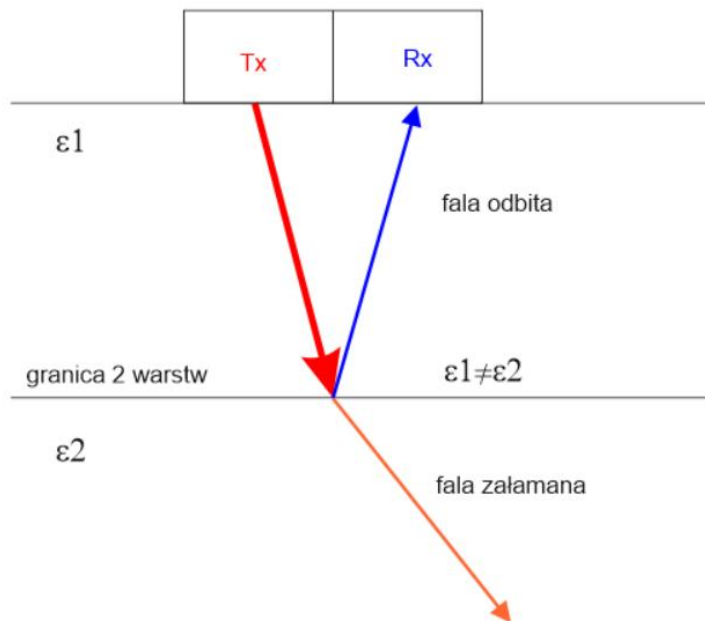
Drugim ważnym parametrem determinowanym poprzez przenikalność elektryczną jest współczynnik odbicia r obliczany dla granicy dwóch ośrodków, na które pada fala elektromagnetyczna. Współczynnik ten będzie różny od zera w przypadku, gdy jeden materiał będzie się różnił stałą dielektryczną od drugiego i jest to warunek konieczny, aby nastąpiło odbicie fali (Karczewski i in., 2011). Współczynnik odbicia r można obliczyć za pomocą równania (5):

$$r = \frac{\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}} = \frac{v_1 - v_2}{v_1 + v_2} \quad (5)$$

Gdzie $\varepsilon_1, \varepsilon_2$ — przenikalność elektryczna ośrodków 1 i 2.

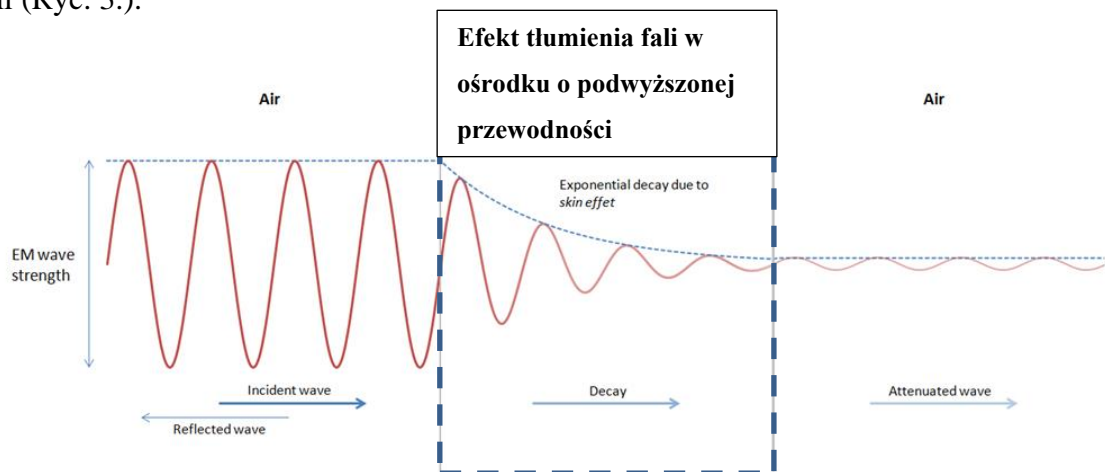
Z równania (5) wynika, że jeśli dwa ośrodki będą miały tę samą przenikalność elektryczną, czyli $\varepsilon_1 = \varepsilon_2$, współczynnik odbicia będzie równy zero i fala nie odbije się od ich granicy. W przypadku gdy $\varepsilon_1 > \varepsilon_2$, współczynnik odbicia r będzie miał wartość dodatnią (dodatni współczynnik odbicia). W przeciwnym przypadku, gdy $\varepsilon_1 < \varepsilon_2$, współczynnik przyjmie wartość mniejszą od zera (współczynnik ujemny). Efekt polaryzacji fali dobitej od ośrodka o różnych przenikalnościach elektrycznych został zaprezentowany w Zał. A.

Oprócz zjawiska odbicia mamy także do czynienia z załamaniem fali (Ryc. 2.). Współczynnik odbicia determinuje, jak dużo energii fali zostanie odbite, a ile zostanie załamane i dalej będzie penetrować ośrodek. Im wyższy współczynnik odbicia fali, tym więcej energii zostanie odbite od granicy, amplituda odbicia będzie wyższa, przy czym ilość energii fali, która będzie dalej penetrować struktury geologiczne, będzie niższa (Morawski i Gwarek, 1985).



Ryc. 2. Fala odbita i załamana na granicy dwóch ośrodków.

Drugim bardzo istotnym parametrem opisującym właściwości ośrodka jest przewodność elektryczna. Przewodność będzie determinować współczynnik tłumienia, który ma bezpośredni wpływ na zasięg głębokościowy metody georadarowej. Im wyższa przewodność, tym większe tłumienie fali, a co za tym idzie – spadek amplitudy i energii fali (Ryc. 3.).



Ryc. 3. Efekt tłumienia fali elektromagnetycznej w ośrodku (www.mathworks.com).

Na przewodność ośrodka będzie miało wpływ wiele czynników. Między innymi należy wyróżnić (Plewa i Plewa, 1992):

- skład mineralny,
- porowatość,
- wilgotność,
- skład chemiczny i stężenie roztworów nasycających ośrodek,

- temperaturę,
- częstotliwość użytej fali EM,
- inne (np. strukturę i teksturę skał).

Do skał o niskiej wartości tłumienia możemy zaliczyć: granity, wapienie, żwiry, piaski. Do ośrodka o wysokim współczynniku tłumienia: gliny, ropy, torfy, piaski nasycone wodą o podwyższonej mineralizacji (Tab. 2.).

Tab. 2. Zestawienie przykładowych przewodności ośrodka i ich współczynniki tłumienia. Przewodności wyrażone są w milisimensach/metr natomiast współczynnik tłumienia w decybelach/metr (Fisher i in., 1994).

Ośrodek	Przewodność [mS/m]			Tłumienie [dB/m]		
Powietrze		0			0	
Woda słodka		0,50			0,1	
Woda słona		3000			1000	
Piasek suchy		0,01			0	
Piasek zawodniony	0,10	-	1	0,03	-	0,30
Piaskowiec	0,50	-	2	0,40	-	1
Gлина	2	-	1000	5	-	300
Halit	0,01	-	1	0,01	-	1
Łupek	1	-	100	1	-	100
Muł, ropy	1	-	100	1	-	100
Granit	0,01	-	1	0,10	-	1

Należy pamiętać, że przewodność będzie rosła wraz ze wzrostem nasycenia wodą ośrodka. Przy dywagacjach nad piaskami nasyconymi należy mieć na uwadze porowatość, a także mineralizację. Woda destylowana sama w sobie nie przewodzi prądu, natomiast zwiększając nasycenie jej minerałami, będziemy zwiększać jej przewodność jonową, a co za tym idzie – tłumienie.

Jak podaje Noon (1996), wpływ na tłumienie ma także częstotliwość emitowanej fali. W przypadku fal o wysokiej częstotliwości, ponad 1 GHz, następuje gwałtowny wzrost tłumienia fali związany z relaksacją energii na cząsteczkach wody. Molekuły wody zaczynają drgać z częstotliwością rezonansową i absorbują część energii fali EM. Warto podkreślić, że częstotliwości anten używane w georadarach emitują sygnały w paśmie mikrofalowym. Podobne zjawiska rezonansowe oraz wprawiania w ruch cząsteczek wody wykorzystywane są w kuchenkach mikrofalowych.

Rozdzielczości w badaniach georadarowych

Należy rozpatrzyć problem rozdzielczości pionowej i poziomej. W badaniach struktur geologicznych oraz wykrywania obiektów antropogenicznych ważnym aspektem będzie rozdzielczość pionowa, gdzie zazwyczaj mamy do czynienia z poziomo leżącymi strukturami. Rozdzielczość pionowa jest to zdolność odbicia fali od obiektu, w zależności od jego rozmiarów czy miąższości w przypadku warstw geologicznych. Impuls georadarowy jest w stanie odbić się od granicy warstwy, która ma dostateczną miąższość. Jak wynika z równania (6), aby fala zdołała się odbić, miąższość lub wielkość obiektu musi być większa niż $\frac{1}{4}$ długości padającej fali. Jeśli warstwa geologiczna będzie miała mniejszą miąższość, fala się nie odbije. Analogicznie jeśli średnica rury lub innego obiektu będzie mniejsza niż $\frac{1}{4}$ długości padającej fali, nie dojdzie do odbicia. Istotny w tych rozważaniach jest aspekt stosowanych anten w badaniach georadarowych. Ważnym parametrem anten jest ich częstotliwość, która będzie determinować rozdzielczość. Annan i Cosway (1994), na podstawie badań, zaproponowali uproszczony wzór na rozdzielczość pionową (6):

$$\Delta R = \frac{\lambda_c}{4} \quad (6)$$

Gdzie:

ΔR – rozdzielczość pionowa,

λ_c – długość fali dla częstotliwości środkowej anteny.

Tab. 3. Tabela opisująca rozdzielczości pionowe dla anten o różnych częstotliwościach dla przenikalności elektrycznej = 9.

Częstotliwość anteny [MHZ]	Długość fali dla RDP=9 [m]	Rozdzielczość pionowa ΔR [m]
200	0,50	0,13
250	0,40	0,10
300	0,33	0,08
600	0,16	0,04
700	0,14	0,03

W powyższej tabeli wymieniono kilka częstotliwości anten zastosowanych do badań w pracy i ich rozdzielczości pionowe. Przykładowo, dla anteny o częstotliwości 200 MHz przy przenikalności elektrycznej równej 9, można wykryć obiekt o wielkości minimalnej 0,13 m (rozdzielczości podane dla częstotliwości środkowej anten). Oznacza to, że wszystkie warstwy i obiekty mniejsze niż 0,13 m nie będą widoczne dla fali radarowej, ponieważ nie nastąpi odbicie.

Wpływ na długość fali i rozdzielczość w ośrodku gruntowym będzie miała także przenikalność elektryczna. Ogólnie rzecz biorąc, im wyższa przenikalność elektryczna ośrodka, tym krótsza fala, a co za tym idzie rozdzielczość (Belina i in., 2009).

Aby wykazać zależność rozdzielczości od przenikalności elektrycznej należy przekształcić równanie (6):

$$\Delta R = \frac{\lambda_c}{4} \quad (6)$$

W tym celu należy posłużyć się zależnością (7):

$$c = \lambda \cdot f \quad (7)$$

Gdzie:

c – prędkość światła w próżni,

λ – długość fali,

f – częstotliwość.

Po przekształceniach otrzymamy równanie opisujące zależność rozdzielczości od przenikalności elektrycznej (8).

$$\Delta R = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon} \cdot 4 \cdot f} \quad (8)$$

Powyższe przekształcenie potwierdza, że im wyższa przenikalność elektryczna, tym wyższa częstotliwość i rozdzielczość fali. Jednocześnie fala przy wysokiej przenikalności elektrycznej będzie zwalniać, co wydłuży jej czas penetracji.

W środowisku wodnym będzie rosła przewodność, a co za tym idzie – także tłumienie fali. Prędkość i głębokość penetracji spadną, ale w zamian otrzymamy wyższą rozdzielczość.

Analogicznie w środowisku o niskiej przenikalności elektrycznej, np. w suchych piaskach, fala będzie się poruszać z wysoką prędkością, zwiększając zasięg głębokościowy, tłumienie będzie niskie, ale rozdzielczość pionowa spadnie.

Podczas rozważań teoretycznych należy poruszyć także kwestię rozdzielczości poziomej, którą można zdefiniować jako zdolność odbicia się fali od dwóch obiektów punktowych leżących obok siebie. Problem rozdzielczości poziomej jest bardzo istotny w wykrywaniu obiektów antropogenicznych, a w szczególności sieci uzbrojenia terenu, gdzie mamy do czynienia np. z kilkoma rurami biegnącymi obok siebie. Przy niskiej rozdzielczości fali, gdy obiekty znajdują się dostatecznie blisko siebie, odbicia będą

wyglądały jak od jednego obiektu i nie będzie możliwe ich odseparowanie i rozróżnienie na zarejestrowanych echogramach.

Annan i Cosway (1994) w swoich rozważaniach dowiedli, że przy założeniu (9):

$$d \gg \Delta R \quad (9)$$

Gdzie:

d – głębokość obiektów,

ΔR – odległość obiektów,

można stwierdzić, że rozdzielczość pozioma jest równa pierwiastkowi połowy iloczynu: głębokości i długości fali (10).

$$\Delta R = \sqrt{\frac{d \cdot \lambda_c}{2}} \quad (10)$$

Wynika z tego, że wraz ze wzrostem długości fali (spadek częstotliwości) oraz głębokości, rozdzielczość będzie spadać. Czym głębiej będą położone obiekty, zdolność rozróżnienia ich na echogramie będzie mniejsza. W Tab. 4. przedstawiono rozdzielczości poziome dla anteny o częstotliwości środkowej 600 MHz w funkcji głębokości położenia obiektów. Przyjęte parametry wejściowe do obliczeń: f – częstotliwość anteny – 600 MHz; ε – przenikalność elektryczna – 9; λ_c – długość fali – 0,16 m.

Tab. 4. Minimalne odległości obiektów, możliwe do rozróżnienia przez falę elektromagnetyczną, dla częstotliwości środkowej anteny 600 MHz.

Głębokość [m]	Rozdzielczość pozioma [m]
0,25	0,14
0,50	0,20
0,75	0,25
1,00	0,29
1,25	0,32
1,50	0,35
1,75	0,38
2,00	0,41

Podsumowując powyższe podstawy teoretyczne, w pomiarach radarowych mamy do czynienia z dwoma głównymi parametrami. Są to: przewodność oraz przenikalność elektryczna. Przewodność będzie miała negatywny wpływ na pomiary ze względu na niepożądane tłumienie fali EM, natomiast przenikalność elektryczna będzie determinować szereg zjawisk, takich jak: prędkość fali, zasięg głębokościowy, współczynnik odbicia, rozdzielczość poziomą oraz pionową. Należy mieć na uwadze te

zjawiska, aby poprawnie projektować badania, dobierać odpowiednio sprzęt, a w szczególności – częstotliwości stosowanej anteny georadarowej. Istotne jest zrozumienie zjawiska propagacji fali w ośrodku gruntowym pod kątem przetwarzania danych i ich dalszej interpretacji.

4.2. Sprzęt do badań i jego charakterystyka

Obecnie na rynku jest wielu producentów georadarów, zwłaszcza w Europie i Ameryce Północnej. Należy wymienić kilka firm, które są liderami w rozwoju tej technologii pomiarowej tj.: IDS Georadar, Leica Geosystems, MALA, GSSI, Impulse Radar, Geoscanners AB czy Radar Team.

Georadary stosowane są przede wszystkim w inżynierii (około 90% wszystkich zastosowań). Jest to m.in. detekcja sieci podziemnych, która jest powszechnie stosowana w krajach anglosaskich. Radary o wysokiej rozdzielczości stosowane są do wykrywania prętów zbrojeniowych i ich inspekcji w konstrukcjach żelbetowych budynków, mostów, wiaduktów czy do wykrywania elementów konstrukcyjnych nawierzchni betonowych: dybli i kotew. Georadary są powszechnie stosowane do diagnostyki bitumicznych nawierzchni drogowych. Często technika GPR wykorzystywana jest w badaniach archeologicznych, obok innych metod geofizycznych. Niejednokrotnie urządzenia georadarowe wykorzystywane są przez służby mundurowe, specjalne i kryminalistykę podczas prowadzenia prac operacyjnych, takich jak przeszukania czy poszukiwania.

Unikalną metodą badawczą są georadary otworowe stosowane w otworach wiertniczych. Podczas drążenia tuneli na przodkach wykonuje się otwory, w których prowadzi się inspekcje technologią radarową do oceny spękań lub poszukiwania pustek. Wąskim działem specjalizacyjnym w technice georadarowej są także badania geologiczne. Należy zauważyć, że georadarem nie da się określić wprost rodzaju materiałów ani własności mechanicznych gruntu. Metoda ta wykorzystywana jest przede wszystkim na uniwersytetach do rozpoznania budowy geologicznej, badań lodowców, grubości lodu czy pokrywy śnieżnej w górach.

Wśród wyżej wymienionych producentów nie da się określić lepszych i gorszych rozwiązań. Moc emisji fali elektromagnetycznej, radarowej jest ograniczona przez regulacje Unii Europejskiej czy amerykańską Federalną Komisję Łączności (FCC). Wszyscy producenci muszą się stosować do tych regulacji i nie ma możliwości produkcji radarów o większej mocy (Bianchini i in., 2017). Należy wspomnieć, że obecnie

producenci prześcigają się w projektowaniu anten odbiorczych tak, aby jak najlepiej podnieść poziom zarejestrowanego sygnału użytecznego w stosunku do szumu. Rozwiązania radarowe różnią się częstotliwościami stosowanych anten, rodzajami wózków pomiarowych, a w dużej mierze oprogramowaniem do rejestracji danych i analiz.

W niniejszych badaniach zostały wykorzystane 3 georadary: U-Explorer produkcji Geoscanners AB, DS2000 produkcji Leica Geosystems oraz Stream C produkcji IDS Georadar. Przegląd zastosowanych georadarów ich parametrów oraz zarys budowy konstrukcyjnej georadaru został zawarty w Zał. B.

5. Wyniki badań

W celu opracowania wyników badań georadarowych wykorzystano 5 podstawowych metod pomocniczych.

Metoda porównawcza

Metoda porównawcza skanów radarowych oraz odsłoneń jest najbardziej efektywną metodą badawczą. Interpretowane dane można bezpośrednio porównać z wizualną analizą litologii odsłoneń. Jeśli chodzi o kąty zalegania warstw, istnieje ryzyko, że granice mogą zapadać w innym kierunku, niż wynika to z obrazów radarowych i dokumentacji zdjęciowej. Związane jest to z tym, że na obrazach radarowych 2D nie mamy możliwości lokalizacji trzech punktów w przestrzeni mogących wyznaczać płaszczyzny struktur geologicznych. Niedokładność interpretacji takich odsłoneń na echogramach można zniwelować dzięki metodyce 3D lub wykonaniu dodatkowych skanów poprzecznych w celu wyznaczenia płaszczyzn w przestrzeni 3D.

Wiercenia

Wiercenia geologiczne zostały wykonane na stanowisku Jarki oraz Krasne za pomocą świrdrów ręcznych firmy Eijkelkamp. Dzięki wierceniu można było porównać i skorelować wyniki obrazów radarowych z profilami geologicznymi uzyskanymi w otworach wiertniczych. Dzięki metodzie korelacji wiercenia-geofizyka uzyskano dwie ważne informacje: rodzaj materiału budującego poszczególne warstwy oraz ich dokładne miąższości.

Niwelacja

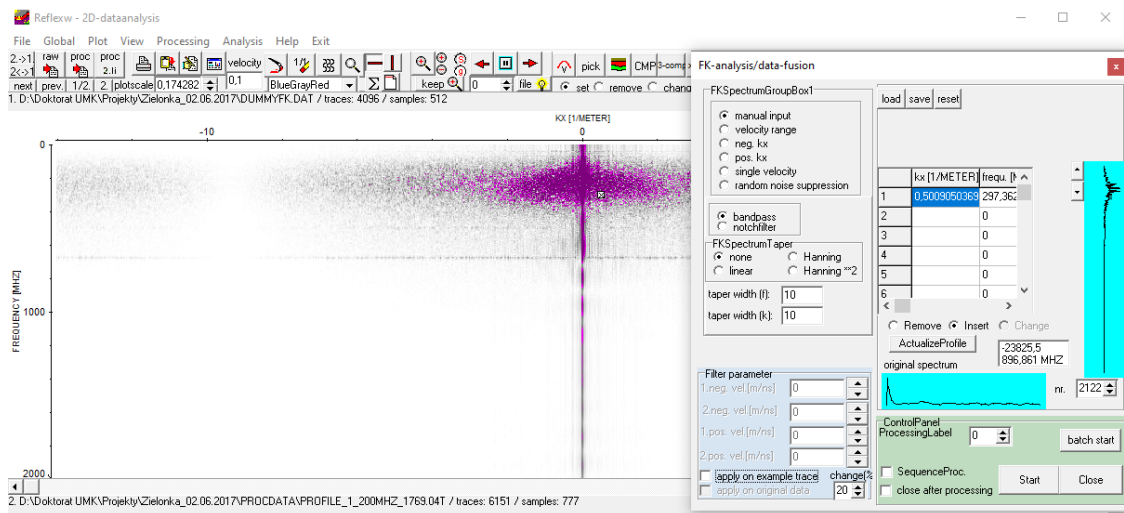
Na stanowisku w dolinie rzeki Zielonej została wykonana niwelacja optyczna za pomocą niwelatora Leica Jogger. Można wyróżnić kilka rodzajów pomiarów wysokościowych, od najdokładniejszej do najmniej dokładnej, ale najszybszej i najtańszej:

1. Niwelacja optyczna – czasochłonna i najdokładniejsza.
2. Niwelacja z pomiarów GNSS – szybsza metoda, możliwa tylko na otwartych przestrzeniach, mniej dokładna niż optyczna.
3. Modele wysokościowe ze skanowania LiDAR – oferują bardzo duża wydajność skanowania, niższa precyzja.
4. Model wysokościowy fotogrametryczny – szybka, tania metoda możliwa do wykonania prostym dronem z GPS i kamerą, najniższa dokładność.

W niniejszej pracy uwzględniono pomiary niwelatorem optycznym w dolinie rzeki Zielonej (stanowisko Jarki), natomiast na Mierzei Helskiej (stanowisko Władysławowo) i na stanowisku Krasne wykorzystano poprawki topograficzne wygenerowane z danych LiDAR będących w zasobach danych Wydziału Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej UMK.

Post processing

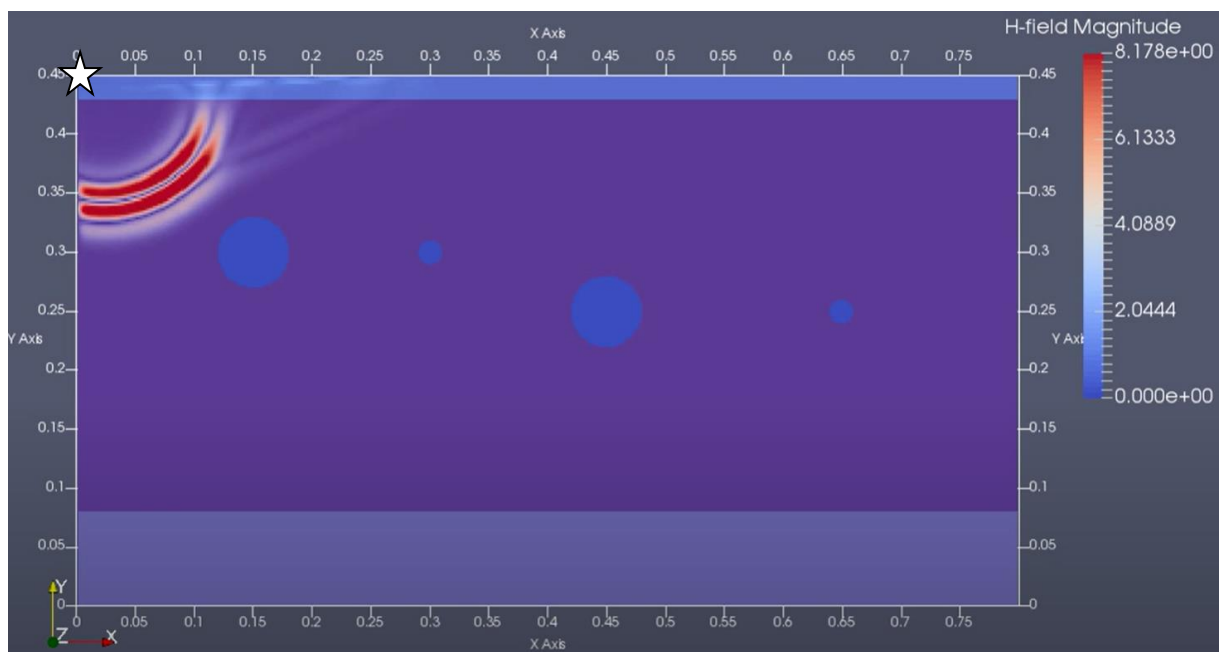
Dane georadarowe zostały poddane przetwarzaniu i interpretacji w oprogramowaniu ReflexW 2D/3D autorstwa Karla Sandmeiera, a także w oprogramowaniu IQMaps w przypadku stanowiska Stegna i Pałac w Skrzynce. Na rynku dostępnych jest wiele rozwiązań do analiz danych radarowych, od darmowych open source, np. MatGPR, bazujących na architekturze MatLAB, po zaawansowane systemy: ReflexW 2D/3D, GPRSLice, GRED HD 3D CAD, IQMaps i inne. Oprogramowanie ReflexW jest narzędziem stosunkowo trudnym dla użytkownika ze względu na dużą liczbę zaawansowanych algorytmów, opcji, funkcji parametryzacji itp. Daje ono nieograniczone możliwości przygotowania danych, od prostych zabiegów algebraicznych poprzez zaawansowane filtracje Fouriera 2D, FK (Ryc. 4.), migracje danych w przestrzeni 3D uwzględniające poprawki topograficzne i modele prędkościowe, aby jak najwierniej odtworzyć budowę geologiczną (Sandemier, 2020).



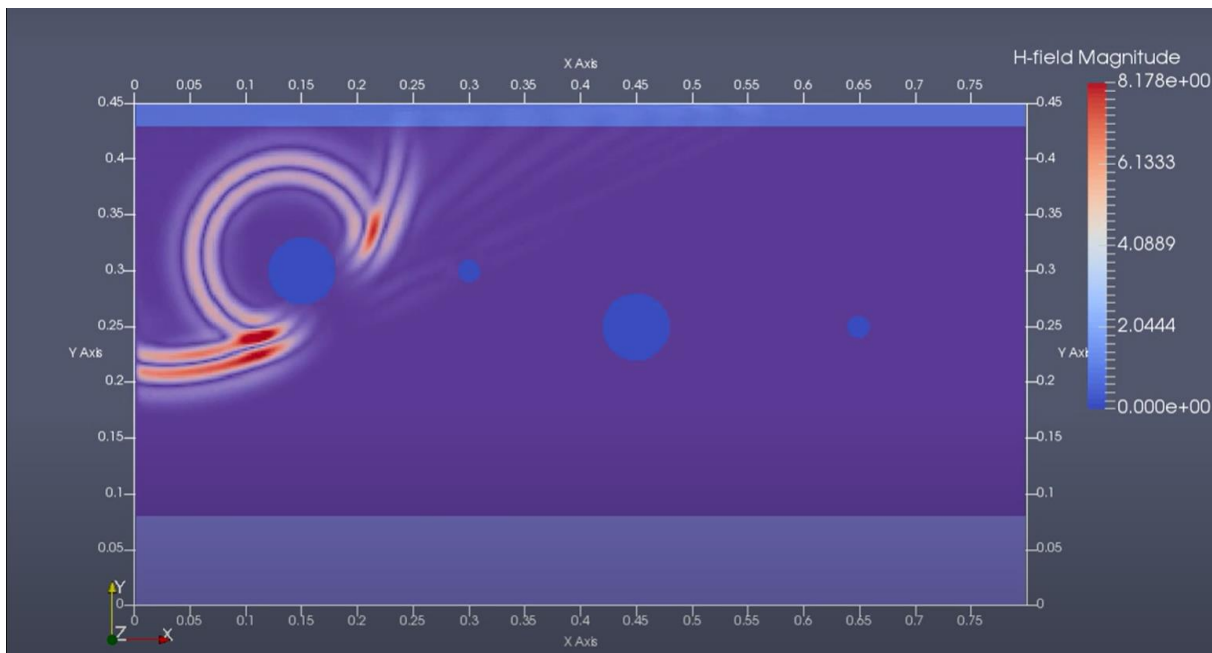
Ryc. 4. Zaawansowana procedura filtracji FK.

Modelowania numeryczne

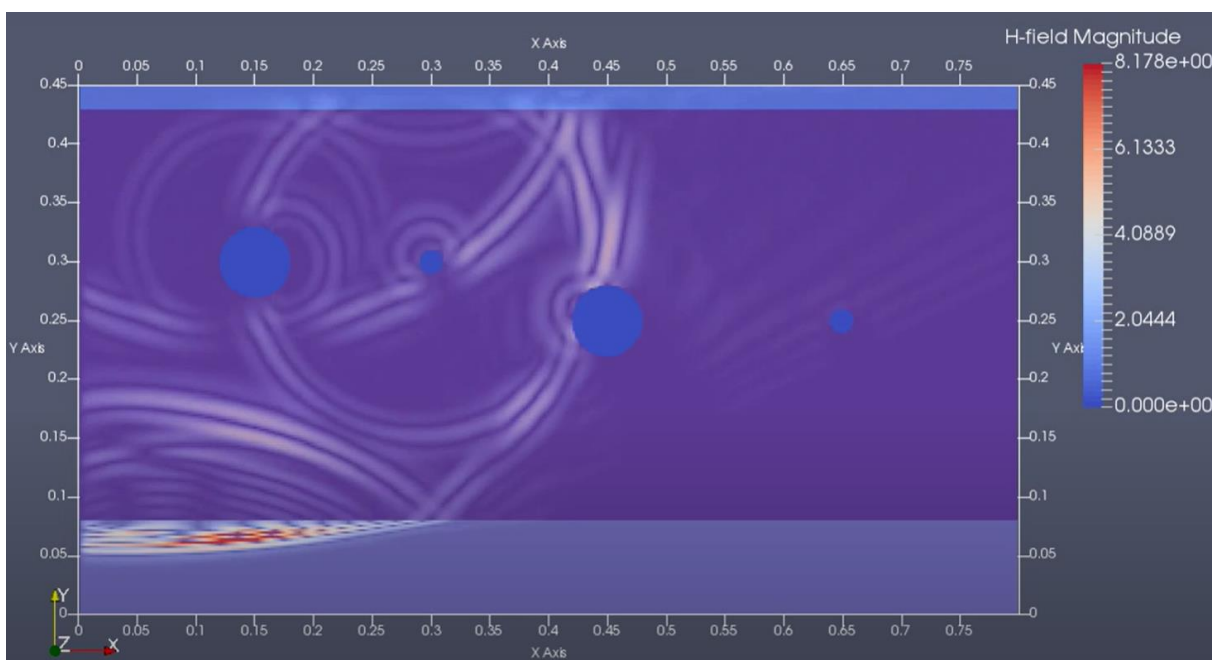
Dzięki modelowaniom można dokładnie poznać zjawisko propagacji fali elektromagnetycznej w ośrodku gruntowym. Polegają one na stworzeniu modelu wejściowego, który symuluje ośrodek gruntowy wraz z jego parametrami elektrycznymi, takimi jak: przewodność i przenikalność (Giannopoulos, 2005). Następnie ustala się parametry symulacji, tj.: próbkowanie, czas nasłuchu, rozstaw anten nadawczo-odbiorczych, geometrię pomiaru itp. (Dąbrowski, 2015). Dzięki rozwiązaniu równań Maxwella metodą różnic skończonych symuluje się penetrację gruntu przez falę radarową, uwzględniając zjawiska takie jak: tłumienie, rozpraszanie, dyfrakcję i inne (Ryc. 5., Ryc. 6., Ryc. 7.).



Ryc. 5. Czoło fali radarowej wysłanej z punktu o wsp. $x, y = 0,0$.



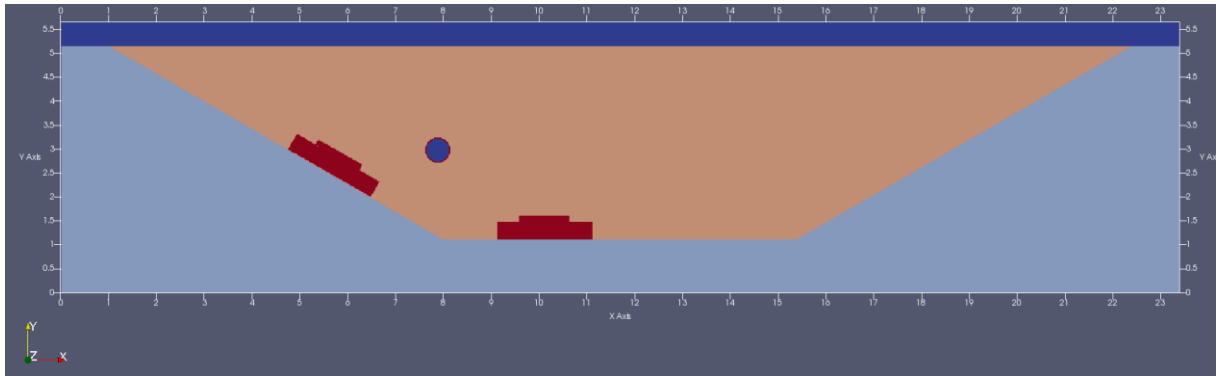
Ryc. 6. Człoch fali radarowej odbitej od obiektu i kontynuacja głównego człoch w głębh badanej struktury.



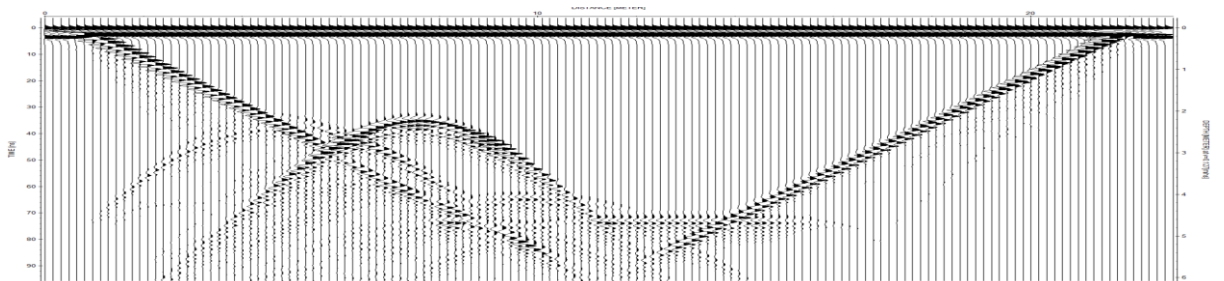
Ryc. 7. Fala radarowa rozproszona w ośrodku.

Symulacje numeryczne pozwalają lepiej zrozumieć pola falowe wygenerowane przez georadar i w rezultacie interpretować budowę geologiczną, a także podziemne obiekty antropogeniczne. Poniżej przykład modelu (niecka piasku w kształcie trapezu), a w nim obiekt o przekroju koła (rura) i prostopadłocienne (bloki betonowe). Model wejściowy (Ryc. 8.) jest bardzo klarowny i przejrzysty, niestety obraz falowy

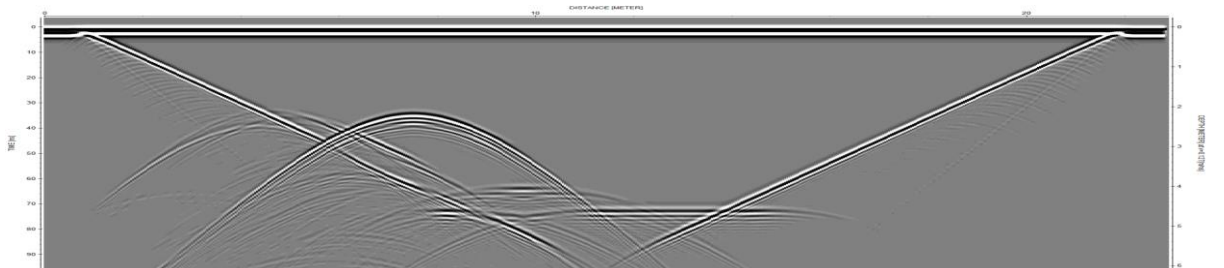
wygenerowany podczas symulacji numerycznej już nie jest tak jednoznaczny i praktycznie niemożliwy do jednoznacznej interpretacji (Ryc. 9., Ryc. 10.)



Ryc. 8. Model wejściowy do symulacji numerycznej.



Ryc. 9. Obraz radarowy po symulacji numerycznej modelu wejściowego (Ryc. 8), widok rodzaju Wiggle Mode.



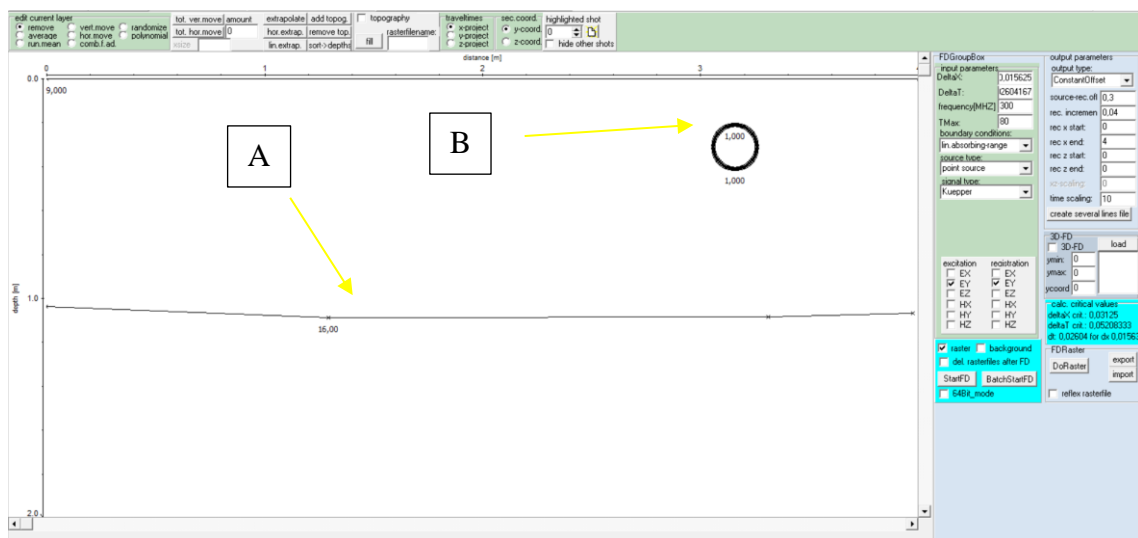
Ryc. 10. Obraz radarowy symulacji modelu wejściowego (Ryc. 8.) widok typu Point Mode.

Metoda modelowań polega na stawianiu hipotez interpretacyjnych i sprawdzeniu takiej hipotezy za pomocą modelowania. Można zweryfikować, czy układ warstw i obiektów w ośrodku geologicznym jest taki jak wynika z założeń interpretatora. Modelowania numeryczne dają olbrzymie możliwości zrozumienia zjawisk falowych w ośrodku gruntowym, a także wspomagają interpretację danych georadarowych.

5.1 Zarys metodyki badań georadarowych 2D i 3D oraz techniki interpretacji danych

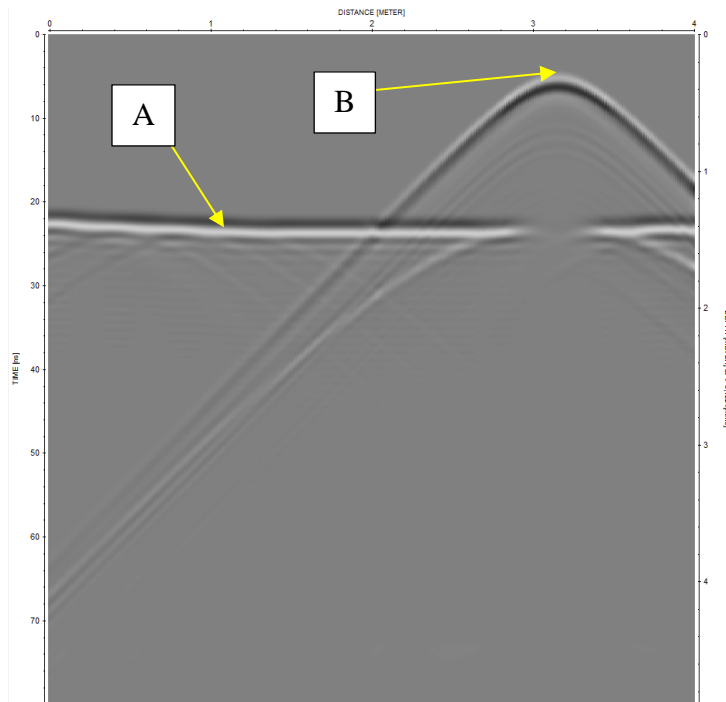
Jak wspomiano w Rozdziale 4., georadar wysyła impulsy podczas pomiaru wzdłuż założonego profilu, najlepiej wytyczonego w linii prostej. Pomiar w linii prostej pozwala zachować geometrię identyfikatorów na echogramach, takich jak hiperbole dyfrakcyjne, od obiektów punktowych oraz nachylonych granic odbijających.

Należy rozpatrzyć dwa szczególne przypadki będące kluczem do zrozumienia podstawowych zjawisk pojawiających się na echogramach georadarowych. Na Ryc. 11. zaprezentowano model z teoretyczną warstwą (A) oraz obiektem antropogenicznym (B) o przekroju koła o średnicy 20 cm.



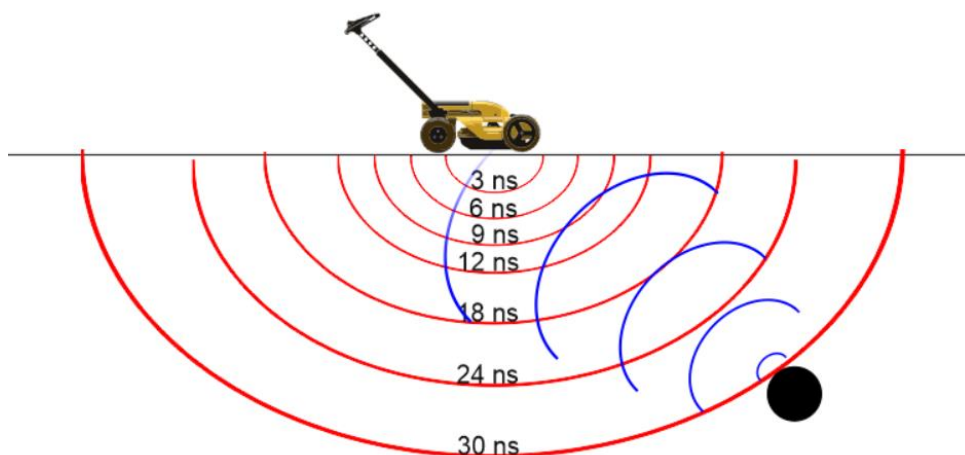
Ryc. 11. Teoretyczny model wejściowy do symulacji numerycznej. Symulowana antena 300 MHz.

Wynikiem obliczeń numerycznych dla powyższego przykładu będzie echogram, na którym widoczna jest poziomo leżąca granica oraz tzw. hiperbola dyfrakcyjna wygenerowana od obiektu (Ryc. 12.). Podczas dalszych rozważań należy dla uproszczenia przyjąć, że obiekty mające charakterystykę liniową, np. rury zeskanowane wzdłużnie lub warstwy geologiczne, będą obiektami liniowymi na skanie 2D. Wszystkie obiekty nieciągłe, takie jak: rura zeskanowana poprzecznie, mury, głazy, pustki, krawędzie uskoków można traktować w uproszczeniu jako obiekty punktowe.



Ryc. 12. Efekt symulacji numerycznej. Od poziomej granicy otrzymaliśmy ciąg poziomych refleksów (A), natomiast od obiektu punkowego powstała charakterystyczna hiperbola dyfrakcyjna (B).

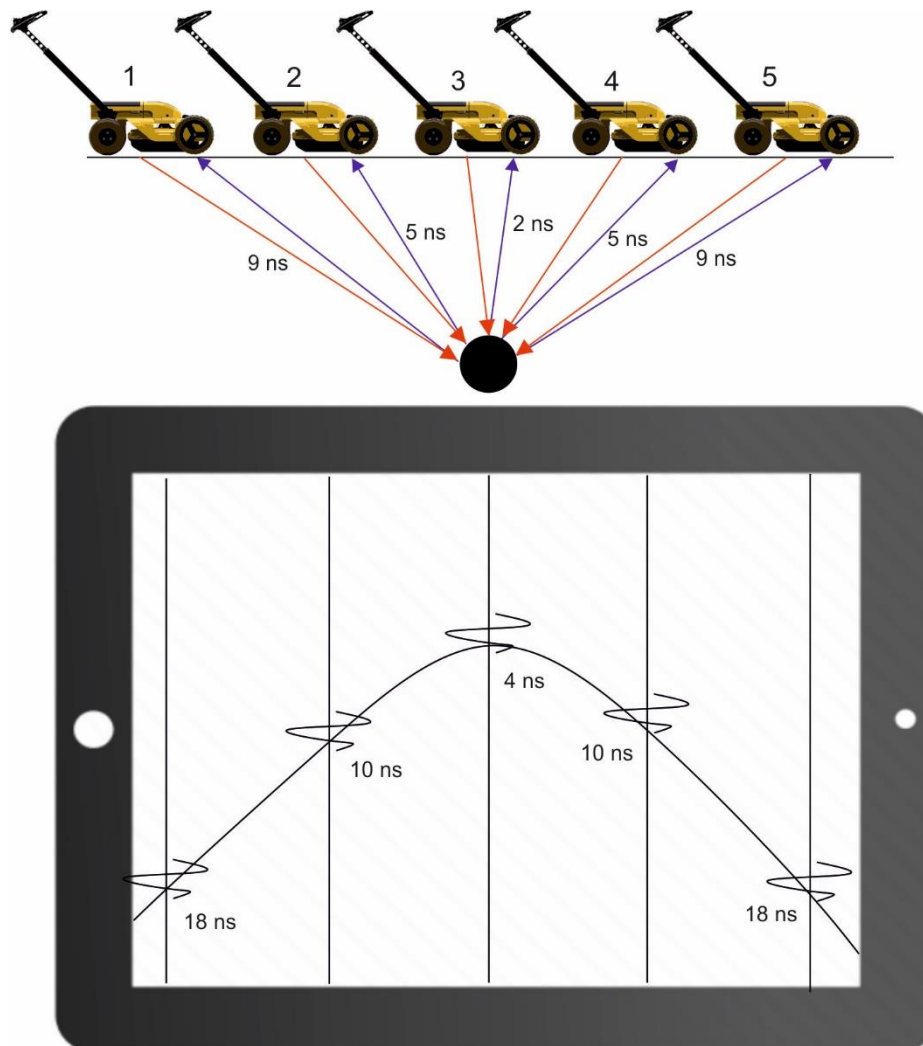
Hiperbole dyfrakcyjne od obiektów punkowych są efektem rozchodzenia się czoła fali od nadajnika w postaci sfery o pewnej charakterystyce (Annan, 2005). Na Ryc. 13. zobrazowano efekt emisji fali elektromagnetycznej w gruncie, w przekroju 2D. W czasie od 0 ns do 30 ns widać wyraźnie sferyczny charakter fali oraz jej przemieszczanie się w dolnej półprzestrzeni. Gdy fala natrafi na obiekt o przenikalności elektrycznej różniącej się od otoczenia, nastąpi jej odbicie (Ryc. 13.).



Ryc. 13. Odbicie fali od obiektu punkowego.

Należy zwrócić uwagę, że rozważany obiekt znajduje się przed czołem georadaru i jest już dla niego widoczny, dzięki sferycznej charakterystyce rozchodzenia się fali.

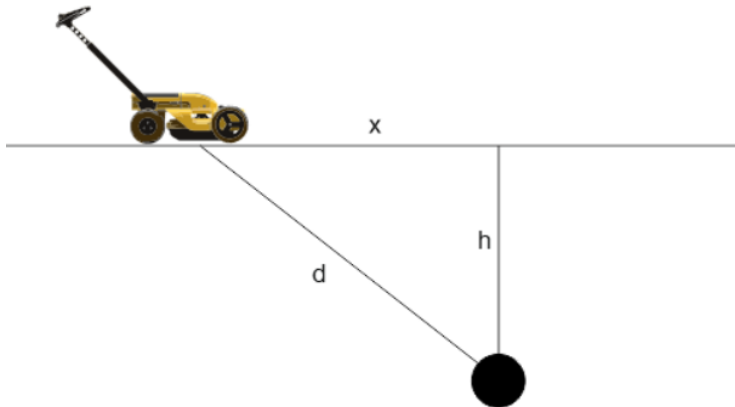
W sytuacji gdy georadar wykona serię pojedynczych impulsów nad obiektem punktowym, można zwizualizować czas zarejestrowanych odbić fali na monitorze georadaru. Efekt powstania hiperboli dyfrakcyjnej widoczny jest na Ryc. 14.



Ryc. 14. Schemat powstawania hiperbol dyfrakcyjnych na przykładzie pomiaru 2D nad obiektem punktowym.

W pozycji nr 1 georadar wyemitował falę elektromagnetyczną, która potrzebowała 9 ns na dotarcie do obiektu. Następnie fala odbita potrzebowała kolejnych 9 ns na powrót do georadaru. Impuls ten został zarejestrowany i wyświetlony na ekranie georadaru na czasie $2 \times 9 \text{ ns} = 18 \text{ ns}$. Analogicznie w pozycji nr 2 georadar był bliżej obiektu, dlatego fala potrzebowała 5 ns na dotarcie do obiektu i, po odbiciu, kolejnych 5 ns na powrót do radaru. Zarejestrowane odbicie pojawiło się na ekranie georadaru na czasie $2 \times 5 \text{ ns} = 10 \text{ ns}$. W przypadku gdy georadar znajdował się bezpośrednio nad obiektem, fala potrzebowała najmniej czasu na dotarcie do obiektu i powrót $2 \text{ ns} \times 2 = 4$

ns. Impuls odbity został zarejestrowany i wyświetlony przez georadar na czasie 4 ns. Analogicznie do pozycji 1 i 2 czasy odbicia fali pojawiły się w pozycjach 3 i 4. Impulsy układają się wzdłuż pewnej krzywej. Krzywa ta wynika z geometrii pomiaru i przyjmuje postać hiperboliczną. Można prosto wyprowadzić wzór na krzywą hiperboli dyfrakcyjnej z twierdzenia pitagorasa (11), (Ryc. 15.).



Ryc. 15. Szkic geometryczny odbicia fali od obiektu punktowego.

$$x^2 + h^2 = d^2 \quad (11)$$

Gdzie:

x – odległość georadaru do rzutu obiektu na powierzchnię ziemi,

h – głębokość obiektu,

d – odległość obiektu od georadaru.

Odległość obiektu od georadaru (d) nie jest znana. Znamy jedynie czas odbicia, więc $d=V*t$ (gdzie V to prędkość fali, t – czas odbicia). Podstawiając do równania (11) i uwzględniając, że fala pokonała 2 razy drogę do obiektu i z powrotem, otrzymujemy zależność (12).

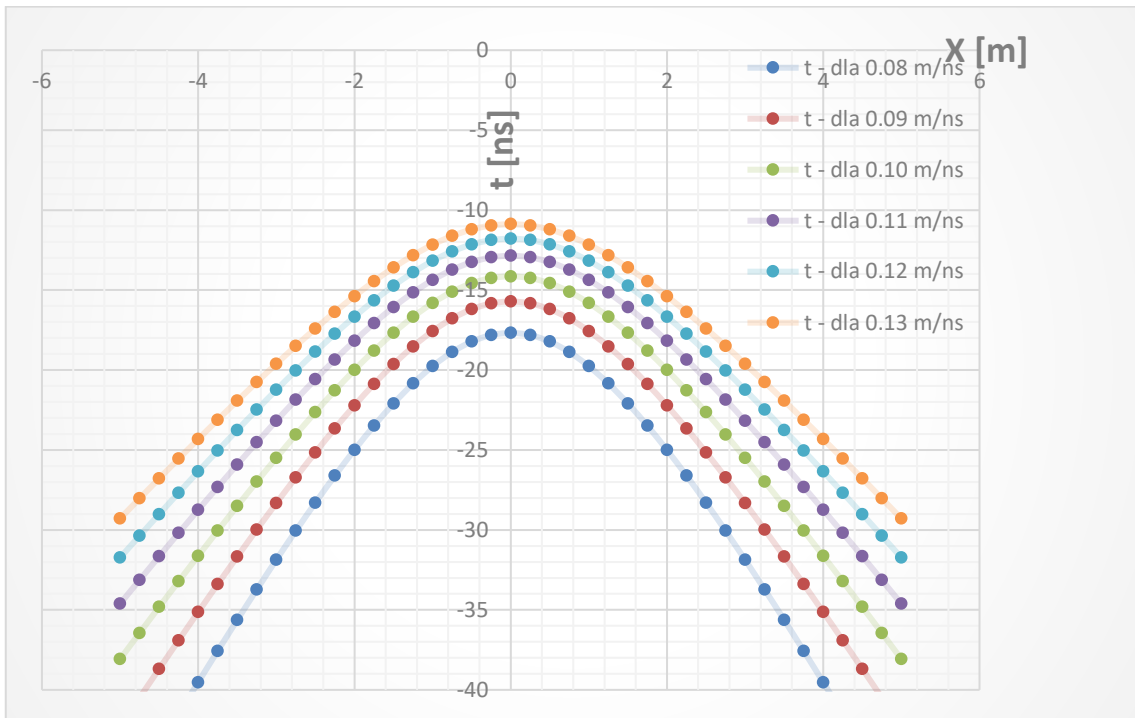
$$2(x^2 + h^2) = 4v^2t^2 \quad (12)$$

Po przekształceniu otrzymujemy równanie opisujące czas odbicia w funkcji położenia georadaru x , przy stałej głębokości obiektu h i prędkości fali elektromagnetycznej V (13).

$$t(x) = \sqrt{\frac{x^2+h^2}{2v^2}} \quad (13)$$

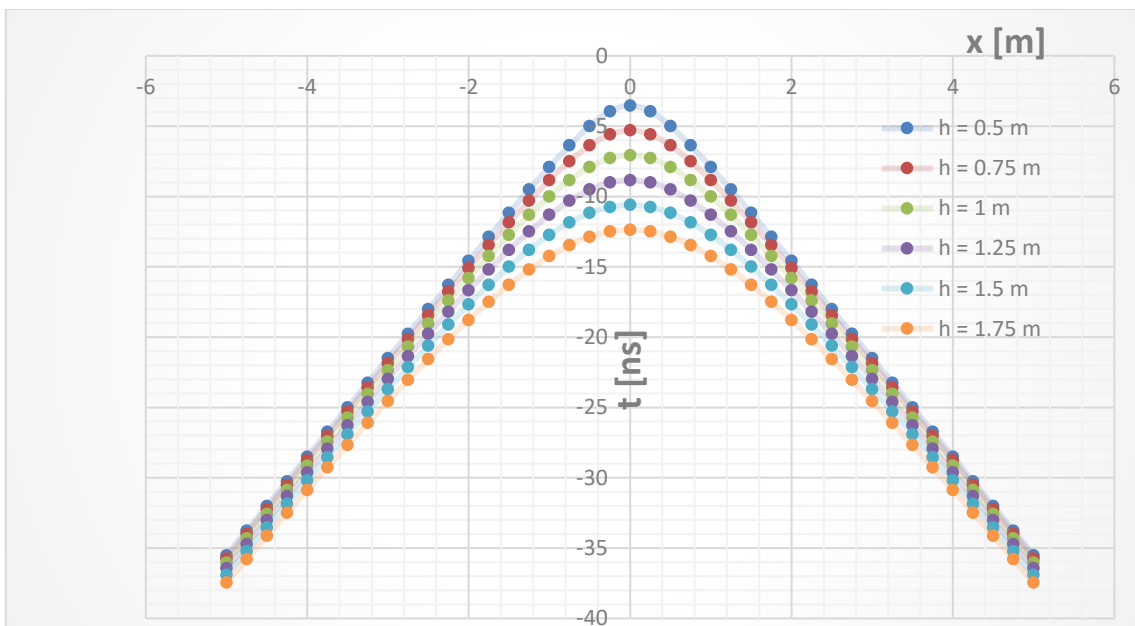
Poniżej zaprezentowano dwa teoretyczne zestawienia wykresów hiperbol dyfrakcyjnych dla obiektu punktowego. W pierwszym przypadku na Ryc. 16. zestawiono wykresy wartości liczbowych dla obliczeń krzywych dyfrakcyjnych wg równania (13)

dla stałej głębokości obiektu odbijającego, $h=2$ m. Każdy z wykresów obliczony został dla różnych prędkości fali elektromagnetycznej.



Ryc. 16. Wykres obrazujący teoretycznie wyliczone hiperbole dla obiektu na głębokości 2 m i różnych prędkości fali elektromagnetycznej.

W drugim zestawieniu, na Ryc. 17., widoczne są obliczone krzywe dyfrakcyjne dla przypadku o stałej prędkości fali elektromagnetycznej $V=0.1$ m/ns, ale dla różnych głębokości obiektu.



Ryc. 17. Wykres obrazujący krzywe dyfrakcyjne obliczone dla obiektu na różnych głębokościach przy tej samej prędkości fali $V=0.1$ m/ns.

Wyraźnie widać, że kształt krzywej dyfrakcyjnej jest zależny od głębokości oraz prędkości fali. Należy zwrócić uwagę, że nachylenie skrzydeł hiperboli jest zmienne dla:

- poszczególnych głębokości przy stałej prędkości,
- poszczególnych prędkości przy stałej głębokości.

Dzięki analizie zmienności kształtu hiperboli dyfrakcyjnej można oszacować średnią prędkość rozchodzenia się fali w ośrodku gruntowym. Specjalistyczne programy do przetwarzania i interpretacji danych oraz programy w kontrolerach georadarów mają funkcje analizy prędkości fali na podstawie kształtu zarejestrowanych hiperbol dyfrakcyjnych. Należy pamiętać, że szacowana prędkość jest średnią prędkością fali w środowisku gruntowym leżącym ponad obiektem odbijającym.

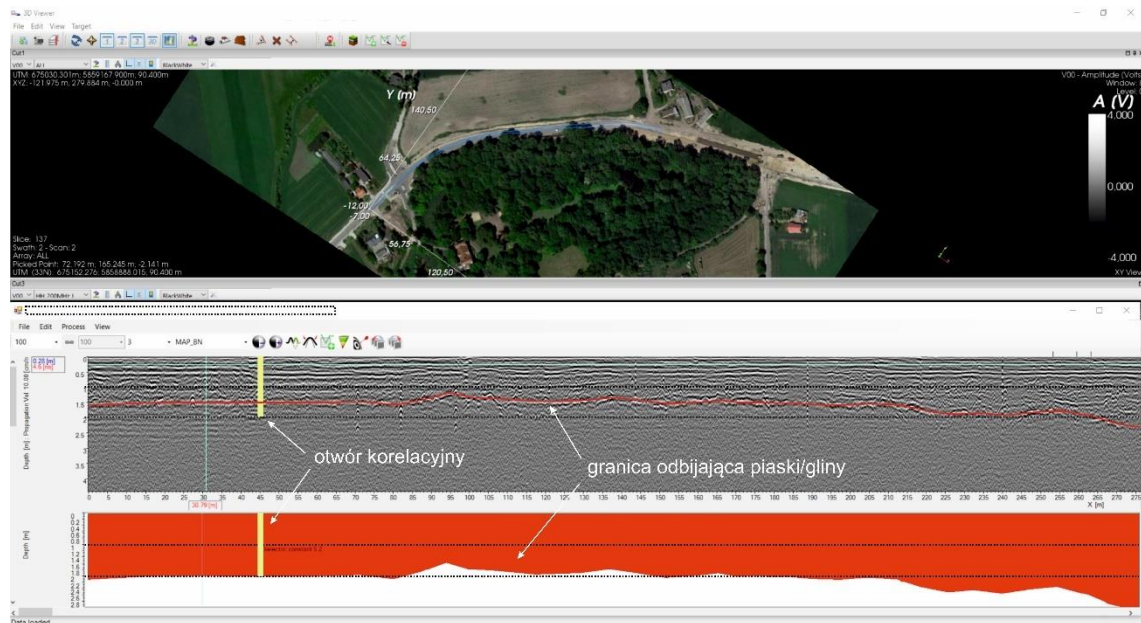
Gdy mamy do czynienia z granicą odbijającą poziomo leżącą lub serią warstwowań bez wyraźnie widocznych hiperbol dyfrakcyjnych, nie ma możliwości kalibracji prędkości na podstawie echogramów.

Kolejną możliwością kalibracji prędkości i skali głębokościowej jest metoda korelacji rdzeni wiertniczych z danymi geofizycznymi. Tego typu interpretacja składa się z dwóch etapów. W pierwszym dokonujemy identyfikacji granic geofizycznych, odbijających na echogramie 2D, a następnie określamy głębokości warstw zgodnie z głębokościami z profilu wiertniczego. Postępując w ten sposób, znamy t – czas z echogramu, s – drogę (głębokość) z otworu dla danej warstwy. Podstawiając do wzoru $V=s/t$, możemy obliczyć prędkość fali elektromagnetycznej. Metodyka ta będzie zastosowana w interpretacji danych ze stanowiska badawczego Jarki w dolinie rzeki Zielonej.

W metodzie korelacji, oprócz kalibracji prędkości, otrzymujemy także informację o rodzajach osadów występujących w miejscu wierceń (czy są to piaski, żwiry itp.). Metoda ta powszechnie stosowana jest w diagnostyce nawierzchni drogowych przy zastosowaniu GPR.

Na Ryc. 18. przedstawiono wynik korelacji danych georadarowych z otworem sondażowym. Wykonany został skan georadarem wzdłuż nowo wybudowanej drogi. Na dolnym obrazie widoczny jest echogram z wyznaczoną granicą podsypki piaszczystej pod drogą, w wykorytowanych glinach. Przy założeniu średniej prędkości fali 0.1 m/ns otrzymamy głębokość granicy piaski/gliny na około 1,5 m p.p.t. Po wywierceniu otworu na 45 metrze profilu okazało się, że granica ta leży na głębokości około 2 metrów. W programie GRED HD 3D CAD wstawiono otwór korelacyjny wskazujący,

że wcześniej wyinterpretowana granica na 45. metrze jest na głębokości 2 metrów. Program automatycznie wyliczył prędkość fali, $V=0,13$ m/ns, jednocześnie skalując podziałkę głębokościową na dolnym przekroju. Przykład ten pokazuje, jak ważne jest prawidłowe dobranie prędkości do interpretacji danych. Wartości głębokości różniły się w tym przypadku o 30%, w zależności od przyjętej prędkości fali.

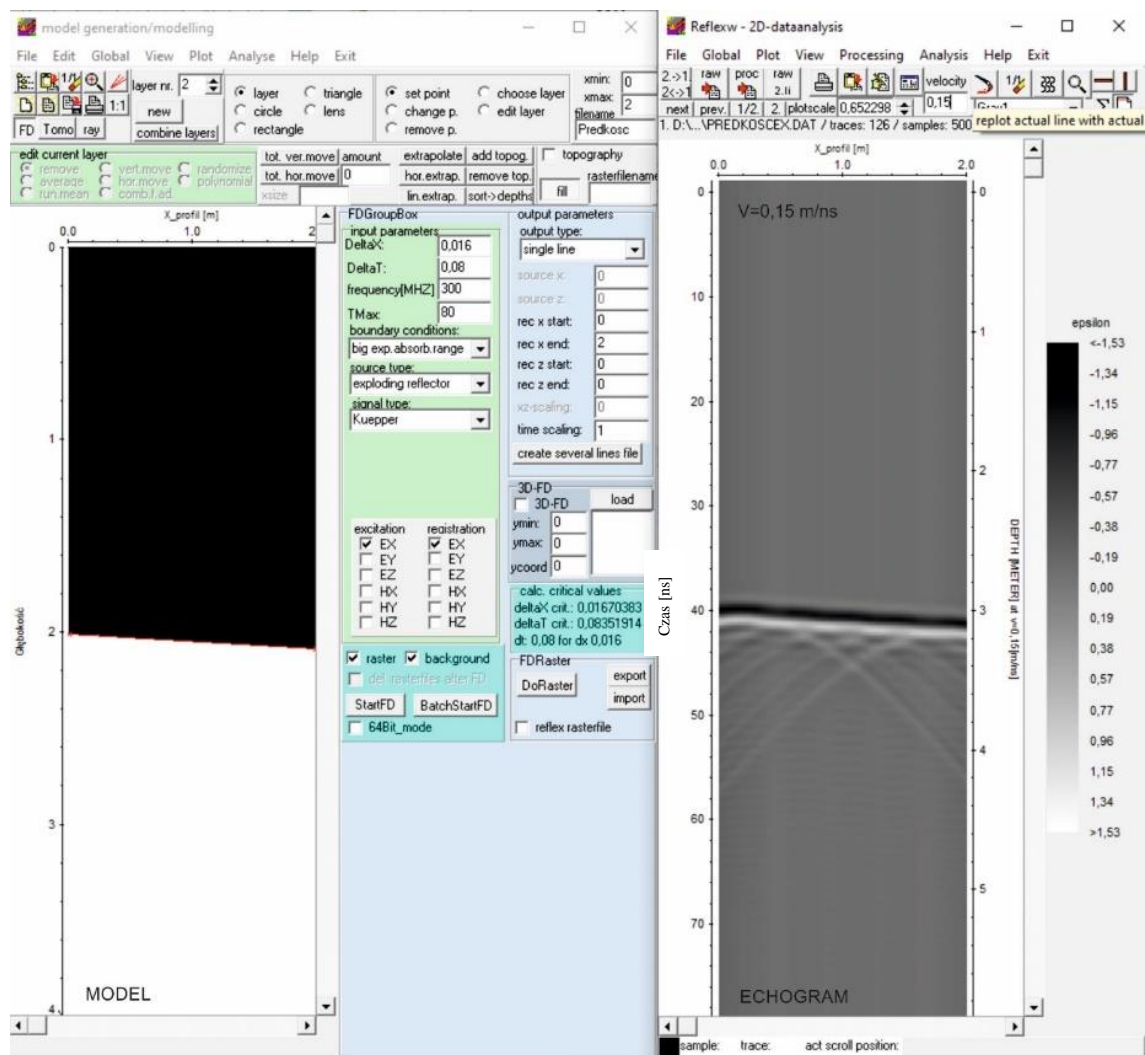


Ryc. 18. Przykład interpretacji danych georadarowych z korelacją otworową.

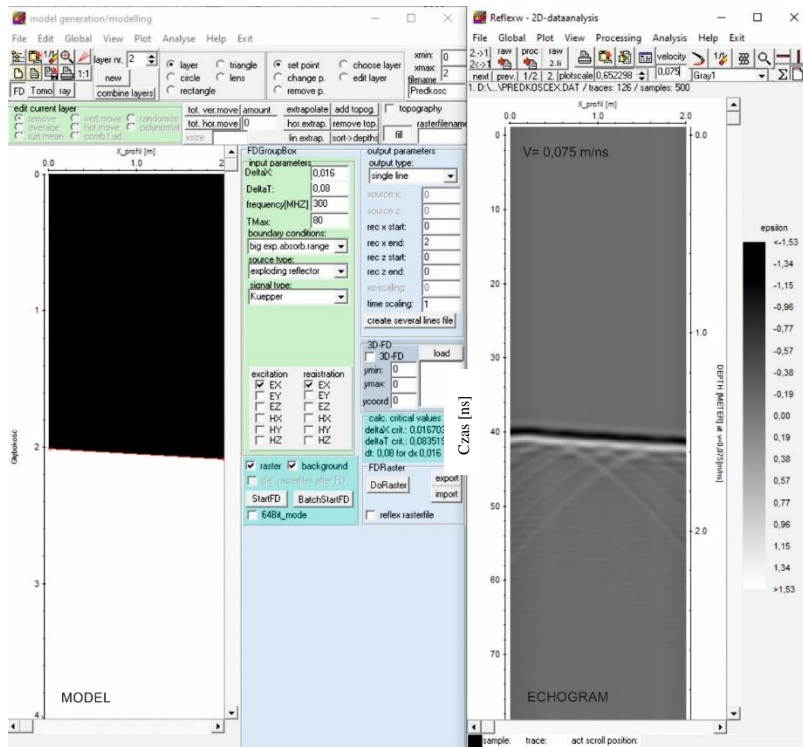
Metodyka 2D

W badaniach 2D wykonujemy skany georadarem wzdłuż założonych profili pomiarowych, najlepiej w linii prostej, aby zachować geometrię pomiaru. Należy pamiętać, że w metodyce 2D jesteśmy w stanie wyznaczyć jedynie linie przekroju poprzez badaną strukturę. W przypadku gdy nie znamy konfiguracji płaszczyzn upadów i ich kierunków, widok litologii na echogramach może być mylący. Podczas wykrywania obiektów antropogenicznych hiperbole dyfrakcyjne na echogramach 2D są doskonałym wskaźnikiem występowania obiektów. W przypadku badań 3D możemy przestrzennie śledzić płaszczyzny i kierunki warstw geologicznych oraz przestrzenny zasięg obiektów antropogenicznych, takich jak rury czy mury. Należy tutaj odnieść się do prostej geometrycznej reguły. Mając do dyspozycji dwa punkty w przestrzeni, możemy jedynie wyznaczyć linię prostą. Dzięki badaniom 3D można wyznaczyć 3 punkty w przestrzeni dla danej struktury, która wniesie nam już wiele informacji o upadzie, biegu, kątach nachylenia i azymutach.

Poniżej wykonano modelowanie numeryczne dla ośrodka 2-warstwowego. W pierwszym przypadku przyjęto dla warstwy pierwszej piaski suche o prędkości średniej 0,15 m/ns (Ryc. 19.). Odbicie od granicy warstw jest na czasie 40 ns, co dla średniej prędkości 0,15 m/ns wynosi 3 m głębokości. Analogicznie, gdy założymy model z piaskiem mokrym w pierwszej warstwie (Ryc. 20.) i ustalimy prędkość średnią dla fali elektromagnetycznej 0,075 m/ns, głębokość na skali głębokościowej spadnie. Jest to bardzo ważny aspekt, który należy mieć na uwadze podczas interpretacji danych z georadaru. W dalszej części zostaną omówione zaawansowane metody wyznaczania prędkości fali na podstawie danych z otworów, a także konwersja czasowo-głębokościowa pozwalająca z pola falowego zarejestrowanego w czasie przetransformować model na przekrój głębokościowy, który będzie zbliżony do faktycznej budowy geologicznej ośrodka.

