

BDGI
BAZA DANYCH GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKICH

BADANIA GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKIE
GEOFIZYKA INŻYNIERSKA

Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy

BDGI
BAZA DANYCH GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKICH

BADANIA GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKIE
GEOFIZYKA INŻYNIERSKA

Pod redakcją merytoryczną
Szymona Ostrowskiego, Grzegorza Pacanowskiego,
Edyty Majer, Marty Sokołowskiej

Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy

Sfinansowano ze środków
NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA
i GOSPODARKI WODNEJ

Warszawa 2023
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

Zespół autorski[1]: Szymon OSTROWSKI, Grzegorz PACANOWSKI, Edyta MAJER, Marta SOKOŁOWSKA, Paweł CZARNIAK, Arkadiusz PIECHOTA, Marek BARAŃSKI, Monika SZABŁOWSKA, Marcin LASOCKI, Piotr WILKOŁAZKI, Krzysztof MAJER

[1] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Współpraca: Tomasz BĄK, Przemysław SOBÓTKA, Kamil WASILEWSKI, Michał JAROS, Alicja GRABOWSKA, Anna STAWICKA, Mateusz ŻERUŃ, Krzysztof TRUCHAN

Konsultacje: Zbigniew BESTYŃSKI, Sebastian KOWALCZYK, Olga ROSOWIECKA, Paweł TARGOSZ

Recenzenci: Piotr TUCHOLKA, Radosław MIESZKOWSKI

Redakcja, projekt i opracowanie typograficzne: Anna ANDRASZEK, Ewelina LEŚNIAK, Monika MASIAK

Opracowanie graficzne: Łukasz BORKOWSKI

Projekt graficzny okładki: Monika CYRKLEWICZ
Zdjęcie na okładce: Grzegorz PACANOWSKI

Akceptował do druku dnia 10.11.2023 r.
Zastępca dyrektora PIG-PIB ds. służby geologicznej
dr Andrzej GŁUSZYŃSKI

Copyright © by Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Warszawa 2023

ISBN 978-83-67567-36-7

Adres redakcji:
Dział Wydawnictw
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
tel. 22 459 2480

Nakład: 250 egz.
Druk i oprawa: Drukarnia Braci Grodzickich Sp. J., ul. Geodetów 47A, 05-500 Piaseczno

SPIS TREŚCI

1. Przedmowa 7
2. Geofizyka inżynierska 9
3. Badania geofizyczne 16
3.1. Podział metod geofizyki inżynierskiej 16
3.2. Przydatność metod geofizyki inżynierskiej 20
3.3. Istotne ograniczenia metod badań geofizyki inżynierskiej 27
3.4. Głębokość rozpoznania i rozdzielczość metod badań geofizyki inżynierskiej 28
3.4.1. Głębokość rozpoznania i rozdzielczość metod aktywnych 35
3.4.2. Głębokość rozpoznania i rozdzielczość metod pasywnych 37
3.5. Metody geoelektryczne 38
3.5.1. Podział metod geoelektrycznych 38
3.5.2. Właściwości elektryczne i magnetyczne gruntów i skał 38
3.5.3. Metoda polaryzacji wzbudzonej 39
3.6. Badania elektrooporowe 39
3.6.1. Technika pomiarów 40
3.6.2. Przetwarzanie danych 47
3.6.3. Interpretacja danych 49
3.6.4. Zastosowanie 49
3.6.5. Ograniczenia badań 49
3.7. Badania elektromagnetyczne 50
3.7.1. Technika pomiarów 51
3.7.2. Przetwarzanie danych 51
3.7.3. Interpretacja danych 52
3.7.4. Zastosowanie 52
3.7.5. Ograniczenia badań 52
3.8. Badania georadarowe 52
3.8.1. Technika pomiarów 53
3.8.2. Przetwarzanie danych 54
3.8.3. Interpretacja danych 54
3.8.4. Zastosowanie 55
3.8.5. Ograniczenia badań 55
3.9. Badania sejsmiczne 55
3.9.1. Technika pomiarów 59
3.9.2. Przetwarzanie danych 77
3.9.3. Interpretacja danych 80
3.9.4. Zastosowanie 81
3.9.5. Ograniczenia badań 82
3.10. Badania grawimetryczne 82
3.10.1. Technika pomiarów 82
3.10.2. Przetwarzanie danych 83
3.10.3. Interpretacja danych 83
3.10.4. Zastosowanie 83
3.10.5. Ograniczenia badań 84

3.11. Badania magnetyczne . . . 84
3.11.1. Technika pomiarów . . . 84
3.11.2. Przetwarzanie danych . . . 85
3.11.3. Interpretacja danych . . . 85
3.11.4. Zastosowanie . . . 85
3.11.5. Ograniczenia badań . . . 85
4. Sondowania mechaniczne z modułem do wykonywania badań geofizycznych . . . 86
4.1. Sondowania mechaniczne z modułem do wykonywania badań elektrooporowych . . . 86
4.2. Sondowania mechaniczne z modułem do wykonywania badań sejsmicznych . . . 86
4.2.1. Zastosowanie . . . 87
4.2.2. Technika pomiarów . . . 88
4.2.3. Przetwarzanie danych . . . 90
4.2.4. Interpretacja danych . . . 90
4.2.5. Ograniczenia badań. . . . 91
5. Badania laboratoryjne z wykorzystaniem badań geofizycznych . . . 93
5.1. Laboratoryjne badania elektrooporowe . . . 93
5.2. Laboratoryjne badania sejsmiczne . . . 93
5.2.1. Interpretacja . . . 94
5.2.2. Zastosowanie . . . 94
5.2.3. Ograniczenia . . . 94
6. Pomiary geodezyjne w badaniach geofizyki inżynierskiej . . . 95
6.1. Metodyka pomiarowa . . . 95
6.2. Geodezyjne pomiary terenowe . . . 96
6.2.1. Tachimetria . . . 96
6.2.2. Metoda ortogonalna (domiarów prostokątnych) . . . 96
6.2.3. Metoda wcięć . . . 97
6.2.4. Technika satelitarna GNSS . . . 97
6.2.5. Niwelacja geometryczna . . . 99
6.2.6. Skaning laserowy . . . 100
6.2.7. Geodezyjne pomiary fotogrametryczne . . . 100
6.2.8. Geodezyjne pomiary kartometryczne . . . 103
6.3. Zastosowanie geodezyjnych metod pomiarowych w geofizyce inżynierskiej . . . 103
6.3.1. Geodezyjna obsługa badań elektrooporowych . . . 103
6.3.2. Geodezyjna obsługa badań elektromagnetycznych (konduktometrycznych i georadarowych) . . . 104
6.3.3. Geodezyjna obsługa badań sejsmicznych . . . 104
6.3.4. Geodezyjna obsługa badań grawimetrycznych . . . 105
6.3.5. Geodezyjna obsługa badań magnetycznych . . . 106
6.4. Metody i źródła pozyskiwania danych oraz opracowań geodezyjnych . . . 106
7. Praktyczne aspekty dokumentowania badań geofizyki inżynierskiej . . . 108
7.1. Uwarunkowania prawne i normalizacja badań geofizyki inżynierskiej . . . 110
7.1.1. Uwarunkowania prawne dotyczące geofizyki inżynierskiej . . . 110
7.1.2. Normalizacja badań geofizyki inżynierskiej . . . 111
7.2. Cel badań geofizycznych . . . 114
7.3. Zbieranie materiałów archiwalnych i wizja terenowa . . . 115
7.3.1. Pozyskiwanie materiałów archiwalnych . . . 115
7.3.2. Wymagania dla wizji terenowej . . . 116
7.4. Projektowanie badań geofizycznych . . . 116
7.4.1. Ogólne zasady projektowania badań geofizycznych . . . 116
7.4.2. Dobór metod badań geofizycznych . . . 117
7.4.3. Zawartość Programu badań geofizycznych . . . 126

