

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRACE GEOGRAFICZNE NR 194

Piotr Lamparski

**FORMY I OSADY CZWARTORZĘDOWE
W ŚWIETLE BADAŃ GEORADAROWYCH**



WARSZAWA 2004

PRACE GEOGRAFICZNE IGiPZ PAN

174. Kotarba A., Kozłowska A. (red.), *Badania geoekologiczne w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, 1999, s. 132, 32 il., 3 fot., 4 mapy.
175. Taylor Z., *Przekształcenia sieci handlu detalicznego i gastronomii w okresie transformacji społeczno-gospodarczej Polski*, 2000, s. 61, 16 il., 8 fot.
176. Gierszewski P., *Charakterystyka środowiska hydrochemicznego wód powierzchniowych zachodniej części Kotliny Płockiej*, 2000, s. 136, 47 il., 8 fot.
177. Komornicki T., *Potoki towarowe polskiego handlu zagranicznego a międzynarodowe powiązania transportowe*, 2000, s. 102, 36 il., 21 tab
178. Roo-Zielińska E., Solon J. (red.), *Typologia zbiorowisk i kartografia roślinności w Polsce – rozważania nad stanem współczesnym*, 2001, s. 273, 46 il., 32 tab., 6 fot., 2 zal.
179. Roo-Zielińska E., Solon J. (red.), *Między geografią i biologią – badania nad przemianami środowiska przyrodniczego*, 2001, s. 330, 88 il., 31 tab., 20 fot.
180. Krawczyk B., Węclawowicz G. (red.), *Badania środowiska fizycznogeograficznego aglomeracji warszawskiej*, 2001, s. 147, 42 il., 20 tab.
181. Kupiszewski M., *Modelowanie dynamiki przemian ludności w warunkach wzrostu znaczenia migracji międzynarodowej*, 2002, s. 174, 9 il., 18 tab.
182. Degórski M., *Przestrzenna zmienność właściwości gleb bielocziemnych środkowej i północnej Europy a geograficzne zróżnicowanie czynników pedogenicznych*, 2002, s.189, 44 il., 31 tab.
183. Lankauf K.R., *Recesja lodowców rejonu Kaffiöyry (Ziemia Oskara II – Spitsbergen)*, 2002, s. 222, 54 il., 33 fot., 37 tab., 17 zal.
184. Węclawowicz G. (red.), *Warszawa jako przedmiot badań w geografii społeczno-ekonomicznej*, 2002, s. 278, 31 il., 33 tab.
185. Solon J., *Ocena różnorodności krajobrazu na podstawie kompleksowej analizy struktury przestrzennej roślinności*, 2002, s. 230, 80 il., 26 tab.
186. Soja R., *Hydrologiczne aspekty antropopresji w polskich Karpatach*, 2002, s. 130, 24 il., 12 tab.
187. Kulikowski R., *Syntetyczne metody badań produktywności i towarowości rolnictwa*, 2003, s. 152, 42 il.
188. Błażejczyk K., Krawczyk B., Kuchcik M. (red.), *Postępy w badaniach klimatycznych i bioklimatycznych*, 2003, s. 316, 93 il., 37 tab.
189. Kotarba A. (red.), *Holocene and late vistulian paleogeography and paleohydrology*, 2003, s. 298, 94 il., 3 tab., 9 fot.
190. Komornicki T., *Przestrzenne zróżnicowanie międzynarodowych powiązań społeczno-gospodarczych w Polsce*, 2003, s. 256, 90 il., 11 tab., 3 zal.
191. Starkel L., Singh S. (red.), *Rainfall, runoff and soil erosion in the globally extreme humid area, Cherrapunji Region, India*, 2004, s. 116, 30 il., 16 tab., 12 fot.
192. Błażejczyk K., *Bioklimatyczne uwarunkowania rekreacji i turystyki w Polsce*, 2004, s. 292, 106 il., 53 tab., 2 zal.
193. Gębica P., *Przebieg akumulacji rzecznej w górnym vistulianie w Kotlinie Sandomierskiej*, 2004, s. 230, 39 il., 4 tab., 8 fot.

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRACE GEOGRAFICZNE NR 194

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 194

QUATERNARY FORMS AND DEPOSITS IN THE LIGHT
OF GROUND PENETRATING RADAR INVESTIGATIONS

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRACE GEOGRAFICZNE NR 194

Piotr Lamparski

**FORMY I OSADY CZWARTORZĘDOWE
W ŚWIETLE BADAŃ GEORADAROWYCH**



WARSZAWA 2004

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR: Grzegorz Węclawowicz
CZŁONKOWIE: Jerzy Grzeszczak, Barbara Krawczyk,
Jan Matuszkiewicz, Jerzy Parysek

RADA REDAKCYJNA

Bolesław Domański, Adam Kotarba, Jan Łoboda,
Andrzej Richling, Jan S. Kowalski, Andrzej Lisowski,
Eamonn Judge, Lydia Coudroy

RECENZENCI TOMU:

A. Ciołkosz, A. Kotarba

Praca doktorska opracowana
pod kierunkiem prof. Jana Szupryczyńskiego

ADRES REDAKCJI:

Dział Wydawnictw IGiPZ PAN
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
e-mail: e.janko@twarda.pan.pl

Opracowanie redakcyjne i techniczne: Ewa Jankowska

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
im. Stanisława Leszczyckiego, Warszawa 2004

PL ISSN 0373-6547
ISBN 83-87954-46-2

Spis treści

| | |
|---|-----|
| 1. Cel i zakres badań | 7 |
| 2. Metoda badań | 13 |
| 2.1. Teoretyczne podstawy badań georadarowych | 15 |
| 2.2. Aparatura pomiarowa i procedura badawcza | 22 |
| 3. Wybrane przykłady zastosowania metody profilowania radarowego w badaniach form i osadów czwartorzędowych | 35 |
| 3.1. Stanowiska o genezie naturalnej | 39 |
| 3.1.a. Formy i osady eoliczne | 39 |
| 3.1.b. Formy i osady fluwioglacjalne | 43 |
| 3.1.c. Formy i osady limnoglacjalne | 47 |
| 3.1.d. Formy i osady glacialne | 59 |
| 3.1.e. Osady biogeniczne | 68 |
| 3.1.f. Formy i osady denne jezior i rzek | 74 |
| 3.2. Stanowiska antropogeniczne | 80 |
| 3.2.a. Stanowisko archeologiczne w Lidzbarku Welskim (kościół Najświętszej Marii Panny) | 82 |
| 3.2.b. Średniowieczne stanowisko w Poznaniu (Ostrów Tumski) | 92 |
| 4. Wnioski | 99 |
| Literatura | 103 |
| Quaternary forms and deposits in the light of Ground Penetrating Radar investigations (Summary) | 109 |

1. CEL I ZAKRES BADAŃ

Właściwe rozpoznanie struktury osadów czwartorzędowych w kilkukilkunastometrowej, przypowierzchniowej warstwie ziemi napotyka często na poważne trudności z uwagi na niewystarczającą ilość danych. Informacje o budowie geologicznej, uzyskane metodami bezpośrednimi, w przypadku tej części litosfery mają zwykle charakter punktowy (wiercenia, niewielkich rozmiarów odsłonięcia i odkrywki). Poza tym używanie znanych i stosowanych od lat metod pośrednich (np. geofizycznych metod sejsmicznych) nie pozwala na szczegółową penetrację tej stosunkowo płytkiej strefy. Dopiero od niedawna stosowane w tej dziedzinie nowe metody geofizyczne, a wśród nich bardzo obiecująca metoda geofizycznego profilowania radarowego pozwalają uzyskać nowe nieosiągalne dotąd informacje o strukturze form i osadów je budujących. Do zalet metody georadarowej zaliczyć trzeba nie tylko możliwość uzyskania „obrazu osadu” o wysokiej rozdzielczości, ale również możliwość określenia cech tego osadu poprzez szczegółową analizę i interpretację wyników. W wielu przypadkach informacje te stanowią klucz do poznania genezy form i osadów.

Metoda geologicznego profilowania radarowego, a także aparatura badawcza stosowana w tej metodzie, zwana jest w krajach anglojęzycznych metodą (i aparaturą) GPR – *Ground Penetrating Radar* (Radar Penetrujący Grunt). Określenie to nie do końca jest słuszne, i to zarówno ze względu na podmiot, jak i na przedmiot badań. Podmiotem badań może być prawie nieskończona mnogość środowisk i obiektów naturalnych, antro- i biogenicznych. Mogą to być osady o genezie naturalnej, dna zbiorników wodnych lub rzek, jaskinie, osuwiska, a również konstrukcje wykonane ręką człowieka – tunele, fundamenty, ściany budynków, powierzchnie dróg i lotnisk, czy wreszcie „konstrukcje” biogeniczne – takie jak korzenie drzew (Hruska i in. 1999) lub części ciała człowieka („radar” do badania struktury oka ludzkiego). Obiektem badań metody GPR jest zatem nie tylko „grunt”. Z kolei sama aparatura georadarowa jest czymś więcej niż radarem w klasycznym sensie tego pojęcia. Klasyczny radar (od angielskiego określenia *Radio Detection and Ranging*), służy do wykrycia i określenia odległości do oddalonych od obserwatora obiektów. Tymczasem aparatura GPR pozwala na dużo więcej. Na podstawie cech fal radiowych odbitych od obiektu (ich widma, amplitudy oraz sposobu odbicia) możemy określić położenie, kształt oraz materiał, z którego zbudowany jest obiekt.

Na koniec uwag dotyczących słuszności (lub nie) stosowania pojęcia radar do aparatury GPR wydaje się uzasadnione określenie zakresu częstotliwości fal elektromagnetycznych, które są wysyłane i odbierane za pomocą tej aparatury. Powszechnie obowiązujący na świecie dekadowy podział zakresów fal radiowych (Regulamin Radiokomunikacyjny Międzynarodowej Unii Telekomunikacyjnej), ze względu na ich długość (i częstotliwość), dzieli te fale na kilka grup (tab. 1).

Tabela 1. Dekadowy podział zakresów fal radiowych

| Oznaczenie | Częstotliwości | Fale |
|------------|----------------|-----------------|
| VLF | 3–30 kHz | myriametrowe |
| LF | 30–300 kHz | kilometrowe |
| MF | 300–3000 kHz | hektometrowe |
| HF | 3–30 MHz | dekametrowe |
| VHF | 30–300 MHz | metrowe |
| UHF | 300–3000 MHz | decymetrowe |
| SHF | 3–30 GHz | centymetrowe |
| EHF | 30–300 GHz | milimetrowe |
| | 300–3000 GHz | decymilimetrowe |

Większość powszechnie stosowanej aparatury georadarowej wykorzystuje fale metrowe, czyli zakres częstotliwości pomiędzy 30 a 300 MHz. Takie fale stosowane były również podczas badania stanowisk opisanych w niniejszej pracy. Zastosowanie georadaru do szczególnych zadań, takich jak precyzyjne badania stanowisk archeologicznych, struktury elementów konstrukcyjnych budowli oraz obiektów biologicznych, wymusza stosowanie anten nadawczo-odbiorczych o wyższych zakresach częstotliwości (400–1000 MHz, czasem powyżej). W zastosowaniach tych wykorzystuje się zatem fale decymetrowe. Jednak tylko w niewielkim zakresie ich długości mogą pokrywać się z długościami fal stosowanymi przez radary nawigacyjne (powyżej 1 GHz).

Uwagi powyższe służą pokazaniu jak dalece aparatura GPR – z uwagi na rodzaj nośnika informacji, tj. zakresu fal radiowych, zwana często w tej pracy również georadarem – różni się od klasycznej aparatury radarowej, służącej nawigacji lotniczej. Jak dalece urządzenie zwane radarem nim nie jest. Czy warto jednak na potrzeby tego opracowania tworzyć specjalną nazwę na aparaturę GPR? Wydaje się, że ze względu na mocno ugruntowaną w literaturze światowej pozycję pojęć Ground Penetrating Radar i georadar nie jest słusznym proponowanie, innej niż przyjęta, polskiej nazwy dla tej aparatury.

Cel pracy wynika z obecnego stanu wiedzy na temat interpretacji badań georadarowych, a właściwie z dużych braków w tej wiedzy. Jednym z założeń pracy jest chęć udowodnienia tezy, że stosowanie metody GPR w geomorfologii i płytkiej geologii pozwala znacznie poszerzyć naszą wiedzę na temat

struktur depozycyjnych i deformacyjnych występujących w osadach czwartorzędowych oraz daje nadzieję na odkrycie nieznanych struktur i wyjaśnienie prowadzących do ich powstania procesów. Zastosowanie metody georadarowej oraz pełne zrozumienie jej specyfiki interpretacyjnej może stanowić przełom w metodologii badań osadów i form czwartorzędowych w tym również struktur antropogenicznych. Jednak brak jest, jak do tej pory, ścisłego klucza interpretacyjnego metody GPR w badaniach geomorfologicznych i geologicznych. Brakuje również w literaturze światowej syntetycznych opracowań dotyczących interpretacji wyników profilowania radarowego w badaniach form i osadów czwartorzędowych. Istniejące opracowania koncentrują się zwykle na zagadnieniach teorii propagacji fal elektromagnetycznych w różnych ośrodkach geologicznych oraz na zastosowaniu metody GPR w inżynierii (Annan, Davis 1977; Davis, Annan 1989; Halleux 1992; Ulriksen 1982). Zagadnienie interpretacji danych geologicznych uzyskanych metodą profilowania radarowego jest w tych pracach traktowane marginalnie. Taki stan rzeczy wynika głównie z tego, że w większości dysponentami radarów geofizycznych są przedsiębiorstwa komercyjne, stosujące metodę profilowania radarowego w pracach czysto aplikacyjnych. Nieliczne prace traktujące zagadnienie interpretacji wyników badań metodą georadarową w sposób całościowy są jeszcze zbyt ogólne (Jol i in. 1996; van Overmeeren 1996, 1998a, 1998b).

W ostatnich latach obserwuje się wzrost zainteresowania metodami płytkiego rozpoznania geofizycznego w geologii. Jednak, jak się wydaje, zainteresowanie to nie jest jeszcze powszechne w Polsce. Co więcej, sama metoda georadarowa jest wśród polskich geomorfologów i geologów albo bardzo słabo znana albo w ogóle nie znana. Stosowanie metody georadarowej w Polsce jest wciąż bardzo rzadkie i zwykle traktowane jako swego rodzaju test badawczy. Do ciekawszych prac w tym zakresie należą sondowania Krzemionek Opatowskich (Borkowski 1990) oraz sondowania jeziora Dąbie pod kątem poznania jego paleogeografii (Razowski 1985; Piotrowski 1989). Ostatnio interesujące rezultaty uzyskali Adam Szyrkiewicz podczas sondowania georadarowego wałów przeciwpowodziowych Odry (Szyrkiewicz 2000) oraz Stanisław Rudowski z zespołem, podczas geologicznych prac rozpoznawczych na terasie Wisły w Warszawie (Gajewski i in. 2000). Ta ostatnia praca wydaje się być szczególnie interesująca ze względu na prowadzenie porównawczych badań sejsmoakustycznych. Istnienie tych badań nie zmienia jednak faktu rzadkiego i przypadkowego stosowania metody GPR w geologii i geomorfologii na obszarze Polski. Tymczasem do stworzenia systematycznych podstaw metody w postaci klucza interpretacyjnego oraz rozstrzygnięcia jak daleko sięgają jej możliwości w badaniach struktury form i osadów czwartorzędo-

wych potrzebna jest duża ilość zastosowań metody georadarowej i jej większe upowszechnienie, a także opracowanie metodyki badań georadarowych.

Zasadniczym celem niniejszej pracy jest próba wstępnego opracowania metodyki badań georadarowych oraz ukazanie możliwych dróg interpretacyjnych na wybranych przykładach badań wykonanych przez autora. Praca ta nie ma jednak ambicji wyczerpania tematu. Podobnie jak to ma miejsce w przypadku wielu innych metod geofizycznych, metody interpretacji badań georadarowych, prowadzące w konsekwencji do przybliżania się do rzeczywistego obrazu osadu, są doskonałe w sposób permanentny. To, co dzisiaj wydaje się w miarę pełną interpretacją geologiczną, jutro może okazać się niewystarczające. Zmieniają się możliwości aparatury, możliwości komputerowego opracowania danych, a przede wszystkim nasza wiedza o procesach i strukturach, które badamy.

Tematem badań, które prowadzą do realizacji wyżej sformułowanego celu, jest w niniejszej pracy ocena metody badawczej, a w szczególności ocena przydatności radaru geofizycznego do określenia budowy wewnętrznej form powierzchni Ziemi występujących na Niżu Polskim oraz poznania struktury osadów je budujących, a także określenie charakteru i rozciągłości tych struktur. Ocena ta, wobec powyższych uwag, odnosi się oczywiście do konkretnej aparatury badawczej, jaką dysponował autor, oraz do obecnego stanu wiedzy na temat możliwości interpretacji.

Zakres badań, przeprowadzonych w ramach opracowywania metodyki geologicznych sondowań radarowych obejmował wybrane reperowe stanowiska badawcze położone na Niżu Polskim. Wybór miejsc testowych badań radarowych podyktowany był pragnieniem ukazania wszystkich ważnych aspektów metody georadarowej. Wybór niektórych stanowisk ma na celu sprawdzenie możliwości metody pod względem zasięgu jej działania, a innych pod względem oceny jej precyzji i rozdzielczości.

Należy tu dobitnie podkreślić, że obszary testowe zostały wybrane w taki sposób, aby pokazać cechy metody badawczej. Dobór stanowisk może pozostawiać pewien niedosyt, a ich opracowanie sprawiać wrażenie niekompletnych. Jednak zasadniczym celem pracy nie było zbadanie wszystkich rodzajów form i osadów czwartorzędowych występujących na Niżu. Ich wybór wynikał z celu i tematu badań. A zatem niektóre stanowiska koncentrują się na określeniu wpływu wody na jakość metody GPR (wydma), inne pokazują jej rozdzielczość (morena czołowa, kemy) lub zasięg badania (kemy, sandr), pomijając szczegółową interpretację geologiczną lub morfogenetyczną. Jeszcze inne stanowiska wybrano w celu pokazania wpływu czynników ograni-

czających przydatność metody. Tam, gdzie interpretacja geologiczna była możliwa, podano ją lub zaproponowano alternatywne rozwiązania interpretacji. Wyjaśnienia wymaga również tak poważna obecność stanowisk antropogenicznych w niniejszej pracy. Wynika ona z tego, że stosowanie metody radarowej w badaniach osadów i form antropogenicznych jest powszechniejsze niż w badaniach form i osadów naturalnych. Ponadto stopień zaawansowania technik interpretacyjnych, w tej kategorii genetycznej, jest również wyższy. Wydaje się, że w pewnym zakresie interpretacji badań radarowych osadów i form czwartorzędowych, obejmujących zarówno formy naturalne jak i przekształcone przez człowieka, te ostatnie wyznaczają nowe kierunki technik interpretacyjnych. Z tego punktu widzenia włączenie 2. stanowisk, o udokumentowanym wpływie człowieka na naturalną budowę osadów, miało służyć pokazaniu możliwości interpretacji wyników badań radarowych stanowisk naturalnych technikami „archeologicznymi”. W szczególności chciano pokazać interpretację w przestrzeni (3D), a nie tylko w płaszczyźnie. Interpretacja metodą 3D, pokazana na przykładach stanowisk antropogenicznych, mogła być skonfrontowana z wynikami badań bezpośrednich, gdyż zasięg stanowisk archeologicznych jest zwykle niewielki. Nie można było pokazać w podobny sposób metody trójwymiarowej interpretacji stanowisk naturalnych, trudno bowiem wyobrazić sobie odkrywki lub wykopy obejmujące np. całe sandry lub moreny czołowe. Stanowiska antropogeniczne pełniły w pracy głównie funkcję laboratorium technik interpretacyjnych. Z punktu widzenia metody badawczej nie różnią się one od naturalnych.

Ponadto, wobec faktu dużej antropopresji na Niżu Polskim, wpływ modyfikujących działań człowieka w osadach i formach pierwotnie naturalnych jest bardzo duży (grodziska na kemach, denudacja rolna na obszarach o różnej genezie, niwelacja na obszarach zurbanizowanych itp.). A więc umiejętność oddzielenia tego co pierwotne, na radarowych obrazach osadu, od tego co zmienił człowiek jest bardzo ważna. I taki był również powód zamieszczenia tych stanowisk.

2. METODA BADAŃ

Profilowanie radarowe, analogicznie do sondowania akustycznego (echosonda) lub sejsmicznych metod geofizycznych, polega na penetrowaniu ośrodka geologicznego falami elektromagnetycznymi (Ulriksen 1982; Lamparski 1992, 1993). Impulsy wysyłane z dużą częstotliwością pionowo w dół, po natrafieniu na przeszkodę w postaci strefy nieciągłości własności elektrycznych gruntu, odbijają się od niej i wracają w postaci echa do aparatury radarowej. Przez strefy nieciągłości rozumie się w tym przypadku wszelkie granice i obszary przejściowe pomiędzy różnymi osadami, zmiany uziarnienia i proporcji poszczególnych elementów budujących osady. Są to wszelkie graniczne strefy oddzielające od siebie osady o różnych właściwościach elektrycznych, w których fale elektromagnetyczne rozchodzą się w odmienny sposób (z inną prędkością i tłumieniem). Odbite impulsy fal radiowych rejestrowane są przez aparaturę radarową i tworzą w czasie rzeczywistym profil badanego osadu.

Pojęcie strefy nieciągłości, wprowadzone powyżej, wymaga krótkiego cpisu i uściślenia. Pojęcie to zostało wprowadzone przez autora i jest skrótem pojęcia: *strefa nieciągłości właściwości elektrycznych i magnetycznych osadu*. Tak rozumiana strefa nieciągłości nie jest tożsama z pojęciem strefy nieciągłości w tektonice. Chociaż tektoniczne strefy nieciągłości (np. uskoki) są dla radaru również strefami nieciągłości, gdyż w ich obrębie także zmieniają się właściwości fizyczne osadu (choćby poprzez zjawisko łatwiejszej penetracji wody wzdłuż płaszczyzn uskokowych). Nazwanie stref zmian warunków fizycznych osadu strefą nieciągłości wynika w dużym stopniu z tłumaczenia na język polski powszechnie w światowej literaturze stosowanego angielskiego pojęcia *interface*, które oznacza właśnie strefę lub granicę kontaktu dwu różnych elementów. Pojęcie *interface* wiąże się tak ściśle z metodą GPR, że jeden z wiodących producentów georadarów nazywa swoje produkty *Subsurface Interface Radar System* – w skrócie SIR System.

Radar geofizyczny (GPR) jest urządzeniem rejestrującym zmiany własności elektrycznych badanego ośrodka. Zmiany te występują na granicach litologicznych osadów, w strefach gwałtownych zmian zawartości wody w osadzie (granica strefy aeracji i saturacji) oraz w miejscach występowania ciekotów „masywnych” (głazów, pni itp.). Radar geofizyczny rejestruje wyżej wymienione granice w sposób podobny, zasadniczo nie różnicując ich cha-

rakteru. Niektóre z tych granic mają charakter stref – np. strefa podciągu kapilarnego, jako strefa przejścia od osadu suchego do osadu nasączonego wodą – inne natomiast mają charakter ostrych granic litologicznych (np. granica torfu i leżącego pod nim piasku) lub granic środowiskowych (np. granica wody i osadu dennego).

Powyższe powody stały się przyczyną stworzenia, na potrzeby tego opracowania, pojęcia strefy nieciągłości, które – zdaniem autora – dobrze oddaje specyfikę przedmiotu badań. W badaniach sejsmicznych podobną rolę pełni pojęcie granicy sejsmicznej. Jednak w przypadku badań georadarowych poprawną analogią do tego pojęcia byłoby pojęcie granicy elektromagnetycznej, co nie wydaje się zbyt fortunną nazwą. Zdaniem autora pojęcie strefy nieciągłości znacznie lepiej oddaje sens przedmiotu badań georadarowych i jednocześnie nawiązuje do nazwy anglojęzycznej (*interface*). Niektórzy autorzy (Beres i in. 1995; Huggenberger i in. 1994; Beres i in. 1999; van Overmeeren 1994, 1998a, 1998b) używają pojęcia granic facji radarowych. Jednak facje radarowe, rozumiane jako względnie jednorodne pod względem właściwości elektrycznych zespoły osadów wydają się być wydzieleniem nie do końca słusznym. Facje radarowe nie odpowiadają ściśle, w takim ujęciu, żadnemu innemu facjalnemu podziałowi osadu, ani to pod względem litologicznym, ani paleontologicznym ani też sedymentologicznym. Pojęcie facji radarowych, choć najbliższe chyba ostatniemu rozumieniu facji, nie jest z nią tożsame, gdyż obejmuje również zmiany własności osadu wynikające ze zmian wilgotności. Te z kolei podlegają zmienności w czasie. A więc w jednym stanowisku obraz facji radarowych może zmieniać się nawet w zależności od warunków pogodowych. Wydaje się, że jest to poważny argument przeciwko używaniu określenia facji radarowej, gdyż w większości wypadków i niezależnie od sposobu rozumienia pojęcia facji – ich układ w osadzie jest w miarę stabilny.

Przywołane powyżej badania sejsmiczne wydają się być dobrą analogią do badań georadarowych w zakresie techniki uzyskiwania danych oraz metod ich interpretacji. Podobnie jak w badaniach sejsmicznych tu również rejestruje się, impuls po impulsie, zmiany prędkości rozchodzenia się fal w osadzie. Tu jest to efektem zróżnicowania własności elektrycznych osadu. A fale, których prędkość się mierzy, to fale radiowe a nie sejsmiczne. Procedura pomiarowa prowadzi do wykreślenia pseudo-przekroju radarowego, który stanowi model przekroju osadu. Jednak, jak w każdym modelu, nie jest on tożsamy z obrazem osadu, który reprezentuje. Zasadniczą różnicą jest inna, niż w rzeczywistości, skala pionowa przekroju. Na obrazach georadarowych pionowa skala skalibrowana jest w jednostkach czasu (ns) i oznacza czas, jaki

potrzebuje fala elektromagnetyczna, wysłana przez radar, do powrotu i zarejestrowania przez aparaturę pomiarową. Czas ten zależny jest od rodzaju osadu, co oznacza, że do dokładnego skalibrowania wyników badań georadarowych potrzebna jest choćby ogólna wiedza na temat badanego środowiska geologicznego. Niezależnie jednak od rodzaju osadu, jaki badamy, profil radarowy pozwala prześledzić, na całej swej długości, zmienność poszczególnych warstw osadów, ich wzajemną relację, a także kształt i rozciągłość struktur deformacyjnych. Ponadto, dzięki bardzo wysokiej rozdzielczości metody profilowania radarowego, można w trakcie prowadzenia badań (*in situ*) zaobserwować układ drobnych struktur w osadzie (np. układ uskoków w formach szczelinowych, drobne kopalne formy erozyjne, struktury glacyjotektoniczne itp.)

Żeby w pełni zrozumieć mechanizm działania radaru i sposób uzyskiwania przez to urządzenie informacji o środowisku przyjrzymy się wybranym zagadnieniom teoretycznym dotyczącym propagacji fal radiowych w różnych ośrodkach fizycznych.

2.1. TEORETYCZNE PODSTAWY BADAŃ GEORADAROWYCH

W metodzie profilowania radarowego nośnikiem informacji, decydującym o jej jakości i ilości, są fale elektromagnetyczne. Poznanie praw rządzących ich rozchodzeniem się, a także rozpraszaniem i odbiciem, jest podstawowym warunkiem zrozumienia metody GPR. Wiedza na temat natury propagacji fal elektromagnetycznych pozwala również dostrzec walory i ograniczenia tej metody badawczej.

Rozważania poniższe będą jednak z konieczności uproszczone, ponieważ rozpatrywanie teoretycznych aspektów propagacji fal elektromagnetycznych w próżni i ośrodkach geologicznych nie jest głównym celem niniejszej pracy, a jedynie służyć ma zrozumieniu metody badawczej. Szczegółowe omówienie tych zagadnień zostało zamieszczone w licznych pracach, począwszy od podręczników fizyki (Feynman 1992; Feynman i in. 2001; Landau, Lifszyc 1986), poprzez rozważania teorii budowy sprzętu radarowego (King 1980), aż po opracowania dotyczące zastosowania metody GPR w badaniach określonych rodzajów osadów (Annan, Davis 1976, 1977; Halleux 1992; Ulrikssen 1982).

Fale elektromagnetyczne w próżni przemieszczają się po prostych z prędkością około $300\,000\text{ km s}^{-1}$. Zależność długość fali elektromagnetycznej λ od prędkości rozchodzenia się i okresu wyraża się wzorem:

$$\lambda = cT \quad (1)$$

lub
$$\lambda = \frac{c}{f} \quad (2)$$

gdzie:

c – prędkość światła, T – okres (odwrotność częstotliwości fali – f).

Propagację fal elektromagnetycznych opisują równania Maxwella (Feynman i in. 2001; Halleux 1992; Landau, Lifszyc 1986), wiążące ze sobą różne parametry ośrodków fizycznych (m. in. pole elektryczne i pole magnetyczne). Równania te, będące fundamentem teorii oddziaływań elektromagnetycznych, nie będą tu szczegółowo omawiane. Najistotniejszą dla nas kwestią, wprost przekładającą się na praktykę badań georadarowych, jest istnienie w tych równaniach kilku współczynników proporcjonalności wiążących ze sobą podstawowe wielkości fizyczne w nich występujące. Są to: ϵ_r – przenikalność elektryczna, μ_r – przenikalność magnetyczna, oraz σ – przewodność elektryczna właściwa. Współczynniki te opisują elektryczne i magnetyczne właściwości ciał i określają podstawowe wielkości istotne w badaniach georadarowych, jakimi są zasięg badania i jego rozdzielczość, tj. zdolność rozdzielania przez radar dwu leżących blisko siebie obiektów lub warstw geologicznych.

Trzy wspomniane wyżej wielkości fizyczne, a szczególnie dwie, tj. względna przenikalność elektryczna ϵ_r , i przewodność elektryczna właściwa σ , jak już wspomniano wyżej, charakteryzują w sposób wystarczający środowiska geologiczne pod względem elektrycznym i magnetycznym (Hoekstra, Delaney 1974). Ich znajomość w znacznym stopniu ułatwia interpretację badań radarowych i w konsekwencji pozwala je uściślić i określić zakres popełnianych błędów.

Najmniejszą wartość, równą jedności, przyjmuje przenikalność elektryczna ϵ_r w próżni i w powietrzu. W powietrzu prędkość rozchodzenia się fali elektromagnetycznej wynosi 300 000 km s⁻¹. Maksymalna zaś wartość przenikalności elektrycznej ϵ_r wynosi około 81 (dla wody). W tym przypadku prędkość propagacji fal elektromagnetycznych wynosi około 33 000 km s⁻¹, a odpowiadająca jej długość fali jest 9-cio krotnie mniejsza niż w powietrzu. Ma to istotne znaczenie w uzyskaniu dużej rozdzielczości pionowej obrazu radarowego.

Fale elektromagnetyczne przenikają w różnym stopniu ośrodki fizyczne. W czasie swej wędrówki ulegają rozproszeniu oraz odbiciu. Największe natężenie tych zjawisk ma miejsce w strefach radykalnych zmian właściwości elektrycznych ośrodków (ϵ_r , σ), zwanych w tej pracy strefami nieciągłości. Do opisu zjawisk odbicia i rozproszenia można z pewnym przybliżeniem stosować prawa optyki geometrycznej. A zatem przy przejściu fal elektromagnetycznych przez strefę nieciągłości następuje odbicie części promieniowa-

nia oraz przejście pozostałej porcji energii głębiej. Zjawisko odbicia najlepiej charakteryzuje współczynnik odbicia, R , którego wartość zależy od wartości przenikalności elektrycznej powyżej (ϵ_1) i poniżej strefy nieciągłości (ϵ_2). Współczynnik ten przyjmuje wartości od 0 do 1 (Halleux 1992; Reppert i in. 2000):

$$R = \frac{\sqrt{\epsilon_1} - \sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}} \quad (3)$$

Z kolei osłabienie promieniowania elektromagnetycznego przechodzącego przez ośrodek geologiczny zależy od względnej przenikalności elektrycznej (ϵ_r) oraz od przewodności elektrycznej właściwej (σ) i wynosi w przybliżeniu (Halleux 1992):

$$\alpha = 1640 \frac{\sigma}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (4)$$

Wielkość osłabienia fal elektromagnetycznych α określana jest w decybelach na metr (dB m^{-1}) i decyduje o maksymalnym zasięgu badań radarowych.

Współczynnik odbicia fal elektromagnetycznych (R) zależny jest wyłącznie od różnicy wielkości stałych dielektrycznych ϵ_r osadów. Od różnicy ich wielkości zależy, jaka część energii impulsu wysłanego przez radar dotrze po odbiciu od granic osadów do aparatury odbiorczej.

Natomiast osłabienie α zależne jest w dużym stopniu od przewodności elektrycznej właściwej (σ), która przybiera bardzo różne wartości w różnych ośrodkach geologicznych. Według C.P.F. Ulriksena (1982) σ przyjmuje, dla wszystkich ośrodków fizycznych, wartości w dwudziestu rzędach wielkości. Tak duża zmienność tego parametru powoduje duże zróżnicowanie zasięgu działania radaru w różnych środowiskach geologicznych.

Jak już wspomniano, charakterystyka środowisk geologicznych jako medium propagacji fal elektromagnetycznych, może być dokonana poprzez analizę wartości ich parametrów elektrycznych – to jest przenikalności elektrycznej właściwej ϵ_r i przewodności elektrycznej właściwej σ . Ich wartości oraz wzajemny układ w sekwencji warstw budujących osady decydują o jakości badania radarowego, jego zasięgu, możliwości rozdzielania blisko siebie leżących warstw oraz możliwości wypreparowania pojedynczych obiektów z masy osadu (głazów, obiektów antropogenicznych). Znajomość tych parametrów pozwala również prześledzić zmienność właściwości fizycznych osadu w przekroju i planie poziomym.

Większość występujących na Niżu osadów czwartorzędowych to skały nieskonsolidowane, przeważnie klastyczne (iły, mułki, piaski, żwiry i gliny) i organiczne (torfy, gytie) oraz pochodzenia chemicznego (kreda jeziorna). W opracowaniu niniejszym rozpatrywane są ponadto osady antropogenicz-

ne (oraz formy z nich zbudowane, tj. obiekty antropogeniczne). Warte są one uwagi nie tylko ze względu na genezę, ale również szczególnie skomplikowaną budowę wewnętrzną. Osady te, często trudne do interpretacji bez pomocy archeologa, stanowią szczególnie wdzięczny, dla badań radarowych, rodzaj środowiska geologicznego – ze względu na duże urozmaicenie budujących je elementów i stosunkowo niewielką miąższość.

Porównanie wartości przewodności elektrycznej właściwej σ osadów klastycznych, dla tych samych warunków wilgotnościowych (pozycje 8–11 w tabeli 2), prowadzi nieuchronnie do wniosku, że bardzo istotnym czynnikiem determinującym wartość σ jest wielkość uziarnienia osadu. Dla piasku uwodnionego (poz. 9) wartość tego parametru może wynosić zaledwie 10^{-4} S m^{-1} , podczas gdy dla iltu może osiągać nawet 1 S m^{-1} , wartość bardzo dużą, nie osiąganą w innych rodzajach osadów (wyłączając wodę morską i metale). Zgodnie więc ze wzorem 4., określającym osłabienie sygnału radarowego w osadzie, im większa wartość σ , tym większe tłumienie fali elektromagnetycznej w osadzie, czyli mniejszy zasięg działania radaru. Wszystkie media, dla których wartość przewodności jest duża, są zatem z założenia trudno rozpoznawalne metodą profilowania radarowego (tab. 2). Takimi środowiskami są osady droбноziarniste, bogate we frakcje ilaste, oraz woda, szczególnie morska o dużej zawartości jonów (będąca *de facto* elektrolitem). Zależność tę potwierdzają również badania laboratoryjne (Wensink 1993).

Niemniej istotnym czynnikiem wpływającym na podwyższenie wielkości przewodności elektrycznej σ i w rezultacie na podwyższenie tłumienia sygnału w osadzie jest obecność w nim wody. Skąły luźne, z jakimi mamy w tym przypadku do czynienia można traktować jako mieszaninę suchego osadu (klastycznego lub organicznego) z wodą. Duże wartości przewodności elektrycznej właściwej wody, szczególnie zawierającej dużą ilość jonów – a z taką w przyrodzie mamy prawie wyłącznie do czynienia, powodują, że woda jako domieszka do osadu podwyższa w znaczny sposób wartość σ , czyli wpływa niekorzystnie na propagację sygnałów radarowych, powodując ich wytłumienie. Wielu badaczy (Annan, Davis 1977; Saarenketo 1998; Ulriksen 1982; Wensink 1993) wskazuje na bardzo duży wpływ zawartości wody w osadzie na jego właściwości elektryczne. Porównanie pozycji w tab. 2 podających wielkości σ osadu suchego i mokrego prowadzi do wniosku, że zmiany tego parametru wskutek nasączenia osadu wodą mogą obejmować nawet siedem rzędów wielkości – dla wapienia suchego σ jest 25 mln razy mniejsze niż dla wapienia mokrego, czyli osłabienie promieniowania radarowego w przypadku nasączenia wapienia wodą, zgodnie ze wzorem 4., jest 25 mln razy większe niż w przypadku wapienia suchego.

Tabela 2. Przybliżone wartości przewodności elektrycznej właściwej (σ) i przenikalności elektrycznej właściwej (ϵ_r) dla różnych ośrodków fizycznych

| Źródło informacji | Morey, 1974 | | Ulriksen, 1982 | | Davis, Annan, 1989 | |
|--|------------------------------|--------------|------------------------------|--------------|-------------------------|--------------|
| | σ [$S m^{-1}$] | ϵ_r | σ [$S m^{-1}$] | ϵ_r | σ [$S m^{-1}$] | ϵ_r |
| 1. powietrze | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 |
| 2. woda destylowana | – | – | – | – | 10^{-3} | 80 |
| 3. woda słodka | $10^{-4} - 3 \times 10^{-2}$ | 81 | $10^{-4} - 3 \times 10^{-2}$ | 81 | 5×10^{-4} | 80 |
| 4. woda morska (30‰) | 4 | 81 | 4 | 81 | 30 | 80 |
| 5. lód słodkowodny | $10^{-4} - 10^{-2}$ | 4 | 10^{-3} | 4 | 10^{-3} | 3–4 |
| 6. lód morski | – | – | $10^{-2} - 10^{-1}$ | 4–8 | – | – |
| 7. firn | – | – | $10^{-6} - 10^{-3}$ | 1,4 | – | – |
| 8. piasek suchy | $10^{-7} - 10^{-3}$ | 4–6 | $10^{-7} - 10^{-3}$ | 4–6 | 10^{-3} | 3–5 |
| 9. piasek uwodniony | $10^{-4} - 10^{-2}$ | 30 | $10^{-4} - 10^{-2}$ | 30 | $10^{-4} - 10^{-3}$ | 20–30 |
| 10. mułek uwodniony | $10^{-3} - 10^{-2}$ | 10 | $10^{-3} - 10^{-2}$ | 10 | $10^{-3} - 10^{-1}$ | 5–30 |
| 11. il uwodniony | $10^{-1} - 1$ | 8–12 | $10^{-1} - 1$ | 8–12 | $2 \times 10^{-3} - 1$ | 5–40 |
| 12. sucha, piaszczysta równina przybrzeżna | 2×10^{-3} | 10 | – | – | – | – |
| 13. bagnisty, zalesiony obszar płaski | 8×10^{-3} | 12 | – | – | – | – |
| 14. obszar upraw rolnych | 10^{-2} | 15 | – | – | – | – |
| 15. pastwiska | 5×10^{-3} | 10 | – | – | – | – |
| 16. gleba piaszczysta sucha | – | – | $1,4 \times 10^{-4}$ | 2,6 | – | – |
| 17. gleba piaszczysta mokra | – | – | $6,9 \times 10^{-3}$ | 25 | – | – |
| 18. gleba gliniasta sucha | – | – | $1,1 \times 10^{-4}$ | 2,5 | – | – |
| 19. gleba gliniasta mokra | – | – | $2,1 \times 10^{-2}$ | 19 | – | – |
| 20. gleba ilasta sucha | – | – | $2,7 \times 10^{-4}$ | 2,4 | – | – |
| 21. gleba ilasta mokra | – | – | 5×10^{-2} | 15 | – | – |
| 22. zmarzlina | $10^{-3} - 10^{-2}$ | 4–8 | $10^{-3} - 10^{-2}$ | 4–8 | – | – |
| 23. granit (suchy) | 10^{-8} | 5 | 10^{-8} | 5 | $10^{-5} - 10^{-3}$ | 4–6 |
| 24. granit (mokry) | – | – | 10^{-3} | 7 | – | – |
| 25. łupek (mokry) | – | – | 10^{-1} | 7 | $10^{-3} - 10^{-1}$ | 5–15 |
| 26. piaskowiec (mokry) | – | – | 4×10^{-2} | 6 | – | – |
| 27. wapień (suchy) | 10^{-9} | 7 | 10^{-9} | 7 | 5×10^{-4} – | 4–8 |
| 28. wapień (mokry) | – | – | $2,5 \times 10^{-2}$ | 8 | 2×10^{-3} | – |
| 29. sól (sucha) | – | – | – | – | $10^{-3} - 10^{-3}$ | 5–6 |

Źródło informacji: Morey 1974; Ulriksen 1982; Davis, Annan 1989.

Z powyższych rozważań nasuwa się wniosek następującej treści: dobrym środowiskiem propagacji fal elektromagnetycznych spośród spotykanych skał czwartorzędowych na obszarze Niżu są suche osady klastyczne, gruboziarniste o niskiej zawartości wody. Kryteria te spełniają osady rzeczne i rzeczno-lodowcowe, piaszczysto-żwirowe osady morenowe, deltowe, a także w pewnym stopniu jeziorne, w tym osady form szczelinowych.

Zdolność przechodzenia fal elektromagnetycznych przez osady zależna jest również od częstotliwości tych fal. Tabela 3, będąca rozszerzeniem informacji zawartych w tabeli 2, o wyniki obliczonych wartości współczynnika osłabienia α dla różnych częstotliwości wysyłanych sygnałów, ukazuje tę zależność.