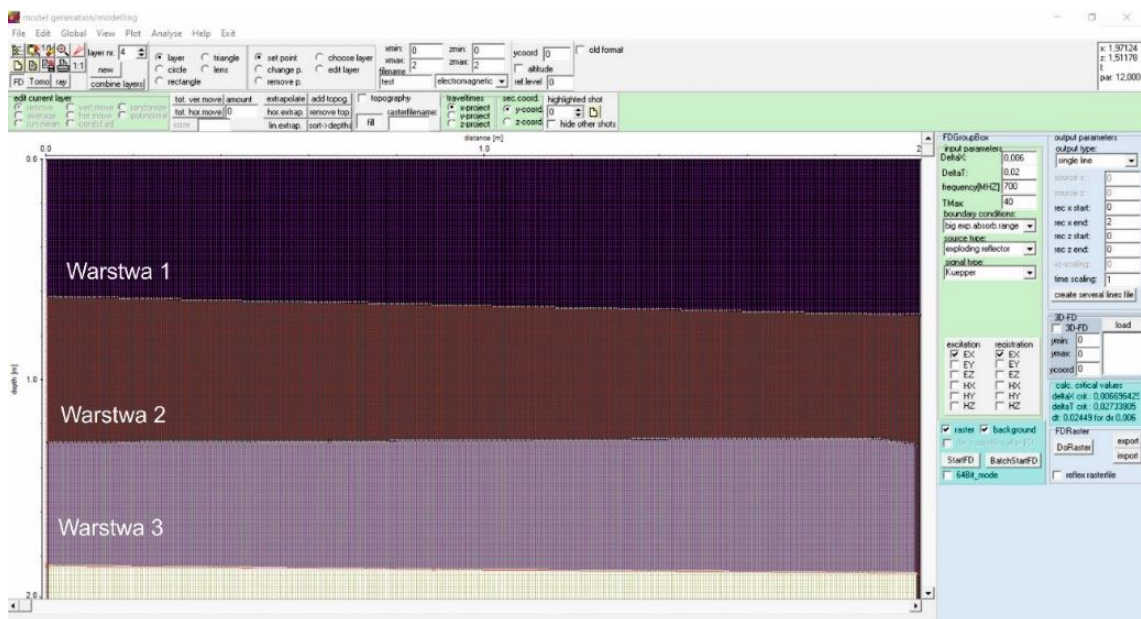


Ryc. 19. Echogram ze skalą głębokościową dla prędkości fali 0,15 m/ns.



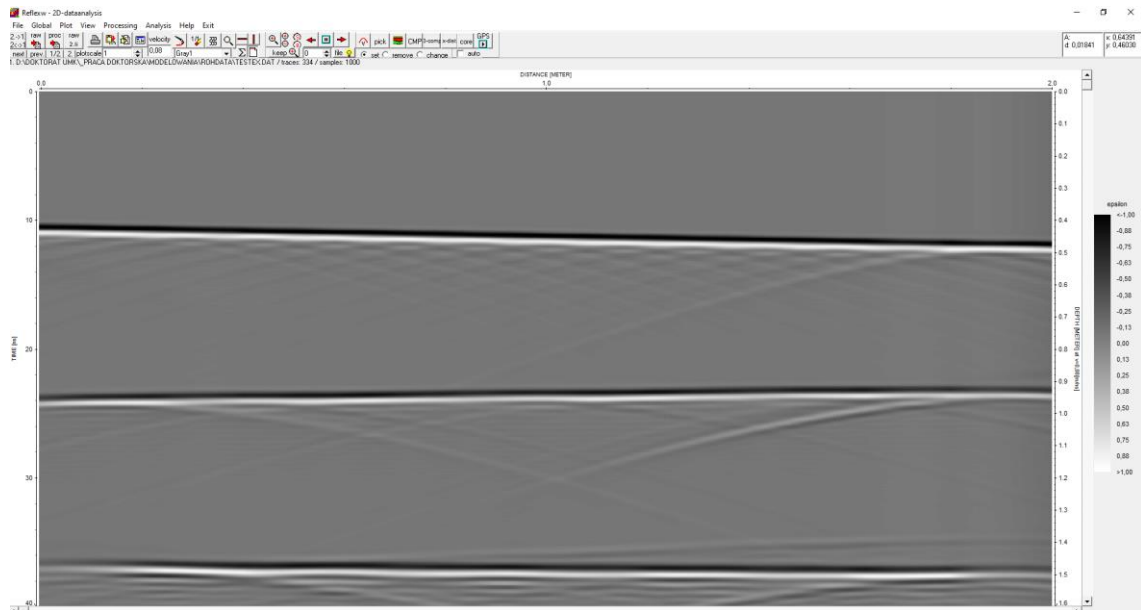
Ryc. 20. Echogram ze skalą głębokościową dla prędkości fali $V=0.075$ m/ns.

W terminologii angielskiej impuls wygenerowany w jednym miejscu i jego zarejestrowane echo nazywamy A-scan (Sandmeier, 2020) lub trasą (Karczewski i in., 2011). Zbiór wielu A-scan lub tras zestawionych obok siebie, zarejestrowanych wzdłuż zadanej linii profilu, nazywamy B-scan lub po polsku: echogramem, skanem 2D, profilem. Rozpatrzmy prosty model – ośrodek 3-warstwowy, 2 m długości x 2 m głębokości (Ryc. 21.).



Ryc. 21. Model 3-warstwowy przygotowany w programie ReflexW.

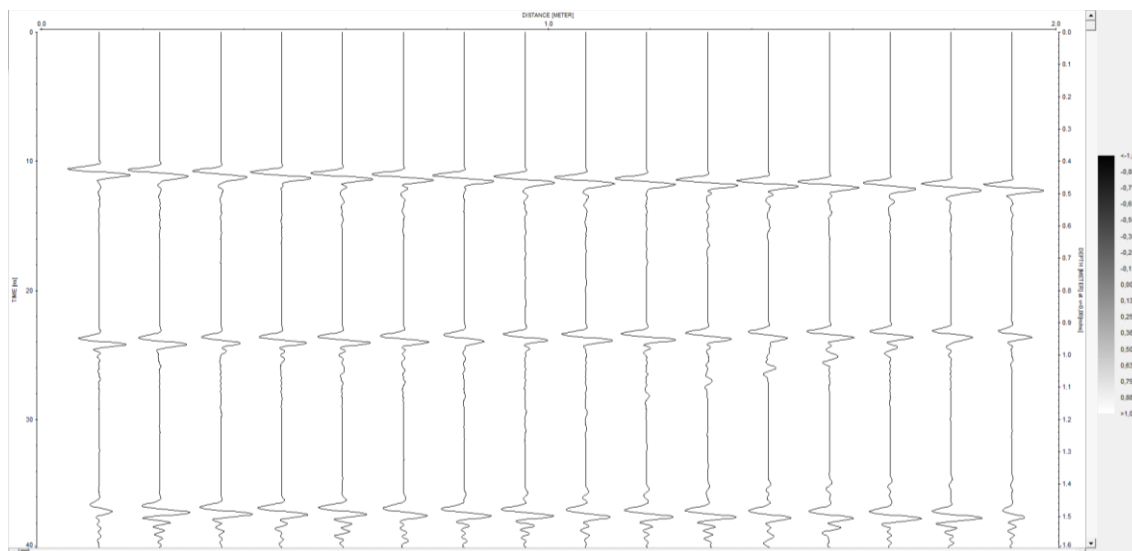
Wynikiem modelowania dla takiego ośrodka gruntowego jest poniższy obraz georadarowy (Ryc. 22.).



Ryc. 22. Echogram uzyskany z symulacji numerycznej dla modelu 3 warstwowego przedstawionego na Ryc. 21.

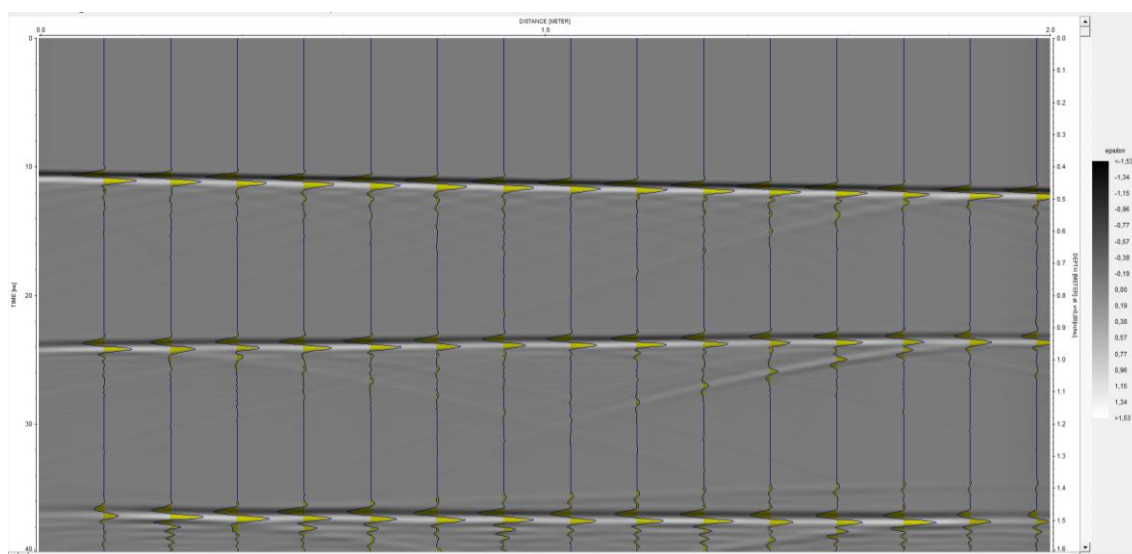
Uzyskany echogram (Ryc. 22.) jest zbiorem pojedynczych impulsów. W modelu wejściowym założono symulację anteny georadarowej o częstotliwości środkowej 700 MHz. Impulsy generowane były co 6 mm. Ryc. 23. obrazuje zbiór pojedynczych tras wzdłuż wymodelowanego profilu. Dla uproszczenia widoczne jest tylko 5% tras na echogramie, czyli wyświetlona jest co 20 trasa. Jak już wspomniano, impulsy były wygenerowane co 6 mm, co na 2 metrach daje zbiór 334 tras na echogramie, dlatego w celu wizualizacji zredukowano ilość danych.

Tryb wyświetlania echogramu zaprezentowany na Ryc. 23. Nazywany jest Wiggle Mode (Sandmeier, 2020). W kolejnym kroku możemy wyświetlić więcej tras na echogramie oraz dodać kolory, które będą reprezentować dodanie i ujemne wychylenie impulsu od osi 0. Impulsy wychylone w prawo, czyli na + (plus) od osi 0, będą wypełnione odcieniem bieli, w zależności od amplitudy w skali od 0 do 1, natomiast impulsy wychylone w lewo, na - (minus) od 0, będą wypełnione odcieniem koloru czarnego, w zależności od amplitudy w skali od -1 do 0.



Ryc. 23. Echogram – zbiór zarejestrowanych pojedynczych impulsów (Wiggle Mode).

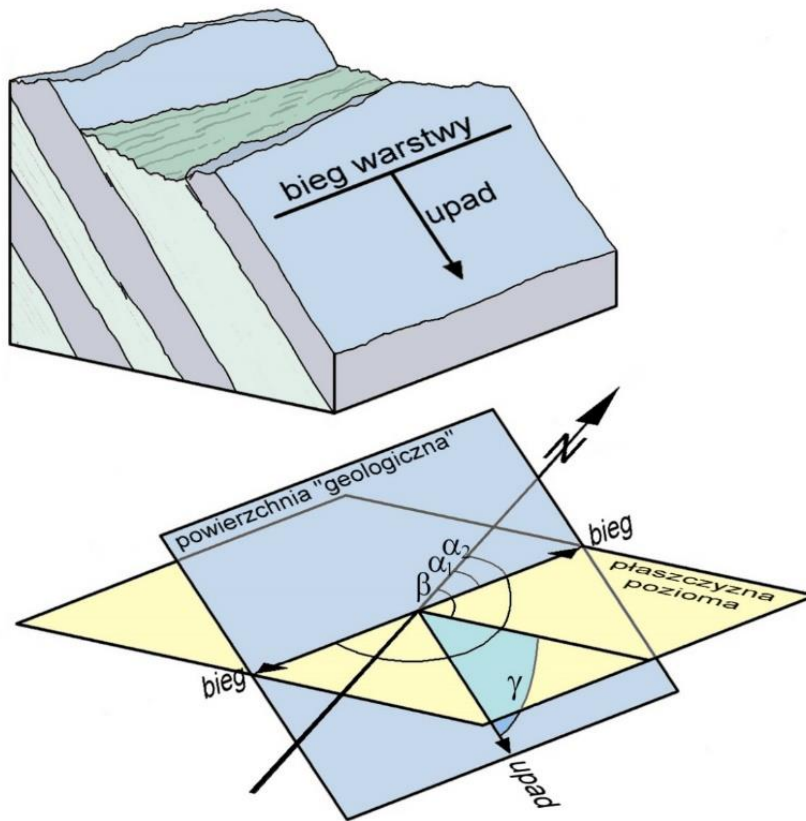
Gdy uwzględnimy wszystkie 334 trasy (2 m/0,006 m), wypełnimy amplitudy odpowiednią skalą szarości oraz uśrednimy wartości pomiędzy trasami, otrzymamy tzw. obraz Point Mode (Sandmeier, 2020) (Ryc. 24.).



Ryc. 24. Echogram w trybie Point Mode.

Wyraźnie widać, że dane typu Point Mode są bardziej czytelne niż w trybie Wiggle Mode, dlatego wyniki z pomiarów w dalszej części będą prezentowane w trybie Point Mode. Mimo że echogramy wyglądają jak spójny obraz w odcieniu szarości, jest to zbiór pojedynczych tras radarowych pokolorowanych odcieniami szarości, a następnie uśrednionych i wyświetlonych jako skan 2D.

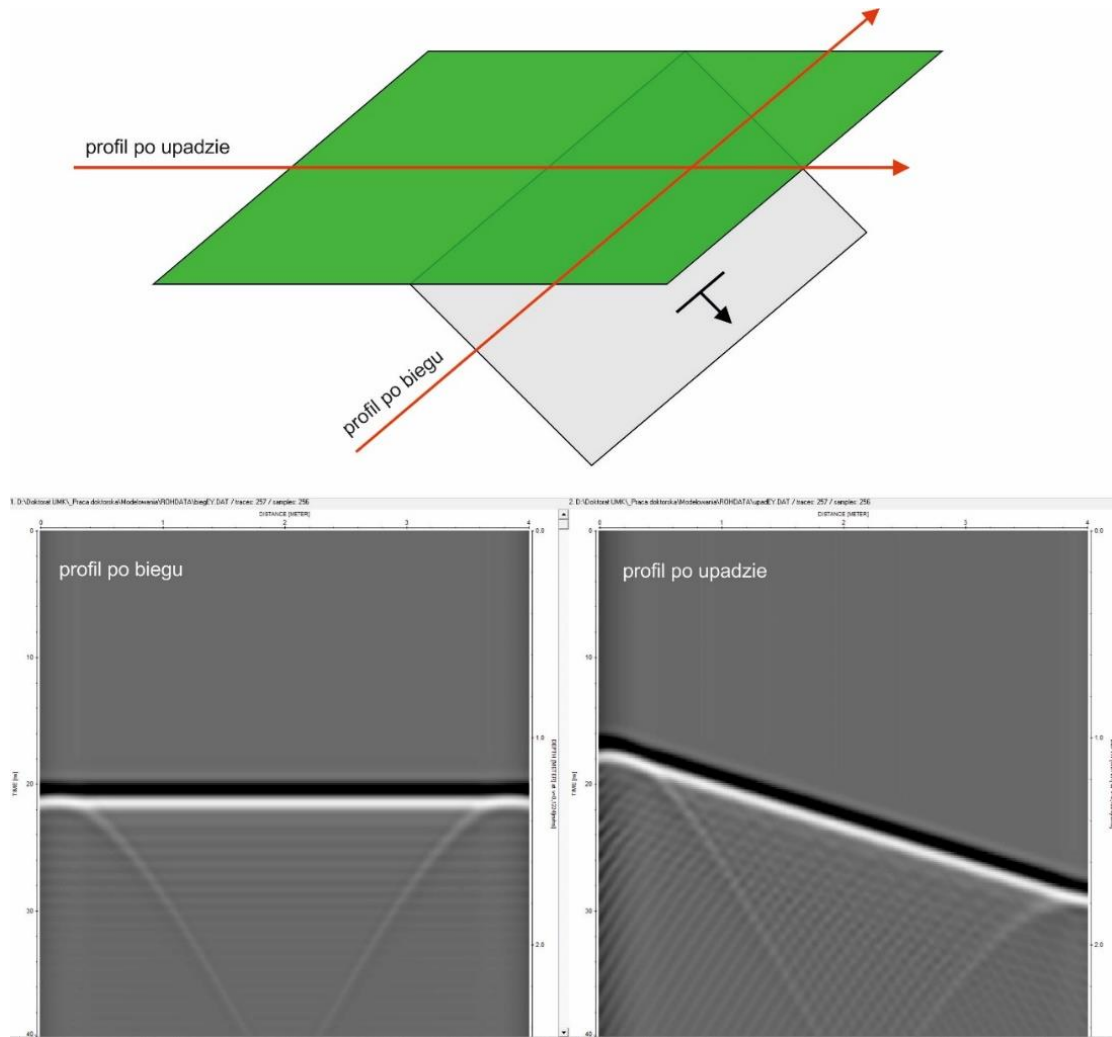
Rozpatrzmy klasyczny przypadek upadu i biegu warstw (Ryc. 25.).



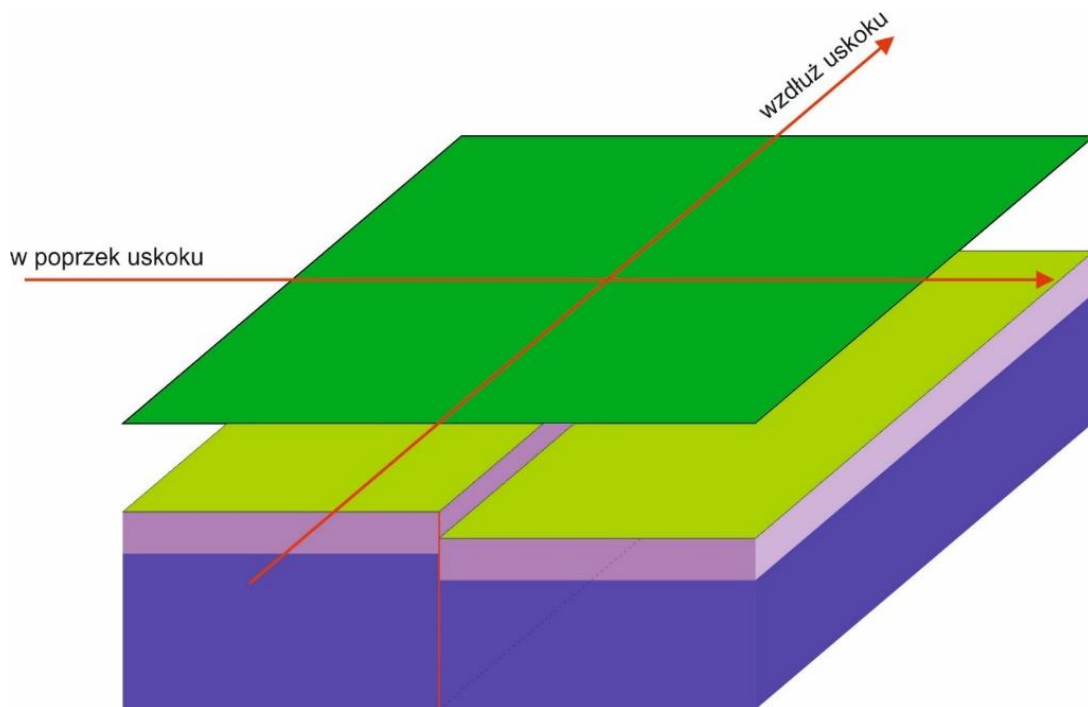
Ryc. 25. Bieg i upad warstwy (www.geo-turystyka.pl).

W metodyce 2D jest diametralna różnica w wyglądzie echogramu uzyskanego wzdłuż upadu i wzdłuż biegu warstwy. Na Ryc. 26 wymodelowano w programie ReflexW dwa przypadki: skan 2D wzdłuż upadu i wzdłuż biegu nachylonej warstwy. Na podstawie jednego skanu nie jesteśmy w stanie wyznaczyć dokładnych parametrów płaszczyzny utworzonej przez granicę warstwy, a szczególności wzdłuż biegu warstwy.

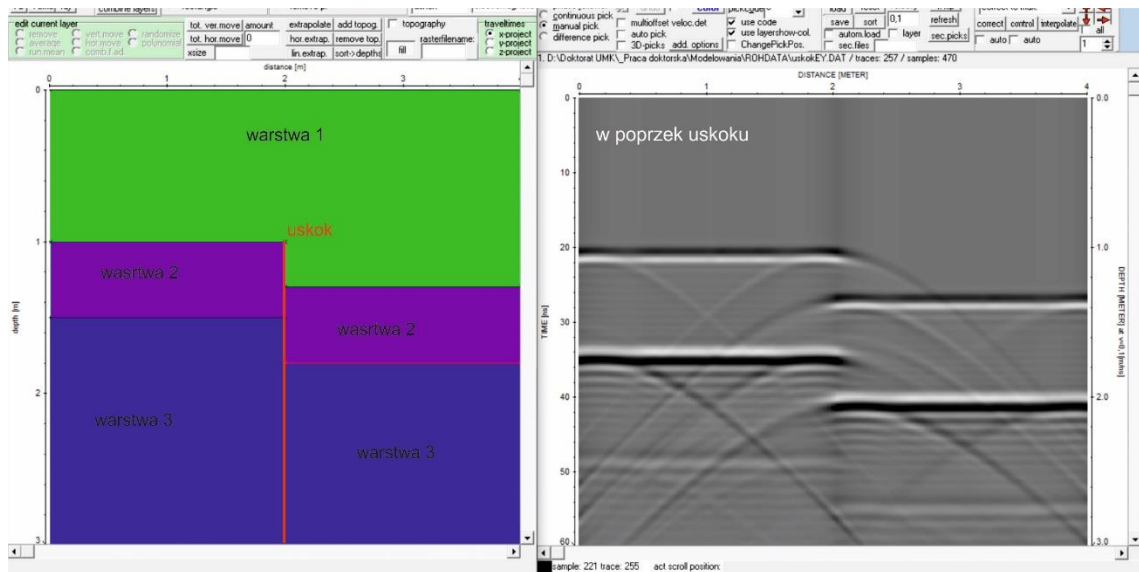
Podobnie sytuacja wygląda, kiedy mamy do czynienia ze strefą uskoku. W przypadku gdy wykonamy profil w poprzek uskoku, zdobędziemy informacje o dokładnym położeniu płaszczyzn uskoku, zrzucie i konfiguracji warstw. Natomiast jeśli wykonamy skan wzdłuż uskoku, zobaczymy jedynie ciągłe, poziome warstwy. Do zobrazowania tego przypadku założono model 3-warstwowy z uskokiem pionowym (Ryc. 27.). W programie ReflexW wykonano modelowanie dla przypadku skanu w poprzek uskoku (Ryc. 28.) i wzdłuż uskoku (Ryc. 29.).



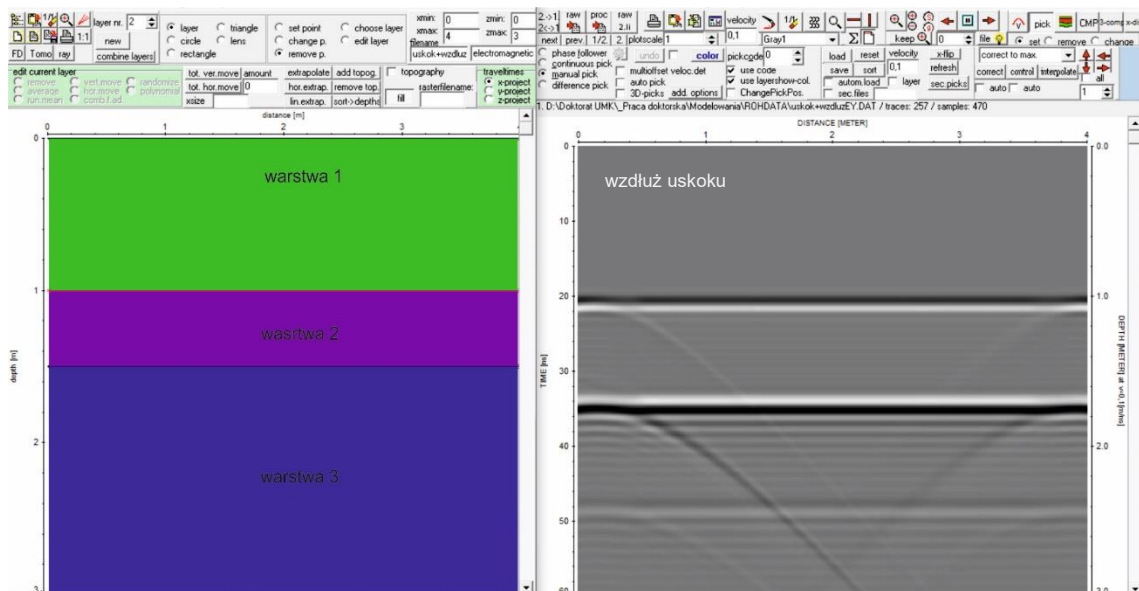
Ryc. 26. Przykład wymodelowanych echogramów wzdłuż upadu i biegu.



Ryc. 27. Model 3-warstwowy z uskokiem pionowym.



Ryc. 28. Wynik modelowania w poprzek uskoku.



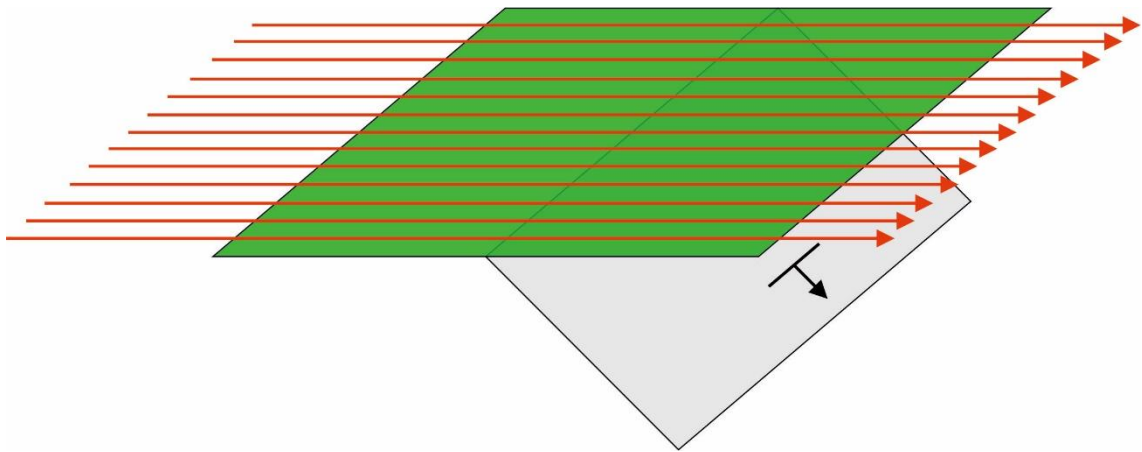
Ryc. 29. Wynik modelowania wzdłuż uskoku.

W pierwszym przypadku wyraźnie widać hiperbole dyfrakcyjne, które identyfikują krawędzie uskoku. Dodatkowo dobrze widoczne są warstwy i ich przesunięcie względem siebie. W drugim przypadku nie jest widoczny uskok, lecz jedynie układ warstw.

Metodyka 3D

Metodyka 3D polega na wykonaniu wielu skanów o znanej geometrii i połączenie ich w jeden obraz przestrzenny. Może to być seria skanów równoległych i/lub prostopadłych w tzw. siatce pomiarowej. W metodyce 3D oprócz przekrojów pionowych (wzdłuż i w poprzek) można analizować także przekroje poziome po

interpolacji skanów względem siebie, tzw. z angielskiego time slice (plastry czasowe). Dzięki temu uzyskujemy 3 cięcia przez badaną strukturę i możemy wyznaczyć płaszczyzny dzięki 3 punktom w przestrzeni, a także analizować zasięg przestrzenny obiektów antropogenicznych. Rozpatrzmy przypadek z warstwą nachyloną w metodyce 3D. Teoretyczne profile będą wykonane w siatce pomiarowej, równoległe do siebie i złożone w obraz 3D. W sumie do przykładu przyjęto 40 profili co 25 cm o długości 4 m każdy, co daje obszar 10 m x 4 m (Ryc. 30.). Modelowanie zostało wykonane w programie ReflexW.

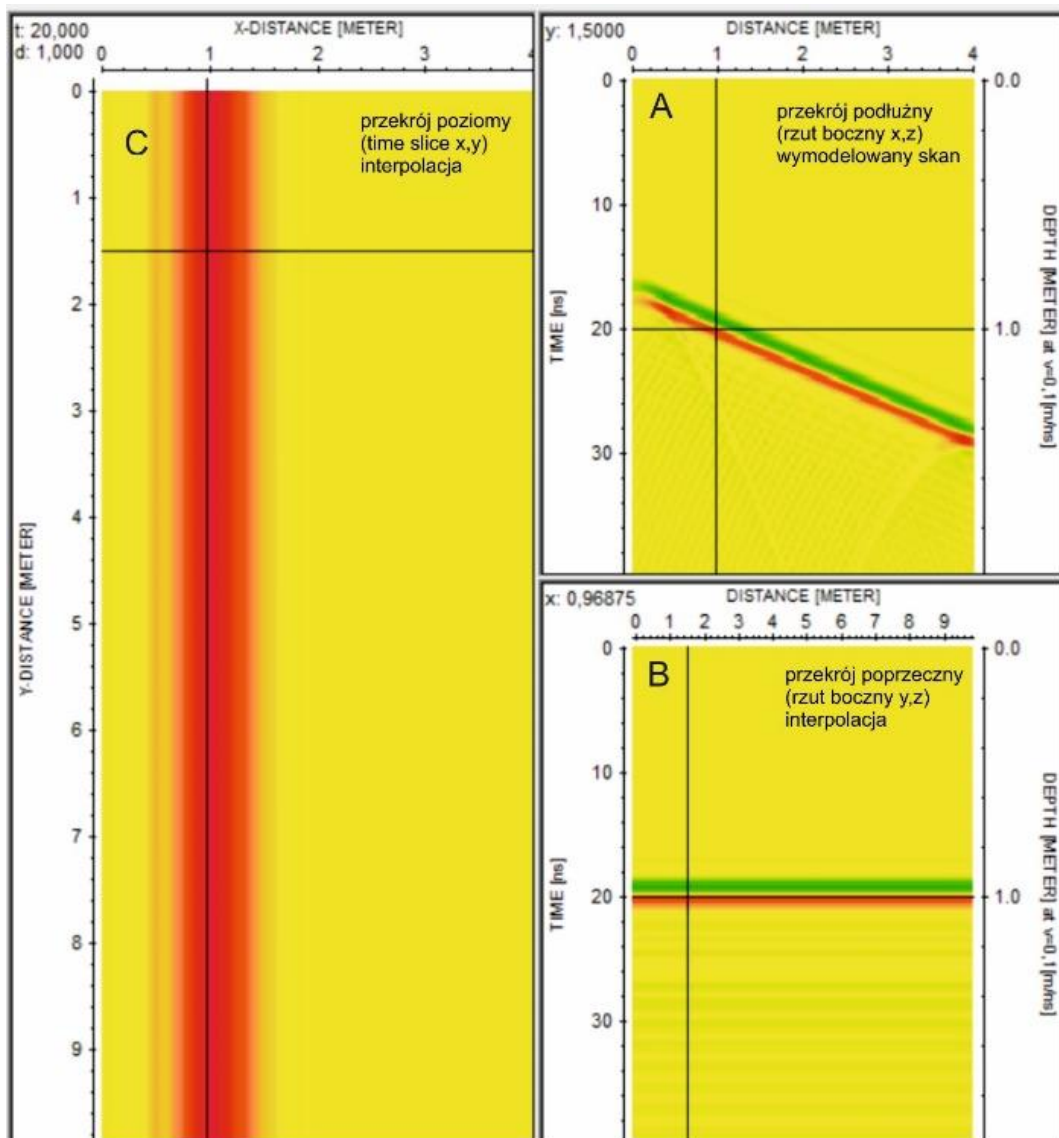


Ryc. 30. Seria skanów 2D wykonanych wzdłuż upadu warstwy. Do modelu przyjęto dystans pomiędzy profilami – 25 cm.

Efekt złożenia skanów w obraz 3D będzie przestrzeń, którą można przeglądać w trzech przekrojach :

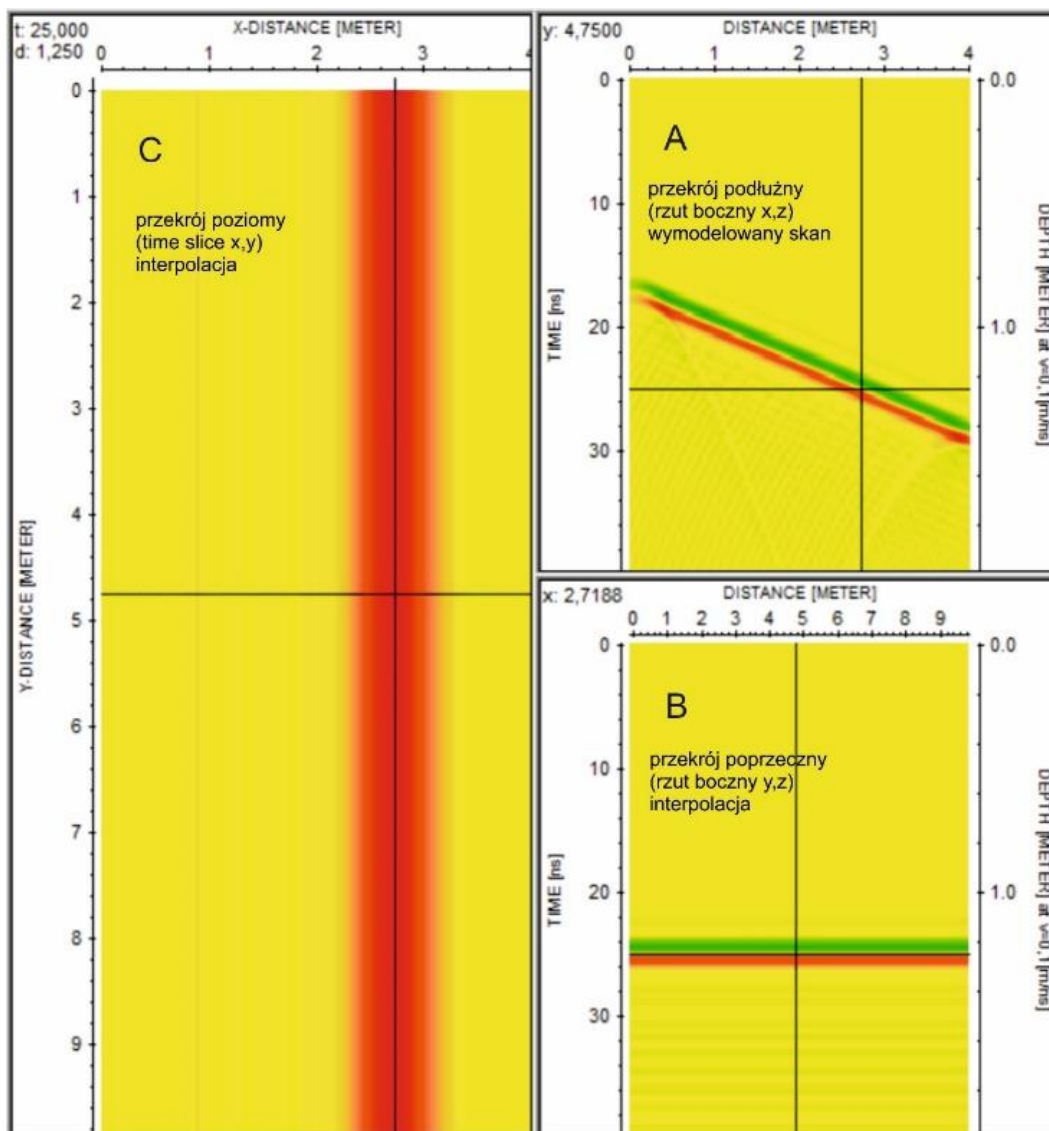
- xz – przekroje pionowe, podłużne wzdłuż upadu, faktycznie wykonane skany 2D,
- yz – przekroje pionowe, poprzeczne w poprzek upadu (po biegu) – powstałe z interpolacji danych 2D,
- xy – przekroje poziome, czasowo-głębokościowe tzw. z ang. time slice, powstałe z interpolacji danych.

Ryc. 31. obrazuje 3 przekroje xz (A), yz (B), xy (C) na głębokości cięcia wynoszącej 1 metr. Przekrój pionowy A obrazuje model przecięty płaszczyzną wzdłuż upadu, widoczne wyraźne pochylenie warstwy odbijającej. Przekrój pionowy B jest wynikiem cięcia płaszczyzną przez model w poprzek upadu, wzdłuż biegu warstwy. Przekrój poziomy C obrazuje wymodelowane dane przecięte poziomą płaszczyzną na czasie $t=20$ ns, przy założonej prędkości fali $V=0.1$ m/ns, co daje 1 metr głębokości. Na przekroju C widoczna jest tylko linia intersekcyjna, przecięcia płaszczyzny przekroju i płaszczyzny granicy odbijającej.



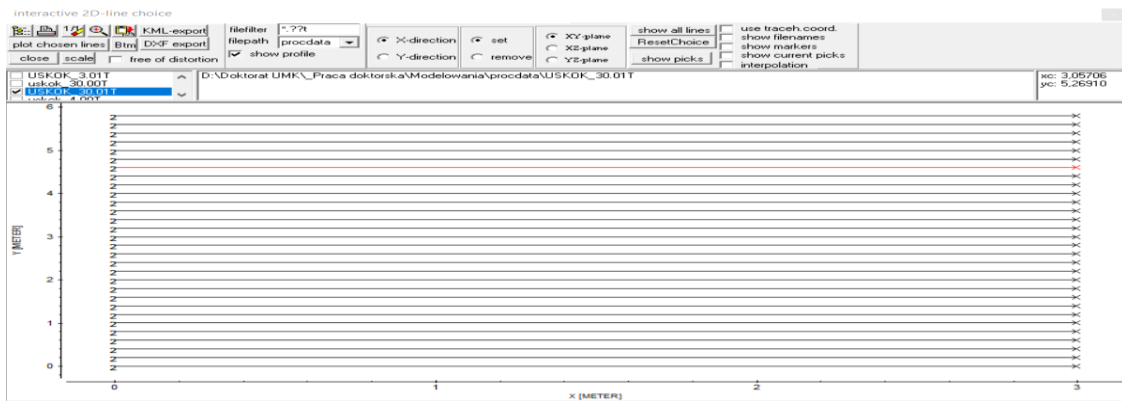
Ryc. 31. Przekroje 3D na wymodelowaną pochyloną warstwę, wizualizacja ReflexW.

Ryc. 32. obrazuje rzuty wraz z przekrojem poziomym na głębokości 1,25 m. Ze względu na głębsze cięcie poziome przecięcie z płaszczyzną warstwy (przekrój C) znajduje się w innym położeniu – xy. Także na przekroju B intersekcja widoczna jest głębiej. Dzięki takim analizom w przestrzeni 3D można precyzyjniej ocenić kierunki zapadania granic odbijających.



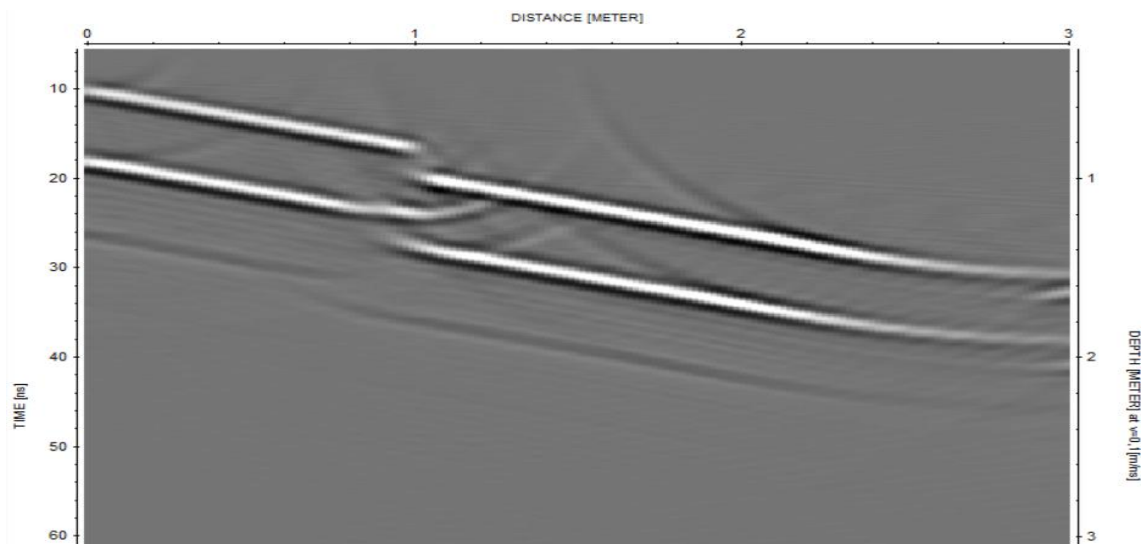
Ryc. 32. Przekroje 3D wraz z cięciem poziomym na głębokości 1,25 m.

Dla zobrazowania problemu niejednoznaczności interpretacji 2D w stosunku do efektywnej metody 3D poddano analizie bardziej skomplikowany przypadek układu 3 warstw przeciętych uskokiem. W obliczeniach modelowych nad strukturą wykonano 30 skanów równoległych co 20 cm, zaczynających się z tej samej linii referencyjnej (Ryc. 33.).

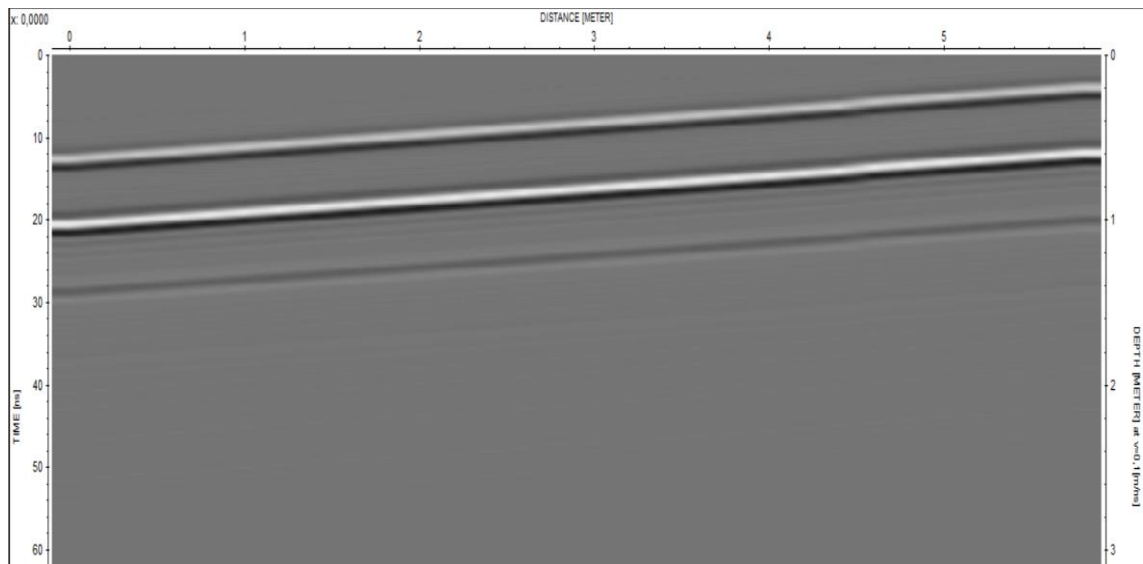


Ryc. 33. Geometria wymodelowanych skanów w siatce profili równoległych (ReflexW).

Ryc. 34. obrazuje wymodelowany, pojedynczy skan 2D wzdłuż osi x, natomiast Ryc. 35. prezentuje interpolowany echogram wzdłuż osi y na podstawie wygenerowanych danych. W pierwszym przypadku można zauważyć 2 granice odbijające, przesunięte względem siebie, co świadczy o strefie uskokowej (dyfrakcje od krawędzi uskoku zostały zredukowany specjalnym algorytmem migracji). W drugim przypadku zobrazowane są jedynie dwie ciągłe granice odbijające. Z całą pewnością warstwy są nachylone, jednak nie da się precyzyjnie wyznaczyć ich płaszczyzn na skanie 2D. Zapadanie warstwy wzdłuż osi x i y świadczy o tym, że skany nie były wykonane ani po upadzie, ani po biegu warstw. Można szacować, że kierunek upadku będzie się znajdować pomiędzy osiami xy.

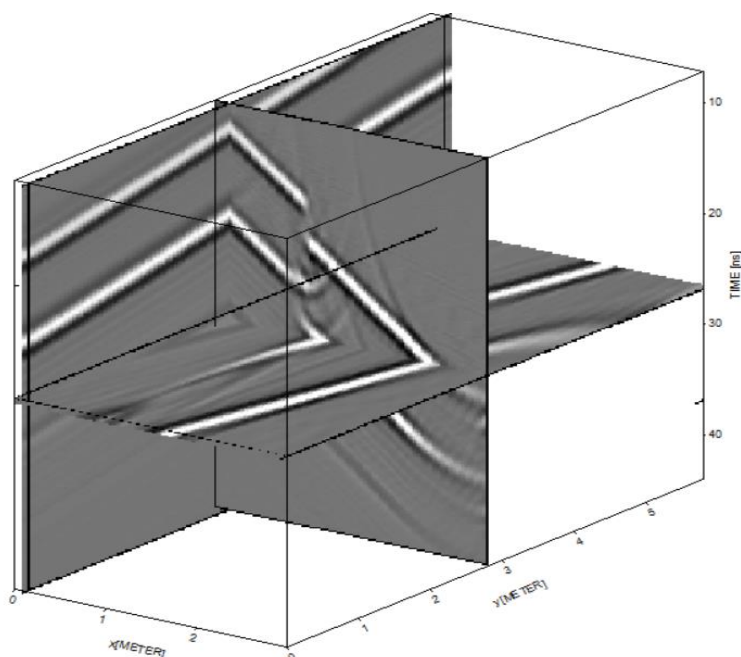


Ryc. 34. Wymodelowany skan 2D wzdłuż osi x.



Ryc. 35. Wygenerowany profil poprzeczny z wykonanych skanów wzdłuż osi y.

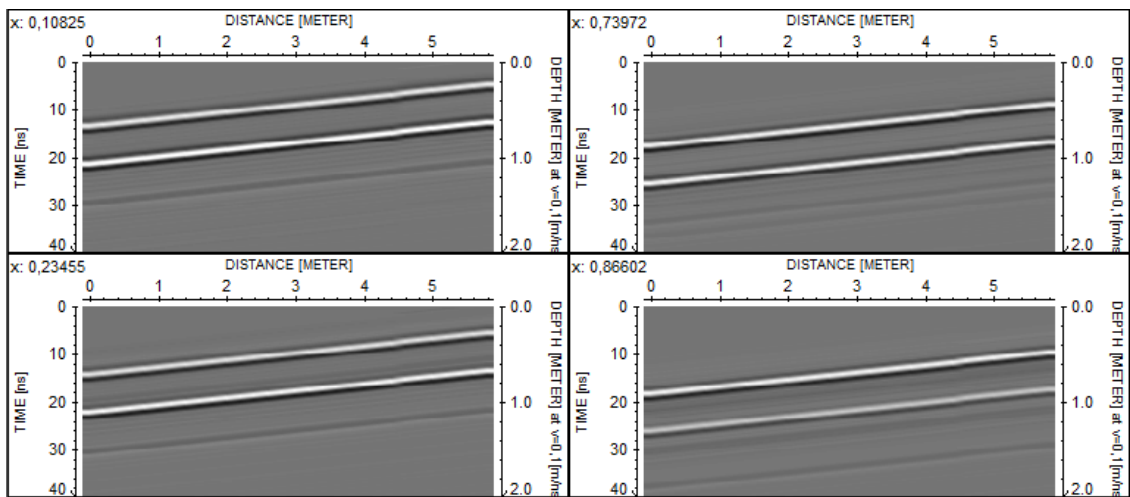
W programie ReflexW skany zostały połączone w jeden blok (ang. cube 3D), a następnie poddane analizie. Ryc. 36. obrazuje przestrzeń 3D modelu przeciętego 3 płaszczyznami. Potwierdza się założenie o kierunku upadu warstw pomiędzy osiami x i y. Widoczna jest także strefa uskokowa przecinająca warstwy.



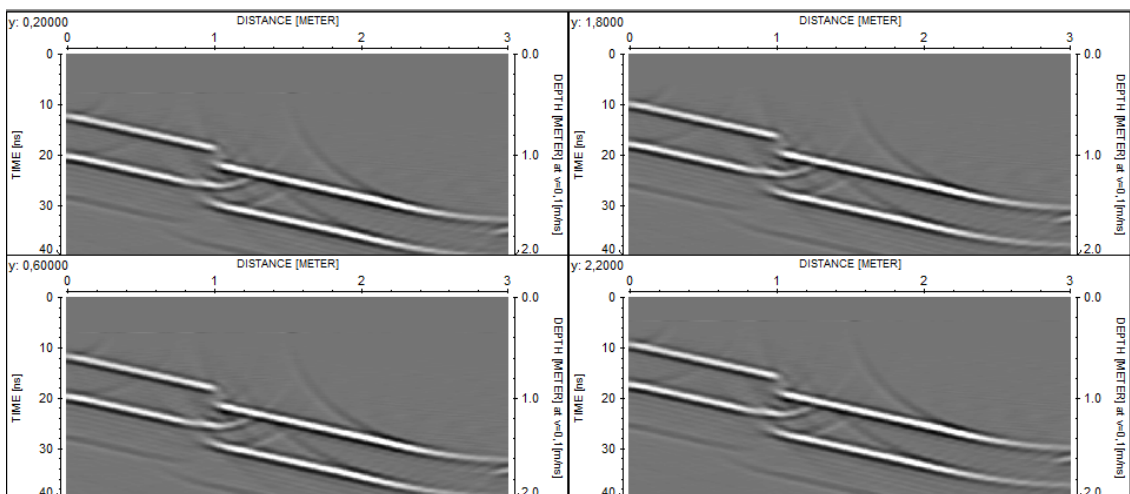
Ryc. 36. Widok 3D z 3 płaszczyznami tnącymi – xyz.

Na Ryc. 37. zaprezentowano wygenerowane przekroje pionowe w płaszczyźnie yz przez model 3D w funkcji x, na których widoczne są przecięcia z wymodelowanymi warstwami. Na Ryc. 38. zamieszczono przekroje pionowe w płaszczyźnie xz w kierunku y. Ryc. 39. przedstawia przekroje poziome w płaszczyźnie xy przez analizowane dane

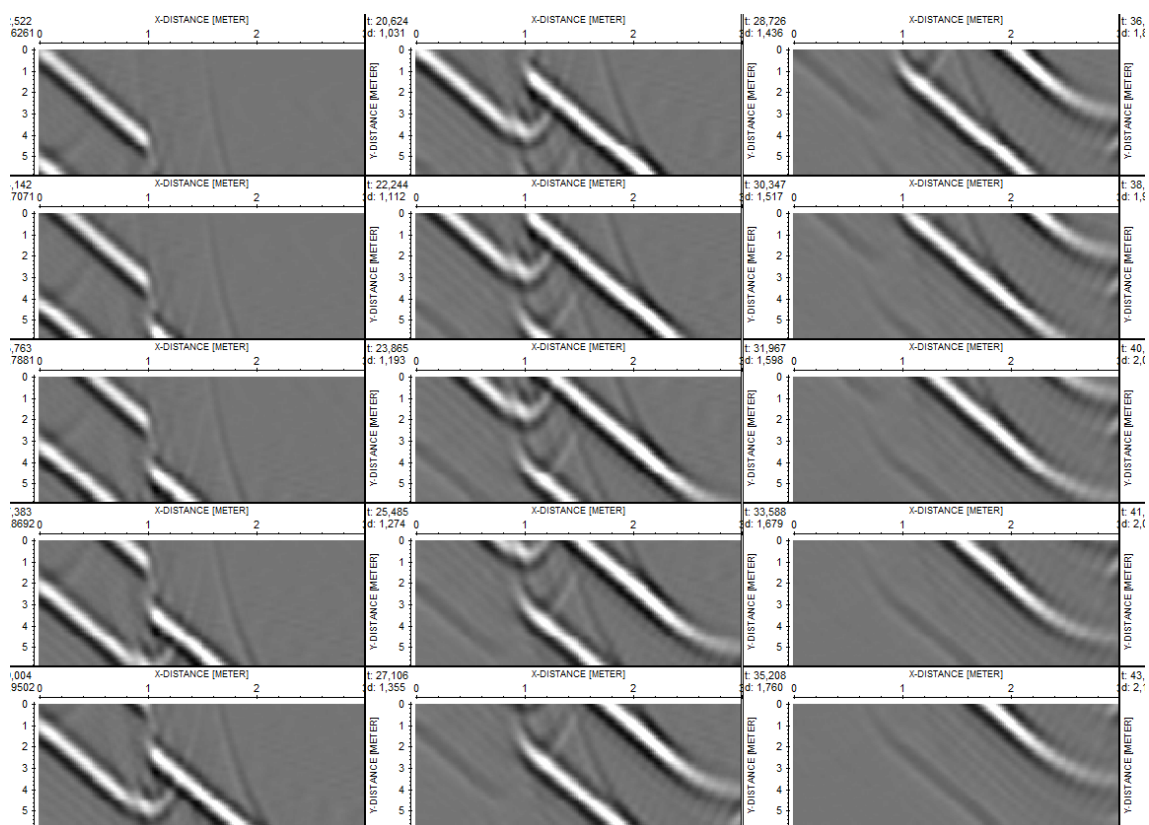
3D w funkcji głębokości. Poszczególne okna prezentują obraz cięcia, tzw. time slice, na różnych poziomach głębokościowych, zaczynając od 0 m p.p.t. aż do 2 m p.p.t. Podczas interpretacji wykonano wektoryzację linii intersekcyjnych warstw na poszczególnych przekrojach pionowych i poziomych. Pod każdym wektorem intersekcji zapisana została informacja o położeniu punktu w przestrzeni formacie ASCII: x, y, z. W powyższy sposób z digitalizowano granice warstw przed i za uskokiem na przekrojach xz i yz. Analogicznie poddano wektoryzacji sam uskok na przekrojach xy (time slice). Zwektoryzowaną chmurę punktów w formacie ASCII poddano triangulacji w programie Quantum GIS i wygenerowano pliki dxf w formacie TIN (Triangulated Irregular Network). Ostatnim elementem było stworzenie powierzchni, po której teoretycznie poruszał się georadar w formacie TIN.



Ryc. 37. Przekroje poprzeczne przez wymodelowaną przestrzeń 3D w kierunku x.

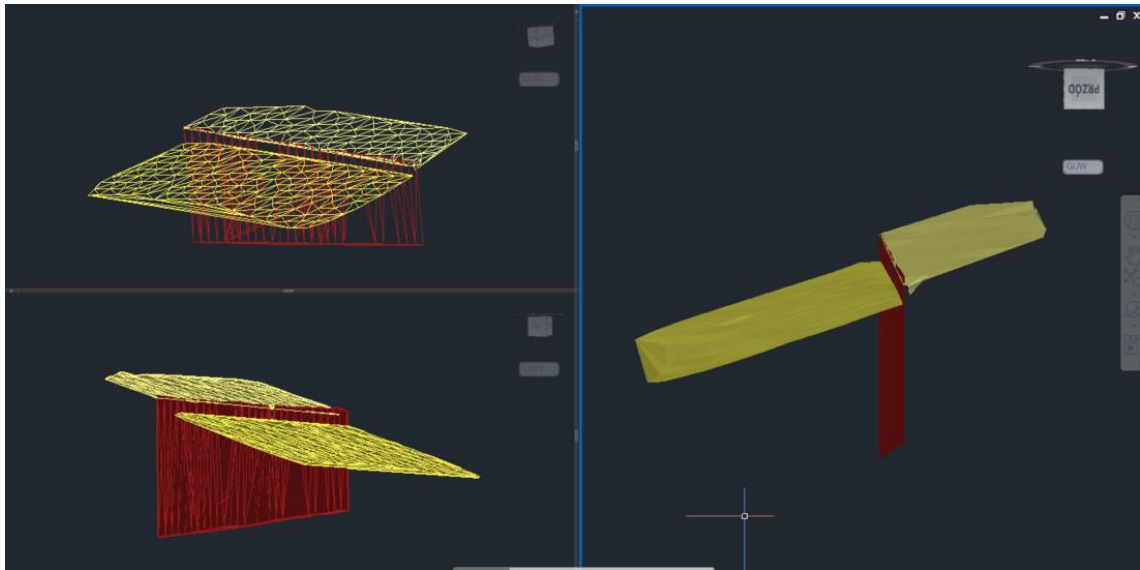


Ryc. 38. Przekroje poprzeczne przez wymodelowaną przestrzeń 3D w kierunku y.

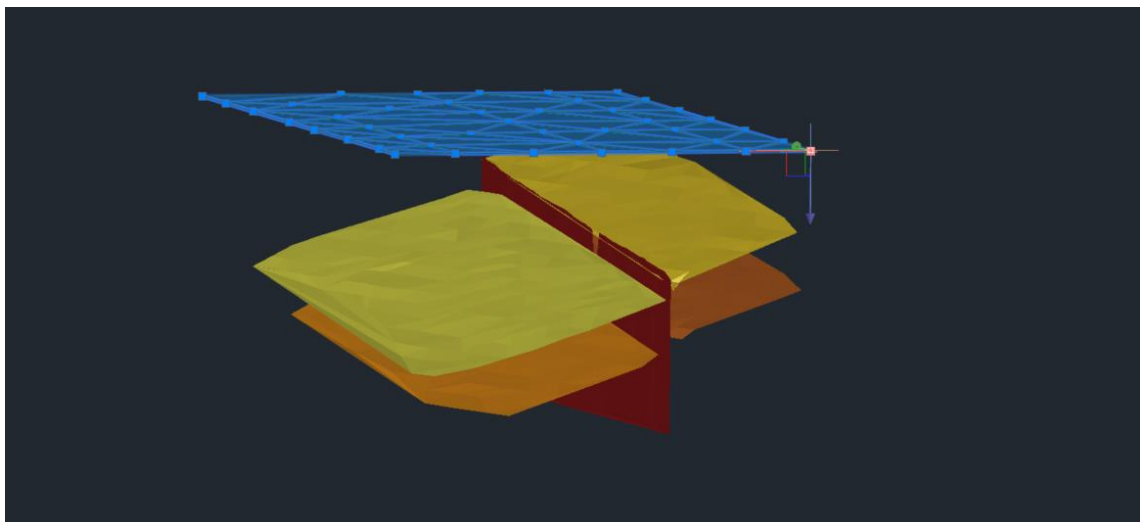


Ryc. 39. Przekroje poziome przez analizowaną strukturę (tzw. time slice) w funkcji głębokości (z).

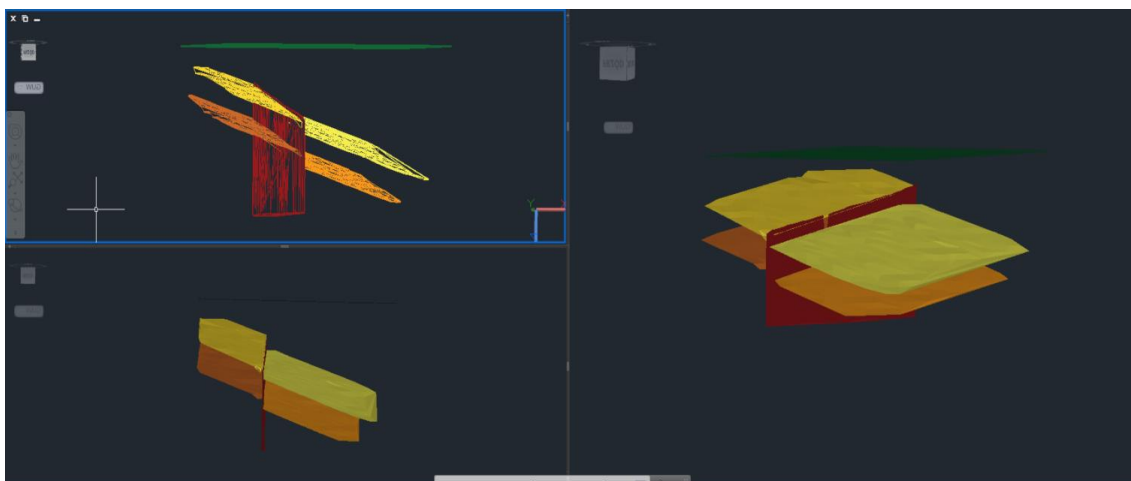
Utworzone obiekty zostały zaimportowane do programu AutoCAD 3D. Dzięki temu stworzono model z danych georadarowych w postaci wektorowo-obiektowej. Ryc. 40. Prezentuje pierwszą granicę warstw przeciętą przez uskoki. Na Ryc. 41. Widoczne są wszystkie 3 elementy modelu. Na Ryc. 42. Zaprezentowano model 3-warstwowy – nachylone granice przecięte uskokiem. Wyinterpretowany model całkowicie odzwierciedla wejściowe dane do obliczeń numerycznych. Zakładając, że oś x wyznacza kierunek 0 stopni, to kierunek upadu warstw w tym przypadku wynosi 45 stopni. Na skanach 2D nie ma możliwości dokładnej oceny kierunku upadu ani kątów zapadania warstw. Dzięki analizie 3D można określić parametry warstw oraz stref uskokowych. Należy pamiętać, że są to rozważania teoretyczne i pominięto szereg czynników wpływających na pomiar, z którymi należy się mierzyć w terenie. Są to takie czynniki jak: rozpraszanie sygnału, tłumienie fali, anizotropia ośrodka gruntowego, zmienne prędkości fali itp. Przeprowadzony eksperyment potwierdza efektywność metodyki 3D, która od kilku lat jest coraz częściej stosowana w badaniach georadarowych. Narzędzia dostępne do interpretacji pozwalają digitalizować dane do chmury punktów i opracowywać dane w środowiskach GIS czy CAD 3D.



Ryc. 40. Warstwa nr 1 i uskok na modelu w środowisku CAD 3D.



Ryc. 41. Nachylone warstwy przecięte uskokiem oraz powierzchnia ziemi.



Ryc. 42. Finalny model w 3 rzutach.

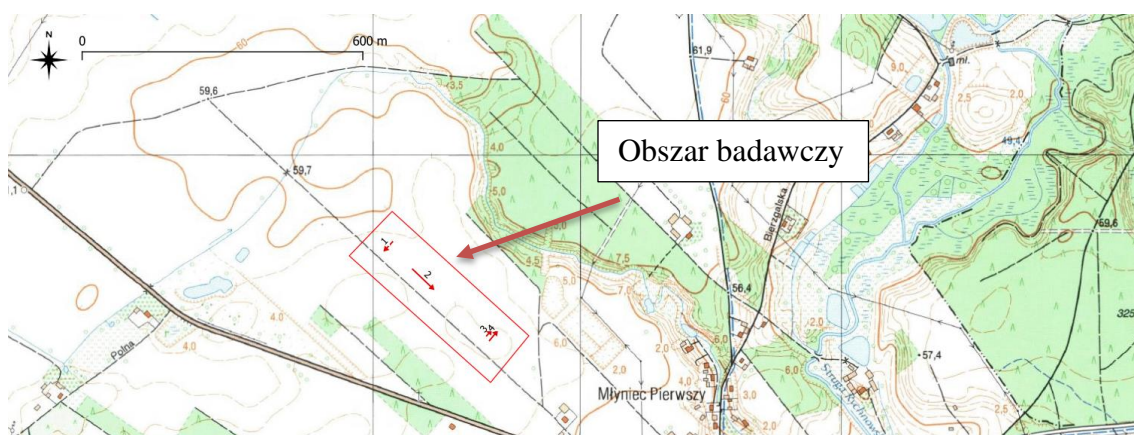
5.2. Badania metodą georadarową 2D na stanowisku Młyniec

Badania na stanowisku w Młyńcu wykonano georadarem U-Explorer produkcji Geoscanners AB. Były to pierwsze pomiary terenowe i posłużyły do oceny możliwości zastosowania metody georadarowej do badania struktur i obiektów w osadach czwartorzędowych.

Wybrano odsłonięcia przy ścianach wyrobisk w żwirowni z osadami piaszczysto-żwirowymi z sekwencjami sedymentacji fluwioglacjalnej (Ryc. 43.). W celu przeprowadzenia analiz możliwości wykorzystania georadaru, wykonano dokumentację fotograficzną, która posłużyła do porównania z danymi geofizycznymi. Ocenie poddano odwzorowanie litologii osadów czwartorzędowych uzyskane na obrazach radarowych z rzeczywistym układem warstw w terenie. Pozytywne wyniki przeprowadzonych testów zapoczątkowały badania nad wykorzystaniem możliwości aplikacyjnych metody georadarowej jako wspomagającej badania struktur czwartorzędowych. Stanowisko znajduje się pod Toruniem w miejscowości Młyniec Pierwszy (Ryc. 44.).

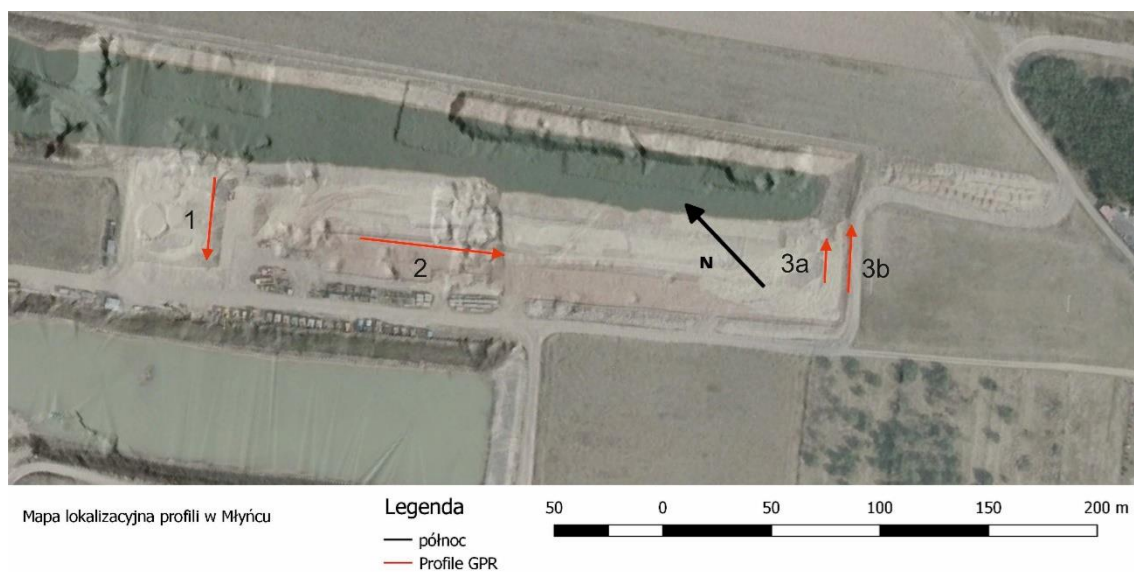


Ryc. 43. Pomiary wzdłuż odsłoneń ścian żwirowni.



Ryc. 44. Lokalizacja stanowiska badawczego.

Do pomiarów użyto anteny ekranowanej GCB-300 o częstotliwości środkowej 300 MHz. Pozycjonowanie odbywało się za pomocą prostego GPS bez dokładności RTK. W celach badawczych wykonano po jednym profilu 2D wzdłuż ścian wyrobiska. Dodatkowo wykonano zdjęcia odsłoneń w celu porównania z wynikami skanowania georadarem. Lokalizację wykonanych skanów radarowych przedstawiono na Ryc. 45.



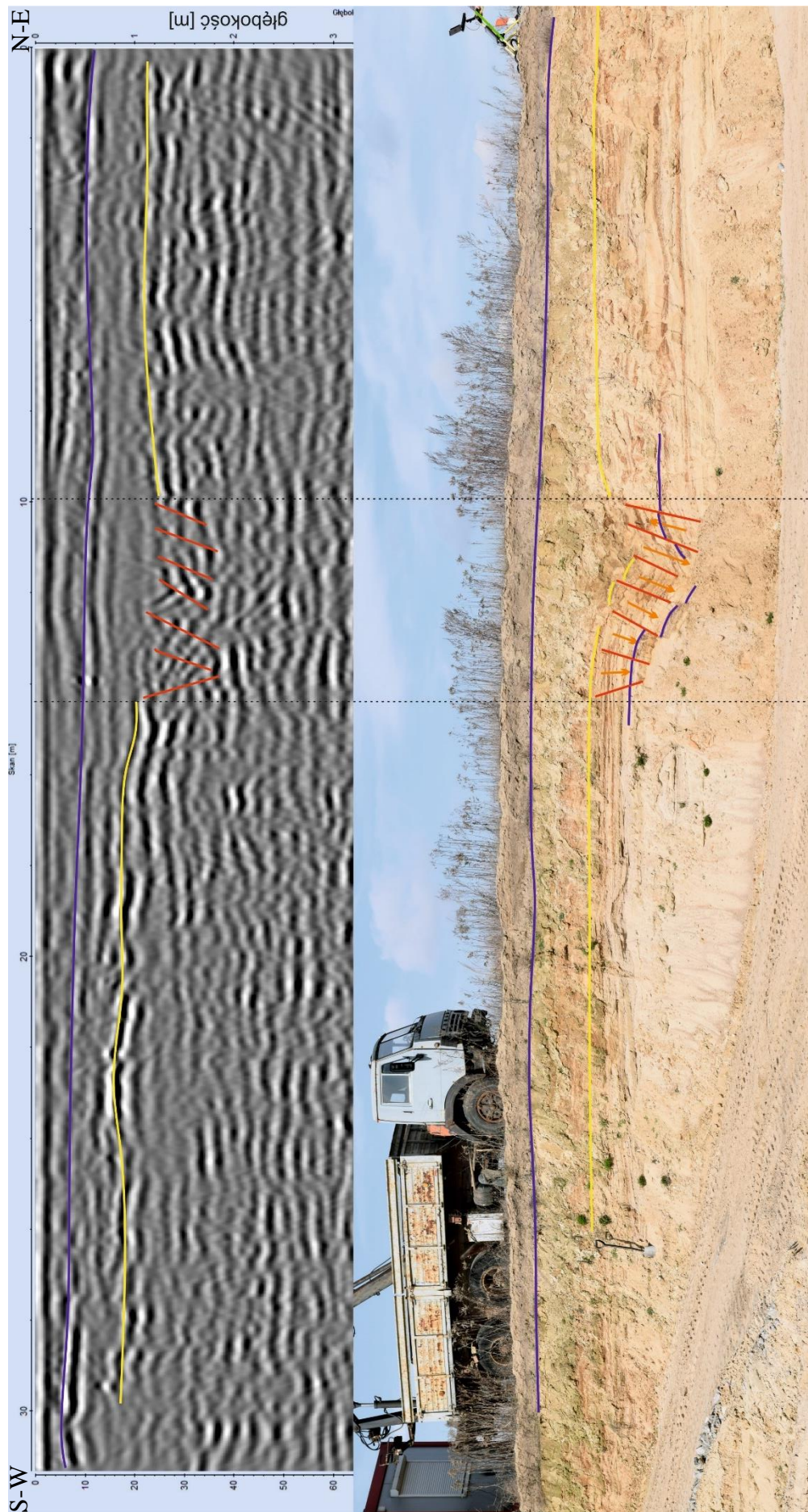
Ryc. 45. Mapa z lokalizacją profili pomiarowych wykonanych w 2017 roku.