7.5. Wykonywanie badań geofizycznych . . . 128
7.6. Przetwarzanie, modelowanie i interpretacja wyników badań geofizycznych . . . 128
7.6.1. Przetwarzanie i modelowanie wyników badań geofizycznych. Model geofizyczny . . . 128
7.6.2. Interpretacja wyników badań geofizycznych. Model geologiczno-geofizyczny . . . 131
7.7. Przedstawianie wyników badań geofizycznych . . . 153
7.7.1. Analiza i ocena wyników badań geofizycznych . . . 153
7.7.2. Zawartość Dokumentacji z badań geofizycznych . . . 153
7.8. Gromadzenie i archiwizowanie danych z badań geofizycznych . . . 156
8. Przykłady zastosowania i problematyka wykonywania badań geofizyki inżynierskiej . . . 158
8.1. Badania geofizyczne na osuwiskach . . . 158
8.1.1. Osuwisko Kuźmina na stoku górskim . . . 159
8.1.2. Osuwisko Zła Wieś na zboczu doliny rzecznej . . . 164
8.2. Rozpoznanie budowy geologicznej pod obiekty liniowe . . . 169
8.2.1. Rozpoznanie występowania gruntów organicznych . . . 170
8.2.2. Rozpoznanie występowania stropu podłoża skalnego . . . 179
8.3. Szczegółowe rozpoznanie parametrów sprężystości podłoża budowlanego w warunkach zabudowy miejskiej . . . 181
8.3.1. Badania na terenie Katowic . . . 182
8.3.2. Badania na terenie Warszawy . . . 186
8.4. Rozpoznanie budowy geologicznej potencjalnej lokalizacji składowiska odpadów (studium przypadku) . . . 190
8.5. Rozpoznanie pustek i stref rozluźnień w podłożu budowlanym w rejonie byłej eksploatacji górniczej prowadzonej w wysadzie solnym (studium przypadku) . . . 195
8.6. Badania obiektów hydrotechnicznych i ich podłoża . . . 202
8.6.1. Badania geofizyczne wałów przeciwpowodziowych . . . 202
8.6.2. Badania geofizyczne zapory betonowej . . . 205
8.6.3. Badania geofizyczne zapory ziemnej . . . 208
8.6.4. Ocena stanu technicznego zapory betonowej za pomocą badań geofizycznych . . . 213
8.7. Obrazowanie budowy geologicznej fliszu . . . 218
8.8. Rozpoznanie nieciągłości tektonicznych oraz stropu skał . . . 222
8.8.1. Rozpoznanie nieciągłości tektonicznych oraz stropu skał metodami sejsmicznymi . . . 222
8.8.2. Rozpoznanie nieciągłości tektonicznych oraz stropu skał metodami elektrooporowymi . . . 223
8.9. Rozpoznanie występowania warstw iłów oraz deformacji glacitektonicznych . . . 225
8.10. Obrazowanie stropu iłów na przykładzie badań prowadzonych w ramach opracowania „Atlasu geologiczno-inżynierskiego Szczecina” . . . 228
8.11. Określanie ciągłości warstw uszczelniających w dnie wykopu . . . 231
8.12. Rozpoznanie występowania warstw gruntów organicznych . . . 239
8.13. Identyfikacja i rozpoznanie form krasowych . . . 248
8.14. Badania geofizyczne na terenach zanieczyszczonych oraz w strefach kontaktu wód morskich i śródlądowych . . . 251
8.15. Interpretacja skrajnie niskich wartości oporności elektrycznej na przekrojach geoelektrycznych . . . 259
8.16. Interpretacja stref bardzo wysokich wartości oporności elektrycznej na przekrojach geoelektrycznych . . . 263
8.17. Konduktometr czy tomografia elektrooporowa? . . . 268
8.18. Problemy realizacji badań geofizycznych metodą tomografii elektrooporowej . . . 275
9. Terminologia . . . 285
9.1. Słownik terminów . . . 285
9.2. Spis skrótów i symboli użytych w książce . . . 309
10. Spis wykorzystanych materiałów . . . 317
10.1. Przepisy prawne . . . 317
10.2. Normy . . . 317
10.3. Wytyczne, instrukcje i zarządzenia . . . 318
10.4. Literatura . . . 318
10.5. Strony internetowe . . . 329

1. PRZEDMOWA

„Badania geologiczno-inżynierskie" to nowy, wieloczęściowy cykl poradników dotyczący rozpoznania podłoża budowlanego na podstawie badań terenowych i laboratoryjnych. Pierwsza część obejmuje zagadnienia dotyczące geofizyki inżynierskiej, która wykorzystuje badania geofizyczne do rozpoznania budowy geologicznej oraz określania właściwości fizyczno-mechanicznych ośrodka gruntowo-skalnego na potrzeby geologii inżynierskiej, inżynierii lądowej, wodnej i środowiskowej, zagospodarowania przestrzennego, geologii miejskiej, a także wykrywania infrastruktury podziemnej i niewybuchów (UXO). Geofizyka inżynierska jest stosowana również w badaniach kartograficznych, hydrogeologicznych, środowiskowych, rozpoznania złóż kopalin, archeologicznych, kryminalistycznych i wielu innych obszarach.

Badania geofizyczne w geologii inżynierskiej wykonywane są przede wszystkim w celu ustalenia wstępnego modelu geologicznego podłoża budowlanego, wyboru lokalizacji badań inwazyjnych (wierceń, sondowań), interpretacji układu warstw gruntów/skał pomiędzy otworami wiertniczymi, określania parametrów sprężystości, a także oceny stanu technicznego niektórych obiektów budowlanych.

Geofizyka inżynierska jest coraz częściej stosowana w geologii inżynierskiej z uwagi na wdrażanie tego rodzaju badań w działalności statutowej podmiotów realizujących krajowe programy inwestycji strategicznych. Ponadto badania te zostały wskazane przez nową generację Eurokodu 7 (prEN 1997-2:2022), jako przydatne do rozpoznania podłoża budowlanego.

Poradnik został poświęcony geofizyce inżynierskiej, w aspekcie badań geologiczno-inżynierskich, przede wszystkim z uwagi na:

- duży potencjał aplikacyjny badań geofizycznych;
- obserwowany w ostatnim czasie znaczący wzrost liczby badań geofizycznych wykonywanych na różnych etapach procesu inwestycyjnego, zwłaszcza na etapach przygotowania inwestycji liniowych;
- problematykę interpretacji wyników badań geofizycznych w zakresie klasyfikacji i parametryzacji warstw gruntów i skał występujących w podłożu budowlanym na potrzeby ustalania warunków geologiczno-inżynierskich.

Przedstawione w poradniku metody badań geofizycznych oraz zaprezentowane przykłady wykorzystania ich wyników w geologii inżynierskiej dotyczą badań geofizycznych wykonywanych na lądzie oraz na akwenach śródlądowych. Obejmują metody powierzchniowe oraz otworowe, przy czym w przypadku metod otworowych zostały opisane metody sejsmiczne, radarowe i elektrooporowe.

Z uwagi na ograniczenia metodyczne oraz specyfikę wykonywania badań geofizycznych na obszarach morskich, problematyka ta w poradniku została pominięta. Informacje na temat badań geofizycznych na morzu można znaleźć w pozycji pt. „Zasady dokumentowania geologiczno-inżynierskiego warunków posadowienia obiektów budownictwa morskiego i zabezpieczeń brzegu morskiego" (Frankowski i in., 2009) oraz w części drugiej tej publikacji, poświęconej morskim farmom wiatrowym.