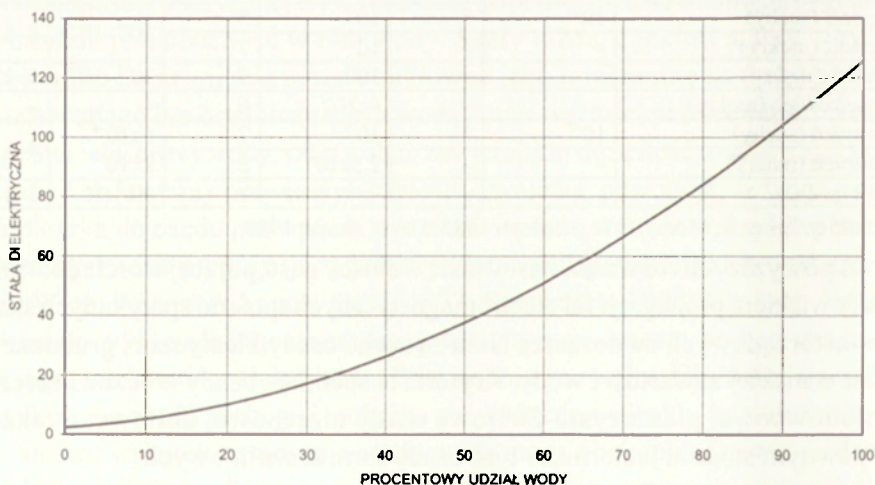
Drugim czynnikiem środowiskowym decydującym o jakości informacji uzyskanej metodą GPR jest wartość przenikalności elektrycznej właściwej ϵ , zwanej również stałą dielektryczną. Jak już wspomniano, parametr ten (a właściwie kontrast jego wartości dla różnych środowisk) decyduje o mocy odbitego sygnału od granicy geologicznej (strefy nieciągłości) i w konsekwencji o sile uzyskanego obrazu danego obiektu lub granicy osadów.

Przy rozpatrywaniu zmienności tego parametru założymy, podobnie jak w przypadku dyskusji zmienności przewodności σ , że osady powierzchniowe występujące na obszarze Niżu stanowią mieszaninę części szkieletowych i wody. Jak wynika z analizy tabeli 2, większość suchych osadów charakteryzuje się stosunkowo niską wartością stałej dielektrycznej. Domieszka wody, ze swej natury charakteryzującej się wysoką wartością stałej dielektrycznej ($\epsilon_r = 81$), powoduje wzrost wypadkowej wartości ϵ osadu. Większość autorów (m. in. Annan, Davis 1977; Ulriksen 1982; Wensink 1993) przyjmuje, że wartość ϵ rośnie wraz ze wzrostem zawartości wody w osadzie zgodnie z funkcją drugiego stopnia:

$$\epsilon = c + b(W) + a(W)^2 \quad (5)$$

gdzie:

a, b, c – współczynniki proporcjonalności, W – procentowy udział wody w osadzie. Wartości współczynników a, b, c są różne dla różnych osadów i często dla bardzo zbliżonych pod względem sedymentologicznym osadów bardzo się różnią.



Ryc. 1. Wykres zmienności stałej dielektrycznej w zależności od udziału wody (wg wzoru 5)

Variability diagram of the dielectric constant in relation to water content (according to the formula number 5)

Tabela 3. Osłabienie sygnału radarowego (dB m⁻¹) w różnych ośrodkach fizycznych w zależności od ich parametrów elektrycznych i częstotliwości wysyłanych fal elektromagnetycznych (właściwości elektryczne – wg różnych autorów z tabeli 2., wartości osłabienia obliczone wg wzoru 4)

| Rodzaj ośrodka | Właściwości elektryczne | | Częstotliwości (MHz) | | | | | | | |
|---|------------------------------------|---------------------|----------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|---------|
| | przew. elektr. (Sm ⁻¹) | przenikaln. elektr. | 80 | 100 | 120 | 150 | 200 | 250 | 300 | 500 |
| powietrze | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| woda | 0,03 | 81 | 5,448 | 5,448 | 5,449 | 5,450 | 5,450 | 5,451 | 5,451 | 5,451 |
| woda morska | 4 | 81 | 294,999 | 326,069 | 353,221 | 388,374 | 436,240 | 474,603 | 506,109 | 589,683 |
| lód | 0,001 | 4 | 0,818 | 0,817 | 0,818 | 0,818 | 0,818 | 0,818 | 0,818 | 0,818 |
| granit (suchy) | 0,00000001 | 5 | 7,31E-06 | 7,32E-06 | 7,31E-06 | 7,33E-06 | 7,32E-06 | 7,27E-06 | 7,27E-06 | 0,000 |
| wapień (suchy) | 0,00000000 1 | 7 | 5,74E-07 | 7,17E-07 | 6,08E-07 | 0,00E+00 | 0,00E+00 | 0,00E+00 | 0,00E+00 | 0,000 |
| ił (satur.) | 1 | 10 | 150,893 | 167,730 | 182,722 | 202,597 | 230,725 | 254,425 | 274,904 | 336,157 |
| fiń | 0,00001 | 1,4 | 0,014 | 0,014 | 0,014 | 0,014 | 0,014 | 0,014 | 0,014 | 0,014 |
| piasek (suchy) | 0,00001 | 5 | 0,007 | 0,007 | 0,007 | 0,007 | 0,007 | 0,007 | 0,007 | 0,007 |
| piasek (satur.) | 0,01 | 30 | 2,984 | 2,984 | 2,985 | 2,985 | 2,985 | 2,985 | 2,986 | 2,986 |
| mułek (satur.) | 0,01 | 10 | 5,141 | 5,151 | 5,157 | 5,162 | 5,166 | 5,168 | 5,169 | 5,171 |
| lód morski | 0,1 | 6 | 42,760 | 46,293 | 49,147 | 52,498 | 56,407 | 58,996 | 60,773 | 64,154 |
| bazalt (mokry) | 0,01 | 8 | 5,728 | 5,746 | 5,757 | 5,766 | 5,773 | 5,776 | 5,778 | 5,780 |
| granit (mokry) | 0,001 | 7 | 0,618 | 0,618 | 0,618 | 0,618 | 0,618 | 0,618 | 0,618 | 0,618 |
| łupek (mokry) | 0,1 | 7 | 41,856 | 45,098 | 47,666 | 50,608 | 53,922 | 56,030 | 57,431 | 59,974 |
| piaskowiec (mokry) | 0,04 | 6 | 22,568 | 23,598 | 24,309 | 25,010 | 25,662 | 26,005 | 26,206 | 26,517 |
| wapień (mokry) | 0,025 | 8 | 13,716 | 13,950 | 14,092 | 14,215 | 14,316 | 14,365 | 14,392 | 14,432 |
| miedź | 58000000 | 1 | 1175005 | 1313389 | 1438746 | 1608567 | 1857413 | 2076650 | 2274857 | 2936827 |
| żelazo | 1000000 | 1 | 154286 | 172456 | 188917 | 211215 | 243890 | 272678 | 298703 | 385624 |
| gleba piasz. sucha | 0,00014 | 2,6 | 0,142 | 0,142 | 0,142 | 0,142 | 0,142 | 0,142 | 0,142 | 0,142 |
| mokra | 0,0069 | 25 | 2,256 | 2,256 | 2,256 | 2,256 | 2,257 | 2,257 | 2,257 | 2,257 |
| glin. (sucha) | 0,00011 | 2,5 | 0,114 | 0,114 | 0,114 | 0,114 | 0,114 | 0,114 | 0,114 | 0,114 |
| mokra | 0,021 | 19 | 7,821 | 7,840 | 7,852 | 7,861 | 7,869 | 7,872 | 7,874 | 7,877 |
| iłasta (sucha) | 0,00027 | 2,4 | 0,285 | 0,285 | 0,285 | 0,285 | 0,285 | 0,285 | 0,285 | 0,285 |
| mokra | 0,05 | 15 | 19,911 | 20,287 | 20,516 | 20,717 | 20,884 | 20,964 | 21,008 | 21,074 |
| zmarzlina | 0,01 | 6 | 6,567 | 6,604 | 6,625 | 6,643 | 6,658 | 6,664 | 6,668 | 6,673 |
| woda m. (0.7 %) | 1 | 81 | 129,325 | 138,647 | 145,873 | 153,944 | 162,712 | 168,077 | 171,537 | 177,571 |
| sucha, piaszczysta równina przybrzeżna | 0,002 | 10 | 1,034 | 1,034 | 1,034 | 1,034 | 1,034 | 1,034 | 1,034 | 1,034 |
| bagnista zalesiona równina | 0,008 | 12 | 3,767 | 3,770 | 3,772 | 3,774 | 3,775 | 3,776 | 3,776 | 3,776 |
| słabo urzeźb., żyzny obszar rolniczy | 0,01 | 15 | 4,212 | 4,215 | 4,217 | 4,219 | 4,220 | 4,221 | 4,222 | 4,222 |
| średnio urzeźbione i zalesione pastwiska | 0,005 | 13 | 2,266 | 2,266 | 2,267 | 2,267 | 2,267 | 2,268 | 2,268 | 2,268 |

Wzór ten (5) stosuje się zwykle dla osadów klastycznych, w których zawartość wody nie jest większa niż 40–50 %. Dla osadów organicznych, zawierających większą procentowo ilość wody, wzór ten zwykle nie ma zastosowania, dając sprzeczny z rzeczywistością wynik wartości stałej dielektrycznej osadu (wartość większa niż ϵ_r dla czystej wody) (ryc. 1).

Dla osadów organicznych stosować można wzór średniej ważonej ϵ_r (na podstawie Theimer i in. 1994):

$$\epsilon_r = \Phi \epsilon_{\text{wody}} + (1 - \Phi) \epsilon_{\text{mat.org.}} \quad (6)$$

gdzie: ϵ_r – stała dielektryczna osadu nasączonego wodą, ϵ_{wody} – stała dielektryczna wody, $\epsilon_{\text{mat.org.}}$ – stała dielektryczna materii organicznej (suchej), Φ – zawartość wody w osadzie (w skali od 0 do 1).

Przy założeniu, że ϵ_{wody} wynosi około 81, a $\epsilon_{\text{mat.org.}}$ około 3 otrzymujemy wzór uproszczony:

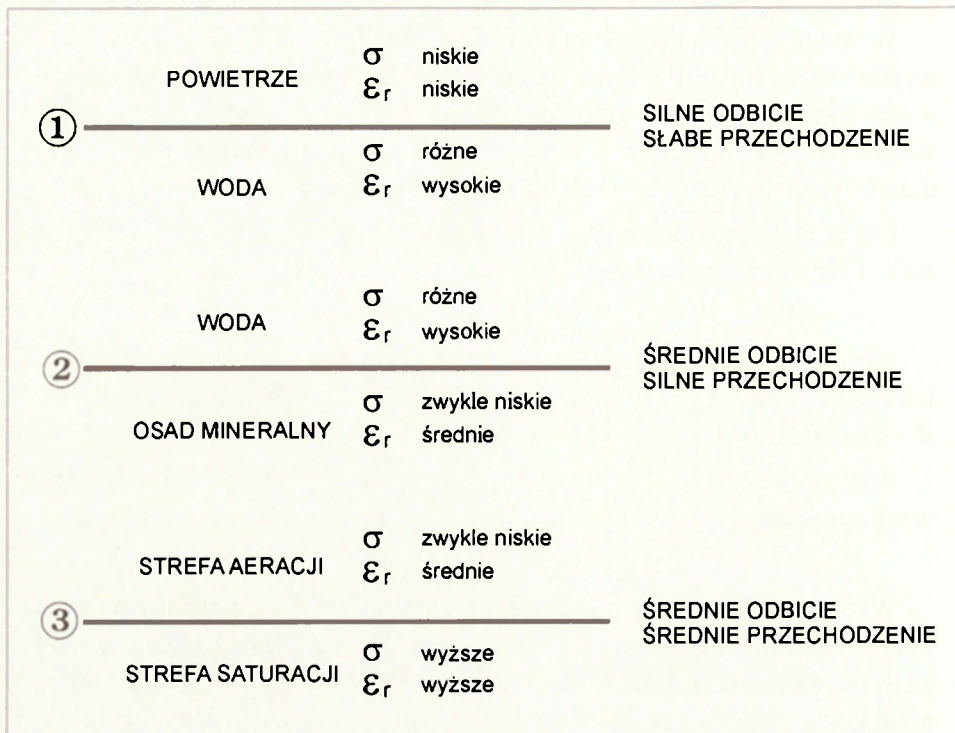
$$\epsilon_r = 78 \Phi + 3 \quad (7)$$

Wzór powyższy, przy znajomości ϵ_r (np. poprzez sprawdzanie badania radarowego sondowaniem ręcznym) pozwala w szybki sposób oszacować wielkość zawartości wody w osadzie (Φ). Oczywiście jest to metoda bardzo niedokładna, i dająca tylko uśrednione w całej miąższości osadu wyniki.

Przy przekraczaniu granicy dwóch osadów, wynikającej ze zmiany ich parametrów elektrycznych następuje częściowe odbicie fal elektromagnetycznych oraz przenikanie w głąb ziemi pozostałej części. Typowe sytuacje występujące w badaniach radarowych zostały przedstawione na rycinie 2.

W pierwszym przypadku mamy do czynienia z granicą pomiędzy powietrzem a wodą, która jest w badaniach osadów dennych pierwszą, bardzo silną barierą dla fal elektromagnetycznych. Na tej granicy może ulec pochłonięciu nawet do 80% energii impulsu radarowego. Druga granica, pomiędzy wodą a osadem dennym (uwodnionym) często w badaniach radarowych zaznacza się w sposób niewyraźny, ze względu na zbliżone wartości σ i ϵ wody i silnie nią nasączonego osadu dennego. Trzeci przypadek ukazuje rejestrację przez aparaturę radarową pierwszego poziomu wodonośnego. Następuje tu stosunkowo silne odbicie sygnału od granicy strefy aeracji i przejście sporej części energii do strefy saturacji.

Trzy powyżej ukazane przypadki są do pewnego stopnia skrajnymi sytuacjami. Frakcje osadów oraz struktury deformacyjne w nich występujące często tworzą strefy nieciągłości nie odpowiadające swym charakterem żadnej z powyższych. Każdy przypadek kombinacji sekwencji osadów jest indywidualnym i wymagającym osobnego rozpatrzenia w czasie prowadzenia ba-



Ryc. 2. Odbicie i przechodzenie fal elektromagnetycznych w trzech typowych przypadkach badań radarowych (według Batson, Glebas 1981, zmienione)

The refraction and propagation of electromagnetic waves in three typical cases of radar examination (after Batson, Glebas 1981, modified)

dań radarowych i w trakcie opracowywania danych. Niektóre z tych przypadków zostaną omówione w trakcie dyskusji wyników szczegółowych badań radarowych.

2.2. APARATURA POMIAROWA I PROCEDURA BADAWCZA

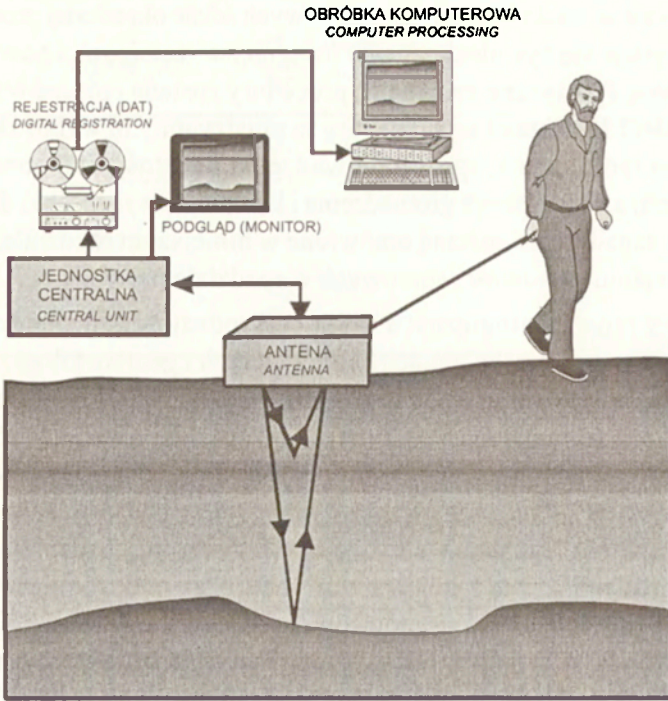
Na koniec tych rozważań teoretycznych należy jeszcze pokrótce omówić charakterystykę pracy urządzenia badawczego, jakim jest radar geofizyczny. Geologiczne profilowanie radarowe, którego niektóre aspekty teoretyczne zostały omówione w rozdziale poprzednim, jest metodą badawczą wymagającą stosowania bardzo zaawansowanych technologicznie urządzeń. Z ich konstrukcji wynikają ograniczenia metody badawczej. Aspekty techniczne metody GPR, podobnie jak teoria propagacji fal elektromagnetycznych w różnych ośrodkach, w istotny sposób wpływają na jakość uzyskiwanych wyników. Dlatego omówienie tych aspektów wydaje się niezbędne do pełnego zrozumienia istoty metody radarowej, a także bardzo pomocne w interpretacji wyników.

Zastosowanie w sondowaniach georadarowych ściśle określonej procedury badawczej wydaje się być niezbędne do osiągnięcia rzetelnych i powtarzalnych rezultatów. Praktyczne kwestie tej procedury zostaną opisane w niniejszym rozdziale. Elementami tej procedury są między innymi wybór zastosowanych anten radarowych, sposób prowadzenia i gęstość linii sondowań georadarowych, a także sposób gromadzenia i komputerowej obróbki danych. Te wszystkie zagadnienia zostaną omówione w niniejszym rozdziale, a także przy omawianiu stanowisk reperowych w rozdziale następnym.

Impulsowy radar geologiczny, a tylko taki rodzaj radaru znajduje powszechne zastosowanie w badaniach geologicznych i geomorfologicznych, jest urządzeniem elektronicznym służącym do wysyłania i rejestrowania impulsów fal elektromagnetycznych. Impulsy wysyłane są w głąb różnych ośrodków geologicznych bezpośrednio z ich powierzchni – przy badaniu osadów leżących na lądzie, przez warstwę wody – przy badaniu osadów dennych lub batymetrii, oraz przez warstwę lodu i wody, gdy badania osadów dennych prowadzimy zimą z powierzchni lodu. Fale elektromagnetyczne wysyłane są w postaci pakietów-impulsów trwających zwykle od 2 do 10 ns (10^{-9} s). Typowe częstotliwości fal elektromagnetycznych będących nośnikiem informacji w badaniach radarowych wynoszą od kilkunastu MHz do 1–2 GHz.

Zasada działania radaru jest następująca (ryc. 3). Wiązka fal elektromagnetycznych zostaje wysłana przez antenę nadawczą pionowo w dół, następnie przenika osady, odbija się od ich granic, innych obiektów oraz stref zmian właściwości elektrycznych. Po napotkaniu strefy nieciągłości część promieniowania przechodzi głębiej. Po napotkaniu kolejnej granicy odbija się i wraca ku powierzchni. Zjawisko to powtarza się aż do osiągnięcia takiej głębokości, z której docierające na powierzchnię odbite sygnały są zbyt słabe, aby je można było zarejestrować.

Sygnał radarowy, mający swój początek w urządzeniu zwanym umownie jednostką centralną radaru, w postaci prądu elektrycznego przesyłany jest do anteny nadawczej, która przetwarza go w impuls fal elektromagnetycznych i wysyła w głąb osadu. Następnie antena odbiorcza przechwytuje część powracającej fali, która jest przetwarzana z powrotem w prąd elektryczny i przesyłana kablem (lub światłowodem) do jednostki centralnej. Tu następuje rejestracja sygnału i przetworzenie w pojedyncze skany (linie profilu). Dalej informacja biegnie do rejestratora danych (dysk twardy, magnetofon cyfrowy) oraz do monitora umożliwiającego podgląd rezultatów badań bezpośrednio w terenie. Dane zarejestrowane na taśmie magnetycznej mogą być odtworzone w terenie w celu wstępnej oceny ich jakości. Pozwala to na powtórzenie badań w miejscach uzyskania niezadowolających wyników. Ostateczne wy-



Ryc. 3. Zasada działania radaru geofizycznego
The operating principles of the ground penetrating radar

niki są następnie poddane dalszej obróbce w warunkach laboratoryjnych. Dane przesyłane są do pamięci komputera, gdzie przetwarzane są w pliki komputerowe o specjalnych formatach. Stanowią one podstawę dalszej interpretacji komputerowej. Przy pomocy odpowiednich programów komputerowych (autor używa programu RADAN – RADar Data ANalyser), normalizuje się skalę przekrojów, oczyszcza z szumów i niepotrzebnych elementów, filtruje się je oraz poprawia rozdzielczość i czytelność obrazu.

Sprzęt radarowy starszych generacji był niewygodny w użyciu, ciężki i często składał się z wielu elementów połączonych kablami (fot. 1). Jego użycie wymagało przynajmniej trzech osób. Rezultaty zaś nie zawsze były powtarzalne. Radary te były urządzeniami pracującymi w sposób analogowy i tylko dodatkowe urządzenia przetwarzające sygnały w postać cyfrową umożliwiały stosowanie zaawansowanych technik obróbki komputerowej.

Przy pomocy takiego właśnie zestawu, ze wsparciem dodatkowymi przystawkami, zostały uzyskane wszystkie rezultaty badań omawiane w tej pracy. Obecnie produkowane georadary to urządzenia w pełni cyfrowe, których jednostka centralna, monitor (cieklotkryształiczny) oraz urządzenie rejestrujące (dysk twardy) mieszczą się w jednej łatwej do przenoszenia przez jedną osobę



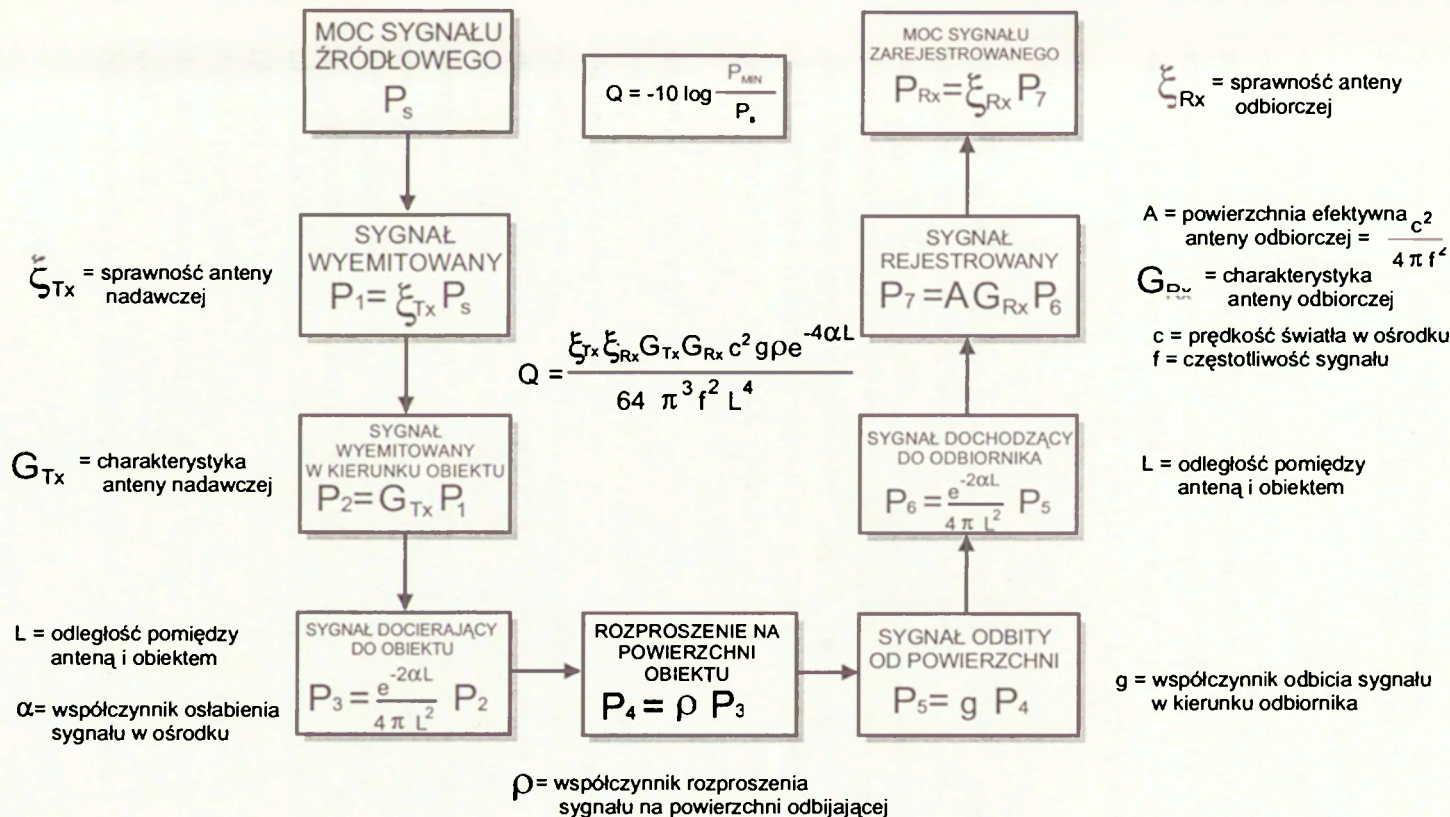
Fot. 1. Części składowe aparatury georadarowej SIR SYSTEM-3. 1 – jednostka centralna radaru, 2, 3 – anteny, 4, 5, 6 – urządzenia wizualizacji i gromadzenia danych, 7 – akumulator

The component parts of the SIR SYSTEM-3 georadar equipment. 1 – the central unit of the radar, 2, 3 – antennae, 4, 5, 6 – devices for visualization and data collecting, 7 – battery



Fot. 2. Aparatura georadarowa najnowszej generacji (SIR-2000) oraz współczesne anteny radarowe (czerwone). Powyżej antena 35 MHz, poniżej – 400 MHz

New generation georadar equipment (SIR-2000) and the present radar antennae (the red ones). Above a 35 MHz antenna, below – 400 MHz



Ryc. 4. Model propagacji fal elektromagnetycznych w osadzie uwzględniający ograniczenia naturalne i technologiczne (wg Annan, Davis 1977)

The propagation model of electromagnetic waves within the deposit considering the natural and technological constraints (according to Annan, Davis 1977)

obudowie. Współcześnie produkowane anteny radarowe zapewniają również znacznie większy komfort pracy i co najważniejsze dają dużo większe możliwości badawcze. Od niedawna autor tego opracowania dysponuje również podobną aparaturą (fot. 2).

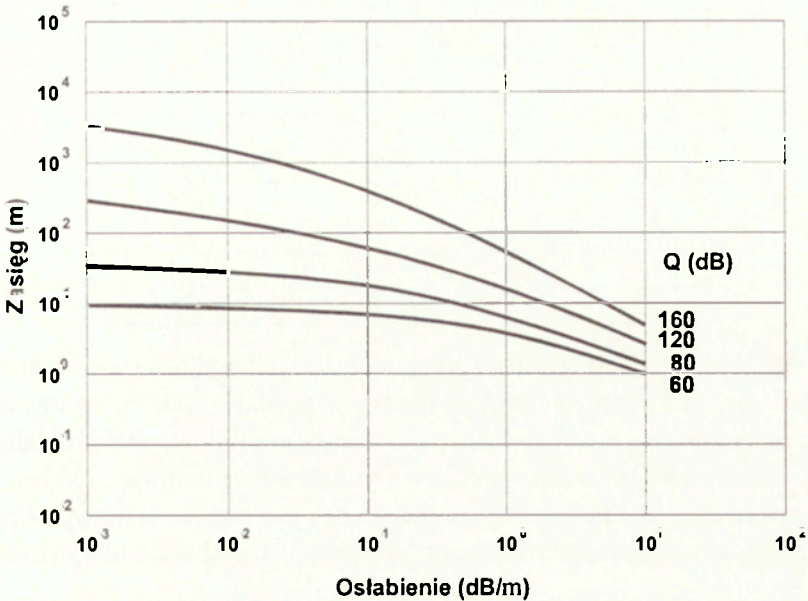
Wielu autorów opisujących w sposób kompleksowy zarówno wpływ czynników środowiskowych na jakość badania georadarowego, jak i ograniczenia technologiczne tej metody, wiąże je wszystkie w tzw. równanie zasięgu radaru (Annan, Davis 1977). Równanie to jest modelem matematycznym rozchodzenia się fal elektromagnetycznych w różnych ośrodkach geologicznych i ma następującą postać (objaśnienia symboli na rycinie 4):

$$Q = \frac{\xi_{Tx} \xi_{Rx} G_{Tx} G_{Rx} c^2 g_{pe}^{-4\alpha L}}{64 \pi^3 f^2 L^4} \quad (8)$$

Model graficzny równania 8 przedstawiony jest na rycinie 4. Wiąże on sprawność radaru Q (znaną z informacji producentów sprzętu) z wieloma czynnikami środowiskowymi, w tym z właściwościami elektrycznymi osadu. Pozwala to, w sposób pośredni, na oszacowanie możliwości maksymalnej penetracji danego środowiska geologicznego, przy pomocy aparatury określonego typu, oraz na ocenę jego precyzję i przydatność. Szacunki te jednak, ze względu na niezbędne uproszczenia, odnoszą się zwykle do warunków idealnych, niespotykanych w przyrodzie.

Szczegółowe omówienie modelu znajduje się w pracach A.P. Annana i J.L. Davisa (Annan, Davis 1977; Davis, Annan 1989). Niestety w niniejszej pracy nie ma miejsca na omówienie tego modelu. W największym uproszczeniu należy jedynie stwierdzić, że opisuje on kolejne „zdarzenia” następujące na drodze wysłanej przez radar fali elektromagnetycznej i podaje matematyczne zależności pomiędzy sygnałem odebrany i wysłany. Z uwagi na dużą złożoność tego modelu, polegającą na uwzględnieniu zarówno czynników „środowiskowych”, jak i „sprzętowych” metody GPR, oddaje on w poprawny sposób rzeczywistą procedurę pomiarową. Model ten pokazuje jak wiele różnych czynników decyduje o jakości i ilości informacji uzyskanych o osadzie metodą GPR. Tak duża złożoność zależności prowadzi do wielu możliwych jego rozwiązań. Przekładając to stwierdzenie na język praktyki badań osadów czwartorzędowych stwierdzić należy, że w wielu przypadkach podobne rezultaty badań radarowych mogą wynikać z zaistnienia różnych czynników je powodujących (np. ograniczenie zasięgu badania radaru wynika zarówno z obecności zasolonej wody w osadzie jak i z obecności w nim frakcji ilastych).

Wynikająca z powyższego modelu zależność maksymalnego zasięgu badania radarowego od osłabienia sygnału dla różnych wartości Q (a więc dla różnych modeli radaru) przedstawiona jest na rycinie 5.



Ryc. 5. Zależność maksymalnego zasięgu radaru od osłabienia sygnału w osadzie
The relationship between the maximum range of the radar and the attenuation of the signal in the deposit

Maksymalny zasięg penetracji w metodzie profilowania radarowego zależy od wielu czynników, z których najważniejszymi są rodzaj badanego osadu oraz obecność w nim wody. Najlepsze rezultaty osiąga się w suchych osadach piaszczysto-żwirowych, dla których zasięg penetracji może dochodzić nawet do 30–40 m. Z kolei osady organiczne pozwalają na 10–12-metrową głębokość badania.

Na koniec rozważań teoretycznych należy jeszcze wspomnieć o dokładności badania radarowego. Pojęcie to określa zespół parametrów zwany zdolnością rozdzielczą.

Wyróżniamy zdolność rozdzielczą poziomą (Z), decydującą o możliwościach rozdzielania dwu obiektów blisko siebie leżących na tej samej głębokości (h). O wartości poziomej zdolności rozdzielczej, oprócz głębokości, decyduje również długość fali radiowej wysyłanej przez aktualnie stosowaną antenę (λ).

$$Z = \sqrt{0,5\lambda h} \quad (9)$$

Według powyższego wzoru obliczono wartości rozdzielczości poziomej dla różnych głębokości (dla anteny 300 MHz) – tab. 4.

Tabela 4. Pozioma zdolność rozdzielcza w metrach dla anteny 300 MHz

| Głębokość (m) | Woda | Piasek (mokry) | Torf (mokry) |
|---------------|------|----------------|--------------|
| 1 | 0,24 | 0,30 | 0,26 |
| 2 | 0,33 | 0,43 | 0,37 |
| 3 | 0,41 | 0,52 | 0,45 |
| 4 | 0,47 | 0,60 | 0,52 |
| 5 | 0,53 | 0,68 | 0,58 |
| 6 | 0,58 | 0,74 | 0,63 |
| 7 | 0,62 | 0,80 | 0,68 |
| 8 | 0,67 | 0,85 | 0,73 |

Większe znaczenie w badaniach geologicznych wykonywanych metodą georadarową ma pionowa zdolność rozdzielcza (tab. 5). Tak nazywamy zdolność rozdzielania przez georadar (tj. zarejestrowania jako dwie oddzielne) blisko siebie leżących warstw horyzontalnych. Przyjmuje się, że jest ona zależna od długości fali elektromagnetycznej w ośrodku i stanowi jej połowę lub – w przypadku stosowania obróbki komputerowej sygnału – jej czwartą część.

Tabela 5. Pionowa rozdzielczość w metrach dla różnych rodzajów osadów i różnych anten

| Anteny | 35 MHz | 100 MHz | 300 MHz | 400 MHz |
|----------------------|--------|---------|---------|---------|
| Środowiska powietrze | 2,14 | 0,75 | 0,25 | 0,19 |
| woda słodka | 0,24 | 0,08 | 0,03 | 0,02 |
| woda morska | 0,24 | 0,08 | 0,03 | 0,02 |
| lód | 1,07 | 0,38 | 0,13 | 0,09 |
| zmarzlina | 1,01 | 0,35 | 0,12 | 0,09 |
| piasek suchy | 0,96 | 0,34 | 0,11 | 0,08 |
| piasek mokry | 0,39 | 0,14 | 0,05 | 0,03 |
| mułek mokry | 0,68 | 0,24 | 0,08 | 0,06 |
| ił mokry | 0,68 | 0,24 | 0,08 | 0,06 |
| torf mokry | 0,29 | 0,10 | 0,03 | 0,03 |

Metoda GPR pozwala na zachowanie dużej precyzji w rozdzielaniu blisko leżących siebie warstw (tab. 5). We wszystkich środowiskach możliwe jest osiągnięcie rozdzielczości rzędu kilku centymetrów.

Ważnym elementem metody georadarowej, który w znacznym stopniu determinuje procedurę badawczą, jest określenie kształtu i rozmiarów wiązki promieniowania penetrującej osady. Anteny o niskich częstotliwościach (10–100 MHz), ze względu na znaczne rozmiary (nawet do 6 metrów), nie są osłonięte i emitują promieniowanie w wielu kierunkach. W czasie prowadzenia badań georadarowych rejestrują one nie tylko obiekty znajdujące się pod ziemią, ale również obiekty naziemne (drzewa, samochody, budynki). Z kolei anteny o dużych częstotliwościach (100–1000 MHz) są zwykle ekranowane i emitują fale radiowe w postaci niezbyt szerokiej, ukierunkowanej wiązki. W środowisku jednorodnym (powietrze, woda, jednorodny osad) jest to bryła kształtem zbliżona do stożka. Średnica jego podstawy na danej głębokości daje nam informację o szerokości aktualnie badanego obszaru. Wielkość średnicy podstawy stożka fal radarowych określa wzór (Conyers, Goodman 1997):

$$A = \frac{\lambda}{4} + \frac{D}{\sqrt{K+1}} \quad (10)$$

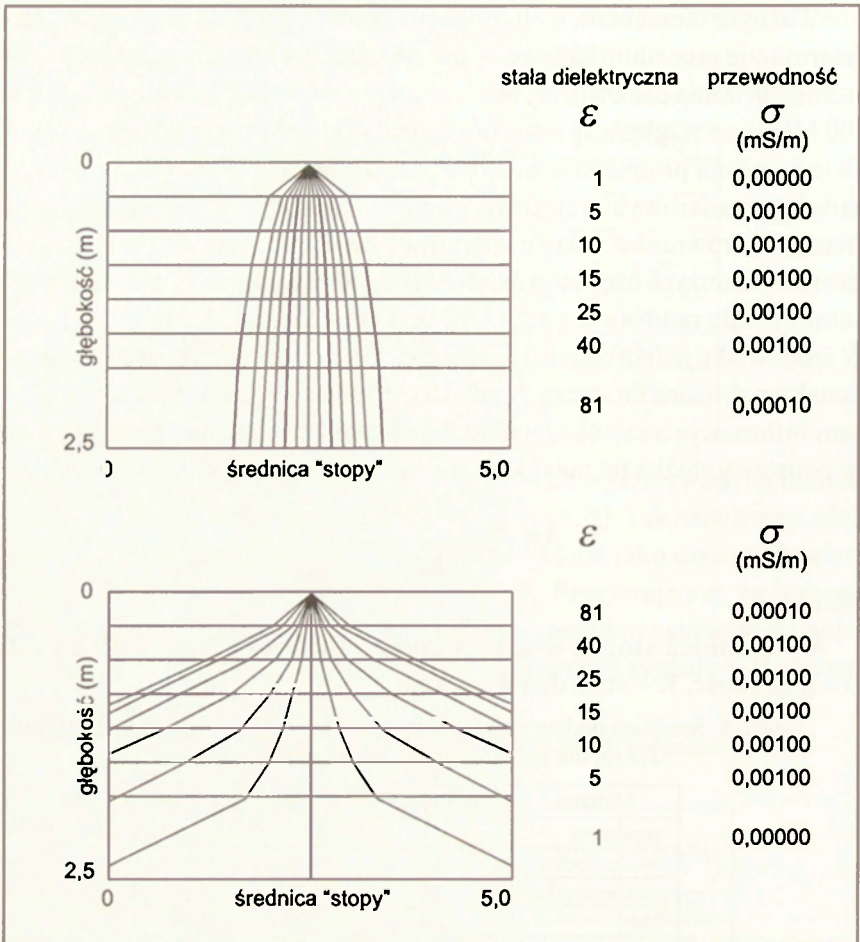
gdzie:

A – średnica stożka wiązki promieni radarowych, λ – długość fali,
D – głębokość, K – stała dielektryczna.

Tabela 6. Średnica podstawy stożka fal radarowych (w metrach) na głębokości 2,5 m, dla różnych materiałów i różnych anten

| Materiał | Stała dielektr. | 100 MHz | 300 MHz |
|--------------|-----------------|---------|---------|
| powietrze | 1 | 5,04 | 4,04 |
| woda słodka | 81 | 0,72 | 0,61 |
| woda morska | 81 | 0,72 | 0,61 |
| lód | 4 | 2,99 | 2,49 |
| zmarzlina | 4,5 | 2,84 | 2,37 |
| piasek suchy | 5 | 2,71 | 2,27 |
| piasek mokry | 30 | 1,17 | 0,99 |
| mułek mokry | 10 | 1,98 | 1,67 |
| ił mokry | 10 | 1,98 | 1,67 |
| torf mokry | 56 | 0,86 | 0,73 |

Sytuacja powyższa – idealnego stożka promieniowania emitowanego przez antenę – jest raczej rzadko spotykana w przyrodzie (tab. 6). Zwykle wobec dużej zmienności parametrów osadu w pionie zmienia się kształt tej bryły (ryc. 6). W przypadku, gdy stała dielektryczna rośnie wraz z głębokością, na przykład wskutek wzrostu nasączenia osadu wodą, obserwuje się zjawisko skupiania stożka promieniowania. W przeciwnej sytuacji, stożek fal radiowych rozszerza się wraz z głębokością (ryc. 7). Zjawisko to, rzadko uwzględniane w planowaniu badań georadarowych, ma duże znaczenie w określeniu rozdzielczości poziomej anten w danym stanowisku, a także decyduje o gęsto-



Ryc. 6. Skupianie i rozpraszania wiązki fal elektromagnetycznych przy przechodzeniu przez ośrodki geologiczne o różnych właściwościach elektrycznych (wg Conyers, Goodman 1997)

Focusing and dispersion of the beam of electromagnetic waves during its propagation through geological forms of various electric properties (according to Conyers, Goodman 1997)

ści przeprowadzanych linii sondowań georadarowych, tak aby kolejne linie dawały w miarę pełne pokrycie terenu na założonej maksymalnej głębokości. Ostatni aspekt tego zjawiska ma duże znaczenie w przypadku badań bardzo szczegółowych, w których wymagane jest 100% pokrycia terenu sondowaniami georadarowymi (badania archeologiczne oraz zbieranie danych do utworzenia pseudo-trójwymiarowego obrazu osadu).

Zagadnienie to wkracza w zakres procedury badawczej stosowanej podczas sondowań radarowych. Najważniejszą kwestią we wstępnych czynnościach przygotowawczych wydaje się być jak najlepsze rozpoznanie terenu

przyszłych badań. Właściwie trudno mówić o sukcesie w planowanych badaniach georadarowych bez wstępnego rozpoznania budowy geologicznej stacji badawczej. Jak już wspomniano, jakość informacji uzyskanej podczas sondowania georadarowego zależy przede wszystkim od naszej wiedzy na temat penetrowanego środowiska geologicznego.

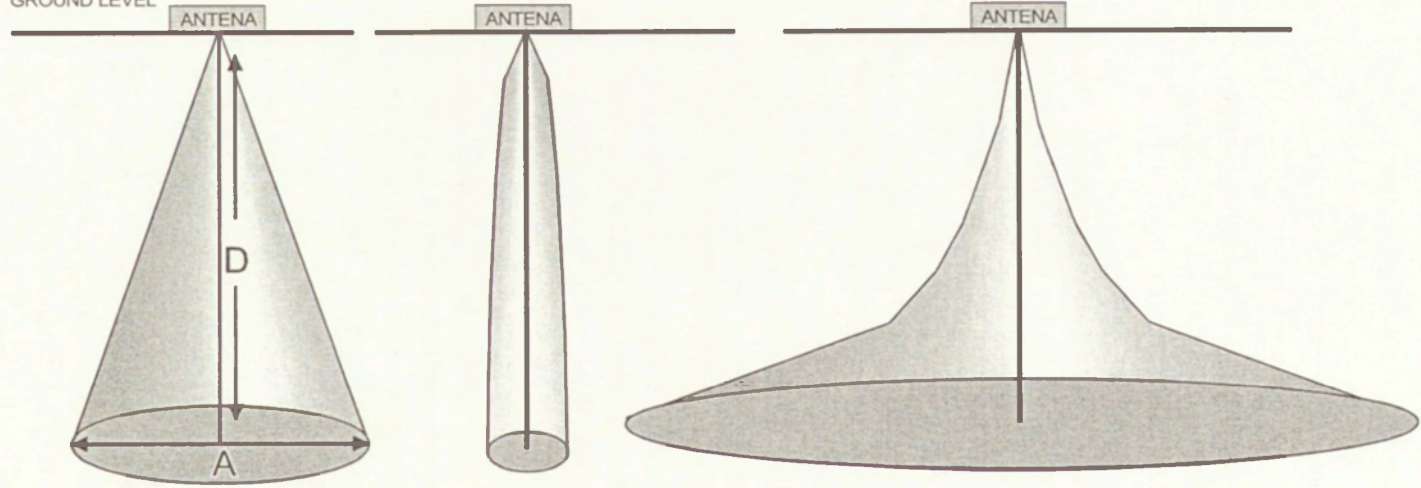
Planując badania radarowe musimy tak dobrać anteny nadawczo-odbiorcze, aby osiągnąć pożądany kompromis dokładności i zasięgu. Zdolność rozdzielcza, zasięg i skala pionowa przekrojów radarowych zależą od własności elektrycznych osadu. Pomiar parametrów elektrycznych osadu, pomocny do zaplanowania strategii badań, może być dokonany na miejscu bezpośrednio w wykonanych w tym celu wykopach lub wierceniach, albo metodami pośrednimi. Do tych ostatnich zaliczyć można techniki pomiarowe zaadaptowane do badań GPR z metod sejsmicznych, jak na przykład metodę WARR (*Wide Angle Reflection and Refraction*) czy metodę CMP (*Common Mid-Point*, ryc. 8). Metody te opierają się na pomiarze różnicy dróg przebiegu fal elektromagnetycznych odbitych od poziomej warstwy osadu przy symetrycznych względem punktu centralnego położeniach anteny nadawczej i odbiorczej.