Przyjęto następujące parametry pracy georadaru: czas nasłuchu – 150 ns, próbkowanie sygnału – 600 próbek na trasę, dystans pomiędzy pojedynczymi trasami – 0,01 m. Podczas prac kameralnych przetworzono dane radarowe oraz poddano je interpretacji. Pełną sekwencję przetwarzania danych zamieszczono w Zał. C – Ryc. 1. Na profilu nr 1 (Ryc. 46.) interpretacja zalegania warstw oraz występowanie szeregu płaszczyzn uskokowych wskazuje na miejsce po wytopieniu bryły martwego lodu (Słowański, 1964). Na dokumentacji zdjęciowej widoczna jest strefa uskokowa, która dobrze koreluje się

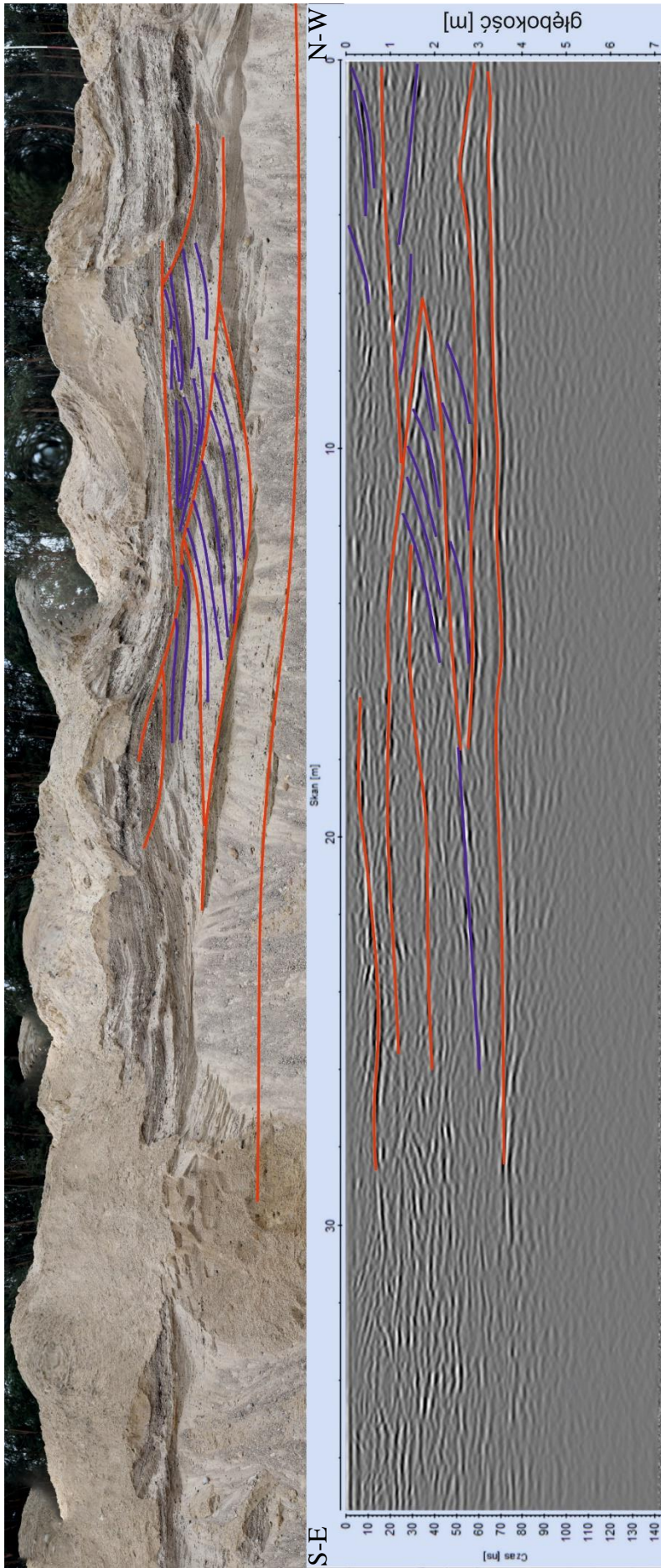
z wynikami na obrazie radarowym. Dodatkowo można wyodrębnić kilka poziomych granic między warstwami. Stanowisko testowe potwierdza zasadność i efektywność wykorzystania metody georadarowej do mapowania przebiegu warstw lub uskoków powstałych po wytopieniu brył martwego lodu występujących w osadach czwartorzędowych.

Na profilu nr 2 (Ryc. 47.) można zaobserwować dobrą korelację obrazu uzyskanego na echogramie i litologii widocznej na dokumentacji zdjęciowej. Zarówno na echogramie, jak i w odsłonięciu widoczne są pakiety lamin. Czerwonymi liniami wydzielone zostały granice pakietów, natomiast liniami niebieskimi podkreślono szczegółowy układ lamin. Skan georadarowy został wykonany w metodyce 2D i, tak jak już wcześniej wspomniano, nie ma w tym przypadku całkowitej pewności co do kierunków i kątów zapadania warstw. Dopiero zastosowanie techniki 3D pozwoliłoby uzyskać informację o rzeczywistych kierunkach i kątach upadów. Należy zwrócić uwagę, że występują nieznaczne różnice w przebiegu lamin i granic poszczególnych pakietów. Najprawdopodobniej jest to wynik niewielkiego przesunięcia linii pomiaru georadarem o około 2-3 metry od krawędzi odsłonięcia (względy bezpieczeństwa).

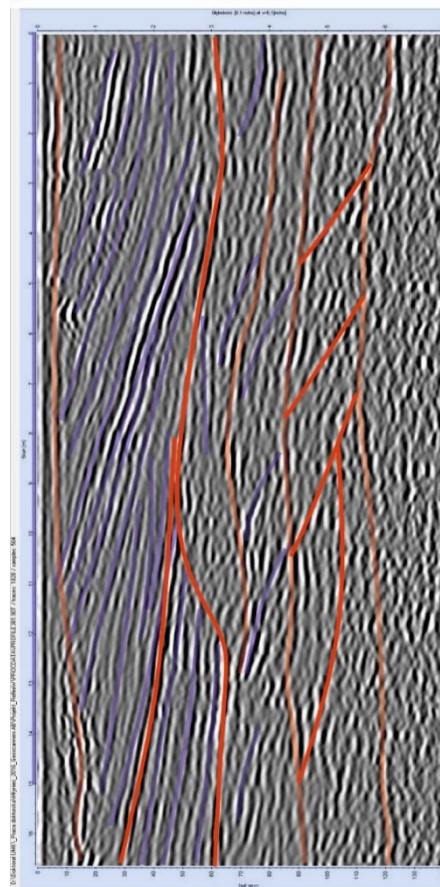
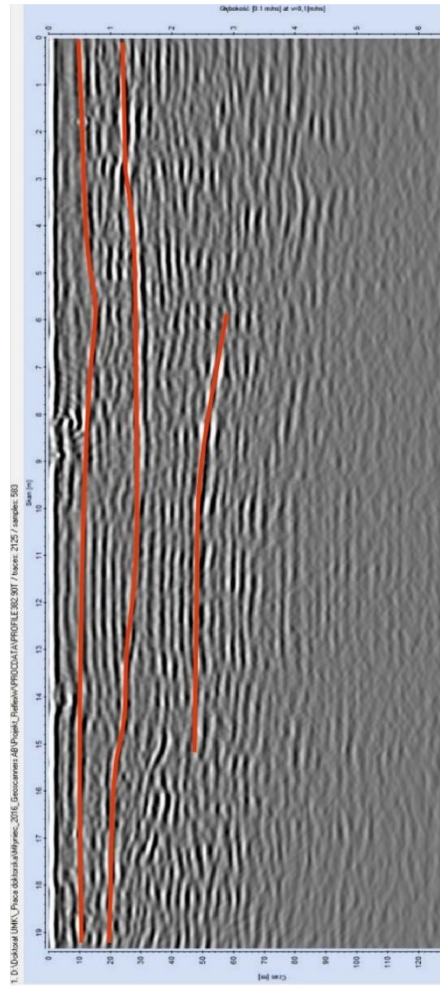
We wschodniej części żwirowni wykonano dwa kolejne skany radarowe. Celem tych pomiarów testowych było sprawdzenie, na ile nadkład i pokrywa glebowa mają znaczenie dla zobrazowania kopalnych struktur czwartorzędowych. Efekty analizy przedstawiono na Ryc. 48. W przypadku wykonania skanu bezpośrednio na utworach eksploatowanych w żwirowni, w podłożu występowały wyłącznie piaski i żwiry (profil 3a). Efekt jakościowy uzyskanego obrazu był bardzo dobry i oddawał rzeczywistą budowę geologiczną widoczną w odsłonięciu. W drugim przypadku, na profilu 3b, widoczne jest tłumienie fali poprzez nadkład pokrywy glebowej, w której znajduje się domieszka minerałów ilastych i składników próchnicznych. Fale elektromagnetyczne wysyłane przez georadar nie miały na tyle energii, aby dotrzeć do dolnej części osadów piaszczystych (efekt tłumienia poprzez utwory o podwyższonej przewodności prądu). Na profilu 3b obserwowany jest także spadek rozdzielczości wraz z głębokością, co jest istotnym wynikiem przeprowadzonego eksperymentu. Widoczne na profilu 3a laminy mają po kilka centymetrów grubości i nie zostały już tak dobrze zobrazowane przez fale o obniżonej częstotliwości na profilu 3b. Wysokie częstotliwości odpowiedzialne za rozdzielczość metody georadarowej zostały stłumione i przefiltrowane przez nadkład co spowodowało spadek rozdzielczości.



Ryc. 46. Interpretacja danych georadarowych ze stanowiska w Młyńcu, profil nr 1.



Ryc. 47. Interpretacja profilu nr 2.



Ryc. 48. Profile testowe 3a i 3b. Żółtą strzałką zaznaczono poziomy wykonania pomiarów.

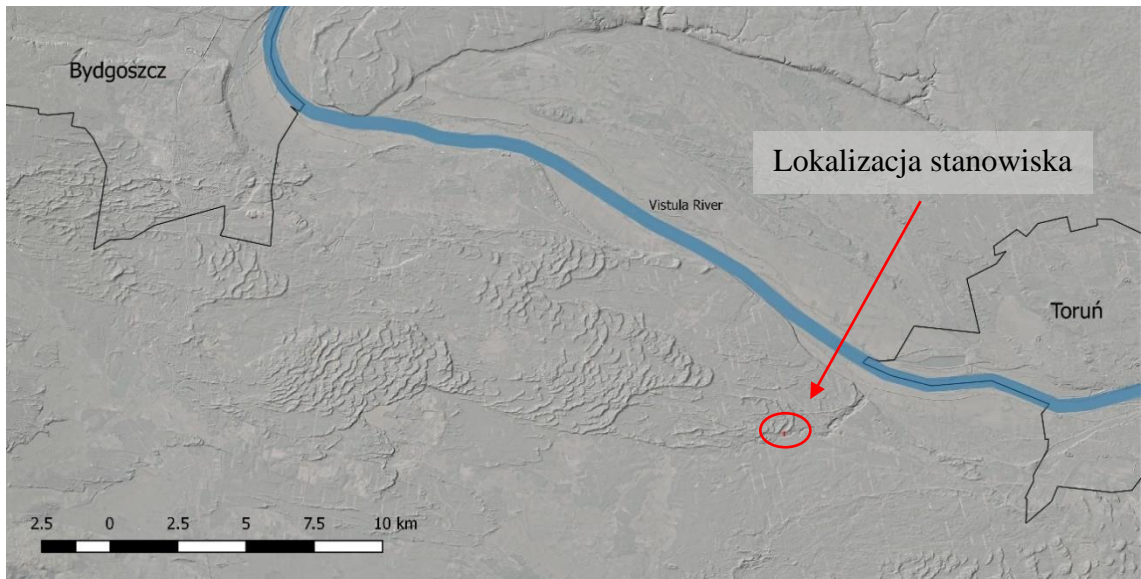
5.3. Analiza osadów rzecznych i eolicznych na stanowisku Jarki w dolinie Zielonej Strugi metodą 2D

Celem badań była ocena możliwości zastosowania metody georadarowej do badania struktur wydmych Kotliny Toruńskiej nasuniętych na terasy Wisły oraz osadów doliny Zielonej Strugi (Weckwerth, 2010).

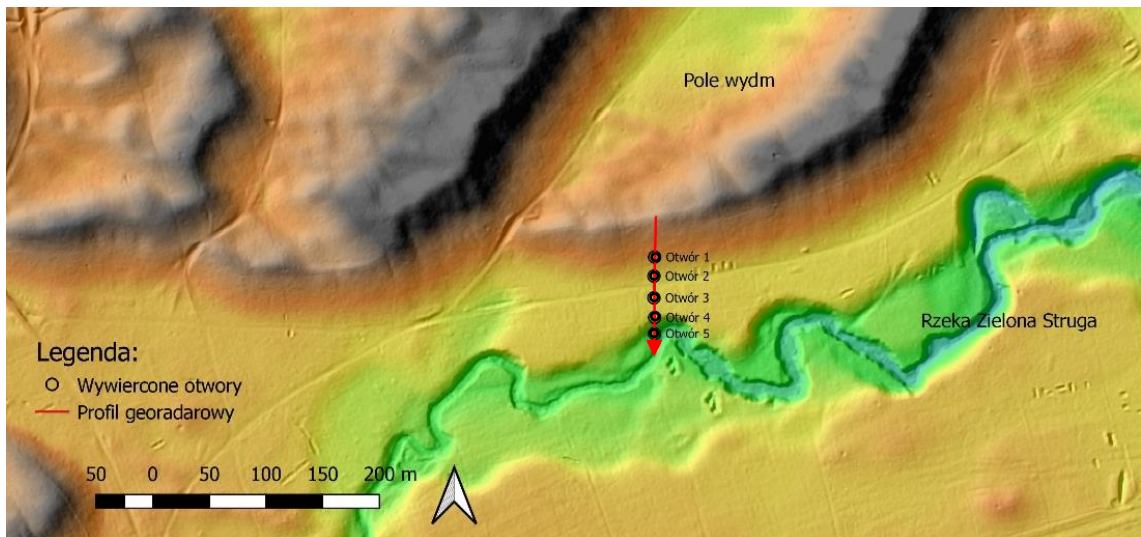
Stanowisko znajduje się w okolicy Torunia, w miejscowości Dybowo, w bezpośrednim sąsiedztwie osady Jarki. Obszar zlokalizowany jest w obrębie jednego z największych pól wydmy śródlądowych w Europie (Ryc. 49.) (Andrzejewski i Weckwerth, 2010). Zielona Struga prowadzi swoje wody z południa na północ w głęboko wyciętej dolinie, a poniżej leśniczówki w Dybowie wpływa na równinę zalewową i uchodzi o do Wisły.

Pomiary terenowe wykonano w maju 2017 roku. Początek profilu georadarowego został założony na wierzchołku wydmy. Skan wykonano do rzeki Zielonej, przez co przecięto utwory pochodzące z różnych okresów akumulacji (Ryc. 50.). Dzięki temu uzyskano przebieg profilu po terenie o znacznej zmienności wysokościowej. Różnica wysokości od początku profilu do dna doliny wynosi 12,48 metra przy długości profilu 109,46 metra, co daje średnie nachylenie terenu ~11%. Największe nachylenie terenu pomierzono na zboczu wydmy, a także odcinek bezpośrednio przy rzece (Ryc. 51.). Istotnym elementem interpretacji danych geofizycznych było pozyskanie dokładnej niwelacji terenu i zastosowanie jej jako poprawki topograficznej w finalnym przekroju georadarowym. Ze względu na zróżnicowaną morfologię terenu zastosowano niwelację profilu przy pomocy niwelatora optycznego.

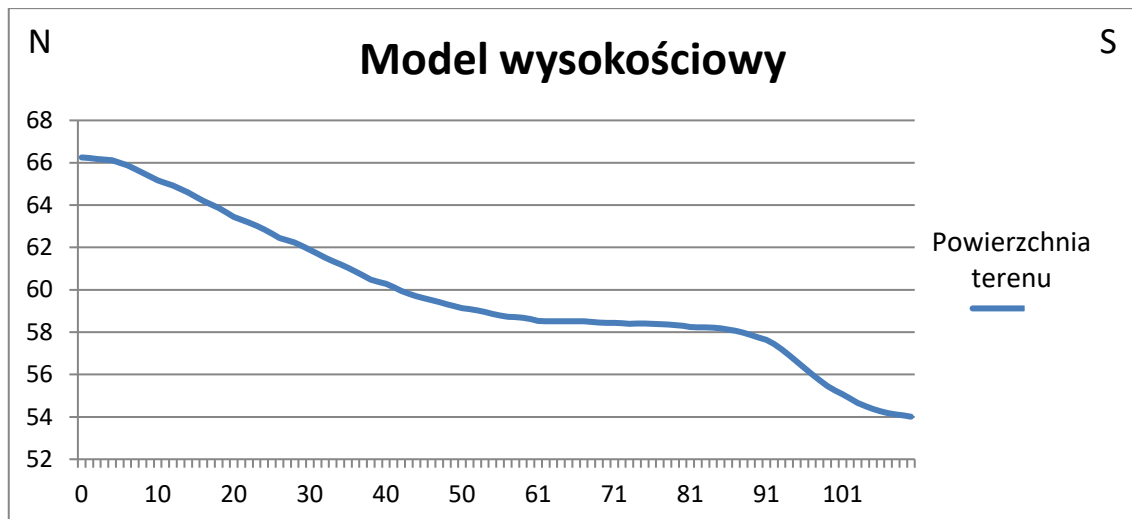
Pomiary wykonano georadarem U-Explorer Geoscanners AB z anteną ekranowaną GCB-200. W celu uzupełnienia bezinwazyjnych pomiarów georadarem wzdłuż profilu wykonano 5 otworów geologicznych (Ryc. 50.), a dane z wierceń posłużyły do korelacji z danymi geofizycznymi. W otworze nr 1 nawiercono wyłącznie osady struktury wydmy. Otwory nr: 2, 3, 4 i 5 przewierciły utwory wydmy i zostały zakończone w osadach akumulacji rzecznej: piaski drobne, piaski średnie/grube z domieszką otoczków i piaski drobne. Na podstawie wykonanych wierceń zostały przygotowane karty otworów zestawione w Zał. D, które posłużyły do szczegółowych analiz obrazów georadarowych.



Ryc. 49. Wydmy Kotliny Toruńskiej z lokalizacją stanowiska Jarki.



Ryc. 50. Mapa obrazująca dokładne położenie profilu testowego z lokalizacją otworów.



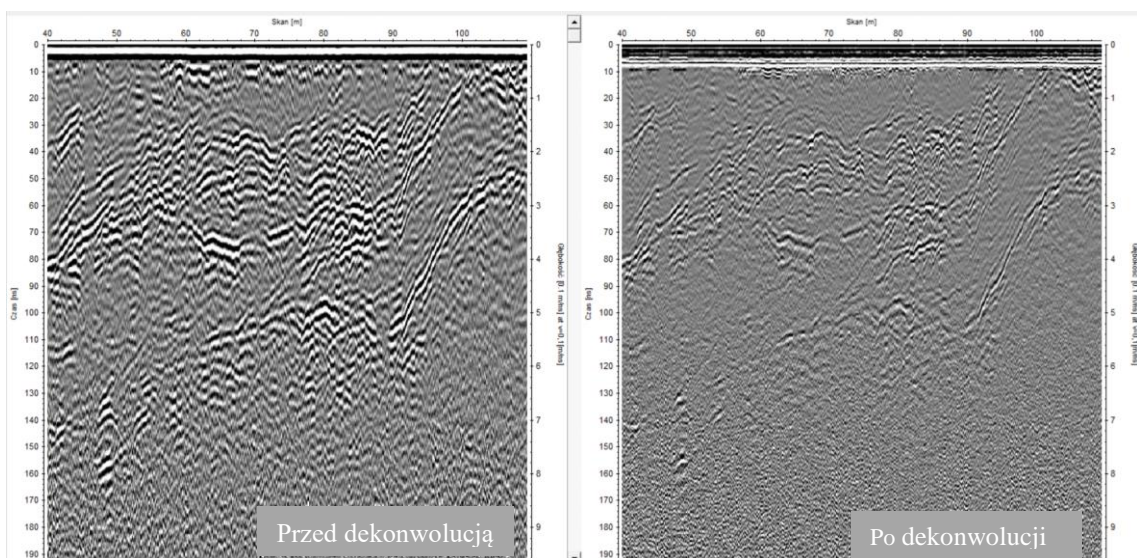
Ryc. 51. Profil wysokościowy pomierzony wzdłuż analizowanego profilu.

Dane radarowe zostały zarejestrowane w postaci surowej, tzw. raw data. Dzięki temu podczas etapu processingu można je było w dowolny i kontrolowany sposób przetworzyć i przygotować do interpretacji w programie ReflexW. Pierwszym etapem przetwarzania była korekcja skanu do czasu t_0 (procedura move starttime), filtracja częstotliwościowa oraz wzmocnienie sygnałów w funkcji czasu (procedura gain(y)). Aby wyrównać poziomy sygnałów wzdłuż profilu, użyto procedury gain(x). Podczas testowania algorytmów zastosowane zostały także filtry uśredniające 2D (average xy) i sumowanie tras (procedura stacking) w celu pozbycia się szumów wysokoczęstotliwościowych (Sandmeier, 2020).

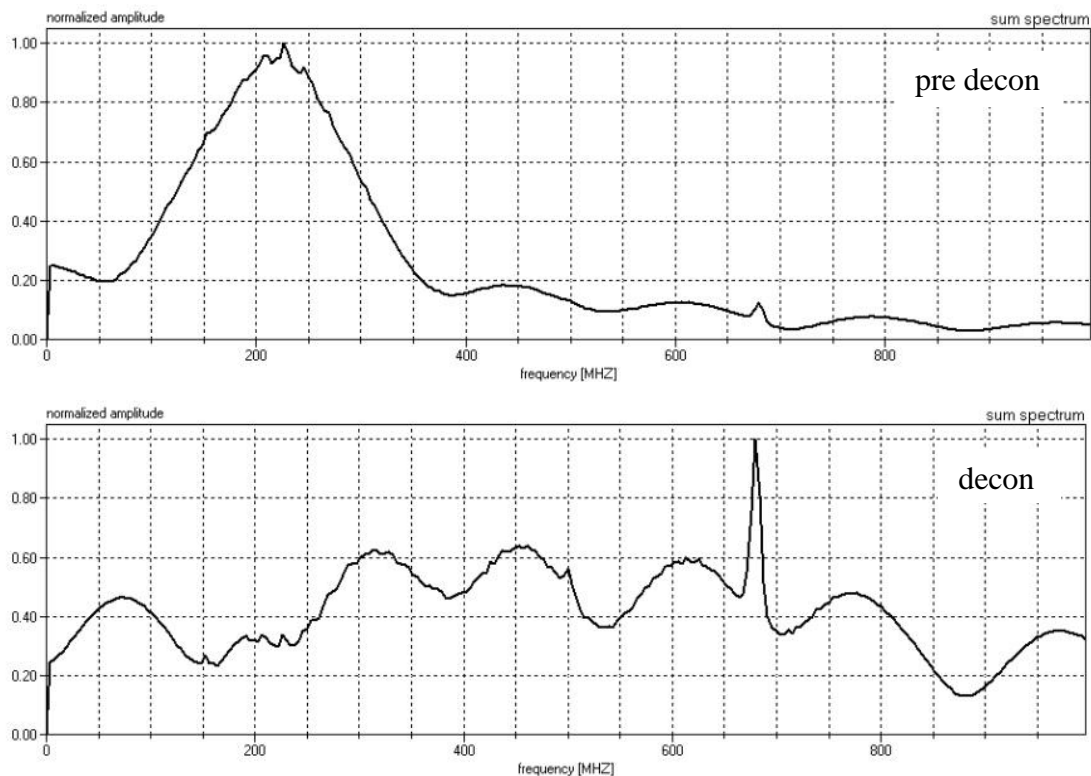
Na etapie przygotowania danych do interpretacji zastosowano procedurę dekonwolucji spikowej, która jest powszechnie stosowana w badaniach sejsmicznych do poprawy rozdzielczości danych (Yilmaz, 2001). Fala georadarowa posiada bardzo podobną naturę falową do fali sejsmicznej, dlatego zasadne było przetestowanie efektywności tej procedury dla danych georadarowych. Według Kasiny (1998) dekonwolucja jest operacją odwrotną do konwolucji. Konwolucja to proces filtracji, który odbywa się w domenie częstotliwości poprzez mnożenie dwóch widm częstotliwościowych. W domenie czasu dekonwolucja odbywa się poprzez operację splotu (konwolucji) dwóch sygnałów, np. użytecznego i zakłócającego.

Na podstawie danych ze stanowiska doliny rzeki Zielonej wykazano wysoką efektywność algorytmu dekonwolucji spikowej, którego zadaniem jest zwiększenie rozdzielczości echogramu. W uproszczeniu można przyjąć, że operator dekonwolucji spikowej wzbogaca widmo o wysokie częstotliwości, które są odpowiedzialne za rozdzielczość danych (Schmelzbach, 2015). Użyte parametry dekonwolucji

w programie ReflexW to: Autocorrelation start – 0, Autocorrelation end – 80, Filter length – 4, Lag – 1 (Sandmeier, 2020). Pełna sekwencja przetwarzania znajduje się w Zał. C – Ryc. 2. Poszczególne wyniki przygotowania danych do interpretacji znajdują się w Zał. E. Na Ryc. 52. widoczna jest wyraźna poprawa rozdzielczości wykonanego skanu. Granice odbijające stały się ostre, a obraz radarowy bardziej czytelny. W środkowej części sekcji liczne przewarstwienia zostały lepiej odseparowane od siebie. Potwierdzeniem wzbogacenia częstotliwościami i poprawą rozdzielczości jest zestawienie widm amplitudowych echogramów przed i po procesie dekonwolucji (Ryc. 53.). Część widma w zakresie od 140 MHz do około 290 MHz w stosunku do wyższych częstotliwości została osłabiona, ale za to całe pasmo w przedziale od 0 do 800 MHz stało się użyteczne dzięki wzbogaceniu amplitudy wyższych częstotliwości. Jednocześnie amplitudy w całym paśmie zostały wyrównane co miało istotne znaczenie dla poprawienia rozdzielczości wizualizacji uzyskanego obrazu.



Ryc. 52. Efekt procedury dekonwolucji. Skan lewy przedstawia dane przed zastosowaniem operatora dekonwolucji, prawy skan prezentuje dane po dekonwolucji. Wizualizacja wybranego odcinka profilu od 40 do 110 metra.



Ryc. 53. Widmo amplitudowe - przed dekonwolucją (pre decon) oraz po dekonwolucji (decon). Wyraźnie widoczne jest wzbogacenie pasma częstotliwości w zakresie od 400 do 800 MHz.

Dzięki wierceniom można było dokładnie rozpoznać osady geologiczne wzdłuż profilu georadarowego i przeprowadzić ich korelację z danymi geofizycznymi. Interpretację danych radarowych można podzielić na dwa typy: jakościową i ilościową. W przypadku interpretacji jakościowej możemy odczytać z echogramów granice geofizyczne bez znajomości litologii oraz szacunkowe głębokości granic dla średniej prędkości fali 0,1 m/ns. Aby przeprowadzić interpretację ilościową, potrzebujemy przynajmniej punktowej informacji o osadach geologicznych uzyskanych z otworu wiertniczego lub wkopu. Dzięki korelacji danych otworowych z danymi geofizycznymi możemy precyzyjnie określić litologię poszczególnych warstw widocznych na echogramie. Dodatkowo za pomocą korelacji można określić model prędkościowy badanego ośrodka dla fali elektromagnetycznej, przez co precyzyjnie przeliczymy czas odbicia fali od granicy na jej głębokość.

Oprogramowanie ReflexW daje możliwość stworzenia modelu prędkościowego z uwzględnieniem jego zmienności wzdłuż profilu pomiarowego. W rozdziale dotyczącym metodyki pomiarów wspomniano ideę korelacji danych z otworów i wyników badań georadarowych. Stosując takie podejście do danych ze stanowiska

Jarki, możemy założyć, że prędkość fali w ośrodku geologicznym w miejscu korelacji charakteryzuje się zależnością (14):

$$V_{fali\ radarowej} = \frac{H}{T/2} \quad (14)$$

Gdzie:

H (głębokość warstwy odbijającej) – znana wartość odczytana z otworu,

T (czas odbicia fali) – znana wartość z echogramu, czas podwójny, którego fala potrzebowała na przebycie od radaru do warstwy i z powrotem,

V (prędkość fali radarowej w ośrodku gruntowym) – obliczana wartość.

Przykładowo, gdy mamy zarejestrowane impulsy odbite od pewnej poziomej struktury geologicznej w czasie 20 ns, możemy rozpatryć 3 hipotetyczne przypadki dla zależności (15):

$$H = \frac{V_{fali\ radarowej} \times T}{2} \quad (15)$$

Tab. 5. Porównanie głębokości obiektu w zależności od prędkości fali w przypadku piasków suchych i mokrych.

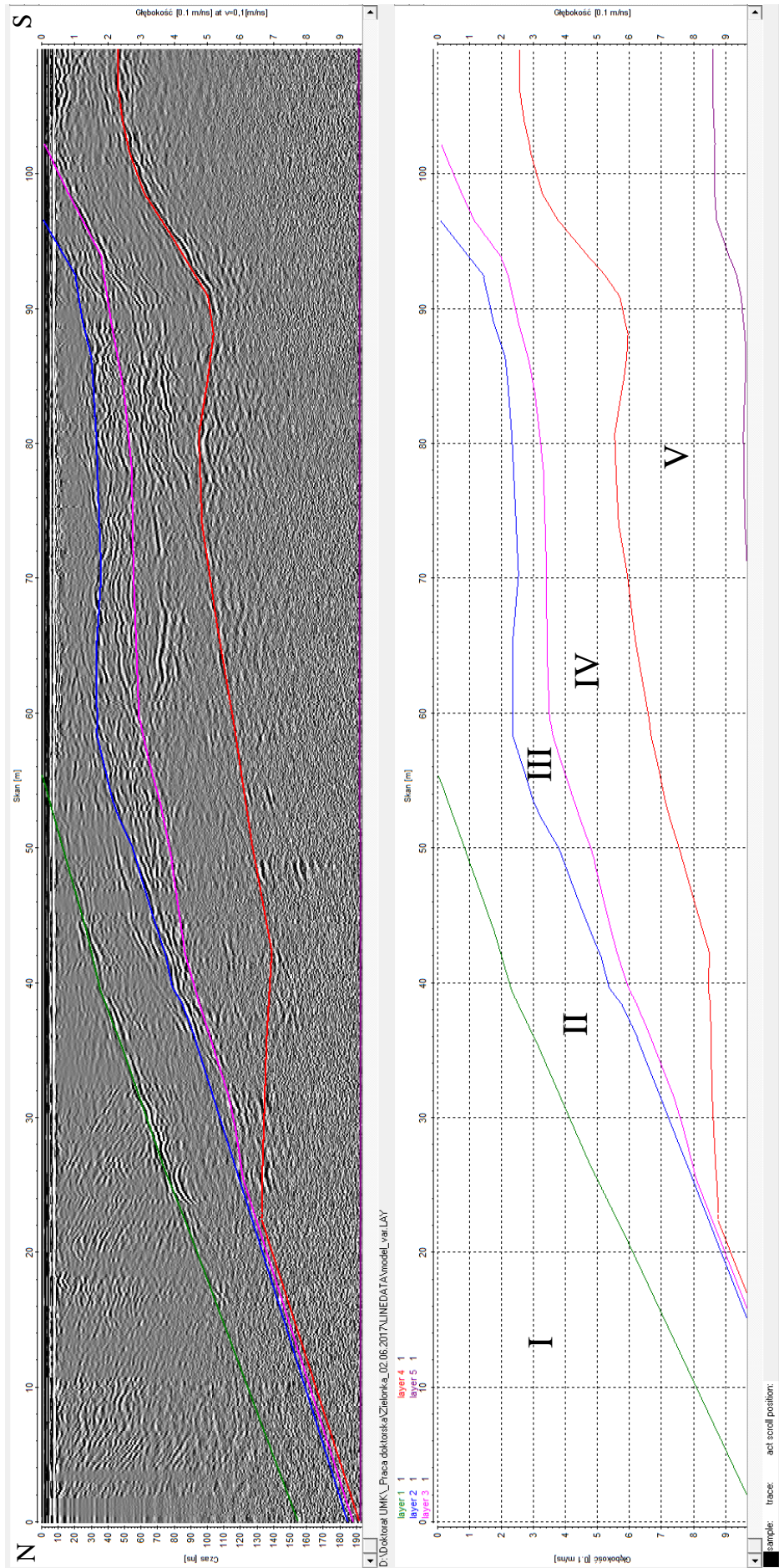
Czas odbicia – T	Prędkość fali – V	Głębokość obiektu – H
40 ns	0,08 m/ns (piaski mokre)	1,6 m p.p.t.
40 ns	0,10 m/ns (prędkość średnia)	2,0 m p.p.t.
40 ns	0,12 m/ns (piaski suche)	2,4 m p.p.t.

Powyższa analiza (Tab. 5.) przeprowadzona dla piasków suchych i mokrych wskazuje, że bez uwzględnienia zmian prędkości w ośrodku geologicznym głębokość interpretowanych osadów może się różnić nawet o 50%.

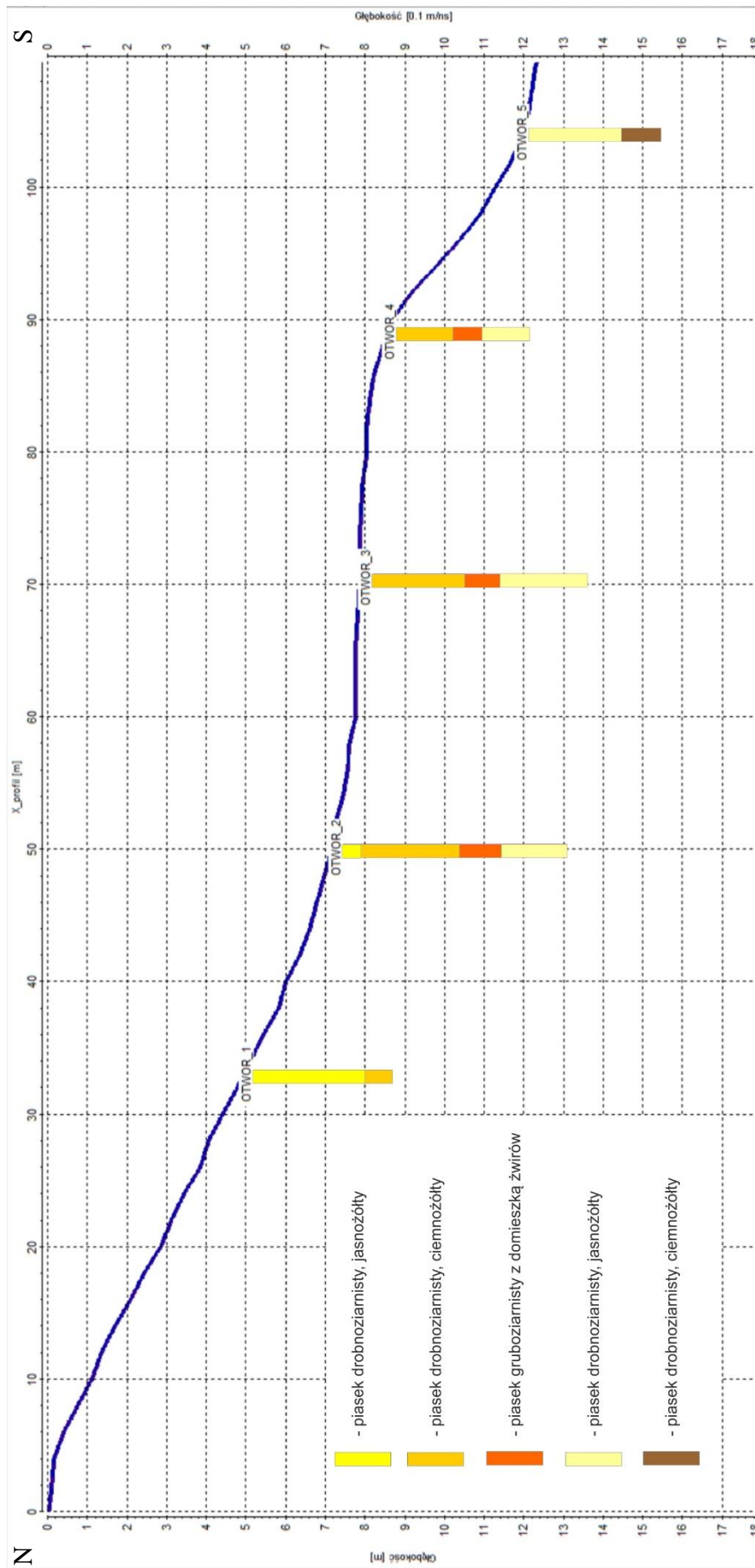
Interpretację wyników z doliny Zielonej Strugi przeprowadzono dwutorowo. Dzięki analizie echogramów wyznaczono 4 główne granice geofizyczne, na podstawie których określono warstwy I–V (Ryc. 54.). Dane z otworów wiertniczych były szczegółowo opisane, co pozwoliło na wydzielenie 5 zasadniczych warstw geologicznych (Ryc. 55.). Przejęty model geologiczny został zaaplikowany do modelu geofizycznego i na tej podstawie dokonano korelacji (Ryc. 56.). Prędkościami wejściowymi do obliczeń były prędkości średnie dla fali radarowej w gruncie: 0,1 m/ns. Po korelacji danych z otworów z granicami geofizycznymi program automatycznie obliczył prędkości fali w warstwach zgodnie z równaniem (14) i przeliczył głębokości granic geofizycznych zgodnie z modelem prędkościowym. Tab. 6. opisuje numerycznie model prędkościowy obliczony przez program ReflexW po korelacji danych.

Tab. 6. Miąższości oraz prędkości dla poszczególnych warstw oraz średnie prędkości nakładu po korelacji.

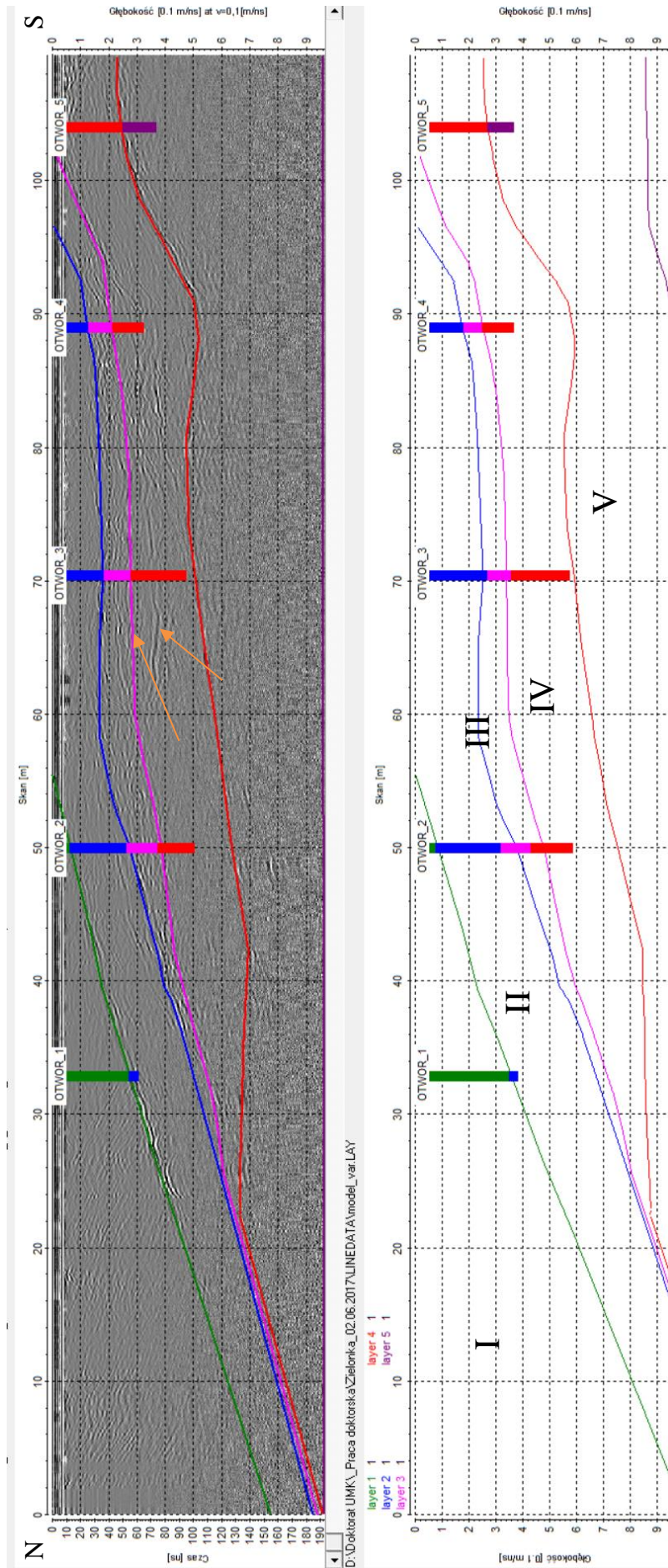
Nr warstwy	Miąższość [m]	V_{warstwy} [m/ns]	$V_{\text{średnia}}$ [m/ns]
OTWÓR_1			
1	3,50	0,129	0,129
2	0,35	0,125	0,095
OTWÓR_2			
1	0,79	0,120	0,129
2	2,41	0,119	0,119
3	1,10	0,113	0,099
4	1,60	0,115	0,121
OTWÓR_3			
2	2,70	0,148	0,148
3	0,90	0,129	0,093
4	2,20	0,121	0,111
OTWÓR_4			
2	1,80	0,142	0,142
3	0,70	0,118	0,082
4	1,20	0,113	0,105
OTWÓR_5			
4	2,70	0,108	0,108
5	1,00	0,100	0,083



Ryc. 54. Interpretacja głównych granic geofizycznych.



Ryc. 55. Model profilu geologicznego na podstawie wierceń.



Ryc. 56. Korelacja danych otworowych z wyinterpretowanymi granicami geofizycznymi.

Na Ryc. 56. przedstawiono korelację danych geofizycznych z informacjami z otworów. Należy zwrócić uwagę, że granica pomiędzy wyinterpretowanymi warstwami nr III i IV w okolicy otworu nr 3 jest przesunięta ku powierzchni w stosunku do widocznej granicy na echogramie. Podczas interpretacji granic i korelacji danych z otworami wynikło, że prędkość fali dla warstwy nr III wyniesie około 0,04 – 0,05 m/ns. Jest to skrajnie niska prędkość fali w ośrodku geologicznym. Dla przypomnienia – prędkość fali w wodzie to 0,033 m/ns. Co więcej prędkość ta w znacznym stopniu odbiega od prędkości otrzymanych dla tej warstwy w sąsiednich otworach nr 2 i 4. W związku z powyższym przesunięto granicę geofizyczną nr 3 ku powierzchni, aby prędkość otrzymana z korelacji była zbliżona do informacji pozyskanych z otworów sąsiadujących.

W wykonanych otworach nie nawiercono zwierciadła wody, część piasków była jedynie wilgotna. W tym przypadku decyzja o korekcie przebiegu granicy była podyktowana dostosowaniem prędkości do zidentyfikowanych osadów występujących w wykonanych otworach. Należy pamiętać, że badania georadarowe wskazują granice pomiędzy strukturami o różnych przenikalnościach elektrycznych. W przypadku analizy makroskopowej rdzeni wiertniczych nie jesteśmy w stanie wyznaczyć parametrów elektrycznych ośrodka. Możemy wyznaczyć jedynie granice warstw na podstawie barwy, litologii, struktury czy wilgotności. Taka sytuacja ma miejsce w rejonie otworu nr 3, gdzie makroskopowo wyznaczyliśmy warstwę nr IV, natomiast w jej obrębie osady mogły się różnić parametrami elektrycznymi. Jak wcześniej wykazano, na skanie 2D nie jesteśmy w stanie dokładnie określić kątów zapadnia granic, co może być także dodatkową przyczyną zafałszowania głębokości zalegania granicy odbijającej.

Podobną sytuację z identyfikacją warstwowań można zaobserwować w strukturze wydymowej. Z profili wierceń wynika, iż mamy do czynienia z dobrze wysortowanym materiałem okruchowym, praktycznie jednorodnym, charakterystycznym dla osadów eolicznych. Na profilu radarowym widoczne są jednak warstwowania wewnątrz wydymowe, co świadczy o różnicy parametrów elektrycznych, a w szczególności – przenikalności elektrycznej w kolejnych sekwencjach sedymentacyjnych.

Ryc. 57. prezentuje mapę pola prędkości uzyskaną z obliczeń, gdzie widoczna jest anizotropia prędkości wzdłuż profilu. Może to być spowodowane zmianą wilgotności i zmianą zagęszczenia osadów wraz ze wzrostem głębokości. Model prędkościowy pozwala precyzyjnie przeliczyć model czasowy na model głębokościowy dzięki tzw. konwersji czasowo-głębokościowej. Zaawansowana funkcjonalność programu ReflexW

pozwała do zarejestrowanych sygnałów w czasie zaaplikować zmienny model prędkościowy. Jest to bardzo ważny element interpretacji geofizycznej, po którym można już ilościowo pracować model z precyzyjnym określeniem miąższości i głębokości zalegania warstw.

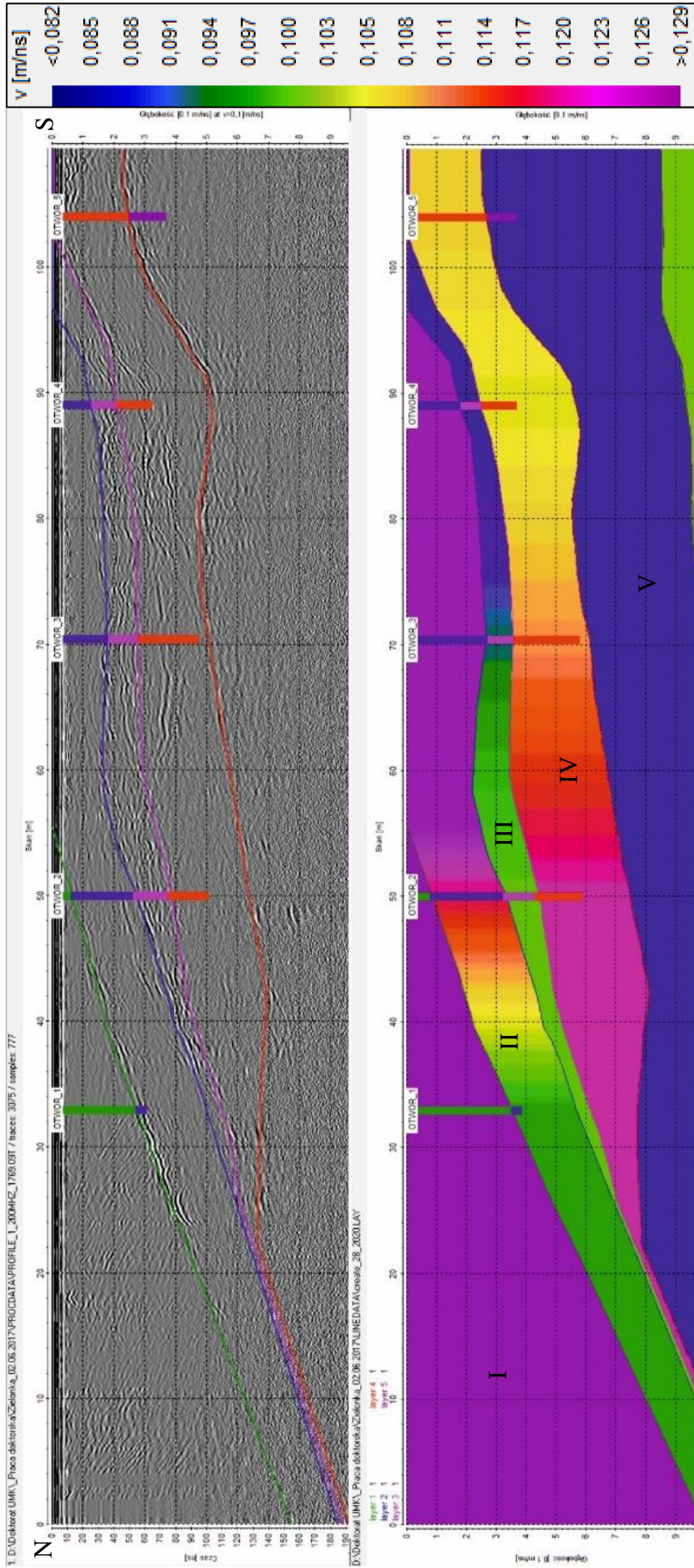
Aby sprawdzić słuszność rozważań nad modelem prędkościowym, na Ryc. 58. zestawiono granice odbijające dla spągu poszczególnych warstw w 3 różnych wariantach prędkościowych:

1. Prędkość średnia 0,1 m/ns,
2. Prędkość wysoka 0,13 m/ns,
3. Prędkość zmienna dla obliczonego modelu.

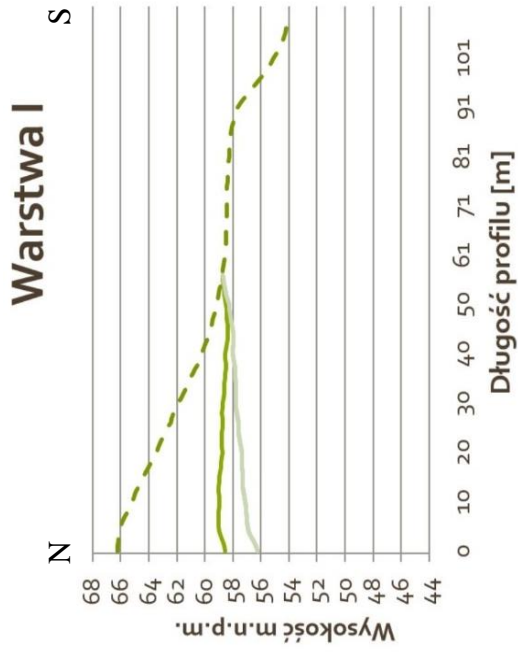
Powyższa analiza wykazała różnice w głębokości zalegania granicy warstwy dla różnie przyjętych prędkości fali radarowej. Efekt konwersji czasowo-głębokościowej skanu georadarowego ze zmiennym modelem prędkościowym widoczny jest na Ryc. 59.

Ostatnim ważnym etapem odtworzenia układu warstw i właściwego położenia ich granic jest uwzględnienie niwelacji terenu. Ze względu na to, że na analizowanym profilu występuje znaczna różnica wysokości od szczytu wydmy do dna doliny rzeki Zielonej, istotnym elementem jest wprowadzenie poprawki topograficznej. Finalny obraz echogramu widoczny jest na Ryc. 60. Ostateczna interpretacja litologiczna znajduje się natomiast na Ryc. 61. Warto zwrócić uwagę na sytuację w rejonie otworu nr 5, gdzie dopiero po odtworzeniu głębokości granic i wprowadzeniu poprawki topograficznej zarysowała się wyraźna granica wskazująca na odcięcie pomiędzy osadami serii rzecznej terasy Wisły, a osadami terasowymi rzeki Zielonej.

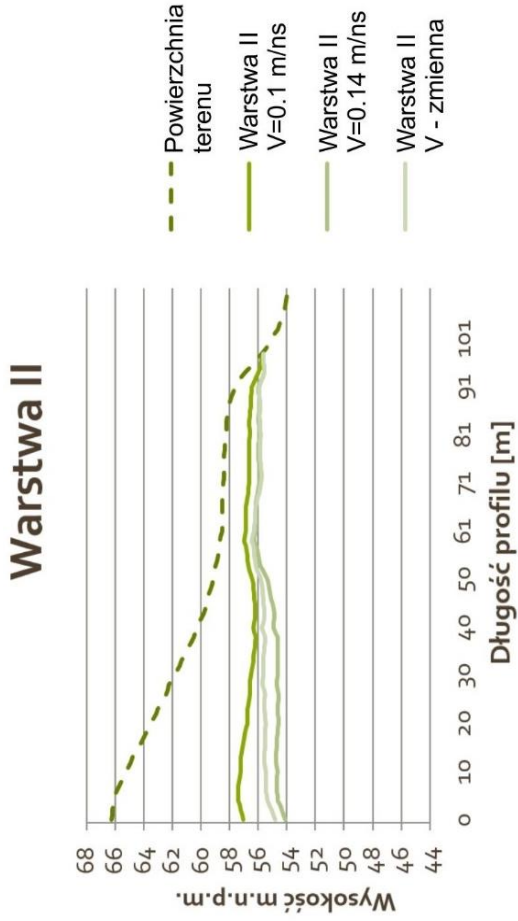
Opracowany na podstawie badań georadarowych i wierceń model geologiczny potwierdza występowanie piasków eolicznych struktury wydmowej, przykrywających osady terasy Wisły. W osadach rzecznych obserwowane są przewarstwienia grubo i średnio okruchowe widoczne zarówno na skanie radarowym, jak i w otworach wiertniczych. W południowej części profilu pomiarowego obserwowane są osady rzeki Zielonej.



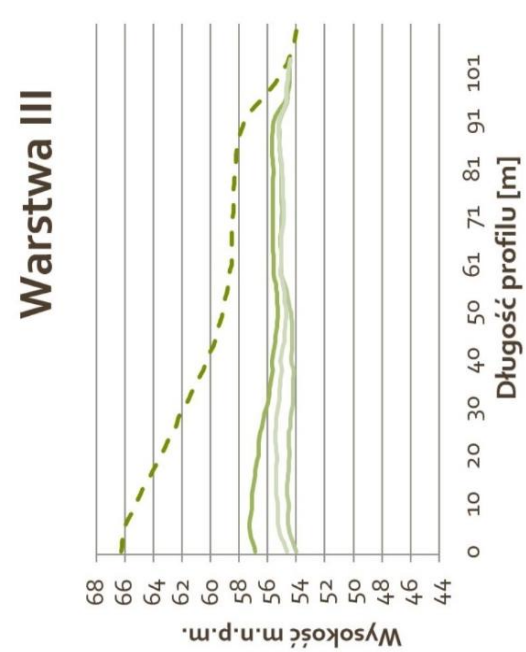
Ryc. 57. Porównanie modelu głębokościowego i prędkościowego.



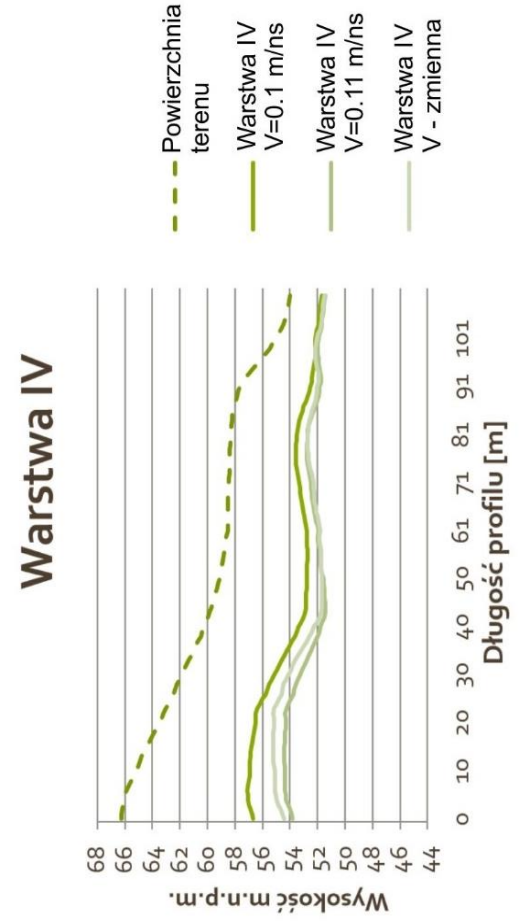
- Powierzchnia terenu
- Warstwa I
V=0.1 m/ns
- Warstwa I
V=0.13 m/ns
- Warstwa I
V - zmienna



- Powierzchnia terenu
- Warstwa II
V=0.1 m/ns
- Warstwa II
V=0.14 m/ns
- Warstwa II
V - zmienna

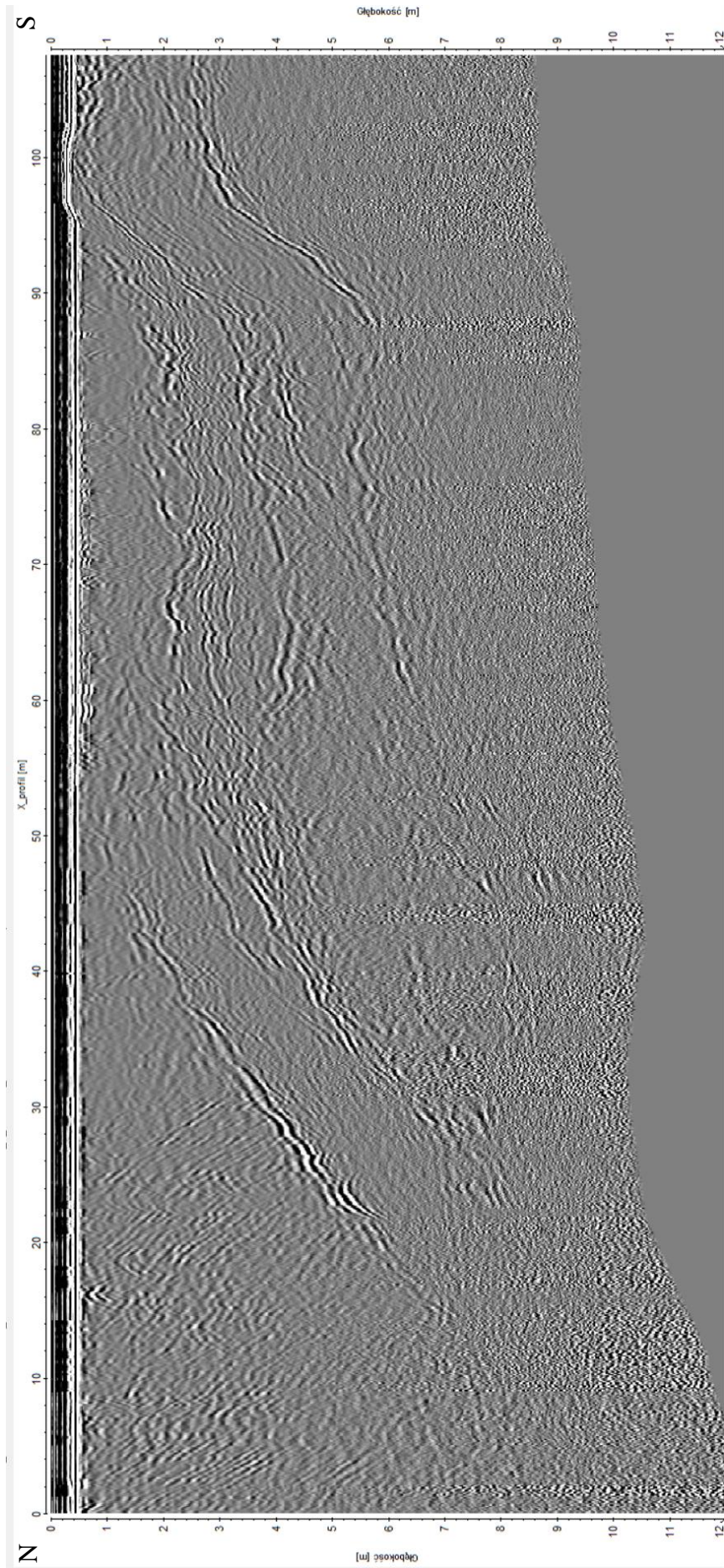


- Powierzchnia terenu
- Warstwa III
V=0.1 m/ns
- Warstwa III
V=0.09 m/ns
- Warstwa III
V - zmienna

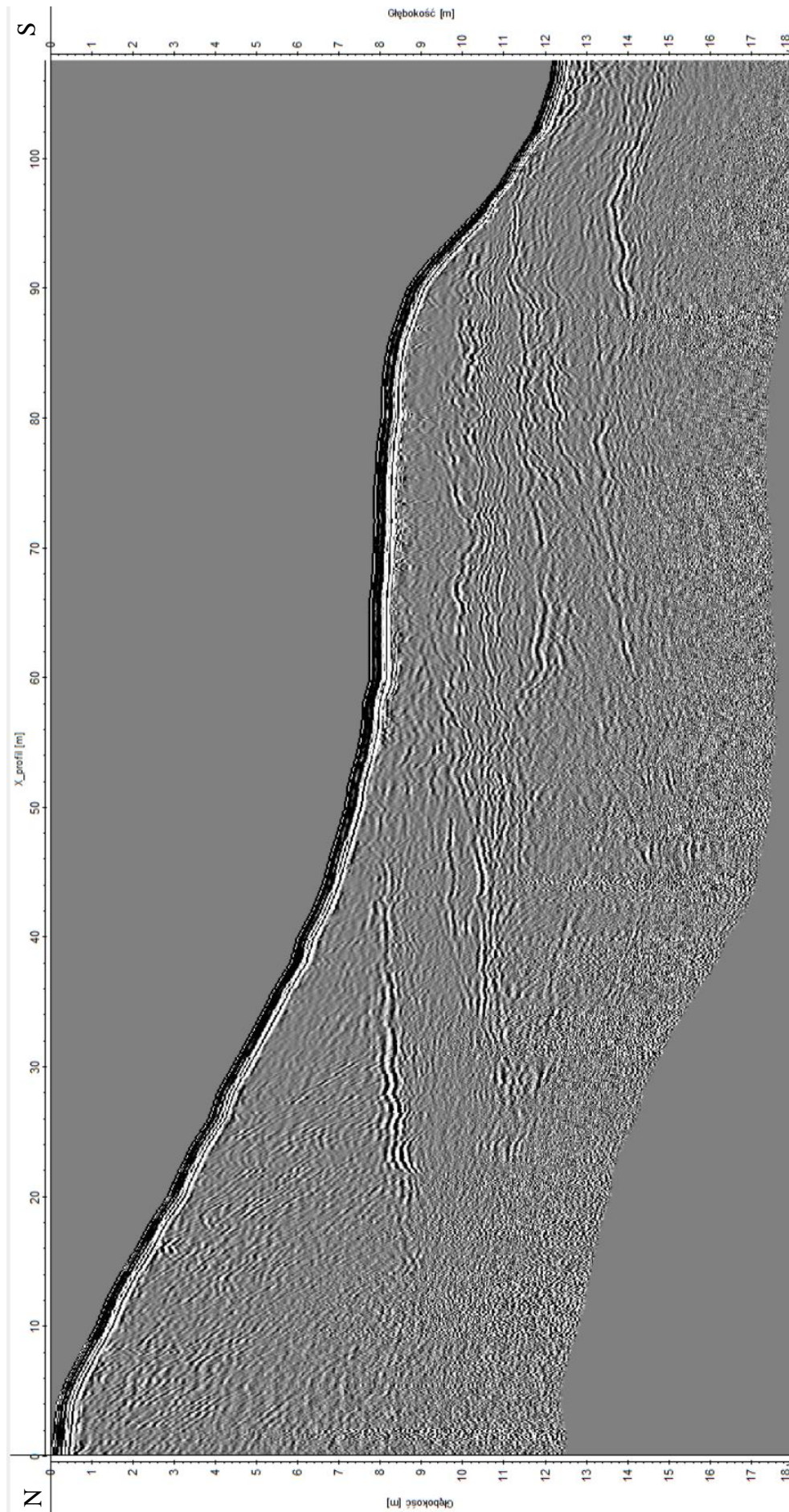


- Powierzchnia terenu
- Warstwa IV
V=0.1 m/ns
- Warstwa IV
V=0.11 m/ns
- Warstwa IV
V - zmienna

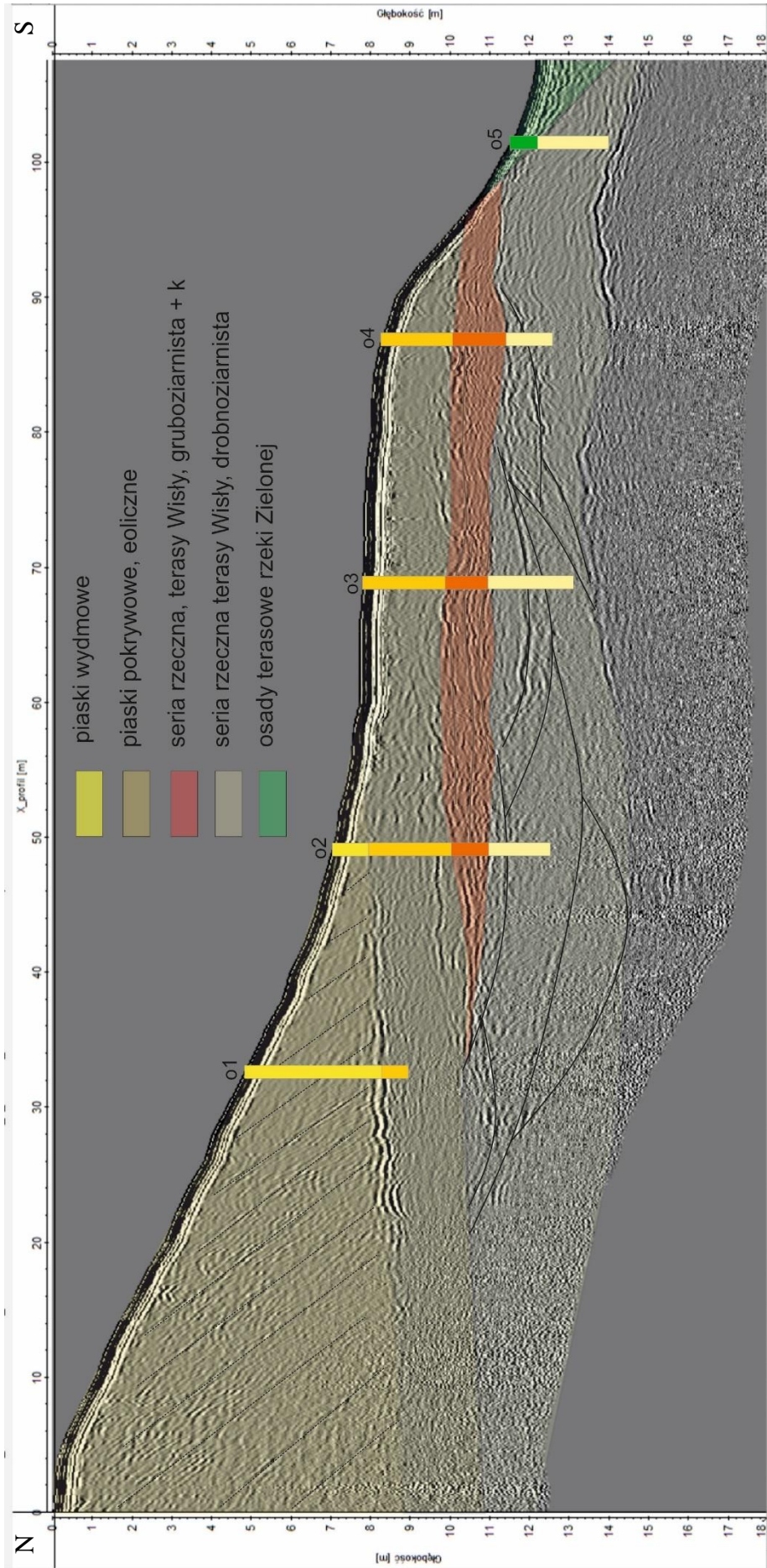
Ryc. 58. Granice odbijające dla spągu warstw I-IV w różnych wariantach prędkości.



Ryc. 59. Profil georadarowy po konwersji czasowo-głębokościowej.



Ryc. 60. Finalny model głębokościowy po poprawce topograficznej.



Ryc. 61. Interpretacja litologiczna na stanowisku Jarki.

5.4. Zastosowanie metody 3D w badaniach osadów na stanowisku Jedwabno w dolinie Drwęcy

Na stanowisku w Jedwabnie w dolinie Drwęcy przeprowadzono próbę możliwości zastosowania metody 3D z użyciem georadaru Stream C. Założono, że georadar 3D przez swoje rozwiązania konstrukcyjne doskonale nadaje się do precyzyjnej oceny zmienności litologicznej oraz upadów i kierunków biegu warstw w przestrzeni trójwymiarowej. Uzupełniająco wykonano również pomiary z zastosowaniem georadaru 2D – Leica DS2000. Badania radarem 3D umożliwiły uzyskanie wysokiej rozdzielczości skanowania (pokrycie terenu jednostkowymi skanami 2D, wzdłużnie i poprzecznie co około 4 cm). Dane zostały pozyskane jednocześnie w dwóch polaryzacjach anten: VV i HH. Ta innowacyjna metodyka pozwoliła na analizy danych zarówno w przekrojach pionowych, jak i w poziomych. Dane zostały przetworzone w oprogramowaniu ReflexW w module 2D/3D. Z analizy literatury oraz doświadczenia autora wynika, że dotychczas nie były prowadzone pomiary ani próby zastosowania wielokanałowego systemu, jakim jest Stream C w tego typu badaniach geologicznych.

Stanowisko znajduje się w dolinie Drwęcy w okolicy miejscowości Jedwabno (Ryc. 62.), zlokalizowane na I poziomie eksploatacyjnym żwirowni, licząc od powierzchni terenu. Do badań wybrano miejsce z usuniętym nadkładem, aby uniknąć tłumienia fali przez struktury organiczne leżące powyżej.



Ryc. 62. Lokalizacja stanowiska badawczego na tle mapy topograficznej w okolicy Jedwabno.

System Stream C w oryginalnej wersji (Ryc. 63.) jest oparty na masywnym trójkołowym wózku pomiarowym. Waży około 70 kg i jest przeznaczony do pomiarów geodezyjnych, w szczególności do wykrywania sieci uzbrojenia podziemnego. Tak wyposażony georadar, ze względu na swoje gabaryty, masę i małej średnicy koła, nie jest dostosowany do pracy w trudnym terenie.



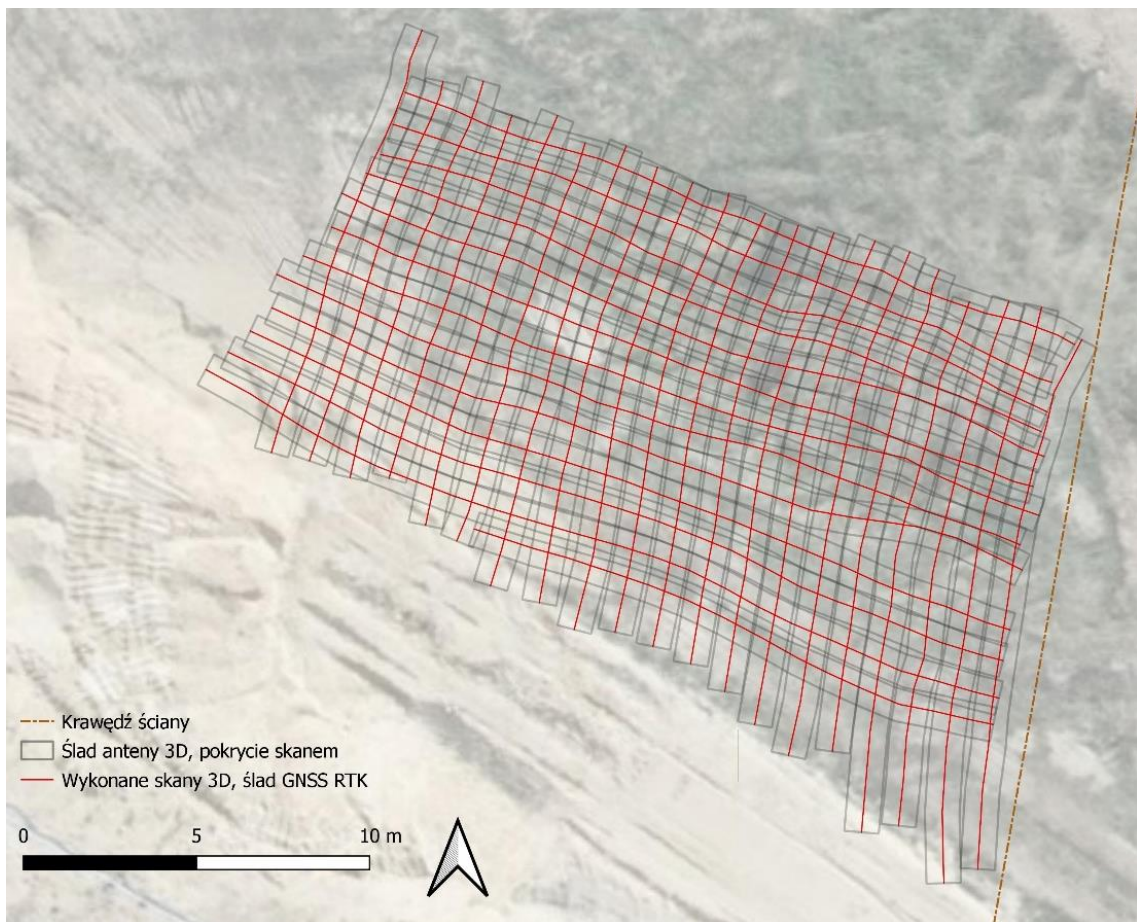
Ryc. 63. Oryginalny system Stream C produkcji IDS Georadar.