Metody geofizyczne mają zastosowanie na każdym etapie procesu inwestycyjnego, począwszy od etapu przygotowania, kończąc na etapie likwidacji. W zależności od etapu badania geofizyczne są m.in. wykonywane w celu wyboru lokalizacji badań bezpośrednich, interpretacji budowy geologicznej pomiędzy otworami wiertniczymi, określania parametrów sprężystości gruntów i skał, czy diagnozy stanu technicznego konstrukcji.

Głównymi czynnikami, które często decydują o wykorzystaniu badań geofizycznych są szybkość wykonania badań, które przeważnie nie wymagają skomplikowanych przygotowań czy decyzji administracyjnych oraz ich bezinwazyjność – ingerencja w podłoże budowlane lub budowlę wywołana prowadzeniem badań jest całkowicie odwracalna lub pomijalna.

Należy jednak podkreślić, że każda metoda geofizyczna ma swoje ograniczenia, wynikające z techniki pomiarowej, zasięgu głębokościowego, właściwości gruntów, skał i wód podziemnych, a także z ukształtowania terenu oraz jego zagospodarowania.

Teoretyczne podstawy każdej z metod badawczych i szczegółowe rozważania nad możliwymi aspektami metodycznymi doczekały się ogromnej liczby podręczników i publikacji naukowych, przede wszystkim zagranicznych (np. Fajklewicz, 1972; Stenzel, Szymanko, 1973; Białostocki, 1974; Vogelsang, 1995; Reynolds, 1997; Kearey i in., 2002; Sheriff, 2002; Milsom, 2003; Lowrie, 2007; Gadallah, Fisher, 2009; Reynolds, 2011).

Zamierzeniem autorów nie jest powielenie tych informacji. Poradnik w założeniu ma ułatwić zrozumienie podstaw teoretycznych poszczególnych metod oraz pozwolić prawidłowo i efektywnie zaplanować badania geofizyczne na potrzeby rozpoznania modelu geologicznego. Dlatego też część dotycząca podstaw teoretycznych jest potraktowana syntetycznie, natomiast w części prezentującej przy-

kładowe realizacje został uwzględniony praktyczny aspekt wykonania poszczególnych badań oraz podano uwagi na temat sposobu interpretacji ich wyników. Przykładowe realizacje badań dobrano tak, żeby scharakteryzować typowe problemy geologiczno-inżynierskie powszechnie występujące na terenie kraju.

Spodziewanym efektem udostępnienia poradnika szerokiemu gronu odbiorców, będzie zwiększenie zainteresowania nieinwazyjnymi badaniami geofizycznymi stosowanymi w geologii inżynierskiej, a także wzrost ich znaczenia w rozpoznaniu podłoża budowlanego na etapach projektowania, budowy i utrzymania budowli, zwłaszcza obiektów infrastrukturalnych.

2. GEOFIZYKA INŻYNIERSKA

Geofizyka to dyscyplina naukowa opisująca Ziemię metodami badawczymi stosowanymi lub wywodzącymi się z fizyki. Opis ten może być stosowany zarówno do procesów zachodzących we wnętrzu i na powierzchni naszej planety, jak i do jej stanu. Dyscyplina ta ma bardzo szeroki zakres, obejmuje zarówno zjawiska termodynamiczne rządzące procesami zachodzącymi w atmosferze, zjawiska magnetohydrodynamiczne zachodzące w jądrze Ziemi, odpowiedzialne za powstawanie ziemskiego pola magnetycznego, jak i pole grawitacyjne i jego związek z rozkładem mas zaburzających oraz zależności pomiędzy prędkością rozchodzenia się fali sejsmicznej a parametrami sprężystymi ośrodka gruntowo-skalnego (Fajklewicz, 1972; Sheriff, 2002).

Dla geologów głównym polem zainteresowania są jednak wywodzące się z zasad fizyki metody, służące do obrazowania zmienności ośrodka geologicznego. Cele tego obrazowania mogą być różne: poszukiwanie złóż węglowodorów i innych surowców (tzw. geofizyka poszukiwawcza) (Kearey i in., 2002; Gadallah, Fisher, 2009), rozpoznanie budowy geologicznej (Wightman i in., 2003), wyznaczanie uskoków i stref nieciągłości w podłożu gruntowo-skalnym (Blakely i in., 2002; Ivanov i in., 2006; Bleibinhaus i in., 2007), identyfikacja form krasowych i innych zagrożeń geologicznych (Hackert, Parra, 2003; Nyquist i in., 2007; Legchenko i in., 2008), występowanie warstw wodonośnych (Bradford, Sawyer, 2002; Francese i in., 2002; Harry i in., 2005), czy wykrywanie zanieczyszczenia wód podziemnych (Fitterman, Deszcz-Pan, 1998; Ackman, 2003; Zelt i in., 2006; Siemon i in., 2009; Metwaly i in., 2014).

Geofizyka inżynierska zajmuje się gospodarczym zastosowaniem badań geofizycznych do rozpoznania budowy geologicznej. Metody geofizyki inżynierskiej są wykorzystywane do badania górotworu w bardzo szerokim zakresie głębokościowym, od powierzchni do kilkudziesięciu kilometrów w głąb (Medhus, Klinkby, 2022). Istotne, żeby nie utożsamiać geofizyki inżynierskiej tylko z głębokością, np. z płytkimi badaniami geofizycznymi typu MASW (analiza fal powierzchniowych) o małym zasięgu głębokościowym (Trześniowski, 2007), a z jej celem, tj. oceną górotworu do celów inżynierskich, innych niż przemysł naftowy czy rozpoznanie budowy głębokiego podłoża, niezwiązanego z dokumentowaniem złóż kopalin (prac prowadzonych na podstawie ustawy Prawo geologiczne i górnicze, dalej w skrócie ustawa pgg).

Na potrzeby publikacji geofizyka inżynierska została zdefiniowana jako dziedzina zajmująca się badaniami geofizycznymi wykonywanymi głównie w celu rozpoznania warunków geologiczno-inżynierskich oraz hydrogeologicznych, zidentyfikowania niekorzystnych procesów i zjawisk, a także oszacowania parametrów fizyczno-mechanicznych ośrodka gruntowo-skalnego na potrzeby budownictwa, planowania przestrzennego oraz zagospodarowania przestrzeni podziemnej (Majer i in., 2018; Wytyczne..., 2019b). Metody obrazowania budowy geologicznej za pomocą geofizyki inżynierskiej zaadaptowano do rozwiązywania zagadnień inżynierskich związanych z szeroko rozumianym budownictwem, urbanizacją i transformacją energetyczną bez względu na ich głębokość. Zatem w sferze zainteresowań geofizyki inżynierskiej znajduje się przede wszystkim środowisko geologiczno-inżynierskie, rozumiane jako część środowiska geologicznego, które może się zmienić lub zmienia się pod wpływem budowli/sposobu zagospodarowania, i jednocześnie wpływa na budowlę/sposób zagospodarowania. Stąd przestrzeń, która będzie podlegać badaniom geofizyki inżynierskiej obejmuje dwie strefy (Majer i in., 2018):