Zwykle jednak do określenia parametrów uzyskanych wyników (zasięg, zdolność rozdzielcza, sekwencja osadów) w pełni wystarczające są szacunkowe wartości tabelaryczne, znane z pomiarów laboratoryjnych.

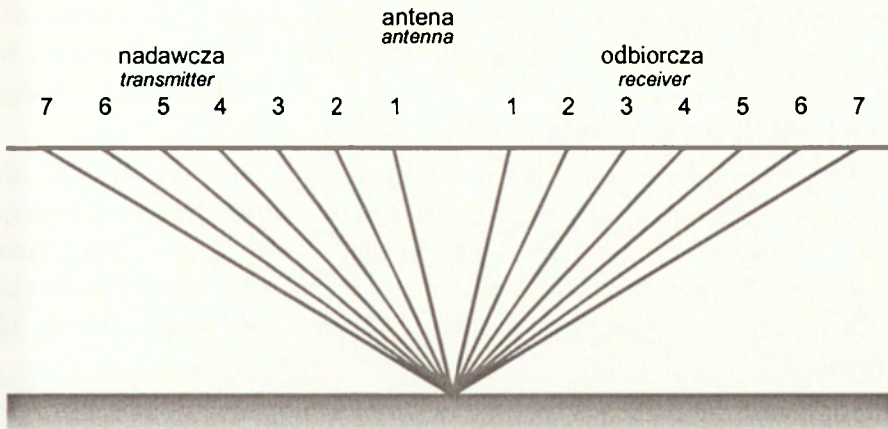
Następną fazą planowania badań georadarowych jest określenieżądanego zasięgu penetracji oraz gęstości prowadzenia linii przekrojów radarowych. Oba te parametry zależą od celu jaki sobie stawiamy. Inny zasięg i gęstość linii wymagane są przy badaniach stanowisk antropogenicznych, inny przy badaniach makrostruktur o genezie naturalnej. Cel warunkuje wybór anten nadawczo-odbiorczych oraz technikę gromadzenia danych pomiarowych. Anteny o niskich częstotliwościach charakteryzują się słabą rozdzielczością, ale pozwalają na głęboką penetrację osadów. Natomiast anteny o wysokich częstotliwościach wysyłanych sygnałów charakteryzują się większą precyzją przy znacznie ograniczonym zasięgu.

Umiejscowienie i orientacja względem siebie linii przekrojów radarowych często przekłada się bezpośrednio w jakość uzyskanych wyników. Fakt ten ma znaczenie zarówno przy badaniu form i osadów o genezie naturalnej, jak i stanowisk archeologicznych. W pierwszym przypadku istotnym jest, aby linie sondowań radarowych nie przebiegały wyłącznie równoległe do biegu warstw, gdyż obraz jaki uzyskamy będzie w małym stopniu odpowiadał rzeczywistości litologicznej. Z kolei badanie stanowisk archeologicznych musi uwzględniać niewielką skalę badanych obiektów oraz ich hipotetyczną orien-

POWIERZCHNIA TERENU
GROUND LEVEL



Ryc. 7. Kształt stożka wiązki fal radarowych kolejno od lewej: dla środowiska jednorodnego, o rosnącej wilgotności z głębokością, o malejącej wilgotności
The shape of the beam cone of electromagnetic waves, from the left: for a homogeneous environment, for one where moisture increases with depth, for one with decreasing moisture



Ryc. 8. Zasada pomiaru skali pionowej przekrojów radarowych metodą CMP
 The principle of measuring the vertical scale of the radar cross-sections using the CMP method
 tacją. Zwykle linie przekrojów georadarowych prowadzi się równolegle do siebie, skośnie lub zgodnie z upadem warstw. W niektórych przypadkach (stożki napływowe, delty) linie przekrojów GPR mogą przebiegać promieniście.

Gęstość przebiegu linii zależy od celu badania. Czasem jest to tylko jedna linia przecinająca badaną formę, czasem zaś ich gęstość jest tak duża, że tworzą pełne pokrycie terenu sondowaniami georadarowymi.

W trakcie sondowań, na miejscu w terenie, prowadzi się następną wstępną korelację wyników profilowania radarowego z dostępną dokumentacją geologiczną i archeologiczną. Wykonuje się również dodatkowe wiercenia i odkrywki reperowe, bardzo pomocne w interpretacji rezultatów. Jednak wyniki uzyskane w terenie rzadko mają na tyle zadowalającą jakość, aby można było przeprowadzić na ich podstawie pełną interpretację geologiczną badanych stanowisk. W większości przypadków do uzyskania satysfakcjonującego „obrazu radarowego” osadu potrzebna jest jeszcze długotrwała obróbka komputerowa przeprowadzana w warunkach kameralnych. Ostatnie dziesięciolecie przyniosło wiele nowych technik interpretacyjnych. W szczególności godne uwagi są metody obróbki danych georadarowych zapożyczone z metod interpretacji danych sejsmicznych. Filtracja, dekonwolucja, migracja oraz inne techniki interpretacyjne pozwalają niejednokrotnie na zwielokrotnienie możliwości aparatury georadarowej (Young, Sun 1999). Jeszcze 10–15 lat temu wilgotne grunty (szczególnie w trakcie, albo krótko po opadzie atmosferycznym) były traktowane jako skrajnie niesprzyjające badaniom radarowym. Obecnie zaawansowane techniki obróbki danych pozwalają w dużym stopniu ten problem wyeliminować. Ostatnie lata przyniosły również rozwój

technik obrazowania trójwymiarowego rezultatów badań georadarowych. Metoda 3D pozwala na dowolne „ciąćcie” trójwymiarowego modelu osadu oraz ekstrakcję z tak uzyskanego modelu płaszczyzn i linii struktury osadu (Bridge i in. 1995; Conyers, Goodman 1997).

Przy planowaniu badań georadarowych należy zwrócić uwagę na obecność w okolicy urządzeń i sieci energetycznych i telekomunikacyjnych, które mają bardzo negatywny wpływ na jakość tych badań. Wpływ ten jest jednak dużo większy w przypadku używania anten nieosłoniętych, które ponadto niewłaściwie stosowane (kierowane w stronę tych urządzeń) mogą zakłócić ich działanie.

3. WYBRANE PRZYKŁADY ZASTOSOWANIA METODY PROFILOWANIA RADAROWEGO W BADANIACH FORM I OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH

Niewiele prac opisujących metodę GPR ocenia w sposób kompleksowy jej przydatność w badaniach stratygraficznych. Bardziej liczne są opracowania szczegółowe koncentrujące się na specyficznych środowiskach depozycyjnych. Wśród szczegółowych opracowań najliczniejsze dotyczą zastosowania georadaru do badania nieskonsolidowanych osadów klastycznych – żwirów i piasków (Lamparski 2001a). Badania te, najliczniej prowadzone w Stanach Zjednoczonych, Kanadzie i krajach Skandynawskich dotyczyły między innymi rozpoznania typów genetycznych delt oraz relacji wzajemnie nakładających się form fluwioglacjalnych (Beres i in. 1995, 1999; Jol, Smith 1991, 1992; Jol i in. 1996; Moorman i in. 1991; Smith, Jol 1992, 1995; Ulriksen 1982). Dosyć liczne są również opracowania dotyczące środowiska eolicznego. Sondowania georadarowe pomogły rozwiązać wiele zagadek związanych z genezą pól wydmyowych (Berlin i in. 1986; Bristow 1995; Bristow i in. 1996; Bristow i in. 2001; Schenk i in. 1993) oraz rozpoznać sposób wykształcenia poziomego wodonośnego w osadach eolicznych (Harari 1996; Lamparski 1996b). Innym, stosunkowo dobrze rozwiniętym w świecie, nurtem badań radarowych jest profilowanie utworów biogenicznych, w tym torfów i gytii (Theimer i in. 1994; Ulriksen 1980; Warner i in. 1990). Niektóre z tych badań miały charakter wybitnie geotechniczny (Hänninen 1992; Jol, Smith 1995). Jedne stanowiły próbę szybkiego oszacowania zasobów torfu, wydobywanego do celów przemysłowych (Ulriksen 1980, 1982), inne określały stabilności gruntu biogenicznego w miejscach budowy dróg (Saarenketo 1992; Saarenketo i in. 1992). Badania osadów organicznych w celu poznania ich stratygrafii i genezy zagłębień, które one wypełniają są jeszcze stosunkowo nieliczne. Wśród nich na uwagę zasługują badania spągu osadów torfowych w okolicach Liège (Belgia), które pozwoliły rozpoznać przykryte torfem pozostałości pagórków typu palsa (Halleux 1990) oraz badania sekwencji popiołów wulkanicznych w osadach organicznych na obszarze Nowej Zelandii (Lowe 1985).

Na wzmiankę zasługują również badania georadarowe osadów dennych rzek i jezior. Rozpoznanie miąższości i rozciągłości pokryw osadów dennych prowadzone było najczęściej przy okazji badania batymetrii zbiorników

wodnych lub monitoringu zjawisk lodowych występujących na zamarzających rzekach (Batson, Glebas 1981; Beres, Haeni 1991; Roberts i in. 1997; van Overmeeren 1994).

Stosunkowo liczne są też prace opisujące zastosowanie metody GPR do badania osadów i form pozostających w warunkach peryglacjalnych. Tradycja tych badań wywodzi się jeszcze z lat 60., gdy pierwsze radary impulsowe projektowane były z myślą o pomiarach miąższości lodowców. Rozszerzenie badań na obszary peryglacjalne było naturalnym krokiem i zaowocowało licznymi pracami koncentrującymi się głównie na badaniach miąższości, struktury i dynamiki warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny (Annan, Davis 1976; Arcone i in. 1998; Arcone, Delaney 1982; Olhoeft 1975, 1977; Wong i in. 1977).

Na koniec kilka słów na temat zastosowania metody georadarowej w badaniach osadów antropogenicznych. Wydaje się, że poziom zaawansowania wiedzy o wykorzystaniu metody GPR (ale również i innych metod geofizycznych) jest wśród naukowców związanych z archeologią dużo wyższy niż wśród geografów i geologów (Misiewicz 1998). Liczne badania archeologiczne, które najczęściej poprzedzone są „wywiadem” geofizycznym, zaowocowały wieloma interesującymi opracowaniami. Wśród nich na uwagę zasługują opracowania wielu stanowisk otoczenia basenu morza Śródziemnego (Fischer i in. 1980; Arlsan i in. 1999; Chaigneau 1987; Garcia i in. 2000; Sambuelli i in. 1999; Savvaiddis i in. 2000), stanowisk z obszaru Ameryki Środkowej (Conyers 1995; Conyers, Goodman 1997) oraz licznych stanowisk japońskich (Conyers, Goodman 1997; Goodman i in. 1995; Imai i in. 1987; Tohge i in. 1998; Tomizawa i in. 2000; Zhou, Sato 2000, 2001). Najwięcej też archeologicznych opracowań metody GPR opisuje nowatorskie sposoby interpretacji i modelowania danych (Atkin, Milligan 1992; Conyers, Lucius 1996; Goodman 1994; Goodman, Nishimura 1992; Leckebush, Peikert 2001; Malogodi i in. 1996).

Jak już wspomniano, brak jest wśród opracowań opisujących metodę GPR, prac syntetycznych, które zawierałyby porównanie wielu stanowisk o różnej genezie i budowie. Niewielkim wypełnieniem tej luki są prace van Overmeeren (1994, 1998a, 1998b), który wprowadza pojęcie facji radarowej na określenie jednorodnego pod względem właściwości elektrycznych zespołu osadów. Pojęcie to nie zawsze tożsame jest z jednostkami litostratygraficznymi i wydaje się, że do ścisłego powiązania tych pojęć prowadzi jeszcze daleka droga. Podobnym tokiem badań, prowadzącym do wydzielenia facji radarowych, posługuje się Huggenberger (Huggenberger i in. 1994; Beres i in.

1995, 1999). Innym ciekawym opracowaniem syntetycznym jest podręcznik L.B. Conyersa i D. Goodmana (1997), który dotyczy jednak tylko zastosowań archeologicznych.

Spośród powyższych prac niektóre dotyczą radarowych badań osadów czwartorzędowych z obszaru Niżu Europejskiego. Z ponad stu cytowanych w tym opracowaniu prac, tylko kilka w pewnym stopniu dotyka takiej problematyki (Bakker 2001; Lamparski 1996a, 2001a; Overgaard, Jacobsen 2001; Piotrowski 1989; Razowski 1985; van Overmeeren 1996, 1998b).

Większość spośród nielicznych prac opisujących badania metodą GPR ma charakter bardzo ogólny, o stosunkowo wąskim zakresie badanych form. Wobec powyższych faktów oraz prawie całkowitego braku prac napisanych w języku polskim i dotyczących wykorzystania metody georadarowej do badania osadów występujących na terenach Niżu Polskiego praca niniejsza ma szansę wypełnić istniejącą lukę. Badania georadarowe, opisane w tej pracy, wykonywane były w różnym czasie, często na tych samych stanowiskach przez kilka sezonów pomiędzy rokiem 1995 a 2001. W większości finansowane były ze środków budżetowych Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN oraz środków z projektu badawczego KBN nr 6 P04E 041 15, i wykonane za pomocą aparatury SIR SYSTEM-3, zakupionej w roku 1987. Dziewięć lat później aparatura została poszerzona o urządzenia do przetwarzania sygnału w postać cyfrową i gromadzenia danych, a także prosty program interpretacyjny. W latach 1999–2001, w ramach realizacji projektu badawczego KBN nr 6 P04E 041 15 pt. „*Badania radarowe stref nieciągłości w formach i osadach czwartorzędowych*” autor wykonał większość prac terenowych, powtórzył część badań sprzed rozpoczęcia projektu, opracował ponownie stare dane. Stąd brak ścisłych dat wykonywania badań. Część z nich była współfinansowana przez Fundację Uniwersytetu Adama Mickiewicza, Przedsiębiorstwo Geofizyka – Toruń oraz Instytut Archeologii Uniwersytetu M. Kopernika w Toruniu.

Pierwszą fazą prac było wytypowanie, w oparciu o analizę literatury dotyczącej form i osadów czwartorzędowych, stanowisk testowych, posiadających charakterystyczną budowę, sekwencję warstw lub charakterystyczne struktury depozycyjne i deformacyjne. Następnym etapem było przeprowadzenie, w wytypowanych obszarach, badań radarowych za pomocą anten o różnych częstotliwościach pracy. Zwykle stosowano antenę o częstotliwości 300 MHz, ale również o częstotliwości 100 MHz i antenę 400 MHz.

Szczegółowymi badaniami testowymi objęto następujące formy i osady:

1. eoliczne – w wydmach okolic Dobiegniewa rozpoznano pierwszy poziom wód gruntowych, przeprowadzono testowanie aparatury w penetracji stref aeracji i saturacji,

2. fluwioglacjalne – rozpoznano miąższość sandru chełmżyńskiego w ponad 1100 metrowym przekroju poprzecznym, a także stwierdzono dwudzielność osadów piaszczysto-żwirowych zalegających na glinie,

3. limnoglacjalne – kemy okolic Owieczkowa – rozpoznano miąższość osadów budujących kemy, uzyskano szczegółowy obraz struktur uskoków powstałych wskutek osiadania a także faz wypełniania zagłębień bezodpływowych leżących u podstawy kemów,

4. glacialne – rozpoznano układ struktur budowy wewnętrznej moreny czołowej okolic Januszewa i zaobserwowano zjawiska silnego tłumienia sygnału radaru w okrytej warstwą gliny morenie w okolicach Pniewitego,

5. biogeniczne – rozpoznano kształt dawnej misy jeziornej torfowiska w okolicach Dobiegniewa, przeprowadzono rozpoznanie struktury osadów biogenicznych w okolicach Grodna oraz rozpoznano kształt paleokoryt Wisły wypełnionych torfem i gytią w okolicach Dębina,

6. denne jezior i rzek – rozpoznano miąższość i sposób zalegania osadów dennych w jeziorze Dgał Wielki (Mazury) oraz budowę form dna koryta Wisły,

7. antropogeniczne – zbadano stanowisko archeologiczne w obrębie dawnego kościoła Najświętszej Panny Marii w Lidzbarku – rozpoznano przebieg struktur antropogenicznych w postaci fundamentów, zasięg cmentarza oraz przeprowadzono rozpoznanie struktur antropogenicznych na terenie Ostrowa Tumskiego w Poznaniu.

Zebrane dane zostały zinterpretowane w terenie i zarchiwizowane na taśmach magnetycznych. Na miejscu badań została przeprowadzona wstępna korelacja wyników profilowania radarowego z dostępną dokumentacją geologiczną i archeologiczną. W koniecznych przypadkach wykonano również dodatkowe wiercenia i wykopy.

Następną fazą pracy była faza zasadniczej interpretacji wyników, polegająca na komputerowym filtrowaniu sygnałów i ich wzmocnieniu oraz przemieszczeniu profili radarowych zgodnie z układem rzeźby terenu. Wreszcie, zostały wykreślone ciągłe echa, występujące na profilach. Została określona ich interpretacja wynikająca z porównania z dokumentacją geologiczną.

Końcowa obróbka rezultatów została przeprowadzona za pomocą programu CorelDraw 8.0. Obrazy radarowe zostały wzbogacone w uzupełniające je objaśnienia.

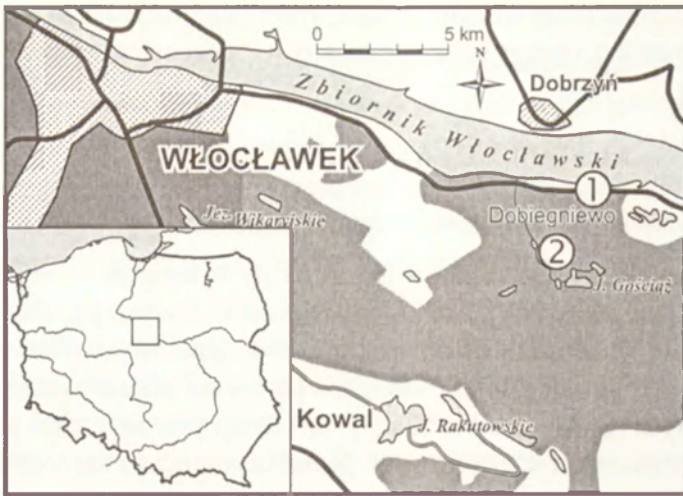
3.1. STANOWISKA O GENEZIE NATURALNEJ

3.1.a. FORMY I OSADY EOLICZNE

Badania georadarowe osadów eolicznych były wykonywane, jak już wspomniano powyżej, z dwóch zasadniczych powodów. Pierwszy to chęć poznania kształtu i głębokości zalegania poziomu wód gruntowych (Harari 1996). Badania tego typu najczęściej koncentrowały się w obszarach suchych stref klimatycznych (Sudan, Arabia Saudyjska). Drugi powód to chęć poznania struktury i dynamiki form eolicznych. Z tych ostatnich na największą uwagę zasługują prace Bristowa, który badał między innymi budowę i dynamikę wielkich wydm na pustyni Namib (Bristow 1995; Bristow i in. 1996; Bailey, Bristow 2001; Both i in. 2001).

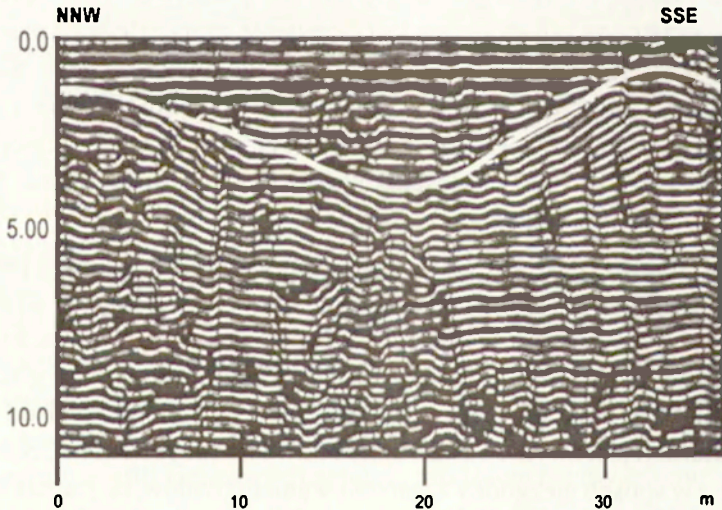
Radar geofizyczny SIR SYSTEM-3 (Lamparski 1992, 1993, 1996a), jakim posługiwał się autor, wielokrotnie stosowany był do sondowania osadów klastycznych, w tym również wydmowych (Lamparski 1996b). Zwykle interpretacja rezultatów badań prowadzonych w obrębie form eolicznych jest trudna, gdyż sekwencja warstw występujących w tego typu osadach jest skomplikowana, a poszczególne serie, z uwagi na dobre wysortowanie osadów, są bardzo do siebie zbliżone pod względem ich właściwości elektrycznych. Znacznie prostszym zagadnieniem jest określenie strefy zalegania pierwszego poziomu wodonośnego w osadach i formach wydmowych. Osady piaszczyste i żwirowe charakteryzują się stosunkowo niewielkim wzniosem kapilarnym (Pazdro, Kozerski 1990), co powoduje, że granica strefy aeracji i saturacji jest w tego typu osadach stosunkowo ostra i wyraźnie określona. Stwarza to doskonale warunki dla metody GPR.

Osady piaszczysto-żwirowe są ośrodkiem sprzyjającym dobrej penetracji w strefie aeracji oraz silnemu odbiciu sygnału od górnej granicy strefy saturacji. Z tego też względu często podczas badań georadarowych suchych osadów eolicznych możemy osiągać rekordowe (40–50-metrowe) głębokości penetracji. Echo powstałe przez odbicie fal elektromagnetycznych od granicy strefy saturacji jest zwykle bardzo silne i łatwe do rozpoznania. Często przebiega ono w sposób niezgodny z warstwowaniem osadów, co jeszcze bardziej podkreśla jego odrębność w stosunku do innych obiektów rejestrowanych przez georadar. Współczynnik odbicia fal elektromagnetycznych na granicy strefy aeracji i saturacji, w osadach piaszczysto-żwirowych, wynosi około



Ryc. 9. Lokalizacja stanowisk badawczych Dobiegniewo 1 (osady eoliczne) i Dobiegniewo 2 (osady biogeniczne)

1 – lasy, 2 – jeziora, 3 – rzeki, 4 – miasta, 5 – drogi, 6 – położenie stanowisk badawczych
 The location of the sites Dobiegniewo 1 (eolian deposits) and Dobiegniewo 2 (biogenic deposits)
 1 – forests, 2 – lakes, 3 – rivers, 4 – towns, 5 – roads, 6 – location of the sites



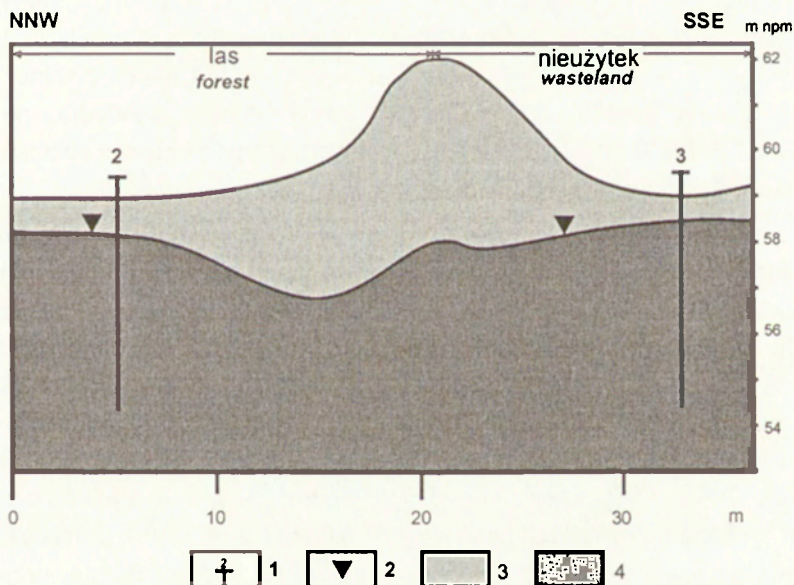
Ryc. 10. Profil radarowy poziomy wody gruntowej w wydmie położonej na wschód od stacji naukowej IG i PZ PAN w Dobiegniewie

The radar profile of the ground water level within the dune located to the east of the research station of Institute of Geography, Polish Academy of Sciences, in Dobiegniewo

$R = 0,42$. Co oznacza, że ponad 40% energii fal elektromagnetycznych odbija się od zwierciadła wody gruntowej. Jest to wartość bardzo duża, pozwalająca na łatwą lokalizację poziomu wodonośnego na profilogramach radarowych.

Z kolei na zasięg sondowania georadarowego decydujący wpływ ma pochłanianie sygnału. Współczynnik osłabienia w strefie aeracji, która jedyna ma tu znaczenie, wynosi około $0,007 \text{ dBm}^{-1}$, i przyjmuje jedną z niższych wartości spośród wszystkich środowisk geologicznych. A zatem strefa aeracji osadów piaszczysto-żwirowych stanowi idealne środowisko do głębokich sondowań radarowych.

Rycina 10. pokazuje przykład profilogramu radarowego uzyskanego w poprzek wału wydrmowego, położonego na wschód od stacji naukowej IG i PZ PAN w Dobiegniewie (Glazik 1992). Wał ten usytuowany jest w poziomie terasy IV Wisły, około 100 metrów od brzegu zbiornika włocławskiego i biegnie równoległe do niego. Wysokość względna wału wynosi około 3 m. Zbudowany jest on z piasków drobno- i średnioziarnistych, pod którymi występują piaski gruboziarniste ze żwirem i głazikami, stanowiące poziom wodonośny.



Ryc. 11. Interpretacja profilu z ryciny 10. 1 – piezometry (numeracja według R. Glazik, 1992), 2 – stan wody podziemnej, 3 – strefa aeracji, 4 – strefa saturacji
 Interpretation of the profile in Figure 10. 1 – piezometers (numbering according to R. Glazik, 1992), 2 – the ground water level, 3 – aeration zone, 4 – saturation zone

Badanie georadarowe tego stanowiska doprowadziło do zarejestrowania układu struktur, z których wyróżnia się jedna wyraźna granica biegnąca przez cały profil radarowy. Na rycinie 10 jest to pasmo łukowato wygięte w dół, najsilniej zarysowujące się po prawej, południowej stronie wału. Pasma to reprezentuje odbicie fal sygnału radarowego od poziomu wody gruntowej.

Rycina 11. ukazuje interpretację profilogramu. Przebieg granicy strefy saturacji został tu skorygowany odpowiednio do rzeźby terenu. Zatem poziom wód gruntowych, który na rycinie 10. miał łukowaty kształt, tu został „wyprostowany” i jest horyzontalnie ułożony. Głębokości zalegania tego poziomu zostały potwierdzone poprzez jego rejestrację w obu piezometrach. Jednak pomiędzy nimi występują ugięcia linii kształtu zwierciadła wód gruntowych, szczególnie pod północną stroną wału. Obniżenie w tym miejscu poziomu wodonośnego jest prawdopodobnie spowodowane filtracją wody gruntowej przez porastającą tę część wału roślinność. Zbocze południowe wału, gdzie zwierciadło wody jest nachylone zgodnie z generalnym kierunkiem spływu podziemnego (NNW), jest praktycznie pozbawione roślinności.

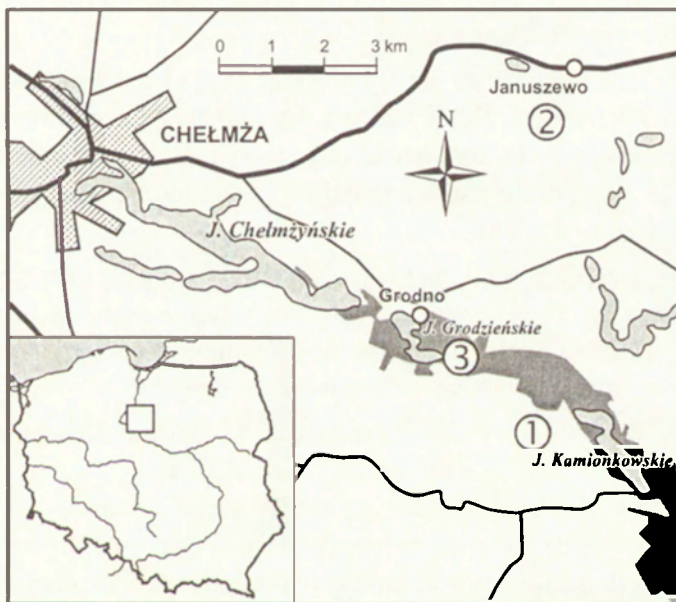
Metoda profilowania radarowego w powyższym przykładzie pozwoliła na bardzo precyzyjne określenie kształtu zwierciadła pierwszego poziomu wodonośnego. Przewaga metody GPR nad pomiarem punktowym widoczna jest tu z całą wyrazistością – pomiar poziomu wody w piezometrach 2 i 3, usytuowanych w bezpośrednim sąsiedztwie wału (ryc. 11), nie daje pełnej informacji na temat przebiegu granicy strefy aeracji i saturacji pod wydumą, pozwala jedynie na określenie ogólnej tendencji spływu wody gruntowej i wahań stanu zwierciadła poziomu wodonośnego.

Niestety, ze względu na stosunkowo dużą jednorodność osadów budujących wydumą, nie udało się zarejestrować wyraźnych struktur depozycyjnych. Struktury takie prawdopodobnie byłyby widoczne w większych formach wydmowych, powstających na przestrzeni dłuższych okresów trwania procesów wydmotwórczych i warunkach większej zmienności środowiska kształtującego je. Takie też zwykle są formy wydmore badane metodą profilowania radarowego przez innych badaczy (Bristow 1995; Bristow i in. 1996; Bailey, Bristow 2001). Są to przeważnie zespoły wędrujących wałowych form eolicznych w obszarach wielkich pustyń afrykańskich (np. Namib), których poznanie struktury wewnętrznej przy pomocy metody GPR, pozwala snuć przypuszczenia na temat ich genezy, procesów, które je kształtowały i pośrednio zmian cyrkulacji atmosferycznej na obszarach otaczających je.

3.1.b. FORMY I OSADY FLUWIOGLACJALNE

Osady fluwioglacjalne, w skład których wchodzi przeważnie frakcje piaszczysta i żwirowa, są potencjalnie prawie idealnym środowiskiem do stosowania metody georadarowej. Metoda GPR stosowana była do badań georadarowych osadów już na początku lat 80., jednak zasadniczy rozwój tego typu badań miał miejsce dopiero w ciągu ostatnich 8–10 lat (Beres i in. 1995, 1999; Huggenberger i in. 1994; van Overmeeren 1996, 1998b).

Dobrym przykładem obszaru testowego do badania osadów fluwioglacjalnych metodą GPR jest sandr chełmżyński. Ten niewielki sandr rozpoczyna swój bieg od ciągu moren południowo-wąbrzeskich (Niewiarowski 1959) i biegnie wąskim pasem wyniesionym ponad otaczającą go wysoczyznę morenową w kierunku południowo-wschodnim. Sandr chełmżyński ma niewielką miąższość (5 metrów w części proksymalnej – wg W. Niewiarowskiego 1959) i niewielkie rozmiary.



Ryc. 12. Lokalizacja stanowisk badawczych. 1 – lasy; 2 – jeziora; 3 – rzeki; 4 – miasta; 5 – drogi; 6 – położenie stanowisk badawczych: Kamionki (1) – sandr chełmżyński; Januszewo (2) – morena czołowa; Grodno (3) – torfowisko

The location of the Kamionki site. 1 – forests; 2 – lakes; 3 – rivers; 4 – towns; 5 – roads; 6 – location of the sites: (1) – Chełmża sandur; (2) – Januszewo end moraine; (3) – Grodno – peatbog

Autor przeprowadził sondowanie radarowe o długości około 1150 metrów w poprzek sandru w okolicach północno-zachodniego krańca jeziora Kamionki (ryc. 12). Profil radarowy został przeprowadzony od centralnej części sandru ku jego bocznej krawędzi. Wszystkie fragmenty profilogramów radarowych zostały połączone ze sobą i skalibrowane do rzeczywistej rzeźby terenu (ryc. 13).

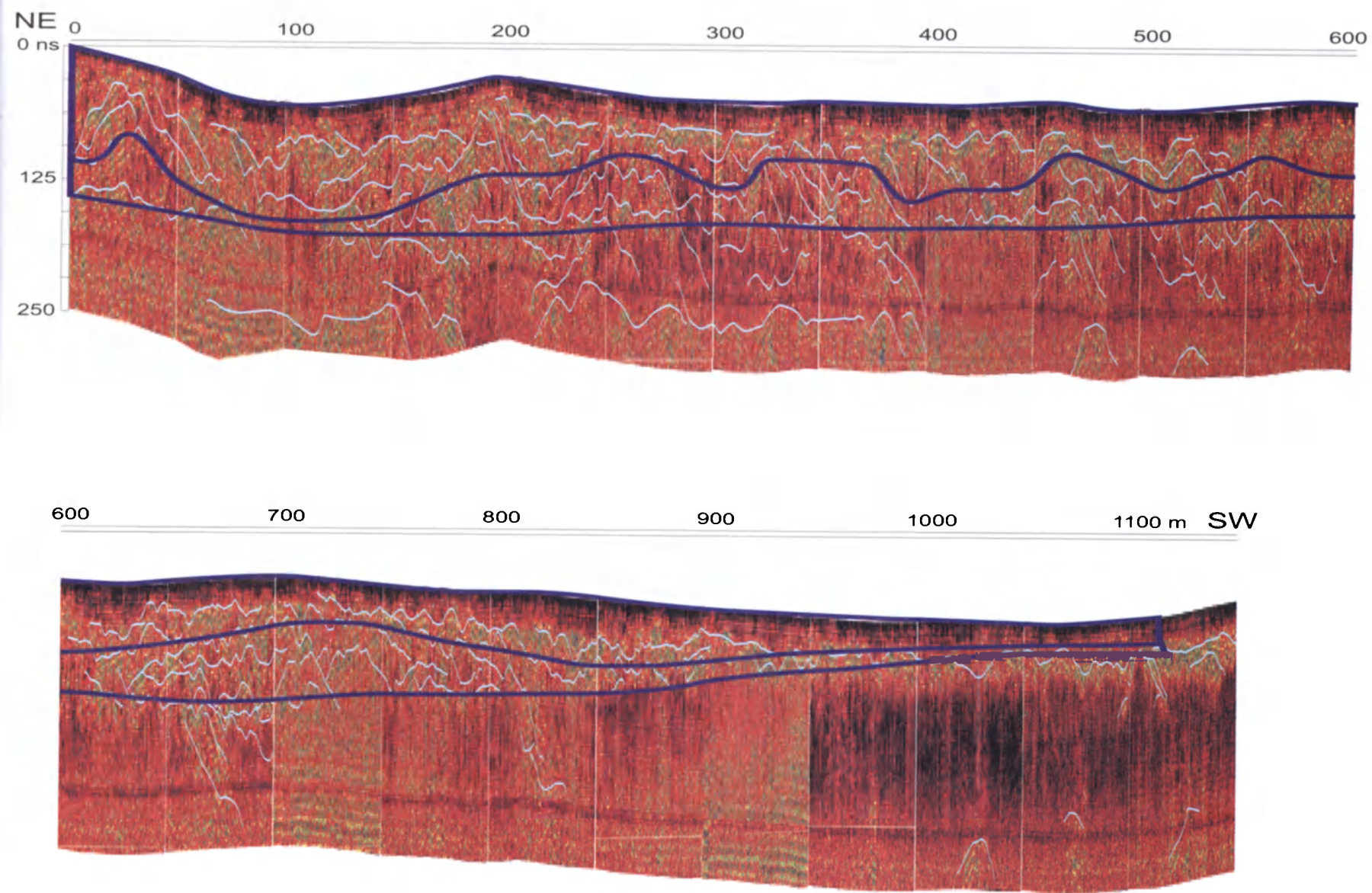
Interpretacja wyników pozwoliła na wydzielenie szeregu zaburzeń w obrębie osadów sandrowych, które po sprawdzeniu za pomocą wierceń okazały się przewarstwieniami osadów żwirowych, silnie zażelazionych. Sondowanie georadarowe wskazało na istnienie wyraźnej dwudzielności osadów budujących sandr chełmżyński. Łączna miąższość obu serii osadów piaszczysto-żwirowych nie przekraczała 10 m. Były one przedzielone warstwą silnie zażelazionej warstwy grubego żwiru, który miejscami zawierał spore ilości frakcji ilastych.

Rycina 15. pokazuje korelację profilogramów radarowych w wybranych fragmentach z rezultatami wierceń.

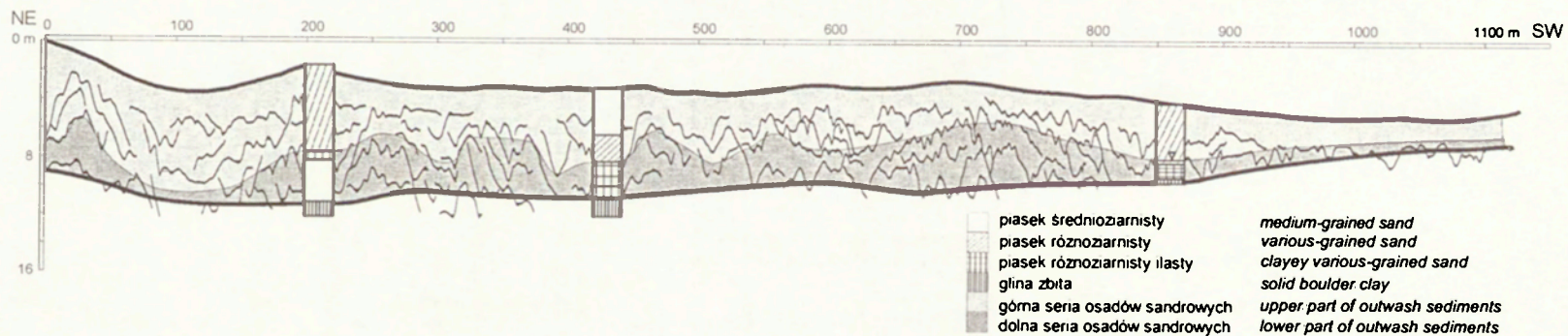
Wiercenie nr 1 pokazuje obraz płytkich na około 1,5 metra osadów piaszczystych podścielonych zbitą gliną. Na odpowiadającym okolicy wiercenia obrazie radarowym pod warstwą około metrowej miąższości znajduje się silnie pochłaniająca warstwa osadu. Tłumienie sygnału radaru poniżej granicy piasku i gliny jest bardzo duże.

Kolejne wiercenia obejmowały partie sandru coraz bardziej zbliżone do jego osi. I tu również w obrazie radarowym zaznacza się wyraźne poszerzenie strefy czytelnych odbić, która w niektórych miejscach (wiercenie nr 3) wydaje się osiągać nawet około 10 m miąższości.

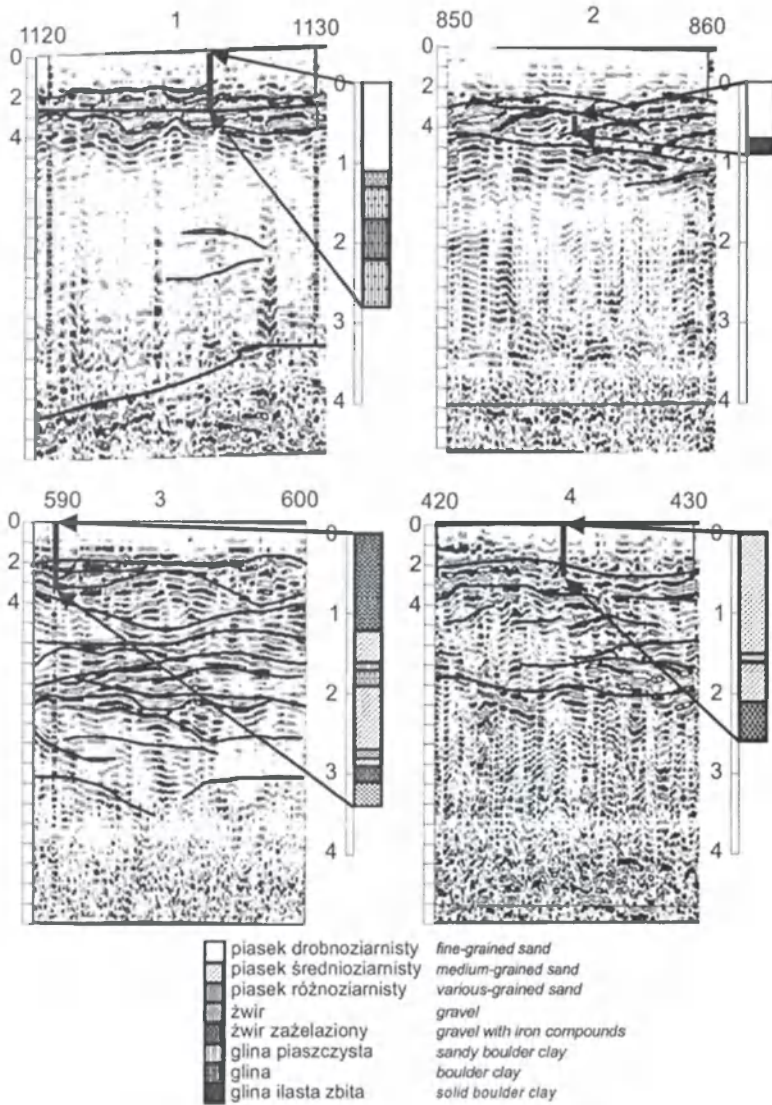
Głębsze wiercenia, przebijające całą serię osadów fluwiogłajalnych wykonane zostały w trzech miejscach przekroju i naniesione na rycinę 15. Wszystkie trzy wiercenia wykazały istnienie znacznie grubszej niż 5 metrów serii osadów piaszczysto-żwirowych. Miejscami osady sandrowe wykazują miąższość do 10 metrów. W tym zakresie, pomimo zatarcia szczegółów w masie osadu, wyraźnie potwierdza się informacja uzyskana metodą georadarową. Potwierdziła się także hipoteza interpretacyjna obrazu radarowego o dwudzielności osadów piaszczysto-żwirowych. W trakcie wierceń napotkano na wyraźny horyzont żwiru silnie zażelazionego, czasem wzbogaconego o frakcje ilaste. Horyzont ten najprawdopodobniej jest śladem rozmycia przez wody sypiące sandr chełmżyński i erodujące podłoże istniejącego tu starszego sandru, który być może przykryty był niewielkiej miąższości warstwą gliny.