Na potrzeby geologicznych badań terenowych system został specjalnie skonfigurowany przez autora tak, aby składał się z: anteny pomiarowej, kontrolera, koła pomiarowego i GNSS RTK. Dzięki zastosowanym modyfikacjom można było nim wykonać pomiary w znacznie trudniejszym terenie, gdzie fabryczny system nie mógł być użyty (Ryc. 64.). W celu kontroli pomiarów oraz uzupełnienia danych na omawianym stanowisku wykonano dodatkowe profile badawcze georadarem Leica DS2000 w metodyce 2D. Wykonano 2 skany wzdłużne i 2 poprzeczne w obszarze pola badawczego.



Ryc. 64. Autor podczas konfigurowania systemu Stream C na terenie żwirowni w dolinie Drwęcy.

Pozycjonowanie pomiarów było wykonane poprzez GNSS z poprawkami RTK (Leica iCON ICG60). Aby dane radarowe i GNSS były ze sobą dokładnie zsynchronizowane w czasie, Stream C wykorzystuje dodatkowy moduł GPS tzw. PPS (ang. Pulse Per Second), który kalibruje czas wejścia sygnału z satelit GPS/GLONASS z czasem rejestracji danych radarowych, co pozwala uniknąć opóźnień pomiędzy informacjami. Dzięki zastosowaniu georadaru 3D osiągnięto pełne pokrycie wytyczonego obszaru (Ryc. 65.). W celach badawczych wykonano skany równoległe o kierunku wschód-zachód oraz północ-południe. W trakcie analiz danych podjęto decyzję o wykorzystaniu wszystkich skanów zarówno o kierunku północ-południe oraz wschód-zachód do interpretacji w jednym projekcie 3D pomimo, że wystarczające było skanowanie w jednym kierunku (pozwala na to konstrukcja radaru oraz konfiguracja anten). Zastosowany zabieg pozwolił wykorzystać maksymalną ilość danych.



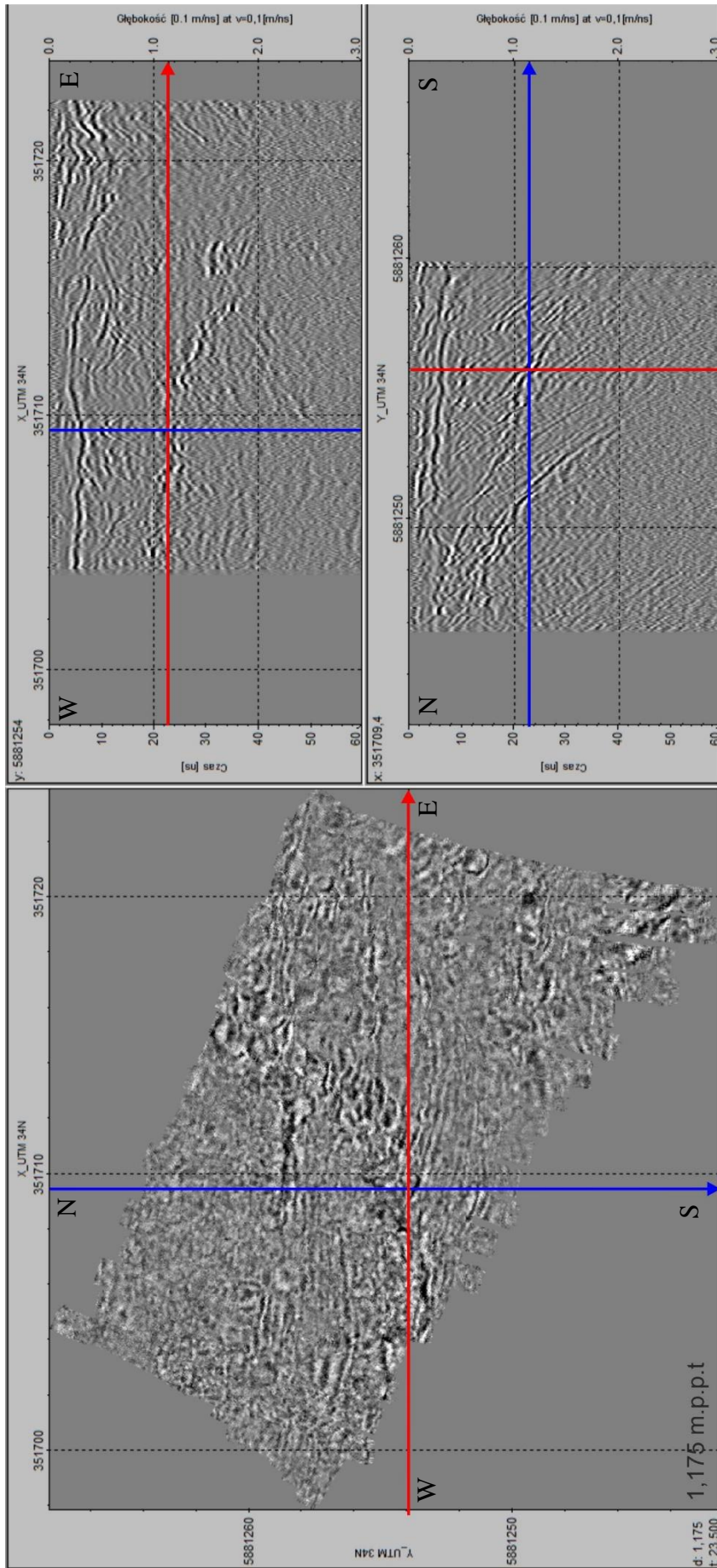
Ryc. 65. Pokrycie obszaru badań skanami 3D, widoczne także ślady GPS.

Zebrane dane 2D i 3D zostały poddane konwersji przez HD Data Converter (IDS Georadar), a następnie zaimportowane przez program ReflexW – moduł 2D/3D. Na potrzeby niniejszej dysertacji opracowano specjalne algorytmy przetwarzania danych

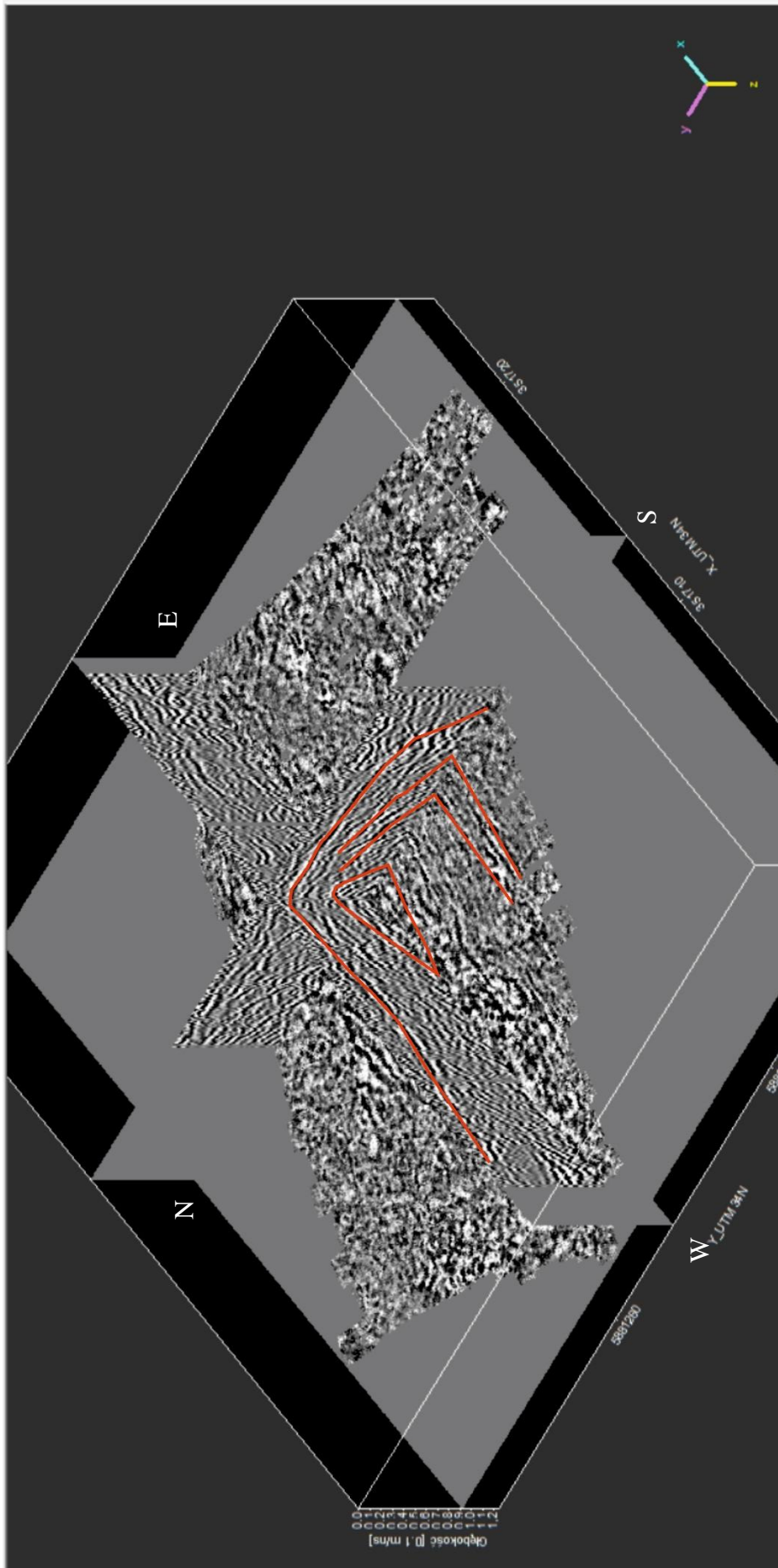
2D i 3D, bazując na ogólnych wytycznych zaproponowanych przez autora programu ReflexW (Sandmeier, 2020) (Załącznik C – Ryc. 3. i Ryc. 4.). Na obszarze około 15 m x 20 m wykonano 20 skanów podłużnych 3D i 13 skanów poprzecznych 3D, co daje łącznie 1056 jednostkowych skanów 2D. Czas nasłuchu ustawiono na 70 ns, co przy średniej prędkości fali elektromagnetycznej w gruncie $V=0,1$ m/ns, pozwala po wykonaniu korekcji statycznych, osiągnąć zasięg głębokościowy około 3 metrów. Należy zaznaczyć, że opcja przetwarzania i interpretacji danych z systemów wielokanałowych w programie ReflexW jest możliwa od lipca 2020 roku w wersji oprogramowania 9.5.

Po imporcie danych do programu ReflexW należy w pierwszej kolejności skontrolować geometrię pomiaru i sprawdzić czy wszystkie dane zostały właściwie zaimportowane oraz, czy geometria układu współrzędnych jest prawidłowa (Załącznik C – Ryc. 5.). Dane 2D poddane processingowi zostały zaimportowane do modułu 3D (Załącznik C – Ryc. 6.). W module tym można przeglądać całą zeskanowaną przestrzeń w przekrojach pionowych i poziomych jednocześnie.

Efekt interpolacji i złożenia danych do przestrzeni 3D obrazuje Ryc. 66. W oknie interpretacyjnym można przeglądać dane w przekrojach (xz, yz i xy) i analizować je pod kątem występowania osadów. Efektywnym narzędziem interpretacyjnym danych 3D jest przeglądanie poszczególnych przekrojów poziomych w funkcji głębokości. Już na pojedynczym przekroju poziomym widoczne są linie intersekcyjna, przecięcia warstw z płaszczyzną poziomą w postaci charakterystycznych łuków co przedstawia (Ryc. 66.). W module 3D można także prezentować dane w postaci tzw. cube 3D (Ryc. 67.). Na obrazie zaznaczono wybrane przecięcia warstw z 3 płaszczyznami w przestrzeni.

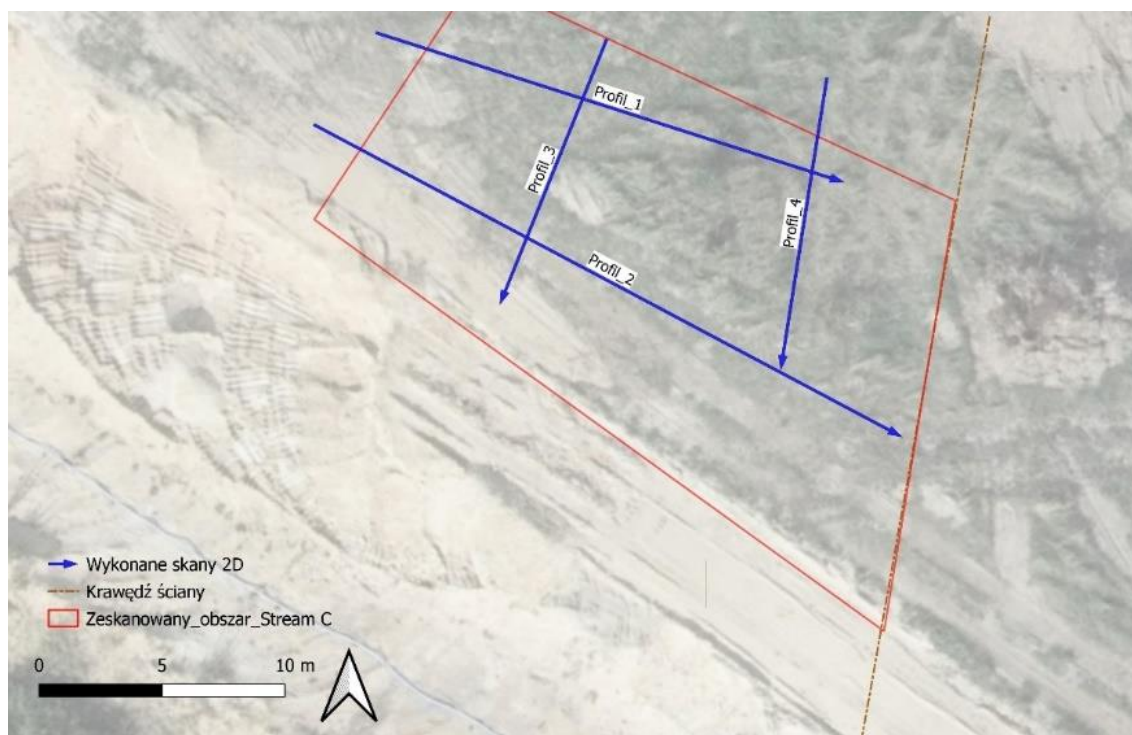


Ryc. 66. Widok 3D z przekrojami w programie Reflex W, głębokość przekroju poziomego 1,175 m p.p.t.



Ryc. 67. Prezentacja danych w tzw. 3D cube w programie Reflex W, połączony przekrój poziomy z nałożonymi przekrojami pionowymi.

Położenie wykonanych skanów 2D na stanowisku Jedwabno obrazuje Ryc. 68. Zasięg głębokościowy uzyskany za pomocą radaru DS2000 był większy niż w przypadku aparatury Stream C. Przypuszczalnie spowodowane jest to ograniczoną mocą nadajników Stream C ze względu na zastosowaną dużą ilość anten oraz zasadnicze przeznaczenie tego georadaru do wykrywania sieci uzbrojenia podziemnego do głębokości około 2–3 m p.p.t.

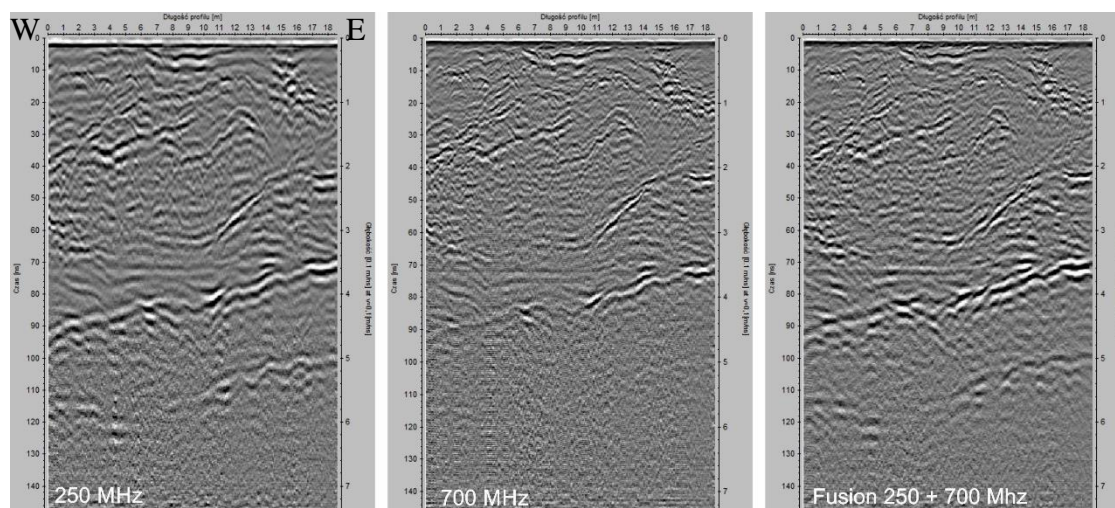


Ryc. 68. Lokalizacja profili radarowych z DS2000.

Dane pozyskane z georadaru Leica DS2000 zostały zaimportowane do programu ReflexW w taki sam sposób jak w przypadku danych z Stream C. Jak już wcześniej wspomniano, w radarze DS2000 zastosowano 2 anteny o częstotliwości 250 MHz i 700 MHz. Dzięki temu radar ten cechuje dobry zasięg głębokościowy w przypadku anteny o niższej częstotliwości (250 MHz) oraz wysoka rozdzielczość w przypadku anteny o wyższej częstotliwości (700 MHz). Zastosowane procedury przetwarzania są podobne do danych ze Stream C z rozszerzeniem o dwie procedury użyte tylko do danych z DS2000 – average xy, data Fusion i fk migration (Zał. C – Ryc. 3.)

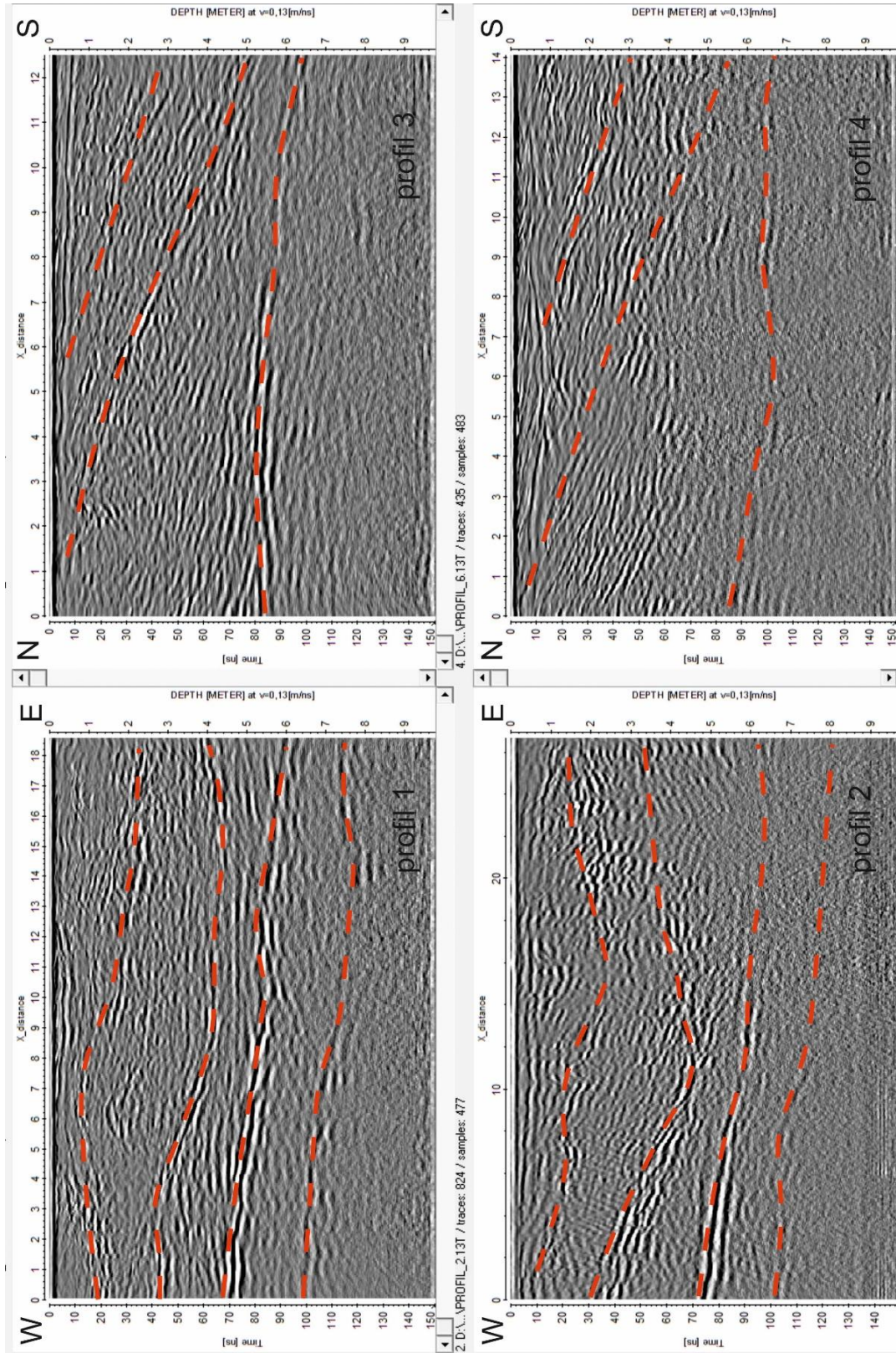
Na Ryc. 69. przedstawiono finalne dane po processingu przygotowane do szczegółowej interpretacji. Na obrazie 250 MHz wyraźnie widoczny jest wyższy zasięg głębokościowy oraz niższa rozdzielczość ze względu na dominujące niskie częstotliwości. Na obrazie z anteny 700 MHz obserwujemy zdecydowanie lepszą rozdzielczość, dzięki czemu granice są lepiej widoczne, a odcięcia pomiędzy osadami –

bardziej precyzyjne. Negatywny wpływ wysokich częstotliwości to niższy zasięg głębokościowy niż w przypadku anteny o częstotliwości 250 MHz. Oprogramowanie ReflexW 2D od wersji 9.xx oferuje procedurę Data Fusion. Pozwala ona na połączenie dwóch skanów o różnych częstotliwościach. Dzięki niej z georadaru Leica DS2000 można uzyskać obrazy cechujące się wysoką rozdzielczością oraz wysokim zasięgiem głębokościowym, co było wcześniej zarezerwowane dla odseparowanych obrazów z jednej lub z drugiej anteny. Próba połączenia skanów 250 MHz + 700 MHz wykazała wysoką efektywność algorytmu do integracji danych radarowych z anten o różnych częstotliwościach. Test algorytmu dowiódł, że integracja danych za pomocą Data Fusion może być z powodzeniem stosowana, co we wcześniejszych wersjach programu ReflexW nie było możliwe. Na chwilę obecną według wiedzy autora żadne inne oprogramowanie nie pozwala łączyć skanów 2D w taki sposób.



Ryc. 69. Profil nr 2 po processingu i procedurze Data Fusion.

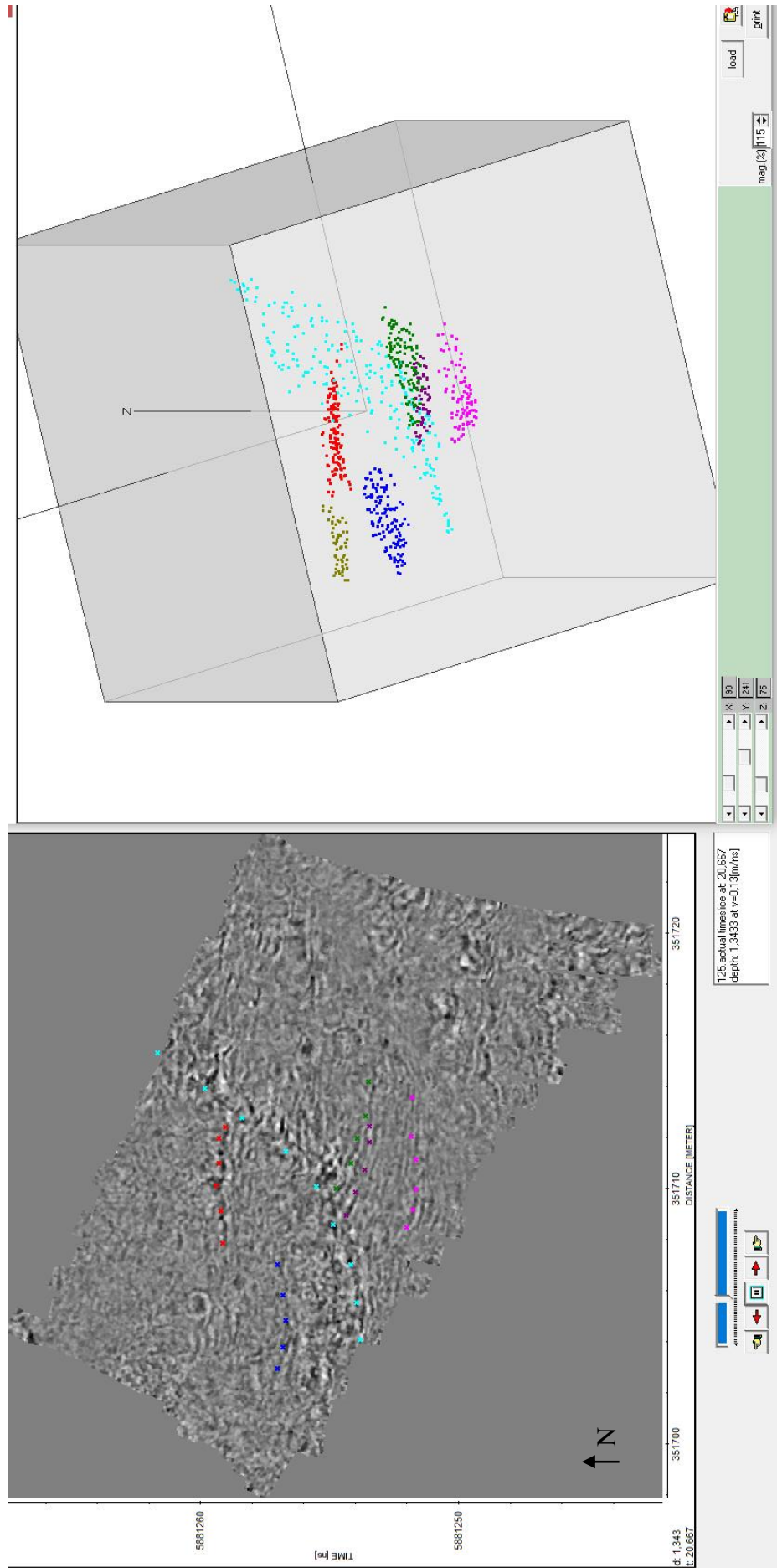
Na Ryc. 70. przedstawiono interpretację skanów 2D. Przyjęto, że profile nr 1 i nr 2 są podłużne, a profile nr 3 i nr 4 – poprzeczne. Na obrazach wyraźnie widoczna jest różnica nachylenia warstw pomiędzy skanami poprzecznymi i podłużnymi. Sytuacja jest podobna do wcześniejszych rozważań modelowych granic nachylonych zeskanowanych poprzecznie i podłużnie przedstawionych w Rozdziale 5.1. W przypadku profilu nr 3 i 4 mamy do czynienia z trendem poziomym odbić od granic warstw, natomiast na profilach podłużnych nr 1 i nr 2 dominujące są odbicia nachylone. Wobec powyższego można wywnioskować, że skany podłużne 3 i 4 wykonane zostały wzdłuż upadu warstw zgodnego z przepływem wody. Uzyskany zasięg głębokościowy to około 7 m p.p.t., co w przypadku georadaru DS2000 jest dobrym wynikiem i wskazuje na występowanie w badanym profilu osadów o niskiej przewodności prądu i niskim tłumieniu fali.



Ryc. 70. Interpretacja profili nr 1 i 2 (podłużnych) oraz nr 3 i 4 (poprzecznych) wykonanych georadarem Leica DS2000 na stanowisku w Jedwabnie.

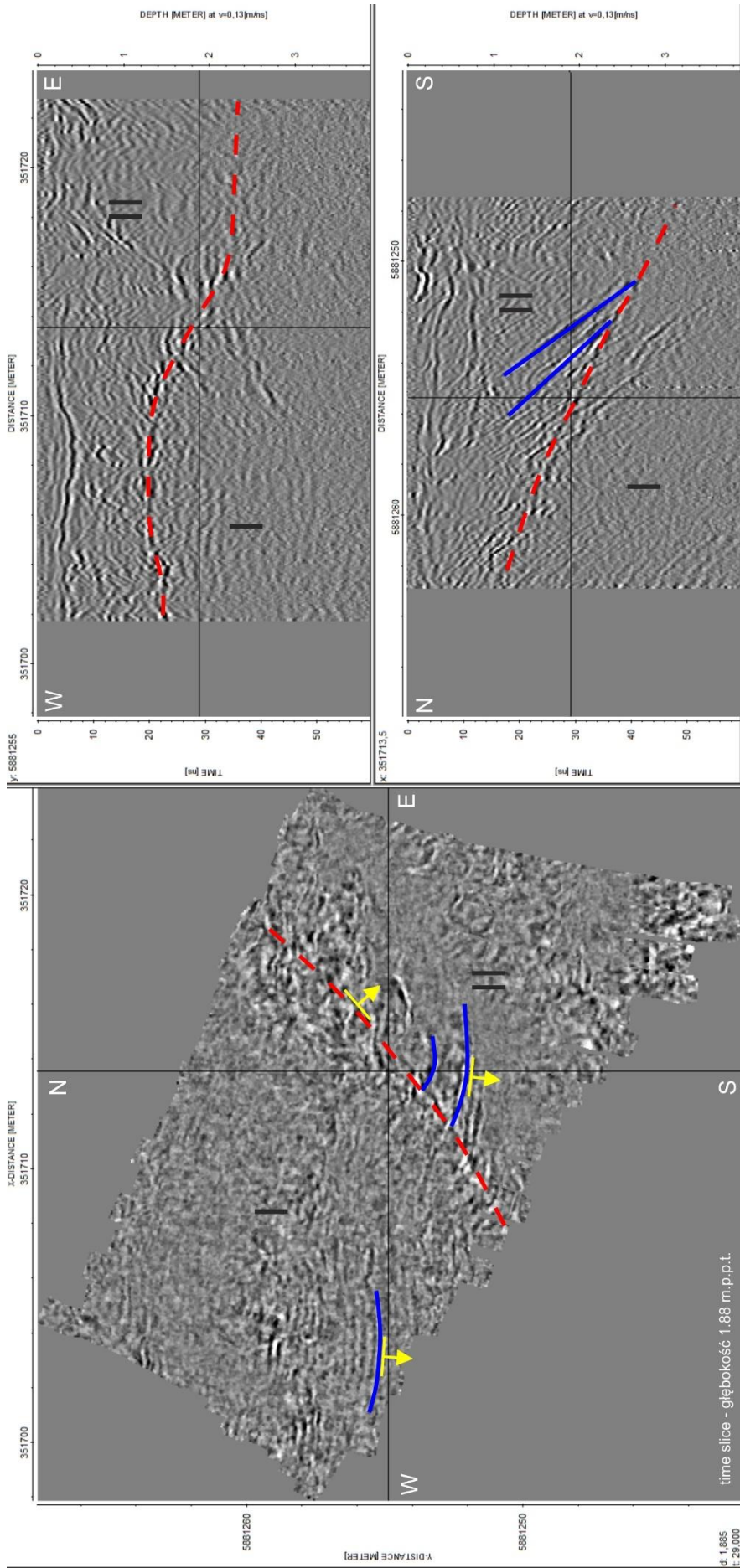
Uzyskane dane georadarowe 3D były interpretowane głównie na przekrojach poziomych typu time slice. Aby prawidłowo interpretować dane w płaszczyźnie xy, należy także posiłkować się skanami na przekrojach pionowych xz i yz. Na danych 3D najlepiej widoczne są zmiany w wykształceniu litologicznym poprzez analizę poszczególnych przekrojów poziomych w funkcji głębokości. Z cięć głębokościowych następujących po sobie można precyzyjnie prześledzić zmienność granic warstw w przestrzeni zależnej od funkcji głębokości. Do analizy zostały wykonane cięcia głębokościowe co około 15 cm i prezentowane są w formie Ryc. od 1 do 14 w Zał. F. Ciekawą prezentację danych typu time slice, można uzyskać wykonując animacje złożone z poszczególnych cięć głębokościowych (Zał. F1 – płyta CD). Na animacji doskonale widoczna jest zmienność litologii wraz z głębokością, można zaobserwować kierunki zapadania warstw oraz położenie kanałów glacialnych. W Zał. F2 (płyta CD) zaprezentowano animację ogólną prezentującą dane w przestrzeni 3D.

Na Ryc. 71. przedstawiono okno interpretacyjne programu ReflexW, gdzie dostępne jest narzędzie do wektoryzacji granic odbijających na poszczególnych przekrojach poziomych. W prawym oknie widać chmurę punktów uzyskaną po wektoryzacji linii intersekcyjnych dla wybranych, reprezentatywnych granic. Każda granica otrzymała unikalny kod, kolor oraz opis współrzędnych x,y,z. Dzięki temu zabiegowi możemy interpretowane dane przenieść z obrazów georadarowych do obiektów wektorowych. Obiektom wektorowym możemy nadawać różne atrybuty, kolory, nazwy oraz – co najważniejsze – możemy je analizować i wizualizować w przestrzeni CAD 3D. Taka metodyka jak już wykazano w Rozdziale 5.1., pozwala analizować kąty zapadania granic, kierunki, czy też szacować objętości i wyznaczać płaszczyzny struktur, co nie było wcześniej możliwe w przestrzeni falowej danych radarowych.

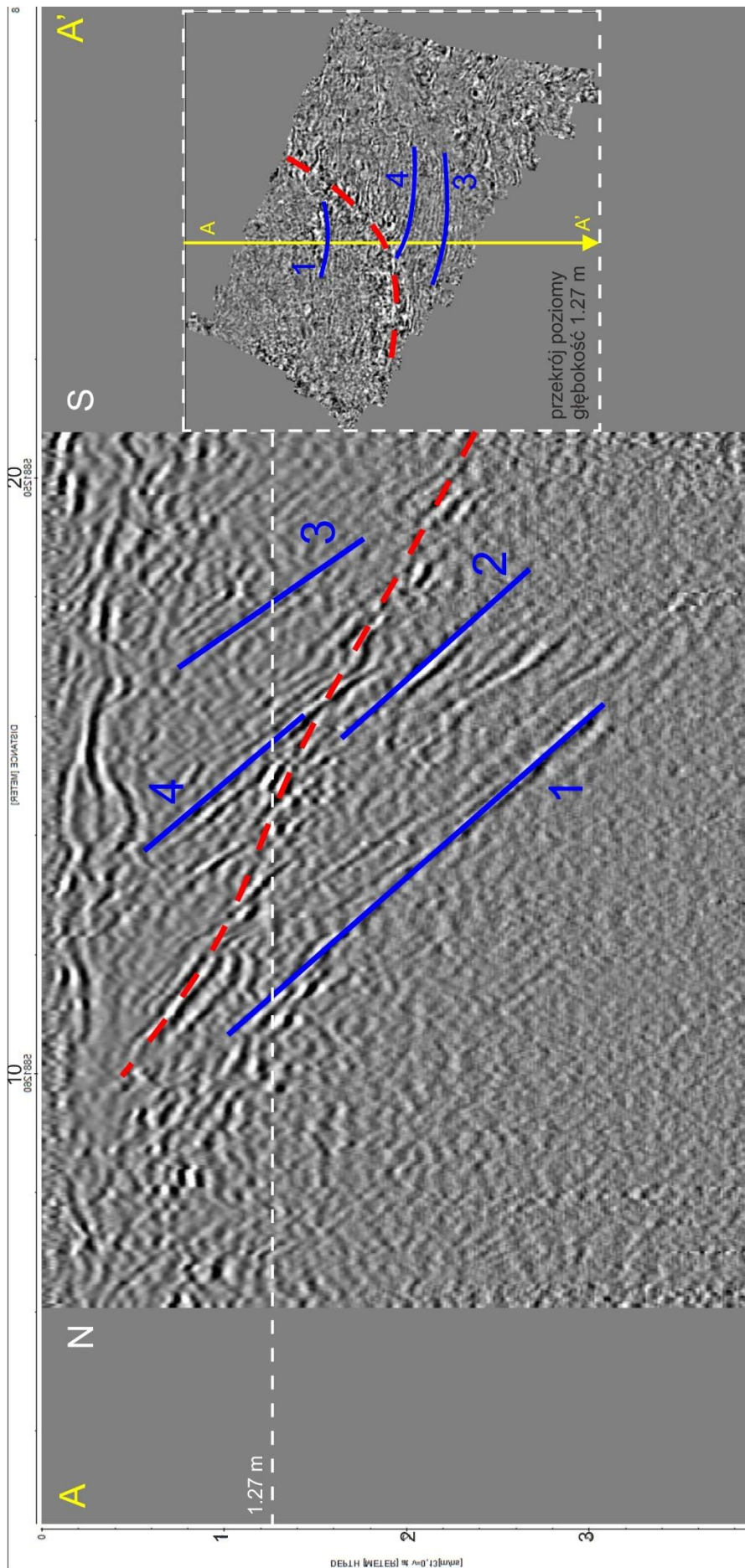


Ryc. 71. Okno interpretacyjne 3D w programie Reflex W. Na lewym obrazie widoczny jest time slice na głębokości 1,34 m p.p.t. Po prawej stronie zwizualizowana chmura punktów dla kilku wybranych granic warstw oraz kanału glacialnego powstała po digitalizacji cyfrowej przekrojów poziomych.

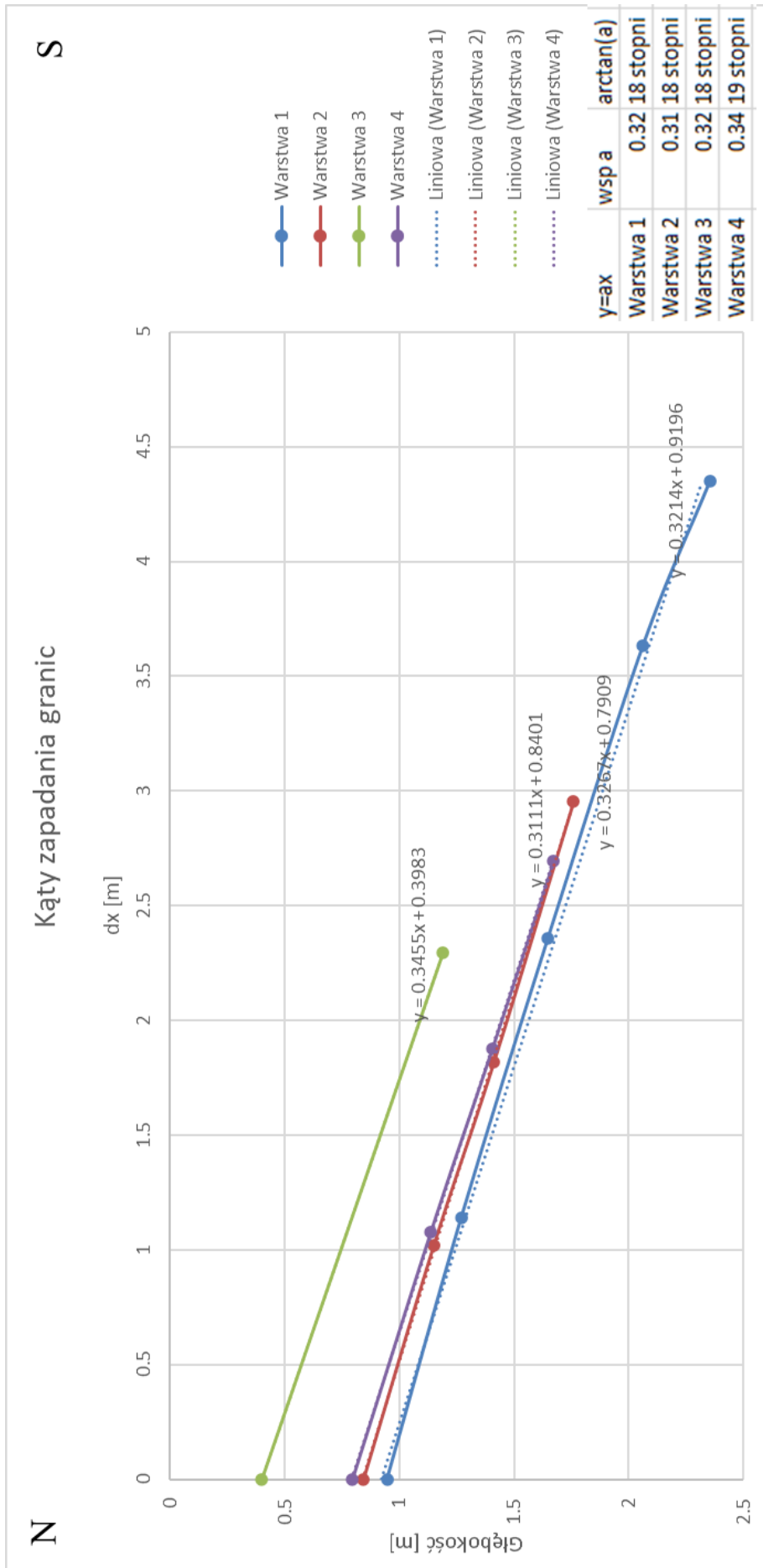
Na podstawie analizowanych danych można wydzielić dwie główne struktury geologiczne oznaczone jako I oraz II (Ryc. 72.). Są one rozdzielone prawdopodobną granicą kanałów glacialnych (czerwona linia przerywana). Wizualizacja na Ryc. 72. obrazuje sytuację w trzech przekrojach na głębokości 1,88 m. Wyraźnie widoczne jest wydzielenie dwóch struktur, zarówno w płaszczyźnie pionowej, jak i poziomej. Na animacji umieszczonej w Zał. F1. (płyta CD) wraz ze zmianą głębokości widoczne jest przesuwanie się linii intersekcyjnych granic struktur, w kierunku zapadania warstw. Na animacji osiągnięto efekt wizualny podobny do płynięcia wody, co można także utożsamiać z depozycją materiału zależną od kierunku faktycznego przepływu wody (kierunek zapadania warstw). Kierunek zapadania granicy kanałów wynosi około 135 stopni. Zarówno w kanale I i II zapadanie warstw jest w kierunku południowym, co przedstawia wybrany przekrój A-A' przez model o przebiegu północ-południe (Ryc. 73.). Na przekroju wybrano 4 warstwy, na podstawie których obliczono ich kąty zapadania. Zwektoryzowane warstwy zostały wyeksportowane jako dane numeryczne x,y,z do programu Excel (Ryc. 74.). Granice zostały aproksymowane liniami trendu z opisem prostych $y=ax+b$. Dzięki zależności współczynnika a i funkcji arcus tangens obliczono kąty zadania warstw względem osi x (płaszczyzny poziomej). Zarówno w kanale nr I i II kąty zapadania oscylują w granicy 18–19 stopni w kierunku południowym. Zwektoryzowane wcześniej wybrane granice warstw oraz kanałów w postaci chmury punktów poddano triangulacji w środowisku GIS. Poszczególne granice w postaci siatki trójkątów w formacie DXF zaimportowano do środowiska CAD 3D, gdzie zostały zwizualizowane. Ryc. 75. prezentuje model 3D w widoku yz w kierunku północnym. Ryc. 76. przedstawia rzut poziomy w płaszczyźnie xy. Widoczna jest poziomo leżąca powierzchnia badań, warstwy oraz granica kanałów (kolor czerwony). Ryc. 77. prezentuje model w 3 różnych rzutach. Dzięki wizualizacjom i stworzeniu modelu obiektowego w AutoCAD możliwe jest śledzenie przebiegu warstw, ich nachylenia, a także ułożenia względem siebie. Wektoryzacja granic i struktur zaobserwowanych na danych georadarowych daje możliwość przeprowadzenia dowolnych analiz 3D. Nowatorskie podejście do pozyskania danych georadarem 3D oraz ich analizy obiektowe w środowisku CAD dają duże możliwości badań płytko zalegających osadów geologicznych, kanałów, kierunków przepływu, struktur nieciągłych oraz oceny nachyleń warstw – co bardzo ważne – w sposób zupełnie bezinwazyjny.



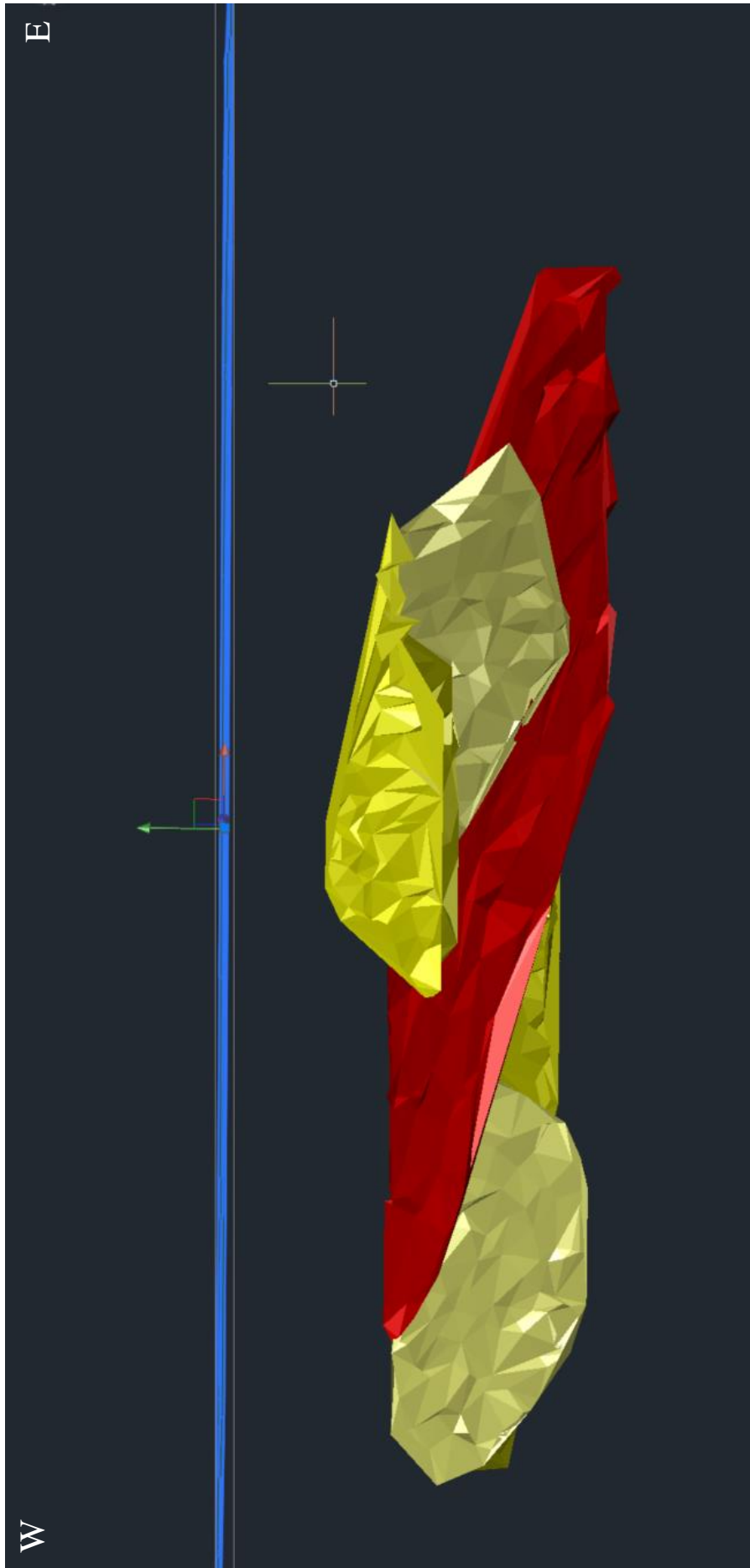
Ryc. 72. Przekroje xy, xz, yz przez zeskanowany obszar. Dzięki takim analizom możemy identyfikować granice kanałów i warstw. Żółtymi strzałkami zaznaczono kierunki zapadania wybranych warstw i granicy kanałów.



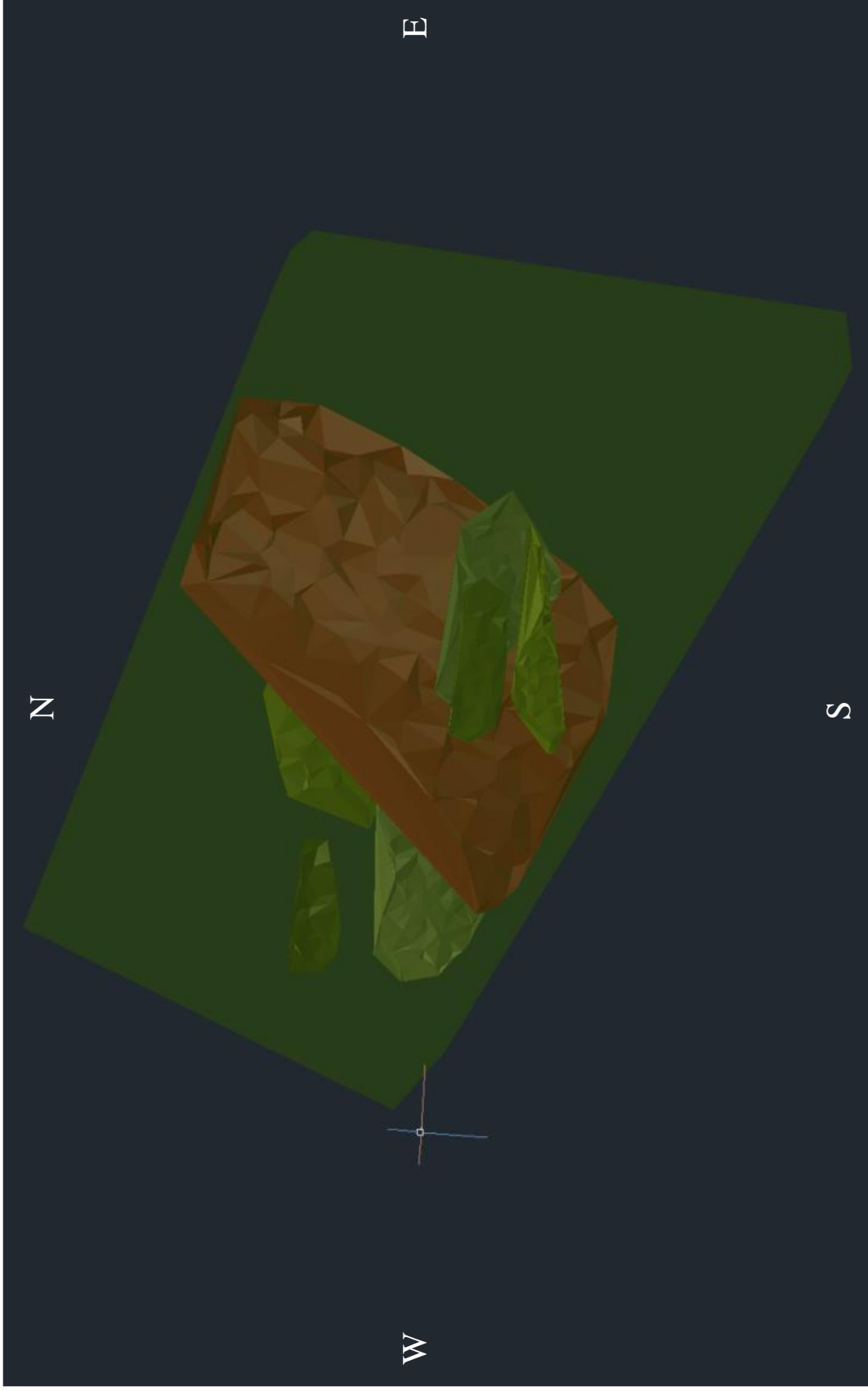
Ryc. 73. Analiza obrazu w przekroju pionowym umożliwia precyzyjne odczytanie kątów upadu warstw.



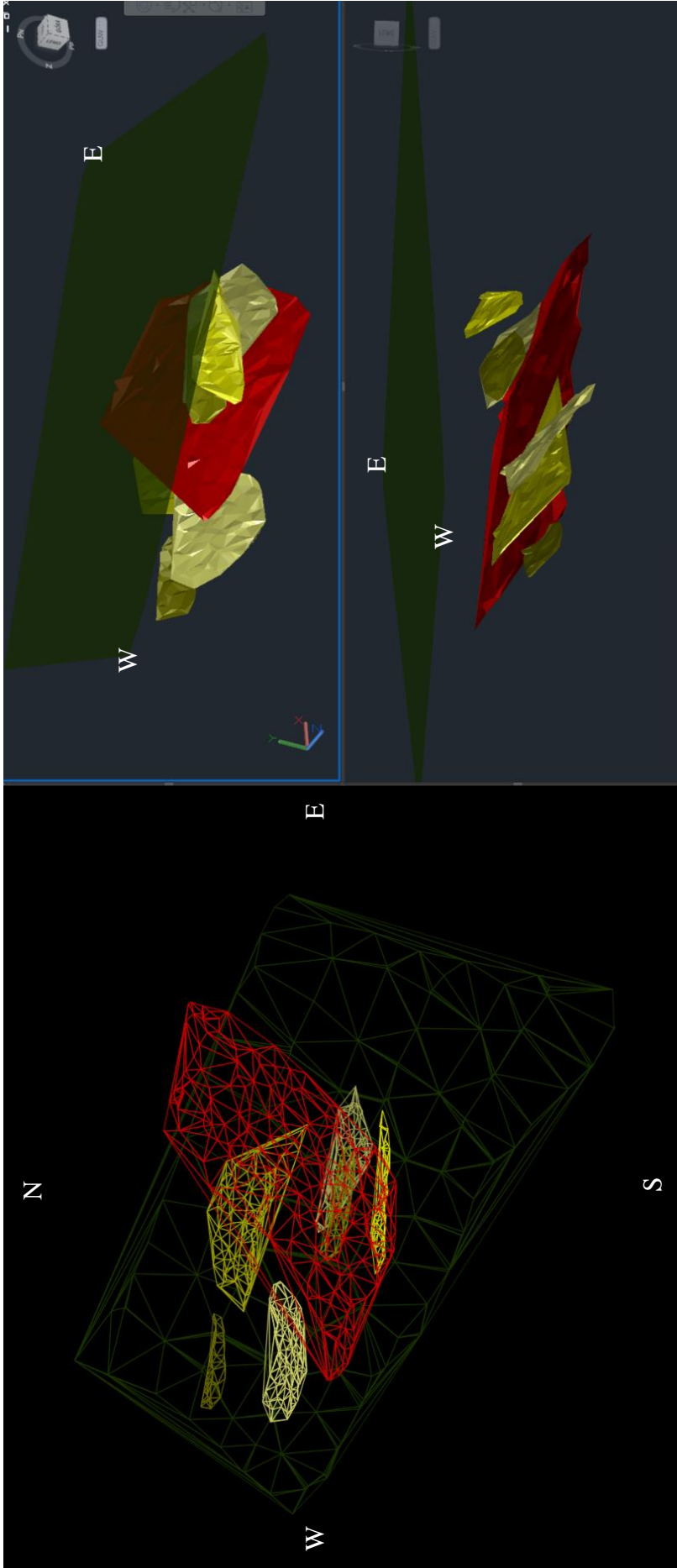
Ryc. 74. Zdigitalizowane laminy poddane obróbce w środowisku Excel. Prezentacja danych w sposób wektorowy pozwoliła na obliczenie kątów zapadania, które wynoszą około 18–19 stopni. Obliczenia kątów wykonano na podstawie nachylenia prostych $y=ax+b$ względem osi x na podstawie zależności arctan (wsp.a).



Ryc. 75. Model 3D stworzony w środowisku CAD z chmury punktów uzyskanej z digitalizacji danych georadarowych, rzut XZ. Żółtym kolorem oznaczono granice warstw, natomiast czerwonym – granicę kanałów.



Ryc. 76. Wizualizacja modelu w środowisku CAD, rzut w płaszczyźnie XY. Zielonym kolorem zwizualizowano płaszczyznę skanowania.

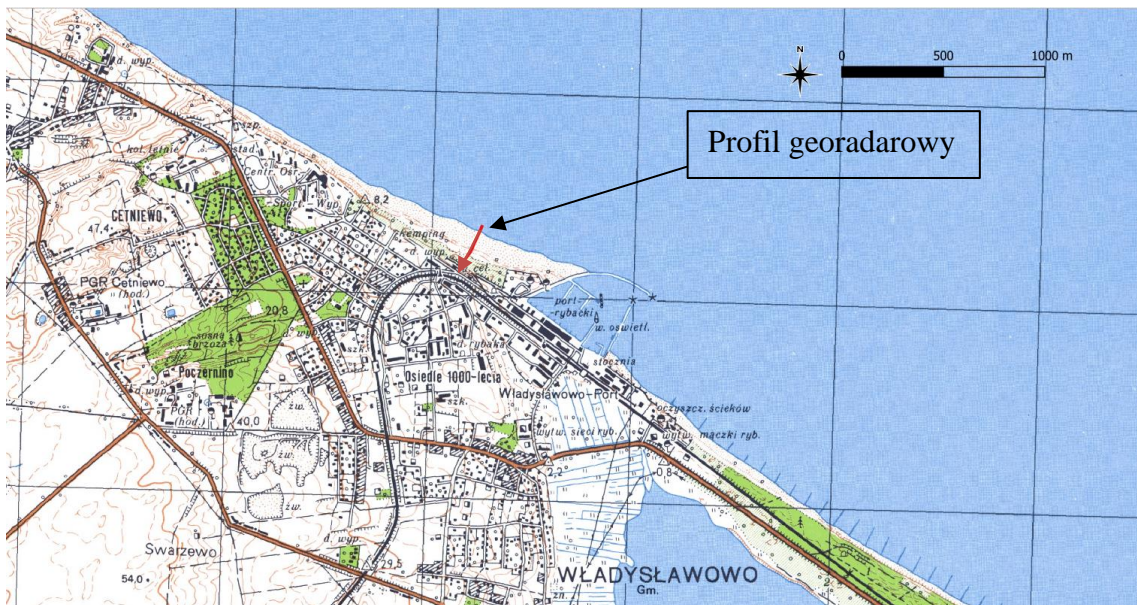


Ryc. 77. 3 wizualizacje w środowisku CAD, rzuty różne, z różnych perspektyw.

5.5. Analiza możliwości zastosowania georadaru 2D w procesie ingresji wód morskich w rejonie Władysławowa

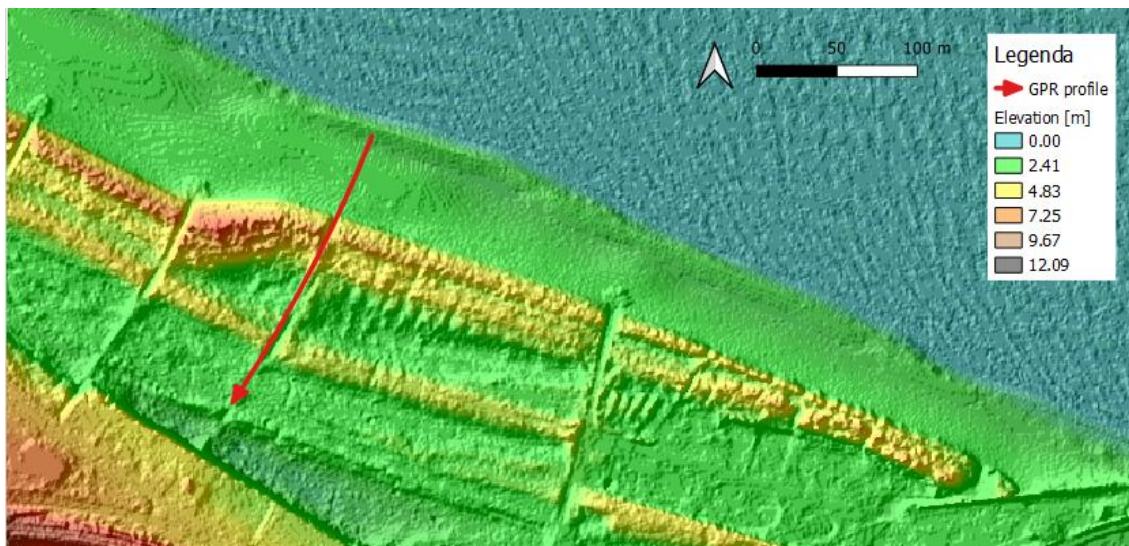
Celem badań było sprawdzenie metody georadarowej do oceny wpływu ingresji wód słonych w strefie brzegowej Morza Bałtyckiego oraz zobrazowania struktur wydm nadmorskich. Na analizowanym obszarze występują trzy odmienne warunki środowiska gruntowo-wodnego. Mamy tu do czynienia z: suchymi piaskami plażowymi i wydmowymi, piaskami nasyconymi wodą słoną oraz piaskami wypełnionymi wodą słodką (Mendecki i in. 2021).

Stanowisko pomiarowe zlokalizowane jest we Władysławowie, na wschód od wejścia do portu (Ryc. 78.). Według aktualnego podziału fizyczno-geograficznego stanowisko leży na skraju mezoregionu Pojezierze Kaszubskie, tuż u nasady Mierzei Helskiej. Skan został wykonany bezpośrednio od brzegu Morza Bałtyckiego w kierunku południowym w głąb lądu aż do zabudowań przy ulicy Hryniewieckiego, gdzie nie było możliwości kontynuowania ciągu pomiarowego (Ryc. 79.).



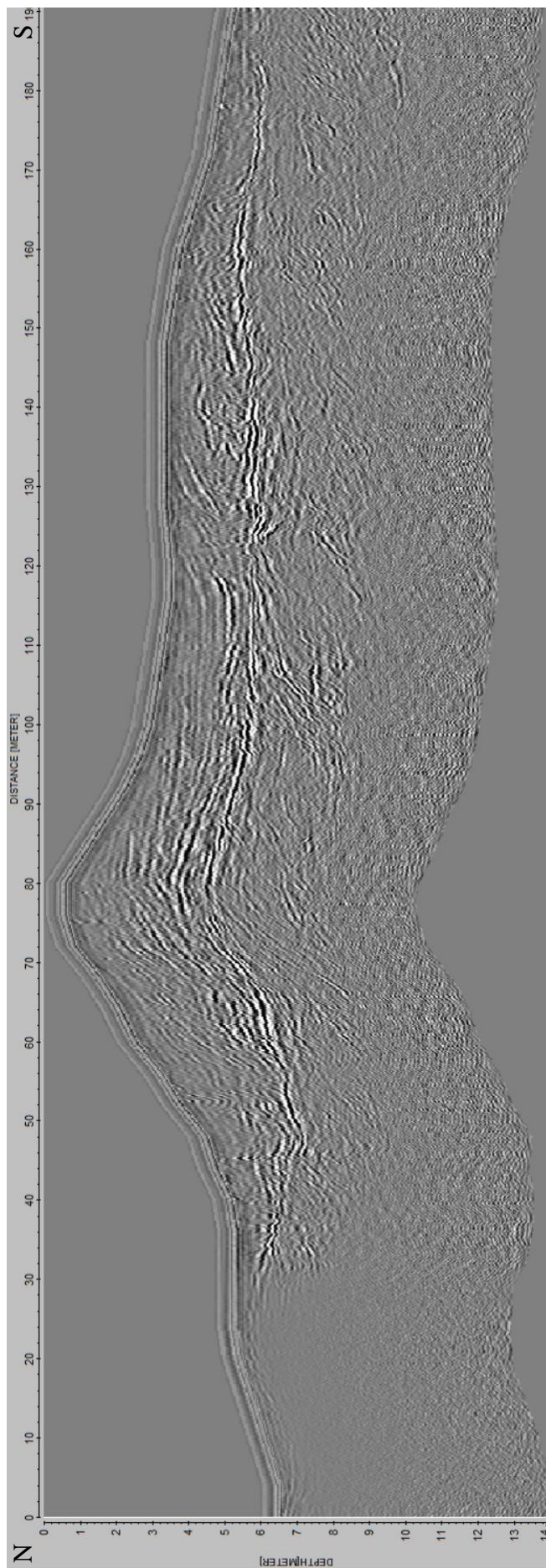
Ryc. 78. Profil georadarowy wykonany we Władysławowie.

Do badań we Władysławowie został użyty U-Explorer produkcji Geoscanners AB z anteną ekranowaną GCB-200. Sugerowany przez producenta czas nasłuchu to 200 ns, co przy średniej prędkości fali 0,1 m/ns pozwala osiągnąć 10 m penetracji, natomiast przy podwyższonej prędkości 0,12 m/ns maksymalny zasięg głębokościowy może nawet wynieść 12 metrów.



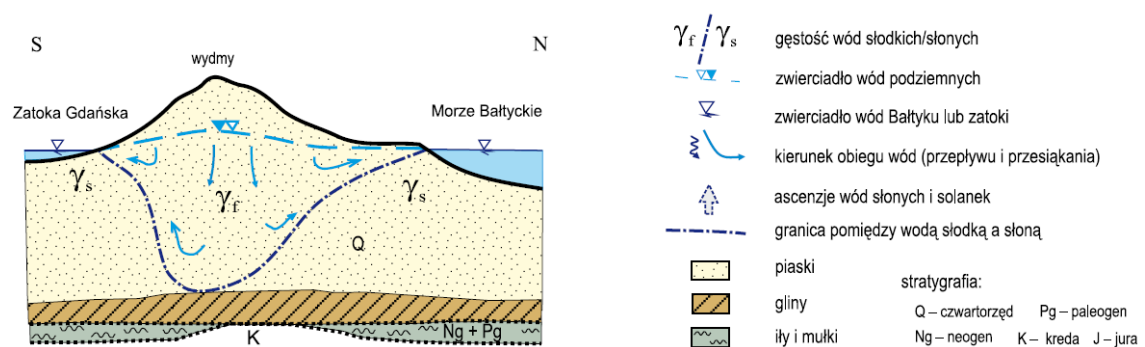
Ryc. 79. Profil georadarowy z podkładem wysokościowym LiDAR.

Analizy zostały przeprowadzone w programie ReflexW w module 2D. Dane zaimportowano do programu, a następnie poddano wielu procesom filtracji, wzmocnień, uśredniania, migracji, poprawki topograficznej i konwersji czasowo-głębokościowej. Pełny wykaz procedur zastosowanych do przygotowania skanu znajduje się w Zał. C. – Ryc. 7. Efekty zastosowanych procedur zostały zobrazowane na rycinach w Zał. G. Ze względu na zróżnicowane ukształtowanie terenu (formacje wydmowe) zastosowano poprawkę topograficzną na podstawie danych wysokościowy LiDAR (Zał. G – Ryc. 4.). Dane LiDAR pozyskano z zasobów wydziału Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej UMK. W odróżnieniu od projektu badawczego w dolinie Zielonej Strugi, poprawka topograficzna została wygenerowana w środowisku GIS na podstawie danych wysokościowych LiDAR. Metoda ta jest bardzo szybka i pozwala w krótkim czasie pozyskać profile wysokościowe wzdłuż zadanej linii. Finalny profil georadarowy gotowy do interpretacji został przedstawiony na Ryc. 80.



Ryc. 80. Ostateczny skan po procesach przetwarzania i konwersji czasowo-głębokościowej.

W obszarze nizin nadmorskich zwierciadło wód gruntowych utrzymywane jest na stałym poziomie poprzez stacje pomp i meliorację terenu. Przy niskim stanie wód gruntowych wymuszonych pracą pomp oraz ujęciami wód w pasie wydym nadmorskich obserwuje się przesunięcie klina wód słonych (morskich) przy spągu warstw wodonośnych w stronę lądu (Krawiec, 2013). Warunek równowagi wód podziemnych (słodkich) i morskich (słonych) pozostających w bezruchu opisany jest prawem Ghybena-Herzberga. Przepływ wód oraz pływy morskie powodują dyspersję w strefie kontaktu wód zgodnie z modelem Glovera, co powoduje powstanie powierzchni rozdziału faz wód słonych i słodkich (Krawiec, 2013, na podstawie Hubberta, 1940, Glovera, 1959, 1964) (Ryc. 81.). Prezentowany model hydrogeologiczny został szczegółowo omówiony m.in. w pracy Krawca (2013) z uwzględnieniem badań fizykochemicznych wód podziemnych z otworów piezometrycznych oraz badań metodą tomografii elektrooporowej (ERT). Ingresje wód słonych w głąb lądu są powszechnym zjawiskiem obserwowanym na całym świecie (Martinez i in., 2009, oraz Zarroccy i in., 2011).