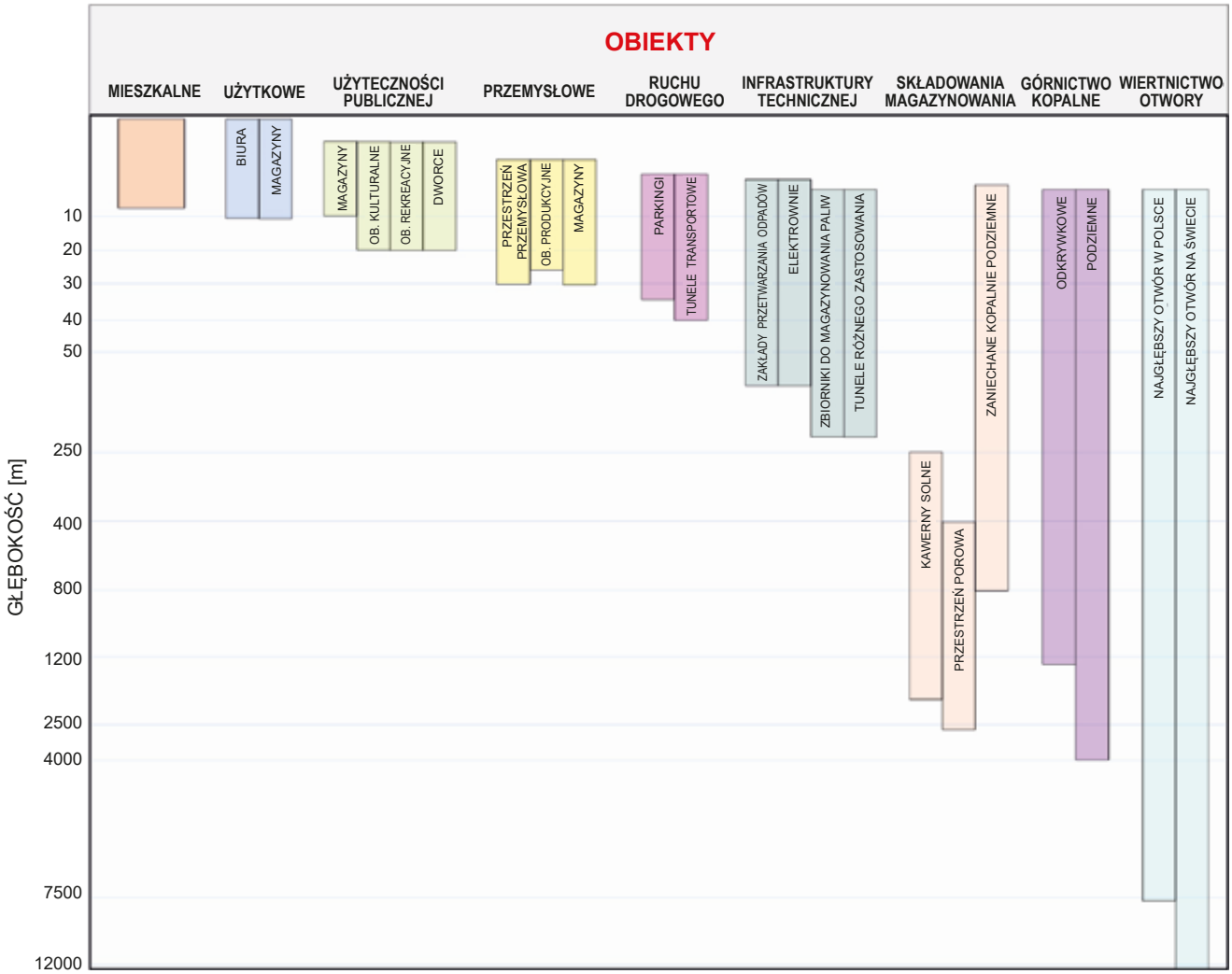
– strefę stwierdzonego lub przewidywanego wpływu działalności człowieka na środowisko geologiczne – strefa oddziaływań inżynierskich;
– strefę stwierdzonego lub przewidywanego wpływu środowiska geologicznego na budowle i procesy wywołane działalnością człowieka – strefa oddziaływań geologicznych.

Zasięg strefy oddziaływań inżynierskich wiąże się ze sposobem i głębokością zagospodarowania przestrzeni podziemnej (rys. 1).

W zależności od rozwiązywanego problemu czy zagadnienia inżynierskiego, do rozpoznania budowy geologicznej można zastosować różne metody geofizyki inżynierskiej o zmiennym zasięgu głębokościowym i rozdzielczości. Strefa rozpoznania raz będzie obejmować jedynie kilka metrów, innym natomiast razem może być znaczna, jak w przypadku konstrukcji tuneli, betonowych zapór wodnych czy elektrowni atomowej. Co ważne, im głębiej sięga rozpoznanie daną metodą, tym trudniej zweryfikować jej wyniki za pomocą wierceń (Trześniowski, 2007).

Metody geofizyczne, stosowane w geologii inżynierskiej, umożliwiają przestrzenne rozpoznanie środowiska geologicznego i są niezbędnym uzupełnieniem punktowych badań geologiczno-inżynierskich. Przestrzenne rozpoznanie warunków geologiczno-inżynierskich ma szczególne znaczenie w przypadku dużych obiektów inżynierskich, w szczególności budowli hydrotechnicznych, wywierających na podłoże obciążenie zmienne w czasie, oraz obiektów liniowych.

W kraju geofizyka inżynierska rozwijała się od lat 60. XX w. przede wszystkim dzięki działalności Przedsiębiorstwa Badań Geofizycznych (PBG). W okresie swojego istnienia



Rys. 1. Sposób i głębokość zagospodarowania przestrzeni podziemnej w efekcie działalności człowieka (Majer i in., 2018, zmodyfikowane)

PBG zrealizowało kilka tysięcy projektów badawczych w kraju i za granicą. Zakres wykonanych badań obejmował wykorzystanie wszystkich znanych metod geofizycznych, od metod grawimetrycznych, magnetycznych poprzez metody elektryczne, sejsmiczne do geofizyki otworowej włącznie. Zakres zastosowań był bardzo szeroki. Obejmował zagadnienia geologiczno-inżynierskie i geotechniczne na potrzeby budownictwa przemysłowego i mieszkaniowego, badania do celów rozpoznania hydrogeologicznego, rozpoznania płytkich złóż, ochrony środowiska, ze szczególnym uwzględnieniem ochrony powierzchni na terenach dawnej i współczesnej eksploatacji górniczej, archeologii i wielu innych. Prace były prowadzone najczęściej z wykorzystaniem badań geoelektrycznych, w tym różnymi rodzajami badań elektrooporowych, potencjałów własnych i polaryzacji wzbudzonej, a także metodą sejsmiczną, grawimetryczną, magnetometryczną oraz spektrometryczną. Znaczącą część prac stanowiły również badania o charakterze naukowym, realizowane w ramach prac postępu technicznego i rządowych programów badawczo-rozwojowych. Prace te m.in. miały na celu doskonalenie technik i metod badawczych dla nowych zastosowań praktycznych. Rozwój zastosowań geofizyki inżynierskiej w PBG był związany z projektowaniem i realizacją dużych zadań geoinżynierskich.

Na początku lat 60. XX w. PBG wspólnie z Państwowym Instytutem Geologicznym (PIG) prowadziło prace mające na celu rozpoznanie warunków geologicznych w celu opracowania założeń techniczno-ekonomicznych do zaprojektowania kaskady dolnej Wisły. Na podstawie prac doświadczalnych, wypracowano metodykę badań geofizycznych, która znalazła zastosowanie na obszarach projektowanych zapór i zbiorników wodnych, pozwalała zmniejszyć liczbę wierceń i zapewniała ciągłość rozpoznania geologicznego podłoża projektowanych zapór i obwałowań zbiorników.

W związku z planowaną w latach 60. XX w. budową strategicznych obiektów hydrotechnicznych w Karpatach, w 1968 r. w PBG powołano specjalistyczną jednostkę, Zespół Geofizyki Inżynierskiej, którego zadaniem było wykonywanie kompleksowych badań geofizycznych (sejsmicznych i elektrooporowych w różnych wariantach metodycznych) do przestrzennego rozpoznania podłoża projektowanych obiektów hydrotechnicznych. Szczególnie istotną rolę spełniało tu

zastosowanie profilowania elektrooporowego do kartowania osadów fliszowych, celem wydzielenia partii z przewagą piaskowców lub łupków.