Ryc. 13. Mozaika 22 przekrojów radarowych przecinających w poprzek południowo-zachodnią część sandru chełmżyńskiego
The mosaic of the 22 radar cross-sections across the south-western part of Chełmża sandur



Ryc. 14. Interpretacja przekroju radarowego z ryciny 13
 Interpretation of the radar cross-section in Figure 13



Ryc. 15. Korelacja profilu radarowego z wierceniami
Correlation of the radar profile with the drillings

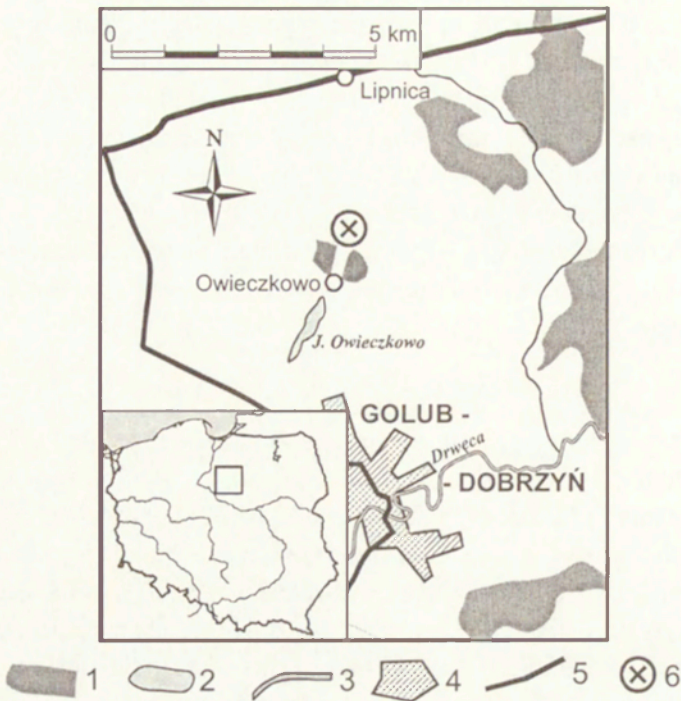
Badania radarowe sandru chełmżyńskiego wykazały, że osady piaszczysto-żwirowe są dobrym środowiskiem do sondowania metodą GPR. Wydaje się, że w przypadku tego typu osadów można osiągnąć miąższość 10 i więcej metrów przy zachowaniu stosunkowo dobrej rozdzielczości, a w przypadku zastosowania anten o bardzo niskich częstotliwościach pracy, nawet kilkadziesiąt metrów. Uzyskano potwierdzenie większej miąższości osadów sandrowych niż wcześniej zostało stwierdzone, a ponadto uzyskano informację na temat ich dwudzielności lub raczej istnieniu wcześniej na tym obszarze osadów fluwioglacjalnych.

3.1.c. FORMY I OSADY LIMNOGLACJALNE

Formy szczelinowe powstałe w czasie zlodowaceń plejstocenijskich na obszarze Niżu Polskiego, z punktu widzenia możliwości ich badania metodą profilowania radarowego, zajmują wśród form zbudowanych z osadów klastycznych tego rejonu szczególną pozycję. Zwykle budują je piaski, mułki, rzadziej żwiry i ropy. Podobne osady były badane przez C.P.F. Ulriksena (1982) – oz przykryty osadami delty (Szwecja) – oraz przez badaczy amerykańskich i kanadyjskich (Jol, Smith 1992; Jol i in. 1996). Wykazali oni doskonałą przydatność metody GPR do badania tego typu form i osadów.

Formy szczelinowe występują najczęściej w postaci pagórków, wałów oraz ich kombinacji o wysokości względnej dochodzącej do kilkunastu metrów (Niewiarowski 1959). Ponadto istnienie kemów i ozów w postaci izolowanych form, wyniesionych ponad poziom gliny morenowej powoduje, że osady je budujące są zwykle suche, a pierwszy poziom wodonośny występuje zwykle niewiele wyżej ponad poziom stropu gliny. Te wszystkie czynniki powodują, że formy szczelinowe są potencjalnie doskonałym polem do badań radarowych. Duża miąższość suchych osadów klastycznych, sprzyja dobrej propagacji fal elektromagnetycznych i w konsekwencji pozwala na osiąganie stosunkowo głębokiej penetracji osadu przy pomocy radaru (Davis, Annan 1989).

Struktura osadów form szczelinowych, w których najczęściej zauważyć można sekwencje osadów piaszczystych i mułkowych poprzecinanych licznymi uskokami, świadczy również o potencjalnej przydatności metody GPR. Zarówno granice osadów, jak i przecinające je uskoki stanowią granice (strefy) nieciągłości właściwości elektrycznych osadu i z punktu widzenia metody profilowania radarowego generują doskonałej jakości echa podczas rejestracji odbitego od nich sygnału radarowego.



Ryc. 16. Lokalizacja stanowiska badawczego Owieczkowo

1 – lasy, 2 – jeziora, 3 – rzeki, 4 – miasta, 5 – drogi, 6 – położenie stanowiska badawczego
The location of the Owieczkowo site

1 – forests, 2 – lakes, 3 – rivers, 4 – towns, 5 – roads, 6 – location of the site

Możliwości badania form szczelinowych metodą GPR zostaną omówione na przykładzie badania kemów z okolic Owieczkowa. Wysoczyzna Chełmińska, na obszarze której znajdują się omawiane wzgórza kemowe, została szczegółowo zbadana w latach 1953–1958 przez W. Niewiarowskiego (Niewiarowski 1959). Południowa i środkowa część wysoczyzny urozmaicona jest licznymi formami szczelinowymi. Wśród nich kemy w Owieczkowie wraz z ciągiem ozów (oz Lisewski) pomiędzy Golubiem-Dobrzynem a Kowalewem stanowią zwarty kompleks rejestrujący swym przebiegiem kierunek odpływu wód roztopowych.

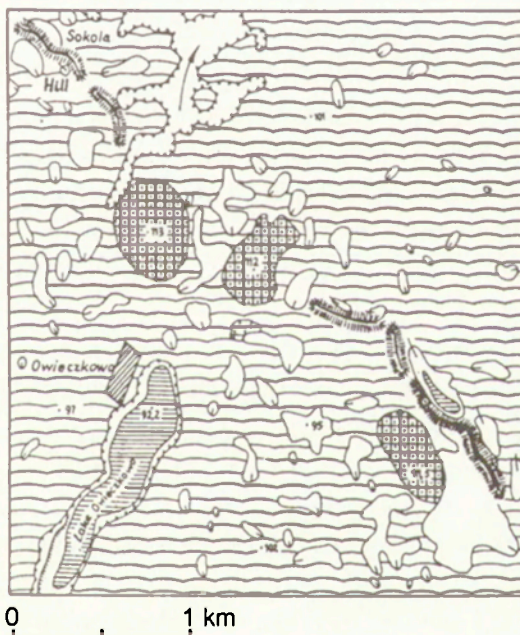
Wybór kemów owieczkowskich do badań radarowych podyktowany był następującymi czynnikami: są one stosunkowo słabo zniszczone, są znacznej wielkości (tab. 7) – co daje podstawy do wysnuwania ogólnych wniosków na temat genezy porównywalnych form Wysoczyzny Chełmińskiej, na ich powierzchni przebiegają łatwo dostępne drogi gruntowe i wreszcie – są one stosunkowo dobrze poznane (Niewiarowski 1959).

Tabela 7. Dane morfometryczne owieczkowskich wzgórz kemowych według W. Niewiarowskiego (1959)

| Położenie wzgórza | Powierzchnia w ha | Wysokość względna w metrach | Nachylenie stoków w stopniach | Długość podstawy w metrach | Szerokość podstawy w metrach |
|-------------------|-------------------|-----------------------------|-------------------------------|----------------------------|------------------------------|
| kem zachodni | 23 | 18 | 9–20 | 650 | 430 |
| kem wschodni | 14,5 | 12 | 7–18 | 550 | 350 |

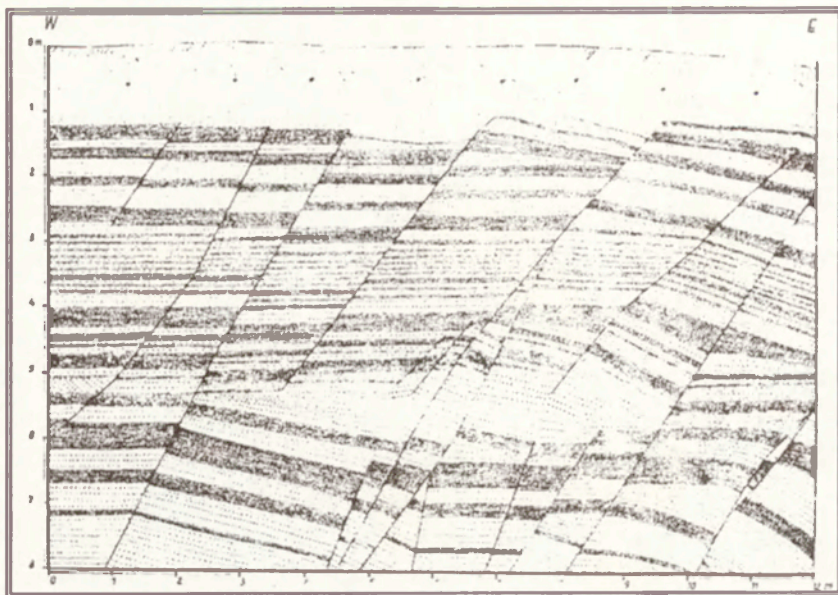
Oba kemy położone są w otoczeniu moreny dennej falistej, pomiędzy południową i północną częścią ozu lisewskiego. W okolicach ozu oraz kemów owieczkowskich występują liczne zagłębienia bezodpływowe. Na południe od kemów rozpoczyna się rynna jeziora Owieczkowskiego.

Budowa geologiczna kemów owieczkowskich została opisana przez W. Niewiarowskiego (1959) na podstawie analizy odkrywki przy szosie, w zachodnim wzgórzu kemowym. Odstonięcie to, ponad 8-metrowej wysokości, obecnie jest silnie zarośnięte lasem i od dawna nieczynne. W odkrywce tej występowały piaski i mułki warstwowane rytmicznie, wstęgowo. Ponadto w przypowierzchniowej – około 1,5-metrowej warstwie brak było zauważalnych struktur sedymentacyjnych.



Ryc. 17. Położenie kemów owieczkowskich i geomorfologia ich najbliższej okolicy (wg Niewiarowskiego 1959)

The location of the Owieczkowo kames and the geomorphology of their vicinity (according to Niewiarowski 1959)



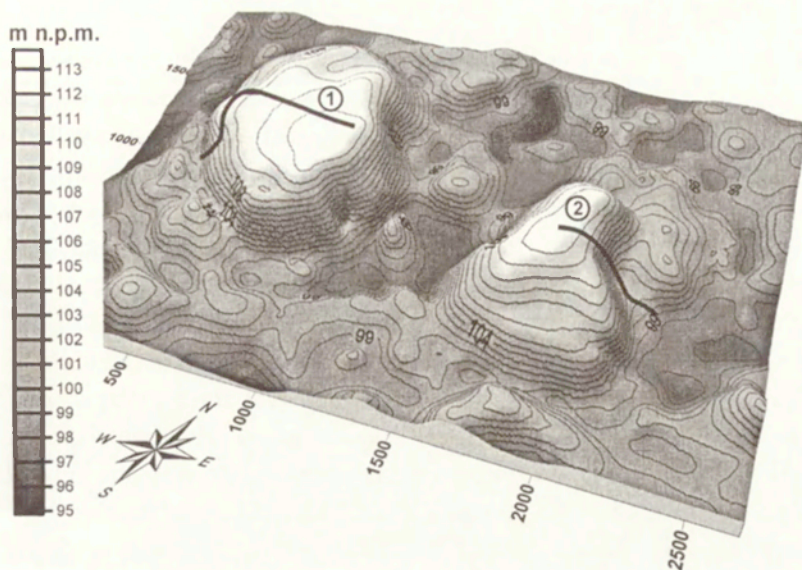
Ryc. 18. Budowa geologiczna zachodniego wzniesienia kemowego w Owieczkowie (wg Niewiarowskiego 1959)

The geological structure of the western kame hill in Owieczkowo (according to Niewiarowski 1959)

Piaski i mułki poprzecinane były licznymi uskokami, z przesunięciem warstw do 0,5 m. Niewiarowski stwierdza, że nie ma regularności w biegach warstw, układ uskoków jest chaotyczny i nie zauważa się działania nacisku lodowca, lecz jedynie osiadanie formy. Uskoki, według W. Niewiarowskiego (1959), występują w partiach brzegowych kemów owieczkowskich, natomiast w środkowej części osady piaszczyste i mułkowe zalegają horyzontalnie w sposób niezaburzony.

Według W. Niewiarowskiego kemy owieczkowskie tworzyły się w jeziorze istniejącym w martwym lodzie, którego dno osiągało spąg lodowca.

Oba kemy owieczkowskie zostały przebadane przez autora metodą profilowania radarowego. Umieszczenie linii profili radarowych przedstawia rycina 19. Zwraca uwagę odmienny charakter morfometrii obu wzniesień. Zachodnie ma bardziej regularny, owalny kształt, stosunkowo strome stoki i rozległą płaską część środkową. Wzniesienie to ma wyraźnie charakter bardzo płaskiego i rozległego plateau (wysokość względna około 10–13 m wobec długości osi formy – 650 i 430 m). Wzniesienie wschodnie ma bardziej ostry profil i mniej regularny kształt.



Ryc. 19. Model hipsometryczny kemów owieczkowskich
The hypsometric model of the Owieczkovo kames

Kem zachodni został przecięty 430 metrowym profilem radarowym (nr 1 na rycinie 19), począwszy od najwyższej jego kulminacji ku północnemu zachodowi, a następnie ku południowemu zachodowi aż do podstawy formy.

Profil nr 2 (ryc. 19) rozpoczyna się w poziomie podstawy kemu wschodniego i biegnie w kierunku północno zachodnim aż do jego kulminacji. Ma on długość 200 m.

Oba profile zostały zarejestrowane przy pomocy anteny o częstotliwości 300 MHz w zakresie 200 ns, co w przybliżeniu odpowiada miąższości 18-metrowej warstwy suchego piasku (Halleux 1992). Tak duża głębokość penetracji została przyjęta w celu określenia spągu osadów piaszczysto-mułkowych, a tym samym ewentualnej rejestracji poziomu gliny je podścielającej.

Profil radarowy nr 1 (ryc. 20 i 21) pokazuje układ linii ech radarowych, będących obrazem struktury wewnętrznej kemu. Linie te wykazują kilka charakterystycznych regularności.

Pierwszą cechą jest fakt istnienia około metrowej przypowierzchniowej strefy, w której nie notuje się występowania jasnych pasm. Strefa ta pokrywa się z warstwą piasków bezstrukturalnych występujących w warstwie głebowej, które utraciły swoją strukturę wskutek działania procesów glebowych oraz przemarzania. Strefa ta występuje również na profilu nr 2. Powstała ona

jednak jako efekt braku możliwości zarejestrowania ech radarowych z tak niewielkiej głębokości.

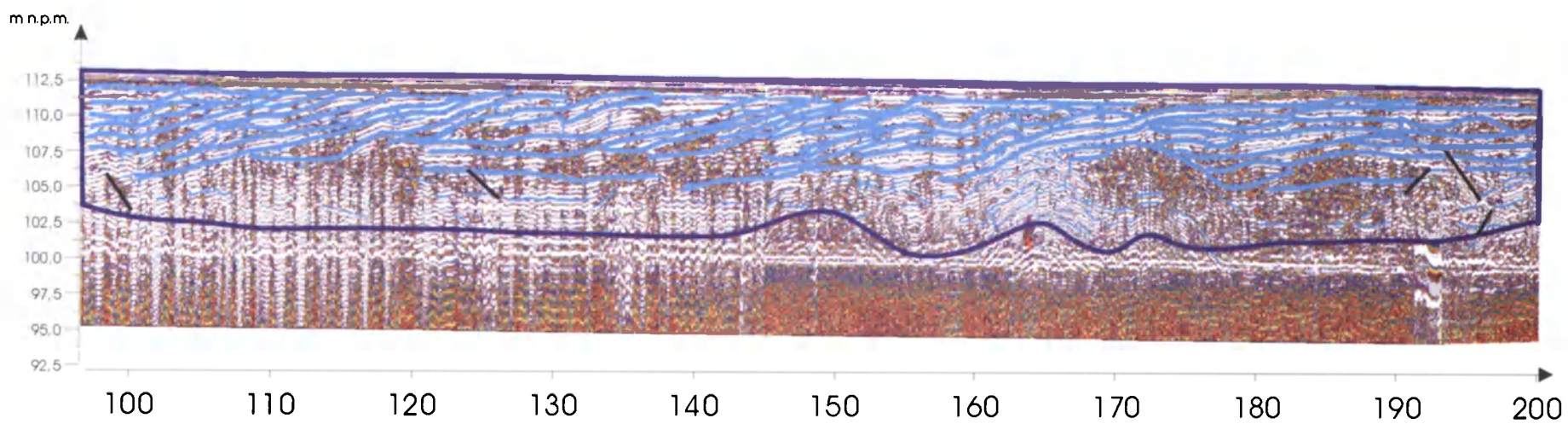
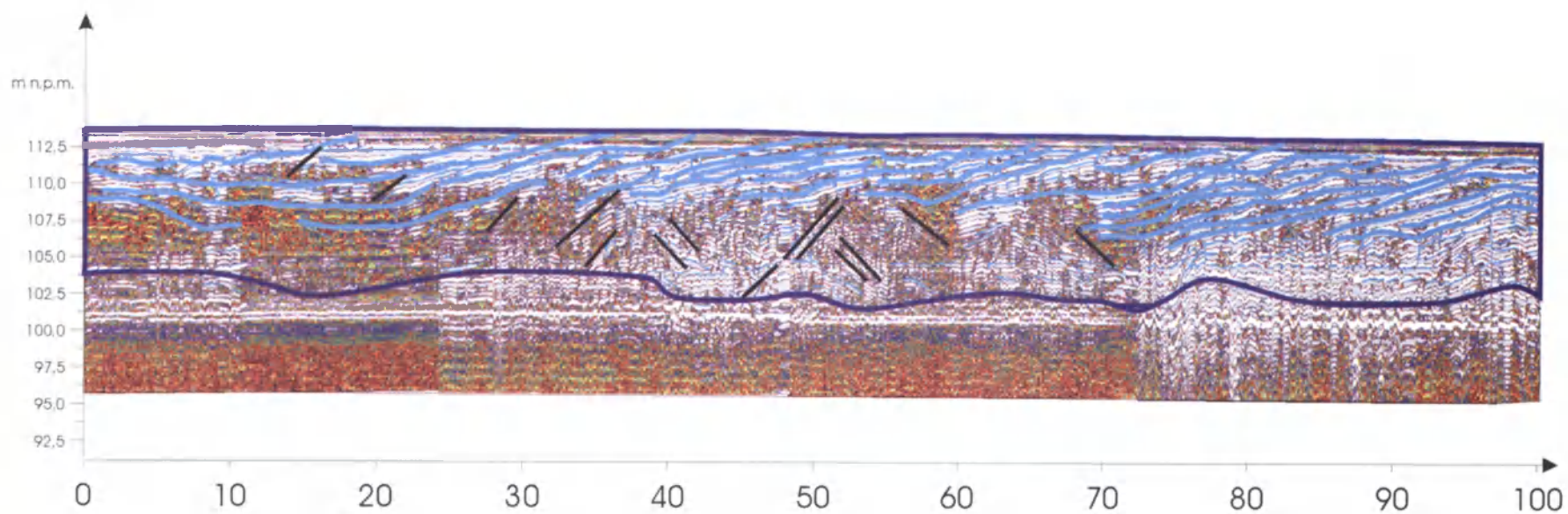
Wzdłuż całego profilu nr 1 zauważyć można jasne pasma zapadające w kierunku centrum kemu. W centralnej części pasma te układają się w nieckę. Powstały one zapewne w wyniku odbicia fal elektromagnetycznych od granic osadów. Ich przebieg jest w wielu miejscach zakłócony, występują załamania i przesunięcia linii pasm. W ten sposób rejestrują się większe uskoki i strefy przesunięć warstw. Charakterystyczne jest to, że załamania ciągłości jasnych pasm występują na całej długości, niezależnie od odległości od krawędzi kemu, a nawet zdają się występować trochę liczniej w części centralnej. Świadczyć to może o występowaniu uskoków w całej masie kemu, a nawet ich koncentracji w centrum formy. Fakt taki stałby w sprzeczności z wnioskami W. Niewiarowskiego (1959), który genezę kemu widzi na stałym podłożu, a nasilenie występowania uskoków lokuje w strefie krawędziowej kemu i wiąże ich występowanie z zanikiem podparcia lodowego.

W kilku innych fragmentach profilu nr 1, na głębokości 7–9 m, zauważyć można wygięte ku górze echa sugerujące istnienie w tych miejscach wyniesień podłoża. Wydaje się, że możemy interpretować wyżej opisane pasmo w dwojaki sposób. Może to być zatem granica osadów mułkowo-piaszczystych budujących kem z leżącą pod nimi gliną morenową. Taka geneza echa radarowego jest najbardziej prawdopodobna tam, gdzie składa się ono z wielu drobnych ech (w kształcie hiperboli), powstałych w wyniku odbicia fal elektromagnetycznych od głazów. A może być również, i to wydaje się być bardziej prawdopodobne, echo powstałe przez odbicie fal elektromagnetycznych od pierwszego poziomu wodonośnego.

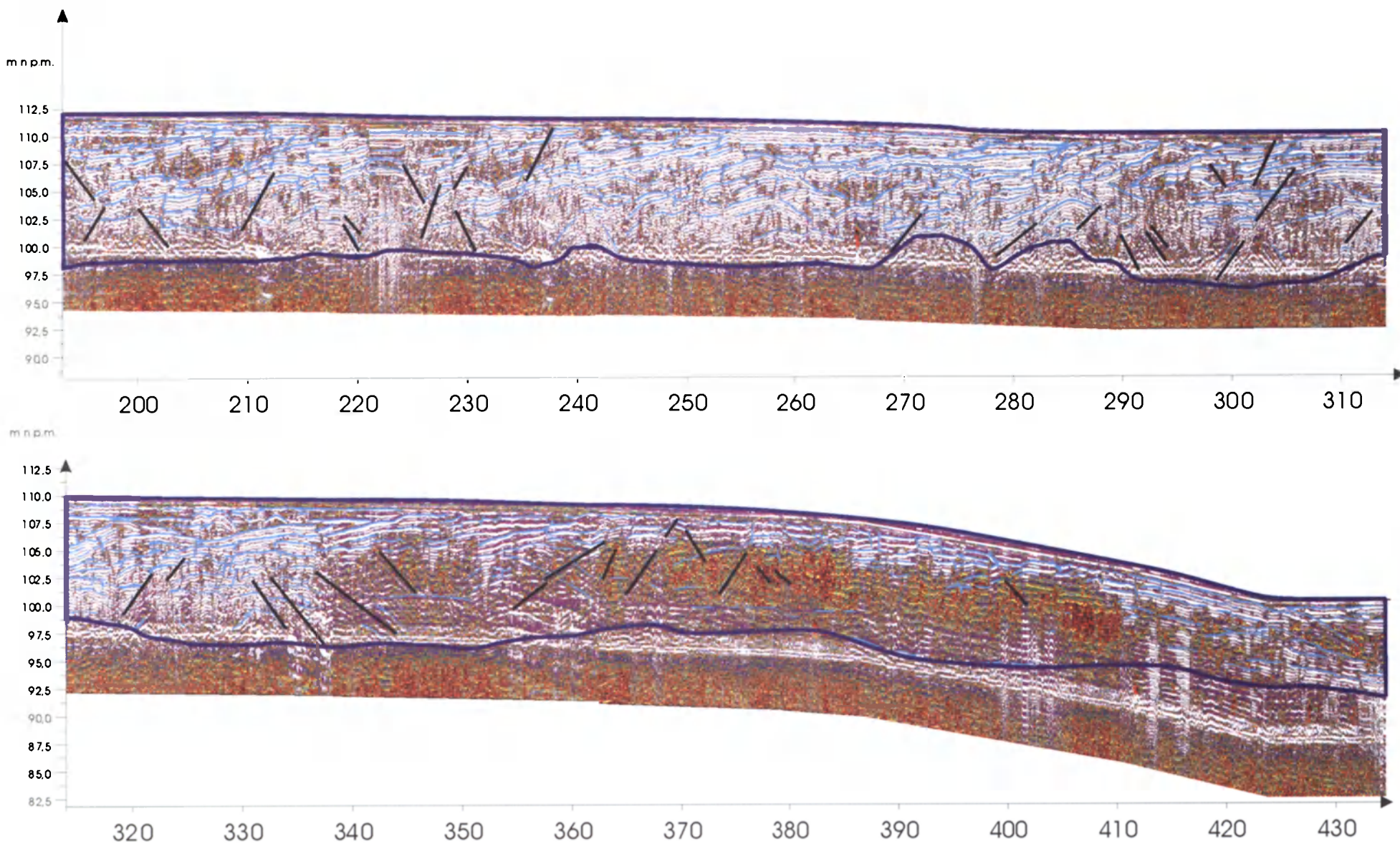
W przykrawędziowej strefie profilu nr 1 zauważyć można jak wzajemnie nakładające się pasma, będące śladem odbicia promieniowania radarowego od kolejnych kopalnych stoków formy, wchodzą pod otaczającą kem powierzchnię terenu, znacząc dno dawnego zagłębienia bezodpływowego, obecnie wypełnionego torfem.

Podobne charakterystyczne elementy występują na profilu nr 2 (ryc. 22). Również tu występuje przypowierzchniowa strefa pozbawiona ech radarowych.

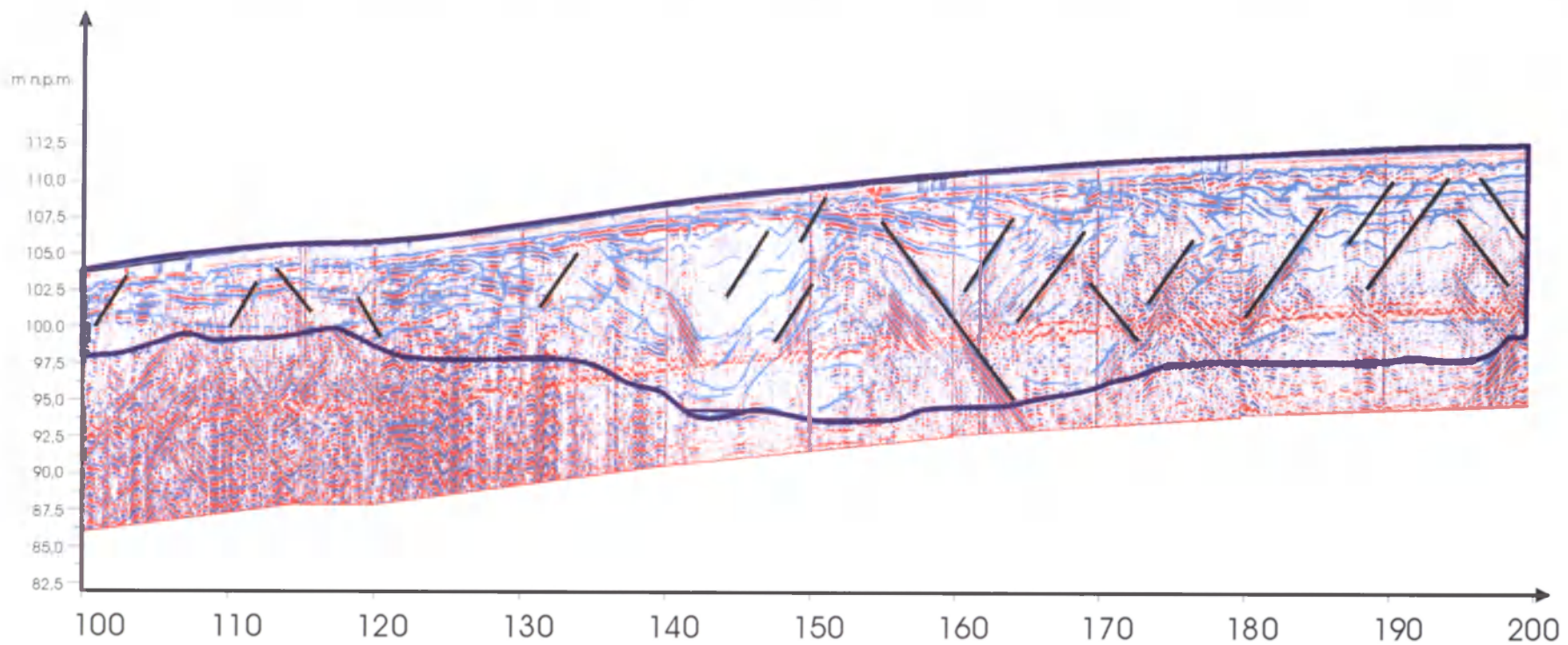
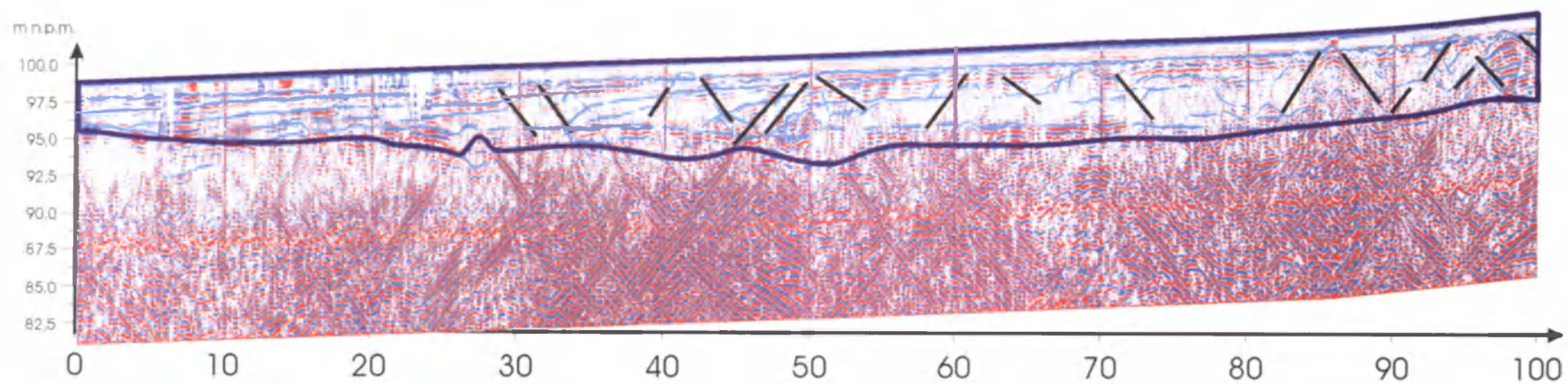
Układ pasm obrazujących najprawdopodobniej sekwencję osadów piaszczysto-mułkowych jest w przypadku kemu wschodniego trochę inny. Podobnie jak na profilu nr 1, cały profil nr 2 poprzecinany jest prawie horyzontalnie ułożonymi liniami. Linie te zapadają przeważnie w kierunku centrum formy. Tu również w centralnej części kemu pasma ech radarowych (widoczne



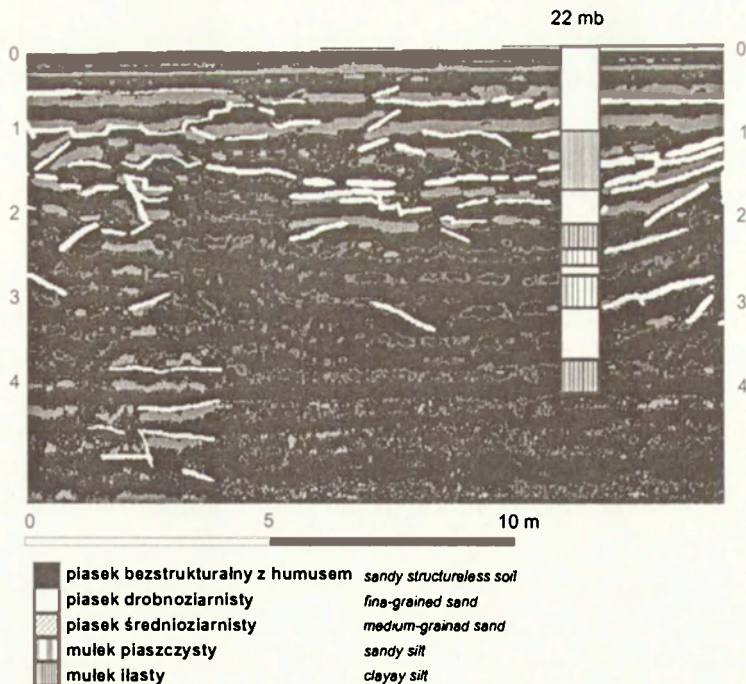
Ryc. 20. Pierwsza część profilu radarowego nr 1 (kəm zachodni). Skala pionowa obliczona dla suchego piasku
 The first part of radar profile number 1 (the western kame). The vertical scale calculated for dry sand



Ryc. 21. Ciąg dalszy profilu radarowego nr 1 (kem zachodni). Skala pionowa jak na rycinie 20.
 The continuation of radar profile number 1 (the western kame). The vertical scale as in Figure 20.



Ryc. 22. Profil radarowy nr 2 (kern wschodni). Skala pionowa jak na rycinach 20 i 21
 Radar profile number 2 (the eastern kern). The vertical scale as in the figures 20 and 21



Ryc. 23. Porównanie radarowego obrazu struktury osadów kemu z wierceniami (22 mb profilu nr 1)

A comparison between the radar picture of the structure of the kame deposits and the drillings (running metre 22 in profile number 1)

na ryc. 22 niebieskie linie) układają się w nieckę. To ułożenie odbić radarowych jest szczególnie widoczne w okolicach 150–170 mb profilu (ryc. 22).

Stosunkowo płytko pod powierzchnią kemu, w kilku miejscach, występują wyraźne wyniesienia osadów w postaci chaotycznych (w sensie nieregularności ech radarowych) wypukłych struktur. Formy takie występują około 154 mb, pomiędzy 123 a 135 mb oraz w okolicach 50 i 98 mb profilu nr 2.

Ciekawym elementem profilu przeprowadzonego w kemie wschodnim jest kopalne obniżenie pomiędzy 135 a 154 mb. Zarówno skala pionowa jak i pozioma na rycinach są w przybliżeniu jednakowe. Widać zatem, że wyżej wspomniane obniżenie jest stosunkowo głębokie w porównaniu z jego wymiarami poziomymi.

Podobnie jak na profilu nr 1 (ryc. 20 i 21), tu również zaznacza się na początku słabe, a potem miejscami mocniejsze horyzontalne echo biegnące przez prawie cały profil. Aż do 130 mb pod tym echem występuje charakterystyczny dla glin zespół wzajemnie nakładających się odbić. Niewątpliwie w tym rejonie horyzontalna linia stanowi granicę osadów piaszczysto-mułkowych z gliną morenową.

W okolicach podstawy wzgórza zauważyć można wyraźną sekwencję osadów stokowych, wchodzących kolejno w pierwotne obniżenie bezodpływowe.

Oba profile posiadają wspólne cechy, ale w szczegółach różnią się znacznie. Dokładna interpretacja obrazów radarowych wymagała zatem wykonania kilku wierceń w obu wzgórzach kemowych.

Rycina 23 pokazuje, w znacznym powiększeniu sekwencję linii profilu radarowego i odpowiadających im rzeczywistych granic osadów w szczytowej partii zachodniego wzgórza kemowego. Rycina obejmuje w przybliżeniu wycinek o długości 15 metrów i miąższości 5 metrów. W wierceniu, na 22 mb profilu od góry, zanotowano prawie metrowej miąższości warstwę piasku drobnoziarnistego, pod którą zalega mułek piaszczysty. Warstwa mułków wyraźnie zaznaczyła się na profilu radarowym w postaci silnego echa (szaro-białe pasmo).

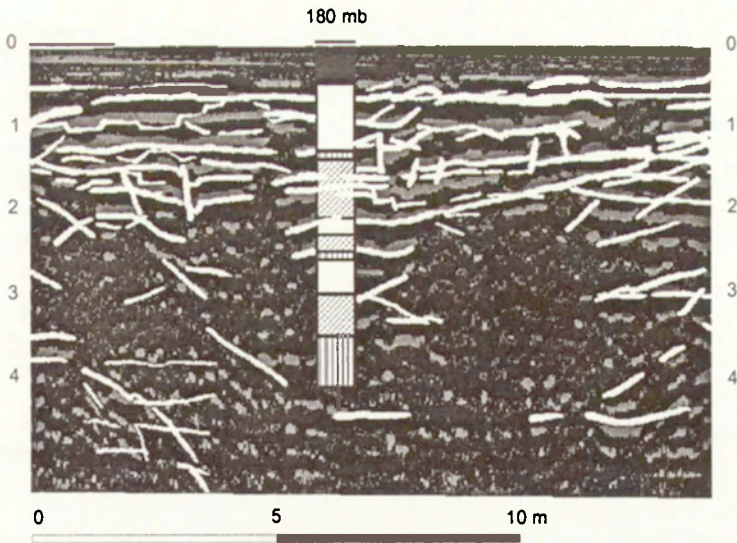
Poniżej piasku zaznaczył się kolejny kompleks mułków, z większą domieszką części ilastych. Również i te osady mają swoje odbicie w obrazie radarowym. Skala pionowa profilu radarowego nie pokrywa się idealnie z rzeczywistością, co wynika z przeliczenia jej w oparciu o parametry elektryczne suchego piasku.

Prawie 4 metry pod powierzchnią terenu występuje następna warstwa mułków ilastych bardzo dobrze korelująca z echem radarowym. Łącznie w całym wierceniu występują trzy główne kompleksy osadów mułkowo-piaszczystych i mułkowo-ilastych, które znajdują swoje odpowiedniki w obrazie ech radarowych.

Kolejne wiercenie wykonano w okolicach 180 mb profilu nr 1 (ryc. 24). Tutaj dodatkowo od góry występował piasek z silną domieszką humusu. Jednak najwidoczniej nie różnił się on pod względem właściwości elektrycznych od leżącego pod nim piasku drobnoziarnistego, gdyż radar nie rozdzielił obu warstw.

Stosunkowo silne echo powstało natomiast w wyniku odbicia fal elektromagnetycznych od cienkiej warstwy mułków piaszczystych około 1,5 m pod powierzchnią terenu. Podobnie silnie zaznaczyła się warstwa piasku średnioziarnistego oraz występujące jeszcze dwie warstwy mułków piaszczystych.

Korelacja linii profili radarowych z wierceniem jest tu bardzo dobra i pozwoliła nie tylko na oddzielenie osadów piaszczystych od mułkowych, ale również na wydzielenie warstwy piasku średnioziarnistego leżącej na warstwie piasku drobnoziarnistego.



Ryc. 24. Porównanie radarowego obrazu struktury osadów kemu z wierceniami (180 mb profilu nr 1). Objasnienia jak na rycinie 23

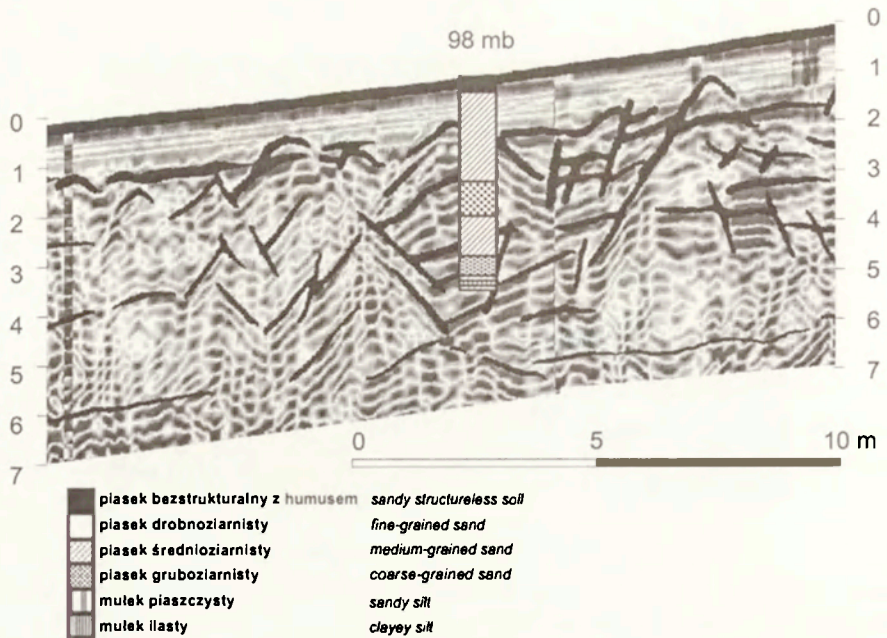
A comparison between the radar picture of the structure of the kame deposits and the drillings (running metre 180 in profile number 1). Key as in Fig. 23.

Wiercenia w profilu nr 2 pokazują ryciny 25 i 26. Na pierwszej z nich, obejmującej 18-metrowy odcinek profilu, widoczna jest w okolicach 98 mb pojedyncza struktura typu wyniesienia płytka zalegająca pod powierzchnią terenu (ryc. 22). Wiercenie wykazało istnienie w tym miejscu wyłącznie grubych i jednorodnych warstw piasku średnio- i gruboziarnistego, bez jakichkolwiek śladów osadów mułkowych. Profil radarowy oddaje dosyć dobrze stratyfikację osadów.

Rycina 26 ukazuje zbliżenie fragmentu kopalnego obniżenia pomiędzy 135 a 154 mb profilu 2. Wiercenia wykonano w centralnej części obniżenia (145 mb) i w jego brzegowej partii (154 mb).