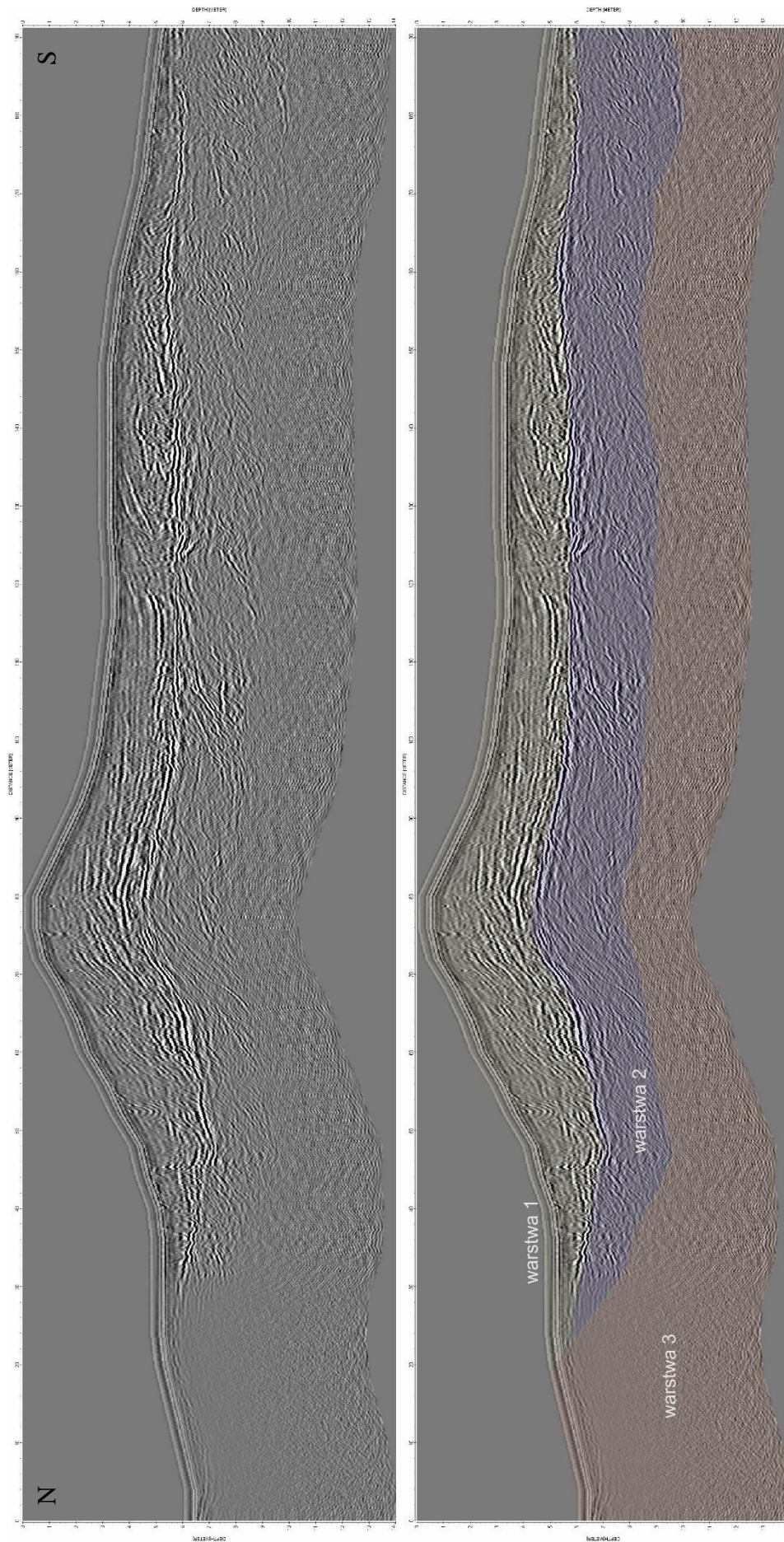


Ryc. 81. Podstawowe typy równowagi wód słonych i słodkich na wybrzeżu Bałtyku Południowego (Krawiec, 2013).

Powyższe założenia pozwoliły przeprowadzić interpretację danych z badań georadarowych wykonanych w strefie wydym nadmorskich. W interpretacji przyjęto stały model prędkościowy do konwersji czasowo-głębokościowej – 0,12 m/ns. Na obrazie widoczny jest duży zasięg głębokościowy dla fali radarowej (około 8 metrów). Dobrze wysortowane piaski wydymowe zawierają przede wszystkim kwarc i powietrze, które mają niską przenikalność elektryczną wpływającą na wysoką prędkość fali oraz wysoką oporność elektryczną, co ma znaczenie dla niskiego tłumienia fali. Oba te czynniki decydują o wysokim zasięgu penetracji fali radarowej.

W profilu georadarowym można wydzielić trzy struktury (Ryc. 82.):

- Warstwa nr 1 – piaski suche, z dobrze widocznym warstwowaniem wewnątrz struktur wydmowych.
- Warstwa nr 2 – soczewka wody słodkiej. Widoczne są wyraźne dwie granice odcinające piaski nasycone wodą słodką od piasków suchych (warstwa nr 1) i piasków nasyconych wodą słoną (warstwa nr 3). Zaobserwować można także wzrost rozdzielczości pionowej (skrócenie długości fali, ostrzejsze refleksy od warstwowania piasku) spowodowany zwolnieniem fali elektromagnetycznej w środowisku wodnym.
- Warstwa nr 3 – ingresja wody morskiej, piaski nasycone wodą słoną lub struktury niewidoczne dla georadaru ze względu na znaczną głębokość i tłumienie fali. Na odcinku profilu od 0 do 20 m obserwowane jest silne tłumienie fali elektromagnetycznej w strefie falowania spowodowane wzrostem zasolenia (mineralizacji) wody.



Ryc. 82. Interpretacja profilu georadarowego, wyinterpretowane 3 warstwy. Dla porównania górny skan bez wydzieleni, natomiast dolny z wydzieleniami warstw geofizycznych.

Jako dowód słuszności interpretacji granicy pomiędzy piaskami suchymi a zawodnionymi może posłużyć zaprezentowany poniżej przykład rozdzielczości obrazów georadarowych w piaskach nasyconych wodą. Pozwala on wyjaśnić istotę rozdzielczości fali georadarowej, która była już omawiana w Roz. 4.1.

Zakładając porowatość piasków wydmowych na poziomie 15%, otrzymujemy dwie hipotetyczne struktury: piaski nasycone powietrzem (piaski suche) oraz piaski nasycone wodą (piaski zawodnione). Dla przykładu przyjęto trzy parametry przenikalności dielektrycznej:

Tab. 7. Wartości przenikalności elektrycznej i prędkości fali dla trzech różnych ośrodków.

Ośrodek	Przenikalność, ϵ	Prędkość fali – V [m/ns]
Ziarna	6	0,12
Woda	81	0,03
Powietrze	1	0,30

Wartości prędkości fali w Tab. 7. obliczono, korzystając z zależności (4), gdzie prędkość fali jest równa ilorazowi prędkości światła i pierwiastkowi przenikalności elektrycznej.

Korzystając z zależności na długość fali w zależności od częstotliwości (16), możemy przekształcić równanie do postaci (17 i 18):

$$L = \frac{c}{f} \quad (16)$$

Gdzie:

L – długość fali,

C – prędkość światła,

f – częstotliwość środkowa anteny, 200 MHz.

$$L_{RDP} = \frac{L}{\sqrt{RDP}} \quad (17)$$

Gdzie: L_{RDP} - długość fali uwzględniająca przenikalność elektryczną w ośrodku.

$$R = \frac{L_{RDP}}{4} \quad (18)$$

Gdzie: R – rozdzielczość pionowa zależna od przenikalności dielektrycznej.

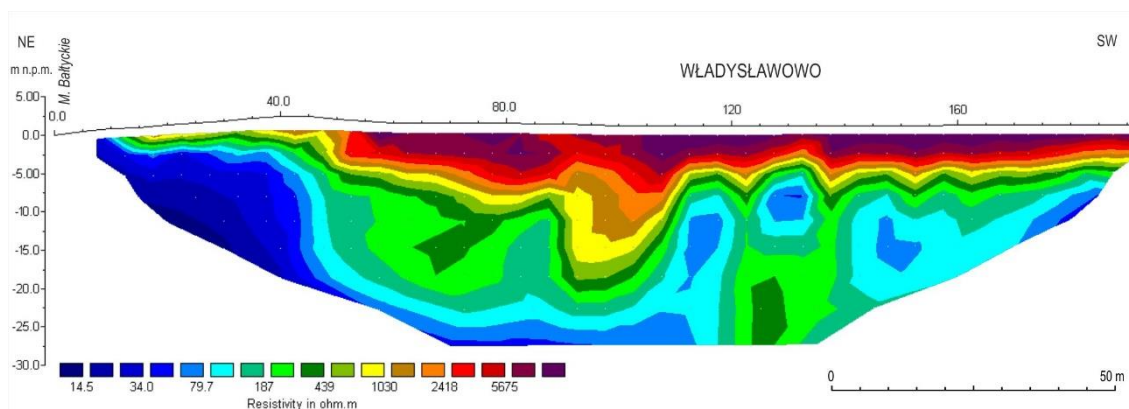
Wyprowadzając wzór na rozdzielczość pionową R z powyższych rozważań, można przyjąć ujednoczone równanie (19):

$$R = \frac{c}{f\sqrt{RDP}4} \quad (19)$$

Tab. 8. Teoretyczne obliczenia rozdzielczości dla różnych przenikalności elektrycznych ośrodka dla anteny 200 MHz z wykorzystaniem zależności opisanej równaniem (19).

Medium	Porowatość	Ziarna	Woda	Powietrze	ϵ	V [m/ns]	L-fali [m]	Rozdzielczość pionowa [m]
Frakcja ziarnista	0%	100%	0%	0%	6	0,12	0,61	0,15
Woda	0%	0%	100%	0%	81	0,03	0,16	0,04
Powietrze	0%	0%	0%	100%	1	0,30	1,50	0,38
Piaski suche	15%	85%	0%	15%	5	0,13	0,65	0,16
Piaski zawadnione	15%	85%	15%	0%	17	0,07	0,36	0,09

Obliczenia w Tab. 8. wyraźnie wskazują na wzrost rozdzielczości w ośrodku nasyconym wodą. Jak już wcześniej wykazano, woda podwyższa tłumienie i jednocześnie obniża prędkość fali, a – co za tym idzie – skraca jej długość (wzrost rozdzielczości). Należy pamiętać, że woda chemicznie czysta, destylowana, praktycznie nie przewodzi prądu. Dopiero przy wzroście mineralizacji aktywuje się przewodnictwo jonowe i wzrośnie tłumienie fali elektromagnetycznej. Można założyć, że obserwowane odbicia fali wewnątrz warstwy nr 2 niosą ze sobą informacje o nasyceniu wodą słodką, ze względu na niskie tłumienie. Zjawisko silnego tłumienia fali możemy zaobserwować w warstwie nr 3, a w szczególności na początku profilu pomiarowego w strefie falowania, gdzie zostaje stłumiona praktycznie do zera. Ze względu na tłumienie, głębsze struktury nie mogą być obserwowane. Podobny model geofizyczny oparty na wynikach badań geoelektrycznych wykonanych we Władysławowie od brzegu Morza Bałtyckiego w głąb lądu zaproponował w swojej rozprawie habilitacyjnej Krawiec (2013) (Ryc. 83.). Niebieskie kolory obrazują strefy niskiej oporności (wody słone), zielone–pomarańczowe – o średniej oporności (wody słodkie), a czerwone–brązowe – wysoką oporność piasków suchych.



Ryc. 83. Model geoelektryczny inwersji wód słonych w głąb lądu (Krawiec, 2013).

Badania we Władysławowie dowodzą skuteczności metody georadarowej zastosowanej w prezentowanych badaniach hydrogeologicznych w osadach czwartorzędowych. Efektywność metody można zaobserwować w mapowaniu zwierciadła wód gruntowych oraz w możliwości mapowania ingresji wód morskich w głąb lądu. Należy podkreślić, że na analizowanym stanowisku mamy do czynienia z bardzo dobrymi warunkami do badań w postaci dobrze wysortowanych, kwarcowych piasków wydm nadmorskich. Piaski te w postaci suchej nie przewodzą prądu i w małym stopniu tłumią falę elektromagnetyczną. Można było zaobserwować wysoki kontrast pomiędzy piaskami suchymi a nasyconymi wodą. Metoda będzie miała ograniczenia jeśli chodzi o zasięg głębokościowy w bardziej złożonych warunkach geologicznych, np. w przypadku występowania piasków gliniastych czy też zalegania na powierzchni pierwszej warstwy gleby organicznej, co wykazano na stanowisku w Młyńcu.

5.6. Badania 2D na stanowisku Krasne koło Suwałk

Celem badań na stanowisku Krasne była analiza budowy geologicznej w strefie opływania wolnostojących brył lodu (ang. obstacle marks) podczas zlodowacenia Wisły. Proces transportu brył lodu odkutego od lądolodu i jego depozycji na przedpolu lodowca wraz z procesami erozyjnymi i sedymentacyjnymi został szeroko opisany w pracach badawczych Collinsona (1971), Fahrenstocka i in. (1973), Gustavsona (1974), Scholza i in. (1988) oraz Russela (1993). Miejsce badań zostało wytypowane na podstawie analiz danych LiDAR, z których wynikało, że charakterystyczne, wydłużone obniżenia ułożone pod kątem ostrym do siebie w postaci „wąsów” mogą pochodzić z opływania przeszkody przez wody roztopowe. Badania były przedmiotem analiz jednego z wątków postawionej w tamtym czasie (2016 rok) hipotezy o istnieniu megapowodzi (ang. megaflood) na terenie Suwalszczyzny. Megapowodzie były wcześniej udokumentowane tylko w kilku miejscach na świecie (Carling, 1996, Rudoy, 2002, Teller, 2004, Herget, 2005, 2012, Høgaas i Longva, 2016, Margold i in., 2018). Pomiary georadarowe stanowiły jeden z elementów kilkuletnich badań, które pozwoliły udokumentować istnienie megapowodzi w rejonie Suwałk. Część wyników prowadzonych wówczas badań została opublikowana w czasopiśmie *Earth-Science Reviews* (Weckwerth i in., 2019).

Podczas zaniku lądolodu, wskutek ocieplania klimatu, następowało gromadzenie dużych ilości wody w obrębie lądolodu lub na jego powierzchni, w jeziorach lodowcowych. Udowodniono, że nagromadzone wody podlegały gwałtownemu

spłynięciu (język islandzki jökullhlaup) (Carrivick i in., 2004, Russell, 2007, 2009). Procesy te, z uwagi na swój gwałtowny charakter, były katastrofalne, co powodowało znaczące zmiany w krajobrazie. Dynamiczny spływ dużych ilości wód roztopowych płynących pod lodem i wypływających na jego przedpole powodował silne procesy erozji i akumulacji (Weckwerth i Wysota, 2019).

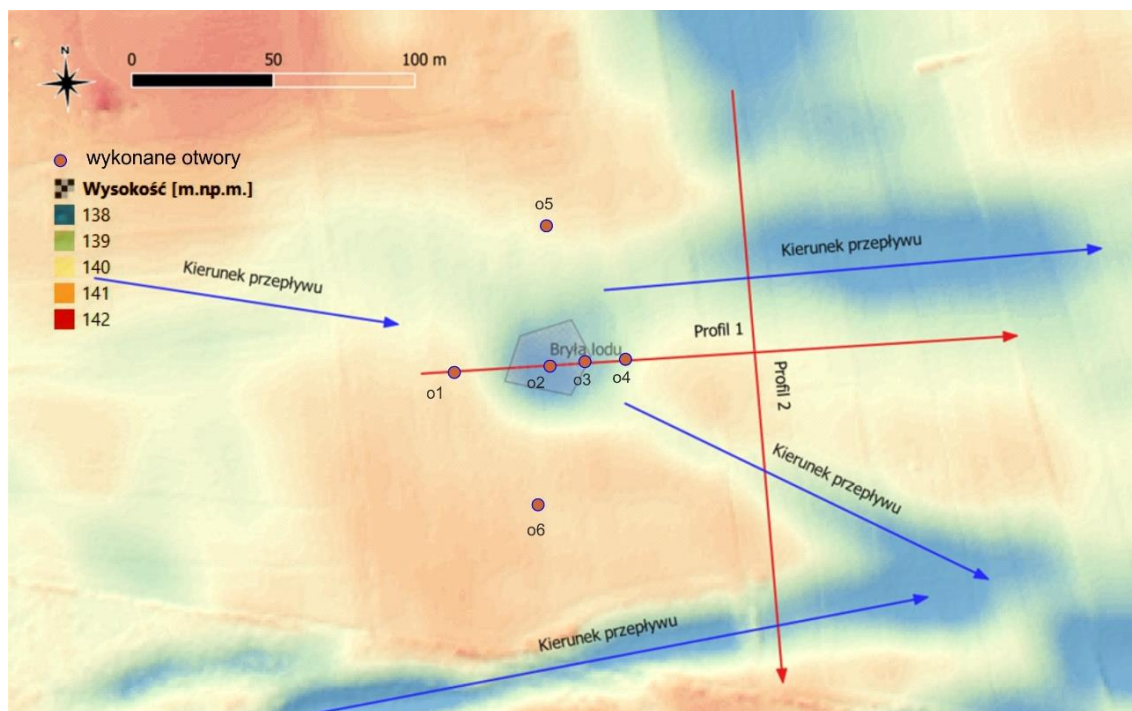
Stanowisko badawcze zlokalizowane było w miejscowości Krasne na południowy wschód od miasta Suwałki (Ryc. 84.).



Ryc. 84. Mapa topograficzna z zaznaczonym obszarem badawczym.

Na stanowisku wykonano dwa profile georadarowe. Uzupełnieniem badań geofizycznych było sześć odwiertów sondażowych wykonanych w celu identyfikacji osadów. Otwory: 1, 2, 3 i 4 wywiercono wzdłuż osi przepływu wody, natomiast otwory: 5 i 6 – w osi prostopadłej do przepływu (Ryc. 85.).

Profile zaprojektowano w rozciągłości ortogonalnej do badanej struktury (jeden analizowany profil georadarowy wzdłuż kierunku przepływu nr 1 oraz poprzeczny do przepływu – nr 2). Należy zwrócić uwagę, że profil nr 2 w południowej części przecina dolinę związaną z inną bryłą lodu, w południowo-zachodniej części poza mapą (Ryc. 85.). Forma ta miała znacznie większe rozmiary, ale ze względu na ograniczenia terenowe (teren zalesiony i ogrodzony) nie było tam możliwości przeprowadzenia kompleksowych badań.



Ryc. 85. Lokalizacja profili pomiarowych i wywierconych otworów na stanowisku Krasne.

Pomiary wykonano w metodyce 2D georadarem U-Explorer (Ryc. 86.). W pierwszym etapie zostały wyznaczone początki i końce profili pomiarowych i pomierzone GPS. Punkty GPS posłużyły do lokalizacji linii pomiarowych w środowisku GIS, gdzie opracowano mapy oraz poprawki topograficzne na podstawie danych LiDAR z zasobów WNoZiGP.

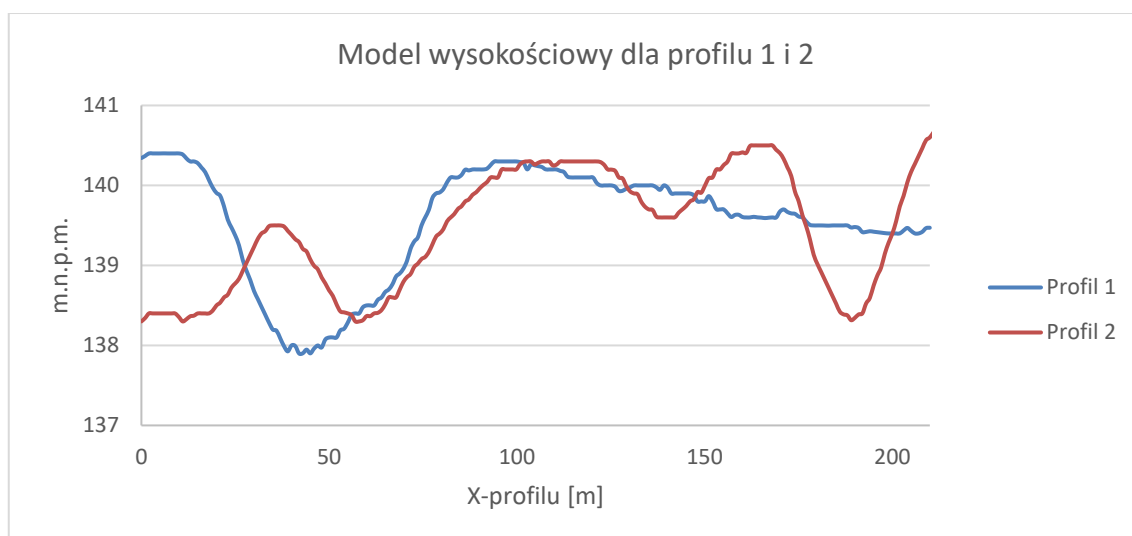
W pomiarach zastosowano:

- Antenę georadarową – GCB-300 o częstotliwości środkowej 300 MHz,
- Czas nasłuchu – 150 ns,
- Krok pomiarowy – 0,009 m, 111 tras/metr.

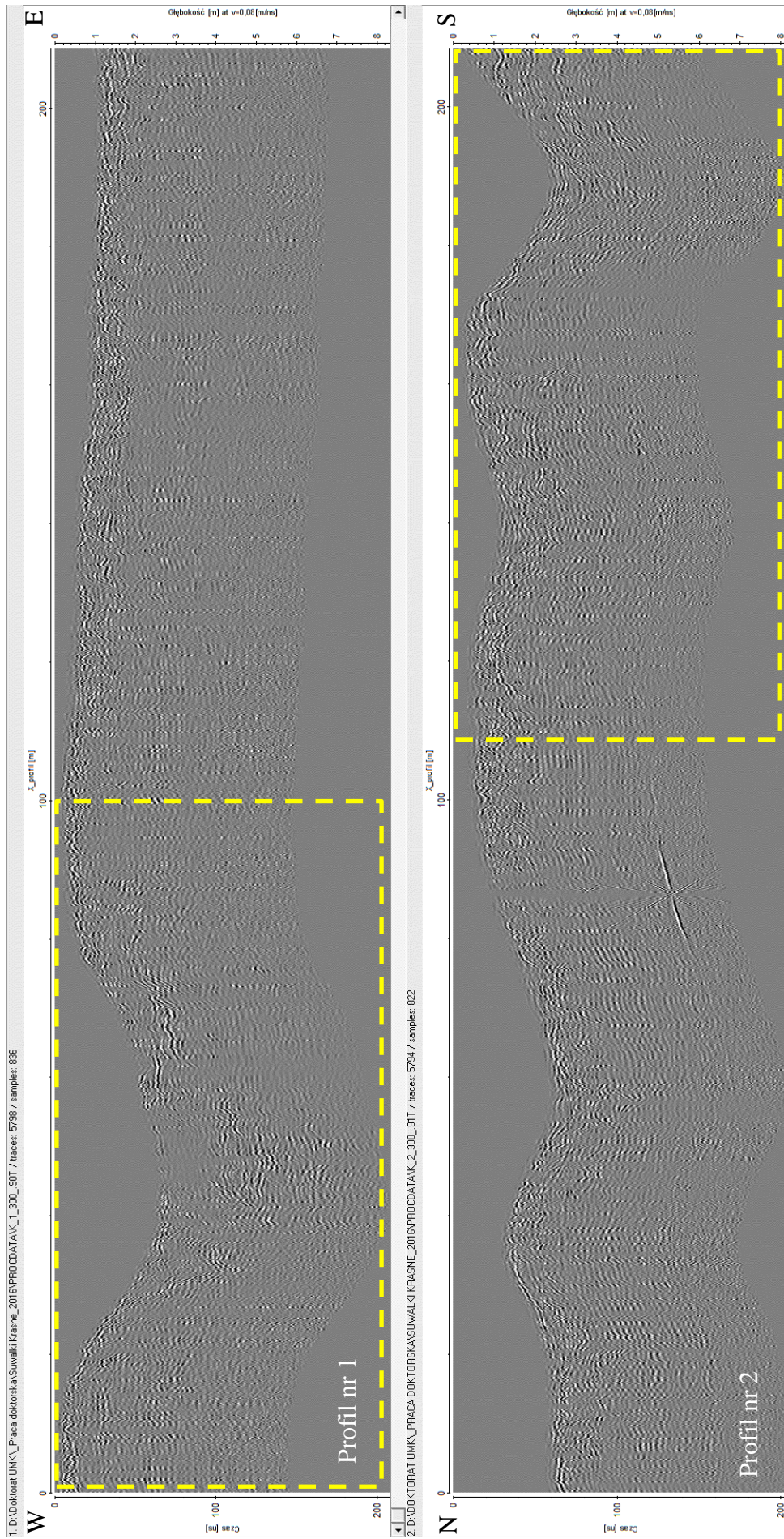
Do przetworzenia i przygotowania danych zastosowano procedury przetwarzania zestawione w Zał. C. na Ryc. 8. Aby odtworzyć rzeczywisty układ morfologii terenu, na podstawie danych LiDAR wygenerowano model wysokościowy dla profilu nr 1 i 2 (Ryc. 87.). Dopiero dzięki procesom filtracji, wzmocnień i naniesieniu poprawki topograficznej osiągnięto widok echogramów, które można było poddać szczegółowej interpretacji (Ryc. 88.).



Ryc. 86. Autor podczas skanowania georadarem na stanowisku Krasne.



Ryc. 87. Model wysokościowy dla profilu nr 1 i 2 wygenerowany jako poprawka topograficzna na podstawie LiDAR.



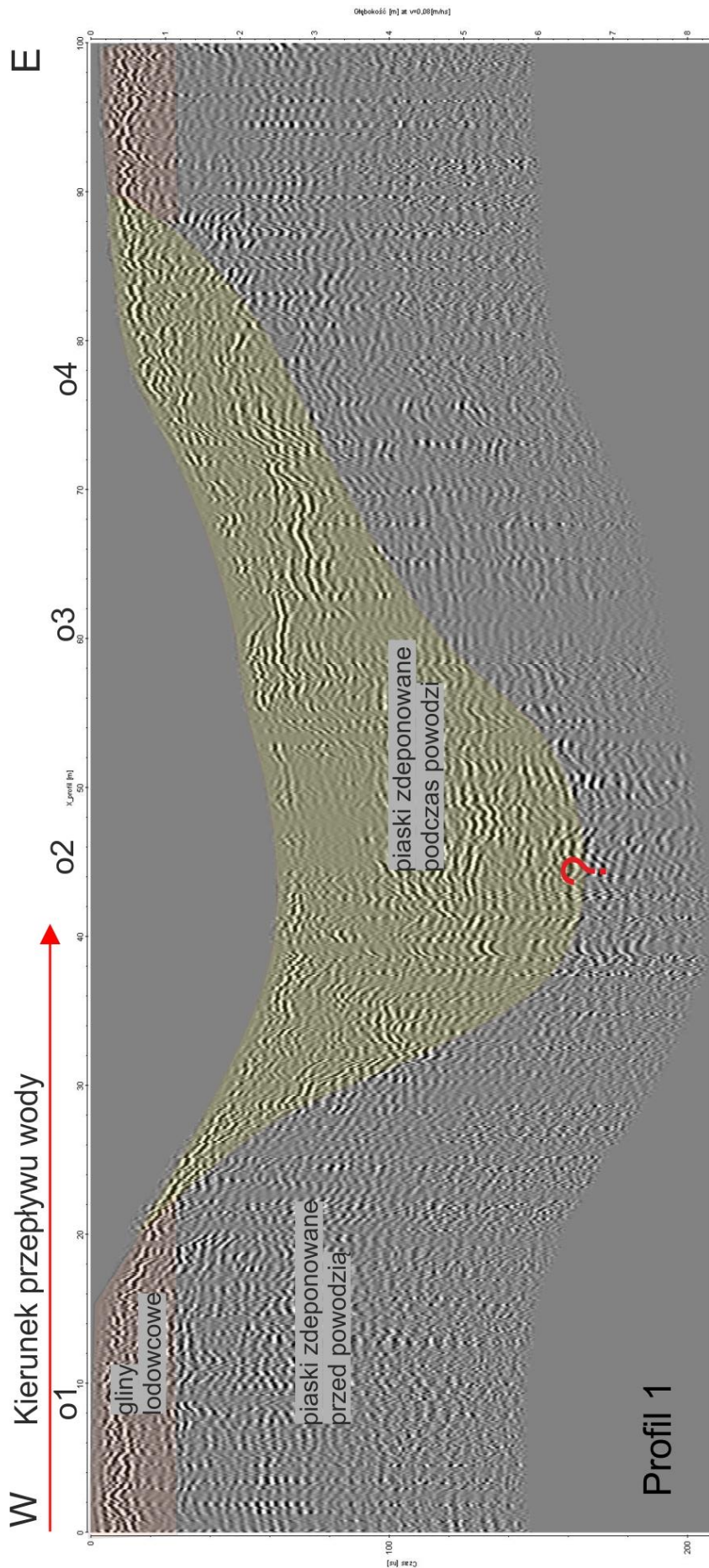
Ryc. 88. Wykonane profile georadarowe. Kolorem żółtym zaznaczone zostały zakresy skanów poddane szczegółowej analizie.

Profil radarowy nr 1 o kierunku W–E, został wykonany bezpośrednio przez zagłębienie wytopiskowe, gdzie spoczywała bryła lodu (Ryc. 89.). Został on szczegółowo zinterpretowany na długości pierwszych 100 m, aby precyzyjnie zaprezentować wyniki analizowanej struktury. Profil nr 2 został wykonany w kierunku N–S, prostopadle do kanałów przepływowych, tzw. wąsów, wytworzonych poprzez opływanie struktury lodowej (Ryc. 90.). Szczegółowa interpretacja danych pomiarowych została wykonana dla odcinka od 110 m do 210 m, aby – jak w przypadku profilu nr 1 – dokładniej zaprezentować wyniki. Wiercenia geologiczne zostały wykonane w osi profilu georadarowego nr 1 oraz po południowej i północnej stronie wytopiska. W otworze na północ, południe oraz na zachód od wytopiska (o1 i o5, o6), od powierzchni terenu obserwowana jest warstwa glin o miąższości około 1 metra. Poniżej znajdują się piaski drobnoziarniste. W wytopisku i w osi przepływu wody obserwowane są piaski drobne i średnie w otworach: o2, o3 i o4. Na podstawie przeprowadzonych badań na analizowanym obszarze można wyróżnić trzy zasadnicze warstwy. Utwory najstarsze to piaski leżące od 1 m p.p.t., bezpośrednio pod glinami (Ryc. 91.). Najmłodsze piaski zostały zdeponowane podczas megapowodzi w zagłębieniach i rowach utworzonych podczas erozyjno-depozycyjnej działalności wody.

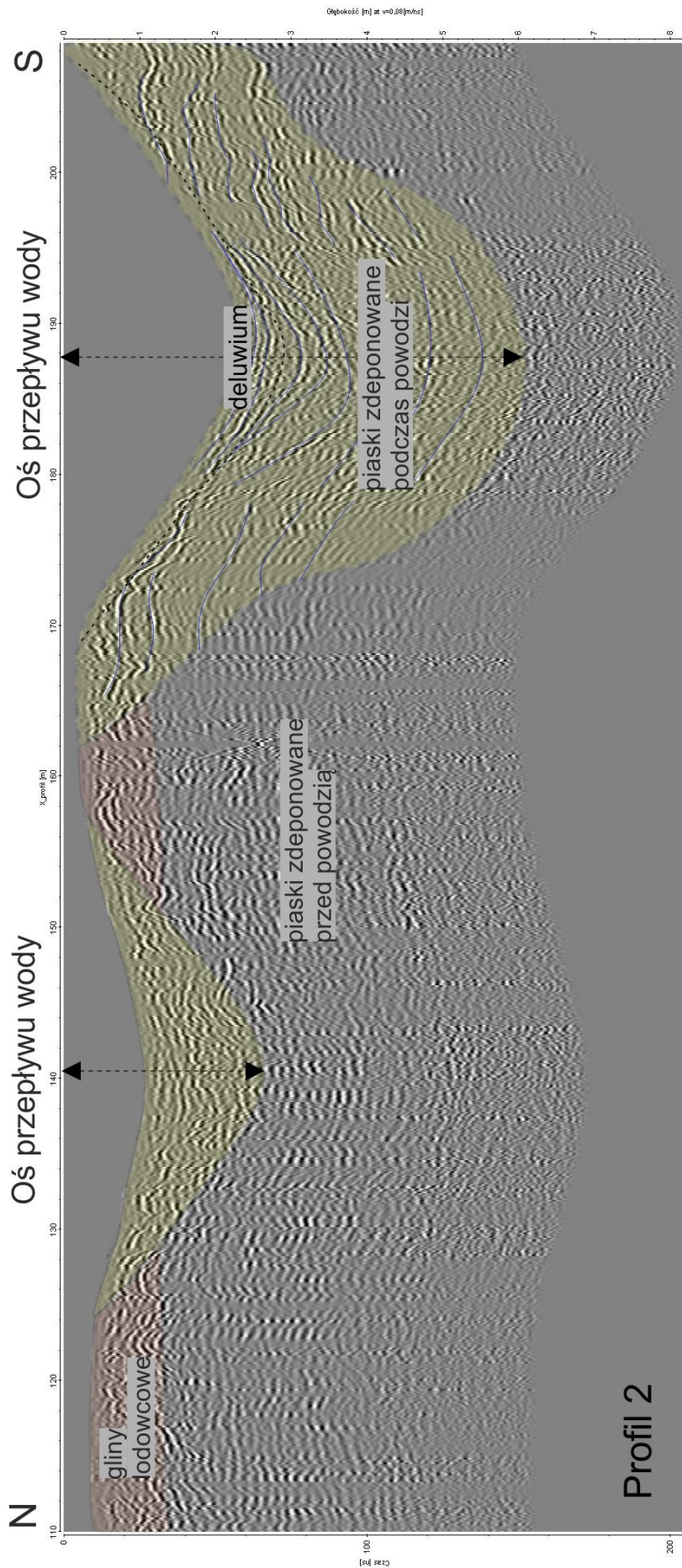
Na profilach georadarowych obserwuje się strefy o wyższej penetracji gruntu niż w ich otoczeniu (Ryc. 89. i Ryc. 90.). W miejscach zalegania glin lodowcowych przy powierzchni terenu zaznacza się mniejszy zasięg głębokościowy dla georadaru. Jest to spowodowane tłumieniem fali elektromagnetycznej poprzez podwyższoną przewodność ośrodka. W przypadku zagłębienia wytopiskowego obserwowany jest większy zasięg głębokościowy z odbiciami fali od poziomów depozycyjnych powstałych podczas opływania obiektu. Warto zwrócić uwagę, iż osady piaszczyste zalegające pod glinami nie są dobrze odwzorowane na echogramie z powodu silnego tłumienia fali radarowej przez gliny. Na podstawie wyników badań georadarowych można wywnioskować, że tam, gdzie rejestrowany jest duży zasięg głębokościowy, będziemy mieć do czynienia z osadami okruchowymi o wysokiej oporności (piaski i żwiry). Natomiast tam, gdzie obserwujemy spadek zasięgu głębokościowego ze względu na tłumienie fali, możemy się spodziewać w nadkładzie osadów spoistych (gliny, ły lub mułki) z domieszką materiału okruchowego o sumarycznie niskiej oporności. Zasada ta może mieć duże znaczenie przy szybkiej ocenie przypowierzchniowej budowy geologicznej struktur czwartorzędowych oraz na dużych obszarach badawczych. Podobne zjawisko można było zaobserwować na stanowisku w Młyńcu, gdzie pomiary były wykonane na

nadkładzie piasków kopalnych (niski zasięg, wysokie tłumienie fali) i na poziomie ze zdjętym nadkładem organiczno-gliniastym (wysoki zasięg, niskie tłumienie).

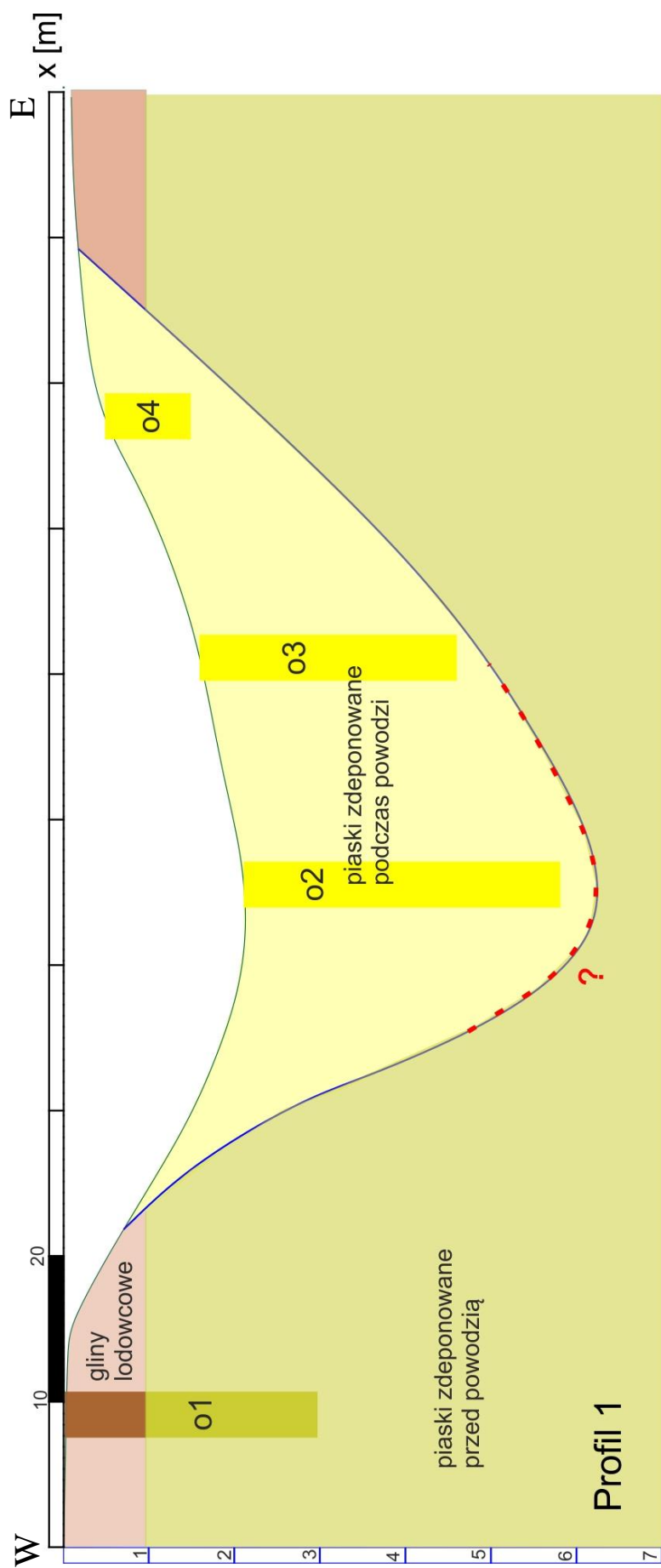
Zjawisko depozycji materiału podczas opływania obiektów przez wody na przedpolu lodowca jest znane i opisane w wielu pracach. Warto przytoczyć pracę Burke'a i in. (2010), gdzie zagadnienie opływania brył lodu przez wody roztopowe jest szczegółowo analizowane. W pracy tej autorzy opisują dane sedymentacyjne tego typu struktur powstałych w wyniku jökulhlaup na obszarze południowo-wschodniej Islandii. Warte uwagi są także prace Faya (2002) oraz Russella i in. (2006) na temat działalności erozyjnej wody na przedpolu lodowców. Wyniki badań uzyskane na Suwalszczyźnie są zgodne z wynikami badań Burke'a i in. (2010) i potwierdzają przyjęte założenia o istnieniu i opływaniu brył lodu przez wody uwolnione podczas powodzi. Zastosowanie metody georadarowej pozwoliło precyzyjnie określić zasięg utworów starszych, z okresu zlodowacenia Wisły, oraz młodszych, zdeponowanych podczas powodzi. Bezinwazyjna metoda georadarowa umożliwiła określenie kształtu kanałów erozyjnych zarówno wzdłuż i poprzecznie do osi przepływu wód megapowodzi. Dane uzyskane z badań georadarowych pozwoliły na porównanie uzyskanych wyników z pracami badawczymi z innych obszarów, co także przyczyniło się do udokumentowania śladów megapowodzi na obszarze Suwalszczyzny.



Ryc. 89. Profil nr 1, wybrany odcinek od 0 do 100 m.



Ryc. 90. Profil nr 2, poprzeczny do wałów powstałych z opływania bryły lodu, analizowany przekrój w wybranym odcinku od 110 m do 210 m.



Ryc. 91. Przekrój geologiczny wzdłuż profilu georadarowego nr 1 (wybrany odcinek od 0 do 100 m).

5.7. Zastosowanie metody georadarowej 2D i 3D do identyfikacji obiektów antropogenicznych

W rozdziale tym przedstawiono wyniki badań dokumentujące możliwości wykorzystania metody georadarowej do identyfikacji obiektów w osadach czwartorzędowych. Prace te były prowadzone z zastosowaniem georadaru Leica DS2000 oraz georadaru Stream C.

Pałac w Skrzyńcy

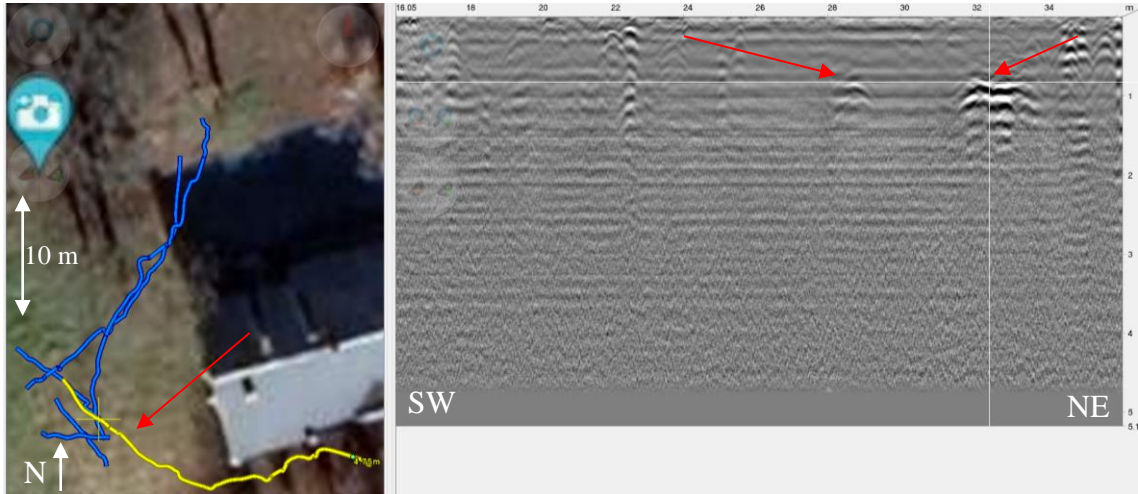
Prace badawcze na stanowisku w Skrzyńcy zostały zainicjowane przez Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Szczecinie. Na prośbę inspektoratu zostały wykonane badania metodą georadarową w celu wykrycia zakopanych odpadów w pobliżu Pałacu w Skrzyńcy (Ryc. 92.). Podczas poszukiwań obiektów antropogenicznych wykorzystano 2 georadary: jednokanałowy Leica DS2000 oraz wielokanałowy georadar 3D – Stream C. Obszar badań znajduje się w miejscowości Skrzyńka w województwie zachodnio – pomorskim.



Ryc. 92. Lokalizacja miejsca badań w bezpośrednim sąsiedztwie pałacu. Na mapę naniesiono ślady GPS wykonanych profili 2D oraz ślady skanowania 3D.

Podczas badań georadarem DS2000 zidentyfikowano charakterystyczne hiperbole dyfrakcyjne i odbicia od obiektów podziemnych dokładnie we wskazanym obszarze poszukiwań (Ryc. 93). Odbicia od obiektów podziemnych znajdują się na głębokości około 0.8 m p.p.t. Nie udało się wykonać regularnych skanów 2D ze względu na trudne

warunki terenowe, wysokie trawy i liczne krzewy. Łącznie wykonano 6 profili 2D, których wyniki dawały informację o występowaniu obiektów podziemnych w strefie poszukiwań (Zał. H). Przy zastosowaniu metody 2D nie udało się określić zasięgu przestrzennego występowania obiektów antropogenicznych, dlatego w kolejnym etapie prac wykonano badania za pomocą georadaru 3D – Stream C.



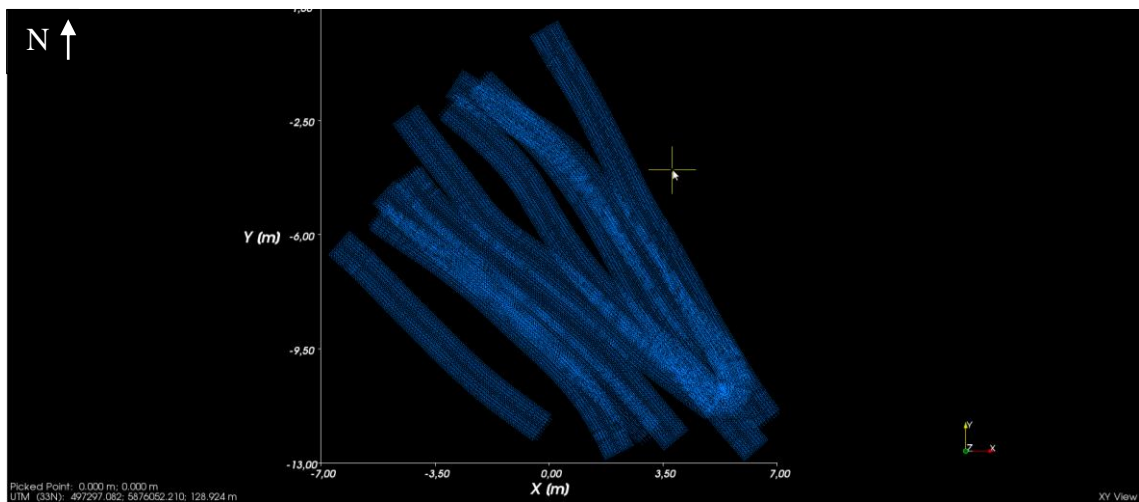
Ryc. 93. Skan wykonany georadarem DS2000 z wykrytymi obiektami antropogenicznymi. Analizowany skan 2D na mapie został zaznaczony kolorem żółtym .

System Stream C został przygotowany do pomiarów w specjalnie zmodyfikowanej konfiguracji przez autora do pracy w trudnym terenie (ta sama konfiguracja co na stanowisku w Jedwabnie) (Ryc. 94.). Pozycjonowanie pomiarów odbyło się za pomocą GNSS RTK.

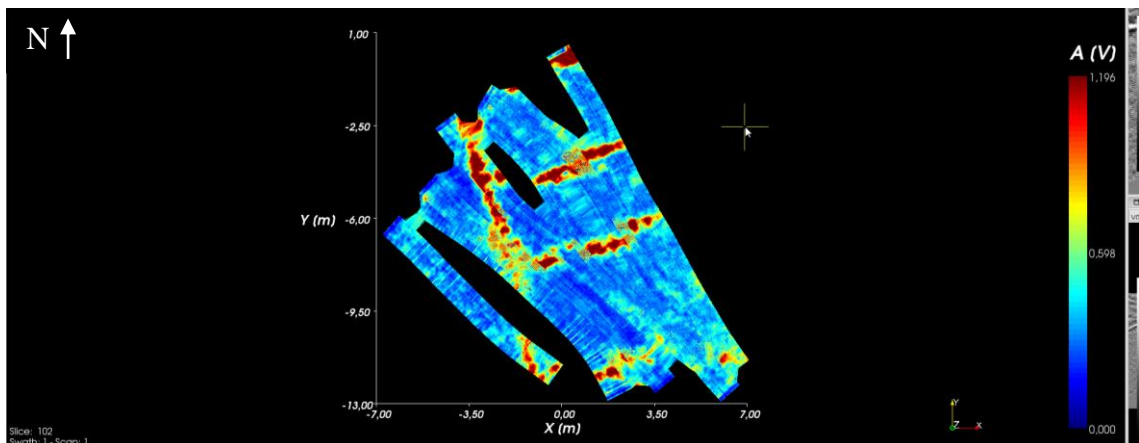


Ryc. 94. Autor podczas skanowania specjalnie zmodyfikowanym system Stream C. W badaniach pomagał pracownik WIOŚ w Szczecinie.

W trakcie badań wykonano 8 skanów 3D (Ryc. 95.). Podczas postprocessingu w programie GRED HD 3D CAD dane te zostały zintegrowane i zwizualizowane. Podczas analizy przekrojów poziomych (typu timeslice) okazało się, że odbicia generowane przez pojedyncze obiekty na skanach 2D (Ryc. 93.) były regularnymi strukturami o charakterze liniowym (Ryc. 96.). Można zauważyć ortogonalny charakter wykrytego obiektu, co może świadczyć, iż mamy do czynienia ze starymi fundamentami jakiegoś budynku. Bliska obecność pałacu może wskazywać na to, że wykryta struktura antropogeniczna jest jego dawną dobudówką.



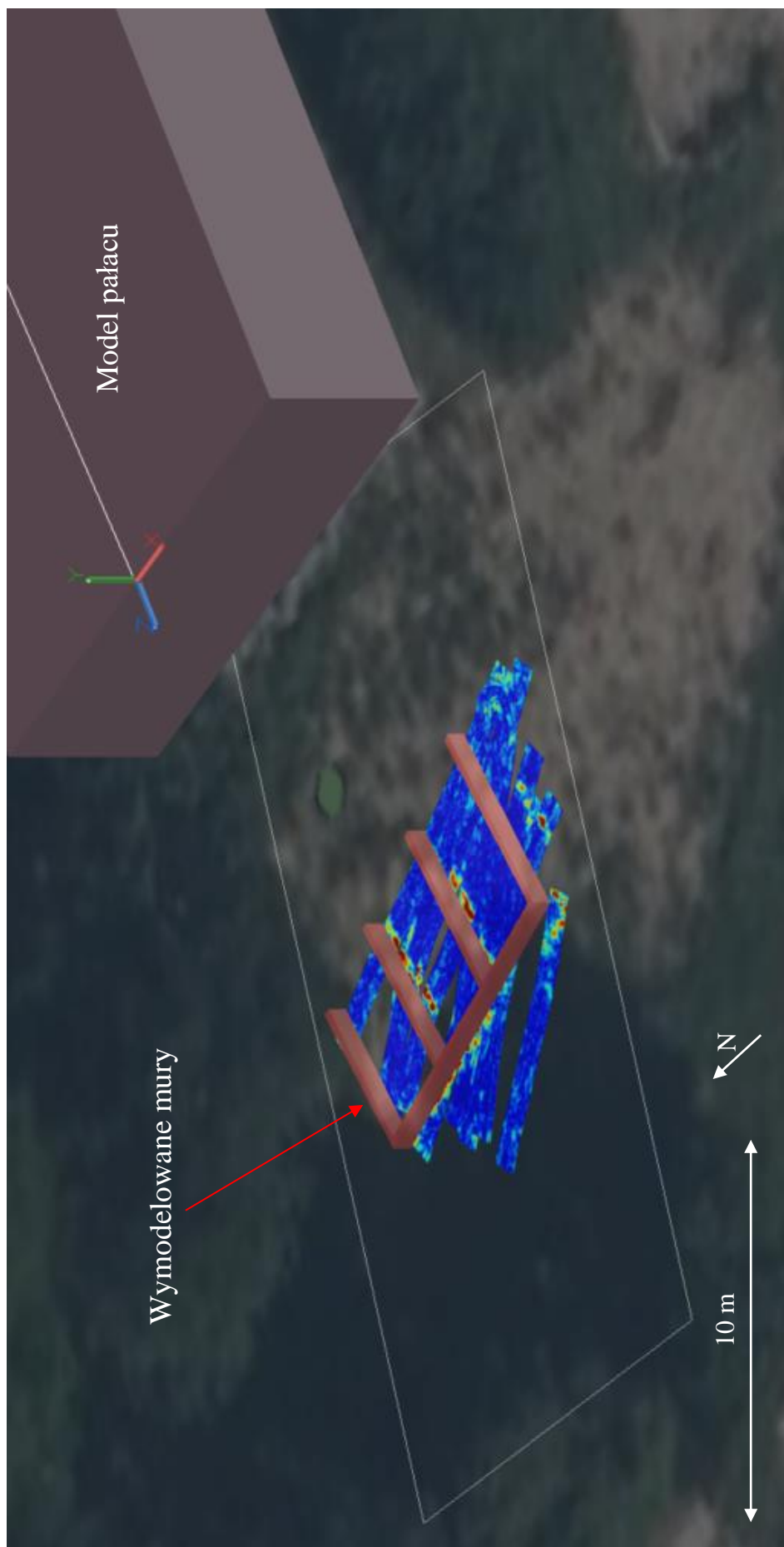
Ryc. 95. Wykonane skany 3D. Widoczne są nieregularne trajektorie skanowania ze względu na trudne warunki terenowe.



Ryc. 96. Przekrój typu time slice na głębokości 0.85 m p.p.t. Widoczne są nagromadzenia energii odbicia (kolor czerwony) od prawdopodobnie murów dobudówki pałacu.

Wykryte obiekty zostały zwektoryzowane w programie GRED HD 3D CAD, a następnie wyeksportowane do środowiska CAD 3D (Ryc. 97.). Na modelu dodano bryłę Pałacu w Skrzynce oraz zwektoryzowane prawdopodobne mury przybudówki. Dzięki zastosowaniu metody 3D można było odtworzyć przebieg obiektów, które

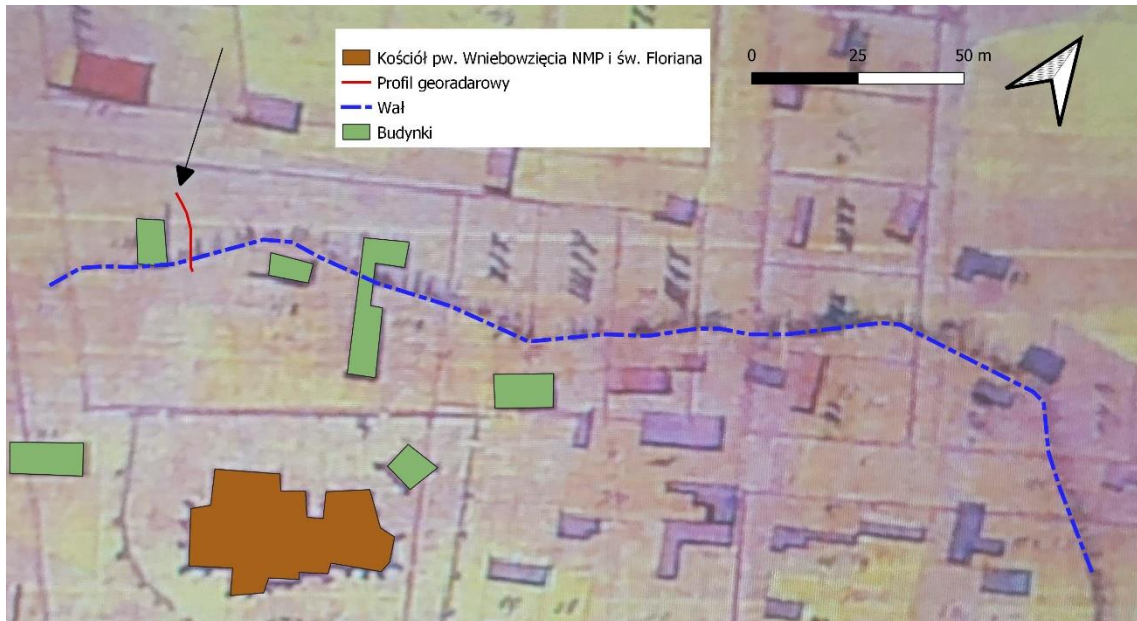
prawdopodobnie są murami starej budowli. Na obrazie 2D jedynie było widać hiperbole dyfrakcyjne od obiektów przeciętych skanami 2D, co było niejednoznaczne i uniemożliwiało określenie zasięgu przestrzennego struktury. Dopiero zastosowanie zaawansowanej techniki 3D pozwoliło stworzyć dokładny model przestrzenny 3D wykrytych obiektów antropogenicznych.



Ryc. 97. Wizualizacja wyników i modelowania 3D w środowisku CAD. Widoczny model 3D pałacu oraz wykryte mury.

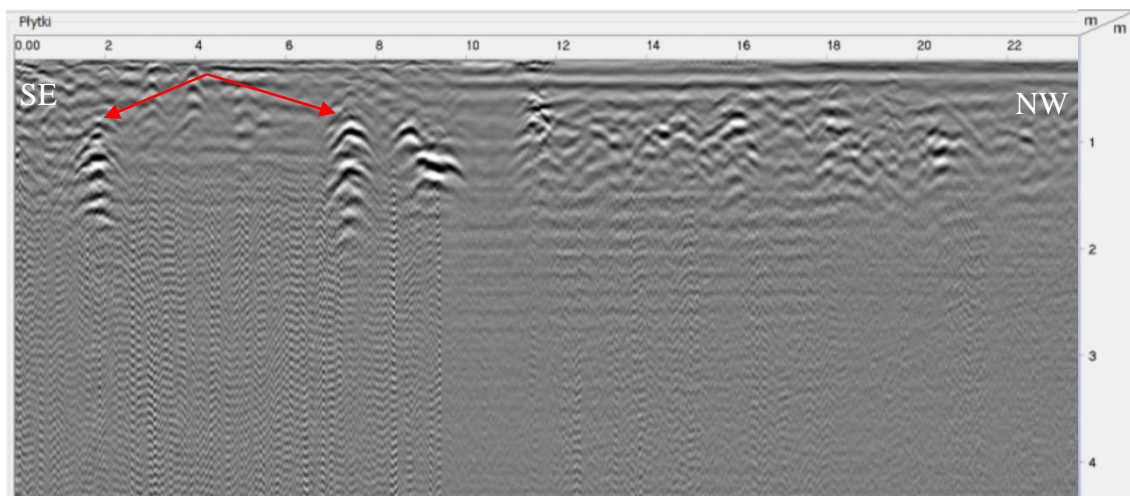
Stanowisko Uniejów

Badania na stanowisku zostały przeprowadzone na terenie plebanii Parafii św. Floriana w Uniejowie. Celem było zlokalizowanie średniowiecznego wału obronnego wokół miasta Uniejów. Szymczak (1995) w swojej monografii opublikował plan regulacji miasta z I połowy XIX wieku gdzie wyraźnie zaznacza się prawdopodobny wał wokół miasta (Ryc. 98.).



Ryc. 98. Archiwalna mapa Uniejowa z zaznaczonym wałem obronnym miasta (Szymczak, 1995).

Pomiary zostały wykonane georadarem Leica DS2000. Już na pierwszym skanie zostały zidentyfikowane charakterystyczne sygnatury falowe wskazujące na istnienie obiektów podziemnych typu mury czy fundamenty (Ryc. 99.).



Ryc. 99. Profil georadarowy 2D z charakterystycznymi "choinkami" falowymi od murów zeskanowanych pod kątem prostym.



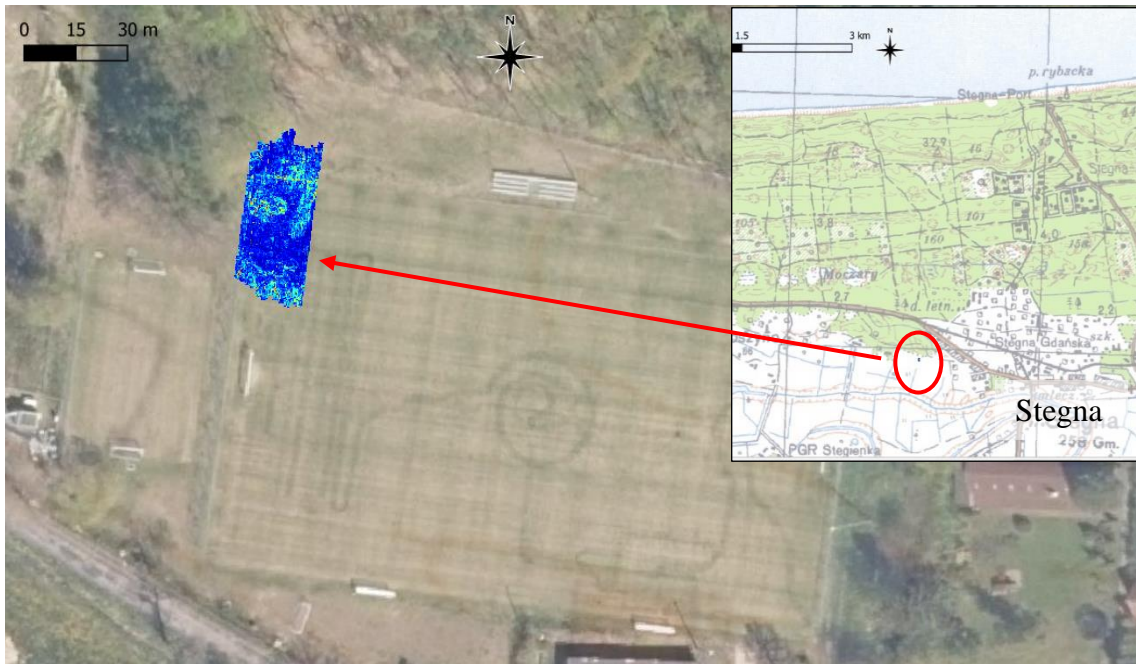
Ryc. 100. Wykop sondażowy z widocznym murem kamiennym.

Prace były prowadzone za zgodą Wojewódzkiego Konserwatora Zabytków, proboszcza władającego nieruchomością oraz pod nadzorem archeologa Radosława Hermana. W celu potwierdzenia i identyfikacji wykrytych struktur wykonano wykopy sondażowe. Po odsłonięciu wykrytych obiektów, archeolog nadzorujący prace postawił tezę, że odkryte struktury nie są poszukiwanym wałem, a jedynie kamiennymi fundamentami XIX-wiecznego budynku.

Prace poszukiwawcze średniowiecznego wału wokół Uniejowa trwają nadal. Autor monografii wskazującej na jego istnienie (Szymczak, 1995) nie podaje źródeł pochodzenia mapy z planu regulacji miasta. Nie jest więc do końca znana geneza oraz dokładny wiek muru.

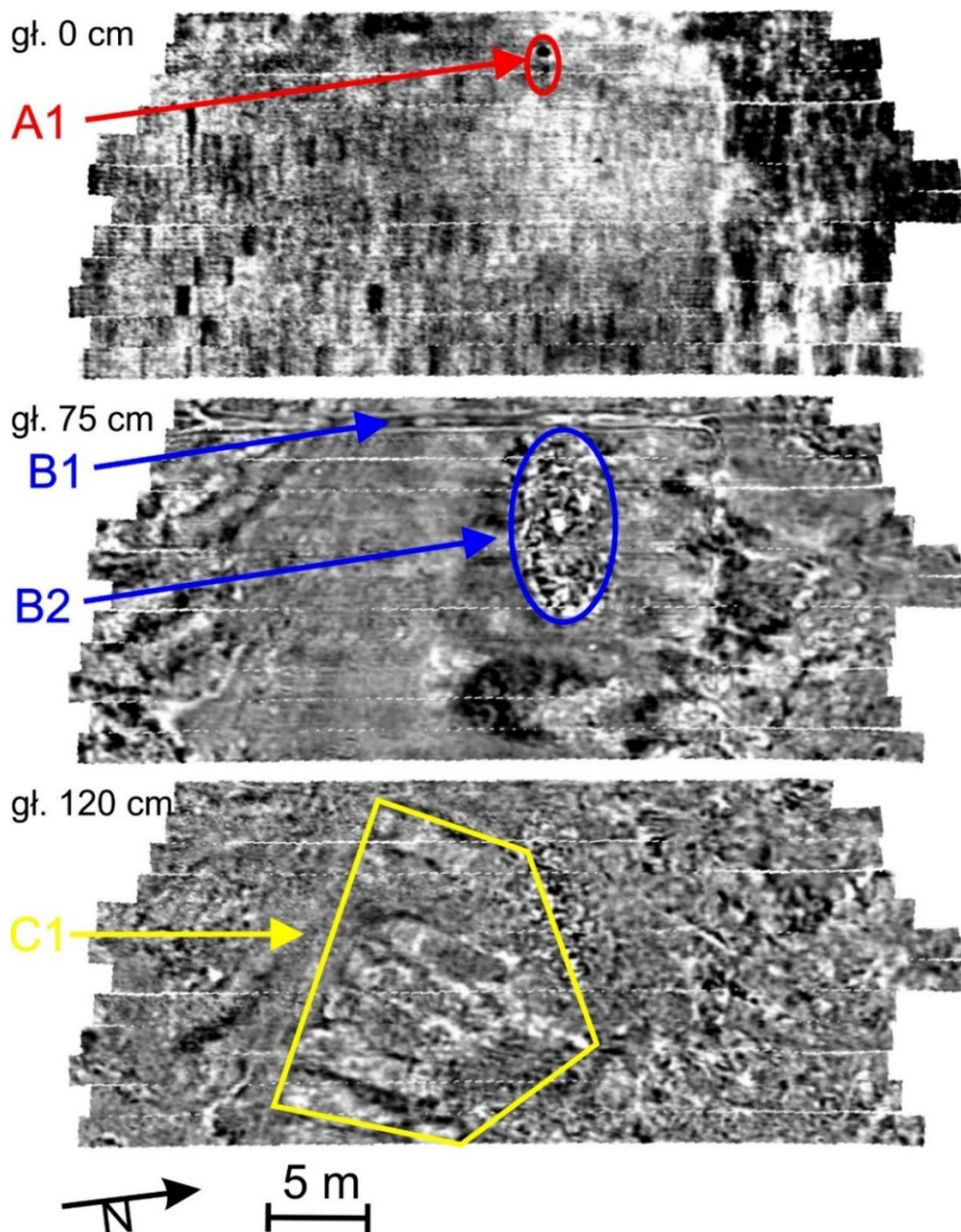
Stanowisko Stegna

Stanowisko Stegna znajduje się w pasie osadów piaszczystych wydm nadmorskich (Ryc. 101.). Badania zostały wykonane na boisku szkolnym w celu określenia genezy punktowego wycieku substancji oleistej. Badania zostały przeprowadzone systemem wielokanałowym 3D Stream C. Skanami pokryto teren o powierzchni około 300 m² wokół widocznego na powierzchni wycieku.



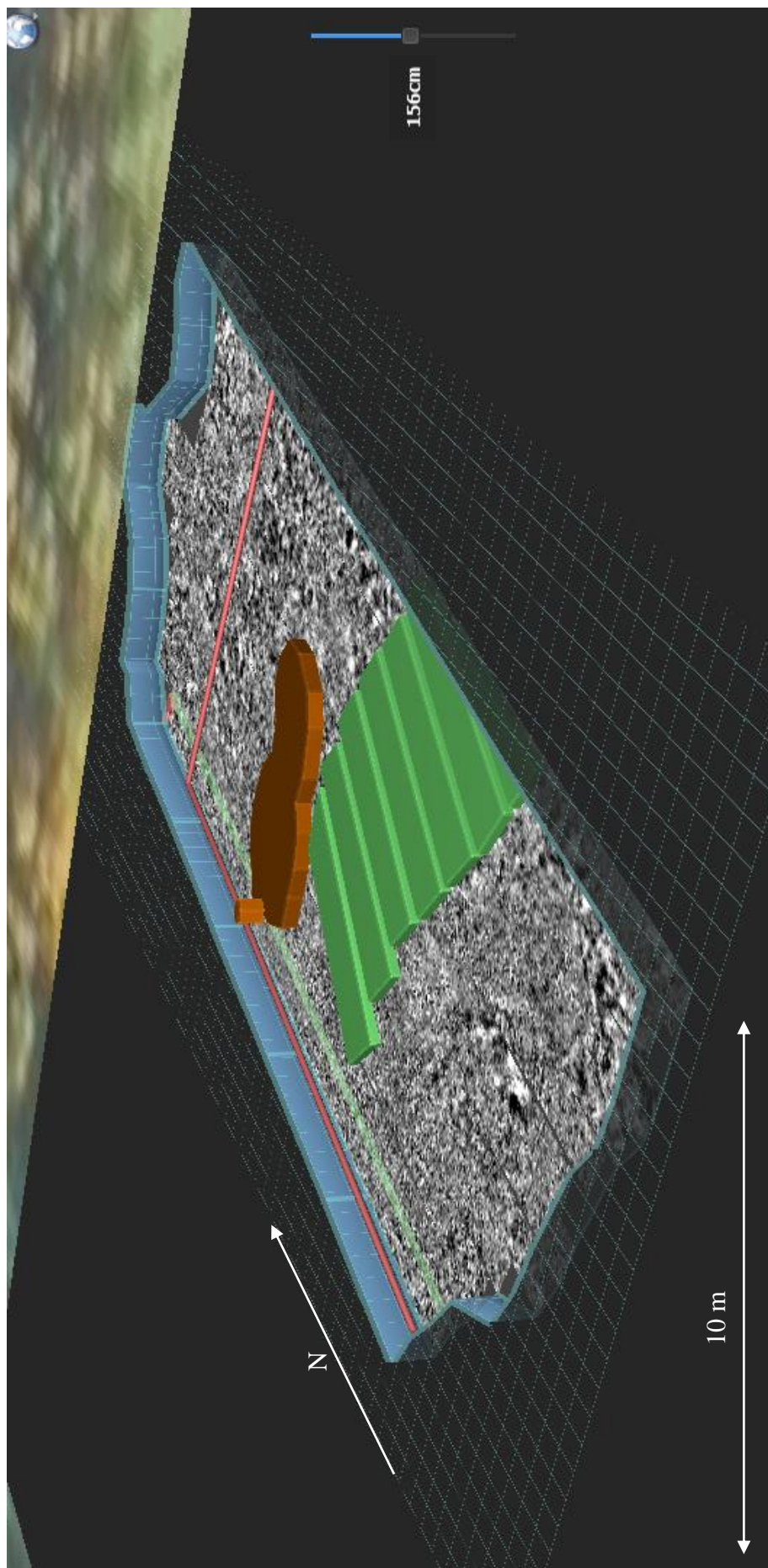
Ryc. 101. Lokalizacja stanowiska Stegny.

Podczas analizy danych skupiono się na interpretacji poziomych obrazów radarowych typu time slice. W trakcie interpretacji stwierdzono 3 rodzaje obiektów antropogenicznych (Ryc. 102.). Na poziomie terenu na obrazie radarowym widoczna jest anomalia punktowa od wycieku substancji oleistej A1. Na głębokości około 75 cm zaobserwowano obszar anomalny B2 (około 6 x 2 m), który pokrywa się z wyciekaniem na poziomie 0 m. Jest to prawdopodobnie wyciek ze starej niezainwentaryzowanej instalacji, lub zbiornika substancji ropopochodnych. Na poziomie 75 cm p.p.t. widoczna jest prawdopodobnie rura osłonowa od kabla elektroenergetycznego (B1). Na poziomie ~120 cm p.p.t. pojawiła się kolejna, obszerna strefa anomalna C1. W strefie C1 można zauważyć sąsiadujące ze sobą obiekty prostokątne.