Dodatkowo w latach 70. XX w. PBG, w ramach Programu Rządowego PR-7, realizowało temat: „Opracowanie metodyki szybkiej oceny stanu technicznego budowli hydrotechnicznych i stateczności strefy brzegowej sztucznych zbiorników wodnych". Prace były prowadzone we współpracy z Ośrodkiem Technicznej Kontroli Zapór Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. W ramach wymienionych prac rozpoznano podłoże kilkudziesięciu lokalizacji projektowanych zbiorników zaporowych na obszarze Karpat i Sudetów.

Bardzo duży wkład w rozwój metod sejsmicznych miał doktor Z. Bestyński, który przez wiele lat zajmował się zastosowaniem metod sejsmiki inżynierskiej w ww. zagadnieniach.

Metody geofizyki inżynierskiej stosowano nie tylko przy wyborze lokalizacji, lecz także przy szczegółowym projektowaniu i budowie zbiorników wodnych oraz zapór czołowych w Czorsztynie-Niedzicy, Besku, Dobczycach, Klimkówce i Świnnej Poręb oraz elektrowni szczytowo-pompowej Porąbka-Żar, a w Sudetach zbiorników wodnych oraz zapór czołowych w Dobromierzu, Słupie i Bukówce. W ramach prac dla Programu Rządowego PR-7 wykonano również badania geofizyczne w celu oceny stateczności kilkudziesięciu zboczy osuwiskowych w strefach brzegowych sztucznych zbiorników wodnych: Tresna, Porąbka, Solina, Myczkowce, Dobczyce, Klimkówka, Czorsztyn-Niedzica, Świnna Poręba oraz projektowanego zbiornika Krempna. Liczne badania geofizyczno-inżynierskie wykonywano również w celu oceny stanu technicznego budowli hydrotechnicznych. Badania sejsmiczne natomiast wykonano m.in., żeby ocenić stan techniczny betonowych korpusów zapór czołowych w Solinie i Besku, a elektrooporowe w celu oceny jednorodności i szczelności korpusów zapór ziemnych Łąka i Pieczyska. Badania sejsmiczne wykorzystywano także przy ocenie skuteczności prac remontowych (uszczelnienie i wzmocnienie) betonowego korpusu zapory w Wapienicy i kamiennego przelewu zbiornika przeciwpowodziowego w Jarnołtówku.

W latach 80. XX w. prowadzono rozpoznanie warunków geologiczno-inżynierskich i hydrogeologicznych na potrzeby wyboru lokalizacji elektrowni jądrowych oraz projektowania i budowy elektrowni jądrowej w Żarnowcu. Badania elektrooporowe wykonano w rejonie: Gorzowa Wielkopolskiego (EJ II Warta), Korolewa–Skoków (EJ II), Gąsocina–Nowego Miasta (EJ II), Wyszkowa–Tłuszcza (EJ II). Rejon Gorzowa Wielkopolskiego wybrano pod lokalizację drugiej elektrowni jądrowej Warta, gdzie wykonano szczegółowe zdjęcie geoelektryczne. Łącznie do celów energetyki jądrowej wykonano blisko 3000 sondowań elektrooporowych oraz wiele innych badań rożnymi metodami. W latach 90. XX w. kompleksowe badania geofizyczne, sejsmiczne i elektrooporowe, wykorzystano do wstępnej oceny warunków geotechnicznych drążenia tuneli. Badania takie wykonano dla dwóch tuneli hydrotechnicznych zapory Świnna Poręba i tuneli drogowych: Luboń-Zabornia na trasie Kraków–Zakopane oraz Laliki i Milówka na międzynarodowej trasie S–N łączącej Czechy z Bałtykiem.

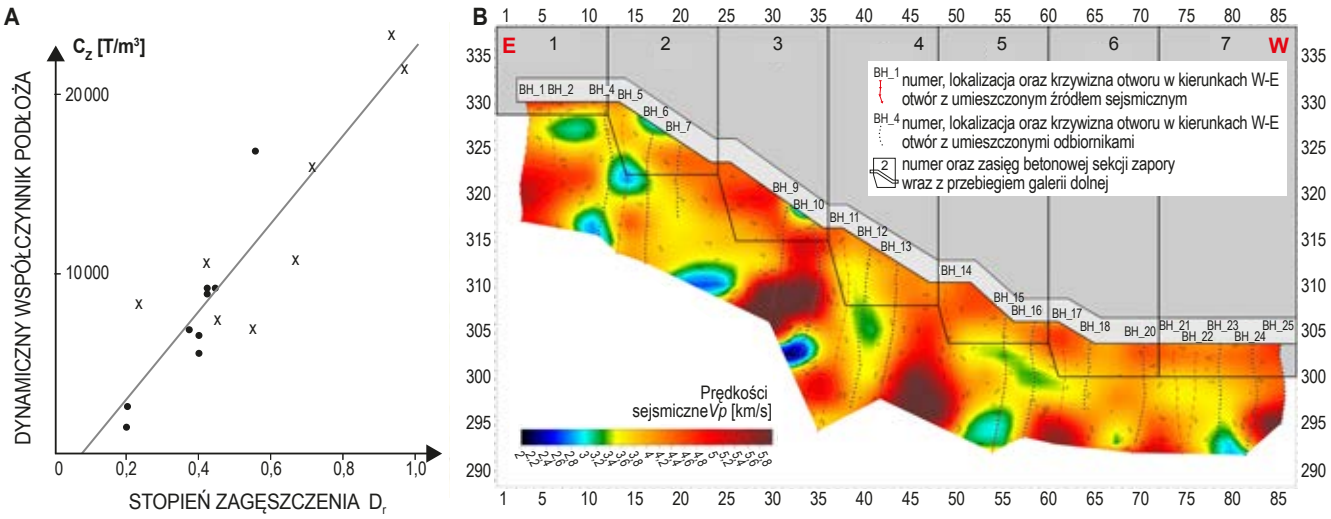
W latach 1970–1980 duże zapotrzebowanie na prace geofizyczno-inżynierskie metodą prześwietleń sejsmicznych na terenie Górnego Śląska spowodowało powołanie, przez PBG, II Zespołu Geofizyki Inżynierskiej z siedzibą w Sosnowcu. Zespół ten zajmował się badaniem terenów po eksploatacji górniczej, głównie lokalizacją starych, zagrażających powierzchni wyrobisk górniczych, w tym szybów kopalnianych oraz wykrywania i śledzenia podtopień.

Wyniki badań mikrograwimetrycznych prowadzone przez PBG w latach 90. XX w. szczególnie przyczyniły się do zmniejszenia zagrożenia powstania zapadlisk na powierzchni obszarów zurbanizowanych, w rejonie budowli przemysłowych oraz ciągów komunikacji drogowej i kolejowej.

Od lat 70. XX w. PBG wspólnie z PIG przeprowadziło pierwsze badania z zakresu geofizyki inżynierskiej, w celu opracowania metodyki pomiarów parametrów dynamicznych gruntu (rys. 2A). W pomiarach zastosowano metodę drgań swobodnych (rys. 3A) (Frankowski i in., 1973, 2018; Królikowski, 1974).



Rys. 2. Aparatura do badań sejsmicznych wykorzystywana w geologii inżynierskiej w 1973 r. (A) (Frankowski i in., 1973) i w 2014 r. (B) (Arch. PIG-PIB, 2014)



Rys. 3. (A) Zależność dynamicznego współczynnika podłoża od stopnia zagęszczenia (Królikowski, 1974), (B) przekrój pola prędkości fal sejsmicznych przez zaporę wodną (Arch. PIG-PIB, 2018; Frankowski i in., 2018)

W latach 80. XX w. PBG, w ramach tematów wdrożeniowych i naukowo-badawczych, wykonało eksperymentalne pomiary metodami profilowań elektrooporowych i pionowych sondowań elektrooporowych oraz płytkiej sejsmiki, na wytypowanych odcinkach obwałowań Wisły i Odry, w celu wypracowania optymalnej metodyki. Na większą skalę zaczęto stosować geofizykę w tej dziedzinie dopiero po powodzi w 1997 r. w dorzeczu Odry, począwszy od badań wykonanych przez PBG w 1998 r. na blisko 200-kilometrowym, lewo- i prawostronnym, odcinku obwałowań Odry.