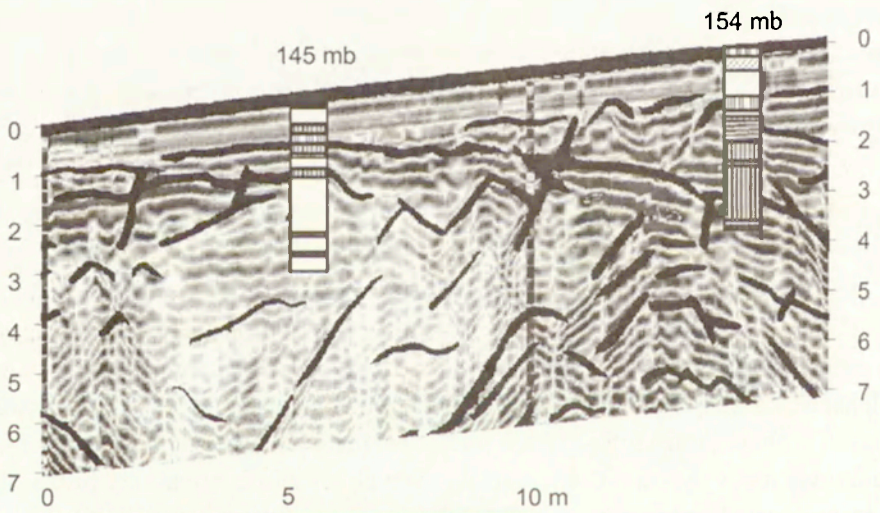
Pierwsze wiercenie wykazało istnienie w tym miejscu pod cienką warstwą piasku drobnoziarnistego kompleksu osadów mułkowo-ilastych, których ślady w postaci ech radarowych wyraźnie zaznaczają się na profilu. Pod tym kompleksem, na głębokości prawie 2 m, występuje gruba (prawie 2 m) warstwa piasku drobnoziarnistego w dwóch miejscach przewarstwiona mułkiem. Obraz radarowy nie wykazuje w tej części większych zaburzeń i idealnie zgadza się z rzeczywistą konfiguracją osadów.

Wiercenie w brzegowej części kopalnego obniżenia ukazało nam zupełnie inny obraz. Pod prawie metrową warstwą piasku występuje mułek piaszczysty, następnie półmetrowa seria piasku drobno-, średnio- i gruboziarnistego, pod



Ryc. 25. Porównanie radarowego obrazu struktury osadów kemu z wierceniami (98 mb profilu nr 2)

A comparison between the radar picture of the structure of the kame deposits and the drillings (running metre 98 in profile number 2)



Ryc. 26. Porównanie radarowego obrazu struktury osadów kemu z wierceniami (145 i 154 mb profilu nr 2). Objasnienia jak na rycinie 25.

A comparison between the radar picture of the structure of the kame deposits and the drillings (running metres 145 and 154 in profile number 2). Key as in Fig. 25.

którą znajdują się prawie dwa metry mułków ilastych z przewarstwieniami piaszczystymi.

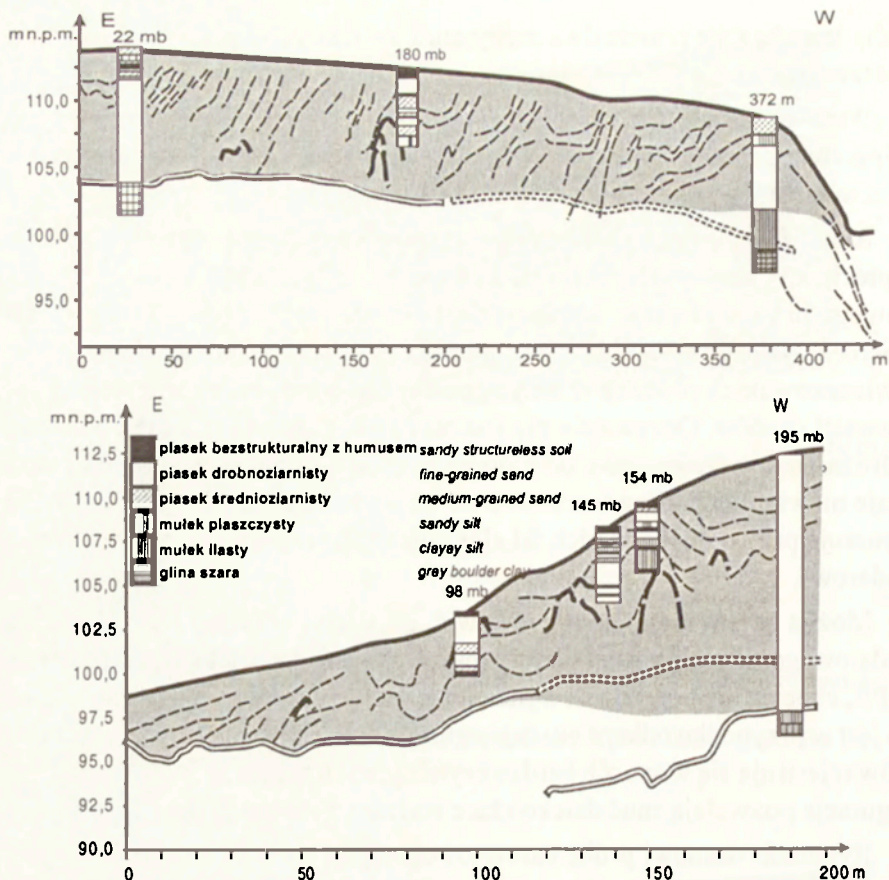
Widzimy zatem, że obniżenie wypełnione jest piaskiem drobnoziarnistym, a jego brzegi stanowią wyniesienia osadów mułkowych i, być może w nieprzewierconym trzonie wyniesienia, nawet ilastych.

Analiza wszystkich przedstawionych powyżej wierceń oraz ich korelacja z profilami radarowymi prowadzi do wniosku, że metoda profilowania radarowego prawie idealnie oddała zmienność pionową osadów w miejscach wierceń. Należy zatem sądzić, że obraz radarowy struktur we wnętrzu kemów owieczkowskich również w innych miejscach odpowiada rzeczywistej sekwencji osadów. Oczywiście nie jest możliwe, przy pomocy metody GPR, odróżnienie rodzaju osadu, od którego pochodzi odbicie. Wyjątkiem pozostaje niewątpliwie glina morenowa ze względu na bogactwo gładów, które generują przy odbiciu od nich fal elektromagnetycznych specyficzny obraz radarowy.

Można zatem rzetelnie przedstawić, przy użyciu metody profilowania radarowego, struktury form szczelinowych traktowanych jako całość. Metoda GPR, chociaż nie pozwala na wydzielenie drobnych zmian w osadzie, tak jak to jest w przypadku odkrywek, daje ogólny obraz całości. Większe serie osadów rejestrują się w sposób bardzo czytelny, a ich przebieg i wzajemna konfiguracja pozwalają snuć daleko idące wnioski na temat genezy formy.

Rycina 27 stanowi próbę całościowego spojrzenia na strukturę kemów owieczkowskich w oparciu o analizę profili radarowych w powiązaniu z wierceniami reperowymi. Na rycinie tej podzielono echa radarowe na trzy kategorie. Pierwsza z nich (cienkie przerywane linie) obejmuje poziome struktury obecne w obu profilach i, jak zostało to już wcześniej opisane, upadające w większości ku centrum wzgórz. Linie te stanowią przeważnie odbicia od stropowych części osadów mułkowych, ale również granice litologiczne wewnątrz serii piaszczystych. W centralnych częściach wzgórz układają się one w niecki, być może rejestrując ostatnią fazę wypełniania jezior, których pozostałością są kemy owieczkowskie.

W podłożu występują wyniesienia (grube przerywane linie), których budowa została poznana tylko w niektórych miejscach. Zbudowane są one z osadów mułkowych, a być może głębsze stanowią gliniaste progi. Możliwe jest, że serie osadów mułkowych tworzyły się w pierwszej fazie wypełniania jezior wśród drobnych brył lodu, a następnie po ich wytopieniu stanowiły brzegi lub przynajmniej progi w dnie kolejnych zbiorników, w których z kolei osadzały się osady drobnopiaszczyste i mułkowe. Układ ciągłych linii struktur



Ryc. 27. Interpretacja struktur georadarowych w kemach owieczkowskich (na górze kem zachodni, niżej wschodni)
 Interpretation of the georadar structures in the Owieczkovo kames (the western kame on the top; the eastern kame below)

potwierdzały taką ewolucję formy, gdyż przystaje on do układu progów, znacząc kolejne drobne baseny sedymentacyjne.

Wszystkie te linie zakłócone są istnieniem nieciągłości, uskoków i wygięć. Linie uskoków bardzo gęsto występujące na całej długości profili nie zostały dla klarowności obrazu naniesione na powyższe ryciny.

Istnienie uskoków na całej długości świadczy o osadzaniu kemów na lodzie.

Oba profile podkreślone są poziomymi echami (linie podwójne), będącymi najprawdopodobniej odbiciem od poziomu wody gruntowej, a na niektórych odcinkach profilu nr 2 śladem odbicia od podłoża gliniastego.

W stokowych partiach obu kemów zarejestrowała się struktura osadów stokowych wchodzących daleko w obniżenia bezodpływowe.

Zastosowanie metody profilowania radarowego do sondowania form szczelinowych pokazało, na przykładzie kemów owieczkowskich, że możemy uzyskać tą metodą rzetelne informacje na temat struktury osadów do głębokości 8–10 metrów, a w niektórych przypadkach nawet do 16 m (150 mb profilu nr 2). Metoda rejestruje wszystkie większe serie warstw, szczególnie osadów mułkowych wśród piaszczystych, a także większe strefy uskoków i nieciągłości.

Sekwencja linii radarowych daje znacznie więcej przesłanek do odtworzenia genezy form niż same wiercenia i niewielkie, w porównaniu z rozmiarami całej formy, odkrywki. Tym bardziej, że odkrywki często zlokalizowane są w partiach brzegowych kemów, a wiercenia często robione są w miejscach przypadkowych. Metoda profilowania radarowego pozwala wyeliminować tę przypadkowość. Stosowana równolegle i w ścisłym związku z bezpośrednimi metodami badawczymi, metoda radarowa pozwala spojrzeć na budowę i genezę form szczelinowych w nowym świetle.

3.1.d. FORMY I OSADY GLACJALNE

Badania struktury moren czołowych na obszarze dawnych zlodowaceń od dawna stanowią ważny element w próbie odtworzenia dynamiki lądolodów plejstocenijskich. Wyniki tych badań prowadzą do określania genezy poszczególnych form (Niewiarowski 1959) oraz do określania cech charakterystycznych poszczególnych epizodów glacialnych, których pozostałością są między innymi moreny czołowe (Pasierbski 1984).

Badania rozmieszczenia łuków moren czołowych na obszarach dawnych zlodowaceń mają na celu odtworzenie sekwencji plejstocenijskich epizodów glacialnych. Istotnym elementem w badaniach moren czołowych jest również poznanie ich struktury wewnętrznej. Poznanie budowy wewnętrznej tych form decyduje o zakwalifikowaniu ich (lub nie) do kategorii moren czołowych oraz pozwala szczegółowo prześledzić mechanizmy ich powstawania, a także określić dynamiczne cechy tworzących je lądolodów.

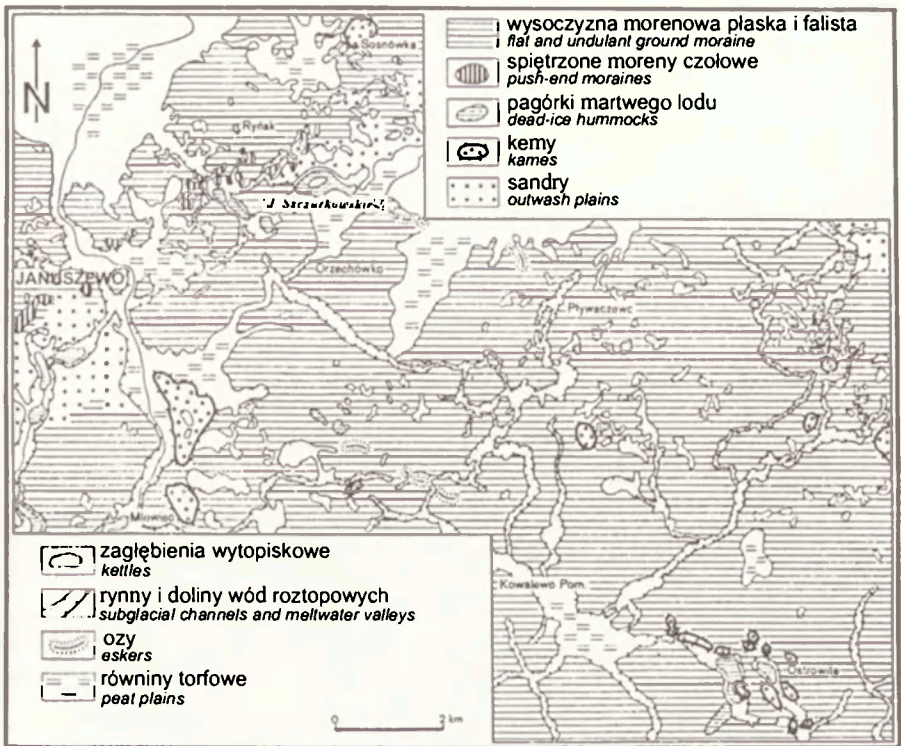
Dużą przeszkodą w prowadzeniu badań struktury osadów budujących moreny czołowe, pod kątem poznania struktury form traktowanych jako całość, jest brak znacznych rozmiarów odsłoneń, które pozwalałyby na ocenę ich budowy. Bezpośrednie metody badawcze, z uwagi na dużą zmienność litologiczną osadów moren czołowych, mają tu ograniczone zastosowanie. Ponadto usytuowanie odsłoneń w obrębie badanych form jest często przypadkowe, a obserwacja interesujących struktur kwestią szczęścia.

Badania georadarowe moren czołowych nie są w światowej literaturze zbyt często opisywane. Duża różnorodność litologiczna, budujących je osadów czasem uniemożliwia uzyskanie rzetelnych informacji o sekwencji osadów oraz ich skali pionowej. Do nielicznych udanych badań, ukazujących możliwości metody GPR w sondowaniu stref czołowo morenowych należą prace J.P. Busby'ego i J.W. Merrita (1999) oraz T. Overgaard i P.R. Jacobsena (2001) z obszaru północno-zachodniej Zelandii (Dania) a także prace M. Bakker (2001). Bakker przeprowadził 12.-kilometrowy radarowy przekrój poprzeczny przez strefę spiętrzonych moren czołowych, w której wyróżnił cztery style struktur glacictektonicznych. W kulminacji strefy zaznaczał się układ imbrykowanych łusek, które dalej w stronę dystalną strefy czołowomorenowej przechodzą w kombinację wielkoskalowych fałdów z nałożonymi na nie łuskami. W tej strefie fałdy miały amplitudę około 40 m i długość do 200 m. Trzecia strefa to wielkoskalowe fałdy o długości fali do 400 m. W ostatniej strefie występują wały i łuski mniejszej skali. Badania M. Bakker pokazały wyraźnie, że strefa zaburzeń osadów w okolicach stref czołowomorenowych sięga daleko poza zasięg hipsometryczny samych pagórków. M. Bakker (2001) oraz T. Overgaard i P.R. Jacobsen (2001) wykazali ponadto, że gdy zaburzone są osady piaszczysto żwirowe, możliwe jest rozpoznanie stref deformacji metodą GPR aż do głębokości 40–50 m.

Metoda georadarowa została przez autora zastosowana do poznania budowy moreny czołowej w okolicach miejscowości Januszewo (ryc. 12).

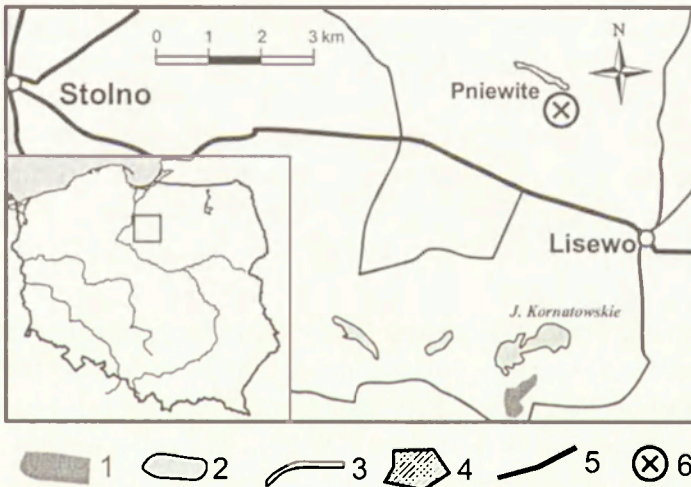
Januszevska morena czołowa została przecięta przekrojem radarowym jedynie w swej kulminacji, w miejscu istniejącej odkrywki terenowej ukazującej budowę moreny (ryc. 28). Drugie stanowisko wybrane do przetestowania metody GPR, to morena czołowa w miejscowości Pniewite (ryc. 29). Morena w Januszewie stanowi południowo zachodni kraniec ciągu moren południowo wąbrzeskich (Niewiarowski 1959), natomiast morena w Pniewitach – fragment ciągu moren północno wąbrzeskich.

Moreny czołowe zbudowane są z osadów klastycznych o różnym uziarnieniu. Miejscami struktura budujących je osadów jest bardzo skomplikowana. Występują łuski, warstwy są czasem postawione prawie pionowo. Rodzaj materiału, na jaki składają się osady moren czołowych, daje duże możliwości poznania ich struktury przy pomocy metody georadarowej. Ich właściwości elektryczne sprzyjają dobrej penetracji falami elektromagnetycznymi wysyłanymi przez radar (Davis, Annan 1989). Granice poszczególnych jednostek litostratygraficznych są zwykle bez trudu rejestrowane (van Overmeeren 1996). Jednak oprócz nich aparatura rejestruje inne echa, jak wytrącenia związków żelaza czy poziomy wodonośne, nie dające informacji o budowie



Ryc. 28. Lokalizacja moreny czołowej w Januszewie na tle morfologii obszaru południowej części wysoczyzny Chełmińskiej (według Niewiarowskiego 1959)

The location of the end moraine in Januszewo against the morphology of the southern part of the Chelmino plateau (according to Niewiarowski 1959)



Ryc. 29. Lokalizacja stanowiska badawczego Pniewite. 1 – lasy, 2 – jeziora, 3 – rzeki, 4 – miasta, 5 – drogi, 6 – położenie stanowiska badawczego

The location of the Pniewite site. 1 – forests, 2 – lakes, 3 – rivers, 4 – towns, 5 – roads, 6 – location of the site

geologicznej i genezie formy. W przypadku obecności gliny morenowej sytuacja jest odmienna. Gлина morenowa, zawierająca duże ilości frakcji ilastych, ma właściwości silnie tłumiące fale elektromagnetyczne i formy przykryte warstwą gliny są przy pomocy metody georadarowej trudne do zbadania. Z tego względu do badań testowych wybrano dwa stanowiska, z których jedno reprezentuje drugą sytuację (przykrycie gliną).

Wzgórze morenowe w Januszewie zbudowane jest z piasków różnoziarnistych, żwirów z licznymi wytrąceniami związków żelaza. Występują tu również osady drobniejsze: mułki, a nawet miejscami mułki ilaste oraz cienka warstwa przemytej gliny morenowej. Warstwy budujące morenę czołową nachylone są w kierunku północno-zachodnim po stronie proksymalnej formy oraz w kierunku południowo-wschodnim po stronie dystalnej. Budowa geologiczna januszewska moreny czołowej widoczna jest na rycinie 30.

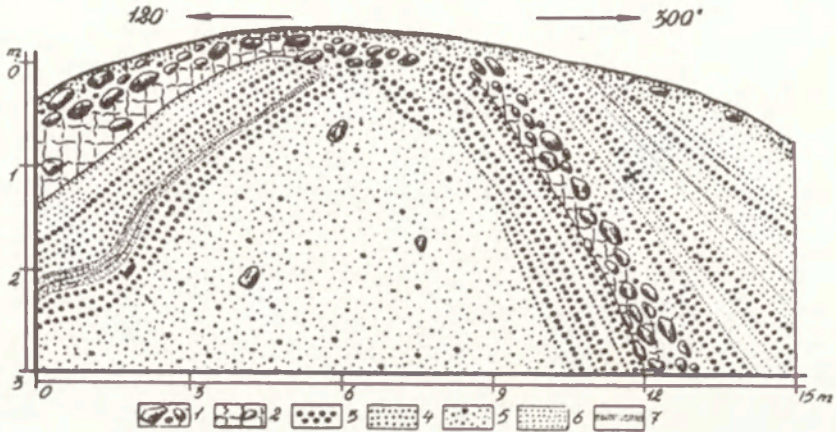
Wzgórze morenowe w Pniewitem charakteryzuje się podobnym postawieniem warstw i podobną budową litologiczną. Jednak dodatkowo przykryte jest około metrowej miąższości warstwą gliny morenowej (ryc. 31).

Obie moreny zostały przecięte przekrojami radarowych – januszewska morena czołowa w poprzek jej osi dłuższej (ryc. 28), natomiast morena czołowa w Pniewitem – zgodnie z osią – równoległe do ściany odkrywki.

Rycina nr 32 ukazuje porównanie rzeczywistego układu jednostek litostratygraficznych w 20-metrowej odkrywce w części centralnej moreny z odpowiadającym mu profilem georadarowym. Profil został zarejestrowany przy pomocy anteny o częstotliwości 300 MHz w zakresie 140 ns, co w przybliżeniu odpowiada miąższości 4 m. wilgotnego osadu klastycznego i przeprowadzony prawie prostopadle do osi dłuższej formy, tj. w kierunku prawdopodobnego działania nacisku lodowca. Struktura osadów widocznych na rycinie jest bardzo zmienna. W części północno-zachodniej odkrywki występuje warstwowanie prawie horyzontalne, w środku i w części południowo-wschodniej warstwy są silnie nachylone (do 35°), a miejscami zauważyć można soczewki piasków drobnoziarnistych.

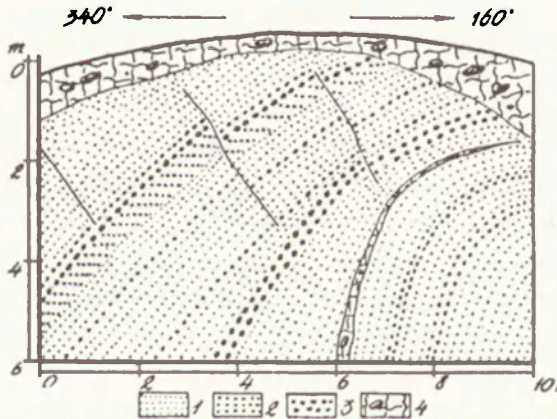
Obraz radarowy tego fragmentu moreny jest bardzo podobny do rzeczywistego układu warstw. Od prawej (NW) widoczne są linie horyzontalne, następnie w części środkowej układ linii jest zaburzony dużym nachyleniem warstw oraz obecnością związków żelaza, w końcu, po lewej (SE) linie nachylone są zgodnie z układem warstw. W tej części widoczna jest również soczewka materiału piaszczystego.

Ponadto badania radarowe moreny czołowej w Januszewie zostały rozszerzone o kolejny, biegnący ku południowemu wschodowi, 20-metrowy odcin-



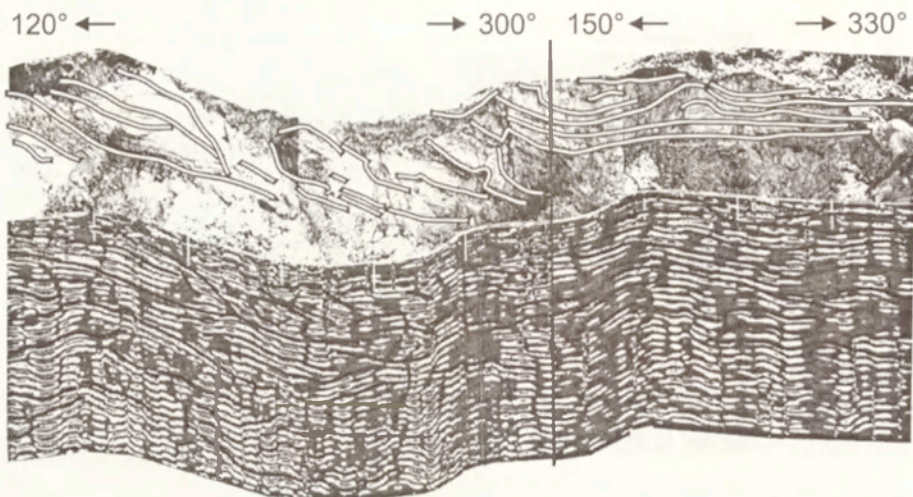
Ryc. 30. Budowa wewnętrzna moreny czołowej w Januszewie (wg W. Niewiarowskiego 1959). 1 – gładowisko i bruk morenowy, 2 – glina zwałowa, 3 – żwiry i żwirki, 4 – piaski grube, 5 – piaski różnoziarniste, 6 – piaski drobne, 7 – mułki

The internal structure of the end moraine in Januszewo (according to W. Niewiarowski 1959). 1 – block-packing and moraine debris, 2 – boulder clay, 3 – gravel and fine gravel, 4 – coarse sands, 5 – variously-grained sands, 6 – fine sands, 7 – fine silts



Ryc. 31. Budowa wewnętrzna moreny czołowej w Pniewitem (wg W. Niewiarowskiego 1959). 1 – piaski drobne i średnie, 2 – piaski grube, 3 – żwirki, 4 – glina zwałowa

The internal structure of the end moraine in Pniewite (according to W. Niewiarowski 1959). 1 – fine and medium sands, 2 – coarse sands, 3 – fine gravel, 4 – boulder clay



Ryc. 32. Porównanie rzeczywistej budowy geologicznej moreny czołowej w Januszewie z jej obrazem georadarowym
Comparison between the real geological structure of the end moraine in Januszewo and its georadar picture

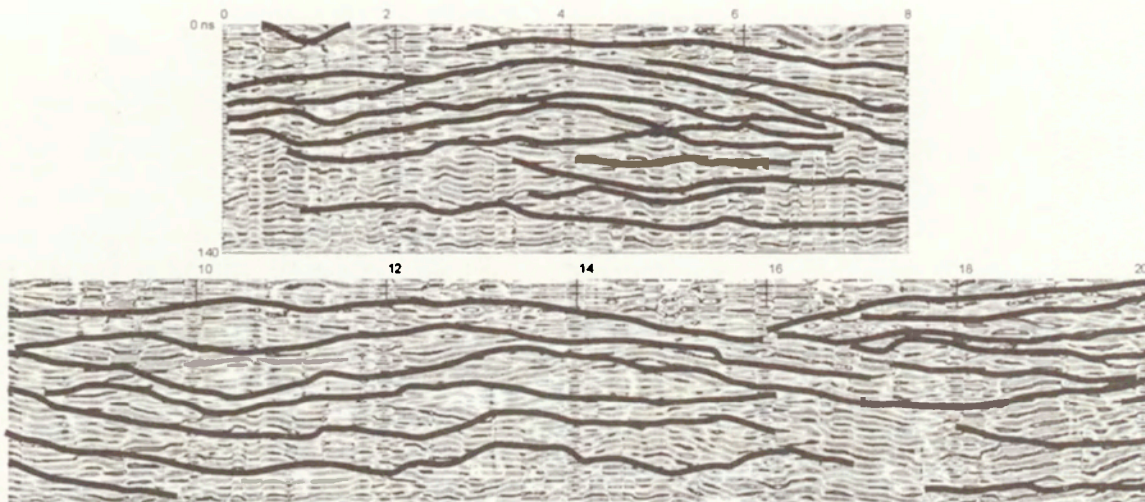
nek. Badania te wykazały istnienie w tym miejscu trzech dużych struktur fałdowych (ryc. 33).

W ujęciu syntetycznym schemat sekwencji makrostruktur i zaburzeń osadów (łusek i fałdów został zestawiony na rycinie 34.

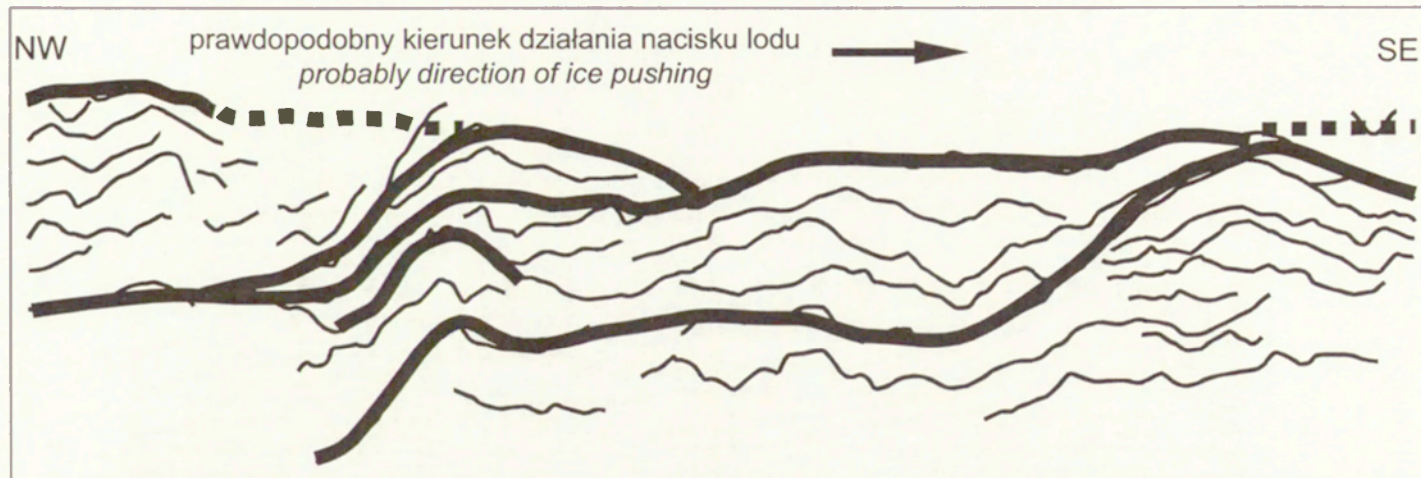
Zupełnie inny obraz został otrzymano podczas analizy moreny czołowej w Pniewitem (ryc. 35). W tym przypadku zwiększono zasięg badania do około 5 metrów. Jednakże rodzaj leżących na powierzchni osadów (głina) zadecydował w tym przypadku o skrajnej nieprzydatności profilowania radarowego do poznania struktury osadów tej formy. Fale elektromagnetyczne nie były w stanie przeniknąć cienkiej warstwy zwartej gliny i odbite echa dają jedynie informacje o jej strukturze, a nie dały żadnych przesłanek do poznania struktury warstw leżących pod nią. Udało się jedynie zarejestrować przebieg spągu gliny. Jednak sygnał przechodzący przez nią był zbyt słaby, żeby zarejestrować znajdujące się poniżej struktury.

Metoda georadarowa daje wiarygodny obraz rzeczywistego układu jednostek litostratygraficznych i jest świetnym narzędziem w poznawaniu budowy oraz genezy moren czołowych. Pozwala ona na prześledzenie przebiegu i położenia istniejących w ich wnętrzach makrostruktur powstałych w wyniku nacisku czoła lądolodu, takich jak łuski, fałdy, uskoki.

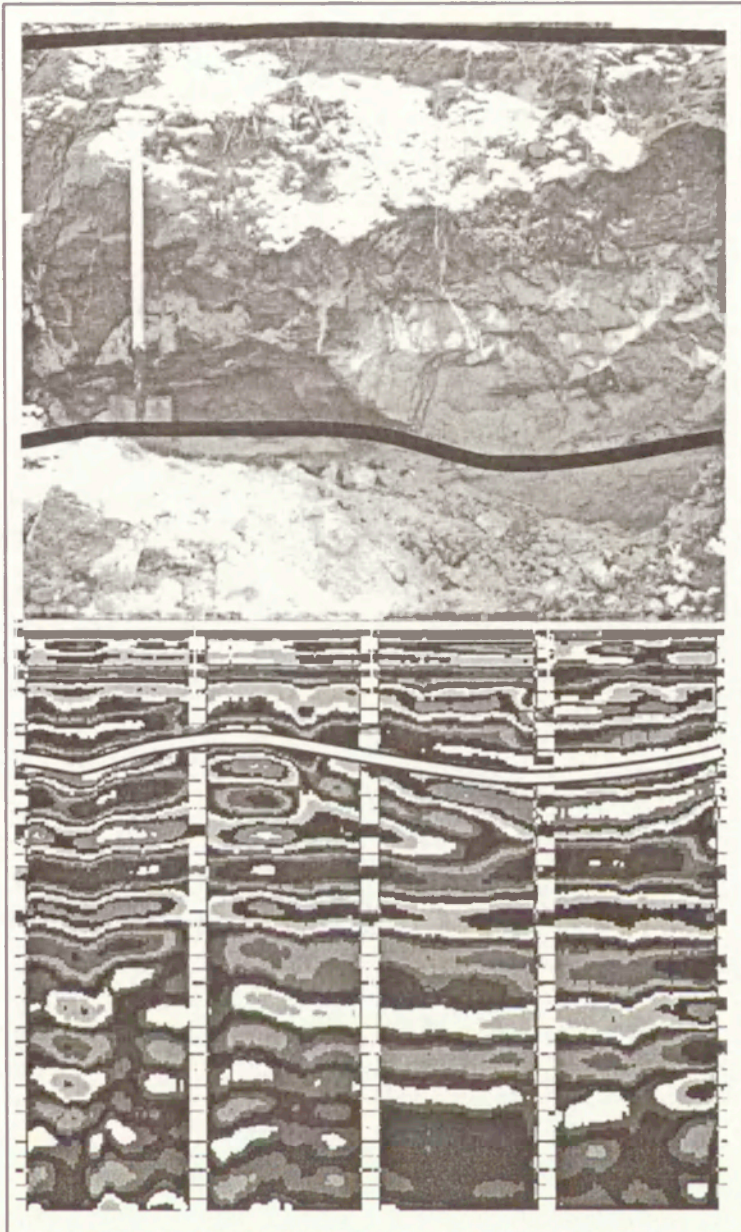
Omówione wyżej dwa przykłady świadczą o tym, że metoda ta nie przyniesie oczekiwanych rezultatów, gdy w partiach stropowych znajdują się osady



Ryc. 33. Przekrój radarowy biegnący poza obręb odkrywki w kulminacji moreny czołowej w Januszewie
The radar cross-section of the end moraine culmination in Januszewo beyond the outcrop



Ryc. 34. Układ fałdów w kulminacji moreny czołowej w Januszewie
The layout of the folds within the end moraine culmination in Januszewo



Ryc. 35. Porównanie 8-metrowego fragmentu przekroju georadarowego z odpowiadającym mu fragmentem odkrywki w morenie czołowej w Pniewitem

Comparison between the 8-metre section of the georadar cross-section and the corresponding part of the outcrop in the end moraine in Pniewite

gliniaste z dużą zawartością frakcji ilastych (morena czołowa w Pniewitem), a także, że informacje uzyskane tą metodą badawczą są zafalszowane istnieniem wśród warstw geologicznych specyficznych rodzajów osadów i wytrąceń, gdy w osadzie występują związki żelaza w postaci zwietrzliny, rud darniowych itp. (morena czołowa w Januszewie). Poznanie całej sekwencji zaburzeń związanych z tektoniką glacialną określonej strefy czołowomorenowej nie może ograniczać się do zbadania budowy kulminacji moren, lecz powinno objąć sondowanie wielokilometrowej strefy zarówno po stronie dystalnej jak i proksymalnej linii postoju czoła lądolodu.

3.1.e. OSADY BIOGENICZNE

Torfy i gytie wypełniające dawne zagłębienia jeziorne, jak już wspomniano, były wielokrotnie badane metodą georadarową (Hanninen 1992; Jol, Smith 1995; Saarenketo 1992; Saarenketo i in. 1992; Theimer i in. 1994; Ulriksen 1980, 1982; Warner i in. 1990). Jednak przeważnie badania te miały charakter geotechniczny. Badania radarowe osadów organicznych, w celu poznania ich stratygrafii i genezy zagłębień, które one wypełniają, są jeszcze stosunkowo nieliczne.

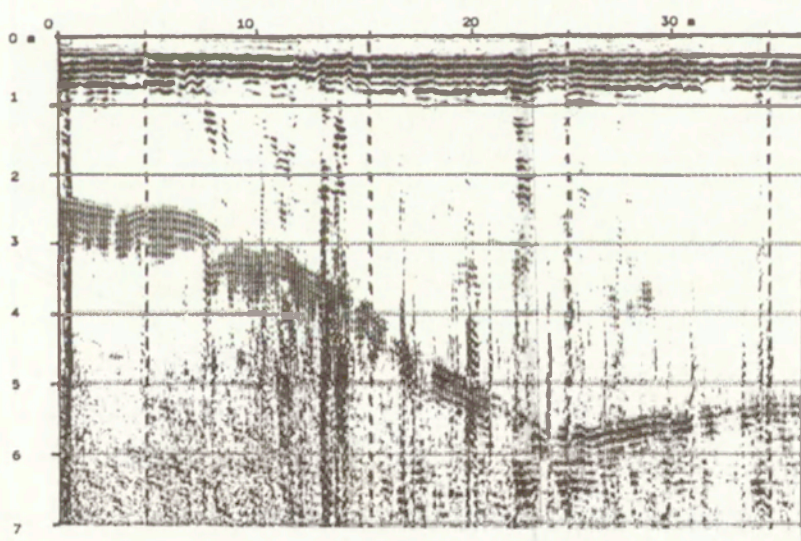
Osady biogeniczne są zwykle bardzo nasączone wodą i jednorodne pod względem własności elektrycznych. Duży udział wody w masie osadu powoduje, że wypadkowa stała dielektryczna jest dość duża, co przejawia się znacznym skróceniem długości fal elektromagnetycznych przechodzących przez tego typu osady i w konsekwencji bardzo dobrą rozdzielczość pionową. A zatem badanie kształtu spągu osadów biogenicznych jest bardzo dokładne i ustępuje pod tym względem tylko określaniu batymetrii zbiorników wodnych. Z tego między innymi względu, w pewnych sytuacjach, badanie georadarowe osadów organicznych może dostarczyć wielu wartościowych informacji, nieosiągalnych bezpośrednimi, punktowymi metodami badawczymi. Przykładem wykorzystania dużej rozdzielczości metody GPR w sondowaniu torfowisk są badania D.J. Lowe (1985). Dotyczyły one występowania popiołów wulkanicznych w osadach organicznych. Lowe zaobserwował kilkanaście poziomów na obrazach radarowych, które zinterpretował jako warstwy popiołów wulkanicznych w około 2-metrowej miąższości warstwie gytii, osadzonej na dnie jeziora Maratoto (Nowa Zelandia, Wyspa Północna). Wszystkie te poziomy idealnie odpowiadały rzeczywistym warstwom popiołów, co zostało potwierdzone wierceniami.

Niestety duża rozdzielczość metody georadarowej w badaniu osadów biogenicznych nie zawsze idzie w parze z dużym zasięgiem penetracji. Istotne

znaczenie ma tu jakość wody, którą nasączony jest osad. Im bardziej zbliżona jest ona do wody destylowanej tym lepiej. Z tego punktu widzenia najlepsze stanowiska biogeniczne do badania metodą GPR to torfowiska wysokie (Hallex 1990, 1992). Jednak nawet w mało sprzyjających warunkach metoda GPR pozwala penetrować większość torfowisk na terenie Nizżu Polskiego do samego spągu osadów organicznych.

Autor wielokrotnie prowadził badania na obszarach zalegania osadów biogenicznych. Niektóre z tych badań prowadzone były wyłącznie w celu poznania miąższości i struktury osadów (Lamparski 1992, 1993), inne przy okazji wspólnych prac prowadzonych z archeologami (Lamparski 1995a).

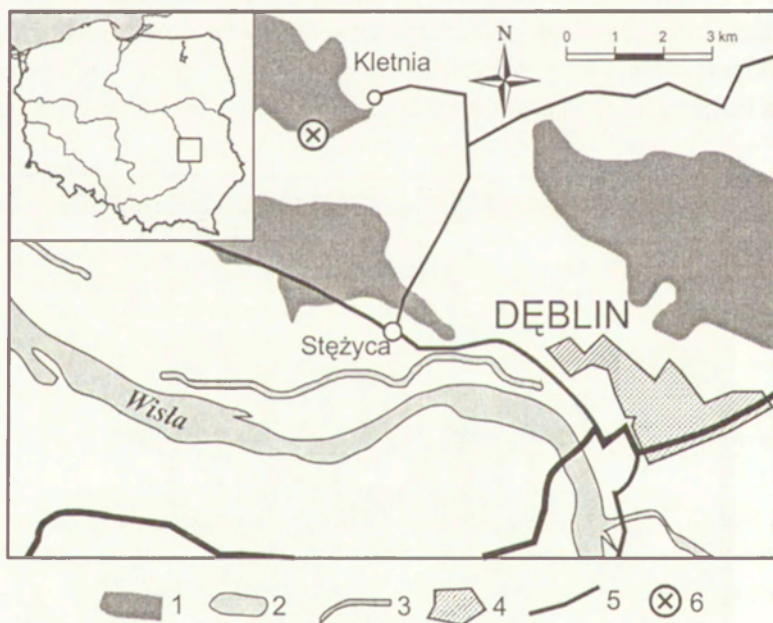
Pierwsze omawiane poniżej stanowisko znajduje się w okolicach stacji terenowej IG PAN w Dobiegniewie (ryc. 9). Jest to niewielkie śródleśne torfowisko o średnicy około 80 m i miąższości osadów torfowych dochodzącej do 6 m. W poprzek torfowiska przeprowadzono przekroje radarowe przy pomocy anten o różnych częstotliwościach. Całą miąższość osadu organicznego udało się wyraźnie zarejestrować zarówno anteną o niskiej częstotliwości (100 MHz), jak i anteną emitującą impulsy fal radiowych o wysokich częstotliwościach (300 MHz). Rycina 36 ukazuje kształt spągu osadów organicznych w postaci wyraźnego pasma. Wiercenia sprawdzające potwierdziły dokładność sondowania georadarowego. Współczynnik korelacji między wynikiem pomiaru bezpośredniego a odczytem georadarowym wynosi 0,99. Masa badanego osadu organicznego była na tyle jednorodna, że nie można



Ryc. 36. Przekrój georadarowy przez osady torfowe w okolicach Dobiegniewa
The georadar cross-section across the peatbog deposits in the vicinity of Dobiegniewo

na podstawie badania georadarowego wyróżnić żadnych granic facjalnych w jej obrębie. Jedynie udało się zarejestrować kilka punktowych obiektów „zapotopionych” w torfie. Są to najprawdopodobniej pozostałości pni drzew.