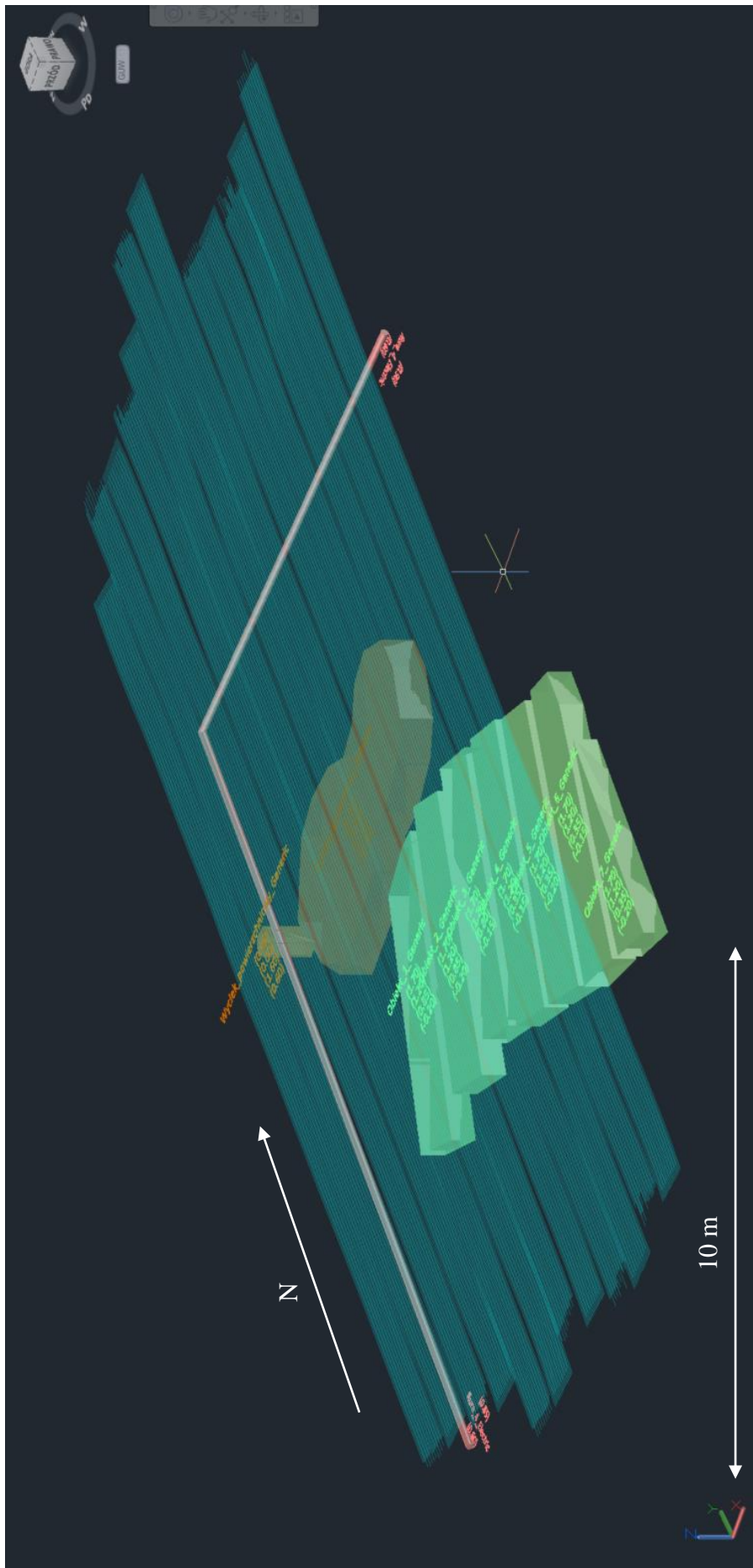


Ryc. 102. Przekroje poziome z lokalizacją obiektów antropogenicznych. A1 – wyciek substancji olejistej na powierzchni. B1 - sieć uzbrojenia terenu. B2 – prawdopodobny wyciek substancji olejistej widoczny na głębokości 75 cm. C1 – niezidentyfikowane obiekty, regularne leżące obok siebie, na gł. 120 cm.

Należy zauważyć, że anomalia C1 pokrywa się w osi pionowej z wyciekami widocznymi na poziomie 0 oraz na głębokości 75 cm (A1, B1). Wyniki badań mają zostać zweryfikowane metodą wykopową. Jednak prace te, ze względu na konieczność uszkodzenia płyty boiska, nie zostały dotychczas wykonane. Wykryte obiekty zostały zwektoryzowane w dedykowanym oprogramowaniu IQMaps, a następnie wyeksportowane do środowiska CAD 3D. Wyniki badań przedstawiono na Ryc. 103. oraz 104.



Ryc. 103. Model 3D zwizualizowany w programie IQMaps. Widoczny wyciek substancji oleistej, sieć uzbrojenia terenu i niezidentyfikowane obiekty podziemne.



Ryc. 104. Model 3D w środowisku CAD.

6. Dyskusja na temat wyników

W metodzie georadarowej ważnym elementem jest dobór metodyki badań, sprzętu pomiarowego oraz odpowiednie przygotowanie danych do analiz. Interpretacja pozyskanych danych często jest trudna i niejednoznaczna, co wymaga odpowiedniej wiedzy i doświadczenia aby poprawnie posługiwać się tą metodą (Annan, 2002). W wielu przypadkach metoda georadarowa wymaga zastosowania uzupełniających sposobów badawczych, jak np.: wiercenia geologiczne, modelowania numeryczne czy wykorzystanie numerycznych modeli terenu. Znaczącym aspektem na etapie interpretacji jest gruntowna wiedza na temat budowy geologicznej analizowanego terenu. Pozwala to prawidłowo przeprowadzić ocenę echogramów i odpowiednio wydzielić osady. Znajomość stylu budowy geologicznej jest szczególnie ważna przy zastosowaniu metody georadarowej w badaniach osadów i obiektów w utworach czwartorzędowych (Bristow i Jol, 2003). Zjawiska falowe elektromagnetyzmu, opisane przez Maxwella, niosą ze sobą ważne konsekwencje w badaniach georadarowych, na przykład: tłumienie fali w ośrodku o podwyższonej przewodności prądu czy zmiany prędkości fali w zależności od przenikalności elektrycznej ośrodka (Karczewski i in., 2011). W skaningu laserowym czy radiolokacji lotniczej sytuacja jest mniej skomplikowana ze względu na jednorodność powietrza, stałą przenikalność elektryczną równą 1 (stała prędkość fali zbliżona do prędkości światła) oraz bliską nieskończoności oporność elektryczną, co praktycznie eliminuje tłumienie fali (Sizun, 2005). W badaniach georadarowych w osadach czwartorzędowych sytuacja jest odwrotna. W ośrodku geologicznym występują utwory o zróżnicowanych przenikalnościach elektrycznych ośrodka, prędkościach fali, z silną anizotropią parametrów elektrycznych we wszystkich kierunkach, gdzie w wielu przypadkach obserwujemy wysokie tłumienie wyemitowanej fali radarowej. W niniejszych rozważaniach należy uwzględnić również zjawisko dyfrakcji fali, załamania czy zmiany polaryzacji, co powoduje szereg niejednoznaczności interpretacji danych (Karczewski i in., 2011). Istotnym elementem w badaniach georadarowych jest zrozumienie zjawisk fizycznych panujących w badanym ośrodku geologicznym oraz powyższych zagadnień i ograniczeń. Podczas interpretacji danych niejednokrotnie niezbędne są informacje z otworów geologicznych w celu identyfikacji i korelacji litologii na echogramach oraz numeryczne modele terenu do odtworzenia topografii terenu. Efektywnym narzędziem wspomagającym są modelowania numeryczne, za pomocą których można weryfikować założenia interpretacyjne (Dąbrowski, 2016).

W okresie 4 lat badawczych w ramach niniejszej dysertacji prowadzono badania z zastosowaniem trzech urządzeń georadarowych. W początkowym okresie wykorzystano szwedzki georadar U-Explorer, Geoscanners AB z antenami o częstotliwościach 300 MHz i 200 MHz. Z przeprowadzonych analiz wynika, że między tymi antenami nie ma znaczącej różnicy jeśli chodzi o zasięg głębokościowy. Sugerowany przez producenta czas nasłuchu dla anteny 300 MHz to 120 ns, co przy średniej prędkości fali daje zasięg około 6 metrów. Sugerowany czas nasłuchu dla anteny 200 MHz to 160 ns, co daje szacunkowy zasięg około 8 metrów. Są to teoretyczne parametry zasięgu głębokościowego osiągalne zazwyczaj w warunkach laboratoryjnych. W praktyce mamy do czynienia z tłumieniem fali i spadkiem zasięgu głębokościowego. W przypadku zastosowania obu anten zasięg głębokościowy był podobny, w zależności od badanych utworów, i wahał się w maksymalnym zakresie od 5 do 8 m p.p.t. W kolejnych latach badania prowadzono sprzętem produkcji Leica Geosystems i IDS Georadar. W ocenie autora, Leica DS2000, ze względu na przyjazny interfejs, dwie częstotliwości anten (250 MHz, 700 MHz) oraz funkcjonalność, jest doskonałym rozwiązaniem 2D do badań geosrodowiskowych. Dwie anteny dają możliwość uzyskania dobrej rozdzielczości oraz dużego zasięgu głębokościowego jednocześnie. Minusem sprzętu Leica DS2000 jest jego niemużalność, ale zastosowane anteny są optymalne do wszelkich badań w płytkiej geofizyce. Georadar Stream C jest jednym z najnowocześniejszych georadarów 3D z największym potencjałem do badań środowiskowych oraz inżyniersko-geologicznych. Zastosowane 32 kanały rejestrujące georadaru o częstotliwości środkowej 600 MHz dają niespotykaną do tej pory rozdzielczość badań. Możliwości mapowania oraz wizualizacji płytko zalegających osadów i obiektów są bardzo duże. Georadar Stream C w celu prowadzonych badań został specjalnie zmodyfikowany przez autora do pracy w trudnym terenie. Dane pozyskane na stanowisku Jedwabno w dolinie Drwęcy były pierwszą próbą możliwości zastosowania wielokanałowego systemu z rodziny Stream (IDS Georadar) do badań struktur czwartorzędowych. Tego typu badania nie zostały dotychczas opisane w literaturze światowej. System ten doskonale nadaje się do wykrywania obiektów antropogenicznych, co wykazano na stanowiskach badawczych w Skrzynce i Stegnie. Do analiz danych georadarowych i ich interpretacji posłużono się zaawansowanymi metodami modelowania numerycznego w programie ReflexW (Sandmeier, 2020). Pozwoliło to wykazać metodyczne wady i zalety prowadzenia prac terenowych 2D/3D i interpretacji ich wyników. Zastosowano nowatorskie procedury przetwarzania

i przygotowania danych, takie jak dekonwolucja i Data Fusion, oraz autorskie podejście do interpretacji danych poprzez korelację danych georadarowych z informacjami z otworów geol., a także wizualizację i modelowanie danych w przestrzeni CAD 3D.

Pierwsze badania prowadzone w ramach studiów doktoranckich i zadań statutowych WNoZiGP wykonano w miejscowości Młyniec k. Torunia. Były to próby z wykorzystaniem georadaru U-Explorer. Przeprowadzono testy metody i zweryfikowano jej przydatność do zastosowania w badaniach geośrodowiskowych. Analizy te wykazały, że georadar doskonale odtwarza budowę osadów czwartorzędowych, zwłaszcza piasków i żwirów. Korelacja danych geologicznych z odsłonięcia wraz z ich dokumentacją zdjęciową i danych georadarowych była bardzo dobra. Dzięki tym badaniom i testom w terenie udało się poprawnie zaplanować badania na kolejnych stanowiskach. W Młyńcu celowo wybrano stanowiska testowe ze zdjętym nadkładem gliniastym i glebą w celu zgromadzenia jak najlepszej jakości danych, co przyniosło dobre efekty badawcze. Na profilu nr 1 (Ryc. 46.) udokumentowano w odsłonięciu miejsce wytopienia bryły martwego lodu. Tego typu struktury są spotykane w osadach czwartorzędowych na Niżu Polskim (Sokołowski i Wysota, 2020). Dane zarejestrowane wzdłuż odsłonięcia pokazały dużą korelację obrazu georadarowego z faktycznym stanem budowy geologicznej stanowiska badawczego. Warto podkreślić, że nieciągłości w postaci uskoków były także widoczne na skanach radarowych. Zapewne użycie anteny o wyższej częstotliwości, czyli również o wyższej rozdzielczości, przełożyłoby się na bardziej precyzyjną wizualizację struktur nieciągłych. W przypadku profilu nr 2 (Ryc. 47.) obserwujemy doskonałe odwzorowanie na echogramie pakietu lamin i granic pomiędzy nimi w stosunku do dokumentacji zdjęciowej (Yeste i in., 2018). Profil nr 3a (Ryc. 48.) bardzo dobrze odwzorował struktury sedymentacyjne w złożu piasku. Ostatni profil nr 3b (Ryc. 48.) wykonano na nadkładzie złoża, aby zweryfikować wpływ występującej tu gleby organicznej z dodatkiem glin na tłumienie fali. Założenia te się potwierdziły. Sygnał został tak mocno stłumiony, że znacznie trudniej było określić położenie i litologię poszczególnych pakietów niżej leżących warstw, które były bardzo dobrze widoczne na skanie 3a. Test efektywności pokazany na profilach 3a i 3b dowiódł, że już strefa przypowierzchniowa gleby organicznej może w znaczący sposób wpłynąć na uzyskane wyniki i informację pochodzącą z głębszych struktur. Problemy wpływu gleby organicznej na pomiary GPR zostały także opisane przez Igela (2008). Dzięki wynikom analiz na stanowisku w Młyńcu udało się lepiej zaplanować prace badawcze na kolejnych stanowiskach. W miarę możliwości badania prowadzono na strukturach

ze zdjętym nadkładem lub takich, gdzie warstwy organiczne są zredukowane do minimum.

Badania w dolinie rzeki Zielonej na stanowisku Jarki zostały zainicjowane ze względu na dogodne położenie stanowiska do analizy danych georadarowych pozyskanych jednocześnie z utworów: wydmy Wisły oraz doliny rzeki Zielonej (Weckwerth, 2007). Wykonano skan georadarowy z dokładną lokalizacją i niwelacją terenu, a w celu uzupełnienia informacji geologicznej do interpretacji danych wykonano wiercenia badawcze. Na uzyskanych danych pomiarowych z tego stanowiska, oprócz efektywności algorytmów, wykazano wysoką skuteczność operatora dekonwolucji, który w znaczący sposób poprawił rozdzielczość pozyskanych danych radarowych. Udowodniono, że do poprawnego odtworzenia modelu geologicznego istotna jest korelacja danych z otworów badawczych z danymi geofizycznymi, a także wprowadzenie poprawek topograficznych. Wykazano, jak duże błędy interpretacyjne można popełnić, nie uwzględniając właściwego modelu prędkościowego podczas przygotowania danych do interpretacji. Udowodniono, że wartość prędkości dla każdej wydzielonej warstwy zmieniała się wzdłuż profilu pomiarowego. Było to prawdopodobnie związane z kompaktacją i/lub wzrostem zawartości wody w porach, co w rezultacie spowalniało falę elektromagnetyczną (Hagrey i Muller, 2001). Podejście korelacyjne zaprezentowane w opracowaniu danych ze stanowiska Jarki stosowane jest powszechnie przy interpretacji danych sejsmicznych czy tomografii elektrooporowej, gdzie informacja geologiczna jest niezbędna do prawidłowego przetworzenia i interpretacji danych. Opracowana metodyka, oprócz zastosowań naukowych, może mieć aplikacyjny charakter do kartowania złóż kopalin pospolitych. Dzięki metodzie georadarowej i wierceniom geologicznym rozpoznamy miąższości złożeń, litologię, ciągłości warstw i oszacujemy zasoby, co może mieć wpływ na efektywność ekonomiczną eksploatacji kopalni (Frankie i Yelf, 2003).

Wynikiem interpretacji danych z doliny rzeki Zielonej był układ struktur pochodzenia eolicznego i fluwialnego. Na danych georadarowych można zaobserwować wyraźną granicę nasunięcia wydmy na terasę Wisły. W osadach sedymentacji rzecznej widoczne są przewarstwienia piasków drobnoziarnistych oraz piaszczysto-żwirowych związanych ze zróżnicowaną aktywnością wód.

Prace badawcze na stanowisku Jedwabno prowadzono z wykorzystaniem georadaru wielokanałowego Stream C produkcji IDS Georadar. Badania były próbą oceny efektywności wykorzystania georadaru 3D do mapowania osadów

czwartorzędowych. Wybrano stanowisko pomiarowe z usuniętym nadkładem gleb organicznych. Dzięki temu w osadach fluwialnych bez dodatku znaczącej ilości minerałów ilastych można było osiągnąć efektywną głębokość penetracji gruntu oraz niskie tłumienie fali. W celu porównania zasięgu głębokościowego georadaru 3D z systemami jednokanałowymi wykorzystano georadar Leica DS2000. Zastosowanie georadaru wielokanałowego, jakim jest Stream C, nie było wcześniej udokumentowane w badaniach geologicznych w literaturze światowej. System Stream C został specjalnie skonfigurowany przez autora w celu skanowania w trudnych warunkach terenowych.

Podczas porównania wyników pomiarów z systemu wielokanałowego i jednokanałowego obserwowana jest znacząca różnica w zasięgu głębokościowym georadarów. Georadar Leica DS2000 okazał się urządzeniem uzyskującym większą głębokość penetracji. Georadar ten dysponuje dwiema częstotliwościami anten: 250 MHz i 700 MHz. Na obrazie z anteny 250 MHz obserwowano zasięg głębokościowy około 6,5 m p.p.t., natomiast na obrazie z anteny 700 MHz uzyskano zasięg głębokościowy do 5,5 m p.p.t. Jednocześnie obserwowano spadek rozdzielczości pionowej przy antenie 250 MHz i wzrost rozdzielczości w antenie 700 MHz. W celach badawczych przetestowano najnowszy algorytm fuzji danych georadarowych o różnych częstotliwościach. Próba przyniosła pozytywny wynik i osiągnięto jeden zintegrowany obraz z dwóch częstotliwości, który charakteryzował się wysokim zasięgiem głębokościowym i wysoką rozdzielczością. Warto wspomnieć, że szerokie pasmo częstotliwości generowane przez georadar charakteryzujące wysoką głębokość penetracji i rozdzielczość (podobnie jak po procedurze Data Fusion) jest zarezerwowane dla georadarów Stepped Frequency Continuous Wave (Langman i Inggs 2001, Reci i in., 2016). Radary te są stosunkowo nowym rozwiązaniem i obecnie trwają dyskusje nad efektywnością ich stosowania w przemyśle (Tronca i in., 2018).

Georadarem Stream C osiągnięto głębokość około 3 m p.p.t., co stanowi połowę zasięgu obrazowania uzyskanego przy pomocy DS2000. Prawdopodobnie spowodowane jest to obniżeniem mocy nadajników przez producenta w rozwiązaniu wielokanałowym, aby zredukować konsumpcję energii elektrycznej z akumulatora. Należy podkreślić, że w radarze Stream C znajduje się 16 dipoli nadawczych, które trzeba zasilić.

Z powyższych rozważań wynika, że dobrą praktyką będzie zastosowanie jednokanałowego georadaru o wyższej penetracji gruntu do wstępnego rozpoznania budowy geologicznej ośrodka w technologii 2D. Do szczegółowych badań 3D dobrze sprawdzi się natomiast georadar Stream C o niższym zasięgu głębokościowym,

ale bardzo wysokiej wydajności i gęstości pokrycia skanami. Georadarem Stream C uzyskano bardzo dobrej jakości wyniki. Na przekrojach poziomych, tzw. time slice, można zaobserwować szczegółową budowę geologiczną utworów czwartorzędowych. Radary wielokanałowe dają możliwość dokładnej analizy przeglądając dane w funkcji głębokości. Animacja zaprezentowana w Zał. F1. i pokazuje zmienność litologii wraz z głębokością. Na przekrojach poziomych można wyszczególnić warstwy zapadające w kierunku południowym oraz wyraźną granicę o kierunku N-S, którą należy interpretować jako granicę kanału fluwialnego. Dzięki zastosowaniu metodyki 3D możliwe było precyzyjne określenie kątów zalegania warstw i kierunku upadów. Do wizualizacji wybranych warstw oraz granicy kanałów fluwialnych użyto innowacyjnej metodyki wektoryzacji danych w środowisku programu ReflexW, a następnie wyeksportowano dane i opracowano model obiektowy w środowisku AutoCAD 3D. Dzięki metodyce 3D można było opracować model przestrzenny zalegania warstw. Ocena możliwości zastosowania georadaru 3D w badaniach struktur w osadach czwartorzędowych oraz autorska metodyka interpretacji danych w przestrzeni 3D potwierdzają wysoką efektywność zastosowanej techniki. Zastosowane nowatorskie podejście do interpretacji obiektowej oraz eksport danych do środowiska CAD nie były dotychczas stosowane w szczegółowych analizach interpretacji danych. Analiza danych literaturowych nie wykazała prac o podobnym podejściu metodycznym. Metodyka ta niesie ze sobą duży potencjał prac badawczych, zwłaszcza z zastosowaniem georadarów wielokanałowych w badaniach obiektów i struktur zdeponowanych w osadach czwartorzędowych.

Kolejnym etapem prac były badania ingresji wód morskich u nasady Półwyspu Helskiego, we Władysławowie. Celem prac była analiza budowy wydym nadmorskich oraz próba oceny możliwości zastosowania metody w badaniach hydrogeologicznych, w szczególności obserwacja zasięgu wpływu wód słonych jako ingresji wód morskich w głąb lądu. Na wykonanym profilu georadarowym wydzielono 3 warstwy (Ryc. 82.). Ich układ koreluje z przyjętym modelem hydrogeologicznym w rozważaniach Krawca (2013) i jego wynikami badań geofizycznych metodą tomografii elektrooporowej (Ryc. 83.). W pierwszej warstwie piasków wydymowych obserwujemy warstwowanie skośne charakterystyczne dla działalności depozycyjnej wiatru. Na głębokości około 3–4 metrów pod poziomem terenu widoczna jest wyraźna granica geofizyczna pomiędzy piaskami suchymi, a zwierciadłem wód gruntowych, słodkich. Dowodem na nasycenie piasków w drugiej warstwie wodą słodką jest dobry stopień penetracji gruntu przez falę

elektromagnetyczną (niskie tłumienie fali – niska przewodność) oraz wzrost rozdzielczości odbitych sygnałów radarowych poprzez spowolnienie fali radarowej i wzrost częstotliwości – rozdzielczości (ostre granice odbijające w obrębie warstwy). Warstwa oznaczona numerem 3 na Ryc. 82. charakteryzuje się podwyższoną przewodnością prądu i wskazuje na nasycenie wodami morskimi. Na pierwszych 50 metrach profilu obserwowany jest charakterystyczny klin wód słonych potwierdzający założenia hydrogeologiczne w rejonach nadmorskich (Martinez i in., 2009, Krawiec, 2013, Burzyński i Sadurski, 2015). Badania na stanowisku we Władysławowie dowiodły skuteczności metody georadarowej w badaniach wydm nadmorskich oraz jej przydatności do identyfikacji ingresji wód morskich. Metoda georadarowa wykazała wysoką skuteczność i potwierdziła założenia projektu badawczego.

Należy wspomnieć, że na stanowisku we Władysławowie mieliśmy do czynienia z niskim tłumieniem fali przez warstwy przypowierzchniowe w postaci lekkich gleb biellicowych (Zwydak i in., 2011). Gleby te są charakterystyczne dla struktur wydmowych, co przełożyło się na wysoki stopień penetracji gruntu. Podobne wyniki o wysokiej skuteczności były obserwowane na stanowisku Jarki w dolinie rzeki Zielonej na obszarze boru sosnowego, wydm Kotliny Toruńskiej. Wyniki badań ze stanowiska w Młyńcu wykazały znaczący wpływ na tłumienie fali, gleb ciężkich, organicznych z dużą ilością minerałów ilastych (Marcinek i in., 2011) znajdujących się w nadkładzie piasków i żwirów eksploatowanych w kopalni w Młyńcu. W przypadku stanowiska w Kotlinie Toruńskiej i obszaru wydm nadmorskich (Władysławowo, Stegna) mamy do czynienia z lekkimi glebami biellicowymi, gdzie tłumienie fali jest niskie i można osiągnąć znaczne głębokości penetracji fali georadarowej. Efekt ten należy mieć na uwadze podczas projektowania pomiarów georadarem.

Badania prowadzone na stanowisku w Krasnem były związane z dokumentowaniem śladów megapowodzi na terenie Suwalszczyzny. Jak wykazano w wielu pracach, m.in. Russella (1993) i Faya (2002), w miejscach spoczywania brył lodu i ich opływania przez wody roztopowe tworzą się charakterystyczne zagłębienia wytopiskowe, z wypełnionym materiałem zdeponowanym podczas opływania obiektu. Ze względu na sedymentację osadów fluwialnych w wydrążonych kanałach (wąsy powstałe z opływania) oraz w miejscach wytopiska mamy do czynienia z dobrymi warunkami do rozpoznania budowy geologicznej metodą georadarową (duży zasięg głębokościowy). W otoczeniu głównego przepływu i obniżenia wytopiskowego wykonano wiercenia, na podstawie których udokumentowano warstwę glin

lodowcowych o około metrowej miąższości. Dane te dobrze korelują z wynikami uzyskanymi na podstawie badań georadarowych. Jak już wcześniej wykazano, utwory gliniaste o podwyższonej przewodności prądu mogą w znaczący sposób ograniczyć badania georadarem. Gliny silnie tłumią sygnał, w związku z czym budowa geologiczna niżej zalegających warstw nie zawsze będzie dobrze widoczna. W przypadku zdeponowania utworów okruchowych z małą ilością minerałów ilastych (o niskiej oporności) uzyskamy wysoki stopień penetracji gruntu. Wyniki badań na stanowisku Krasne pokazują, że pomimo negatywnego wpływu glin na tłumienie fali, efekt ten może być pomocnym wskaźnikiem w szybkiej ocenie osadów znajdujących się w miejscu badań: niski zasięg – utwory gliniaste, wysoki zasięg – utwory piaszczysto-żwirowe. W przypadku badań na obszarze o wysokiej aktywności wód roztopowych takie podejście może mieć z pewnością zastosowanie w szybkiej ocenie budowy geologicznej, nawet już podczas pomiarów w terenie. W miejscach wytopiska (zalegania bryły lodu) i kanałów przepływu wody obserwowano wysoki zasięg głębokościowy z licznymi odbiciami od przewarstwień osadów piaszczystych. Badania potwierdziły fakt erozyjnej działalności wody w starszych utworach gliniastych i piaszczystych. Udokumentowano również zdeponowanie młodszych osadów piaszczysto-żwirowych w depresjach erozyjnych. Georadar okazał się efektywnym narzędziem do analiz struktur sedimentacyjnych na terenie Suwalszczyzny. Można tutaj także przytoczyć wyniki badań autora nad innymi strukturami powstałymi podczas megapowodzi na Suwalszczyźnie w postaci tzw. megadiun, gdzie georadar okazał się efektywną metodą znacząco wspomagającą inne badania geologiczne (Krawiec i in., 2020). Coraz częściej metoda georadarowa jest stosowana w tego typu badaniach na świecie, co opisano m.in. w pracach Carlina i in. (2016) czy Jörga i in. (2017).

Ważnym elementem uzupełniającym bezinwazyjne badania geofizyczne na stanowisku Krasne okazały się wiercenia geologiczne (podobnie jak na stanowisku Jarki). Dostarczyły one informacji o litologii wzdłuż profili georadarowych oraz w ich bezpośrednim sąsiedztwie, co pozwoliło na szczegółową korelację pozyskanych danych. Zastosowanie poprawki topograficznej uzyskanej z danych LiDAR dobrze odtworzyło topografię terenu wzdłuż profili pomiarowych. Strefy o podwyższonym zasięgu głębokościowym zostały wykartowane i skorelowane z obniżeniami wytopiskowymi oraz kanałami przepływowymi (Fay, 2002).

Wykrywanie obiektów antropogenicznych za pomocą metody georadarowej jest bardzo powszechne w przemyśle i stosowane komercyjnie na całym świecie (Jol, 2009).

Georadar jako jedyna dostępna technologicznie metoda doskonale sprawdza się w wykrywaniu obiektów niemetalicznych, takich jak: rury, pustki, stare fundamenty i mury oraz inne obiekty antropogeniczne (Xiaoxian i McMechan, 1997, Novo i in., 2012). W pracy poddano ocenie dwie metodyki badawcze, 2D oraz 3D, które z powodzeniem zastosowano do wykrywania obiektów antropogenicznych położonych w osadach czwartorzędowych.

Na stanowisku w Skrzynce poddano analizie wyniki badań z georadaru DS2000 i Stream C. Na skanach 2D wyraźnie zaznaczały się obiekty podziemne w postaci hiperbol dyfrakcyjnych, jednak w tym przypadku nie można oszacować zasięgu przestrzennego wykrytych struktur. Dopiero zastosowanie wielokanałowego systemu 3D z pozycjonowaniem GPS pozwoliło stworzyć model 3D wykrytego obiektu z dokładnym położeniem kartograficznym. Okazało się, że system połączonych obiektów liniowych może przedstawiać fundamenty lub mury dawnej dobudówki do Pałacu w Skrzynce. Stanowisko badawcze w Skrzynce tak jak w Jedwabnie w dolinie Drwęcy, wykazało znaczącą przewagę metodyki 3D nad 2D (Verdoncki i in., 2013). Zastosowanie georadaru wielokanałowego Stream C daje olbrzymie możliwości interpretacyjne. Dzięki wysokiej rozdzielczości skanowania można precyzyjnie przeprowadzić analizę i interpretację oraz stworzyć model 3D wykrytych struktur.

Na stanowisku w Uniejowie przeprowadzono pomiary jednokanałowym systemem radarowym 2D (Leica DS2000). W tym przypadku wykonane skany 2D pozwoliły wskazać obiekt podziemny. Wykonany wykop potwierdził występowanie murów starego budynku. Badania georadarowe są coraz szerzej stosowane: w archeologii czy na placach budowy – do wykrywania starych murów i obiektów antropogenicznych. Warto zwrócić uwagę na sygnatury murów na obrazach radarowych 2D. Mury i obiekty w postaci pionowych prostopadłościów zeskanowanych pod kątem prostym będą się objawiać w postaci serii hiperbol – tzw. „choinek” (Ryc. 99.). Sygnatury takie jednoznacznie wskazują na występowanie muru (IDS Georadar, 2017).

Na stanowisku w Stegnie wykonano projekt badawczy mający określić genezę wycieku substancji oleistej. Do zadania użyto system Stream C, który wydawał się jedyną słuszną metodą do przestrzennej analizy potencjalnego wycieku podziemnego. Badania okazały się dużym sukcesem, ponieważ pod ziemią, na około 0,75 m głębokości, można było zauważyć strefę anomalną wskazującą na podziemny wyciek substancji oleistej, który punktowo objawił się na powierzchni boiska sportowego. Dodatkowo zobrazowano występowanie infrastruktury podziemnej na przekrojach typu time slice na głębokości

około 1,2 m. Zidentyfikowano regularne struktury w postaci wydłużonych, poziomo leżących prostopadłościanów, nieznanego pochodzenia. Kolejny raz został potwierdzony duży potencjał wielokanałowych systemów georadarowych. Zaznacza się tu wyraźnie przewaga metodyki 3D nad 2D. Metoda 3D daje dużo większe możliwości analiz danych i niweluje niejednoznaczności interpretacji.

7. Podsumowanie

W niniejszej pracy zaprezentowano możliwości zastosowania bezinwazyjnych metod georadarowych do analizy struktur i wykrywania obiektów w osadach czwartorzędowych.

Badania objęły prace terenowe na ośmiu stanowiskach badawczych oraz szczegółową analizę i interpretację uzyskanych wyników. Do każdego ze stanowisk przygotowano odpowiednią metodykę, sprzęt pomiarowy i procesy przetwarzania danych do interpretacji. Ocenie poddano także efektywność metody georadarowej wraz z proponowanymi autorskimi rozwiązaniami metodyczno-interpretacyjnymi.

Badania wykonano georadarami trzech różnych producentów: Geoscanners AB – U-Explorer, Leica Geosystems – DS2000 oraz IDS Georadar – Stream C, dzięki czemu możliwe było porównanie ich efektywności i funkcjonalności. Wykonano analizy efektywności metodyki 2D i 3D na podstawie teoretycznych modelowań numerycznych, a także przeprowadzono analizę danych 3D na stanowiskach badawczych: Jedwabno, Skrzynka i Stegna. Na etapie przygotowania danych opracowano autorskie procedury ich przetwarzania, aby jak najlepiej zwizualizować zarejestrowane dane. Do przetwarzania danych zastosowano zaawansowane narzędzia, takie jak: dekonwolucja i Data Fusion, które poprawiają rozdzielczość pionową metody w interpretacji danych georadarowych. Testy procedur w jednoznaczny sposób wykazały dużą efektywność algorytmów zwiększających rozdzielczość, co jest szczególnie istotne w badaniach geologicznych. Wykazano, że modelowania numeryczne mogą pomóc rozwiązywać problemy niejednoznaczności analiz i wspomagają interpretację danych radarowych. Interpretacja pozyskanych danych terenowych często jest trudna i niejednoznaczna, co wymaga zrozumienia natury falowej stosowanej metody. Wykazano, że metoda georadarowa daje ogromne możliwości pozyskiwania informacji geologicznej oraz wykrywania obiektów antropogenicznych z płytkich struktur. Metoda jest także efektywna na dużych obszarach,

które są zróżnicowane geomorfologicznie i geologicznie. Metoda georadarowa nie jest czasochłonna, jest natomiast stosunkowo tania i jednocześnie całkowicie bezinwazyjna.

W pracy wykazano, jak istotne jest odpowiednie podejście do projektowania prac pomiarowych oraz etap processingu jako przygotowanie danych do ostatecznej interpretacji. Dowiedziono, jak ważna dla prawidłowego opracowywania modeli litologicznych i głębokościowych jest informacja z odwiertów geologicznych czy wykopów kontrolnych. W rozprawie zaproponowano klasyfikację interpretacji, z podziałem na jakościową i ilościową. Jak dowiedziono, na podstawie analizy jakościowej (nie znając litologii) można jedynie wyznaczyć granice geofizyczne struktur odbijających przy średniej prędkości fali. Dopiero po wykonaniu wierceń można dokładnie stwierdzić, które granice wyznaczają powierzchnie poszczególnych osadów, a także zoptymalizować model prędkościowy do konwersji czasowo-głębokościowej, w rezultacie otrzymując dobre odtworzenie budowy geologicznej. Udowodniono występowanie anizotropii prędkości fali w ośrodku geologicznym i przeprowadzono zaawansowane analizy korelacyjne. Powiązanie danych geofizycznych z informacjami z odwiertów geologicznych pozwoliło na stworzenie zróżnicowanego modelu prędkościowego, co miało znaczący wpływ na odtworzenie prawidłowych głębokości zalegania poszczególnych warstw osadów czwartorzędowych. W pracy wykazano konieczność nakładania poprawek topograficznych, zwłaszcza w zróżnicowanym morfologicznie terenie. Potwierdzono, że w szybki i tani sposób można efektywnie wprowadzać poprawki topograficzne na podstawie danych LiDAR. Wykonane badania odniesiono do aktualnych danych z literatury polskiej i światowej. Jednym z ważniejszych osiągnięć badawczych opisanych w niniejszej pracy jest nowatorskie zastosowanie georadaru 3D do badań geologicznych wraz z autorskim procesem przygotowania danych i nowoczesnym podejściem do obiektowej interpretacji danych. Należy podkreślić, że do badań nad zastosowaniem systemu 3D użyto specjalnie zmodyfikowanego przez autora georadaru Stream C, co umożliwiło wykonanie pomiarów w trudnych warunkach terenowych na obszarze kopalni piasku i żwiru oraz przy Pałacu w Skrzynce. Badania potwierdziły, że metoda wielokanałowa jest efektywna i ma duży potencjał do realizacji badań geologicznych oraz wykrywania obiektów antropogenicznych. Ograniczenia głębokościowe systemu Stream C do około 3 m wynikają z konfiguracji i ilości zastosowanych anten, ale wykonane badania pilotażowe wskazują na duże możliwości rozwoju tego typu prac. Potwierdzono wysoką efektywność zastosowania systemu Stream C do mapowania obiektów

antropogenicznych, co zostało udokumentowane na stanowiskach w Skrzynce i w Stegnie. Metoda georadarowa może także mieć szerokie zastosowanie w badaniach środowiskowych, na przykład do wykrywania wycieków substancji ropopochodnych, co zostało potwierdzone na stanowisku w Stegnie.

W niniejszej pracy wykazano, że metodę georadarową można z powodzeniem stosować do badania zarówno obiektów antropogenicznych, jak i naturalnych osadów fluwialnych, fluwioglacjalnych, eolicznych. Może znaleźć także zastosowanie w badaniach hydrogeologicznych. Na stanowiskach badawczych udowodniono zasadność użycia georadaru określania zwierciadła wód gruntowych i śledzenia ingresji wód morskich w stronę lądu (w przypadku stanowiska we Władysławowie).

Metoda ta ma także ograniczenia wynikające z tłumienia fali radarowej przez osady o podwyższonej przewodności prądu. Jednakże w niektórych przypadkach tłumienie będzie pewnego rodzaju informacją o budowie geologicznej. W większości przypadków omówionych w niniejszej pracy tłumienie utrudniało analizę, jednak na stanowisku Krasne można mówić o tłumieniu fali jako wskaźniku występowania glin na tle osadów fluwioglacjalnych. Metoda ma ograniczenia także ze względu na zasięg głębokościowy oraz rozdzielczość badanych struktur, jednak odpowiedni dobór anten (zwłaszcza o właściwej częstotliwości) pozwala niwelować te ograniczenia, co wykazano na przykładzie stanowiska Jedwabno w dolinie Drwęcy. W pracy stwierdzono faktyczny wzrost rozdzielczości fali elektromagnetycznej w piaskach zawodnionych na stanowisku Władysławowo, co było poprzedzone dyskusją na temat rozdzielczości fali w piaskach suchych i zawodnionych. W technice georadarowej obecnie nie ma urządzeń uniwersalnych i należy szukać kompromisu w doborze sprzętu pomiarowego pomiędzy zasięgiem głębokościowym a pożądaną rozdzielczością pionową i poziomą. Należy dobrze rozumieć zjawiska falowe i zasady działania metody georadarowej, aby odpowiednio ją stosować w naukach o Ziemi, inżynierii czy archeologii. Metoda ta powszechnie stosowana jest do wykrywania obiektów antropogenicznych. Georadar stosowany jest do wykrywania: infrastruktury podziemnej, pustek, fundamentów i murów, w badaniach archeologicznych, kryminalistycznych czy środowiskowych. W pracy na kilku przykładach wykazano efektywność metody do wykrywania starych murów, rur, a także diagnostyki wycieku substancji oleistej. Podkreślono efektywność metodyki 3D względem 2D, dzięki której można było jednoznacznie określić zasięg i kształt obiektów oraz wykonać modele 3D wykrytych struktur antropogenicznych w środowisku CAD.

Z całą pewnością, co potwierdziły niniejsze badania, metoda skaningu radarowego, pomimo swoich ograniczeń, jest bardzo efektywnym narzędziem do badań struktur i obiektów antropogenicznych w osadach czwartorzędowych.

8. Literatura

- Andrzejewski L., Weckwerth P., 2010 – Dunes of the Toruń Basin against palaeogeographical conditions of the Late Glacial and Holocene.
- Annan A.P., Cosway S.W., 1994 – GPR frequency selection, [w:] Proc. of the 5th International Conference on GPR, Kitchener.
- Annan A.P., 2002 – GPR History, Trends and Future Developments. Subsurface Sensing Technologies and Applications, volume 3, s. 253–270 (2002).
- Annan A.P., 2005a – GPR Methods for Hydrogeological Studies. Hydrogeophysics, s. 185–213.
- Annan, A.P., 2005b - Ground-Penetrating Radar". Near-Surface Geophysics. Investigations in Geophysics. Society of Exploration Geophysicists.s. 357–438. doi:10.1190/1.9781560801719.ch11. ISBN 978-1-56080-130-6.
- Belina F.A., Dafflon B., Tronicke J., Holliger K., 2009 – Enhancing the vertical resolution of surface georadar data. Journal of Applied Geophysics, Volume 68, Issue 1, May 2009, s. 26–35.
- Bertolla L., Porsani J. L., Soldvieri F., Catapano I., 2014 - GPR-4D monitoring a controlled LNAPL spill in a masonry tank at USP, Brazil. Journal of Applied Geophysics Volume 103, April 2014, s. 237-244.
- Bianchini L, D'Amico, Calvi A., Benedetto F., Tosti F., 2017 – Signal processing for optimisation of low-powered GPR data with application in transportation engineering (roads and railways). BCRRA 2017 Tenth International Conference on the Bearing Capacity of Roads, Railways and Airfields, 28-30 June 2017, Athens, Greece.
- Bristow C.S., Best J.L., Ashworth P.J., 2000 – Use of GPR in developing a facies model for a large sandy braided river, Brahmaputra River, Bangladesh. Proceedings Volume 4084, Eighth International Conference on Ground Penetrating Radar; (2000) <https://doi.org/10.1117/12.383543>. Event: 8th International Conference on Ground Penetrating Radar, 2000, Gold Coast, Australia.
- Bristow C.S., Jol H.M., 2003 – Ground Penetrating Radar in Sediments. Geological Society Special Publication No. 211.

- Burke J., Wiidward J., Russel J., 2010 - Sedimentary architecture of large-scale, jökulhlaup-generated, ice-block obstacle marks: Examples from Skeiðarársandur, SE Iceland.
- Burzyński K., Sadurski A, 2015 – Badania hydrogeologiczne wybrzeża Bałtyku Południowego. *Przegląd Geologiczny*, vol. 63, nr 10/1, 2015.
- Carling, P.A., 1996 – Morphology, sedimentology and palaeohydraulic significance of large gravel dunes, Altai Mountains, Siberia. *Sedimentology* 43, s. 647–664.
- Carling, P. A., Bristow, C. S., & Litvinov, A. S. 2016 – Ground-penetrating radar stratigraphy and dynamics of megaflood gravel dunes. *Journal of the Geological Society*, 173(3), s. 550-559.
- Carrivick, J.L., Russell, A.J., Tweed, F.S., 2004. Geomorphological evidence for jökulhlaups from Kverkfjöll volcano, Iceland. *Geomorphology* 63, s. 81–102.
- Collinson J.D. 1971 – Some effects of ice on a river bed. *Journal of Sedimentary Research* (1971) 41 (2): s. 557–564.
- Daniels D.J., 2004 – Ground Penetrating Radar – 2nd Edition, The Institution of Electrical Engineers, London 2004, ISBN 0-86341-360-9.
- Dąbrowski M., 2015 – Lokalizacja infrastruktury podziemnej. www.georadar.org.pl
- Dąbrowski M., 2016 – Numerical modelling of ground penetrating radar using GPRMax. www.georadar.org.pl
- Dinh K., Gucunski N., Tran K., Novo A., Nguyen T., 2021 – Full-resolution 3D imaging for concrete structures with dual-polarization GPR. *Automation in Construction* Volume 125, May 2021, 103652.
- Dobiński W., Grabiec M., Gądek B., 2011 - Spatial relationship in inter action between glacier and permafrost in different mountainous environments of high and mid latitudes, based on GPR research. *Geological Quarterly*, 2011, 55 (4): 375–388.
- Fajenstock R.K., Bradley W.C. 1973 – Knik and Matanuska rivers, Alaska: a contrast in braiding. *Fluvial Geomorphology*, s. 220-250.
- Fay H., 2002 – Formation of Ice-Block Obstacle Marks during the November 1996 Glacier-Outburst Flood (Jökulhlaup), Skeiðarársandur, Southern Iceland. Wiley Online Library, <https://doi.org/10.1002/9781444304299.ch6>.
- Fisher S.C., Stewart R.R., Jol H.M., 1994 – Processing ground penetrating radar, [w:] *Proc. of the 5th International Conference on GPR*, Kitchener.

- Franckie J.C., Yelf R., 2003 – Applications of GPR for surface mining. Published in: Proceedings of the 2nd International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar, 2003. DOI: 10.1109/AGPR.2003.1207302.
- Gabryś M., Ortyl Ł., 2020 – Georeferencing of Multi-Channel GPR – Accuracy and Efficiency of Mapping of Underground Utility Networks. *Remote Sens.* 2020, 12(18), 2945; <https://doi.org/10.3390/rs12182945>.
- Gańko M., Mieszkowski R., Gańko A., 2015 - Zastosowanie metody georadarowej do określania położenia swobodnego zwierciadła wód podziemnych w trakcie próbnego pompowania. *Przegląd Geologiczny*, 63: 721–726.
- Gądek B., Grabiec M., Kędzia S., Rączkowska Z., 2010 - Struktura wewnętrzna i morfodynamika wybranych stoków gruzowych Tatr w świetle wyników pomiarów georadarowych i lichenometrycznych.. *Nauka a zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem*, tom I - Zakopane 2010.
- Giannopoulos A., 2005 – Modelling ground penetrating radar by GprMax. *Construction and Building Materials* 19 (2005), s. 755–762.
- Gołębiowski M., 2018 – Analiza budowy geologicznej doliny rzeki Zielonej na podstawie badań geologicznych i geofizycznych. Praca magisterska, WNoZiGP UMK.
- Gustavson T.C. 1974 – Sedimentation on gravel outwash fans Malaspina glacial foreland, Alaska. *J. Sedim. Petrol.*, s. 44, 374-389.
- Hagrey S.A., Muller C. 2001 – GPR study of pore water content and salinity in sand. *Geophysical Prospecting*, Volume 48, Issue 1, Jan 2000, s. 63–85.
- Halliday D., Resnick R., Walker J., 2019 – Podstawy fizyki.
- Herget, J., 2005 – Reconstruction of ice-dammed lake outburst floods in the Altai mountains, Siberia. [w:] : Geological Society of America. Geological Society of America, Boulder, s. 118 Special Paper 386.
- Herget, J., 2012. Ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia – a review with links for further readings. *Tomsk State Univ. J. Biol* 1 (17), s. 148–168.
- Høgaas, F., Longva, O. – 2016. Mega deposits and erosive features related to the glacial lake Nedre Glomsjø outburst flood, southeastern Norway. *Quat. Sci. Rev.* 151, 273–291
- IDS Georadar, 2017 – The Georadar Theory.
- Igel J., 2008 – The Small-Scale Variability of Electrical Soil Properties – Influence on GPR Measurements. 12th International Conference on Ground Penetrating Radar, June 16-19, 2008, Birmingham, UK.

- Jol H.M., 2009 – Ground Penetrating Radar Theory and Applications. Elsevier, Amsterdam, ISBN: 978-0-444-53348-7.
- Jörg L. , Julian S., Markus L., Jan I., Jutta W., 2017 - 3D architecture of cyclic-step and antidune deposits in glacial subaqueous fan and delta settings: Integrating outcrop and ground-penetrating radar data. *Sedimentary Geology* 362 (2017), s. 83–100.
- Karczewski J., Ortyl Ł., Pasternak M., 2011 – Zarys metody georadarowej. Wydanie drugie poprawione i rozszerzone. Kraków.
- Kasina Z., 1998 – Przetwarzanie sejsmiczne. Wyd. IGSMiE PAN.
- Kasprzak M., 2017 - Searching for the void: improving cave detection accuracy by multifaceted geophysical survey reconciled with LiDAR DTM. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues Volume 61 Supplementary Issue 2* (2017), s. 45 – 59.
- Kocańda P., Pisz M., Rajchel B., Filipowicz M., 2020 - The Castle Hill in Biecz and fortified stronghold in Kobylanka. The results of interdisciplinary research from 2019. *ANALECTA, Volume 15 / Rzeszów 2020, ISSN 2084-4409*.
- Krawiec A., 2013 – Pochodzenie Anomalii chlorkowych w wodach podziemnych polskiego wybrzeża Bałtyku. Wydawnictwo naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika.
- Krawiec A., Dąbrowski M., Glazer M., Weckwerth P., Wysota W., Piotrowski J., 2020 – Geophysical researches on geological structure of glacial megaflood-related megadunes in NE Poland. 6th International Palaeoflood Conference, 27th–31th January, 2020, New Zealand.
- Krawiec A., 2021 – Ingression and Ascension of Saline Waters on the Polish Coast of the Baltic Sea. *Quality of Water Resources in Poland, ISSN 2364-8198, s. 215-225*.
- Langman A., Inggis M.R., 2001 – Pulse versus stepped frequency continuous wave modulation for ground penetrating radar. *IGARSS 2001. Scanning the Present and Resolving the Future. Proceedings. IEEE 2001 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (Cat. No.01CH37217)*.
- Lamparski P., 2004 – Formy i osady czwartorzędowe w świetle badań georadarowych. *Prace geograficzne 194, Polska Akademia Nauk*.
- Lamparski P., 2013 - Ground penetrating radar survey of some kame hills, case study, [w:] Compiled by Aldona Damušytė, Alma Grigienė, *Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania. Abstracts of International Field Symposium, June 25–30, 2013, Vilnius – Trakai, Lithuania, Lithuanian Geological Survey, Vilnius, s. 60-62*.

- Lamparski P., 2020 - Badania georadarowe kemów jako przykład możliwości zastosowania metod geofizycznych do badania form zbudowanych z drobnoziarnistych osadów klastycznych, *Przegląd Geograficzny*, 92, 3, s. 423-446.
- Löwy H., Leimbach G., 1911 - A Method of Indicating of Presence and Determining the Position of Veins of Mettalic Ore or Subterranean Water Levels, patent nr 11737.
- Lyons R., 2010 – Wprowadzenie do cyfrowego przetwarzania sygnałów. Wydawnictwa Komunikacji i Łączności WKŁ, Kod: 19225710, ISBN: 9788320617641.
- Marcinek J., Komisarek J., Bednarek R., Mocek A. , Skiba S., Wiatrowska K., 2011 – Systematyka gleb Polski. *Roczniki Gleboznawcze 2011 | 62 | 3 |*.
- Margold, M., Jansen, J.D., Codilean, A.T., Preusser, F., Gurinov, A.L., Fujioka, T., Fink, D., 2018 - Repeated megafloods from glacial Lake Vitim, Siberia, to the Arctic Ocean over the past 60,000 years. *Quat. Sci. Rev.* 187, s. 41–61.
- Martínez J., Benavente J., García-Aróstegui J.L., Hidalgo M.C., Reyd J., 2009 – Contribution of electrical resistivity tomography to the study of detrital aquifers affected by seawater intrusion–extrusion effects: The river Vélez delta (Vélez-Málaga, southern Spain). *Engineering Geology* 108 (2009), s. 161–168.
- Mendecki M. J., Łęczyński L., Żogała B., Dubiel R, Bubliewska E., 2021 - Geofizyczne rozpoznanie osadów czwartorzędowych Mierzei Helskiej i zasięgu intruzji wód słonych. *Głaciał i peryglaciał Europy Środkowej*. - Lublin : Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, 2021. - s. 233-236. - ISBN 978-83-227-9496-8.
- Morawski T., Gwarek W., 1985 – Teoria pola elektromagnetycznego. WNT, Warszawa.
- Neal A., 2004 – Ground-penetrating radar and its use in sedimentology, principles, problems and progress. *Earth Science Reviews*, vol. 66, s. 261–330.
- Nguyen V.G., Zietek J., Nguyen B.D., Karczewski J., Gołębiowski T., 2005 - Study of geological sedimentary structures of Mekong river banks by ground penetrating radar: forecasting avulsion-prone zones. *Acta Geophysica Polonica*, 2005, Vol. 53, nr 2, s. 167-181.
- Noon D., 1996 – Stepped-frequency radar design and signal processing enhances ground penetrating radar performance. Philosophical dissertation. Queensland.
- Novo A., Dabas M., Morelli G., 2012 - The STREAM X Multichannel GPR System: First Test at Vieil-Evreux (France) and Comparison with Other Geophysical Data. *Archaeological Prospection*, Volume19, Issue3, July-September 2012, s. 179-189.
- Olichwer T., Buczyński S., Sobczyk A., Kasprzak M., 2017 – Zastosowanie metod geofizycznych do rozpoznania warunków hydrogeologicznych w osadach

- czwartorzędowych na przykładzie Wrocławia. Application of geophysical methods in the identification of hydrogeological conditions of Quaternary deposits – a case study from Wrocław. *Prz. Geol.*, 65: 1134–1138.
- Ortyl Ł., 2007 - Badanie przydatności metody georadarowej w geodezyjnej inwentaryzacji struktur i obiektów podpowierzchniowych. Rozprawa doktorska.
- OYO, 1988 - OYO Georadar I manual, Tsukuba.
- Yilmaz O., 2001 – Seismic data analysis, processing, inversion and interpretation of seismic data. Society of Exploration Geophysicists.
- Plewa M., Plewa S., 1992 – Petrofizyka. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Reci H., Dąbrowski M., Musolino G. 2016 - The interpretation of stepped frequency continuous wave GPR data in the chapel of Jesuit's church, Valetta, Malta. www.georadar.org.pl
- Rudoy, A.N., 2002 – Glacier-dammed lakes and geological work of glacial superfloods in the late Pleistocene, Southern Siberia, Altai Mountains. *Quat. Int.* 87, s. 119–140.
- Russell A. 1993 – Obstacle marks produced by flow around stranded ice blocks during a glacier outburst flood (jökulhlaup) in west Greenland. *Sedimentology* (1993) 40, 1091–1111.
- Russell J. R., Roberts M.J., Fay H., Marren P.M., Cassidy N.J., Tweed F.S, Harris T., 2006 – Icelandic jökulhlaup impacts: Implications for ice-sheet hydrology, sediment transfer and geomorphology. *Geomorphology*, Volume 75, Issues 1–2, April 2006, s. 33–64.
- Russell, A.J., 2007. Controls on the sedimentology of an ice-contact jökulhlaup-dominated delta, Kangerlussuaq, West Greenland. *Sed. Geol.* 193 (1–4), s. 131–148.
- Russell, A.J., 2009. Jökulhlaup (ice-dammed lake outburst flood) impact within a valleyconfined Sandur subject to backwater conditions, Kangerlussuaq, West Greenland. *Sediment. Geol.* 215 (1–4), s. 33–49.
- Sadurski A., Krawiec A., 1998 – Zagrożenia zasobów wód podziemnych w nadmorskich obszarach zurbanizowanych Bałtyku Południowego [W:] Jankowski A.T., Materiały Sympozjum „Hydrogeologia obszarów zurbanizowanych i uprzemysłowionych”. UŚl, Katowice, s. 176–184.
- Salamon T., Mendecki M., 2021 - A rare signature of subglacial outburst floods developed along structural ice weaknesses in the southern sector of the Scandinavian Ice Sheet during the Drenthian Glaciation, S Poland *Geomorphology* Volume 378, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107593>

- Sandmeier, K., 2020 – Manual ReflexW.
- Schmelzbach C., Huber E., 2015 - Efficient Deconvolution of Ground-Penetrating Radar Data. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, vol. 53, no. 9, September 2015 5209.
- Scholz H., Schreiner B., Funk H 1988 – Der einfluss von Gletscherläufen auf die schmelzwasserablagerungen des Russell – Gletschers bei Sondre Stromfjord (West – Gronland). *Gletscherkunde Glazialgeol.*, 24, s. 55–74.
- Sharma K. K., 2017 – Modern Radar Signal Processor. *International Journal of Scientific & Engineering Research*, Volume 8, Issue 4, April-2017 12 ISSN 2229-5518.
- Sizun H., 2005 – Radio Wave Propagation for Telecommunication Applications. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Hardcover ISBN 978-3-540-40758-4.
- Słowański W., 1964 – Klíny mrozowe w osadach zlodowacenia północno-polskiego koło Płocka, Państwowy Instytut Geologiczny.
- Słowik M., 2014 - Analysis of fluvial, lacustrine and anthropogenic landforms by means of ground-penetrating radar (GPR): field experiment. *Near Surface Geophysics*, 2014, 12. doi:10.3997/1873-0604.2014033.
- Sokołowski, R.J., Wysota, W. 2020 – Differentiation of subglacial conditions on soft and hard bed settings and implications for ice sheet dynamics: a case study from north-central Poland. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 109, 2699–2717 (2020). <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01920-x>.
- Szymczak J., 1995 – Uniejów. Dzieje miasta. Wydawnictwo Towarzystwo Przyjaciół Uniejowa.
- Szymczyk P., Marczak H., Tomecka-Suchoń S., Szymczyk M., Gajer M., Gołębiowski T., 2014 - Zaawansowane metody przetwarzania danych georadarowych oraz automatyczne rozpoznawanie anomalii w strukturach geologicznych. *Wydawnictwo SIGMA-NOT*, Vol. 55, nr 12, 56-61.
- Teller, J.T., 2004 – Controls, history, outbursts, and impact of large late-quaternary proglacial lakes in North America. *Dev. Quat. Sci* 1, s. 45–61.
- Tomecka-Suchoń S., Żogała B., Gołębiowski T., Dzik G., Dzik T., Jochymczyk K., 2017 - Application of electrical and electromagnetic methods to study sedimentary covers in high mountain areas. *Acta Geophysica* volume 65, s. 743–755 (2017).
- Tronca G., Tsalicoalou I., Lehner S., Catanzariti G., 2018 - Comparison of pulsed and stepped frequency continuous wave (SFCW) GPR systems. 2018 17th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR). 10.1109/ICGPR.2018.8441654.

- Verdonck L., Vermeluen F., Docter R., Meyer C., Kniess R., 2013 - 2D and 3D ground-penetrating radar surveys with a modular system: data processing strategies and results from archaeological field tests. *Near Surface Geophysics*, Volume 11, Issue 2, Sep 2013, s. 239 - 252
- Weckwerth P., 2007 – Późnovistuliański rozwój sieci rzecznej w rejonie Kotliny Toruńskiej na tle struktur starszego podłoża. *Słupskie Prace Geograficzne* 4.
- Weckwerth P., 2010 – Evolution of the Toruń Basin in the Late Weichselian, *Landform Analysis* 14, s. 57-84.
- Weckwerth P., Wysota W., Piotrowski J., Adamczyk A., Krawiec A., Dąbrowski M. 2019 – Late Weichselian glacier outburst floods in North-Eastern Poland: Landform evidence and palaeohydraulic significance. *Earth-Science Reviews* 194 (2019), s. 216–233.
- Weckwerth P., Wysota W 2019 – Megapowodzie lodowcowe. *Głos Uczelni, Czasopismo Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Torunu* 2019-11-12(2), s. 24–38.
- Xiaoxian Z., McMechan G.A., 1997 - GPR characterization of buried tanks and pipes. *GEOPHYSICS*, VOL. 62, NO. 3 (MAY-JUNE 1997); P. 797–806, 10 FIGS., 2 TABLES.
- Yeste L. M., Henares S., Mcdougall N., Garcia F.G., Videras C., 2018 - Towards the multi-scale characterization of braided fluvial geobodies from outcrop, core, ground-penetrating radar and well log data. *Geological Society, London, Special Publications*, 488, 73-95, 28 November 2018, <https://doi.org/10.1144/SP488.3>.
- Zarroca M., Bach J., Linares R., Pellicer X.M., 2011 – Electrical methods (VES and ERT) for identifying, mapping and monitoring different saline domains in a coastal plain region (Alt Empordó, Northern Spain). *Journal of Hydrology* 409 (2011), s. 407–422.
- Zwydak M., Lasota J., Brożek S., Wanic T. 2011 – Różnorodność gleb zespołów borów sosnowych. *Roczniki gelboznawcze tom LXII nr 4 Warszawa 2011*, s. 39–53.
- Żogała B., 2013 – Metody geoelektryczne w badaniach gruntów skażonych substancjami ropopochodnymi. Katowice : Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, 2013. - 150 s. - (Pr. Nauk. UŚl.; nr 3043).
- Żuk T., Smith G. H. S., 2015 - Stratygrafia radarowa – metoda analizy danych georadarowych 3D w badaniu środowisk sedymentacyjnych na przykładzie osadów rzecznych. *Przegląd Geograficzny* 87, 3, s. 439-456.

www.geo-turystyka.pl

www.mathworks.com

Spis rycin

Ryc. 1. Przykład wykonania pomiarów georadarem w ośrodku 3-warstwowym z wizualizacją fali wysyłanej przez georadar i rejestracji odbitych sygnałów.

Ryc. 2. Fala odbita i załamana na granicy dwóch ośrodków.

Ryc. 3. Efekt tłumienia fali elektromagnetycznej w ośrodku (www.mathworks.com).

Ryc. 4. Zaawansowana procedura filtracji FK.

Ryc. 5. Czoło fali radarowej wysłanej z punktu o wsp. $x,y = 0,0$.

Ryc. 6. Czoło fali radarowej odbitej od obiektu i kontynuacja głównego czoła w głąb badanej struktury.

Ryc. 7. Fala radarowa rozproszona w ośrodku.

Ryc. 8. Model wejściowy do symulacji numerycznej.

Ryc. 9. Obraz radarowy po symulacji numerycznej modelu wejściowego (Ryc. 8), widok rodzaju Wiggle Mode.

Ryc. 10. Obraz radarowy symulacji modelu wejściowego (Ryc. 8.) widok typu Point Mode.

Ryc. 11. Teoretyczny model wejściowy do symulacji numerycznej. Symulowana antena 300 MHz.

Ryc. 12. Efekt symulacji numerycznej. Od poziomej granicy otrzymaliśmy ciąg poziomych refleksów (A), natomiast od obiektu punktowego powstała charakterystyczna hiperbola dyfrakcyjna (B).

Ryc. 13. Odbicie fali od obiektu punktowego.

Ryc. 14. Schemat powstawania hiperbol dyfrakcyjnych na przykładzie pomiaru 2D nad obiektem punktowym.

Ryc. 15. Szkic geometryczny odbicia fali od obiektu punktowego.

Ryc. 16. Wykres obrazujący teoretycznie wyliczone hiperbole dla obiektu na głębokości 2 m i różnych prędkości fali elektromagnetycznej.

Ryc. 17. Wykres obrazujący krzywe dyfrakcyjne obliczone dla obiektu na różnych głębokościach przy tej samej prędkości fali $V=0.1$ m/ns.

Ryc. 18. Przykład interpretacji danych georadarowych z korelacją otworową.

Ryc. 19. Echogram ze skalą głębokościową dla prędkości fali 0,15 m/ns.

Ryc. 20. Echogram ze skalą głębokościową dla prędkości fali $V=0.075$ m/ns.

Ryc. 21. Model 3-warstwowo przygotowany w programie ReflexW.

- Ryc. 22. Echogram uzyskany z symulacji numerycznej dla modelu 3 warstwowego przedstawionego na Ryc. 21.
- Ryc. 23. Echogram – zbiór zarejestrowanych pojedynczych impulsów (Wiggle Mode).
- Ryc. 24. Echogram w trybie Point Mode.
- Ryc. 25. Bieg i upad warstwy (www.geo-turystyka.pl).
- Ryc. 26. Przykład wymodelowanych echogramów wzdłuż upadu i biegu.
- Ryc. 27. Model 3-warstwowy z uskokiem pionowym.
- Ryc. 28. Wynik modelowania w poprzek uskoku.
- Ryc. 29. Wynik modelowania wzdłuż uskoku.
- Ryc. 30. Seria skanów 2D wykonanych wzdłuż upadu warstwy. Do modelu przyjęto dystans pomiędzy profilami – 25 cm.
- Ryc. 31. Przekroje 3D na wymodelowaną pochyloną warstwę, wizualizacja ReflexW.
- Ryc. 32. Przekroje 3D wraz z cięciem poziomym na głębokości 1,25 m.
- Ryc. 33. Geometria wymodelowanych skanów w siatce profili równoległych.
- Ryc. 34. Wymodelowany skan 2D wzdłuż osi x.
- Ryc. 35. Wygenerowany profil poprzeczny z wykonanych skanów wzdłuż osi y.
- Ryc. 36. Widok 3D z 3 płaszczyznami tnącymi - xyz.
- Ryc. 37. Przekroje poprzeczne przez wymodelowaną przestrzeń 3D w kierunku x.
- Ryc. 38. Przekroje poprzeczne przez wymodelowaną przestrzeń 3D w kierunku y.
- Ryc. 39. Przekroje poziome przez analizowaną strukturę (tzw. time slice) w funkcji głębokości (z).
- Ryc. 40. Warstwa nr 1 i uskok na modelu w środowisku CAD 3D.
- Ryc. 41. Nachylone warstwy przecięte uskokiem oraz powierzchnia ziemi.
- Ryc. 42. Finalny model w 3 rzutach.
- Ryc. 43. Pomiary wzdłuż odsłonięć ścian żwirowni.
- Ryc. 44. Lokalizacja stanowiska badawczego.
- Ryc. 45. Mapa z lokalizacją profili pomiarowych wykonanych w 2017 roku.
- Ryc. 46. Interpretacja danych georadarowych ze stanowiska w Młyńcu, profil nr 1.

- Ryc. 47. Interpretacja profilu nr 2.
- Ryc. 48. Profile testowe 3a i 3b. Żółtą strzałką zaznaczono poziomy wykonania pomiarów.
- Ryc. 49. Wydmy Kotliny Toruńskiej z lokalizacją stanowiska Jarki.
- Ryc. 50. Mapa obrazująca dokładne położenie profilu testowego z lokalizacją otworów.
- Ryc. 51. Profil wysokościowy pomierzony wzdłuż analizowanego profilu.
- Ryc. 52. Efekt procedury dekonwolucji. Skan lewy przedstawia dane przed zastosowaniem operatora dekonwolucji, prawy skan prezentuje dane po dekonwolucji. Wizualizacja wybranego odcinka profilu od 40 do 110 metra.
- Ryc. 53. Widmo amplitudowe - przed dekonwolucją (pre decon) oraz po dekonwolucji (decon). Wyraźnie widoczne jest wzbogacenie pasma częstotliwości w zakresie od 400 do 800 MHz.
- Ryc. 54. Interpretacja głównych granic geofizycznych.
- Ryc. 55. Model profili geologicznych na podstawie wierceń.
- Ryc. 56. Korelacja danych otworowych z wyinterpretowanymi granicami geofizycznymi.
- Ryc. 57. Porównanie modelu głębokościowego i prędkościowego.
- Ryc. 58. Granice odbijające dla spągu warstw I-IV w różnych wariantach prędkości.
- Ryc. 59. Profil georadarowy po konwersji czasowo-głębokościowej.
- Ryc. 60. Finalny model głębokościowy po poprawce topograficznej.
- Ryc. 61. Interpretacja litologiczna na stanowisku Jarki.
- Ryc. 62. Lokalizacja stanowiska badawczego na tle mapy topograficznej w okolicy Jedwabno.
- Ryc. 63. Oryginalny system Stream C produkcji IDS Georadar.
- Ryc. 64. Autor podczas konfigurowania systemu Stream C na terenie żwirowni w dolinie Drwęcy.
- Ryc. 65. Pokrycie obszaru badań skanami 3D, widoczne także ślady GPS.
- Ryc. 66. Widok 3D z przekrojami w programie ReflexW, głębokość przekroju poziomego 1,175 m p.p.t.
- Ryc. 67. Prezentacja danych w tzw. 3D cube w programie ReflexW, połączony przekrój poziomy z nałożonymi przekrojami pionowymi.
- Ryc. 68. Lokalizacja profili radarowych z DS2000.

Ryc. 69. Profil nr 2 po processingu i procedurze Data Fusion.

Ryc. 70. Interpretacja profili nr 1 i 2 (podłużnych) oraz nr 3 i 4 (poprzecznych) wykonanych georadarem Leica DS2000 na stanowisku w Jedwabnie.

Ryc. 71. Okno interpretacyjne 3D w programie ReflexW. Na lewym obrazie widoczny jest time slice na głębokości 1,34 m p.p.t. Po prawej stronie zwizualizowana chmura punktów dla kilku wybranych granic warstw oraz kanału glacialnego powstała po digitalizacji cyfrowej przekrojów poziomych.

Ryc. 72. Przekroje xy, xz, yz przez zeskanowany obszar. Dzięki takim analizom możemy identyfikować granice kanałów i warstw. Żółtymi strzałkami zaznaczono kierunki zapadania wybranych warstw i granicy kanałów.

Ryc. 73. Analiza obrazu w przekroju pionowym umożliwia precyzyjne odczytanie kątów upadu warstw.

Ryc. 74. Zdigitalizowane laminy poddane obróbce w środowisku Excel. Prezentacja danych w sposób wektorowy pozwoliła na obliczenie kątów zapadania, które wynoszą około 18–19 stopni. Obliczenia kątów wykonano na podstawie nachylenia prostych $y=ax+b$ względem osi x na podstawie zależności \arctan (wsp.a).

Ryc. 75. Model 3D stworzony w środowisku CAD z chmury punktów uzyskanej z digitalizacji danych georadarowych, rzut XZ. Żółtym kolorem oznaczono granice warstw, natomiast czerwonym – granicę kanałów.

Ryc. 76. Wizualizacja modelu w środowisku CAD, rzut w płaszczyźnie XY. Zielonym kolorem zwizualizowano płaszczyznę skanowania.

Ryc. 77. 3 wizualizacje w środowisku CAD, rzuty różne, z różnych perspektyw.

Ryc. 78. Profil georadarowy wykonany we Władysławowie.

Ryc. 79. Profil georadarowy z podkładem wysokościowym LiDAR.

Ryc. 80. Ostateczny skan po procesach przetwarzania i konwersji czasowo-głębokościowej.

Ryc. 81. Podstawowe typy równowagi wód słonych i słodkich na wybrzeżu Bałtyku Południowego (Krawiec, 2013).

Ryc. 82. Interpretacja profilu georadarowego, wyinterpretowane 3 warstwy. Dla porównania górny skan bez wydzieleni, natomiast dolny z wydzieleniami warstw geofizycznych.

Ryc. 83. Model geoelektryczny ingresji wód słonych w głąb lądu (Krawiec, 2013).

Ryc. 84. Mapa topograficzna z zaznaczonym obszarem badawczym.

Ryc. 85. Lokalizacja profili pomiarowych i wywierconych otworów na stanowisku Krasne.

- Ryc. 86. Autor podczas skanowania georadarem na stanowisku Krasne.
- Ryc. 87. Model wysokościowy dla profilu nr 1 i 2 wygenerowany jako poprawka topograficzna na podstawie LiDAR.
- Ryc. 88. Wykonane profile georadarowe. Kolorem żółtym zaznaczone zostały zakresy skanów poddane szczegółowej analizie.
- Ryc. 89. Profil nr 1, wybrany odcinek od 0 do 100 m.
- Ryc. 90. Profil nr 2, poprzeczny do wąsów powstałych z opływania bryły lodu, analizowany przekrój w wybranym odcinku od 110 m do 210 m.
- Ryc. 91. Przekrój geologiczny wzdłuż profilu georadarowego nr 1 (wybrany odcinek od 0 do 100 m).
- Ryc. 92. Lokalizacja miejsca badań w bezpośrednim sąsiedztwie pałacu. Na mapę naniesiono ślady GPS wykonanych profili 2D oraz ślady skanowania 3D.
- Ryc. 93. Skan wykonany georadarem DS2000 z wykrytymi obiektami antropogenicznymi. Analizowany skan 2D na mapie został zaznaczony kolorem żółtym .
- Ryc. 94. Autor podczas skanowania specjalnie zmodyfikowanym system Stream C. W badaniach pomagał pracownik WIOŚ w Szczecinie.
- Ryc. 95. Wykonane skany 3D. Widoczne są nieregularne trajektorie skanowania ze względu na trudne warunki terenowe.
- Ryc. 96. Przekrój typu time slice na głębokości 0.85 m p.p.t. Widoczne są nagromadzenia energii odbicia (kolor czerwony) od prawdopodobnie murów dobudówki pałacu.
- Ryc. 97. Wizualizacja wyników i modelowania 3D w środowisku CAD. Widoczny model 3D pałacu oraz wykryte mury.
- Ryc. 98. Archiwalna mapa Uniejowa z zaznaczonym wałem obronnym miasta (Szymczak, 1995).
- Ryc. 99. Profil georadarowy 2D z charakterystycznymi "choinkami" falowymi od murów zeskanowanych pod kątem prostym.
- Ryc. 100. Wykop sondażowy z widocznym murem kamiennym.
- Ryc. 101. Lokalizacja stanowiska Stegny.
- Ryc. 102. Przekroje poziome z lokalizacją obiektów antropogenicznych. A1 – wyciek substancji olejistej na powierzchni. B1 - sieć uzbrojenia terenu. B2 – prawdopodobny wyciek substancji olejistej widoczny na głębokości 75 cm. C1 – niezidentyfikowane objekty, regularne leżące obok siebie, na głębokości 120 cm.
- Ryc. 103. Model 3D zwizualizowany w programie IQMaps. Widoczny wyciek substancji olejistej, sieć uzbrojenia terenu i niezidentyfikowane objekty podziemne.
- Ryc. 104. Model 3D w środowisku CAD.