W latach 1994–1995 PBG we współpracy z SEGI sp. z o.o., na zlecenie Departamentu Geologii Ministerstwa Ochrony Środowiska Zasobów Naturalnych i Leśnictwa, finansowanego ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej (NFOŚiGW), realizowało temat pt. „Bank danych o badaniach elektrooporowych dla celów hydrogeologii i kartografii geologicznej". W ramach projektu, sporządzono bazę danych w środowisku ARC/INFO zawierającą lokalizację udokumentowanych badań elektrooporowych, którym przyporządkowano dane opisowe obejmujące m.in. numer archiwalny dokumentacji, tytuł dokumentacji, ilość i rodzaj wykonanych prac. Baza obejmowała 2100 dokumentacji geoelektrycznych i jest dostępna przez portal geologia.pgi.gov.pl w zakładce „dokumentacje geoelektryczne". W latach 2007–2009, na zlecenie Ministerstwa Środowiska, ze środków NFOŚiGW, Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych zrealizowało II etap Cyfrowego Banku Danych Geoelektrycznych (CBDE). Zakres prac obejmował cyfryzację 150 000 sondowań elektrooporowych z 1071 dokumentacji archiwalnych, które zasiliły Centralną Bazę Danych Geologicznych (CBDG). Na rysunku 4 przestawiono aktualny stan dostępnych w bazie CBDG sondowań elektrooporowych (kolor czerwony) oraz dokumentacji elektrooporowych (kolor zielony), które nie zostały jeszcze poddane cyfryzacji, a także wskazano odcinki dróg, na których planowano wykonać badania geofizyczne metodą sondowań elektrooporowych i tomografii elektrooporowej.

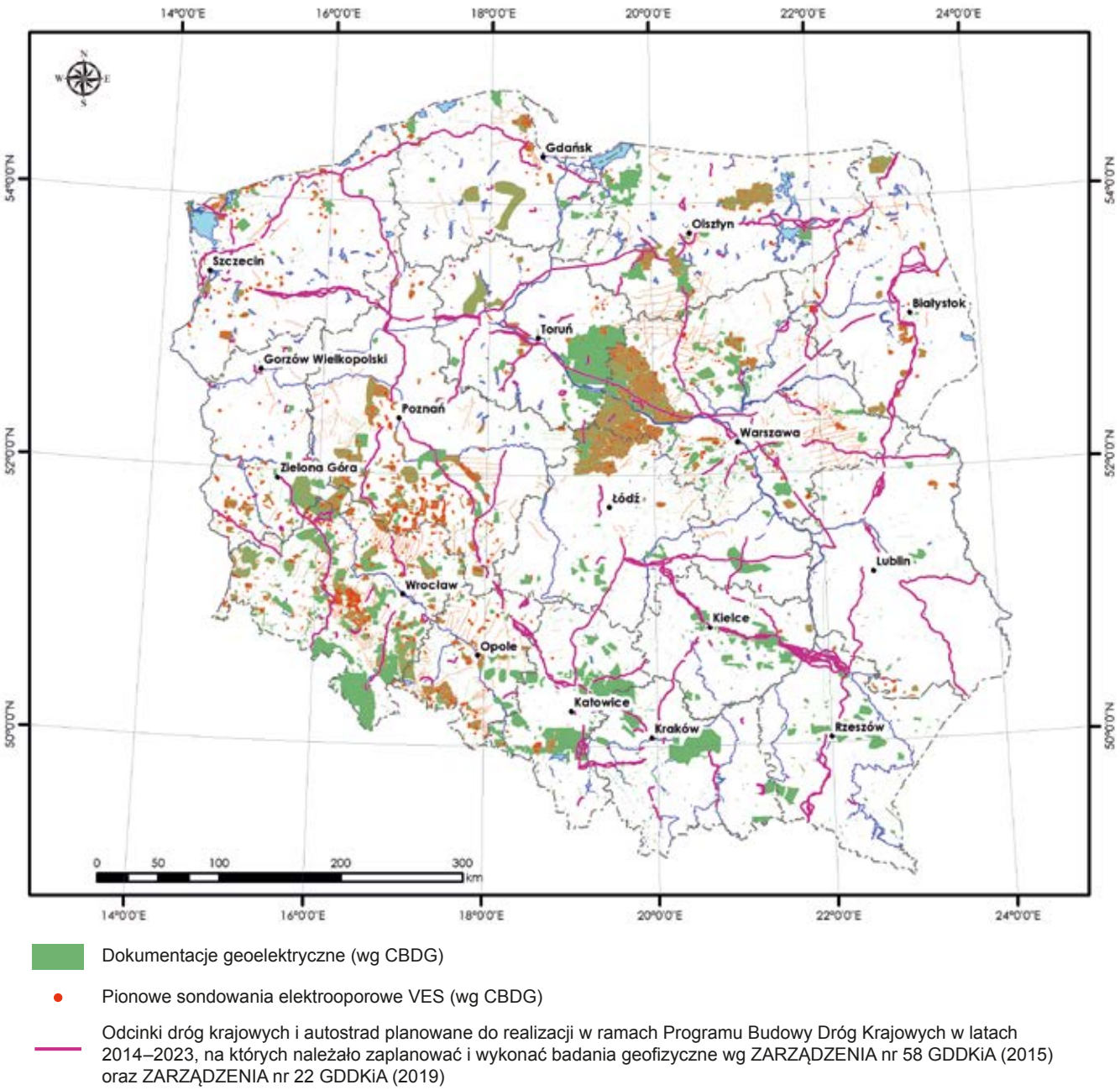
W latach 1990–2008 Państwowy Instytut Geologiczny przy współpracy z firmami geofizycznymi realizował badania geofizyczne dla arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 (SMGP), gdzie w ramach prac geofizycznych wykonywano pionowe sondowania elektrooporowe. Badania te prowadzono także w przypadku dużych regionalnych opracowań hydrogeologicznych.

W latach 2008–2011 PIG-PIB także przy współpracy z firmami geofizycznymi zrealizował, w ramach projektu Systemu Osłony Przeciwosuwiskowej (SOPO), bardzo duży projekt z zakresu geofizyki inżynierskiej, na który składały się badania sejsmiczne i elektrooporowe ponad 60 osuwisk.

Od 2013 r. w PIG-PIB rozpoczęto budowę zespołu geofizyki inżynierskiej wraz z zapleczem sprzętowym, którego podstawowym celem było wdrażanie badań geofizycznych do dokumentowania geologiczno-inżynierskiego oraz innych dyscyplin (rys. 2B). Od tego czasu liczba prac geofizycznych wykonywanych w instytucie znacząco wzrosła. Wykorzystanie aparatury i oprogramowania najnowszej generacji dało możliwość użycia badań geofizycznych w wielu przedsięwzięciach związanych z geologią inżynierską i budownictwem (Ostrowski, Lasocki, 2014; Pacanowski i in., 2014; Bestyński i in., 2017; Czarniak i in., 2017).

Prowadzono prace metodyczne szczególnie w zakresie: tomografii elektrooporowej (ERT), profilowań konduktometrycznych (GCM), sejsmicznej tomografii refrakcyjnej fali P i fali S (SRT), analizy fal powierzchniowych (MASW) oraz sejsmicznych tomograficznych prześwietleń międzyotworowych fali P i S (SBT). Szacuje się, że w okresie 2013–2022 wykonano ponad 200 dużych projektów geofizycznych.