Następne stanowisko, ukazujące możliwości określenia kształtu form wypełnionych torfem, położone jest na obszarze pierwszej terasy nadzalewowej prawobrzeżnej części doliny Wisły w okolicach wsi Kletnia (pod Dęblinem). Terasa ta położona jest około 5 m powyżej poziomu równiny zalewowej (ryc. 37). Od północy ograniczona jest wysoką na około 20 m krawędzią. Jej powierzchnia jest prawie całkowicie płaska (deniwelacje nie przekraczały 2 m), nieznacznie obniżając się ku południowemu zachodowi. W dwu miejscach monotonię krajobrazu przerywała obecność wydm parabolicznych i połączonych z nimi niewielkich wałów wydmy. Brak w okolicach wydm wyraźnych obniżen deflacyjnych. Należy przypuszczać, że obniżenia te są obecnie zatorfione i wyrównane przez biogeniczną akumulację osadów. W północnej i północno-wschodniej części obszaru badań powszechnie występują zagłębienia po eksploatacji torfu. Teren badań zajmuje powierzchnię ponad 800 ha. Badania stanowiska Kletnia polegały na ocenie miąższości osadów torfowych zalegających na prawie całej płaskiej powierzchni pierw-



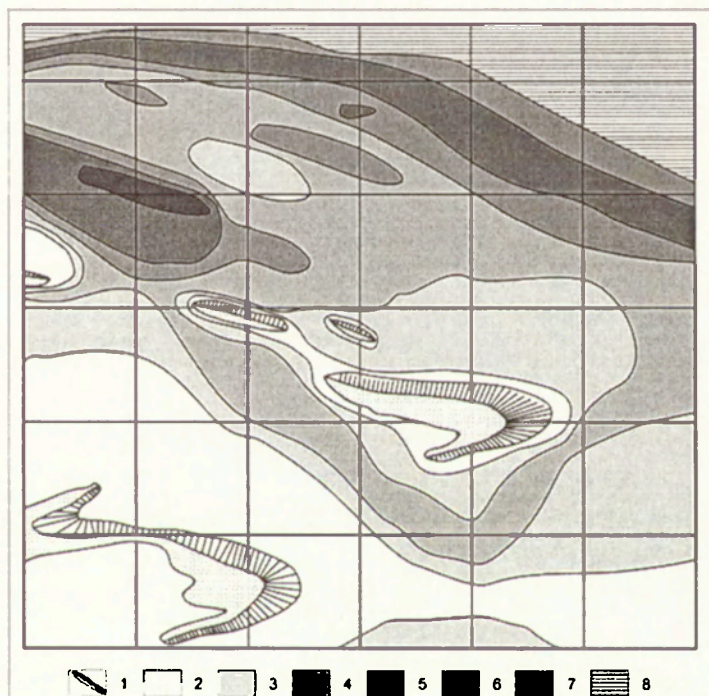
Ryc. 37. Lokalizacja stanowiska badawczego Kletnia. 1 – lasy, 2 – jeziora, 3 – rzeki, 4 – miasta, 5 – drogi, 6 – położenie stanowiska badawczego

Fig. 37. The location of the Kletnia site. 1 – forests, 2 – lakes, 3 – rivers, 4 – towns, 5 – roads, 6 – location of the site

sze terasy nadzalewowej. Profile radarowe prowadzone były wzdłuż równoległych linii południkowych w odległościach 500 m od siebie (Lamparski 1995b). W miejscach, gdzie miąższość torfu była mniejsza od 1,8 m, co 50 m sprawdzano poprawność pomiaru radarowego sondą mechaniczną. Zgodność rezultatów dochodziła do 100%.

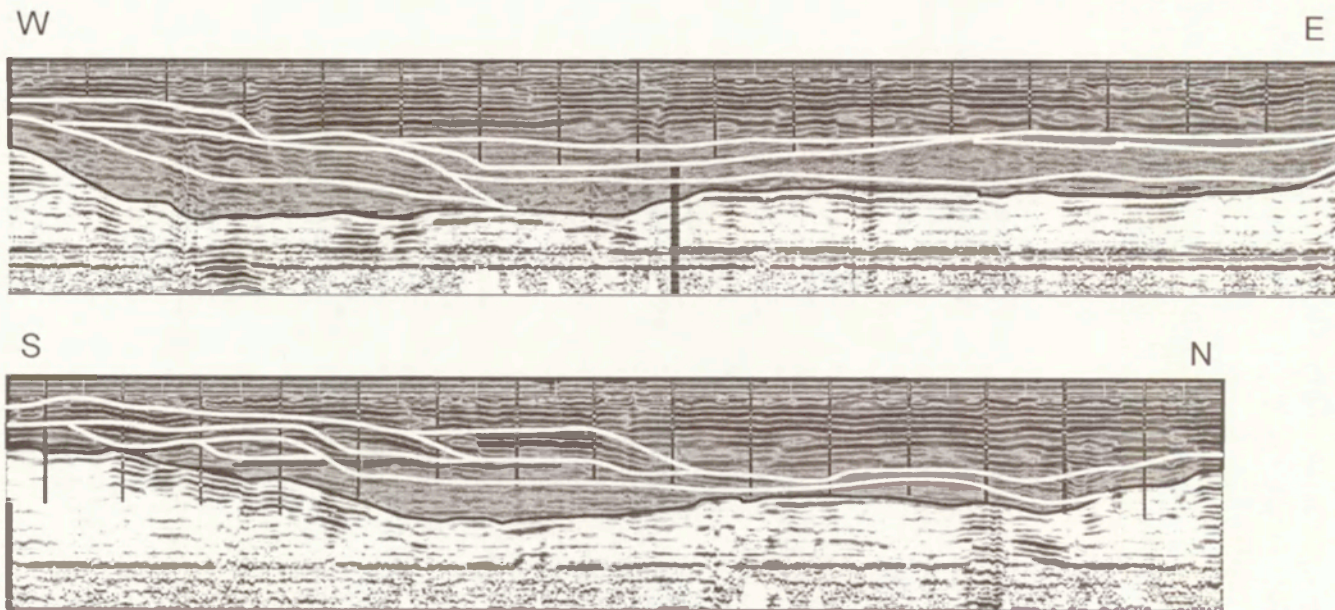
Wszystkie przekroje wykonane zostały za pomocą anteny radarowej o częstotliwości sygnału 300 MHz, w zakresie 275 ns, co w przypadku penetracji torfu odpowiada głębokości około 5,4 m. W miejscach, w których miąższość torfu przekraczała tę wartość, sporadycznie zwiększano zakres penetracji do 510 ns (10 m).

Rezultaty badań przedstawione zostały w postaci mapy miąższości osadów torfowych, która wobec niewielkich deniwelacji terenu, w dużym stopniu odpowiada mapie rzeźby powierzchni istniejącej przed początkiem akumulacji biogenicznej (ryc. 38).

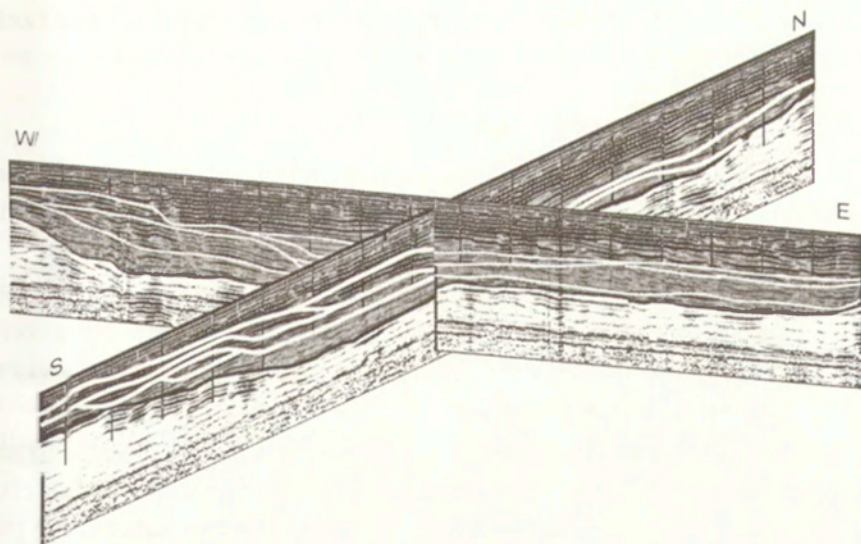


Ryc. 38. Miąższość torfu zalegającego na powierzchni terasy Wisły w okolicach wsi Kletnia-Podebłocie (w pobliżu Dębłina). 1 – wydmy; 2–7 – miąższość torfu: (2 – 0–1 m; 3 – 1–2 m; 4 – 2–3 m; 5 – 3–4 m; 6 – 4–5 m; 7 – 5–6 m), 8 – wyższy poziom terasowy

The thickness of peat occurring on the surface of the meadow terrace of the Vistula River in the vicinity of Kletnia-Podebłocie village (near Dębłin). 1 – dunes; 2–7 peat thickness: (2 – 0–1 m; 3 – 1–2 m; 4 – 2–3 m; 5 – 3–4 m; 6 – 4–5 m; 7 – 5–6 m); 8 – the uppermost terrace level



Ryc. 39. Dawne „oczko wodne” wypełnione całkowicie osadami organicznymi i piaszczystymi
A former thaw lake totally filled up with the organic and sandy deposits



Ryc. 40. Wzajemna konfiguracja przekrojów radarowych z poprzedniej ryciny
The inter-configuration of the radar cross-sections from the previous figure

Na szczególną uwagę zasługują dwie kopalne podłużne formy biegnące równoległe do krawędzi wyższej terasy. Znaczne głębokości tych form (miąższości wypełniających je osadów organicznych dochodzi do 6 m) oraz ich kształt i położenie świadczy o tym, że są to paleokoryta. Uzyskanie tak dużej wiedzy na temat rzeźby pod torfem w ciągu dwóch dni badań terenowych nie byłoby możliwe w przypadku używania metod bezpośrednich.

Trzecie stanowisko znajduje się w rynnie chełmżyńskiej i jest to niewielkie torfowisko usytuowane w pobliżu jeziora Grodno (ryc. 12). Torfowisko to posiada owalny kształt o wymiarach około 30x40 m i wypełnione jest osadami organicznymi i piaszczystymi o miąższości dochodzącej do 3 m.

Wzdłuż głównych osi formy przeprowadzono dwa przekroje radarowe. Rezultaty sondowań przedstawiają ryciny 39 i 40. Na obu przekrojach wyraźnie zaznacza się spąg osadów wypełniających obniżenie. Ponadto w części południowo-zachodniej sekwencja osadów układa się w kształt niewielkiej delty, świadczącej o dopływie z tej strony wody do dawnego jeziora. I rzeczywiście analiza rzeźby terenu otaczającego stanowisko wskazuje na przepływowy charakter zatorfionego zagłębienia.

Trzy powyższe przykłady pokazały, że możliwa jest skuteczna penetracja przy pomocy metody georadarowej osadów biogenicznych do głębokości 6 i więcej metrów. Radar znacznie ułatwia szybkie określenie kształtu dawnych zagłębień jeziornych, a także umożliwia szybkie uzyskanie precyzyjnego obrazu powierzchni spągu całych równin terasowych pokrytych osadami bio-

genicznymi, a tym samym uzyskanie informacji o genezie i ewolucji ich rzeźby oraz łatwe wytypowanie miejsc do poboru prób do datowania.

3.1.f. FORMY I OSADY DENNE JEZIOR I RZEK

Istotną informacją w badaniach paleolimnologicznych, oprócz wyznaczenia batymetrii obecnego lub dawnego zbiornika wodnego, jest określenie miąższości, rozciągliwości i charakteru osadów wyściełających jego dno.

Klasycznymi metodami rozpoznania batymetrii i osadów dennych jest sondowanie ręczne lub echosondowanie dna. Do rozpoznania charakteru i miąższości osadów dennych stosuje się różnego rodzaju urządzenia wiertnicze i czerpaki do poboru osadów.

Rozpoznanie batymetrii zwykle wykonywane jest przy pomocy sond nawigacyjnych (tab. 8). Urządzenia te emitują fale akustyczne w wodzie o częstotliwościach rzędu 200–300 kHz, które po odbiciu od powierzchni dna powracają do urządzenia rejestrującego – hydrofonu i rejestrują głębokość akwenu. Badania te, ze względu na zmienną temperaturę wody w profilu pionowym, co przekłada się na zróżnicowanie prędkości rozchodzenia się dźwięku w wodzie, obarczone są czasem znacznym błędem. Ponadto standardowe echosondy nie pozwalają na określenie miąższości i struktury osadów dennych. W sprzyjających okolicznościach możliwe jest tylko przybliżone określenie charakteru dna (rodzaju osadów na jego powierzchni) poprzez analizę mocy odbitego od dna echa akustycznego. Istotną zaletą echosondy, w stosunku do georadaru, jest przy określaniu batymetrii zasięg działania.

Tabela 8. Porównanie cech charakterystycznych metody echosondażowej i georadarowej w badaniach batymetrii i rozpoznaniu osadów dennych

| Parametry \ Sprzęt | Echosonda | Radar |
|---------------------------------|--|---|
| nośnik informacji | modulowane fale akustyczne (ultradźwięki) | modulowane fale elektromagnetyczne |
| zasięg działania | ~ 100–300 m | ~ 15–40 m (+ 7 m osadów) |
| częstotliwość fal | 100–400 kHz | 10–2000 MHz |
| czas trwania impulsu | dla 200 kHz średnio 0,5 ms (odległość 75 cm) od 0,05 do 2,5 ms (fala pokonuje drogę 7,5–375 cm) | dla 300 MHz ~ 3 ns (odległość 11 cm) |
| częstotliwość wysyłania impulsu | od 200 do 400 na minutę przy prędkości 12 km/h impuls wysyłany co 0,5–1 m. | do 2000 na minutę, przy prędkości 12 km/h impuls wysyłany co 10 cm. |
| inne uwagi | | bardzo ograniczony i zależny od stanu środowiska zasięg działania |

Do określenia struktury, miąższości i rozciągłości osadów dennych używają się echosond specjalnej konstrukcji (w literaturze anglojęzycznej zwanych *subbottom profiler*), które wysyłają fale akustyczne o częstotliwościach rzędu 5– 0 kHz. Aparatura akustyczna do sondowania osadów dennych jest stosunkowo niewygodna w użyciu i wymaga zwykle kilkumetrowej głębokości wody ponad dnem.

Interesującą alternatywą do badań osadów dennych metodami akustycznymi jest metoda georadarowa (Delaney i in. 1992). Pierwsze próby zastosowania metody GPR do poznania batymetrii zbiorników wodnych i rozpoznania osadów dennych miały miejsce w połowie lat 70. i w na początku 80. ubiegłego wieku (Austin, Austin 1974; Ulriksen 1982; Razowski 1985; Piotrowski 1989). Jednak ze względu na ograniczone możliwości sprzętu, miały one charakter sondażowy. Prawdziwy rozwój metody georadarowej rozpoczął się dopiero w pierwszej połowie lat 90. i trwa nadal. Rozwój ten wiąże się z udoskonaleniem aparatury, polegającym na wdrożeniu do produkcji radarów cyfrowych, ulepszeniu technologii szybkiego przetwarzania danych (rozwój mikrokomputerów) oraz znaczną miniaturyzacją sprzętu pomiarowego. Pomimo to, uważa się, że stosowanie metody georadarowej w badaniach paleolimnologicznych ciągle jeszcze nie ukazało wszystkich jej możliwości (Morrison 2001).

Tabela 9. Osłabienie sygnału radarowego (dB m^{-1}) w wodzie w zależności od przewodności σ i rodzaju użytej anteny

| σ (S m^{-1}) | ϵ | 35 MHz | 100 MHz | 300 MHz | 400 MHz |
|--------------------------------|------------|--------|---------|---------|---------|
| 0,000 | 81 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| 0,001 | 81 | 0,09 | 0,09 | 0,09 | 0,09 |
| 0,013 | 81 | 2,27 | 2,27 | 2,27 | 2,27 |
| 0,019 | 81 | 3,40 | 3,41 | 3,41 | 3,41 |
| 0,025 | 81 | 4,53 | 4,54 | 4,54 | 4,54 |
| 0,031 | 81 | 5,65 | 5,68 | 5,68 | 5,68 |
| 0,038 | 81 | 6,77 | 6,81 | 6,81 | 6,81 |
| 0,044 | 81 | 7,88 | 7,94 | 7,95 | 7,95 |
| 0,050 | 81 | 8,98 | 9,07 | 9,08 | 9,08 |

Przenikanie fal radiowych przez warstwę wody, podczas badania struktury i miąższości osadów dennych, zależy od przewodności elektrycznej właściwej σ (mierzonej w Simensach na metr). Powyższa tabela (tab. 9) przedstawia wartości osłabienia fal radiowych w zakresach typowych w środowisku

wodnym wartości przewodności elektrycznej, począwszy od zerowego osłabienia dla wody destylowanej, a skończywszy na 9 dB m⁻¹ dla wody o dużej przewodności. Analogiczne wartości dla wody morskiej (zasolenie około 30‰) osiągają wartości rzędu 300 dB m⁻¹, co praktycznie uniemożliwia stosowanie metody georadarowej do badania osadów morskich. Z powyższych danych wynika, że poważnym ograniczeniem wykorzystania metody GPR w sondowaniu osadów dennych jest zasolenie wody, przez którą fale radiowe muszą przechodzić.

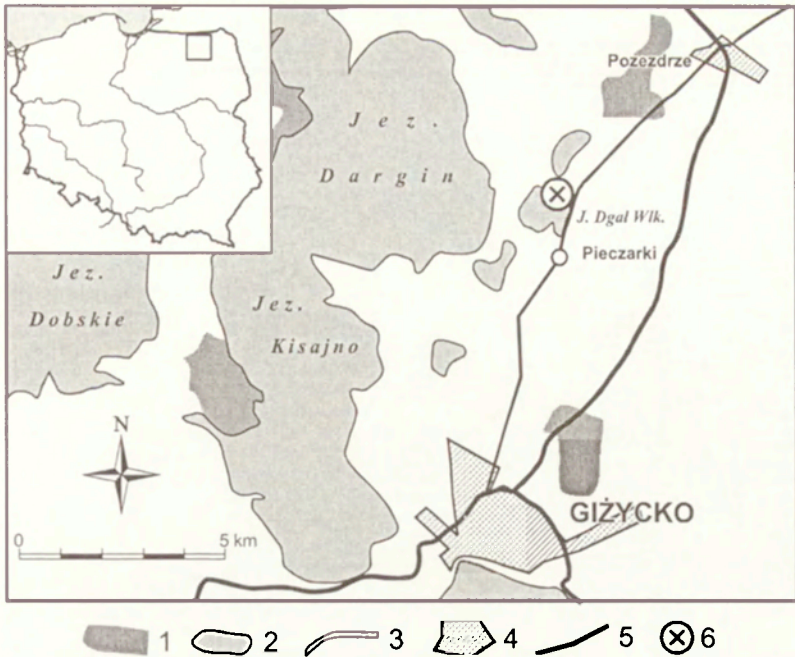
Następnym problemem jest zjawisko odbicia impulsów od powierzchni wody. Na granicy powietrza i wody następuje bardzo silne odbicie fal radiowych (Batson, Glebas 1981). A więc pod powierzchnię wody trafia poważnie osłabiona porcja energii. Kolejne granice: pomiędzy wodą a dnem, osadem dennym a podłożem itd., dodatkowo osłabiają sygnał (tab. 10).

Tabela 10. Współczynnik odbicia sygnału radarowego podczas przejścia przez kolejne granice w badaniu osadów dennych (wg Moorman 2001, zmienione)

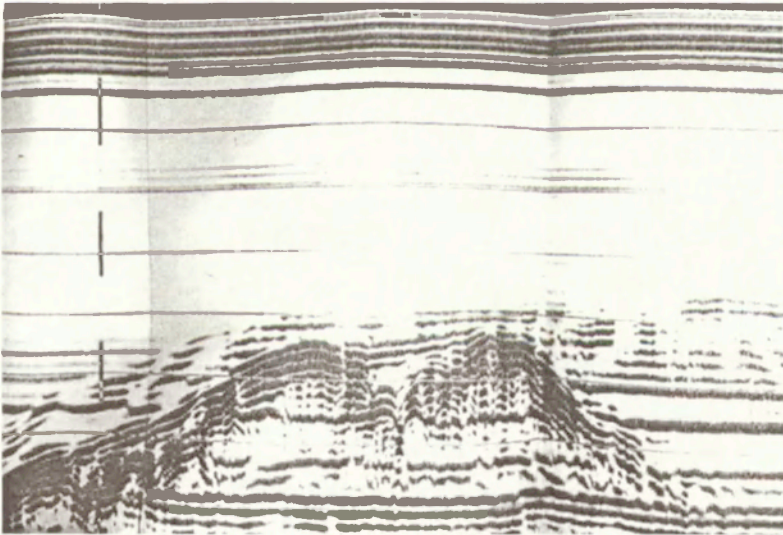
| Przejście sygnału | | Współczynnik odbicia |
|---------------------------------------|---------------------------------------|----------------------|
| z: | do: | (R) |
| wody ($\epsilon = 80$) | gytii ($\epsilon = 50$) | 0.12 |
| gytii ($\epsilon = 50$) | osadu uwodnionego ($\epsilon = 25$) | 0.17 |
| wody ($\epsilon = 80$) | osadu uwodnionego ($\epsilon = 25$) | 0.28 |
| osadu uwodnionego ($\epsilon = 25$) | podłoża skalnego ($\epsilon = 8$) | 0.28 |
| wody ($\epsilon = 80$) | podłoża skalnego ($\epsilon = 8$) | 0.52 |

Jednak, mimo wyżej opisanych ograniczeń, metoda georadarowa coraz częściej znajduje zastosowanie w badaniu osadów dennych. Obecnie georadary wykorzystuje się zarówno do badania osadów dennych płytkich akwenów (Moorman 2001; Piotrowski 1989), jak i dawnych wypełnień jezior przez delty, (Jol, Smith 1991, 1992; Smith, Jol 1992). Powodzenie tej metody badawczej wynika w dużym stopniu z jej precyzji (por. tab. 5).

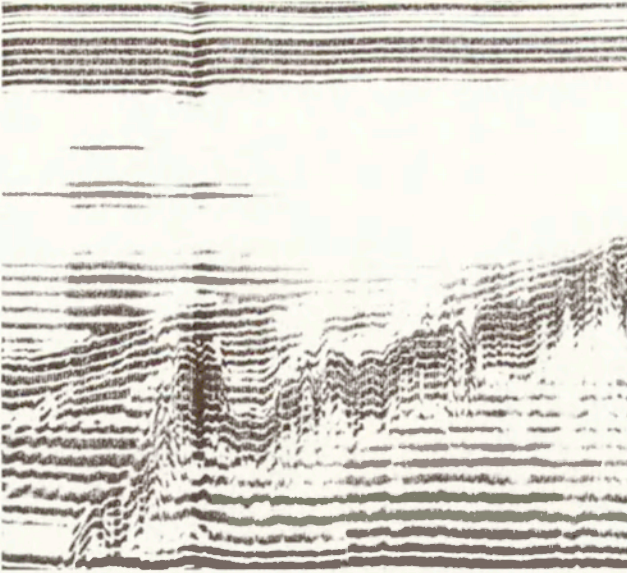
Autor przeprowadził kilka udanych prób określenia struktury osadów dennych. Poniżej zostaną zaprezentowane wybrane przykłady. Pierwsze stanowisko zlokalizowane na obszarze jeziora Dgał Wielki (ryc. 41) ukazuje strukturę osadów mułkowych i organicznych przykrywających twarde podłoże piaszczysto-zwirowe i gliniaste z brukiem morenowym. Rycina 42 ukazuje strefę kontaktu pierwotnego dna jeziora zbudowanego z gliny morenowej z przykrywającymi ją luźnymi osadami mułkowymi.



Ryc. 41. Lokalizacja stanowiska badawczego Dgał Wielki. 1 – lasy, 2 – jeziora, 3 – rzeki, 4 – miasta, 5 – drogi, 6 – położenie stanowiska badawczego
 The location of the Dgał Wielki site. 1 – forests, 2 – lakes, 3 – rivers, 4 – towns, 5 – roads, 6 – location of the site

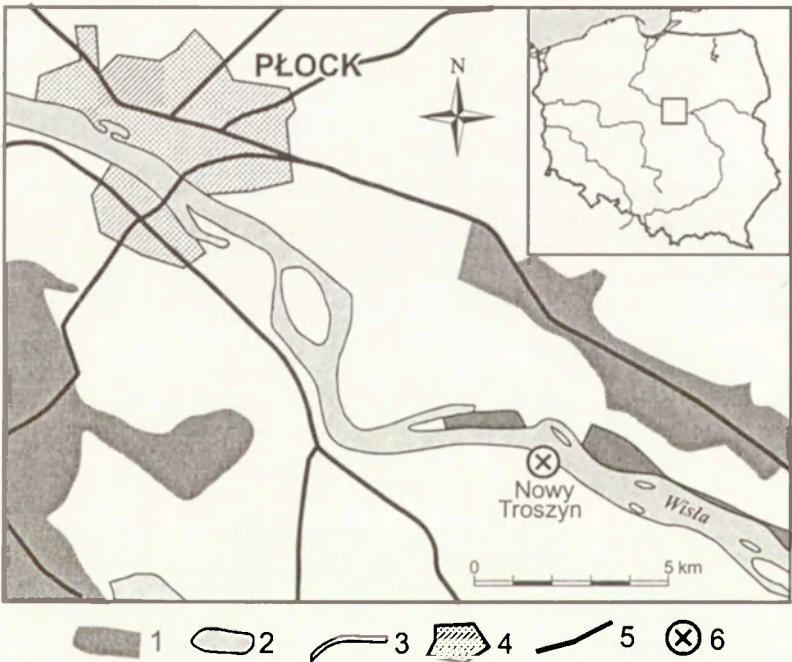


Ryc. 42. Fragment profilu georadarowego dna jeziora Dgał Wielki
 A fragment of the georadar profile of the bottom of Dgał Wielki Lake



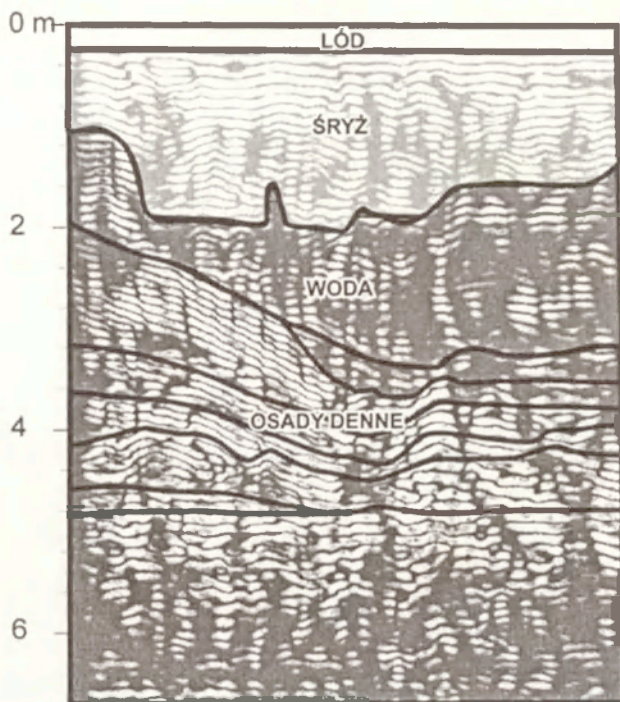
Ryc. 43. Sekwencja osadów dennych jeziora Dgał Wielki w okolicach brzegu

The sequence of the bottom deposits of Dgał Wielki Lake at its shores

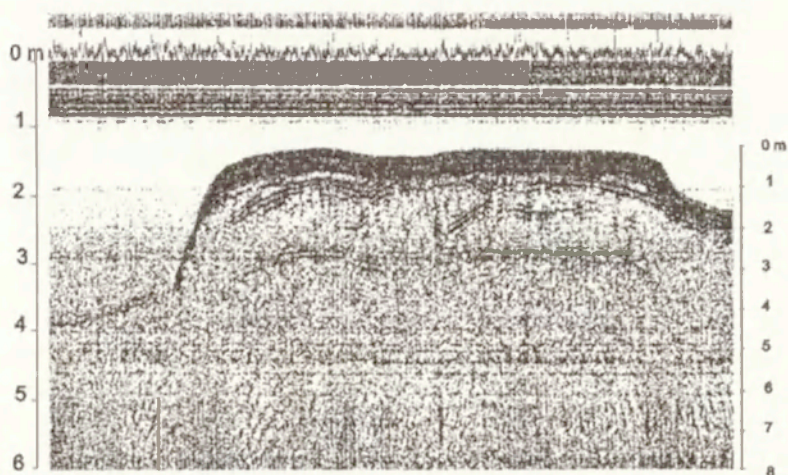


Ryc. 44. Lokalizacja stanowiska badawczego Nowy Troszyn. 1 – lasy, 2 – jeziora, 3 – rzeki, 4 – miasta, 5 – drogi, 6 – położenie stanowiska badawczego

The location of the Nowy Troszyn site. 1 – forests, 2 – lakes, 3 – rivers, 4 – towns, 5 – roads, 6 – location of the site



Ryc. 45. Przekrój georadarowy dna koryta Wisły w okolicach Nowego Troszyna
The georadar cross-section of the Vistula River's bottom in the vicinity of Nowy Troszyn



Ryc. 46. Batymetryczny profil radarowy przybrzeżnej części zbiornika Włocławek w okolicach Dobiegniewa. Po lewej skala głębokości dla wody, po prawej dla piasku
The bathymetric radar profile of the shore zone of the Włocławek dam reservoir in the vicinity of Dobiegniewo. On the left – the depth scale for water, to the right – for sand

W strefie brzegowej jeziora wypełnienie osadami dennymi wyraźnie zanika (ryc. 43).

Na rycinach 42 i 43 zwraca uwagę bogactwo form pierwotnego dna w stosunku do jego obecnej linii. Na rycinie 42 można zauważyć dwie fazy depozycji osadów dennych. Pierwsza faza niwelowała drobne nierówności pierwotnego dna, druga zakryła całkowicie jego dawne ukształtowanie.

Drugie stanowisko, ilustrujące przydatność metody GPR do sondowania osadów dennych, zlokalizowane jest w okolicach Nowego Troszyna (Wisła, okolice Płocka – ryc. 44). W przeciwieństwie do badań jeziora Dgał Wielki, tu warunki środowiskowe były skrajnie niekorzystne. Duże wartości mineralizacji ogólnej wody w Wiśle nie sprzyjają głębokiej penetracji. Mimo to udało się uzyskać struktury osadów dennych do około 3 metrów poniżej dna (ryc. 45).

Podobnie interesujące rezultaty osiągnięto podczas badania, znajdujących się już na terenie zbiornika wrocławskiego, niewielkich łach usytuowanych w bezpośrednim sąsiedztwie brzegu (ryc. 46).

Badania te prowadzone były z pokładu niewielkiej łodzi wiosłowej, natomiast sondowanie osadów w dnie koryta Wisły w Nowym Troszynie prowadzone były techniką sondowania przez pokrywą lodową. Metoda ta pozwala uzyskać znacznie precyzyjniejszą lokalizację zaobserwowanych form.

Metoda georadarowa, stosowana do poznania sekwencji osadów dennych, może być – jak pokazały powyższe przykłady – dobrym uzupełnieniem bezpośrednich metod poboru prób i wiercenia osadów dennych. Z jednej strony dostarcza cennych informacji paleogeograficznych na temat akwenu, z drugiej pozwala szybko i celnie wskazać miejsca z dużą miąższością osadów organicznych, przydatnych do poboru prób w celu dalszych analiz. Ponadto zastosowanie metody GPR w skali całego jeziora lub sztucznego zbiornika pozwala ocenić stopień jego wypełnienia osadami oraz tempo tego procesu.

3.2. STANOWISKA ANTROPOGENICZNE

Badania georadarowe osadów antropogenicznych zwykle polegały na lokalizacji i odtworzeniu przebiegu struktur archeologicznych (Fischer i in. 1980; Conyers, Goodman 1997). Znane są zakończone powodzeniem poszukiwania radarowe komory z łodzią faraona w okolicach piramidy Khufu (Chaigneau 1987). Wcześniej testowano podobną aparaturę na terenie wykopalisk Hala Sułtan Tekke na Cyprze (Fischer i in. 1980), gdzie zastosowanie tej metody doprowadziło do odtworzenia przebiegu ścian fundamentów przed ich odślonieniem. Na uwagę zasługuje fakt, że wcześniej w tym miejscu wyko-

nywano pomiary magnetometryczne i elektrooporowe i nie doprowadziło to do jednoznacznego sukcesu. Inną udaną próbę zastosowania radaru w badaniach archeologicznych podjęto na obszarach piramid na Teneryfie (Wyspy Kanaryjskie) i w Tucume (Peru) (Kong i in. 1992). Badania przeprowadzono za pomocą specjalnie w tym celu skonstruowanej aparatury (By i in. 1992). Zakończyły się one wyznaczeniem „obszarów interesujących” tzn. takich, w których istnieją anomalie geofizyczne, od których zdaniem zespołu radarowego należałoby rozpocząć eksploatację archeologiczną piramid. Metodę profilowania radarowego stosowano też w Japonii, na terenie cmentarzyska Kofun (Ishikawa 300–700 AD) (Goodman, Nishimura 1992). W wyniku sondowania odnaleziono wiele jam grobowych.

Innym nurtem badań radarowych wykorzystywanym w archeologii są sondowania miejsc grobów i cmentarzysk. Prace tego typu wykazały, że możliwe jest odnalezienie miejsc pochówków oraz określenie orientacji grobów (Strongman 1992; Mellet 1995; Unterberger 1992). Wielokrotnie też autor uczestniczył w badaniach archeologicznych (Lamparski 1995a, 1996c, 2001b).

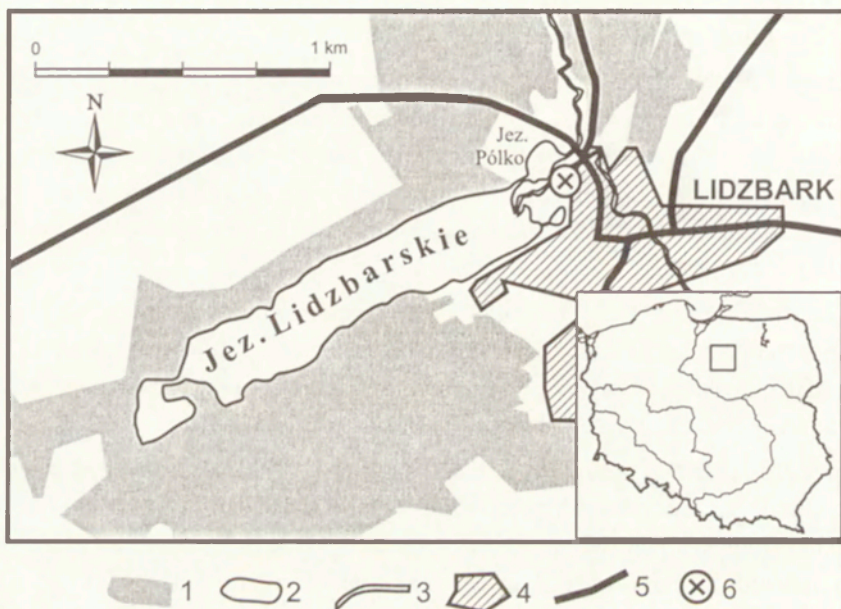
Ostatnio coraz częściej badania geofizyczne na obszarze stanowisk archeologicznych wykonuje się w postaci modeli pseudo-trójwymiarowych (Atkin, Milligan 1992; Conyers 1995; Conyers, Goodman 1997; Goodman i in. 1995; Leckebusch, Peikert 2001).

Badanie stanowisk archeologicznych metodą georadarową wiąże się ze stosowaniem szczególnych zasad wynikających ze specyfiki obiektu badań. Jedną z takich zasad jest dostosowanie się do ograniczonej zdolności rozdzielczej aparatury. Oznacza to, że nie każde dwa obiekty znajdujące się blisko siebie pod ziemią mogą być zarejestrowane jako dwie anomalie geofizyczne. Tabela 4 pokazuje wartości graniczne, dla których radar przestaje „wizualizować” dwa obiekty jako oddzielne.

Innym ważnym aspektem radarowych badań archeologicznych jest gęstość prowadzenia linii sondażowych. Zwykle przyjmuje się, że linie te należy prowadzić możliwie gęsto (Conyers, Goodman 1997). Do pewnego stopnia gęstość siatki badawczej wynika z założonej miąższości penetracji, gdyż radar przenika jednocześnie obszar o średnicy równej, w przybliżeniu, głębokości badania. Szczegółowa dyskusja tego zagadnienia była przeprowadzona w rozdziale 2.2 (ryciny 6 i 7).

3.2.a. STANOWISKO ARCHEOLOGICZNE W LIDZBARKU WELSKIM (KOŚCIÓŁ NAJŚWIĘTSZEJ MARII PANNY)

Obszar badań stanowiła prawie płaska kulminacja wzgórza położonego w pobliżu południowo-wschodniego brzegu jeziora Pólko (Lamparski 2001b). Jezioro to jest niewielką północno-wschodnią odnogą Jeziora Lidzbarskiego (ryc. 47). Wierzchnia warstwa gruntu, w której prowadzono badania, zbudowana jest głównie z osadów różnoziarnistych, piasków i żwirów wzbogaconych w osady antropogeniczne. Sondowania objęły teren o powierzchni około 12 arów (ryc. 48, 49).

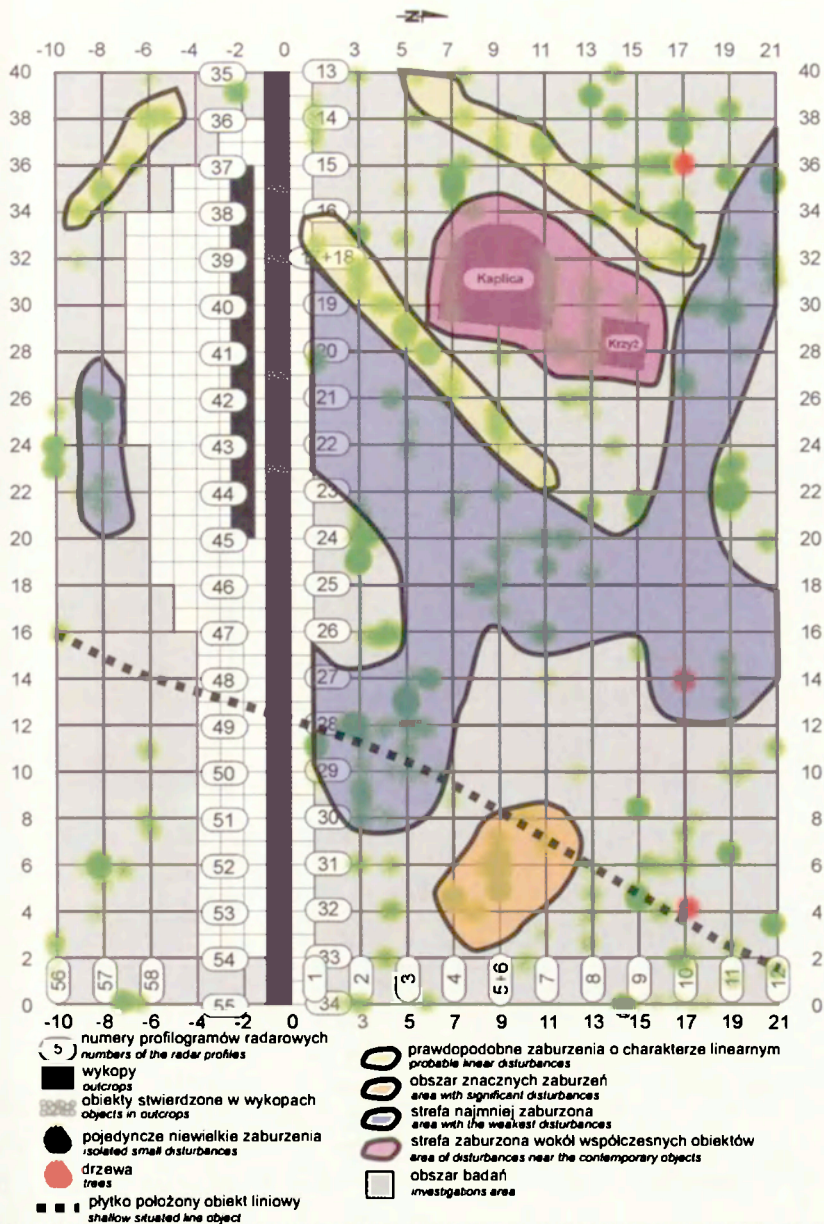


Ryc. 47. Lokalizacja stanowiska badawczego Lidzbark. 1 – lasy, 2 – jeziora, 3 – rzeki, 4 – miasta, 5 – drogi, 6 – położenie stanowiska badawczego

The location of the Lidzbark site. 1 – forests, 2 – lakes, 3 – rivers, 4 – towns, 5 – roads, 6 – location of the site

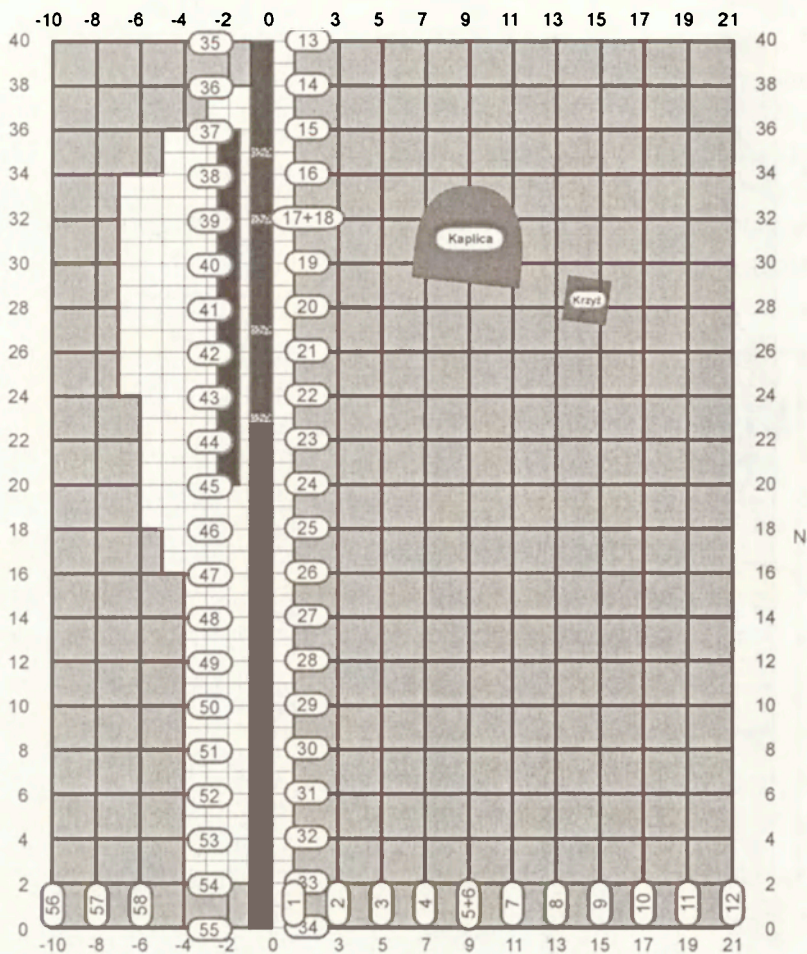
W poszukiwaniach resztek kościoła NMP w Lidzbanku zastosowano antenę o częstotliwości sygnału 300 MHz, która daje dobre rezultaty w miejscach o stosunkowo dobrej propagacji fal elektromagnetycznych, a jednocześnie pozwala uzyskać dużą rozdzielczość obrazu.