Spis tabel

Tab. 1. Zestawienie prędkości fali i względne przenikalności elektrycznej dla przykładowych ośrodków (OYO, 1988).

Tab. 2. Zestawienie przykładowych przewodności ośrodka i ich współczynniki tłumienia. Przewodności wyrażone są w milisimensach/metr natomiast współczynnik tłumienia w decybelach/metr (Fisher i in., 1994).

Tab. 3. Tabela opisująca rozdzielczości pionowe dla anten o różnych częstotliwościach dla przenikalności elektrycznej = 9.

Tab. 4. Minimalne odległości obiektów, możliwe do rozróżnienia przez falę elektromagnetyczną, dla częstotliwości środkowej anteny 600 MHz.

Tab. 5. Porównanie głębokości obiektu w zależności od prędkości fali w przypadku piasków suchych i mokrych.

Tab. 6. Miąższości oraz prędkości dla poszczególnych warstw oraz średnie prędkości nadkładu po korelacji.

Tab. 7. Wartości przenikalności elektrycznej i prędkości fali dla trzech różnych ośrodków.

Tab. 8. Teoretyczne obliczenia rozdzielczości dla różnych przenikalności elektrycznych ośrodka dla anteny 200 MHz z wykorzystaniem zależności opisanej równaniem (19).

Polaryzacja fali

Spis rycin

Ryc. 1. Model dwuwarstwowy gdzie przenikalność elektryczna warstwy 1 jest mniejsza od warstwy 2. Widoczna jest zmiana polaryzacji fali względem impulsu bezpośredniego.

Ryc. 2. Model dwuwarstwowy gdzie, przenikalność warstwy 1 jest większa od warstwy 2. Widoczna jest ta sama polaryzacja fali odbitej jak w impulsie bezpośrednim.

Spis tabel

Tab. 1. Współczynniki odbicia dla granic dwóch ośrodków (Neal, 2004).

Wartość dodatnia lub ujemna współczynnika odbicia niesie za sobą konsekwencję polaryzacji fali powracającej do anteny odbiorczej georadaru.

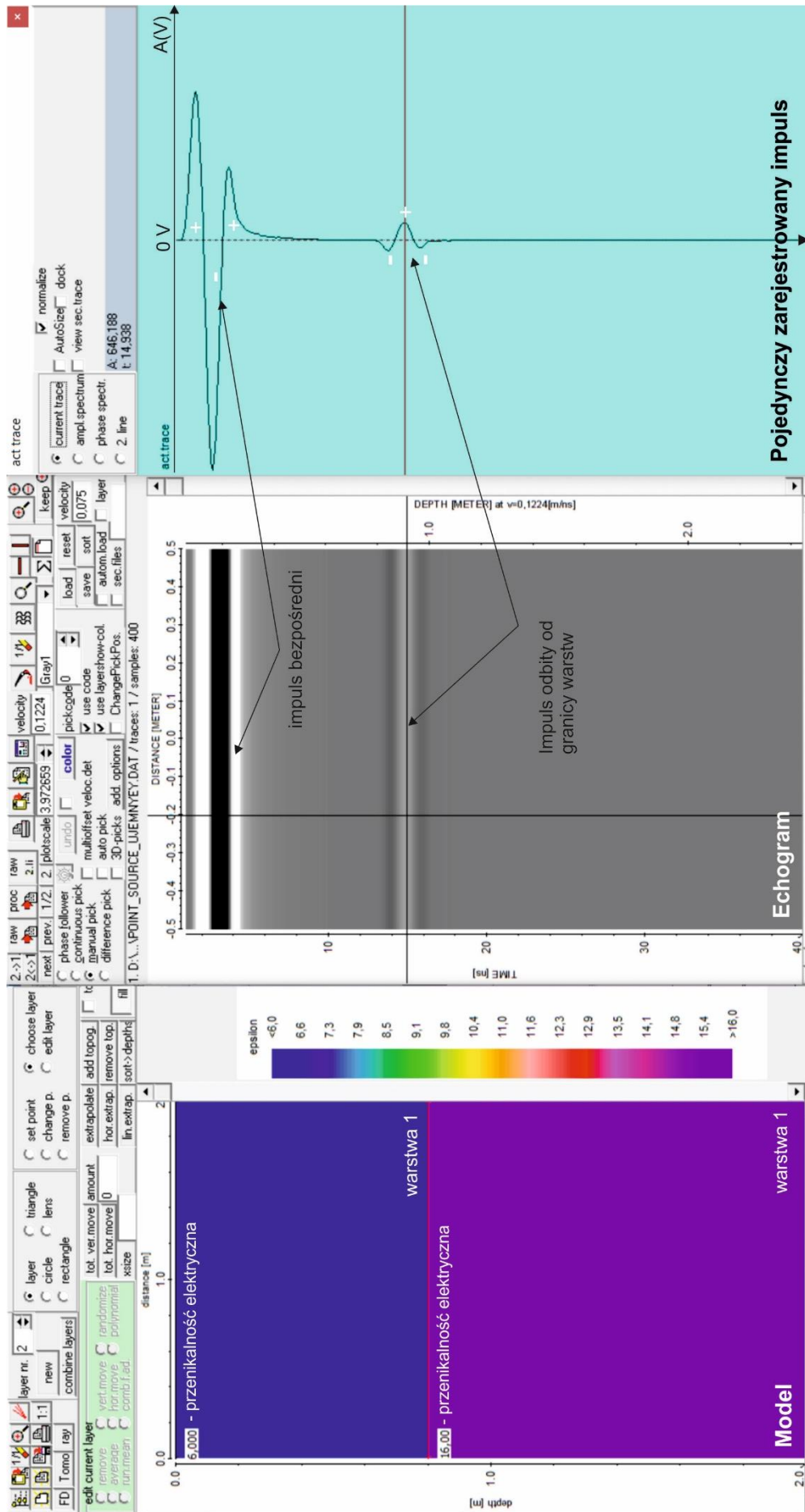
Rozpatrzmy dwa przypadki:

1. Model 2 - warstwowy z jedną granicą odbijającą $\varepsilon_1 < \varepsilon_2$ (Ryc. 1.),
2. Model 2 - warstwowy z jedną granicą odbijającą $\varepsilon_1 > \varepsilon_2$ (Ryc. 2.).

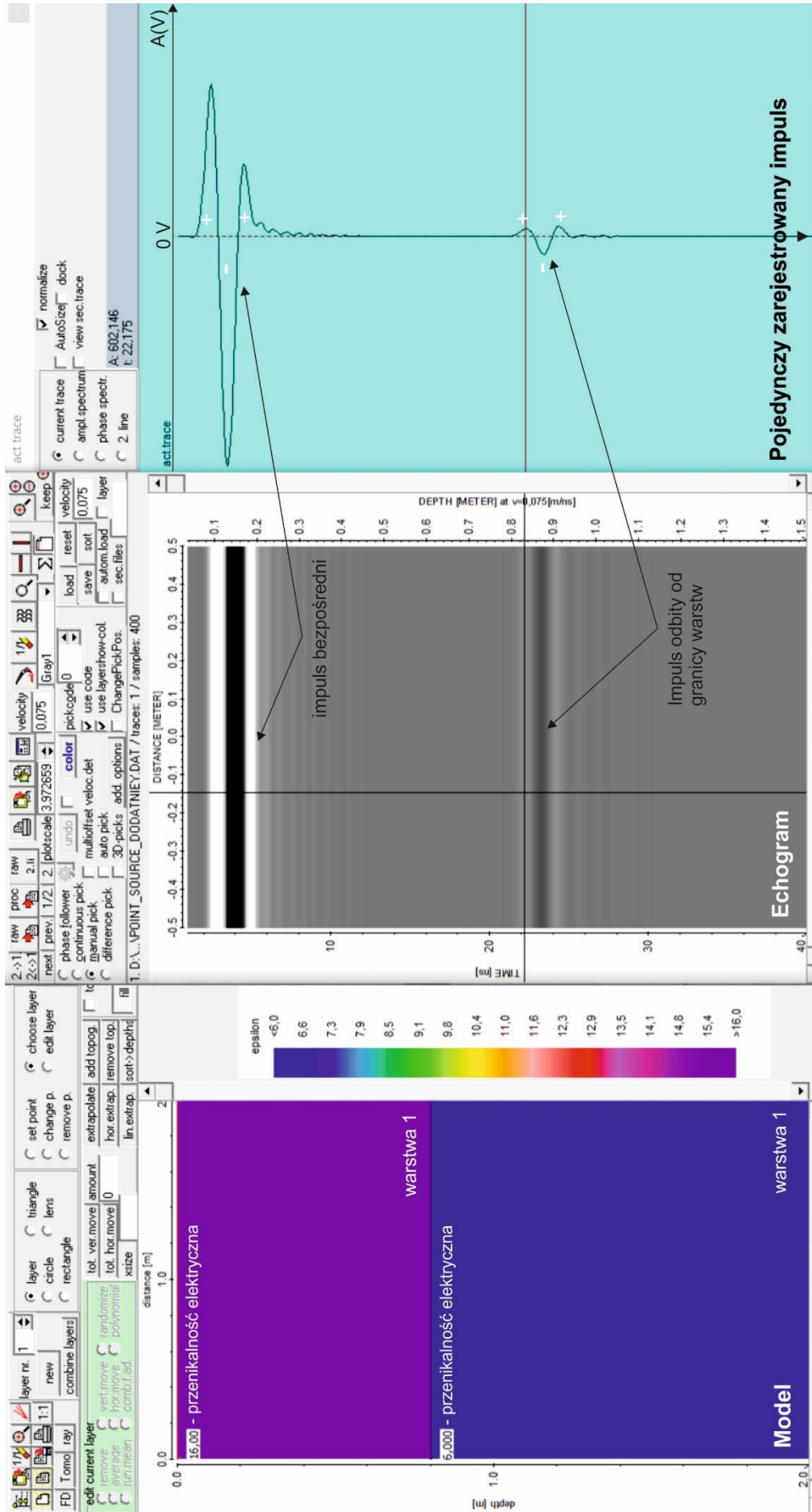
W pierwszym przypadku warstwa nr 1 posiada przenikalność elektryczną mniejszą niż druga i wynosi: $\varepsilon_1 = 6$, $\varepsilon_2 = 16$, podstawiając do równania (1) opisującego zależność współczynnika odbicia od przenikalności elektrycznej i prędkości fali:

$$r = \frac{\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}} = \frac{v_1 - v_2}{v_1 + v_2} \quad (1)$$

otrzymujemy współczynnik odbicia $r = -0,45$, natomiast dla modelu drugiego współczynnik przyjmie wartość dodatnią $r = 0,45$. Dla obu przypadków wykonano modelowanie (Ryc. 1. i 2.). Symulację numeryczną wykonano w programie ReflexW dla anteny o częstotliwości środkowej 300 MHz. Wynikiem modelowania jest widoczny echogram, na którym widać w pierwszej kolejności impuls bezpośredni od anteny nadawczej Tx do anteny odbiorczej Rx, bezpośrednio w obudowie anteny, między dipolami (Ryc. 1. i 2.) oraz odbicie od granicy dwóch warstw (IDS Georadar, 2017).



Ryc. 1. Model dwuwarstwowy gdzie przenikalność elektryczna warstwy 1 jest mniejsza od warstwy 2. Widoczna jest zmiana polaryzacji fali względem impulsu bezpośredniego.



Ryc. 2. Model dwuwarstwowy gdzie, przenikalność warstwy 1 jest większa od warstwy 2. Widoczna jest ta sama polaryzacja fali odbitej jak w impulsie bezpośrednim.

Na Ryc. 1. po prawej stronie zestawiono pojedynczy, zarejestrowany impuls inicjalny oraz jego odbicie, na którym widać charakterystykę fali, wygenerowanej numerycznie. Impuls ten posiada trzy wychylenia od osi 0V, która opisuje amplitudę sygnału w woltach (IDS Georadar, 2017). Użyty sygnał inicjalny można scharakteryzować tak, że ma pierwsze wychylenie sygnału dodatnie (na prawo od osi zero), następnie wysoką amplitudę wartości sygnału ujemną (wychylenie w lewo) oraz trzecią dodatnią (wychylenie w prawo). Impuls odbity w rozpatrywanym przypadku posiada odwróconą sekwencję wychyleń od osi zero - pierwsze wychylenie jest ujemne, drugie dodatnie, trzecie ujemne. Jest to odwrócona polaryzacja i świadczy o tym, że sygnał odbił się od granicy o wyższej przenikalności elektrycznej niż ośrodek, w którym fala propagowała.

Ryc. 2. obrazuje sytuację odwrotną. Taki sam model 2-warstwowy, ale pierwszym ośrodkiem jest tu warstwa o wyższej przenikalności elektrycznej, $\epsilon_1 = 16$, natomiast druga warstwa posiada przenikalność elektryczną $\epsilon_2 = 6$. Współczynnik odbicia wynosi $r=0,54$ i jest dodatni. Impuls inicjalny jest o takiej samej polaryzacji jak w przypadku pierwszym, natomiast polaryzacja impulsu odbitego nie zmieniła się i jest taka sama. Jest to informacja, że fala odbiła się od ośrodka o niższej przenikalności elektrycznej od powyżej leżącego.

Sytuację z przypadku pierwszego można porównać do modelu 2-warstwowego: warstwa pierwsza – piasek, warstwa druga – piasek zawodniony. Pierwsza będzie miała niższą przenikalność niż druga, współczynnik odbicia ujemny. Oczekiwana polaryzacja sygnału odbitego odwrócona od sygnału wysłanego z georadaru.

W drugim przypadku możemy założyć, że fala propagowała w skale wapiennej i odbiła się od kawerny z powietrzem, lub propagowała w gruncie i odbiła się od pustej rury kanalizacyjnej PE (Polietylen). Współczynnik odbicia będzie tu większy od zera, dodatni. Fala odbije się od ośrodka o niższej przenikalności elektrycznej $\epsilon = 1$ (przenikalność powietrza), oczekiwana polaryzacja będzie zgodna z sygnałem inicjalnym.

Można określić przykładowe, teoretyczne współczynniki odbicia dla granic dwóch ośrodków, co przedstawia Tab. 1.

Tab. 1. Współczynniki odbicia dla granic dwóch ośrodków (Neal, 2004).

Granice dwóch ośrodków	ϵ	r	Możliwość obserwacji
Piasek suchy	3	-0,44	Zwierciadło wód gruntowych
Piasek zawodniony	20		
Piasek o podwyższonej porowatości	3,1	-0,01	Zmiana warunków sedymentacji/zagęszczenie
Piasek suchy	3,27		
Piasek suchy	3	-0,48	Granica zdeponowanych utworów
Glina	25		

Obserwację polaryzacji fali oraz amplitudy odbicia wykorzystuje się w wielu zastosowaniach georadaru. Można za pomocą takiej analizy stwierdzić, czy odbicia w strukturze betonu pochodzą od prętów zbrojeniowych, czy od pustych przestrzeni. W geodezji można poddać analizie fazę sygnału, w jakiej zostały zarejestrowane sygnały odbite, w zależności od tego, czy rura jest wypełniona powietrzem, czy wodą. Sposób ten wykorzystuje się w zaawansowanych analizach w diagnostyce nawierzchni drogowych oraz do badań stopnia korozji prętów zbrojeniowych (IDS Georadar, 2017).

Zastosowane georadary i zarys budowy georadaru

Spis rycin

Ryc. 1. Przykład widma amplitudowego dla sygnału emitowanego przez antenę o częstotliwości środkowej 600 MHz.

Ryc. 2. Szkic obrazujący budowę anteny georadarowej z dipolem nadawczym i odbiorczym. Rycina prezentuje rzut z góry na wnętrze anteny na przykładzie anteny GCB-200.

Ryc. 3. Polaryzacje anten typu HH i VV.

Ryc. 4. Autor podczas uzbrajania systemu U-Explorer do pomiarów w terenie (projekt Krasne).

Ryc. 5. Georadar DS2000 podczas pomiarów przy Pałacu w Skrzynce.

Ryc. 6. Widok na ekran kontrolera DS2000. Widoczne są echogramy z dwóch anten radarowych. W lewym oknie widoczna mapa Google, zaimportowany raster z mapą wysokościową oraz widoczne są ślady wykonanych skanów DS2000.

Ryc. 7. Georadar Stream C produkcji IDS Georadar (www.idsgeoradar.com).

Ryc. 8. Porównanie klasycznego skanowania infrastruktury podziemnej z wielokanałowym systemem Stream C (www.idsgeoradar.com).

Spis tabel

Tab. 1. Powszechnie stosowane częstotliwości anten, ich zasięgi głębokościowe i rozdzielczości pionowe dla przenikalności elektrycznej.

Georadar składa się z czterech podstawowych podzespołów:

1. kontroler, laptop, tablet PC lub podobne,
2. jednostka sterująca, (ang. control unit),
3. antena georadarowa,
4. wózek pomiarowy.

Georadar współpracuje z systemami pozycjonowania, takimi jak GPS RTK czy tachimetr robotyczny w przypadku, gdy nie są dostępne satelity.

Jednostka sterująca jest sercem georadaru. To w niej zachodzą procesy formowania impulsów wysyłanych do anteny georadarowej. W jednostce sterującej odbierane są sygnały z anteny i cyfrowane, a także wstępnie przetwarzane i wzmacniane. W jednostce centralnej ustawiane są także parametry pomiaru, najważniejsze z nich to:

1. Czas nasłuchu w ns – definiuje maksymalny zasięg głębokościowy. Czas podawany w georadarze to czas, w którym system pomiarowy będzie nasłuchiwać sygnałów odbitych, wracających do georadaru.
2. Krok pomiarowy - co jaki dystans ma być wysyłany pojedynczy impuls radarowy (np. co 3 cm).
3. Próbkowanie sygnału - związane z cyfrowym przetwarzaniem sygnału.
4. Składanie (ang. stacking) – parametr definiujący ilość sumowań sygnału w jednym punkcie, powoduje podwyższenie amplitudy sygnału względem szumu.
5. Kalibracja enkodera/koła pomiarowego w zależności od stosowanej średnicy koła pomiarowego.

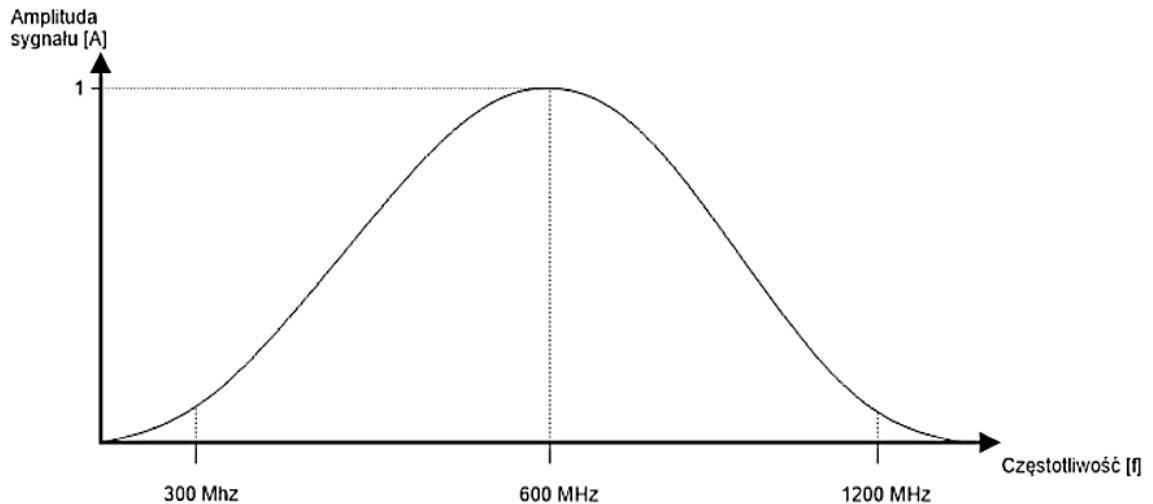
Jednostki sterujące w niektórych modelach georadarów są odseparowane i połączone kablami z anteną i kontrolerem, tak jak w przypadku georadaru Geoscanners AB, a w niektórych rozwiązaniach jednostka sterująca zintegrowana jest z anteną lub kontrolerem, jak w georadarze Leica DS2000.

Antena radarowa jest bardzo ważnym elementem georadaru. Jej odpowiedni dobór jest istotny jeśli chodzi o zasięg głębokościowy uzyskanego obrazowania i rozdzielczość. Stosowane obecnie na rynku anteny radarowe dostępne są w częstotliwościach od około 10 MHz do 3 GHz. Poniżej w Tab. 1. zostały zaprezentowane przykładowe częstotliwości oraz ich teoretyczne zasięgi głębokościowe i rozdzielczości.

Tab. 1. Powszechnie stosowane częstotliwości anten, ich zasięgi głębokościowe i rozdzielczości pionowe dla przenikalności elektrycznej.

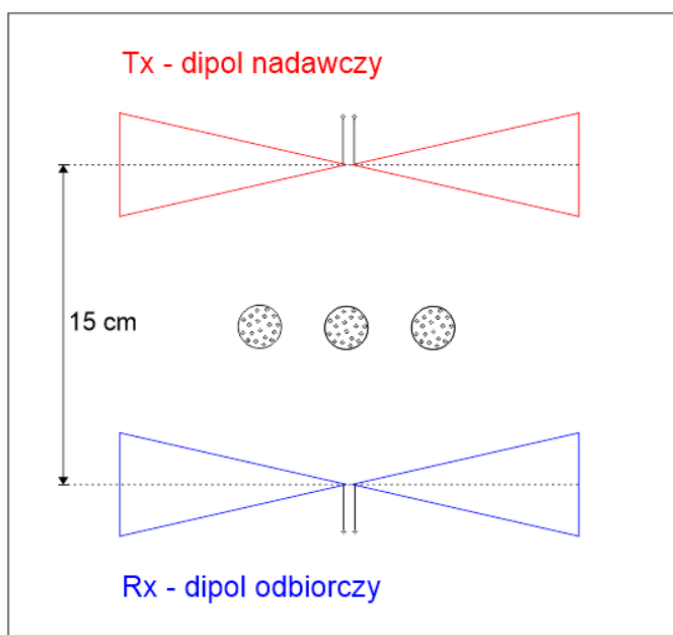
Częstotliwość środkowa anteny	Pasmo dolne [MHz]	Pasmo górne [MHz]	Zasięg głębokościowy [m]	Rozdzielczość pionowa* [m]
2000 MHz	1000	4000	~0,5	0,012
1000 MHz	500	2000	~1	0,025
700 MHz	350	1400	~3,5	0,035
600 MHz	300	1200	~4	0,041
250 MHz	125	500	~7	0,100
200 MHz	100	400	~8	0,125
100 MHz	50	200	~15	0,250
*rozdzielczości dla RDP=9				

W przedmiotowych badaniach zastosowano anteny o częstotliwości środkowej: 200 MHz, 300 MHz, 250 MHz, 600 MHz oraz 700 MHz. Z powyższego zestawienia (Tab. 1.) wyraźnie wynika, że dwa parametry, głębokość i rozdzielczość, są ze sobą związane. Wraz ze wzrostem zasięgu głębokościowego maleje rozdzielczość i odwrotnie. Jeśli chodzi o radary impulsowe – nie ma urządzeń uniwersalnych. Do badania betonu i zbrojenia stosujemy częstotliwość ok 2 GHz lub wyższą. Do diagnostyki nawierzchni drogowych 2 GHz i/lub 1 GHz + uzupełniająco do podbudowy 400/600 MHz. Do badań archeologicznych z powodzeniem można stosować anteny od 200 do 700 MHz. Do głębszych badań geologicznych należy stosować anteny o niższej częstotliwości, natomiast do badań płytkich struktur wymagających wysokiej rozdzielczości znakomicie nadadzą się anteny od 200 MHz do 700 MHz. Anteny o niskich częstotliwości rzędu dziesiątek MHz mogą mieć zasięg głębokościowy do kilkudziesięciu metrów, ale charakteryzuje je niska rozdzielczość. Przykładowo, antena o częstotliwości 10 MHz będzie miała rozdzielczość pionową 2,5 metra przy przenikalności elektrycznej RDP=9, co oznacza, iż fala będzie na tyle długa, że odbije się od warstwy o minimalnej miąższości 2,5 metra. Należy pamiętać, że anteny emitują szerokie pasmo częstotliwości. Częstotliwości anten opisane w Tab. 1. wskazują częstotliwość centralną, dominującą w paśmie częstotliwości emitowanych przez nadajnik. Przykładowo, dla anteny o częstotliwości 600 MHz (Ryc. 1.) pasmo przenoszenia będzie wynosiło od około 300 MHz do 1200 MHz, z częstotliwością dominującą 600 MHz (Lyons, 2010).



Ryc. 1. Przykład widma amplitudowego dla sygnału emitowanego przez antenę o częstotliwości środkowej 600 MHz.

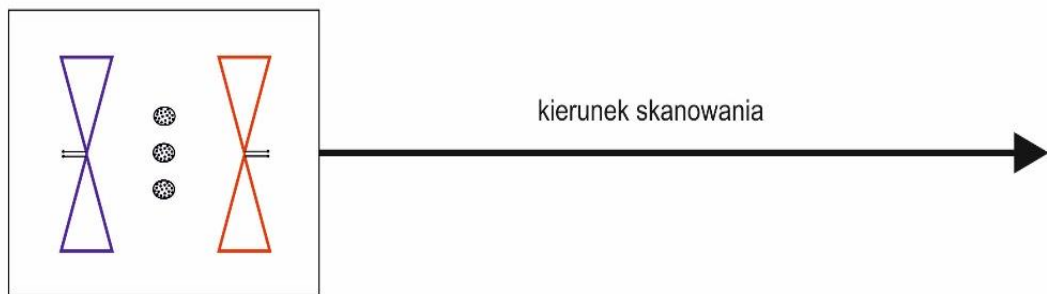
Anteny można podzielić na dwa rodzaje: bistatyczne i monostatyczne (Jol, 2009). Bistatyczne to takie, w których odseparowane są od siebie dipole: nadawczy i odbiorczy (Ryc. 2.). W trybie monostatycznym nadajnik i odbiornik są tym samym elementem elektroniki, dipolem, który zaraz po wyemitowaniu fali elektromagnetycznej, zmienia funkcję na odbiornik. Rozwiązanie monostatyczne jest mało powszechne i stosowane jedynie do anten o niskich częstotliwościach, o których nie będzie mowy w niniejszej pracy.



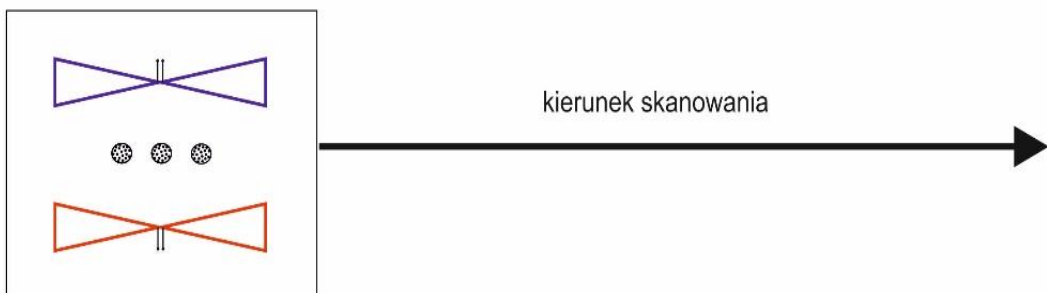
Ryc. 2. Szkic obrazujący budowę anteny georadarowej z dipolem nadawczym i odbiorczym. Rycina prezentuje rzut z góry na wnętrze anteny na przykładzie anteny GCB-200.

Standardowa polaryzacja anten stosowanych w georadarach to HH, gdzie dipole nadawcy i odbiorczy są ustawione prostopadle do kierunku skanowania (Ryc. 3.). W najnowszych rozwiązaniach stosuje się także polaryzację odwróconą o 90 stopni, tzw. VV. Polaryzacja ta stosowana jest jako dodatkowa informacja w georadarach Stream C (Gabryś i in., 2020) czy C Thru (georadar wysokoczęstotliwościowy do zbrojenia w betonie) (Dinh i in., 2021) oraz w wielokanałowym systemie Stream X, gdzie występuje wyłącznie polaryzacja VV. Wszystkie wymienione systemy są produkcji IDS Georadar. Dzięki podwójnej polaryzacji anten VV i HH w przypadku georadaru Stream C wystarczające jest skanowanie w jednym kierunku.

Polaryzacja anten typu HH



Polaryzacja anten typu VV



Ryc. 3. Polaryzacje anten typu HH i VV.

Wózek pomiarowy jest istotnym elementem, jeśli chodzi o komfort pracy i specyfikę pomiarów georadarem. Można wyróżnić kilka modeli wózków i możliwości prowadzenia pomiarów. Podstawowym systemem do rejestracji danych jest wózek georadarowy 4-kołowy. Całość elektroniki z kontrolerem i jednostką sterującą znajduje się na wózku. Takie rozwiązanie użyte jest w georadarze Geoscanners U-Explorer i Leica DS2000. Georadar Stream C posiada 3-kołowy fabryczny wózek pomiarowy ze skrętnym kołem przednim. Niektóre systemy niskoczęstotliwościowe do badań geologicznych

o wysokim zasięgu głębokościowym, jak IDS RIS TR 25 (25 MHz), to anteny nieekranowane, noszone przez operatora.

Podczas badań prowadzonych na stanowiskach: Młyniec, Jarki, Władysławowo oraz Krasne użyto szwedzkiego georadaru U-Explorer (produkcji Geoscanners AB z anteną ekranowaną GCB-200 i GCB-300 (200 MHz i 300 MHz) (Ryc. 4.).



Ryc. 4. Autor podczas uzbrajania systemu U-Explorer do pomiarów w terenie (projekt Krasne).

Na podstawie doświadczeń własnych nabytych podczas prac terenowych zestawiono główne cechy, zarówno zalety jak i wady, georadaru U-Explorer. Są to m. in.:

- Modułowość systemu (można go rozłożyć na części pierwsze i spakować do małego samochodu).
- Możliwość podłączenia wielu anten, od kilkudziesięciu MHz do kilku GHz.

- Możliwość wykonania pomiarów w czasie, definiując, jak często mają być wysyłane impulsy na sekundę. Właściwość ta ma zastosowanie np. do pomiarów na wodzie i w powietrzu, gdzie nie ma możliwości użycia kółka pomiarowego.
- Możliwość odseparowania anteny od zestawu i wykonania pomiaru w małych i wąskich przestrzeniach (na ścianach, stropach).
- Możliwość skonfigurowania systemu ciągniętego za operatorem.
- Duża ilość kabli powoduje w perspektywie czasu ich awaryjność.
- Czasochłonne składanie i rozkładanie systemu.
- Jedno koło pomiarowe (może zakręcić się w powietrzu generując zbędne dane).
- Brak podglądu na pozycję wykonywanych pomiarów w czasie rzeczywistym na mapie podczas pracy z GPS.
- Brak możliwości wgrania podkładów mapowych: wektorowych i rastrowych.
- Skomplikowane parametry do ustawiania przed pomiarem, w odczuciu autora zbędne dla standardowych użytkowników.
- Ubogie oprogramowanie GPRSoft.

Georadar U-Explorer składa się z poszczególnych podzespołów:

- Jednostka sterująca Akula 9000C,
- Control Cable – łączący antenę z jednostką sterującą,
- Antena pomiarowa,
- Wózek jezdny 4-kołowy,
- Enkoder,
- Laptop z oprogramowaniem sterującym podłączony do jednostki sterującej poprzez USB.

Charakterystyka jednostki sterującej Akula 9000C i jej podstawowe parametry:

- Czas nasłuchu – 32–1024 ns,
- PRF 200 kHz,
- Obsługiwane częstotliwości – 5–4000 MHz,
- Próbkowanie – 128–8192 / trasę,
- Tras na sekundę – 1–330,
- Ilość obsługiwanych kanałów – 1–16,
- Wzmocnienie sprzętowe – 0–20 dB,
- Filtracje – dolno- i górnoprzepustowe NOI i SOI, składanie, Background removal, Dewow, DC.

Charakterystyka anteny GCB 200:

- Typ anteny – Quarter Wavelength Bowtie,
- Rodzaj ekranowania – ekranowana od góry i po bokach,
- Odległość między dipolem nadawczym, a odbiorczym – 15 cm,
- Amplituda transmitowanego impulsu – 100 V,
- Czułość odbiornika – 14 μ V,
- Zakres dynamiczny – 137 dB,
- Szerokość pasma anteny przy 10 dB – 98%,
- Częstotliwość środkowa anteny przy 10 dB – 210 MHz.

Georadar Leica DS2000, poprzez swoją funkcjonalność, jest systemem przeznaczonym dla branży geodezyjnej, w szczególności do detekcji sieci uzbrojenia terenu. Ten nowoczesny georadar znajduje także zastosowanie w badaniach geologicznych, archeologicznych i kryminalistyce (Ryc. 5.).

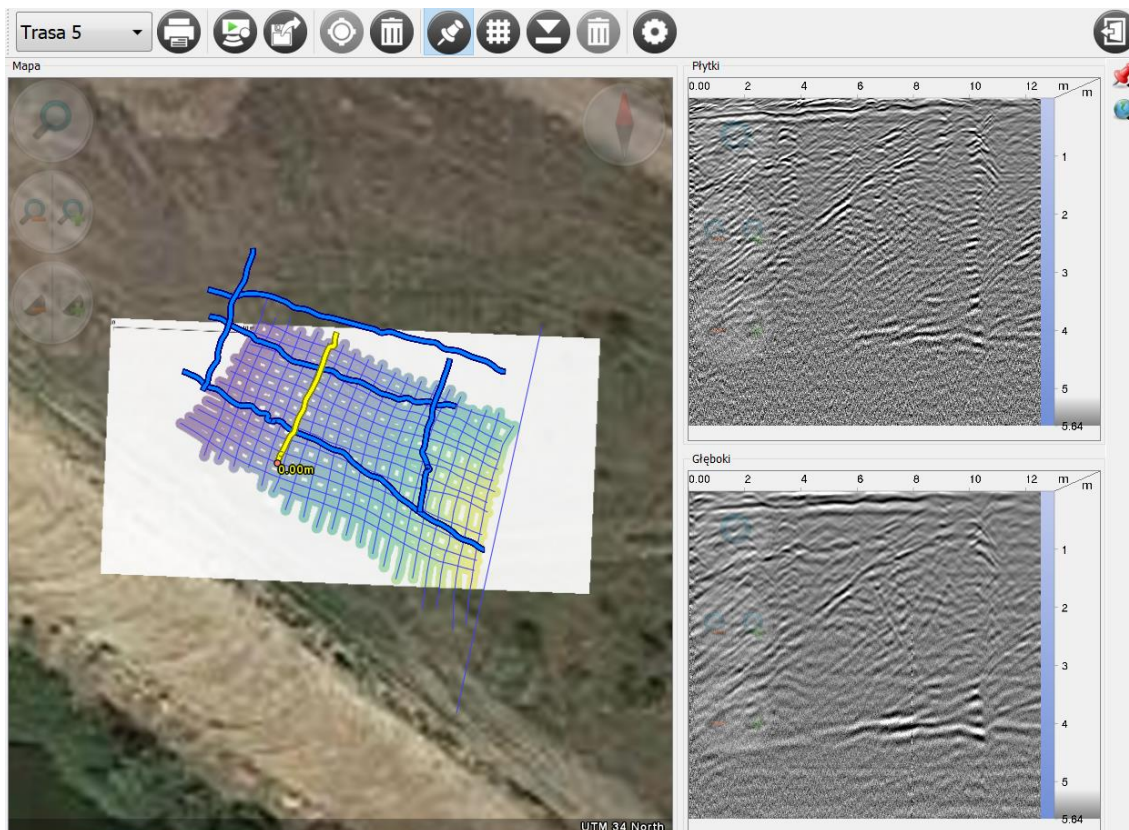
Georadar Leica DS2000 zastosowany został jako metoda uzupełniająca w badaniach 3D na stanowisku Jedwabno oraz Płac w Skrzynce, a także jako samodzielna metoda 2D na Stanowisku Uniejów.



Ryc. 5. Georadar DS2000 podczas pomiarów przy Pałacu w Skrzynce.

Najważniejsze cechy Georadaru Leica DS2000:

- Zintegrowany system pomiarowy typu ang. „all in one” co oznacza, że jednostka sterująca i anteny są zintegrowane i nie ma możliwości ich odseparowania.
- Zastosowanie dwóch anten o częstotliwościach 250 MHz i 700 MHz w jednym urządzeniu, jednoczesny pomiar za pomocą dwóch anten.
- Szybkie przygotowanie sprzętu do pomiarów i składanie sprzętu.
- Szerokie pasmo częstotliwości podczas pomiaru dzięki zastosowaniu anten o dwóch częstotliwościach. Antena 700 MHz oferuje wysoką rozdzielczość skanowania i mniejszy zasięg głębokościowy, natomiast 250 MHz niższą rozdzielczość, ale wyższy zasięg głębokościowy.
- Ograniczona ilość parametrów poprzez automatyzację, dzięki czemu urządzenie jest bardzo przyjazne dla niedoświadczonych użytkowników.
- Możliwość współpracy z zewnętrznymi urządzeniami GPS i tachimetrami zrobotyzowanymi.
- Możliwość importu i eksportu warstw wektorowych typu: dxf, shp, kml.
- Przyjazny interfejs z dostępem do widoku z dwóch anten oraz okna mapowego z możliwością importu map rastrowych z georeferencjami.
- Bieżąca kontrola pozycji GPS na mapie podczas wykonywania skanów (Ryc. 6.).
- Zintegrowane dwa enkodery na tylnych kołach, co praktycznie eliminuje ryzyko niekontrolowanego wyzwolenia impulsów w powietrzu.
- Brak możliwości podpięcia innych anten pomiarowych.
- Stosunkowo duże gabaryty urządzenia i brak możliwości odseparowania podzespołów do transportu.



Ryc. 6. Widok na ekran kontrolera DS2000. Widoczne są echogramy z dwóch anten radarowych. W lewym oknie widoczna mapa Google, zaimportowany raster z mapą wysokościową oraz widoczne są ślady wykonanych skanów DS2000.

Leica DS2000 składa się z podstawowych elementów:

- Zintegrowany georadar z antenami i elektroniką sterującą,
- Kontroler CT2000 na platformie PC,
- Kabel sieciowy łączący kontroler z radarem,
- Dwa enkodery na pompowanych kołach,
- Taśmy do regulacji wysokości anteny,
- Uchwyt do GPS.

Charakterystyka jednostki sterującej DS2000:

- Czas nasłuchu – 0–200 ns,
- PRF 400 kHz,
- Obsługiwane częstotliwości – 250 i 700 MHz,
- Próbkowanie – 256, 384,512/trasę,
- Ilość obsługiwanych kanałów – 2,
- Filtracje – dolno- i górnoprzepustowe NOI i SOI, składanie, Background removal, Dewow, DC.

Georadar Stream C to jeden z najnowocześniejszych systemów dostępnych obecnie na rynku. W odróżnieniu od U-Explorer i DS2000, system można nazwać 3D, jako że rozwiązanie jest wielokanałowe i dzięki konfiguracji 34 dipoli nadawczych i odbiorczych grupa anten generuje 32 kanały rejestrujące obok siebie. Georadar ma 23 kanały rejestrujące w polaryzacji VV (co ~ 4 cm) oraz 9 kanałów rejestrujących w polaryzacji HH (co ~ 8 cm) (Ryc. 7.). Stream C został zastosowany na stanowiskach badawczych: Jedwabno, Pałac w Skrzynce, Stegna.



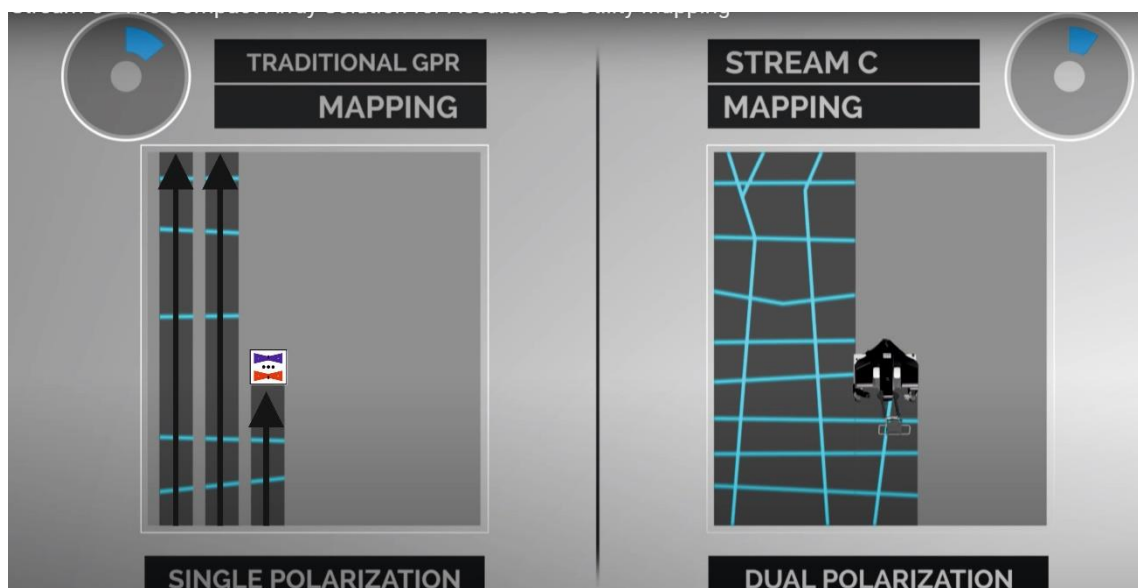
Ryc. 7. Georadar Stream C produkcji IDS Georadar (www.idsgeoradar.com).

Stream C jest zaawansowanym radarem zaprojektowanym do detekcji sieci uzbrojenia podziemnego. Częstotliwość anten jest ta sama dla wszystkich kanałów i wynosi 600 MHz. Radar można także stosować do branż niegeodezyjnych, jak np. archeologia czy kryminalistyka.

Charakterystyka systemu Stream C:

- Wielokanałowy system 3D do gęstego skanowania obszarów wielkoskalowych.
- 3-kołowy masywny wózek z odpinaną anteną w wersji produkcyjnej.

- Waga około 70 kg. Wózek z anteną ma 120 cm szerokości, co ogranicza możliwość przewożenia samochodami osobowymi.
- Przednie koło skrętne.
- Możliwość ciągnięcia i skanowania za pojazdem.
- Dzięki podwójnej polaryzacji anten wystarczające jest wykonanie skanów w jednym kierunku (Ryc. 8.).
- Dostępna wersja z napędem elektrycznym wspomagającym operatora.
- Współpraca z tachimetrami robotycznymi i pozycjonowanie GNSS RTK.
- Możliwość odseparowania jednostki sterującej od anteny i podłączenia innych anten produkcji IDS Georadar.
- Czytelny interfejs.
- Szybkie i intuicyjne dedykowane oprogramowanie GRED 3D CAD i IQMaps.
- Możliwość importu danych do ReflexW 2D/3D oraz GPRSlice.



Ryc. 8. Porównanie klasycznego skanowania infrastruktury podziemnej z wielokanałowym systemem Stream C (www.idsgeoradar.com).

Dane techniczne systemu Stream C:

- Czas nasłuchu – 0–64 ns (w badaniach użyto 70 ns),
- PRF – 400 kHz,
- Obsługiwane częstotliwości – 600 MHz,
- Próbkowanie – 256, 384, 512/trasę,
- Łącznie 32 kanały rejestrujące – 9 kanałów typu HH i 23 kanały typu VV.

Procedury przetwarzania danych w programie ReflexW i IQMaps

Spis rycin

Ryc. 1. Parametry przetwarzania danych na stanowisku Młyniec, georadar U-Explorer Geoscanners AB (program ReflexW).

Ryc. 2. Parametry przetwarzania danych na stanowisku Jarki, georadar U-Explorer, Geoscanners AB (program ReflexW).

Ryc. 3. Parametry przetwarzania danych na stanowisku Jedwabno, georadar DS2000, Leica Geosystems (program ReflexW).

Ryc. 4. Parametry przetwarzania danych na stanowisku Jedwabno, georadar Stream C, IDS Georadar (program ReflexW).

Ryc. 5. Ogólny zarys geometrii skanów 3D wykonanych georadarem Stream C na stanowisku Jedwabno.

Ryc. 6. Okno modułu 3D konwertujące pojedyncze skany 2D w interpolowany obraz 3D, stanowisko Jedwabno.

Ryc. 7. Parametry przetwarzania danych na stanowisku Władysławowo, georadar U-Explorer, Geoscanners AB (program ReflexW).

Ryc. 8. Parametry przetwarzania danych na stanowisku Krasne, georadar U-Explorer, Geoscanners AB (program ReflexW).

Ryc. 9. Sekwencja przetwarzania w programie IQMaps dla danych typu time slice ze stanowiska Pałac w Skrzynce i Stegna.

```
Processing flow
subtract-mean(dewow) / 5,434783 / 0 / 0 / 0 // 1 / 1 / 1 / 824 / 0 / 0 / 0 / 0
correct max. phase / 5 / 18 / 10,90716 / 0 // 1 / 1 / 1 / 1 / 0 / 0 / 0 / 0
move starttime / -8,533756 / 0 / 0 / 0 // 0 / 1 / 1 / 1 / 0 / 0 / 0 / 0
bandpassfrequency / 0 / 129,1441 / 1145,954 / 0 // 2 / 3 / 1 / 824 / 1 / 0 / 0 / 0
background removal / 3 / 148,75 / 0 / 37,3282 // 0 / 0 / 0 / 824 / 1 / 0 / 0 / 0
energy decay / 0,5105915 / 0 / 0 / 0 // 0 / 0 / 1 / 824 / 1 / 0 / 0 / 0
fk filter / 0 / 0 / 0 / 0 // 1 / 4103 / 1 / 0 / 0 / 0 / 10 / 10
scaled windowgain(x) / 2 / 90 / 193,3816 / 0 // 0 / 0 / 1 / 824 / 0 / 0 / 10 / 0
bandpassbutterworth / 0 / 550 / 0 / 0 // 0 / 1 / 1 / 2263 / 1 / 0 / 10 / 0
average xy-filter / 2 / 0 / 0 / 142 // 0 / 1 / 1 / 2263 / 1 / 0 / 10 / 0
fk migration (Stolt) / 1 / 0,1 / 0 / 141,75 // 0 / 0 / 0 / 0 / 0 / 0 / 0 / 0
```

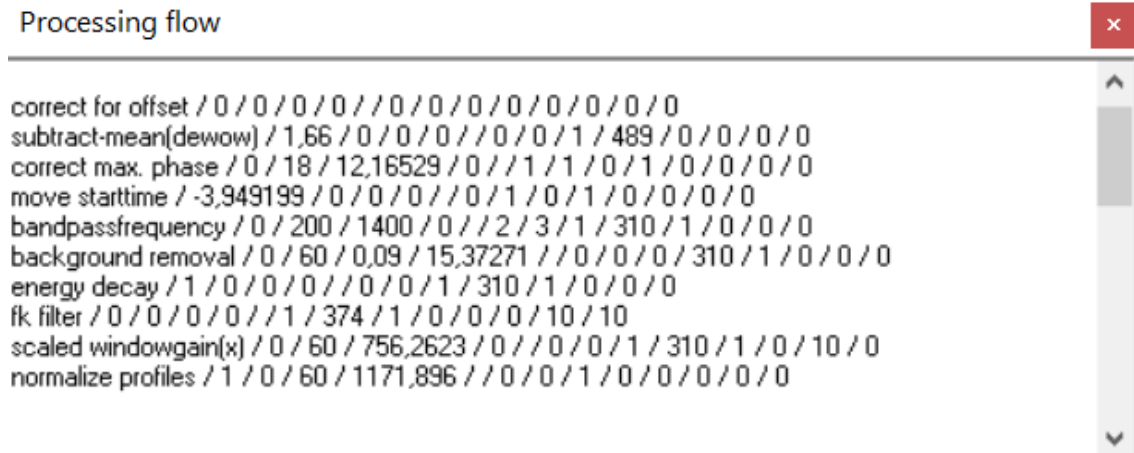
Ryc. 1. Parametry przetwarzania danych na stanowisku Młyniec, georadar U-Explorer Geoscanners AB (program ReflexW).

```
Processing flow
file: D:\Doktorat UMK\ Praca doktorska\Zielonka_02.06.2017\PROCDATA\PROFILE_1_200MHZ_1769.10T
move starttime / -5,67 / 0 / 0 / 0 // 0 / 0 / 0 / 0 / 0 / 0 / 0 / 0
subtract-mean(dewow) / 5,434783 / 0 / 0 / 0 // 0 / 0 / 1 / 6151 / 0 / 0 / 0 / 0
manual gain (y) / 10,03831 / 63,83142 / 0 / 0 // 1 / 0 / 1 / 6151 / 0 / 0 / 0 / 0 / YGAIN.WLADYSLAWOWO
subtracting average / 500 / 6 / 194 / 0 // 0 / 0 / 1 / 6151 / 0 / 0 / 0 / 0
scaled windowgain(x) / 6 / 190 / 3060,337 / 0 // 0 / 0 / 1 / 6151 / 0 / 0 / 0 / 0
stack traces / 2 / 1 / 0 / 0 // 2 / 1 / 0 / 0 / 0 / 0 / 0 / 0
average xy-filter / 2 / 2 / 0 / 195 // 2 / 1 / 0 / 0 / 0 / 0 / 0 / 0
deconvolution/shap. / 0 / 80 / 4 / 1 // 2 / 0 / 0 / 1 / 0 / 0 / 0 / 0
stack traces / 4 / 1 / 0 / 0 // 4 / 1 / 0 / 0 / 0 / 0 / 0 / 0
```

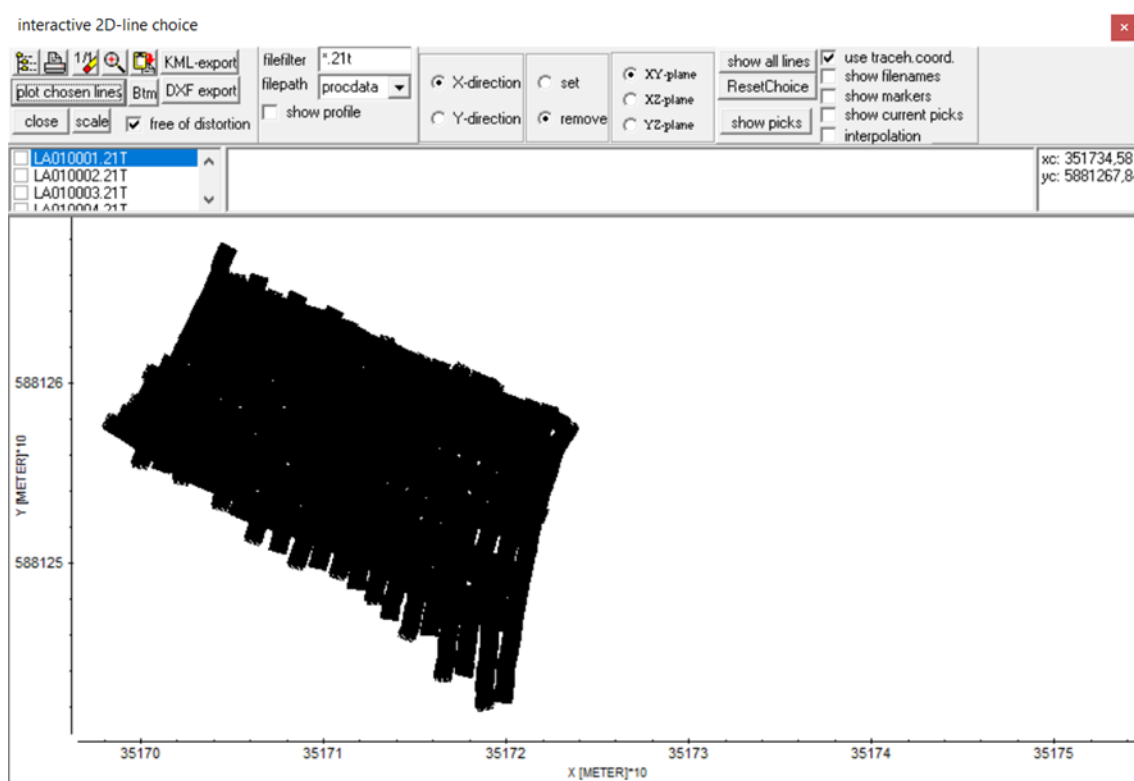
Ryc. 2. Parametry przetwarzania danych na stanowisku Jarki, georadar U-Explorer, Geoscanners AB (program ReflexW).

```
Processing flow
subtract-mean(dewow) / 5,434783 / 0 / 0 / 0 // 1 / 1 / 1 / 824 / 0 / 0 / 0 / 0
correct max. phase / 5 / 18 / 10,90716 / 0 // 1 / 1 / 1 / 1 / 0 / 0 / 0 / 0
move starttime / -10,92169 / 0 / 0 / 0 // 0 / 1 / 1 / 1 / 0 / 0 / 0 / 0
bandpassfrequency / 0 / 129,1441 / 1145,954 / 0 // 2 / 3 / 1 / 824 / 1 / 0 / 0 / 0
background removal / 3 / 148,75 / 0 / 21,7404 // 0 / 0 / 0 / 824 / 1 / 0 / 0 / 0
energy decay / 0,5105915 / 0 / 0 / 0 // 0 / 0 / 1 / 824 / 1 / 0 / 0 / 0
fk filter / 0 / 0 / 0 / 0 // 1 / 672 / 1 / 0 / 0 / 0 / 10 / 10
scaled windowgain(x) / 2 / 90 / 623,6266 / 0 // 0 / 0 / 1 / 824 / 0 / 0 / 10 / 0
average xy-filter / 2 / 1 / 0 / 149,75 // 2 / 0 / 0 / 0 / 0 / 0 / 0 / 10 / 0
normalize profiles / 1 / 0 / 150,9375 / 1117,649 // 0 / 0 / 1 / 387 / 0 / 0 / 10 / 0
data fusion / 20 / 50 / 200 / 1200 // 4 / 0 / 1 / 0 / 0 / 1 / 0 / 0
fk migration (Stolt) / 1 / 0,09 / 0 / 150,625 // 0 / 435 / 1 / 0 / 0 / 1 / 10 / 0
XFlipProfile / 0 / 0 / 0 / 0 // 1 / 435 / 1 / 0 / 0 / 1 / 10 / 0
```

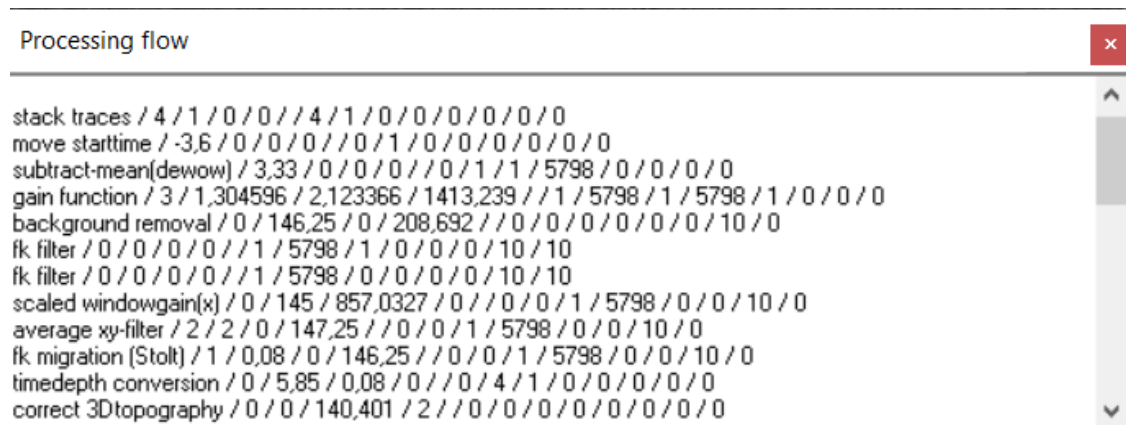
Ryc. 3. Parametry przetwarzania danych na stanowisku Jedwabno, georadar DS2000, Leica Geosystems (program ReflexW).



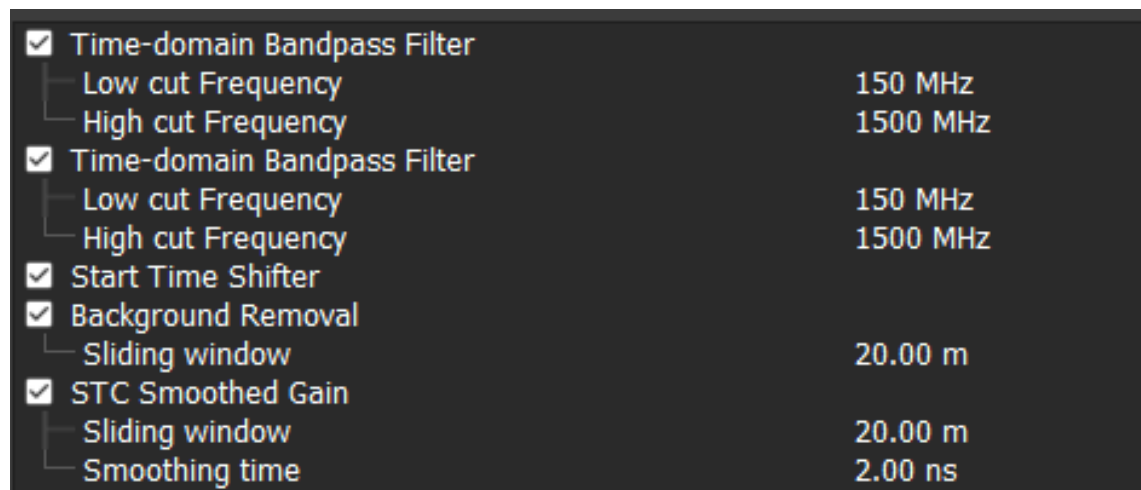
Ryc. 4. Parametry przetwarzania danych na stanowisku Jedwabno, georadar Stream C, IDS Georadar (program ReflexW).



Ryc. 5. Ogólny zarys geometrii skanów 3D wykonanych georadarem Stream C na stanowisku Jedwabno.



Ryc. 8. Parametry przetwarzania danych na stanowisku Krasne, georadar U-Explorer, Geoscanners AB (program ReflexW).



Ryc. 9. Sekwencja przetwarzania w programie IQMaps dla danych typu time slice ze stanowiska Pałac w Skrzyńce i Stegna.

Karty otworów, stanowisko Jarki

Spis rycin

Ryc. 1. Karta otworu nr 1 (Gołębiewski, 2018).

Ryc. 2. Karta otworu nr 2 (Gołębiewski, 2018).

Ryc. 3. Karta otworu nr 3 (Gołębiewski, 2018).

Ryc. 4. Karta otworu nr 4 (Gołębiewski, 2018).











Ryc. 5. Karta otworu nr 5 (Gołębiewski, 2018).

Otwór nr 1						
Rzędna terenu: 66.5 m n.p.m.			Data wierc.: 12.05.2017			
Współrzędne GPS: N: 52° 59' 33,17"						
E: 18° 25' 30,92"						
Stratygrafia	Litologia		Przelot	Wilgotność	Miąższość	Głębokość
1	2	3	4	5	6	7
CZWARTORZĘD	[Symbol litologiczny]	piasek eoliczny drobnoziarnisty, jasnożółty			1.0	1.0
				mw	2.0	2.0
					3.0	3.0
				mw	4.0	4.0

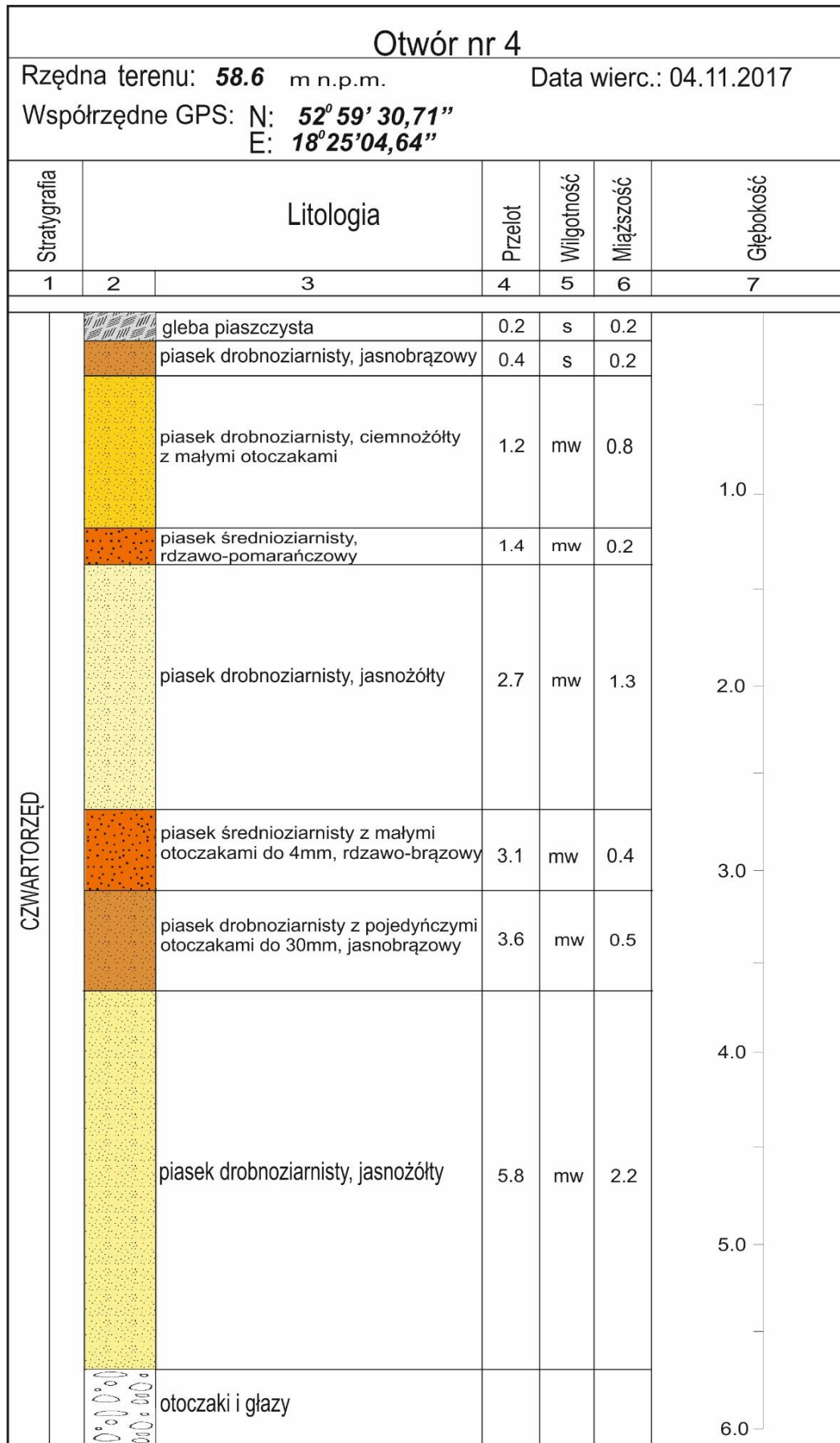
Ryc. 1. Karta otworu nr 1 (Gołębiewski, 2018).

Otwór nr 2						
Rzędna terenu: 61.0 m n.p.m.			Data wierc.: 12.05.2017			
Współrzędne GPS: N: 52° 59' 31,66"						
E: 18° 25' 04,66"						
Stratygrafia	Litologia		Przelot	Wilgotność	Miąższość	Głębokość
1	2	3	4	5	6	7
CZWARTORZĘD		piasek eoliczny drobnoziarnisty, jasnożółty	3.0	mw	3.0	1.0
		piasek eoliczny drobnoziarnisty, żółty	3.5	mw	0.5	2.0
		piasek eoliczny drobno/średnioziarnisty, jasnożółty		mw		3.0
						4.0

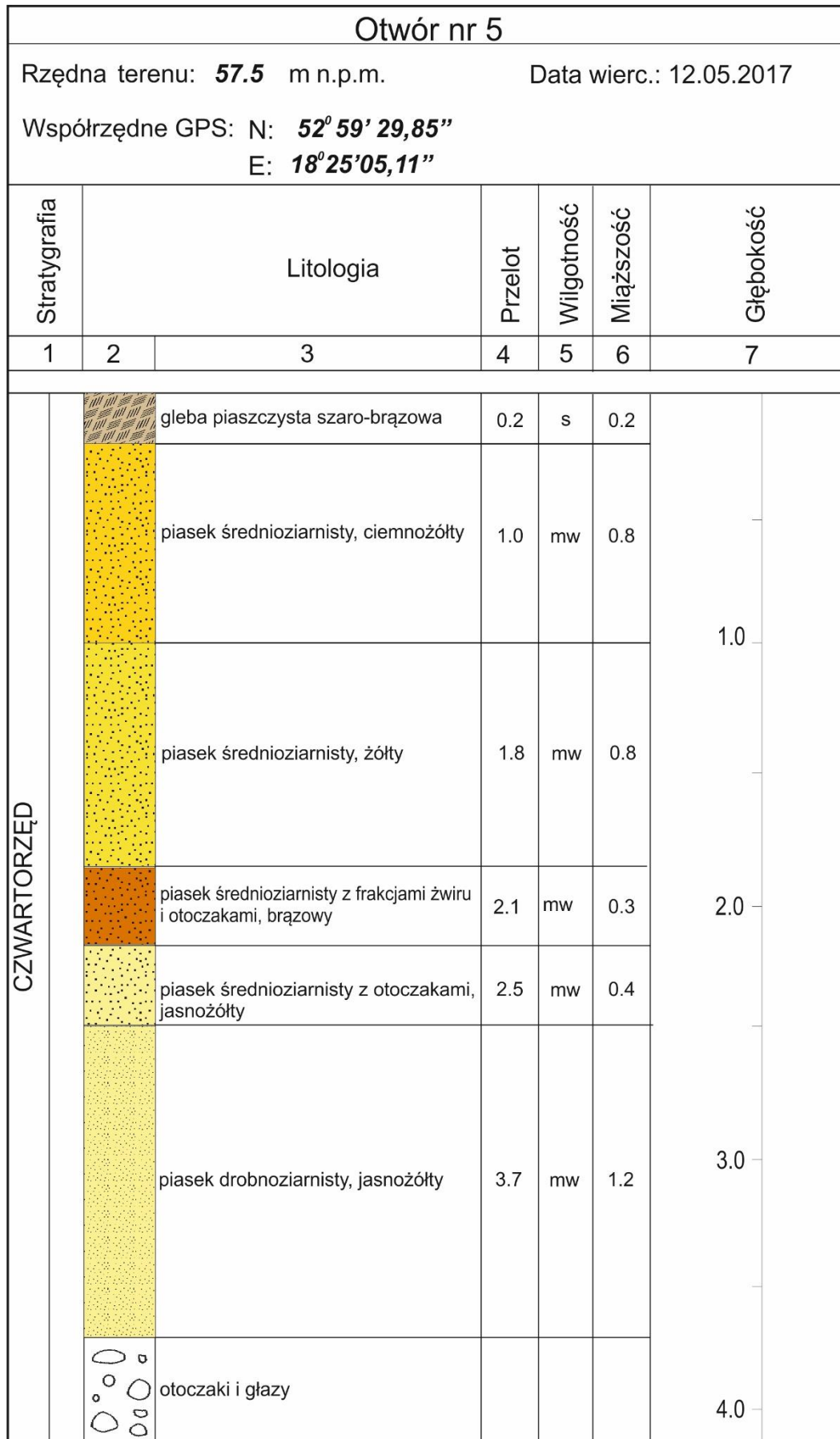
Ryc. 2. Karta otworu nr 2 (Gołębiewski, 2018).

Otwór nr 3						
Rzędna terenu: 58.8 m n.p.m.			Data wierc.: 04.11.2017			
Współrzędne GPS: N: 52° 59' 31,18" E: 18° 25' 04,76"						
Stratygrafia	Litologia		Przełot	Wilgotność	Mięszość	Głębokość
1	2	3	4	5	6	7
CZwartorzęd		gleba piaszczysta	0.1	su	0.1	1.0 2.0 3.0 4.0 5.0 6.0
		piasek drobnoziarnisty ciemnoszary	0.4	su	0.3	
		piasek drobnoziarnisty jasnożółty	2.0	mw	1.6	
		piasek drobnoziarnisty z domieszkami żwiru, jasnożółty	3.3	mw	1.3	
		piasek średnioziarnisty, ciemnożółty	3.6	mw	0.3	
		piasek gruboziarnisty z bardzo małymi otoczkami, pomarańczowy	3.8	mw	0.2	
		piasek gruboziarnisty z średnimi otoczkami, brązowo-pomarańczowy	4.2	w	0.4	
		piasek gruboziarnisty z rdzawymi otoczkami, brązowo-pomarańczowy	4.4	w	0.2	
		piasek drobnoziarnisty, jasnożółty	5.5	mw	1.1	
		piasek drobnoziarnisty, ciemnożółty	6.0	mw	0.5	

Ryc. 3. Karta otworu nr 3 (Gołębiwski, 2018).



Ryc. 4. Karta otworu nr 4 (Gołębiewski, 2018).



Ryc. 5. Karta otworu nr 5 (Gołębiewski, 2018).

ZAŁĄCZNIK E

Wyniki processingu, stanowisko Jarki

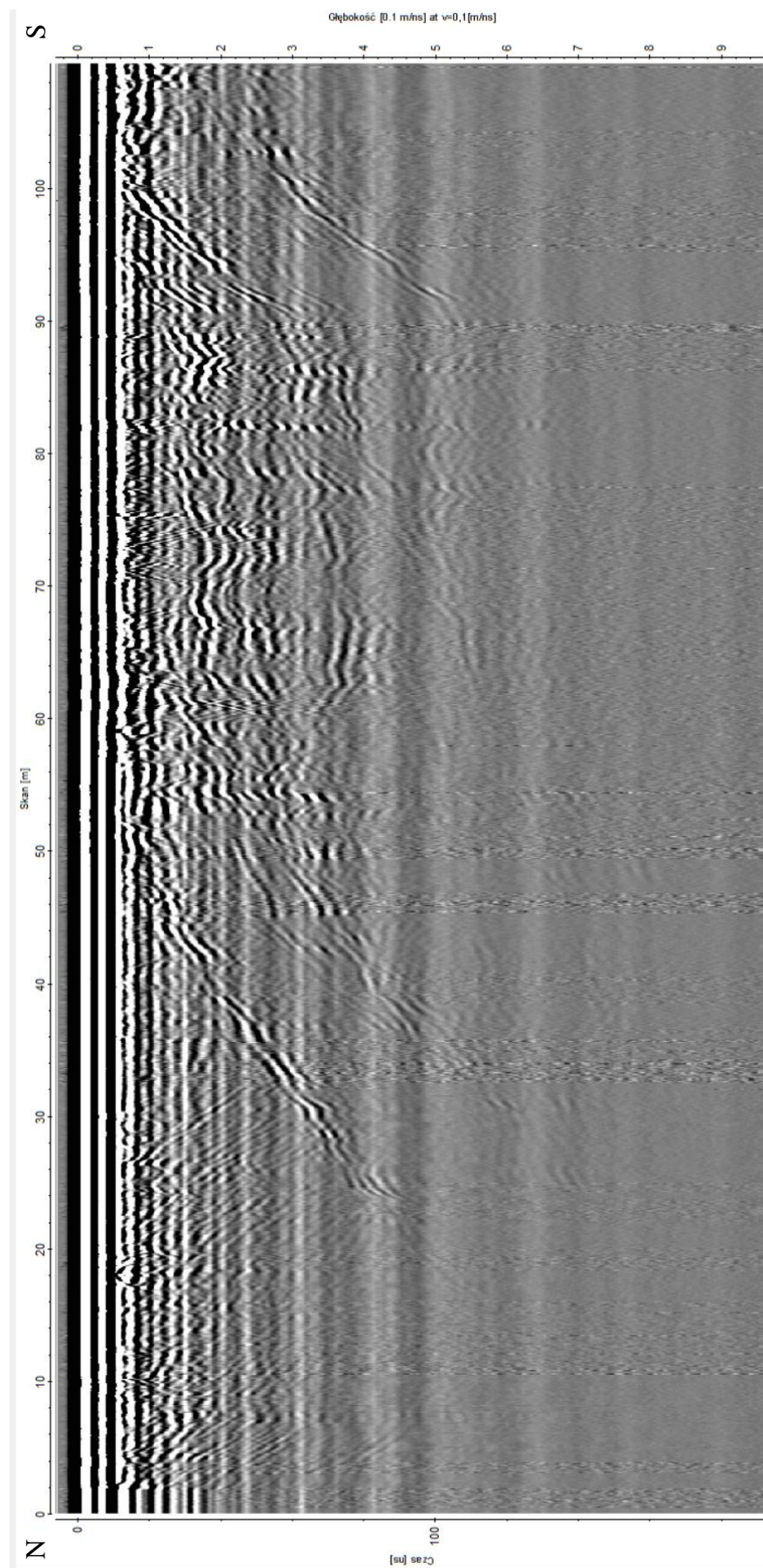
Spis rycin

Ryc. 1. Surowe dane zarejestrowane anteną 200 MHz.