W ramach realizacji zadań państwowej służby geologicznej badania geofizyki inżynierskiej są wykorzystywane w ramach projektów dotyczących Bazy Danych Geologiczno-Inżynierskich (BDGI) i atlasów geologiczno-inżynierskich wybranych obszarów kraju, Systemu Osłony Przeciwosuwiskowej (SOPO) oraz Map potencjału geotermii niskotempe-



Rys. 4. Poglądowa mapa lokalizacji dokumentacji geoelektrycznych, pionowych sondowań elektrooporowych dostępnych w CBDG oraz odcinki dróg, na których planowano wykonać badania geofizyczne metodą sondowań elektrooporowych i tomografii elektrooporowej

raturowej (MPGN). Badania geofizyki inżynierskiej stosuje się do wstępnego rozpoznania budowy geologicznej oraz wyboru i oceny lokalizacji nowego składowiska powierzchniowego odpadów promieniotwórczych.

Na podkreślenie zasługuje kilkuletnia współpraca Państwowego Instytutu Geologicznego pełniącego państwową służbę geologiczną z Ośrodkiem Technicznej Kontroli Zapór w Katowicach (OTKZ) będącym jednostką organizacyjną Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, który pełni funkcję państwowej służby do spraw bezpieczeństwa budowli piętrzących. Współdziałanie jest prowadzone w zakresie wykonywania bezinwazyjnych badań geofizycznych obiektów hydrotechnicznych, w tym przede wszystkim wałów przeciwpowodziowych i obiektów piętrzących (rys. 3B).

W latach 2014–2021 PIG-PIB we współpracy z innymi instytucjami naukowymi opracował zalecenia i wytyczne badań podłoża budowlanego dla Państwowej Agencji Atomistyki, Polskich Kolei Państwowych PLK (we współpracy z Instytutem Techniki Budowlanej [ITB] oraz z Instytutem Badawczym Dróg i Mostów [IBDiM]), Generalnej Dyrekcji Dróg Krajowych i Autostrad (GDDKiA) (we współpracy z Akademią Górniczo-Hutniczą im. S. Staszica w Krakowie [AGH] oraz z Politechniką Warszawską [PW]) oraz dla Centralnego Portu Komunikacyjnego (CPK). Wdrożenie opracowanych

wytycznych spowodowało znaczący rozwój geofizyki inżynierskiej w kraju, stwarzając możliwość coraz szerszego wykorzystania badań geofizycznych w rozpoznaniu podłoża budowlanego oraz ustalaniu warunków geologiczno-inżynierskich.

Wkład w rozwój geofizyki inżynierskiej, poza Przedsiębiorstwem Badań Geofizycznych oraz Państwowym Instytutem Geologicznym, ma wiele ośrodków naukowych oraz firm komercyjnych.

W 1948 r. na AGH rozpoczęła działalność Katedra Geofizyki Stosowanej, a później na Wydziale Geologiczno-Poszukiwawczym zaczęła funkcjonować Katedra Geofizyki Geologicznej. Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska przez wiele lat współpracował z firmami i instytucjami zajmującymi się badaniami geofizycznymi. Pracownicy AGH wnieśli ogromny wkład w rozwój wielu metod geofizycznych stosowanych w geofizyce inżynierskiej. Należy tu wymienić:

– profesora Z. Fajklewicza, twórcę mikrograwimetrii górniczej – metody wykorzystującej pomiary zmian siły ciężkości do badań budowy geologicznej oraz prognozowania rozwoju procesów fizycznych zachodzących w górotworze w wyniku działalności człowieka, m.in. do przewidywania i przeciwdziałania zagrożeniom;
– profesora R. Ślusarczyka i doktora habilitowanego J. Deca, którzy przez wiele lat zajmowali się rozwojem sejmiki inżynierskiej;
– profesora H. Marcaka, doktora J. Ziętka, doktora J. Karczewskiego, którzy byli pionierami w metodach georadarowych w Polsce;
– profesora J. Miecznika, doktora J. Antoniuka, doktora habilitowanego J. Mościckiego, którzy zajmowali się metodami geoelektrycznymi.

Od wielu lat na Uniwersytecie Warszawskim (UW) na Wydziale Geologii są rozwijane metody badawcze geofizyki inżynierskiej oraz są prowadzone prace nad możliwościami wykorzystania badań geofizycznych w naukach stosowanych. To właśnie pracownik Wydziału Geologii UW doc. dr hab. J. Szymanko we współpracy z P. Stenzlem z PIG-PIB napisali jeden z pierwszych podręczników o metodach geofizycznych w badaniach hydrogeologicznych i geologiczno-inżynierskich (Stenzel, Szymanko, 1973). Obecnie na Wydziale Geologii UW są rozwijane nowoczesne techniki w zakresie badań georadarowych, elektrooporowych, sejsmicznych oraz badań laboratoryjnych z zastosowaniem pomiarów geofizycznych.

Duży wkład w rozwój geofizyki inżynierskiej ma również Uniwersytet Śląski (UŚ), który od wielu lat kształci studentów w specjalności geofizyka.

Istotny wkład w rozwój geofizyki inżynierskiej wniosły również instytuty badawcze, np. Główny Instytut Górnictwa (GIG) czy Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią Polskiej Akademii Nauk (IGSMiE PAN), które wdrażały stosowanie metod geofizycznych w górnictwie oraz w geoinżynierii i inżynierii środowiska. Duży dorobek w tym zakresie należy przypisać profesorowi Z. Pileckiemu i doktorowi A. Kotyrbie.

Obecnie w Polsce badania z zakresu geofizyki inżynierskiej oferuje kilka, kilkanaście firm. Część z nich wykonuje badania kompleksowe, tzn. ma doświadczony personel i sprzęt do wielu metod geofizycznych, część specjalizuje się tylko w danej metodzie (np. georadar czy pionowe sondowania elektrooporowe). Ośrodki zajmujące się kompleksowo geologią inżynierską i geotechniką wdrażają również metody łączące sondowania mechaniczne z metodami geofizycznymi.

Na świecie istnieje znacząca liczba przykładów wykorzystania badań geofizycznych w celach inżynierskich i środowiskowych (Coe i in., 2018). Liczne publikacje opisują przypadki, w których metody geofizyczne zostały z powodzeniem zastosowane do (Coe i in., 2018): wykrywania zanieczyszczenia/zasolenia wód podziemnych (Fitterman, Deszcz-Pan, 1998; Ackman, 2003; Zelt i in., 2006; Siemon i in., 2009; Metwaly i in., 2014), oceny warunków występujących w rejonie obiektów budowlanych, zwłaszcza takich jak: tamy, skarpy, wały i składowiska odpadów (Nakazato, Konishi, 2005; Hodges i in., 2007; Amine i in., 2009; Pfaffhuber i in., 2010; Inazaki i in., 2011; Doll i in., 2012b; Suto, 2013; Hayashi i in., 2014; Konstantaki i in., 2015), wykrywania obiektów podziemnych (Takata i in., 2001; Hanafy, Gamal, 2005; Porsani, Sauck, 2007; Omolaiye, Ayolabi, 2010; Doll i in., 2012a), oceny sejsmiczności i identyfikacji zagrożeń sejsmicznych (Hardesty i in., 2010; Cox i in., 2011; Hayashi i in., 2013; Khan i in., 2013; Stephenson i in., 2013) oraz monitorowania procesów krasowych i rozpoznawania form krasowych, takich jak zapadliska (Hackert, Parra, 2003; Nyquist i in., 2007; Legchenko i in., 2008). W każdym z tych przypadków geofizyka inżynierska umożliwiła lepsze poznanie budowy geologicznej lub ocenę stanu obiektów budowlanych, co miało wpływ na zakres podejmowanych prac projektowych, remontowych czy naprawczych. Wzrost zainteresowania oraz ogromny potencjał aplikacyjny badań geofizycznych w zastosowaniach inżynierskich wynika z następujących cech geofizyki inżynierskiej (https://www.eegs.org/):