Wymagana dokładność badania narzucała metodę pracy. Gęstość prowadzonych profili radarowych musiała być na tyle duża, żeby w przypadku znalezienia struktur antropogenicznych można je było precyzyjnie umiejscowić, oraz określić ich kształt w planie poziomym oraz zasięg. Z powodów wyjaśnionych powyżej przyjęto 2-metrowe oczko siatki linii sondaży. Rycina 49 ukazuje siatkę ponumerowanych profili (numery od 1 do 58).



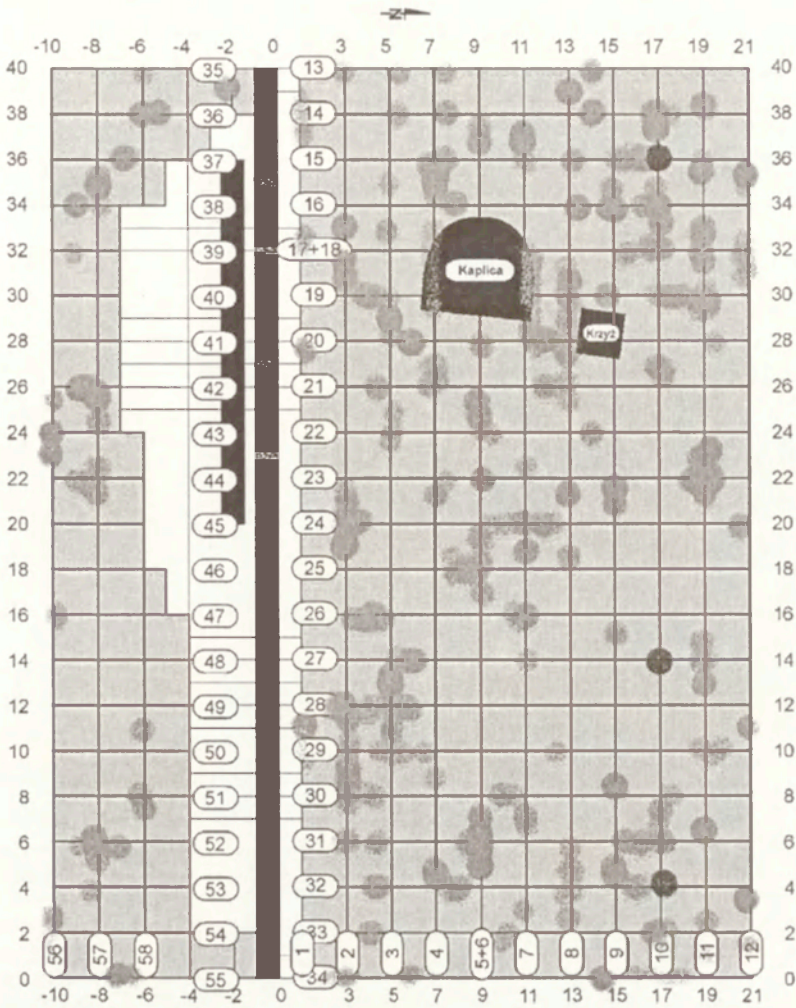
Ryc. 48. Syntetyczne zestawienie stref zaburzeń geofizycznych, określonych metodą georadarową, w przypowierzchniowej warstwie gruntu (2 metry), na obszarze stanowiska archeologicznego w miejscu nieistniejącego kościoła Najświętszej Marii Panny w Lidzbarku Welskim

The synthetic combination of the zones of geophysical disturbances, defined with the use of the georadar method, at the near-surface level of the ground (2 metres), within the area of the archaeological site of the non-existing church of the Holy Virgin Mary in Lidzbark Welski



Ryc. 49. Plan sytuacyjny obszaru badań
The situation plan of the research area

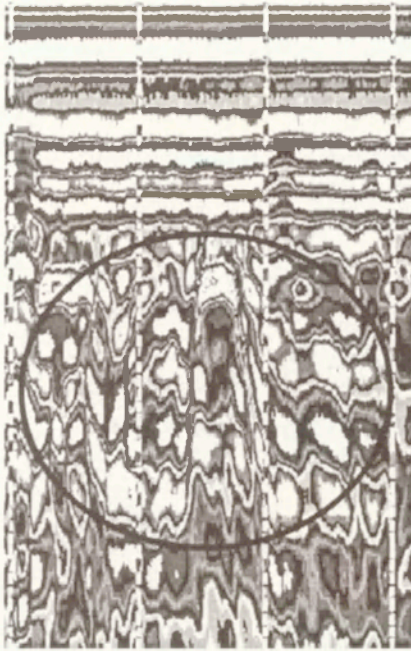
Ogółem wykonano około 1100 mb profili radarowych. Wszystkie profile wykonano w zakresie 50 ns, co z dużym przybliżeniem, dla średnio wilgotnego osadu różnoziarnistego, daje głębokość sondowania około 2 m. Częstość sondowania wynosiła 32 impulsy na sekundę, a więc przy prędkości piechura przesuwającego antenę wynoszącej 4 kms^{-1} daje to jedno sondowanie na każde 3,5 cm bieżącego i w praktyce oznacza ciągłość profilu. W trakcie badania na plan naniesiono różne obiekty na powierzchni terenu, takie jak – kapliczka, krzyż, wykopy oraz drzewa. Istnienie tych obiektów może odzwierciedlać się w rejestrowaniu w ich sąsiedztwie zaburzeń naturalnej budowy gruntu (fundamenty, korzenie).



Ryc. 50. Układ pojedynczych niewielkich zaburzeń naturalnej budowy gruntu
The layout of individual minor natural disturbances in the ground structure

Wszystkie profile zostały przeanalizowane pod kątem istnienia w ich pobliżu stref i obiektów o charakterze zaburzeń naturalnej budowy gruntu. Zaburzenia te (szczególnie mające postać pojedynczych obiektów o niewielkich rozmiarach lub przecięcia linii sondaży z obiektami linijnymi) zostały naniesione na plan (owalne plamy – ryc. 50).

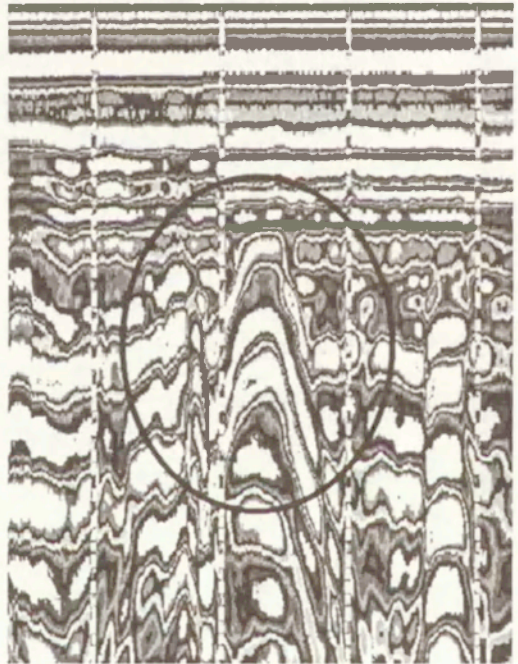
Zaburzenia te mają różnorodny charakter. Część z nich, szczególnie przy wschodniej krawędzi terenu badań (dolne partie – ryc. 50), jest mało regularnych. Wydają się być skupiskami drobnych zaburzeń np. w postaci gruzu, drobnych korzeni lub śladów przemieszania gruntu.

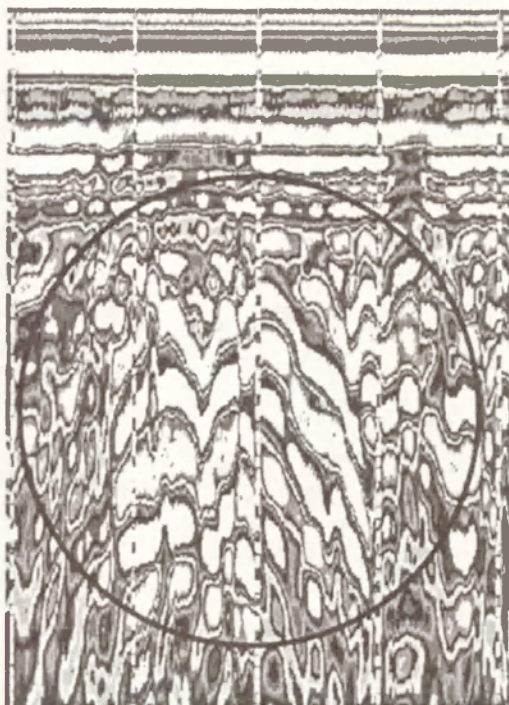


Ryc. 51. Fragment profilu nr 8 (6–12 mb) pokazujący skupisko drobnych nieregularnych zaburzeń ciągłości warstw

A fragment of profile number 8 (6–12 running metres) showing a cluster of minor irregular disturbances in the layers' continuity

Ryc. 52. Znacznych rozmiarów pojedynczy obiekt
A single object of considerable size



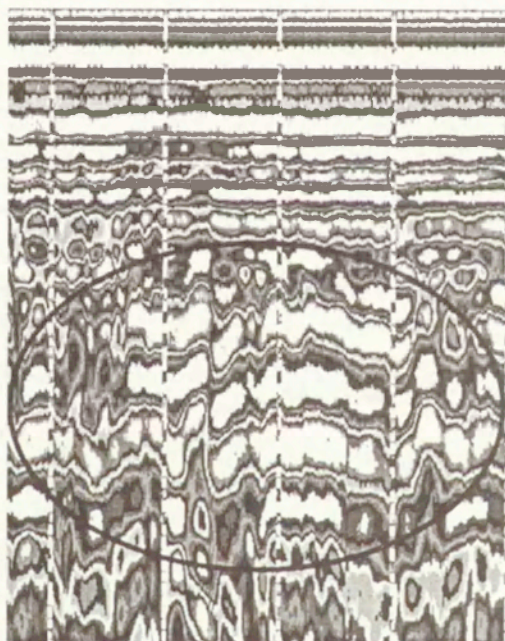


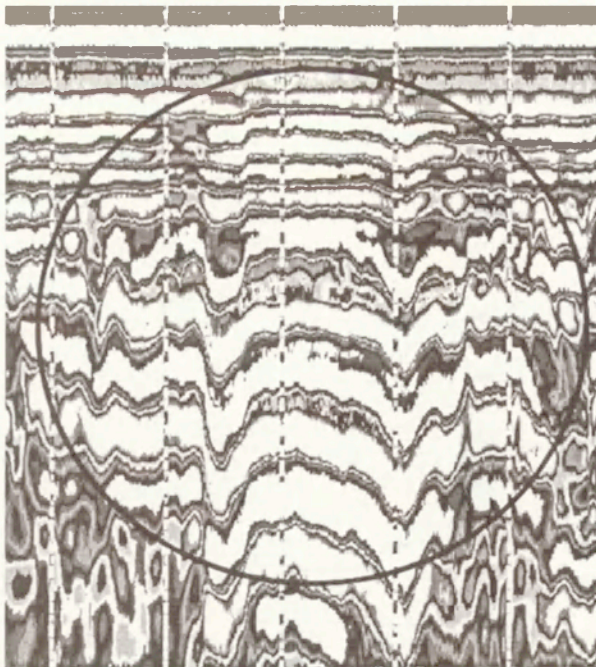
Ryc. 53. Duży obiekt położony w okolicach 6 mb linii nr 5+6

A large object located around the 6th running metre of lines 5+6

Ryc. 54. Ciągła warstwa z drobnymi zaburzeniami (linia nr 4, 14–18 mb)

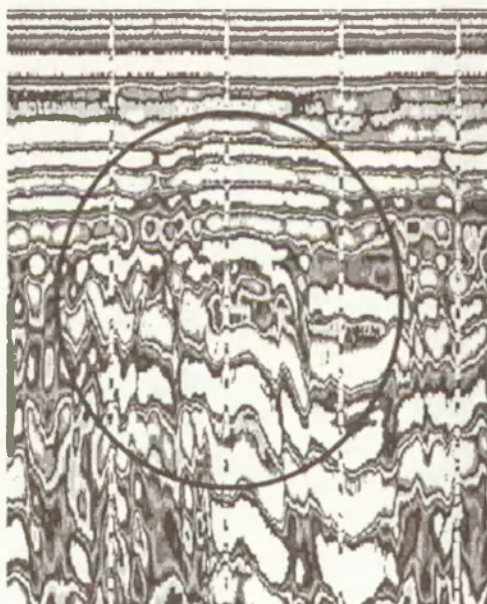
A continuous layer with minor disturbances (line number 4, 14–18 running metre)





Ryc. 55. Fragment profilu nr 8 z zaznaczonym echem podstawy krzyża

A fragment of profile number 8 including the cross-base echo



Ryc. 56. Fragment profilu nr 7 z zaznaczonym zaburzeniem związanym z kaplicą (26–30 mb)

A fragment of profile number 7 including the disturbances connected with the chapel (26–30 running metre)

Inne, spotykane najczęściej w okolicach środkowej części zachodniej połowy terenu badań (górna połowa ryc. 50) mają charakter zaburzeń powstałych w wyniku odbicia fal elektromagnetycznych od znacznie większych obiektów. Należy w tym miejscu zaznaczyć, że echa radarowe obiektów obłych mają postać odwróconej hiperboli. Najlepszym przykładem takiego zaburzenia jest obiekt widoczny pomiędzy 34 a 36 mb profilu nr 4 (ryc. 52). Obiekty tego typu to najprawdopodobniej duże głazy, obłe od góry fragmenty fundamentów lub bardzo grube korzenie. Podobnych, ale nieco mniejszych, obiektów występuje sporo we wskazanym powyżej obszarze. Niektóre z nich wydają się tworzyć zaburzenia linearne (żółte obszary na ryc. 48). Biegną one wzdłuż kierunku SW–NE, oraz prostopadłą linią po południowej stronie wykopu – NW–SE.

W innym miejscu obszaru badań (profil 5+6, 4–8 mb) występuje znaczący obiekt, który w syntetycznym zestawieniu zaburzeń został wyróżniony, jako osobna kategoria zaburzeń. Obiekt ten widoczny jest na rycinie 53.

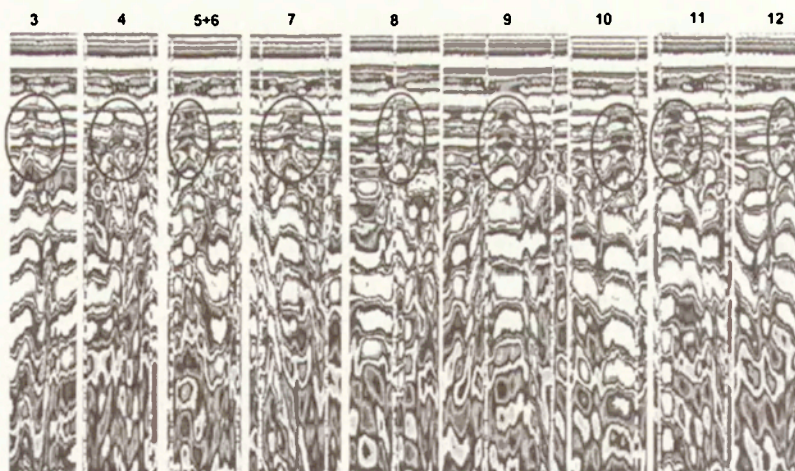
Trudno rozstrzygać o charakterze poszczególnych obiektów. Mogą to być skupiska kilku pojedynczych obiektów (podobnych do tych z rycinie 52), ale wydaje się, że w tym wypadku jest to raczej jeden zwarty obiekt.

Następną kategorią wyróżnioną wśród zaburzeń występujących w obszarze badań są, zaznaczone na niebiesko na rycinie 48, obszary określone jako strefa najmniej zaburzona. W istocie okazało się, że brak zaburzeń w tej strefie wynika z istnienia tam pozostałości dawnego kościoła. Ciągły układ warstw, jaki tam występuje (ryc. 54) może świadczyć o mało zmienionym przez człowieka obszarze, ale również zaznacza się tam ciągły ślad odbicia fal elektromagnetycznych od horyzontu antropogenicznego (pozostałości).

Ostatnią kategorią zaburzeń stwierdzonych w badanych granicach są zaburzenia związane z istniejącymi współczesnymi obiektami na powierzchni. Strefa najbardziej znaczących zaburzeń tego typu występuje w okolicach kaplicy i krzyża. Na planie (ryc. 48) strefę tę zaznaczono kolorem różowym. Przykłady takich zaburzeń przedstawiają ryciny 55 i 56. Są to echa powstałe przez odbicie fal elektromagnetycznych od betonowej podstawy krzyża (ryc. 55) oraz krawędzi podstawy kapliczki (ryc. 56).

Ciekawym przykładem rejestracji przez georadar obiektu liniowego jest sekwencja zaburzeń na kolejnych przekrojach radarowych (ryc. 57) oznaczona grubą przerywaną linią (ryc. 48).

Poszukiwania, metodą georadarową, resztek kościoła Najświętszej Marii Panny w Lidzbarku Welskim doprowadziły do zarejestrowania dużej ilości zaburzeń budowy gruntu na badanym obszarze. Większość z nich rozmieszczona jest w sposób zupełnie bezładny.



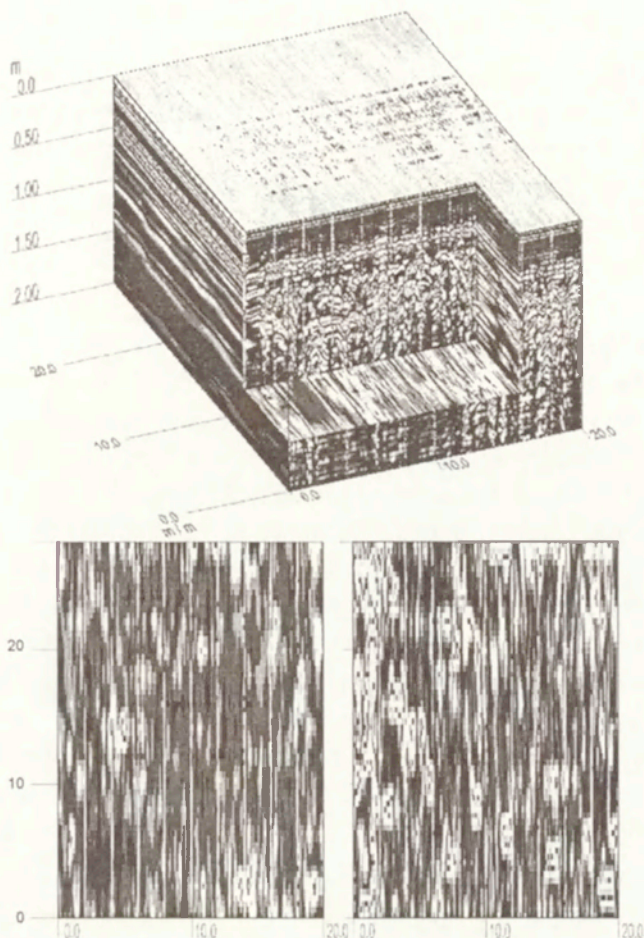
Ryc. 57. Sekwencja zaburzeń na linii obiektu rozciągniętego w kolejnych profilach radarowych

The sequence of the disturbances along the long object in consecutive radar profiles

Najpowszechniej występują drobne echa, niekiedy tworzące nawet całe powierzchnie. Są to najprawdopodobniej odbicia fal elektromagnetycznych od drobnych obiektów typu kamieni, kawałków gruzu lub korzeni porastających teren drzew. Szczególne nasilenie tych drobnych obiektów, znajdujących się w przemieszanym osadzie zostało zarejestrowane przy wschodniej krawędzi obszaru.

Niektóre z pojedynczych zaburzeń tworzą wyraźne echa odbite od znacznych rozmiarów obiektów. Część tych zaburzeń wydaje się tworzyć ciągi zaznaczone na załączniku kolorem żółtym. Ciągi te zorientowane są równoległe lub prostopadłe do siebie. Zaburzenia te mogłyby tworzyć ślady po dawnych fundamentach. Charakter ech odpowiada tego typu obiektom. Być może jednak niektóre z nich to znacznie większych rozmiarów korzenie pobliskich drzew.

Pośród znacznych pojedynczych obiektów wyróżnia się jeden, położony w okolicach przecięcia profili „5+6” i „31” (obszar pomarańczowy). Centrum terenu badań zajmuje strefa ciągłej warstwy położonej około 0,5–1 m pod powierzchnią gruntu (kolor niebieski). Warstwa ta może być pochodzenia naturalnego (horyzont glebowy) lub antropogenicznego (klepisko, warstwa drobnego gruzu). W centrum zachodniej części terenu badań zarejestrowano ślady posadowienia istniejących obecnie obiektów: kaplicy i krzyża. Ostatnim obiektem wyróżnionym w tym obszarze badań jest obiekt liniowy biegnący na linii NNE–SSW. Z uwagi na charakter echa i płytkość zalegania wydaje się jednak, że jest to element infrastruktury technicznej terenu.



Ryc. 58. Amplitudowe przekroje poziome stanowiska Lidzbark będące syntezą piętnastu pojedynczych profili radarowych. Po lewej "cięcie" na głębokości 1,8 m, po prawej 0,5 m

The amplitude time-slice of the Lidzbark site which synthesise 15 individual radar profiles. On the left the "cut" at the depth of 1.8 m, on the right – of 0.5 m

Badania radarowe trójwymiarowego modelu osadu stanowiska antropogenicznego w Lidzbarku (ryc. 58) wykazało, że obszary dawnej działalności człowieka muszą być sondowane z bardzo dużą gęstością siatki przekrojów radarowych. Zastosowanie dwumetrowej gęstości „oczek” tej siatki okazało się niewystarczające do uzyskania klarownego pseudo-trójwymiarowego modelu osadu. Linie, które były w rzeczywistości ciągłe, w modelu są sekwencją pojedynczych obiektów. Rozpoznanie antropogenicznych obiektów rozciągniętych może być równie trudne i przy niedostatecznie dużej gęstości linii przekrojów czasem niemożliwe.

3.2.b. ŚREDNIOWIECZNE STANOWISKO W POZNANIU (OSTRÓW TUMSKI)

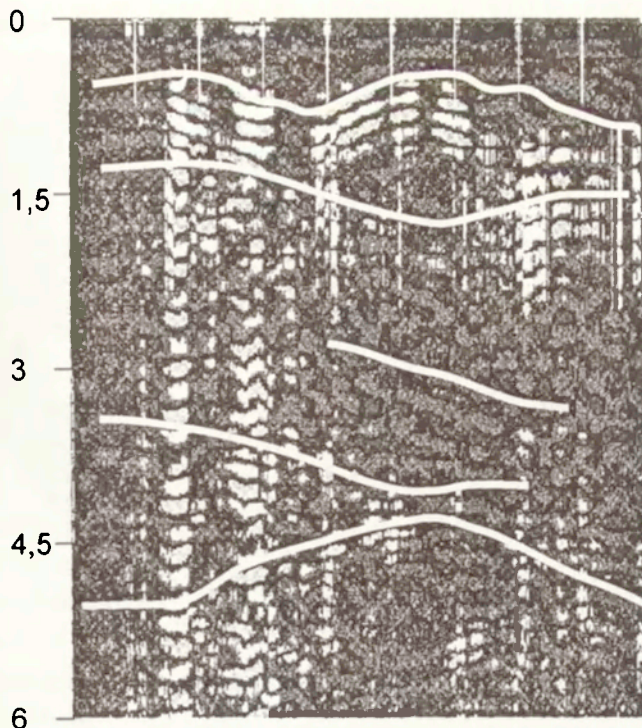
Innym przykładem badania radarowego osadów antropogenicznych jest sondowanie okolic kościoła Najświętszej Marii Panny na terenie Ostrowa Tumskiego (Poznań). Przykład ten pokazuje zalety zastosowania metody GPR w sondowaniu stanowisk archeologicznych zbudowanych z dużej miąższości osadów antropogenicznych (do 6 metrów). Metoda GPR, w przeciwieństwie do większości innych metod geofizycznych stosowanych w geologii, pozwala uzyskać obraz struktury osadu na różnych głębokościach.

Ostrów Tumski, wyspa dzieląca Wartę na dwie odnogi – jej główny nurt i Cybinę, położona jest w centrum Poznania, w południkowo przebiegającym odcinku doliny rzeki. Odcinek ten ma charakter przełomu przez poznańskie moreny czołowe (zlodowacenie vistuliańskie). Budowa geologiczna Ostrowa Tumskiego nie odbiega od budowy innych obszarów tego odcinka doliny. Większość osadów to piaski drobne, z domieszką mułków i iłów, osady terasowe i mady. Ponadto mogą tu również występować osady facji korytowej, a więc grubsze piaski, żwiry i głązy. Zasadniczym elementem występującym w wierzchniej warstwie są osady antropogeniczne lub przekształcone przez człowieka osady rzeczne. Duża miąższość antropogenu (ok. 5–6 m) wiąże się z ciągłą działalnością osadniczą na tym obszarze. W związku z tym osady rzeczne wzbogacone są w wierzchniej części o próchnicę, drewno, gruz ceglany a także ukrywają w sobie całe obiekty stworzone ręką człowieka (mury, wały).

Celem badań prowadzonych na tym obszarze przy pomocy radaru geofizycznego SIR System-3 było dokładne spenetrowanie kościoła Najświętszej Marii Panny (penetracja gruntu pod posadzką) oraz jego okolic. Powyższe badania miały ułatwić odpowiedź na następujące pytania: jaka jest budowa geologiczna tego obszaru, czy znajdują się tu jakieś obiekty antropogeniczne, a jeśli tak to, jakie jest ich położenie w przestrzeni.

W badaniach kościoła NMP w Poznaniu zastosowano antenę o częstotliwości sygnału 300 MHz, która daje dobre rezultaty w miejscach o stosunkowo dobrej propagacji fal elektromagnetycznych, a jednocześnie pozwala uzyskać dużą rozdzielczość obrazu.

Gęstość prowadzonych profili radarowych musiała być na tyle duża, żeby w przypadku znalezienia struktur antropogenicznych można je było precyzyjnie umiejscowić, oraz określić ich kształt w planie poziomym i zasięg. Należało skoncentrować się głównie na terenie kościoła NMP. Dlatego profile w kościele zostały przeprowadzone z podwójną gęstością (w miarę możliwości co około dwa metry). Poza obrębem kościoła przyjęto gęstość przebiegu



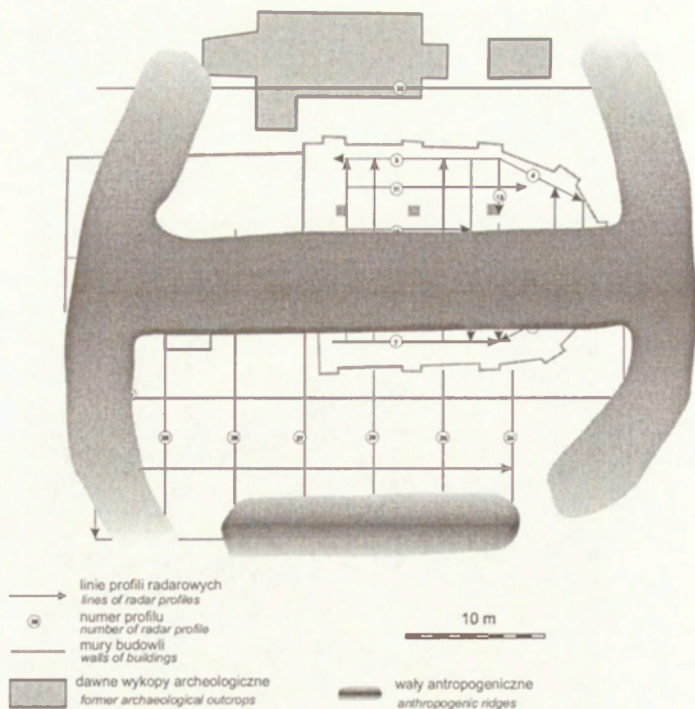
Ryc. 59. Profil nr 18 przebiegający równoległe do osi kościoła po przeciwnej (lewej) stronie. Długość profilu wynosi 9 m. Część górna zdominowana przez leżącą pośrodku profilu strukturę wałową. Niżej leżące warstwy są mniej wyraźne i biegną bardziej horyzontalnie

Profile number 18 parallel to the church axis on the opposite (left) side. The length of the profile is 9 m. The upper part is dominated by a rampart structure in the middle of the profile. The underlying layers are less distinct and their course is more horizontal

profilu radarowych co pięć metrów, co ze względu na zasięg penetracji (ok. 6 m), wydawało się być wartością wystarczającą. Ogółem wykonano około 460 mb profili radarowych, z czego prawie dwieście metrów przypada na wnętrze świątyni. Załączone plany pokazują przebieg profili radarowych zarówno we wnętrzu, jak i poza obrębem murów kościoła.

Wszystkie profile wykonano w zakresie 180 ns, co z dużym przybliżeniem daje głębokość sondowania około 6 m. W trakcie sondowania, na profilach zaznaczano regularne odstępy (znaki w postaci białych pionowych linii na wydrukach profili). W kościele były to odstępy jednego metra, poza kościołem dwóch metrów.

Wszystkie 33 profile zostały wstępnie przeanalizowane w terenie oraz ponownie przejrane w warunkach kameralnych. Interpretacja rezultatów badań, jakie tu uzyskano polegała głównie na wykreśleniu granic podłoża o różnych właściwościach elektrycznych. Granice te obrazują wszelkie zmia-



Ryc. 60. Układ najgłębszych form wałowych na terenie i w pobliżu kościoła NMP w Poznaniu

The layout of the deepest rampart forms within the area and in the vicinity of the church of the Holy Virgin Mary in Poznań

ny charakter osadu, rodzaj „budulca”, charakter ułożenia poszczególnych warstw, stan jednorodnego materiału (nawilgotnienie, rozluźnienie).

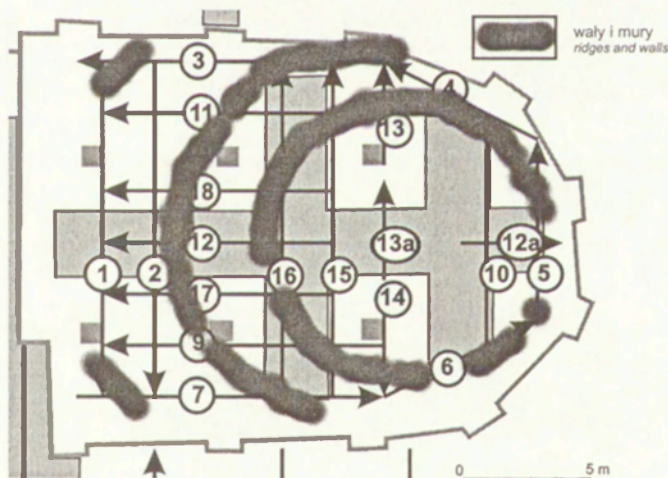
Na prawie wszystkich profilach stwierdzono istnienie podziemnych (kopalnych) struktur. Przeważnie były to kilkumetrowej szerokości formy wypukłe, o wysokości do 3–4 m (ryc. 60). Obiekty te mają dwojaki charakter. Większe z nich, położone głębiej, są bardziej połogie i większych rozmiarów w planie poziomym. Mniejsze „wały” zalegają płycej i często nałożone są na te głębsze.

Układ głębiej położonych obiektów jest następujący (ryc. 60). Dwie znacznych rozmiarów formy wałowe okalają teren sondowań od południowo-zachodu i od północnego-wschodu. Wał południowo-zachodni łagodnie zakręca w swej części północnej, kierując się bardziej ku północy. Od południowo-wschodu teren kościoła okala mniejszy wał nałożony na głębsze struktury.

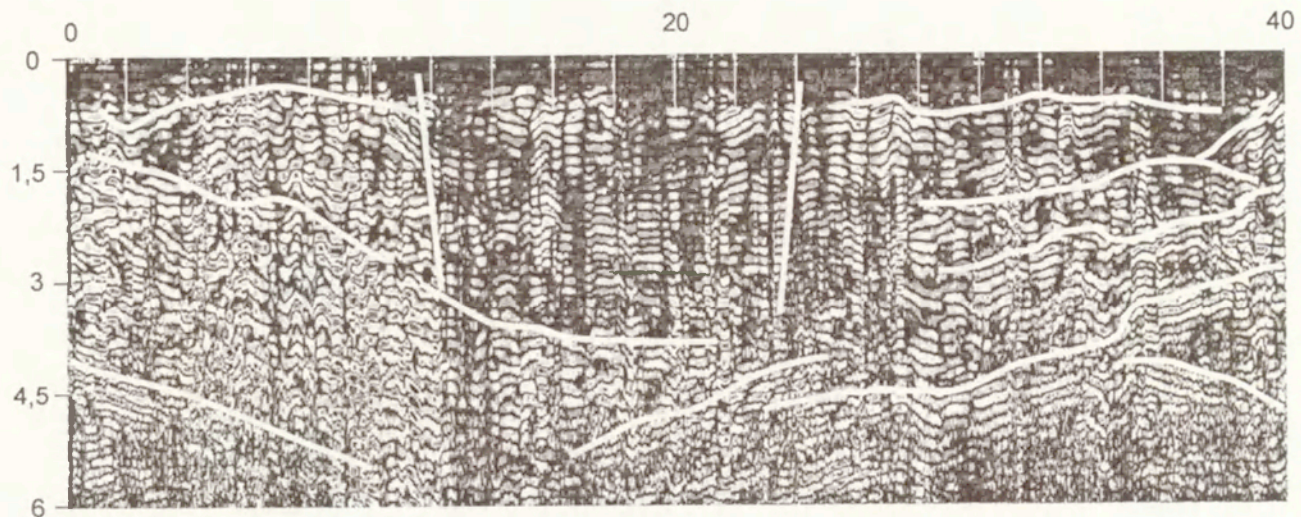
Na terenie świątyni układ najgłębiej położonych form jest nieco inny. Na wielu profilach poprzecznych (z wnętrza kościoła) widoczny jest szeroki, prawie na całą szerokość obecnego kościoła, płaski wał biegnący wzdłuż jego osi. Trudno rozstrzygnąć czy jest to naturalny układ warstw geologicznych, czy też sztucznie przez człowieka zbudowany nasyp.

We wnętrzu kościoła stwierdzono istnienie skomplikowanego układu wałów (murów?), których przebieg ukazuje rycina 61. Należy w tym miejscu zaznaczyć, że taki układ struktur jest interpretacją autora i nie musi w pełni odpowiadać prawdzie. Łączenie uzyskanych na poszczególnych profilach obiektów odbywało się na zasadzie podobieństwa obrazów, korelacji głębokości ich występowania i wzajemnego stosunku. Te wszystkie kryteria oraz duża gęstość siatki linii profili radarowych dają w sumie dużą wiarygodność interpretacji.

W podłożu kościoła, powyżej wspomnianego płaskiego wału biegnącego wzdłuż jego osi, zaznaczają się dwie główne koliste struktury położone pod wschodnią częścią kościoła. Większa z nich, w lewej części prezbiterium, dochodzi do linii obecnych murów (profil 4). W części środkowej i tylnej kościoła struktura ta szerokim łukiem zakręca ku prezbiterium, przecinając profile 3, 15, 16, 11, 18, 12, 17, 9 i 7, dochodząc maksymalnie na południowy-zachód do linii profilu nr 2. Owalny obiekt, jaki tworzy wyżej opisana struktura, jest dosyć głęboko położony (2–3 m pod posadzką). Na nim osadzony jest drugi owal, całkowicie mieszczący się w północno-wschodniej części kościoła. Jego średnica wynosi około 11–12 m, a głębokość zalegania 1–3 m.



Ryc. 61. Układ obiektów znajdujących się w podłożu kościoła NMP w Poznaniu
The layout of the objects located in the vicinity of the church of the Holy Virgin Mary in Poznań



Ryc. 62. Podłużny profil radarowy 33, okalający teren badań od strony północno zachodniej
Long radar profile 33, bordering the research area from the north-western side

Oprócz obu wspomnianych struktur na terenie kościoła NMP wyróżnić można kilka mniejszych obiektów, których położenie zaznaczone jest na rycinie 61. Trudno rozstrzygać, czy mniejsze obiekty tworzą jakąś regularną strukturę. Wydaje się jednak zasadne łączenie ich w krótkie łuki.

Na terenie kościoła NMP w Poznaniu oraz w jego najbliższym otoczeniu naturalna budowa warstw geologicznych uległa silnemu zaburzeniu i przekształceniu ręką człowieka. Stwierdzono ponad wszelką wątpliwość istnienie struktur antropogenicznych, których położenie i rozciągłość zostały pokazane i opisane powyżej. Jaka jest ich natura trudno dokładnie rozstrzygnąć. Niektóre z nich dają bardzo silne echo radarowe, co sugeruje ich masywną budowę (mury), inne tylko nieznacznie wyróżniają się z tła. Dyskusyjna może być dokładność określenia głębokości poszczególnych obiektów. Ten aspekt metody w osadach antropogenicznych jest zwykle jej najłabszą stroną. Wynika to z dużej zmienności środowiska antropogenicznego i w konsekwencji niemożności ustalenia dokładnej skali pionowej. Pomimo tego zastrzeżenia metoda wydaje się dawać interesujące rezultaty, a o jej wiarygodności świadczy odnalezienie śladu po wykopie z roku 1946 (ryc. 62) (profil 33).

Podobnie jak w poprzednim przykładzie (stanowisko Lidzbark), tu również wydaje się, że najważniejszą przesłanką do uzyskania interesujących informacji na temat budowy osadów antropogenicznych jest zastosowanie możliwie gęstej siatki przekrojów radarowych.

Zależność ilości uzyskanej informacji o osadzie od „natężenia” stosowania metody radarowej wydaje się mieć bardziej uniwersalny charakter i dotyczyć może również stanowisk o genezie naturalnej. A zatem stosowanie maksymalnej gęstości linii przekrojów radarowych powinno być zasadą, jednak bezwzględnie ograniczoną skalą obiektu, jaki zamierzamy zarejestrować. Inna zatem będzie gęstość badania drobnych obiektów antropogenicznych, inna kilkusetmetrowych fałdów glaciektonicznych.

4. WNIOSKI

Zakres badań niniejszego opracowania obejmuje ocenę przydatności stosowania radaru geofizycznego do określenia istnienia i przebiegu stref nieciągłości w formach i osadach czwartorzędowych wybranych stanowisk Niżu Polskiego.

Omówienie znaczenia pojęcia strefy nieciągłości zostało przeprowadzone we wstępnych rozdziałach niniejszej pracy i, jak wcześniej wykazano, pojęcie to nie zawsze wiąże się ze zmiennością warunków geologicznych w osadzie, a często dotyczy zmienności warunków wilgotnościowych. Sytuacja taka ma często miejsce przy badaniach radarowych osadów klastycznych, które w podobnych warunkach wilgotnościowych są bardzo do siebie zbliżone pod względem właściwości elektrycznych, a zmienność profili radarowych wynika raczej z istnienia w nich horyzontów wody gruntowej, stref większej możliwości penetracji osadu przez wodę (np. przewarstwienia grubszego materiału, uskoki) a także stref podciągu kapilarnego. W strefach penetracji osadu przez wodę często dochodzi do koncentracji związków żelaza, co dodatkowo dodaje im wyrazistości na profilach radarowych. Taka sytuacja możliwa jest w osadach kemowych, zwykle w dużym stopniu jednorodnych pod względem litologicznym, jednak często urozmaiconych licznymi uskokami.

Na podstawie badań przeprowadzonych w opisanych w pracy obszarach testowych można stwierdzić, co następuje:

1. Metoda georadarowa jest w pełni przydatną w określeniu budowy i miąższości osadów klastycznych do 16 metrów (przy założeniu stosowania aparatury, jakiej używał autor). Metoda ta, pozwala na rozdzielenie granic osadów leżących w odległościach 10–20 cm od siebie oraz na określenie kształtu granic oddzielających osady z dokładnością do około 0,5–1 m.
2. Granice osadów, widoczne na profilu radarowym są tym wyraźniejsze im większy jest kontrast ich własności elektrycznych. Najważniejszym czynnikiem determinującym wyrazistość granic (zwanych tu strefami nieciągłości) jest obecność wody w osadzie (przykład osadów eolicznych z wyraźnym poziomem wody gruntowej). Innymi istotnymi czynnikami są: domieszka frakcji ilastych w osadzie oraz zawartość w nim związków żelaza. A zatem najwyraźniej rejestrowane przez aparaturę radarową są gra-

nice osadów o bardzo różnych możliwościach retencji wody (np. torf na osadach mineralnych) oraz osady o różnej zawartości frakcji ilastych (np. piasek leżący na glinie).

3. Oprócz dużego kontrastu warunków elektrycznych osadów warunkiem koniecznym rejestracji spągu osadu jest jego wystarczająca „przenikalność” dla fal elektromagnetycznych oraz stosunkowo niewielka miąższość. Idealne do penetracji, z tego punktu widzenia, wydają się być stosunkowo suche osady piaszczyste i piaszczysto-żwirowe. Ale, jak wykazano na przykładzie kemów owieczkowskich, suche piaski drobne i mułki są równie doskonałym środowiskiem do badania metodą georadarową. Podobnie dobrych rezultatów, a być może nawet lepszych, należy się spodziewać przy stosowaniu metody GPR w badaniu lessów (gleby kopalne).
4. Radar geofizyczny, w zestawieniu stosowanym przez autora, jest w stanie z dużym prawdopodobieństwem i dokładnością określić przebieg granic litologicznych w osadzie, co w konsekwencji prowadzi do poznania zarówno struktur depozycyjnych w osadzie (np. drobnych basenów sedymentacyjnych w obrębie kemów), jak i struktur deformacyjnych (np. uskoków w osadach kemowych, łusek i fałdów w morenach czołowych).
5. Możliwość zarejestrowania i rozpoznania pojedynczych obiektów antropogenicznych zależy od wielkości tych obiektów oraz od ich wzajemnej konfiguracji. W szczególności duże ich nagromadzenie może prowadzić do wydzielenia, przy pomocy metody georadarowej, stref zaburzonych antropogenicznie. Ich rozpoznanie pozwala określić zasięg i poziom antropopresji na danym obszarze (np. strefy antropopresji w okolicach stanowiska archeologicznego w Lidzbarku Welskim) i w konsekwencji określić zasięg dawnego osadnictwa, dawnej infrastruktury i ich stosunek do dawnego krajobrazu naturalnego.
6. Możliwość rejestracji przez radar obiektów i struktur w osadzie zależy w dużym stopniu od gęstości prowadzenia linii przekrojów radarowych, która z kolei powinna wynikać ze skali szukanych obiektów i struktur. Zasada ta jest szczególnie istotna podczas zbierania danych georadarowych do konstrukcji pseudo-trójwymiarowych modeli osadów.
7. Rozpoznanie, w sposób jednoznaczny, charakteru określonego typu granic litologicznych i obiektów antropogenicznych, badanych przy pomocy georadaru, jest stosunkowo trudne i wymaga dużego doświadczenia osoby interpretującej wyniki badań. Z tego punktu widzenia trudno stworzyć jednoznaczny i spójny klucz interpretacyjny dla metody profilowania radarowego. Wydaje się raczej prawdopodobne, że możliwe jest stworzenie

klucza wiążącego zespoły struktur sedymentacyjnych i deformacyjnych, „widzianych” przez radar z określonymi środowiskami sedymentologicznymi. Jednak stworzenie tak rozumianej „stratygrafii radarowej” możliwe jest po zbadaniu niewspółmiernie większej liczby stanowisk tego samego rodzaju niż przedstawione w niniejszym opracowaniu. Bardzo pomocne w interpretacji wyników badań radarowych mogą być metody obróbki komputerowej oraz stosowanie symulacji komputerowych badań radarowych (ang. *synthetic radargrams*).