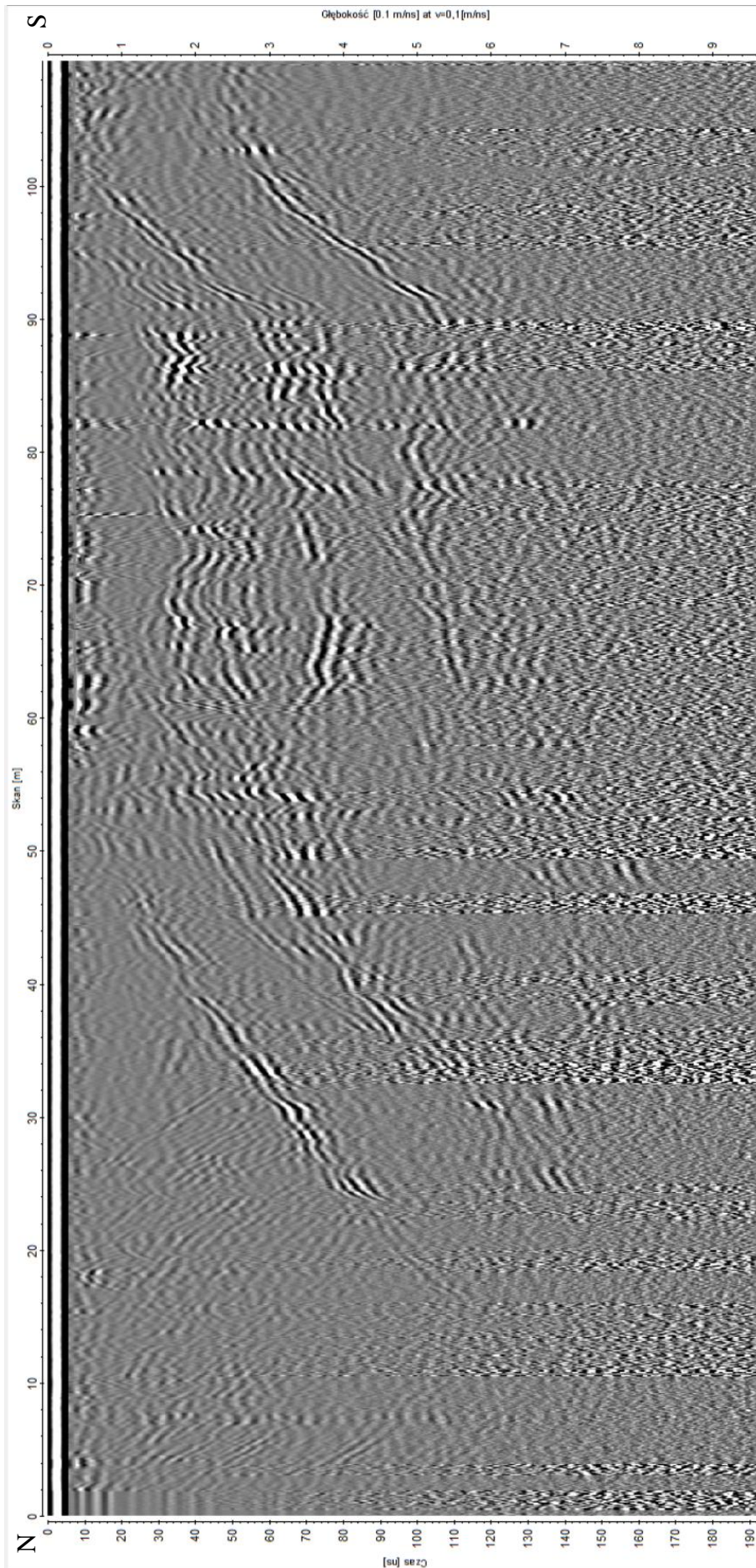
Ryc. 2. Wstępnie przetworzone dane (wzmocnione i poddane filtracji).

Ryc. 3. Uśrednienia w osi x i y zniwelowały pionowe szумы. Amplitudy zostały wyrównane.

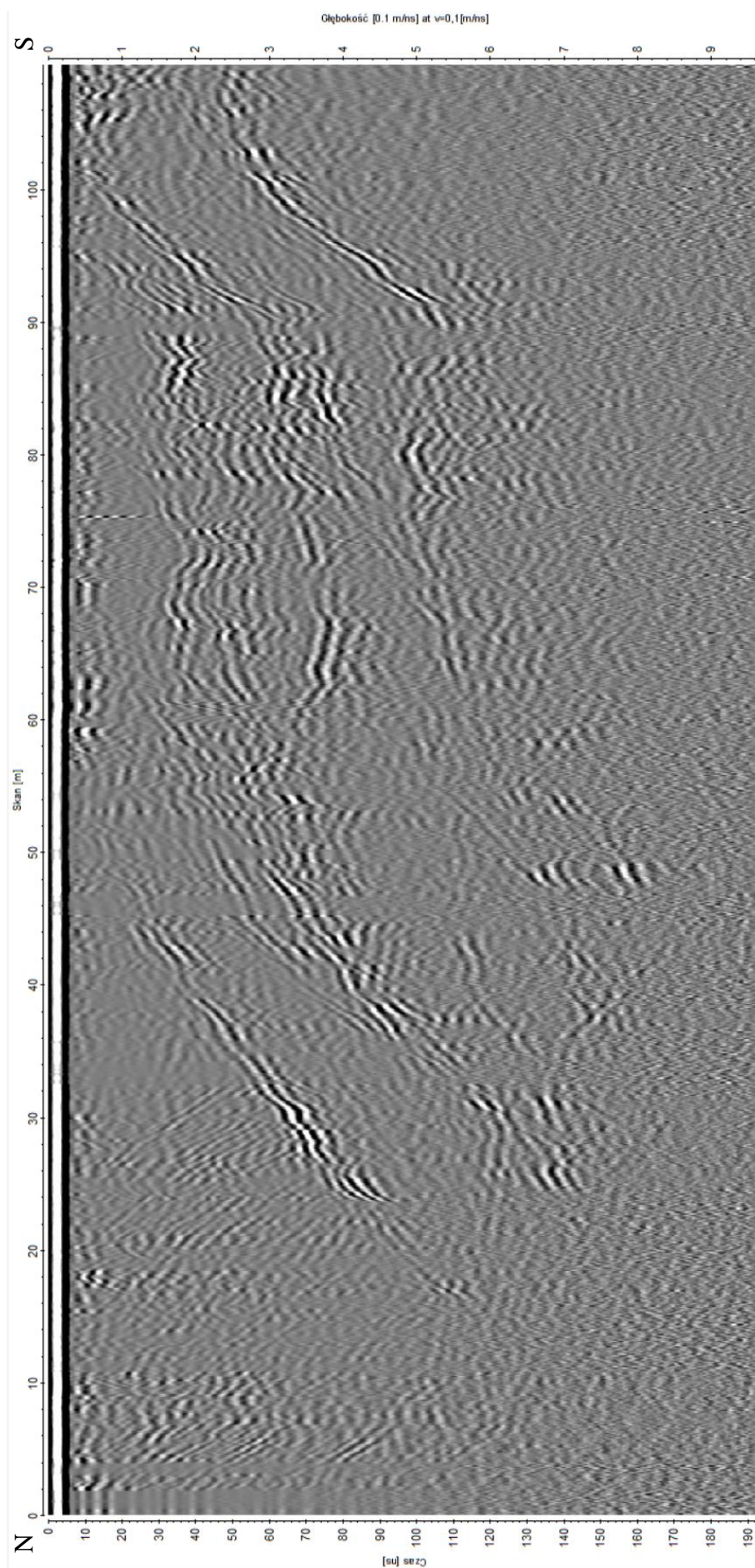
Ryc. 4. Skan poddany dekonwolucji w celu poprawy rozdzielczości.



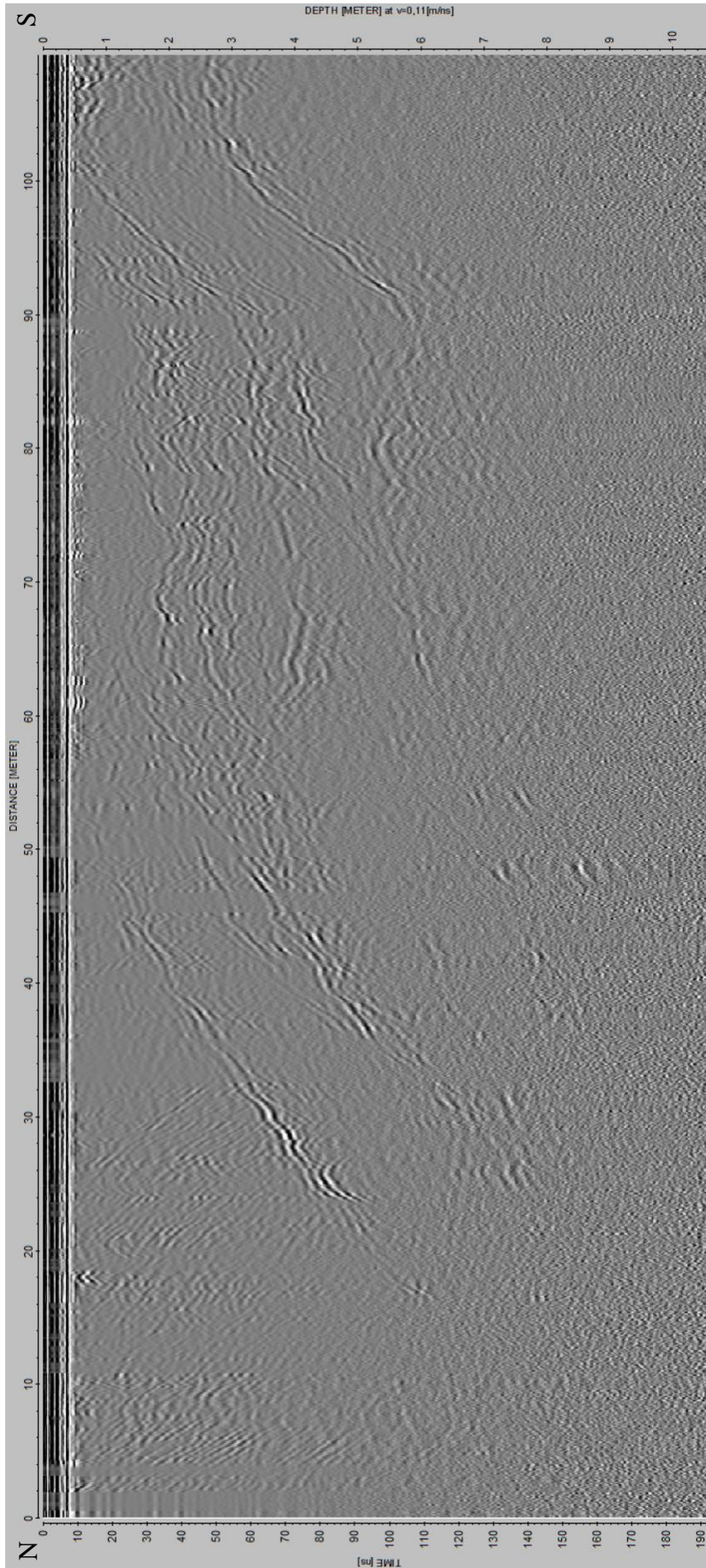
Ryc. 1. Surowe dane zarejestrowane anteną 200 MHz.



Ryc. 2. Wstępnie przetworzone dane (wzmocnione i poddane filtracji).



Ryc. 3. Uśrednienia w osi x i y zniwelowały pionowe szumy. Amplitudy zostały wyrównane.

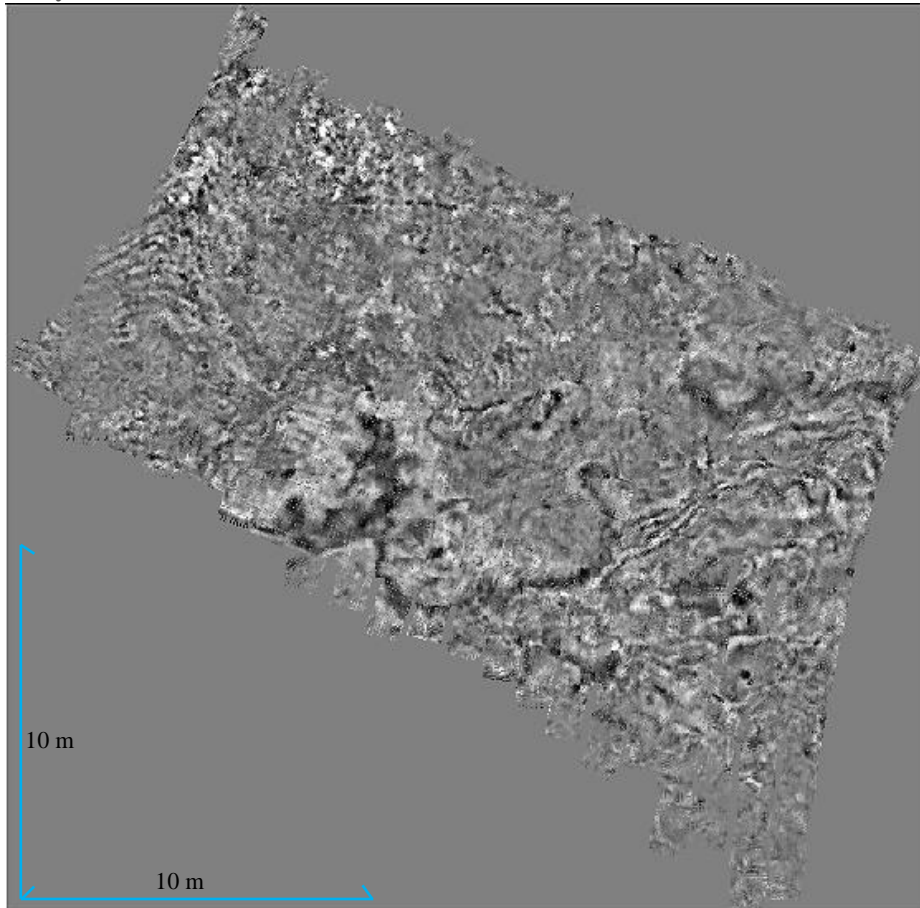


Ryc. 4. Skan poddany dekonwolucji w celu poprawy rozdzielczości.

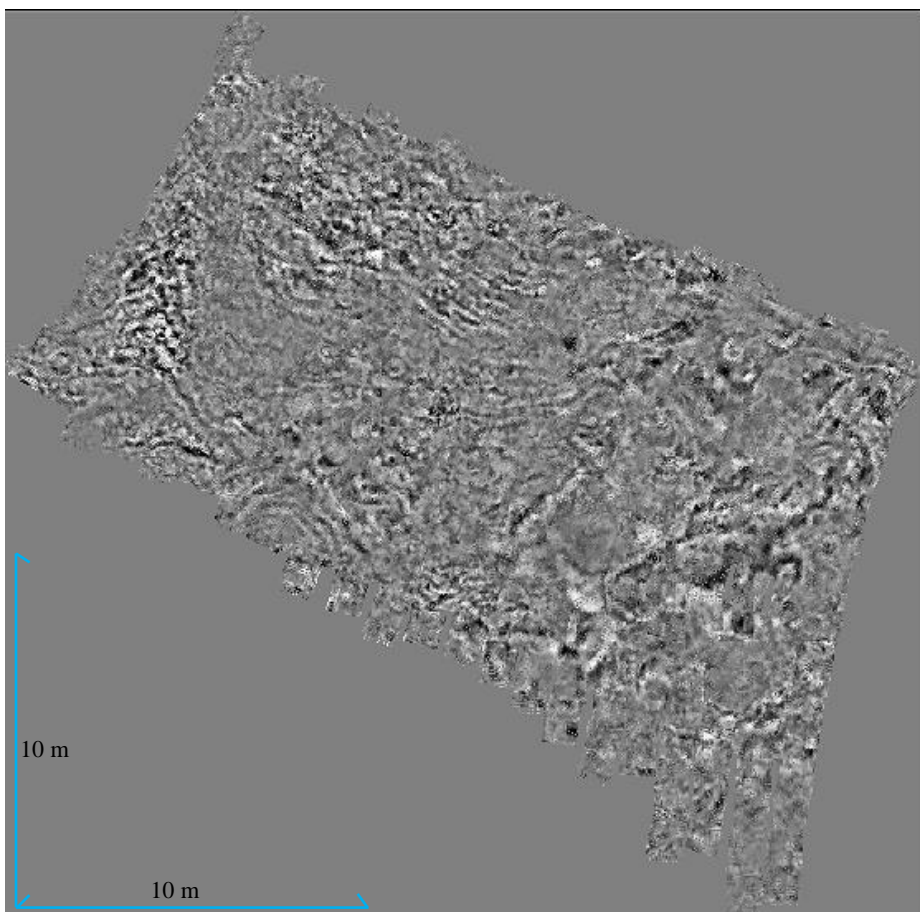
Time slices Stream C, stanowisko Jedwabno

Spis rycin

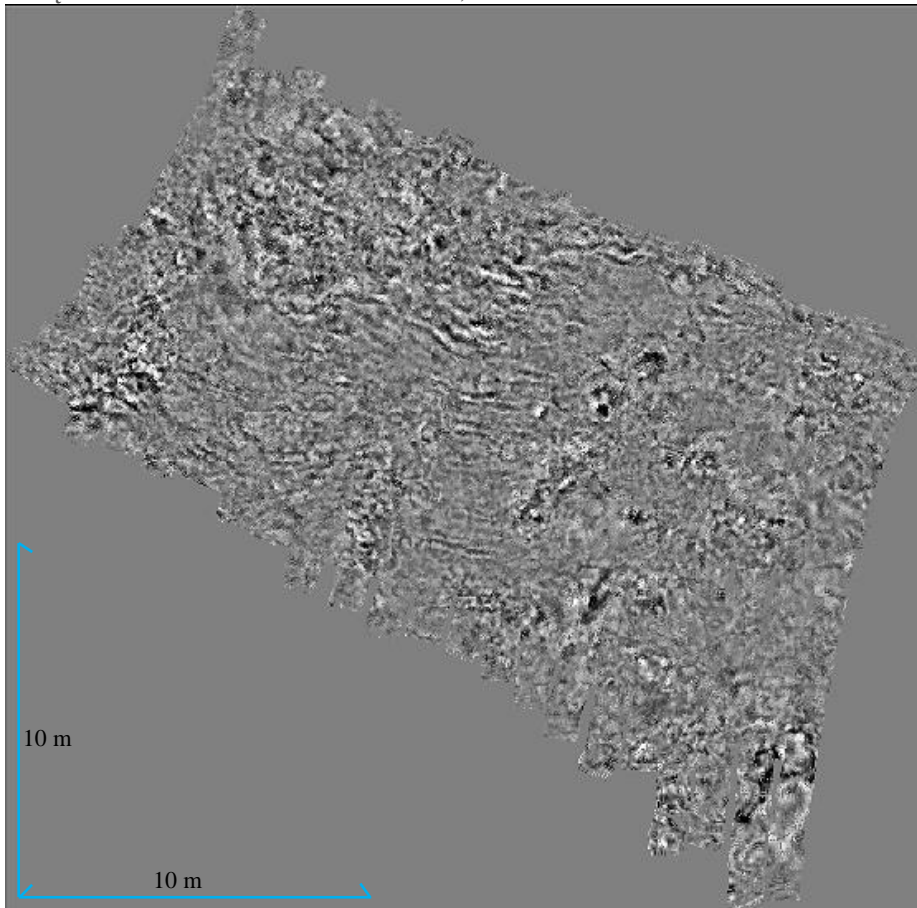
- Ryc. 1. Time slice, głębokość 0,35 m.
- Ryc. 2. Time slice, głębokość 0,51 m.
- Ryc. 3. Time slice, głębokość 0,68 m.
- Ryc. 4. Time slice, głębokość 0,85 m.
- Ryc. 5. Time slice, głębokość 1,01 m.
- Ryc. 6. Time slice, głębokość 1,18 m.
- Ryc. 7. Time slice, głębokość 1,35 m.
- Ryc. 8. Time slice, głębokość 1,51 m.
- Ryc. 9. Time slice, głębokość 1,68 m.
- Ryc. 10. Time slice, głębokość 1,85 m.
- Ryc. 11. Time slice, głębokość 2,01 m.
- Ryc. 12. Time slice, głębokość 2,18 m.
- Ryc. 13. Time slice, głębokość 2,35 m.
- Ryc. 14. Time slice, głębokość 2,5 m.



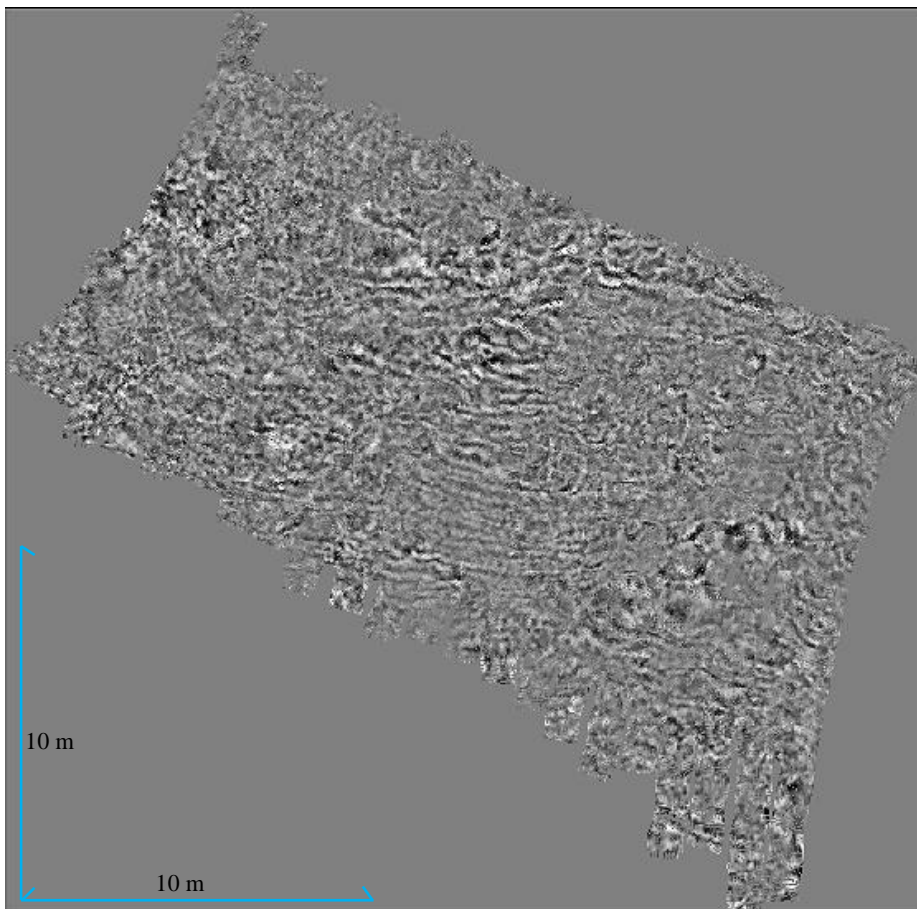
Ryc. 1. Time slice, głębokość 0,35 m.



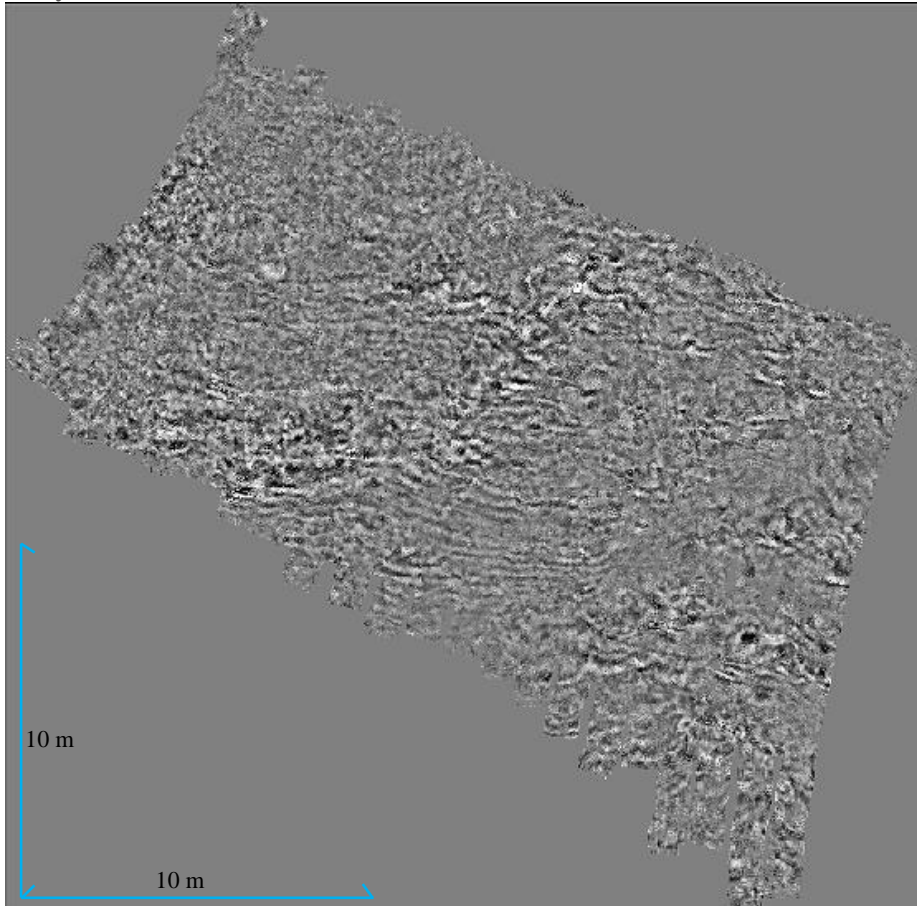
Ryc. 2. Time slice, głębokość 0,51 m.



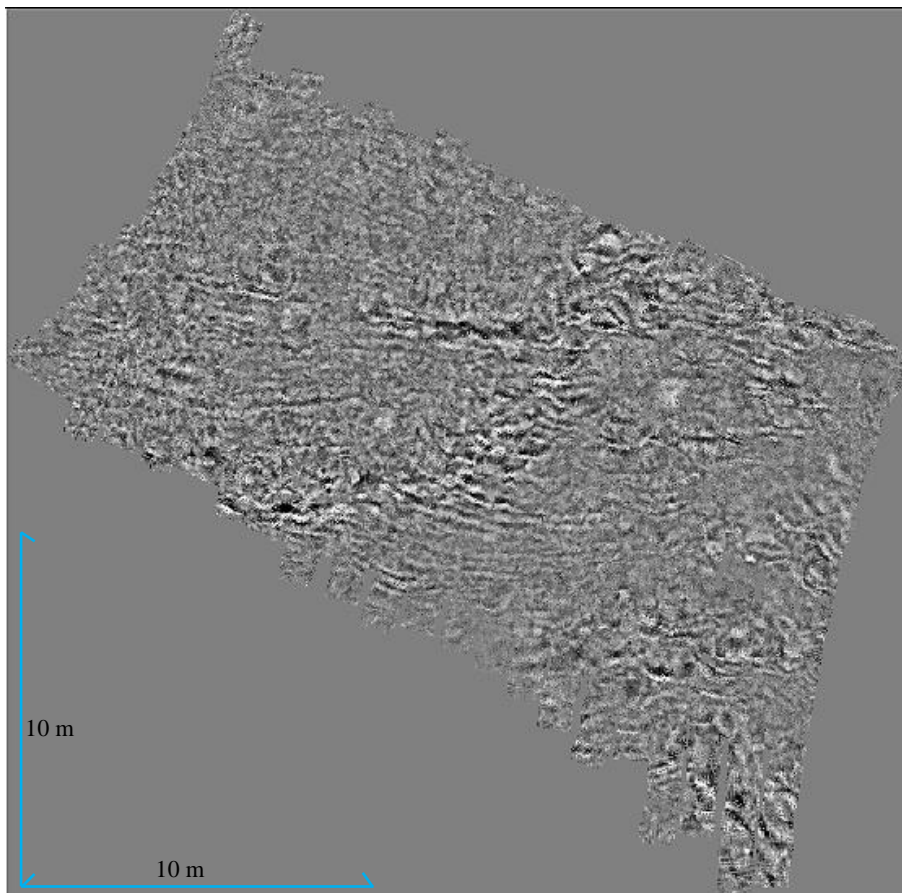
Ryc. 3. Time slice, głębokość 0,68 m.



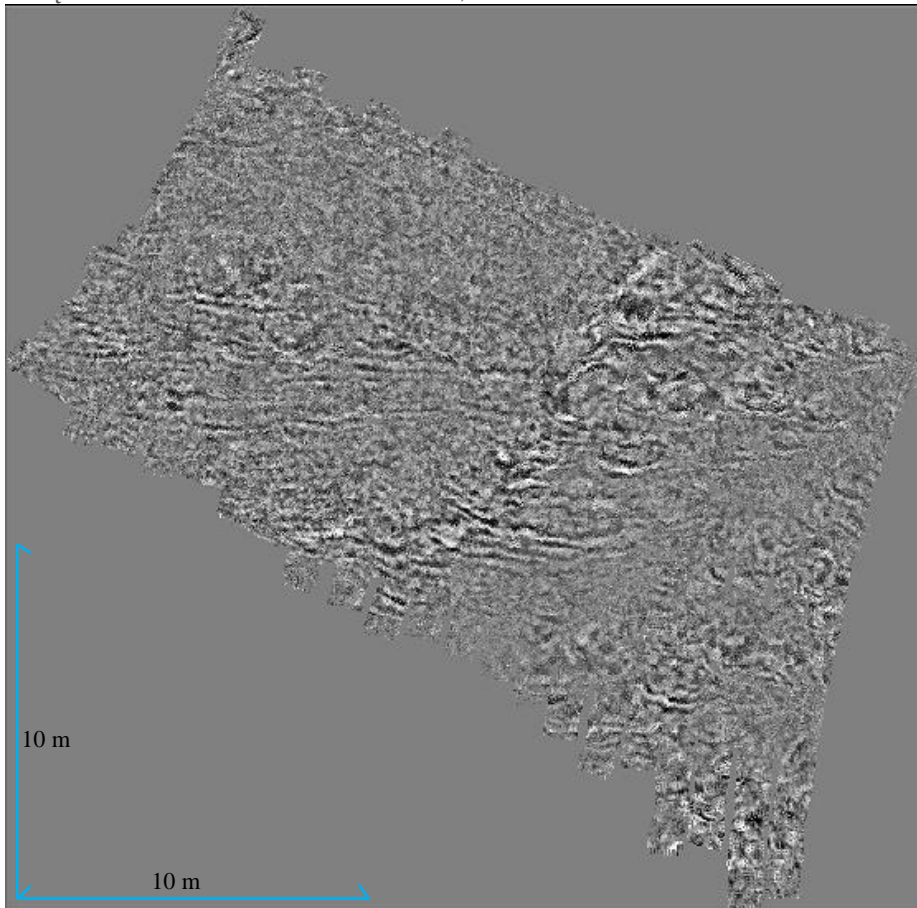
Ryc. 4. Time slice, głębokość 0,85 m.



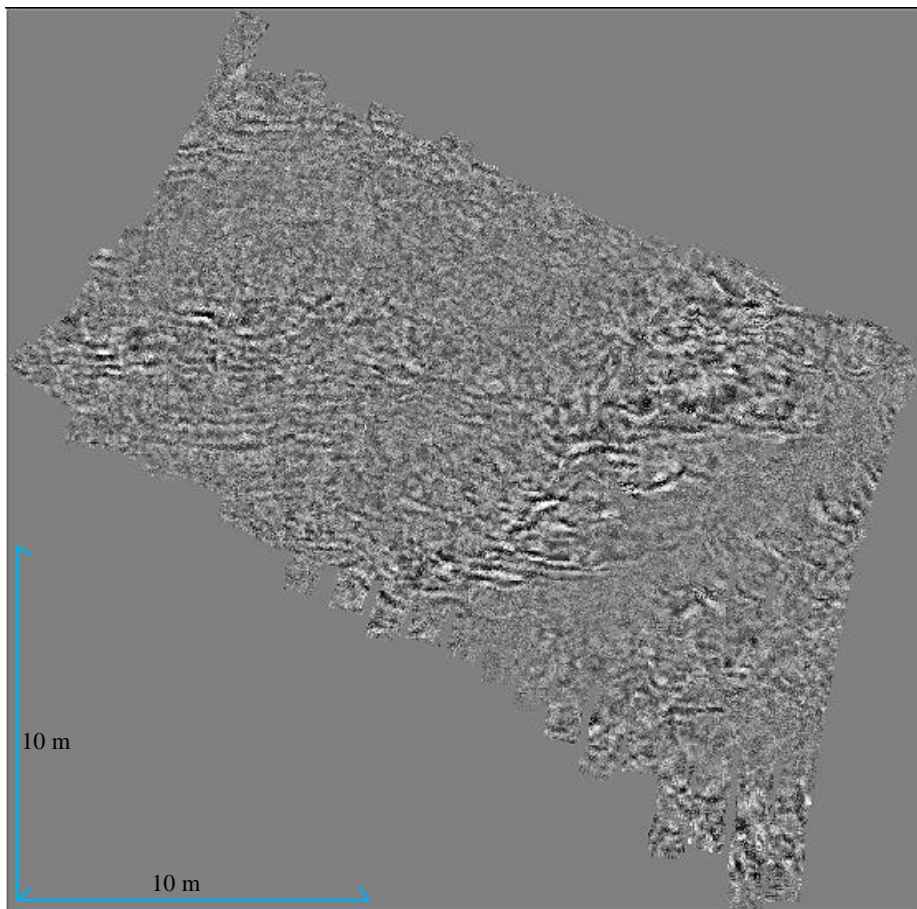
Ryc. 5. Time slice, głębokość 1,01 m.



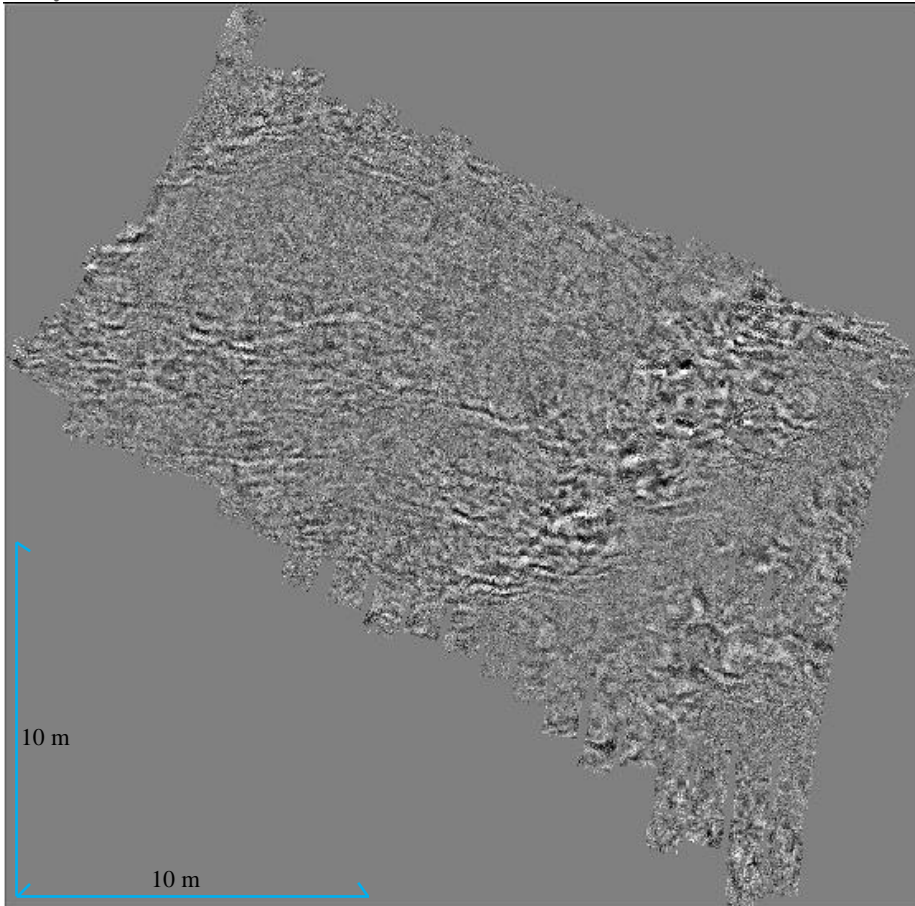
Ryc. 6. Time slice, głębokość 1,18 m.



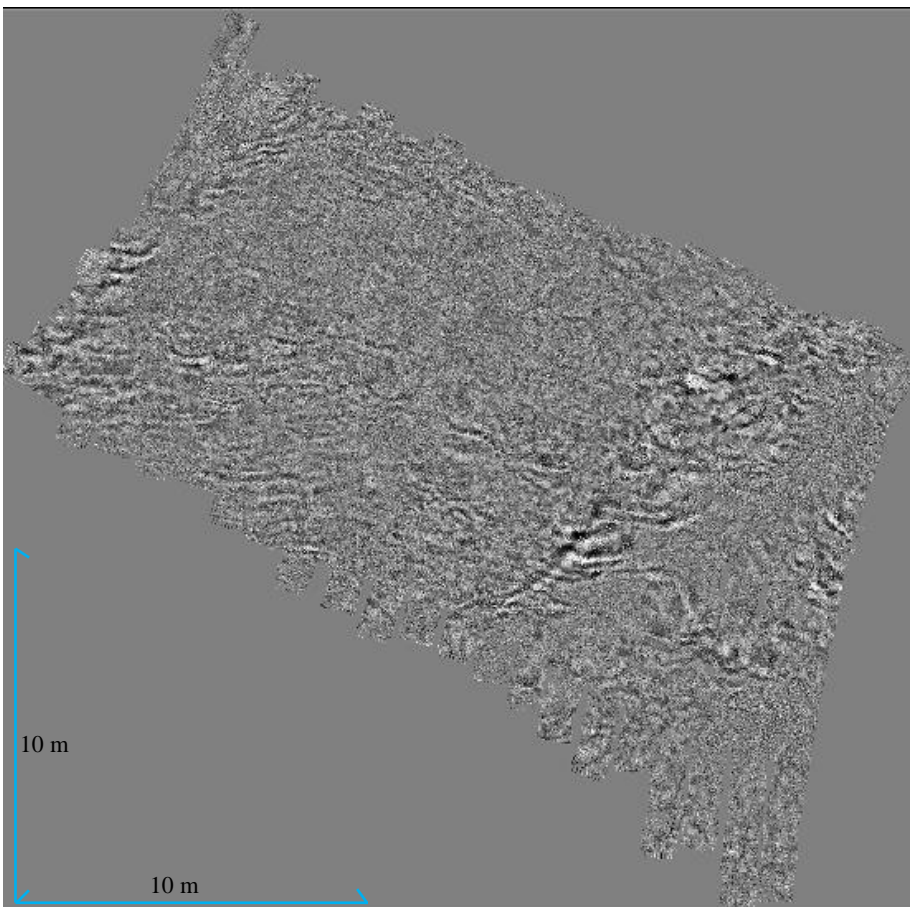
Ryc. 7. Time slice, głębokość 1,35 m.



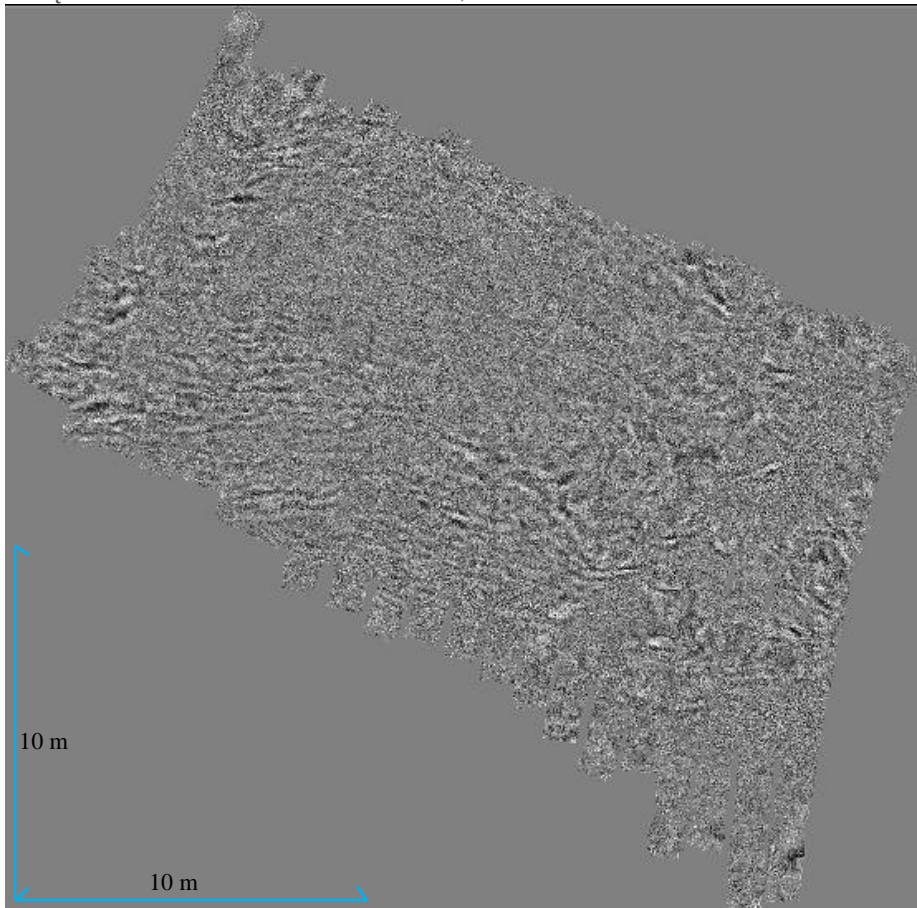
Ryc. 8. Time slice, głębokość 1,51 m.



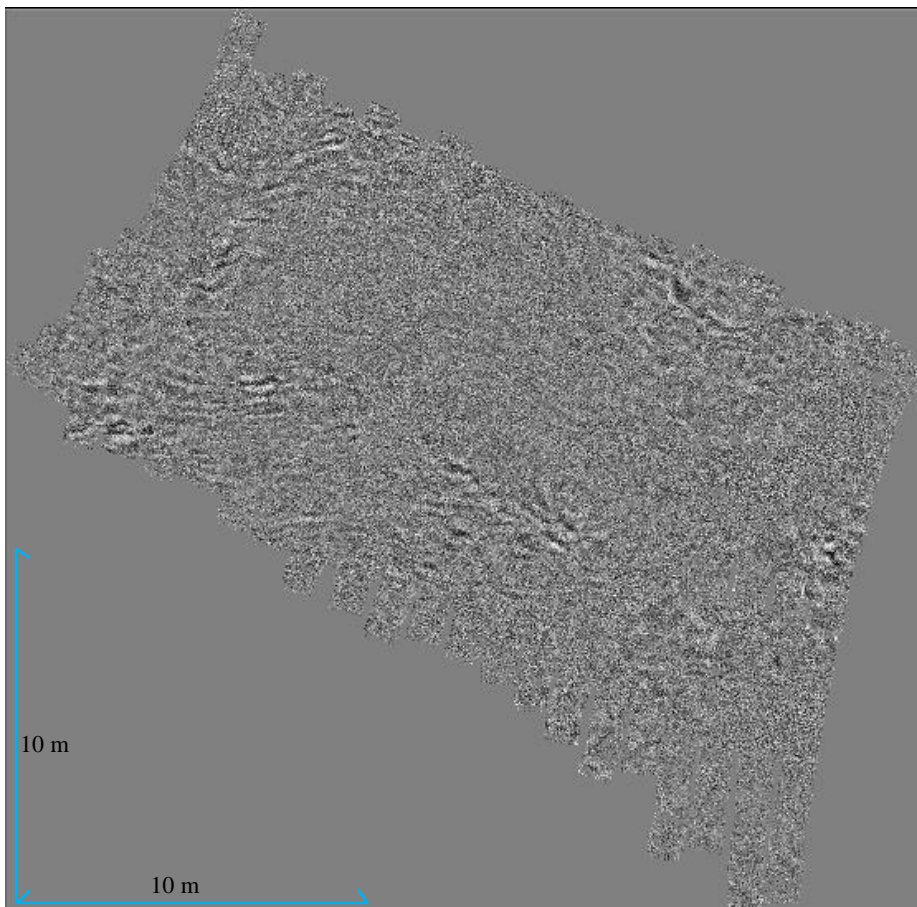
Ryc. 9. Time slice, głębokość 1,68 m.



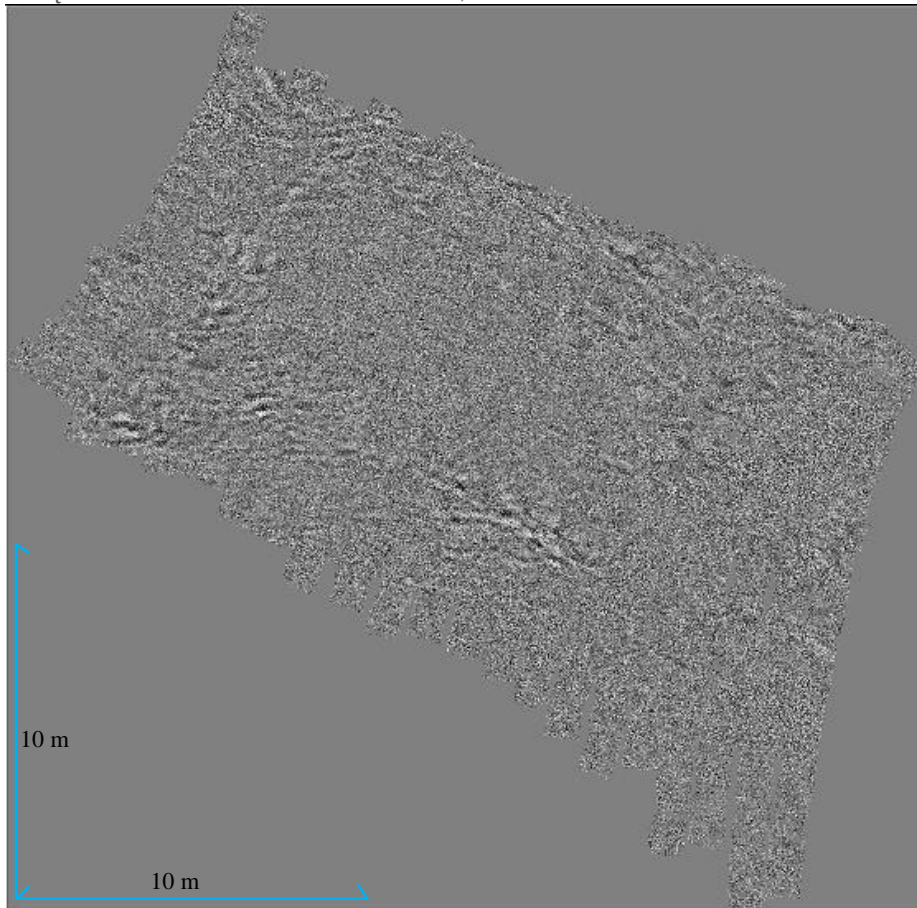
Ryc. 10. Time slice, głębokość 1,85 m.



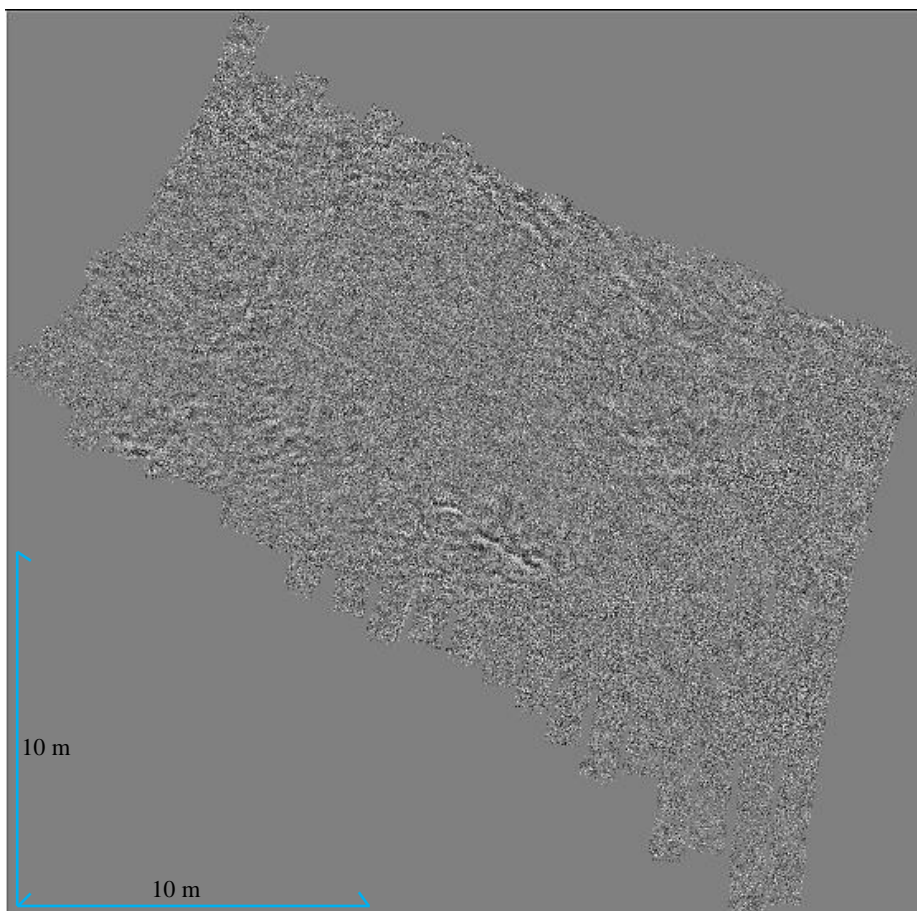
Ryc. 11. Time slice, głębokość 2,01 m.



Ryc. 12. Time slice, głębokość 2,18 m.



Ryc. 13. Time slice, głębokość 2,35 m.



Ryc. 14. Time slice, głębokość 2,5 m.

Efekt przetwarzania danych i profil wysokościowy, stanowisko Władysławowo

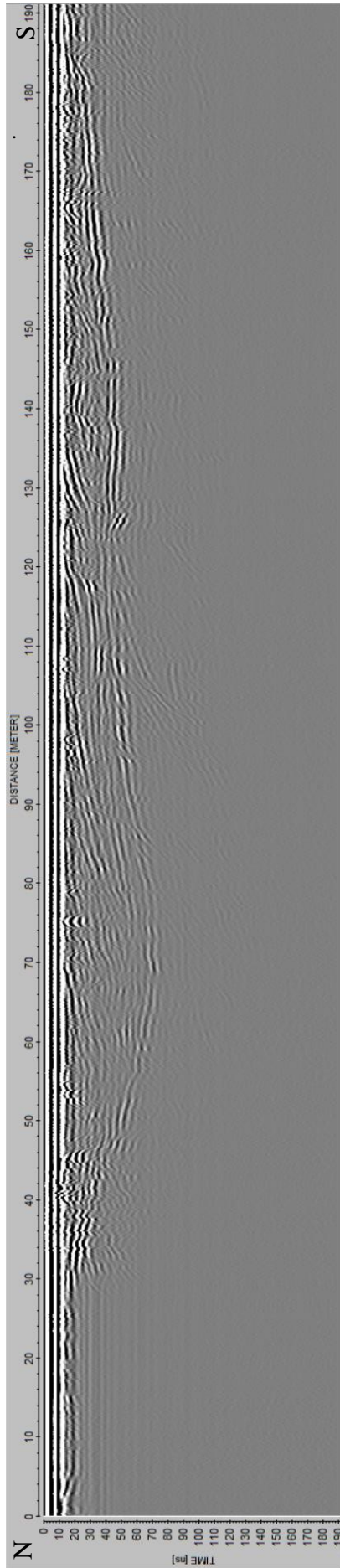
Spis rycin

Ryc. 1. Skan georadarowy bezpośrednio po imporcie do programu i poprawce statycznej.

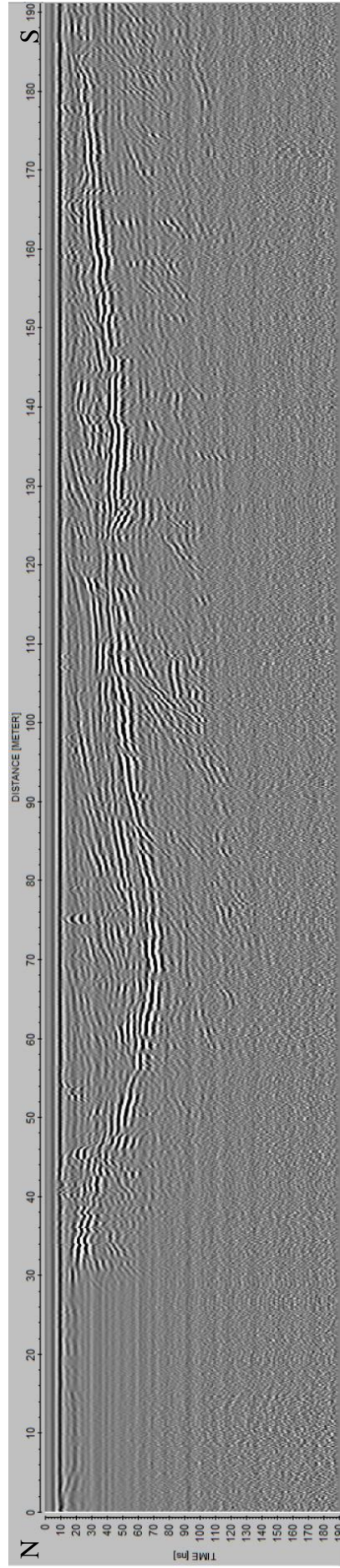
Ryc. 2. Skan georadarowy po procedurach filtracji i wzmocnienia.

Ryc. 3. Skan z zastosowanymi kolejnymi procesami, m.in. efektywna procedura dekonwolucji (jak w przypadku stanowiska Jarki).

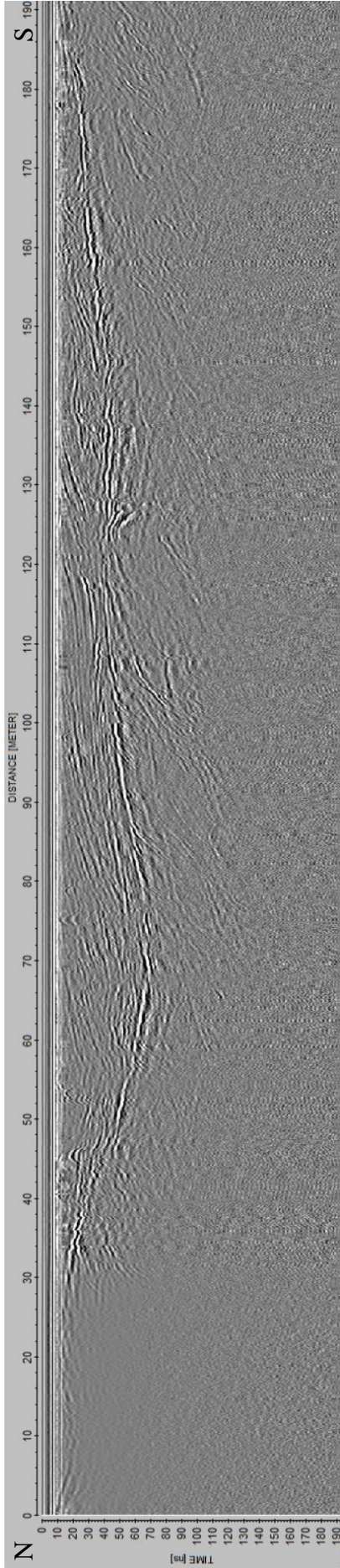
Ryc. 4. Profil wysokościowy wzdłuż skanu georadarowego wygenerowany z danych LiDAR.



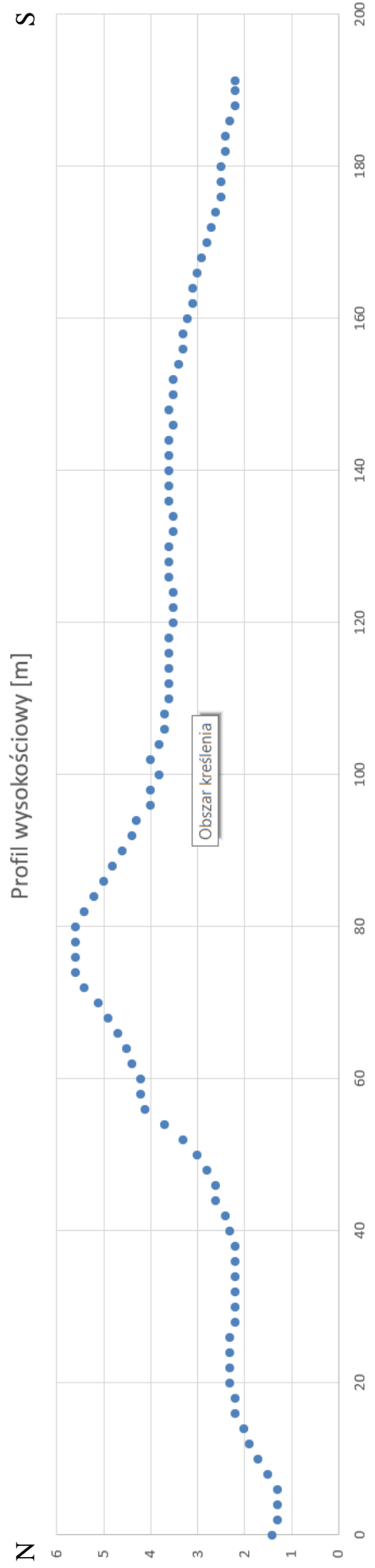
Ryc. 1. Skan georadarowy bezpośrednio po imporcie do programu i poprawce statycznej.



Ryc. 2. Skan georadarowy po procedurach filtracji i wzmocnienia.



Ryc. 3. Skan z zastosowanymi kolejnymi procesami, m.in. efektywną procedurą dekonwolucji (jak w przypadku stanowiska Jarki).



Ryc. 4. Profil wysokościowy wzdłuż skanu georadarowego wygenerowany z danych LiDAR.

ZAŁĄCZNIK H

Skany 2D z georadaru DS2000, stanowisko Pałac w Skrzynce

Spis rycin

Ryc. 1. Skan nr 1.

Ryc. 2. Skan nr 2.

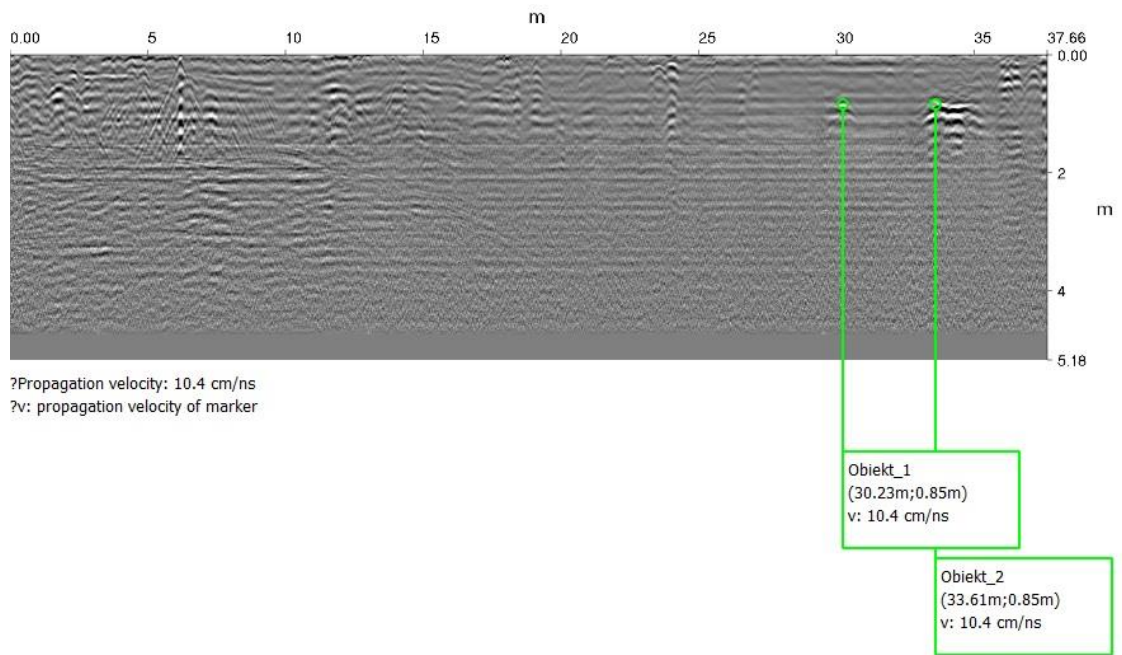
Ryc. 3. Skan nr 3.

Ryc. 4. Skan nr 4.

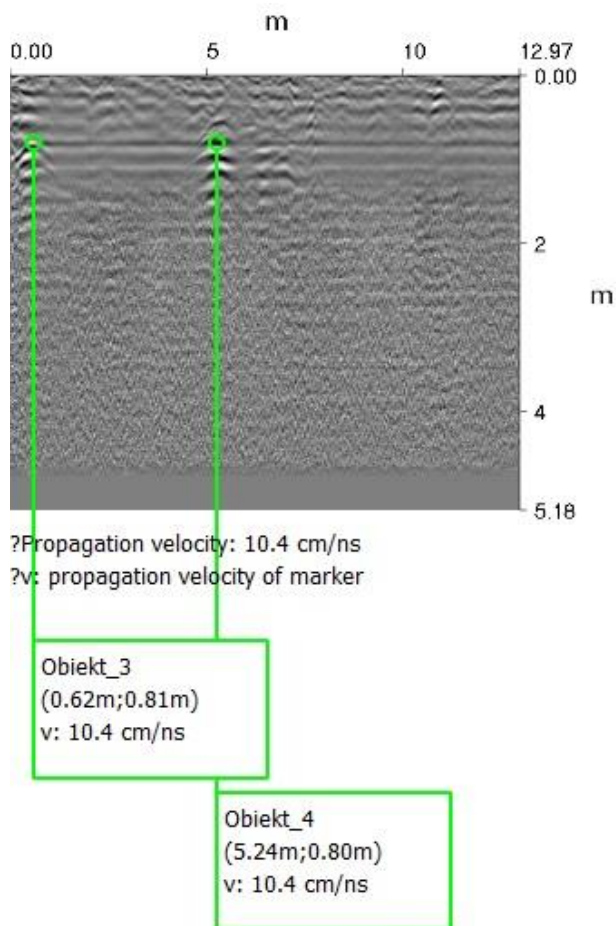
Ryc. 5. Skan nr 5.

Ryc. 6. Skan nr 6.

Załącznik H - Skany 2D z georadaru DS2000, stanowisko Pałac w Skrzynce

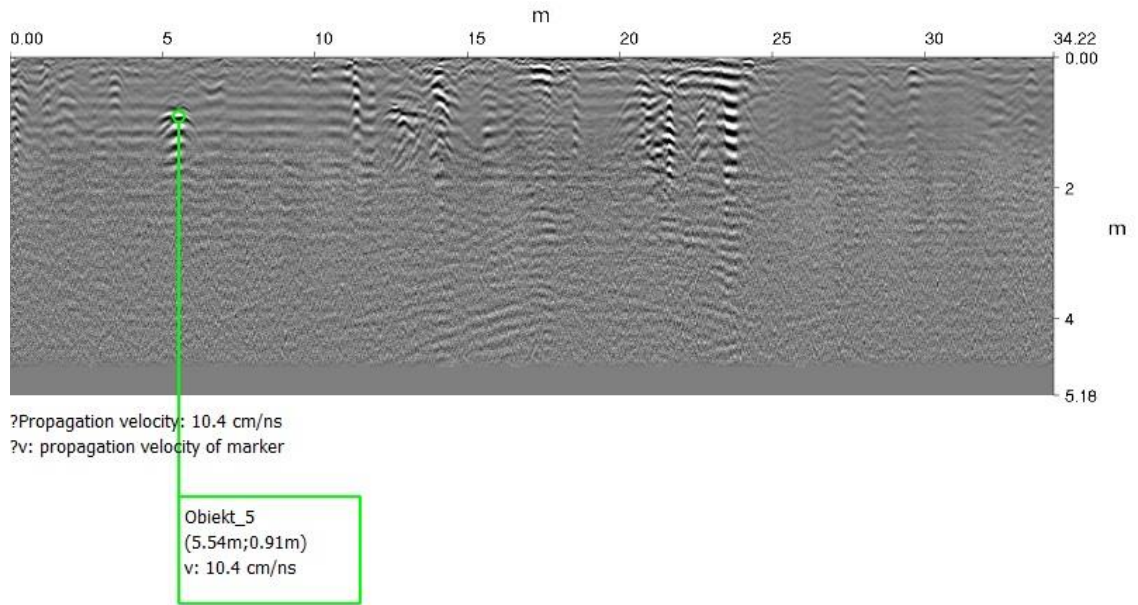


Ryc. 1. Skan nr 1.

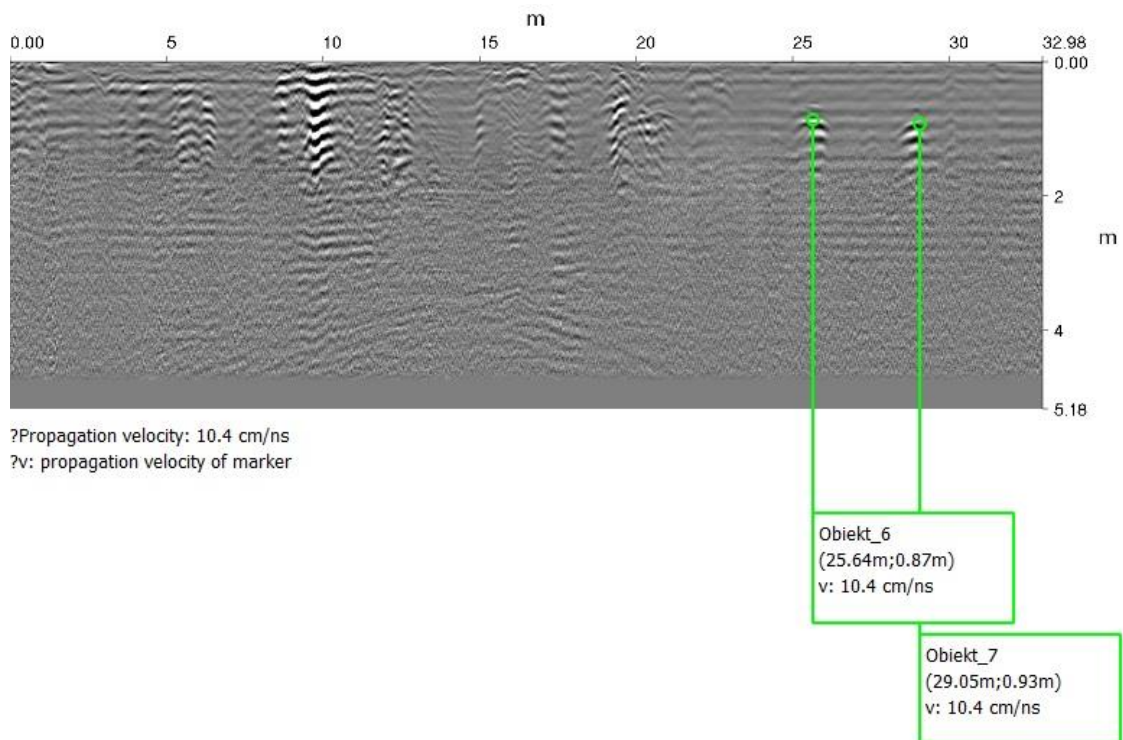


Ryc. 2. Skan nr 2.

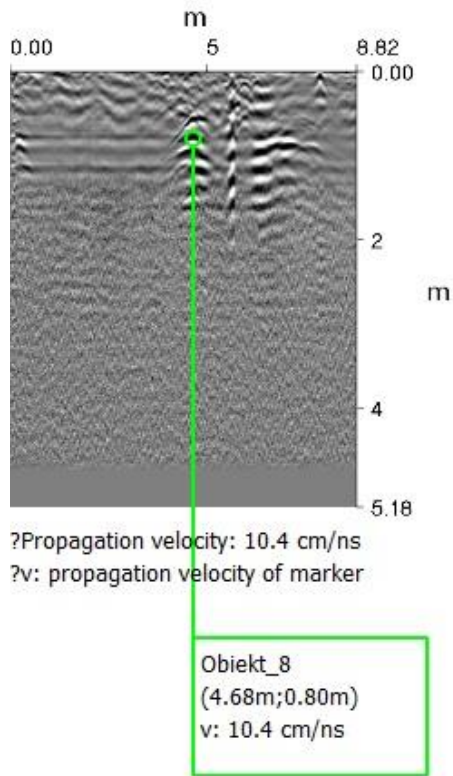
Załącznik H - Skany 2D z georadaru DS2000, stanowisko Pałac w Skrzynce



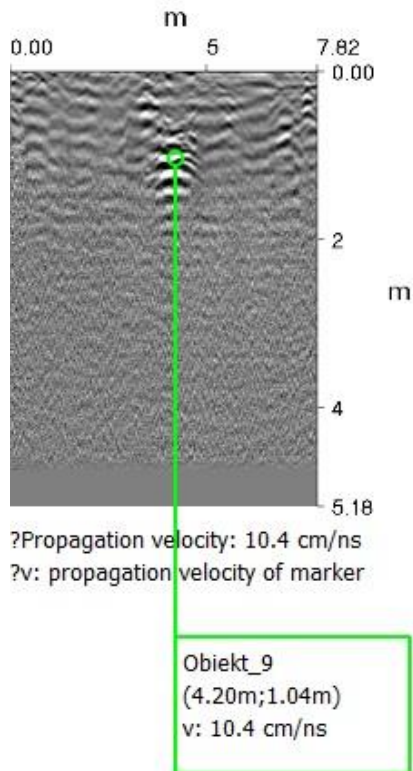
Ryc. 3. Skan nr 3.



Ryc. 4. Skan nr 4.



Ryc. 5. Skan nr 5.



Ryc. 6. Skan nr 6.