8. Niemniej istotnym problemem, z jakim spotyka się metoda GPR, obok interpretacji poszczególnych granic osadów, jest precyzyjne określenie skali pionowej przekrojów georadarowych. Zwykle jest to trudne do zrealizowania ze względu na zmienne parametry elektryczne osadów. Duża zmienność zawartości wody w osadzie, wynikająca m.in. z różnicy frakcji osadu, powoduje dużą zmienność tych parametrów. Rozwiązaniem tego problemu byłoby mierzenie stałej dielektrycznej osadu *in situ* (bezpośrednio lub pośrednio – określając wilgotność osadu mineralnego).
9. Stosowanie metody georadarowej w badaniach osadów czwartorzędowych wymaga dużej wiedzy na temat samego badanego obiektu oraz wiedzy i doświadczenia w zakresie doboru odpowiednich parametrów aparatury (rodzaj anteny, zakres, itd.) do sytuacji określonego stanowiska badawczego.

Metoda profilowania radarowego kryje w sobie wiele niewykorzystanych do końca możliwości, z których niektóre zostały zasygnalizowane przez autora podczas omawiania wyników badań wymagających poszerzenia. Jednak zastosowanie metody georadarowej do badań form i osadów czwartorzędowych, nawet za pomocą stosunkowo mało nowoczesnej aparatury, jaką dysponował autor, może otworzyć przed geologami zupełnie nowe możliwości. Najistotniejszą zaletą metody, decydującą o jej wyjątkowości, jest możliwość zbadania form w całości, niezależnie od położenia odkrywek oraz rozciągnięcia naszej wiedzy o ich budowie na rozległe obszary pomiędzy punktami wierceń.

Obecny stan poznania metody georadarowej, a w konsekwencji praktyka i powszechność stosowania, jest niewystarczający. Wydaje się, że jej upowszechnienie i udoskonalenie metod interpretacji (szczególnie adaptacja metod interpretacji geofizycznych badań sejsmicznych) otworzą zupełnie nowe drogi w płytkich badaniach geologicznych i dadzą nowe spojrzenie na wiele znanych form powierzchni Ziemi, a także pozwolą zrewidować wiele poglądów dotyczących ich genezy.

LITERATURA

- Annan A.P., Davis J.L., 1976, *Impulse radar soundings in permafrost*, Radio Science, 11, s. 383–394.
- 1977, *Radar range analysis for geological materials*, Geological Survey of Canada, Report of Activities, Part B, Paper 77–1B, s. 117–124.
- Arcone S.A., Delaney A.J., 1982, *Dielectric properties of thawed active layers overlying permafrost using radar at VHF*, Radio Science, 17, s. 618–623.
- Arcone, S.A., Lawson, D.E., Delaney, A.J., Strasser, J.C., Strasser, J.D., 1998, *Ground-penetrating radar reflection profiling of groundwater and bedrock in an area of discontinuous permafrost*, Geophysics, 63, 5, s. 1573–1584.
- Arlsan E., Biella G., Boniolo G., Caporusso D., de Franco R., Lozej A., Veronese L., 1999, *Geophysical investigations of the Olonium Roman site Northern Como Lake*, J. Applied Geophysics, 41, 2–3, s. 169–188.
- Atkin M., Milligan R., 1992, *Ground-probing radar in archaeology – practicalities and problems*, The Field Archaeologist, 16, s. 288–291.
- Austin G.L., Austin L.B., 1974, *The use of radar in urban hydrology*, J. Hydrol., 22, s. 131–142.
- Bailey S.D., Bristow C.S., 2001, *The structure and stratigraphy of coastal dunes at Aberffraw, Anglesey: insight from ground penetrating radar (GPR) surveys*, GPR in Sediments – London 20–21.08.2001, Geological Society of London, UCL, streszczenia referatów.
- Bakker M., 2001, *Glaciotectonic architecture of a push moraine in the Netherlands*, GPR in Sediments – London 20–21.08.2001, Geological Society of London, UCL, streszczenia referatów.
- Batson G., Glebas T., 1981, *Investigation of ice conditions in the St. Lawrence river winter 1980–1981*, Clarkson College of Technology, Final Report.
- Beres M., Green A.G., Huggenberger P., Horstmeyer H., 1995, *Mapping the architecture of glaciofluvial sediments with 3-D georadar*, Geology, 23, s. 1087–1090.
- Beres M., Haeni F.P., 1991, *Application of ground-penetrating radar methods to hydrogeologic studies*, Ground Water, 29, 3, s. 375–386.
- Beres M., Huggenberger P., Green A.G., Horstmeyer H., 1999, *Using two-and three-dimensional georadar methods to characterize glaciofluvial architecture*, Sedim. Geol., 129, s. 1–24.
- Berlin G.L., Tarabzouni M.A., Al-Naser A.H., Sheikho K.M., Larson R.W., 1986, *SIR-B subsurface imaging of a sand-buried landscape – Al Labbah plateau, Saudi Arabia*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, GE-24, s. 595–602.
- Borkowski W., 1990, *Results of Subsurface Interface Radar*, Geophysical studies of the Krzemionki banded flint mines, Archeometry '90, Basel, s. 740–746.
- Both G.A., Bristow C.S., Duller G.A.T., Porat N., Armitage S., Roberts H., 2001, *Ground Penetrating Radar (GPR) profiles from transects across dunes on the Maputaland coastal plain*, GPR in Sediments – London 20–21.08.2001, Geological Society of London, UCL, streszczenia referatów.

- Bridge J.S., Alexander J., Collier R.E.L., Gawthorpe R.L., Jarvis J., 1995, *Ground-penetrating radar and coring used to study the large-scale structure of point-bar deposits in three dimensions*, *Sedimentology*, 42, s. 839–852.
- Bristow C., 1995, *Facies analysis in the Lower Greensand using ground penetrating radar*, *J. Geol. Soc. London*, 152, s. 591–598.
- Bristow C., Lancaster N., Bailey S., 2001, *The structure of linear dunes in the Namib Sand Sea: results of a GPR survey*, *GPR in Sediments – London 20–21.08.2001*, Geological Society of London, UCL, streszczenia referatów.
- Bristow C., Pugh J., Goodall T., 1996, *Internal structure of aeolian dunes in Abu Dhabi determined using ground-penetrating radar*, *Sedimentology*, 43, s. 995–1003.
- Busby J.P., Merritt J.W., 1999, *Quaternary deformation mapping with ground penetrating radar*, *J. Applied Geophysics*, 41, 1, s. 75–91.
- By T.L., Kong F.N., Westerdahl H., 1992, *Georadar development at the Norwegian Geotechnical Institute NGI*, Geological Survey of Finland, Special Paper 16, Espoo, s. 21–28.
- Chaigneau J.F., 1987, *Dans cette pyramide des chambres inviolées*, *Paris Match*, 1969, s. 84–87.
- Conyers L.B., 1995, *The use of ground-penetrating radar to map the buried structures and landscape of the Ceren site, El Salvador*, *Geoarchaeology*, 10, s. 275–299.
- Conyers L.B., Goodman D., 1997, *Ground-Penetrating Radar. An introduction for archaeologists*, AltaMira Press, Walnut Creek, 232 ss.
- Conyers L.B., Lucius J.E., 1996, *Velocity analysis in archaeological ground-penetrating radar*, *Archaeological Prospection*, 3, s. 25–38.
- Davis J.L., Annan A.P., 1989, *Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy*, *Geophysical Prospecting*, 37, s. 531–551.
- Delaney A.J., Sellmann P.V., Arcone S.A., 1992, *Sub-bottom profiling: A comparison of short-pulse and acoustic data*, Geological Survey of Finland, Special Paper, 16, Espoo, s. 149–157.
- Feynman R.P., 1992, *QED – osobliwa teoria światła i materii*, PIW, Warszawa, 153 ss.
- Feynman R.P., Leighton R.B., Sands M.L., 2001, *Feynmana wykłady z fizyki. Optyka, termodynamika, fale*, t. 1.2, PWN, Warszawa, 432 ss.
- Fischer P.M., Follin S.G.W., Ulriksen P., 1980, *Subsurface interface radar survey at Hala Sultan Tekke, Cyprus, [w:] Applications of technical devices in archaeology*, *Studies in mediterranean archaeology*, LXIII, Goeteborg, s. 48–62.
- Gajewski L., Jezionek E., Rudowski S., 2000, *Możliwości bezinwazyjnego rozpoznawania struktur osadów korytowych i tarasowych metodami: sejsm akustyczną i radarową, [w:] Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii u progu XXI wieku*, V Zjazd Geomorfologów Polskich, Toruń, 11–14 września 2000 r., s. 167–168.
- García V.P., Canas J.A., Pujades L.G., Clapés J., Caselles O., García F., Osorio R., 2000, *GPR survey to confirm the location of ancient structures under the Valencian Cathedral Spain*, *J. Applied Geophysics*, 43, 1–3, s. 167–174.

- Glazik R., 1992, *Wybrane problemy hydrograficzne zwydmionych obszarów pradoliny Wisły na przykładzie zachodniej części Kotliny Płockiej*, [w:] Banach M., Glazik R., *Zbiornik włocławski – niektóre problemy z geografii fizycznej*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 1, s. 41–69.
- Goodman D., 1994, *Ground-penetrating radar simulation in engineering and archaeology*, *Geophysics*, 59, 2, s. 224–232.
- Goodman D., Nishimura Y., 1992, *2D synthetic radargrams for archaeological investigation*, Geological Survey of Finland, Special Paper 16, Espoo, s. 339–343.
- Goodman D., Nishimura Y., Rogers J.D., 1995, *GPR time slice in archaeological prospection*, *Archaeological Prospection*, 2, 2, s. 85–89.
- Halleux L., 1990, *Ground penetrating radar applied to the study of peat bogs and moors*, *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 113, 2, s. 115–123.
- 1992, *Prospection géophysique en eau douce: voies hydrauliques, lacs, zones marécageuses*, Wyd. Univ. Liège, 241 ss.
- Harari Z., 1996, *Ground-penetrating radar GPR for imaging stratigraphic features and groundwater in sand dunes*, *J. Applied Geophysics*, 36, 1, s. 43–52.
- Hänninen P., 1992, *Application on Ground Penetrating Radar techniques to peatland investigations*, Geological Survey of Finland, Special Paper, 16, Espoo, s. 217–222.
- Hoekstra P., Delaney A., 1974, *Dielectric properties of soils at UHF and microwave frequencies*, *J. Geophysical Research*, 79, 11, s. 1699–1708.
- Hruska, J., Cermák J., Sustek S., 1999, *Mapping tree root systems with ground-penetrating radar*, *Tree Physiol.*, 19, s. 125–130.
- Huggenberger P., Meier E., Pugin A., 1994, *Ground-probing radar as a tool for heterogeneity estimation in gravel deposits: advances in data-processing and facies analysis*, *J. Applied Geophysics*, 31, s. 171–184.
- Imai T., Sakayama T., Kanemori T., 1987, *Use of ground-probing radar and resistivity surveys for archaeological investigations*, *Geophysics*, 52, 2, s. 137–150.
- Jol H.M., Smith D.G., 1991, *Ground penetrating radar of northern lacustrine deltas*, *Can. J. Earth Sci.*, 28, s. 1939–1947.
- 1992, *Geometry and structure of deltas in large lakes: A Ground Penetrating Radar overview*, [w:] Fourth International Conference on Ground Penetrating Radar June 8–13, 1992, Rovaniemi, Finland, s. 159–168.
- 1995, *Ground penetrating radar surveys of peatlands for oilfield pipelines in Canada*, *J. Applied Geophysics*, 34, s. 109–123.
- Jol H.M., Young R., Fisher T.G., Smith D.G., Meyers R.A., 1996, *Ground Penetrating Radar of eskers, kame terraces, and moraines: Alberta and Saskatchewan, Canada*, [w:] GPR'96, 6th International Conference on Ground Penetrating Radar, Proceedings, Tohoku University, Sendai, Japan, s. 439–443.
- King R.W.P., 1980, *Antennas in matter: fundamentals, theory, and applications*, MIT Press.
- Kong F.N., Kristiansen J., By T.L., 1992, *A radar investigation of pyramids*, Geological Survey of Finland, Special Paper 16, Espoo, s. 345–349.

- Lamparski P., 1992, *Podpowierzchniowy system radarowy SIR-3*, Przegł. Geol., XL, 11, Warszawa, s. 681–683.
- 1993, *System radarowy SIR-3 – ogólna charakterystyka i możliwości zastosowań*, Przegł. Geogr., 64, 1–2, Warszawa, s. 155–161.
- 1995a, *Możliwości zastosowania profilowania radarowego w badaniach archeologicznych*, [w:] A. Kola (red.), *Archeologia podwodna jezior Niżu Polskiego*, UMK w Toruniu, Instytut Archeologii i Etnologii, Toruń, s. 103–114.
- 1995b, *Rezultaty badań radarowych przeprowadzonych w okolicach wsi Stężycza*, niepublikowana ekspertyza, maszynopis w Zakładzie Geomorfologii i Hydrologii Niżu, IGiPZ PAN w Toruniu.
- 1996a, *Metoda profilowania radarowego w badaniu środowiska geograficznego*, Kaskada, Wyd. Fundacji Kaskady Dolnej Wisły, 1–2, s. 18–19.
- 1996b, *Pomiar zwierciadła wód gruntowych w formach wydmowych metodą profilowania radarowego*, [w:] *Polska w Europie bałtyckiej*, Wystąpienia, 45 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Słupsk, s. 132–135.
- 1996c, *Sprawozdanie z sondowań radarowych prowadzonych w dniach 28–29.10.1996 na terenie kościoła NMP Poznań – Ostrów Tumski*, niepublikowana ekspertyza, maszynopis w Zakładzie Geomorfologii i Hydrologii Niżu, IGiPZ PAN w Toruniu.
- 2001a, *Possibility of using Ground Penetrating Radar method to determine the stratigraphy of the clastic deposits*, GPR in Sediments – London 20–21.08.2001, Geological Society of London, UCL, streszczenia referatów.
- 2001b, *Poszukiwawcze badania radarowe w miejscu przypuszczalnej lokalizacji średniowiecznego kościoła Najświętszej Marii Panny w Lidzbarku*, [w:] K. Grążawski (red.), *Archeologia i historia o początkach Lidzbarka Welskiego*, Wydawnictwo Muzeum w Brodnicy, s. 80–94.
- Landau L.D., Lifszyc E.M., 1986, *Krótki kurs fizyki teoretycznej. Mechanika i elektrodynamika*, t. 1, PWN, Warszawa, 289 ss.
- Leckebusch J., Peikert R., 2001, *Investigating the true resolution and three-dimensional capabilities of ground-penetrating radar data in archaeological surveys: measurements in a sand box*, Archaeological Prospection, 8, 1, s. 29–40.
- Lowe D.J., 1985, *Application of impulse radar to continuous profiling of tephra-bearing lake sediments and peats: an initial evaluation*, New Zealand J. Geology and Geophysics, 28, s. 667–674.
- Malagodi S., Orlando L., Piro S., Rosso F., 1996, *Location of archaeological structures using GPR method: Three-dimensional data acquisition and radar signal processing*, Archaeological Prospection, 3, s. 13–23.
- Mellet J.S., 1995, *Ground penetrating radar applications in engineering, environmental management, and geology*, J. Applied Geophysics, 33, 1–3, s. 157–166.
- Misiewicz K., 1998, *Metody geofizyczne w planowaniu badań wykopaliskowych*, Instytut Archeologii i Etnologii PAN, Warszawa, 199 ss.
- Moorman B.J., 2001, *Ground-penetrating radar applications in paleolimnology*, [w:] W.M. Last, J.P. Smol (red.), *Tracking environmental change using lake sediments: physical and chemical techniques*, Kluwer Academic Publishers.

- Moorman B.J., Judge A.S., Smith D.G., 1991, *Examining fluvial sediments using ground penetrating radar in British Columbia*, Geological Survey of Canada, Current Research, Part A, Paper 91-1A, s. 31-36.
- Morey R.M., 1974, *Continuous subsurface profiling by impulse radar*, Proc. of Engineering Foundation Conference on Subsurface Exploration for Underground Excavation and Heavy Construction, New York, s. 213-232.
- Niewiarowski W., 1959, *Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej*, Studia Soc. Scient. Torun., IV, C.
- Olhoeft G.R., 1975, *The electrical properties of permafrost: Toronto, Canada*, University of Toronto, Dept. of Physics, Ph. D. thesis, 172 ss.
- 1977, *Electrical properties of natural clay permafrost*, Canadian J. Earth Science, 14, s. 16-24.
- Overgaard T., Jakobsen P.R., 2001, *Mapping of glaciotectonic deformation in an ice marginal environment with ground penetrating radar*, J. Applied Geophysics, 47, 3-4, s. 191-197.
- Pasierbski M., 1984, *Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobu deglacjacji ostatniego zlodowacenia w Polsce*, Rozprawy UMK, Toruń, 170 ss.
- Pazdro Z., Kozerski B., 1990, *Hydrogeologia ogólna*, Wyd. Geol., Warszawa, 623 ss.
- Piotrowski A., 1989, *Uwagi o paleogeografii jeziora Dąbie w świetle badań radarowych prowadzonych w systemie SIR*, Studia i Materiały Oceanologiczne, 56, Geologia Morza, 4, s. 289-291.
- Razowski M., 1985, *Opracowanie wyników badań radarowych przeprowadzonych w systemie SIR na jeziorze Dąbie i Roztoce Odrzańskiej w Szczecinie*, Krak. Przeds. Geodez.
- Reppert P.M., Morgan F.D., Toksoz M.N., 2000, *Dielectric constant determination using ground-penetrating radar reflection coefficients*, J. Applied Geophysics, 43, 1-3, s. 189-198.
- Roberts M.C., Bravard J-P., Jol H.M., 1997, *Radar signatures and structure of an avulsed channel: Rhône River, Aoste, France*, J. Quaternary Science, 12, 1, s. 35-42.
- Saarenketo T., 1992, *Ground penetrating radar applications in road design and construction in finnish Lapland*, Geological Survey of Finland, Special Paper 15, s. 161-167.
- 1998, *Electrical properties of water in clay and silty soil*, J. Applied Geophysics, 40, 1-3, s. 73-88.
- Saarenketo T., Hietala K., Salmi T., 1992, *GPR application in geotechnical investigations of peat for road survey purposes*, Geological Survey of Finland, Special Paper, 16, Espoo, s. 293-305.
- Sambuelli L., Socco L.V., Brecciaroli L., 1999, *Acquisition and processing of electric, magnetic and GPR data on a Roman site Victimulae, Salussola, Biella*, J. Applied Geophysics, 41, 2-3 s. 189-204.
- Savvaidis A., Tsokas G., Liritzis Y., Apostolou M., 2000, *The location and mapping of ancient ruins on the castle of Lefkas Greece by resistivity and GPR methods*, Archaeological Prospection, 6, 2, s. 63-73.

- Schenk C.J., Gautier D.L., Olhoeft G.R., Lucius J.E., 1993, *Internal structure of an eolian dune using ground penetrating radar*, [w:] Lancaster N., Rye K., (red.), *Ancient and modern eolian sediments*, Spec. Publ. Int. Ass. Sediment, 16, s. 61–69.
- Smith D.G., Jol H.M., 1992, *Ground-penetrating radar investigation of a Lake Bonneville Delta, Provo level, Brigham City, Utah*, *Geology*, 20, 12, s. 1083–1086.
- 1995, *Ground penetrating radar: antenna frequencies and maximum probable depths of penetration in Quaternary sediments*, *J. Applied Geophysics*, 33, 1–3, s. 93–100.
- Strongman K.B., 1992, *Forensic applications of ground penetrating radar*, [w:] *Ground penetrating radar*, Geological Survey of Canada, 90–4, Ottawa, s. 203–212.
- Szynkiewicz A., 2000, *GPR monitoring of the flood-bank/levees*, [w:] D.A. Noon, G.F. Stickley, D. Longstaff (red.), *Eighth International Conference on Ground Penetrating Radar*, SPIE, 4084, Bellingham, Washington, USA, s. 85–90.
- Theimer B.D., Nobes C.N., Warner B.G., 1994, *A study of the geoelectrical properties of peatlands and their influence on ground-penetrating radar surveying*, *Geophysical Prospecting*, 42, s. 179–209.
- Tohge M., Karube F., Kobayashi M., Tanaka A., Katsumi I., 1998, *The use of ground penetrating radar to map an ancient village buried by volcanic eruptions*, *J. Applied Geophysics*, 40, 1–3, s. 49–58.
- Tomizawa Y., Arai I., Hirose M., Suzuki T., Ohhashi T., 2000, *Archaeological survey using pulse compression subsurface radar*, *Archaeological Prospection*, 7, 4, s. 241–247.
- Ulriksen C.P., 1980, *Investigation of peat thickness with radar*, *Proceedings of the 6th International Peat Congress*, s. 126–129.
- Ulriksen C.P.F., 1982, *Application of impulse radar to civil engineering*, Lund, 179 ss.
- Unterberger R.R., 1992, *Ground Penetrating Radar finds disturbed earth over burials*, *Geological Survey of Finland, Special Paper 16*, Espoo, s. 351–357.
- van Overmeeren R.A., 1994, *Georadar for hydrogeology*, *First Break*, 12, 8, s. 401–408.
- 1996, *Radar facies of unconsolidated sediments in the Netherlands: A radar stratigraphic interpretation method for hydrogeology*, *GPR'96, 6th International Conference on Ground Penetrating Radar*, *Proceedings*, Sendai, s. 167–172.
- 1998a, *GPR and wetlands in the Netherlands*, *Proceedings of GPR'98, 7th Int'l. Conference On Ground Penetrating Radar*, The Univ. of Kansas, Lawrence.
- 1998b, *Radar facies of unconsolidated sediments in the Netherlands: a radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology*, *J. Applied Geophysics*, 40, 1–3, s. 1–18.
- Warner B.G., Nobes D.C., Theimer B.D., 1990, *An application of ground penetrating radar to peat stratigraphy of Ellice Swamp, southwestern Ontario*, *Canadian J. Earth Science*, 27, s. 932–938.
- Wensink W.A., 1993, *Dielectric properties of wet soil in the frequency range 1–3000 MHz*, *Geophysical Prospecting*, 41, s. 671–696.

- Wong J., Rossiter J.R., Olhoeft G.R., Strangway D.W., 1977, *Permafrost: electrical properties of the active layer measured in situ*, Canadian Journal of Earth Science, 14, s. 582–586.
- Young R.A., Sun J., 1999, *Revealing stratigraphy in ground-penetrating radar data using domain filtering*, Geophysics, 64, 2, s. 435–442.
- Zhou H., Sato M., 2000, *Application of vertical radar profiling technique to Sendai Castle*, Geophysics, 65, 2, s. 533–539.
- 2001, *Archaeological investigation in Sendai Castle using ground-penetrating radar*, Archaeological Prospection, 8, 1, s. 1–11.

QUATERNARY FORMS AND DEPOSITS IN THE LIGHT OF GROUND PENETRATING RADAR INVESTIGATIONS

Summary

Proper diagnosis of the structure of quaternary deposits in the near-surface layer a few metres deep of the ground is often difficult due to the insufficient amount of data. As far as this part of the lithosphere is concerned, information about geological structure acquired with the use of direct methods predominantly concerns isolated points (drillings, small exposures and outcrops). On the other hand, direct methods, which have been known and used for years (e.g. geophysical seismic methods), do not enable a detailed penetration of this relatively thin zone. Only recently have the new geophysical methods been used for research, including a very promising method of geophysical profiling radar known as Ground Penetrating Radar – GPR. Its use arouses hope for interesting results bringing new information, out of reach so far, on both structure and deposits of forms. The merits of the georadar method include not only a possibility of getting a high resolution "picture of the deposit" of but also an opportunity for defining this deposit's features via the detailed analysis and interpretation of results. In numerous cases this information is the key to understanding the genesis of forms and deposits.

Using the method of geophysical radar profiling for investigating quaternary forms and deposits enables us to broaden our knowledge on deposited structures and their internal deformations as well as stirs hope for finding unknown structures and explaining their genesis.

So far, the GPR method has lacked an unambiguous interpretation key for geomorphological and geological research. Moreover, the world literature does not include any synthetic papers referring to interpretation of the results of the radar profiling of the investigated quaternary forms and deposits. This situation stems predominantly from the fact that radar equipment, although dating back to the early 1960s, was rarely used as a research tool of a geologist and geomorphologist until recently. High prices of measuring equipment, no obvious benefits from using it as well as lack of researchers experienced in the interpretation of results were all reasons for the sporadic use of radars only in geological research. The situation changed in the early 1990s, when the ground penetrating radars became mobile equipment,

no longer requiring a team of technicians for their operation. Since then, however, there has been a rise in interest in the methods of geophysical near-surface investigation in geology.

It seems, however, that this interest has not spread throughout Poland. What is more, the georadar method itself is either very little known or not known at all among Polish geomorphologists and geologists. Using georadar equipment in Poland is still very rare and is often treated as a kind of a research test.

The main purpose of this paper is to work out the basic methodology of georadar research and to show the possible ways of interpretation on the selected example test-sites. It is not this paper's ambition to exhaust the subject. Similarly to numerous other geophysical methods, the interpretation methods of georadar research are permanently being improved, consequently leading to obtaining the real deposit picture. What seems today a complete geological interpretation can prove inadequate tomorrow. The changing elements include the abilities of equipment and computer data analysis, and, most of all, our knowledge of processes and structures which are being studied.

This paper's subject of research, which led to realizing the above purpose, is to assess the research method. What is to be assessed in particular is the usefulness of the geophysical radar for defining both the internal structure of landforms occurring in the Polish Lowland and the deposits which build them. Additionally, the character and expansion of these structures should be assessed. In the light of the above remarks it should be stressed that this evaluation refers to the specific research equipment at the author's disposal, and to the contemporary state of knowledge of interpretation opportunities.

Due to limited resources, the scope of the test research undertaken by the author within the confines of the methodology studies of geological radar probing included selected research test-sites at triangulation points. The selection of the test radar research stemmed from the desire to show all the important aspects of the georadar method. Some of the research test-sites were chosen in order to test the method's abilities concerning its range and others to test its precision and resolution.

The detailed test research included the following forms and deposits:

1. eolian – this test-site was chosen due to its possibilities of showing the issue of disturbances of the picture of sedimentation structures caused by ground water, as well as the possibilities of presenting methodology differences of investigation of both dry and wet deposit.

2. fluvioglacial – this test-site was chosen due to the chance of comparing direct information from the points of geological probing with a continuous radar cross-section.

3. limnoglacial – the test area was chosen due to the possibility of assessing the range and resolution of the georadar method.

4. glacial – of the end moraines. The test-sites were selected due to the possibilities of investigating stretched glaciectonic structures with the GPR method, as well as a negative influence of the silt fractions within clastic deposits and of precipitation of iron compounds.

5. biogenic – these test-sites were selected in order to present the radar abilities to recognize the shape and expansion of the covered forms filled up with biogenic deposits and to reconstruct the former landscape within a biogenic plain. The research also aimed at presenting the ways of acquiring information on the location of pieces of wood or other objects within the deposits (e.g. archaeological ones) which might help in dating them.

6. lake bottom and river – these test-sites were chosen in order to show the ways and possibilities of using the geological radar for acquiring information on thickness, extension and genesis of bottom deposits.

7. anthropogenic – these test-sites were included in the test triangulation points areas due to their model character, i.e. the possibility of using some of the techniques of presenting the research results in the micro scale. The investigations of the archaeological test-sites enabled to present the way of working out georadar research results in the form of three-dimensional models of the deposit, and were a test of separating a natural structure from disturbances caused by humans.

The detailed research of the quaternary test-sites at the triangulation points was preceded by thorough analysis of both theoretical and practical aspects of the radar profiling method. The theoretical aspects are connected with the theory of propagation of radio waves and with the construction technology of the measuring equipment; the practical ones refer to the specific type of geological environment and its dielectric characteristics. These analyses were to show close interrelation between knowledge of the aspects of this method which the person using the georadar has, and his/her ability to prepare and conduct the research as well as to interpret the results properly. According to the author, the theoretical considerations included in this paper are indispensable to understand the GPR method.

The method of the radar profiling, basically analogous to acoustic probing (echo-sounder) and seismic geophysical methods, consists in penetrating a geological form with impulses of electromagnetic waves. The impulses emitted downward with high frequency are refracted from obstacles, which are the limits of changes in electric and magnetic characteristics of a deposit, and then they return to the radar equipment in echo form. The above limits of the electric and magnetic properties of a deposit include any limits and transit areas between various deposits as well as changes in graining and proportions of the elements in a deposit's structure. Furthermore, these limits also include any border zones separating deposits of different electromagnetic features, in which electromagnetic wave propagation varies in speed and damping. The refracted impulses of radio waves are recorded by the radar equipment and thus they show a profile of a studied deposit in real time.

The geophysical radar (GPR) registers changes in electromagnetic features of an investigated deposit. These changes occur at lithographic borders of deposits, in zones of sudden changes in water content in a deposit (the limit of aeration and saturation zones) and in places of "massive" objects (e.g. boulders or tree trunks etc.). The geophysical radar records the above limits in a similar way, basically not differentiating their character. Some of these limits are zones – e.g. a zone of capillary raise forms a limit between dry and water-soaked deposits. Others have a character of sharp

lithographic limits (e.g. a limit between peat and the underlying sand) or environment limits (e.g. a limit between water and the underlying bottom deposit). The measurement procedure is concluded by drawing a radar cross-section, which is a model for the deposit cross-section. However, similarly to other models, it is not the picture of the deposit which is represented by it. The fundamental difference is the one in the vertical scale of a cross-section. In georadar pictures the vertical scale is calibrated in time units (ns) and means the time needed for an electromagnetic wave, sent by the radar, to come back and be registered by the measuring equipment. This time depends on the type of a deposit, which means that for precise calibration of the results of georadar investigations one needs at least basic knowledge of the studied geological environment. Irrespective of the type of the investigated deposit, however, the radar profile enables us to study, over its entire length, changes in individual deposit layers, their correlation as well as the shape and extension of deformation structures. Besides, due to very high resolution of the method of radar profiling, during the research itself (in situ) it is possible to observe the layout of petty structures within the deposit (e.g. the layout of faults inside the fissure forms, minor former erosive forms, glacitectonic structures etc.).

The research, as has been mentioned above, included 6 selected genetic categories of forms or natural deposits, represented by 11 research test-sites, and anthropogenic deposits, represented by 2 test-sites.

The research on dune deposits, in accordance with the set goals, enabled the author to trace the changes in the radar picture in relation to water presence within the deposit. In the dunes near Dobiegniewo the first ground water level, cutting across the layout of the sedimentary structures, was recognised. Additionally, the equipment was tested in penetrating both aeration and saturation zones.

The radar sounding of the fluvio-glacial test-site (Chełmża sandur) led to tracing the shape of the river deposits' bottom. The thickness of Chełmża sandur was defined along a 1100-metre cross-section. Moreover, bipartition of the sandy-gravel deposits overlying clay was established. Older sands and gravels are covered with a thin washed-out layer of loamy sand, on the top of which a series of actual fluvio-glacial deposits of Chełmża sandur was developed.

The research on the structure of limnoglacial deposits was to define maximum depth which can be registered with the radar equipment used by the author, as well as the resolution of the radar picture of a deposit. In the kames in the vicinity of Owieczkowo the thickness of the deposits was recognized. What was also received is a detailed view of the fold structures formed due to subsidence, as well as the phases of filling up the lakes which were succeeded by the studied forms. At some places a series of deposits 16 metres thick was recorded by the radar.

The resolution of 20–25 cm, however, enabled the author to distinguish only those thicker layers. The picture of the deposits of the kames was received. This structure shows the stages of the lake basins being filled up with deposits as well as the layout of the post-sedimentation deformations (faults).

The end moraines chosen for testing are the ones in the vicinity of Januszewo and Pniewite (Chełmża plateau). The layout of the internal structure of the pushed end moraine of the Januszewo neighbourhood was recognised. Additionally, the phenom-

enon of the strong radio wave suppression in the clay-covered moraine near Pniewice was recognized. In the first of the moraines it was possible to observe the structures of the folds and scales which showed the pressure of the ice-sheet exerted during its creation. What was also shown were the disorders of the radar picture of the deposit resulting from the presence of iron compound precipitation. The other end moraine, which is covered with boulder clay, is a good example for presenting the limitations of the GPR method which stem from the presence of a high amount of argillaceous fractions in the deposit.

The biogenic deposits are represented by three test areas. In this genetic category the shape of the former lake basin of the peatbog was recognised in the vicinity of Dobięgniewo. The other recognised structure is the shape of the former channel of the Vistula River filled with peatbog and gyttja, and located in the vicinity of Dęblin. Additionally, the investigation of the biogenic deposit structure near Grodno was undertaken. The first of the above, i.e. a small peatbog near Dobięgniewo, was penetrated with the radar impulses which showed the distinct shape of the basin of the former lake. Within the peatbog mass "foreign bodies" were observed, i.e. the trunks of fallen trees. The second test-site is a fragment of the meadow terrace of the Vistula River near Dęblin. The georadar research of this area included about 8 sq. km of the nearly flat terrace. Making seven parallel radar cross-sections enabled the author to draw a map of the biogenic deposits' thickness. Due to contemporary insignificant relief denivelations the above map is also the map of the layout of the former Vistula river-channels. Two former river-channels, filled in with biogenic deposits 6 metres thick, were eliminated. The third test-site of the biogenic deposits, i.e. a small peatbog located in the vicinity of Grodno, was cut with georadar cross-sections. They show not only the former lake basin filled up with peat but also the structure of the deposits of a small delta filling in the basin.

The deposition environment of bottom deposits is represented by three examples. These are the following test-sites: Dgał Wielki, Nowy Troszyn and Dobięgniewo. What was recognised is the thickness and the way the bottom deposits occur in lake Dgał Wielki (Mazury) and the structure of the bottom forms of the Włocławek artificial reservoir. The radar investigation of the first test-site showed a sequence of the bottom lake deposits occurring on clay and boulders, while the research on the structure of the bottom deposits of the Vistula River near Nowy Troszyn was also a test of the studies through the ice cover.

The anthropogenic test-sites were represented by the former seat of Piast prince and the foundations of Dąbrówka's (Dubrawa's) rotunda in Ostrów Tumski in Poznań as well as the relics of the 14th-century church in Lidzbark Welski. They were used to try out the 3-D analysis (three-dimensional picture of the deposit) in working out the data received with the georadar method. The maps of the distribution of geophysical anomalies at various depths, which were drawn in this way, enabled the author to observe the structure of the anthropogenic objects against their natural background. The archaeological site within the former Holy Mary church in Lidzbark was investigated. The layout of the anthropogenic structures was discovered: foundations and the range of the cemetery. The investigation on the anthropogenic structures in Ostrów Tumski in Poznań was carried out.

The detailed investigations of the individual test-sites showed that the picture of the deposit structure received with the georadar method is not always connected with the change in the deposit's geology, but is often the result of the change in humidity conditions. Such a situation often appears when clastic deposits are studied with the radar. At similar humidity conditions they are very close if their electric properties are concerned. The change in the profiles is rather the result of the existence within them of ground water horizons, the zones of more intense penetration of the deposit by water (e.g. coarse material layer, folds), as well as the zones of capillary raise. In the zones of intensive water penetration iron compounds often precipitate, which adds to their distinct picture in radar profiles. The above situation is possible in kame deposits which are often lithologically homogeneous, but they often include numerous faults.

The above results of the investigations enabled the author to evaluate the usefulness of the geophysical radar for defining the geological structure of quaternary form deposits of the Polish Lowland in the form of the following conclusions:

1. In the light of the research undertaken in the test-sites, the georadar method is fully useful in defining the structure and thickness of clastic deposits within the range of 16 metres (if the same equipment is used). It is especially useful for finding the limits of the deposits situated 10–20 cm from each other as well as establishing the shape of the limits separating the deposits with the accuracy of 0.5–1 metre.

2. The greater contrast between the deposits' dielectric properties, their limits in the radar profile better visible. The most important factor determining the distinctiveness of the limits is the presence of water within the deposit (eolian deposits with a clear ground water level). Other important factors include: admixture of loamy fraction in the deposit and the content of iron compounds. Thus, the most distinct limits registered by the georadar equipment are the ones of the deposits varying in water retention (e.g. peatbog on mineral deposits) as well as the ones varying in the content of loamy fractions (e.g. sand on clay).

3. Besides a big contrast in dielectric conditions of the deposits an important factor of registering the bottom of the deposit is its sufficient "permeability" for electromagnetic waves and relatively low thickness. Taking the above into consideration, dry sandy and sandy-gravel deposits seem ideal for penetration. However, as it was shown on the example of Owieczkowo kames, dry fine sands and loams are also an ideal environment for georadar investigations. Similarly good results, or even better, can be expected in the case of using the GPR method for investigating loess (former soils).

4. The geophysical radar, the one used by the author or a better one, is able to show the course of the lithological limits in the deposit with high possibility and accuracy. Consequently this leads to understanding both deposition structures within the deposit (e.g. small sedimentation basins within kames) and deformation structures (e.g. faults in kame deposits, scales and faults in end moraines).

5. The possibility of registering and recognizing individual anthropogenic objects depends on their size and configuration. In particular, a cluster of them can show anthropogenically deformed zones. Their recognition enables the author to define

the range and level of anthropopression in a particular area (e.g. the zone of anthropopression in the vicinity of the archaeological test-site in Lidzbark Welski) and, in consequence, to define the range of former settlements, infrastructure and their correlation with the contemporary natural landscape.

6. The radar's possibility of registering objects and structures within a deposit depends highly on the thickness of the radar cross-section lines, which, in turn, should result from the scale of the investigated objects and structures. This rule is especially important while collecting georadar data for constructing pseudo-three-dimensional models of deposits.

7. Unambiguous defining of the character of specific lithological limits and anthropogenic objects, studied with the georadar, is relatively difficult and needs a highly experienced person for interpreting the results of the research. From this point of view it is difficult to create a unique interpretation key for the radar profiling method. It seems rather possible to create a key connecting groups of sedimentation and deformation structures, "seen" by the radar, with specific sedimentological environments. However, creating "a radar stratigraphy" is possible only after studying a much higher number of research test-sites of similar kind than presented in this paper. Computer analysis and computer simulations of radar research can be very useful for interpretation of the results of radar research.

8. Besides interpreting the limits of individual deposits a similarly important problem, which the GPR method faces, is accurately defining the vertical scale of the georadar cross-sections. In most cases it is difficult due to changeability of electric parameters of deposits. High changeability of water content in the deposit, which results, among other things, from various deposit fractions, leads to changeability of these parameters. Measuring constant dielectric of a deposit in situ might be a solution to this problem (directly or indirectly – by defining humidity of the mineral deposit).

9. Using the georadar method for studying quaternary deposits needs great knowledge in choosing proper parameters of the equipment (the type of antennae, range, etc.) in relation to the situation of a given research test-site and the knowledge of the object which is studied.

Contemporary knowledge on the georadar method, and, in consequence, practice and popularity, are insufficient. It seems that its dissemination and the improvement of interpretation methods (in particular the adaptation of the interpretation methods used in geophysical seismic methods) will start a new chapter in near-surface geological research, as well as casting a new light over a number of known landforms and will enable many of the opinions on their genesis to be revised.

Translated by Aleksandra Zaparucha

Adres autora:

Piotr Lamparski

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu w Toruniu,

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN

ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń

e-mail: piotr@geopan.torun.pl

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego, Polskiej Akademii Nauk, wydaje następujące publikacje seryjne:

- Geographia Polonica,
- Prace Geograficzne,
- Przegląd Geograficzny,
- Dokumentacja Geograficzna,
- Europa XXI,
- Geopolitical Studies,
- Bibliografia Geografii Polskiej,
- Atlas Warszawy,

oraz *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej* (1995), *Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce* (2000).

MONOGRAFIE

- 1 – T. Kozłowska-Szczęsna, K. Błażejczyk, B. Krawczyk, 1997, *Bioklimatologia człowieka*.
- 2 – L. Starkel, 2001, *Historia Doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*.
- 3 – T. Kozłowska-Szczęsna, K. Błażejczyk, B. Krawczyk, D. Limanówka, 2002, *Bioklimat uzdrowisk polskich i możliwości jego wykorzystania w lecznictwie*.

ATLAS WARSZAWY

- 1 – Węclawowicz G., Jarosz A., 1993, *Struktury demograficzne i gospodarstw domowych*.
- 2 – Węclawowicz G., Księżak J., 1994, *Struktury wykształcenia i zatrudnienia ludności w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 1988*.
- 3 – Węclawowicz G., Jarosz A., 1995, *Warunki mieszkaniowe ludności w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 1988*.
- 4 – Kozłowska-Szczęsna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1996, *Środowisko fizyczno-geograficzne – niektóre zagadnienia*.
- 5 – Węclawowicz G., Jarosz A., Śleszyński P., 1998, *Wybory parlamentarne 1991 i 1993*.
- 6 – Misztal S., 1998, *Przekształcenia struktury przemysłu Warszawy*.
- 7 – Potrykowska A., Śleszyński P., 1999, *Migracje wewnętrzne w Warszawie i województwie warszawskim*.
- 8 – Luniak M., Nowicki W., Kozłowski P., Plit J., 2001, *Ptaki Warszawy 1962–2000*.

Sprzedaż i prenumeratę publikacji IGiPZ PAN prowadzą księgarnie:

– Księgarnia DHN Sp. z o.o. PAN, ul. Szczęśliwicka 2/17, 02–352 Warszawa, tel./fax 22/822–98–69; tel. 22/658–15–58.

– Główna Księgarnia Naukowa im. Bolesława Prusa, ul. Krakowskie Przedmieście 7, 00–068 Warszawa, tel. 826–18–35.

PL ISSN 0373-6547
ISBN 83-87954-46-2

<http://rcin.org.pl>

FORMY I OSADY CZWARTORZĘDOWE/WIŚWIETLE BADAŃ GEORADAROWYCH