– bezinwazyjność – poza badaniami otworowymi, badania geofizyczne nie powodują zmian na powierzchni terenu oraz nie ingerują w podłoże budowlane, są bezpieczne dla środowiska;
– efektywność – badania geofizyczne umożliwiają szybką ocenę dużych powierzchni;
– kompleksowość – katalog badań geofizycznych zapewnia dostęp do różnych technik, które można dobierać w zależności od złożoności rozwiązywanych problemów; mierzone właściwości fizyczne wpływają na zmniejszenie niepewności modelu geologicznego oraz interpretacji;
– ekonomiczność – badania geofizyczne nie wymagają wykonywania specjalnych prac przygotowawczych oraz prac udostępniających teren do badań (z wyjątkiem metod otworowych), w związku z tym można rozpoznać dużo większe obszary znacznie mniejszym kosztem niż np. za pomocą siatki wierceń;
– wiarygodność – większość technik istnieje od ponad pół wieku, są sprawdzone (zwalidowane) i powszechnie stosowane w różnych dziedzinach.

Ze względu na zalety metod geofizycznych i duże możliwości zastosowań, wzrosło zainteresowanie geofizyką inżynierską w organizacjach zawodowych. Międzynarodowe stowarzyszenia i instytucje naukowe, np. American Society of Civil Engineers (ASCE), American Society for Testing and Materials (ASTM), Environmental and Engineering Geophysical Society (EEGS), Society of Exploration Geophysicists (SEG), American Geophysical Union (AGU), European Association of Geoscientists and Engineers (EAGE), powołały w swoich strukturach komitety ds. geofizyki inżynierskiej, które są odpowiedzialne za przygotowanie znaczącej liczby opracowań dotyczących badań geofizycznych wykorzystywanych do celów inżynierskich (ASTM: D4428, D5195, D5753, D5777, D6167, D6274, D6429, D6430, D6431, D6432, D6639, D6726, D6727, D6820, D7046, D7128, G57; USACE 1995; McCann i in., 1997; Wightman i in., 2003; Butler, 2005; Sirles, 2006; Anderson i in., 2008; SEGJ 2014). Opracowane normy oraz dokumenty przeglądowe dostarczają geologom i inżynierom wskazówek dotyczących właściwego wykorzystania różnych metod geofizycznych w praktyce zawodowej (Coe i in., 2018).

Problematyka dotycząca badań geofizyki inżynierskiej jest upowszechniana m.in. przez Environmental and Engineering Geophysical Society (EEGS) (https://www.eegs.org/). Główną rolą działalności stowarzyszenia jest wspieranie i zachęcanie do stosowania technik geofizycznych w zastosowaniach inżynierskich, promowanie badań i prowadzenie działań edukacyjnych w tym obszarze oraz wymiana wiedzy i doświadczeń pomiędzy naukowcami, praktykami oraz użytkownikami wyników badań geofizyki inżynierskiej.

3. BADANIA GEOFIZYCZNE

3.1. PODZIAŁ METOD GEOFIZYKI INŻYNIERSKIEJ

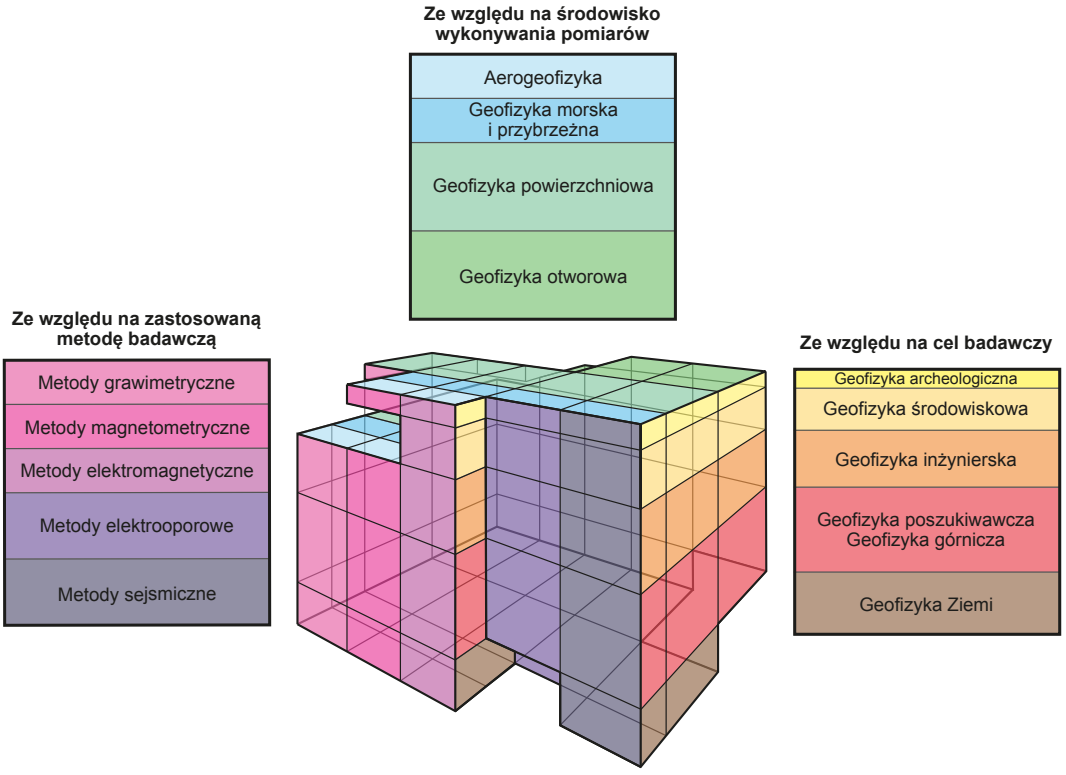
W podręcznikach i przeglądowych publikacjach naukowych z zakresu geofizyki można zapoznać się z różnorodnymi klasyfikacjami i podziałami geofizyki. Podziały te prezentują różne podejścia autorów, które są uzależnione od zakresu tematycznego publikacji (rys. 5).

Jednym z podziałów geofizyki opisywanym w literaturze jest podział w zależności od przestrzeni, w której są dokonywane pomiary. Wyróżnia on (rys. 5):

- aerogeofizykę, gdy badania są wykonywane z pułapu lotniczego;
- geofizykę morską i przybrzeżną, gdy badania są wykonywane na obszarach morskich i w strefie brzegowej morza;
- geofizykę powierzchniową, gdy badania są wykonywane z powierzchni terenu;
- geofizykę otworową, gdy badania przeprowadza się w otworach wiertniczych.

Inny podział dzieli geofizykę w zależności od stawianych zadań na (rys. 5):

- geofizykę archeologiczną, która obejmuje planowanie i prowadzenie bezinwazyjnych pomiarów geofizycznych na różnego typu stanowiskach archeologicznych w celu zoptymalizowania badań wykopaliskowych oraz rozpoznania obiektów archeologicznych;
- geofizykę środowiskową, zajmującą się rozpoznaniem obecności i dróg migracji zanieczyszczeń w środowisku geologicznym;
- geofizykę inżynierską, której celem jest rozpoznanie warunków geologicznych oraz właściwości fizyczno-mechanicznych podłoża budowlanego;
- geofizykę poszukiwawczą, której zadaniem jest identyfikacja i rozpoznanie złóż kopalin;
- geofizykę górniczą, która dotyczy zagadnień związanych z prowadzeniem działalności górniczej, zwłaszcza w zakresie eksploatacji złóż;
- geofizykę litosfery (i szerzej geofizykę Ziemi, jako planety), która bada budowę wnętrza planety i procesy tam zachodzące.

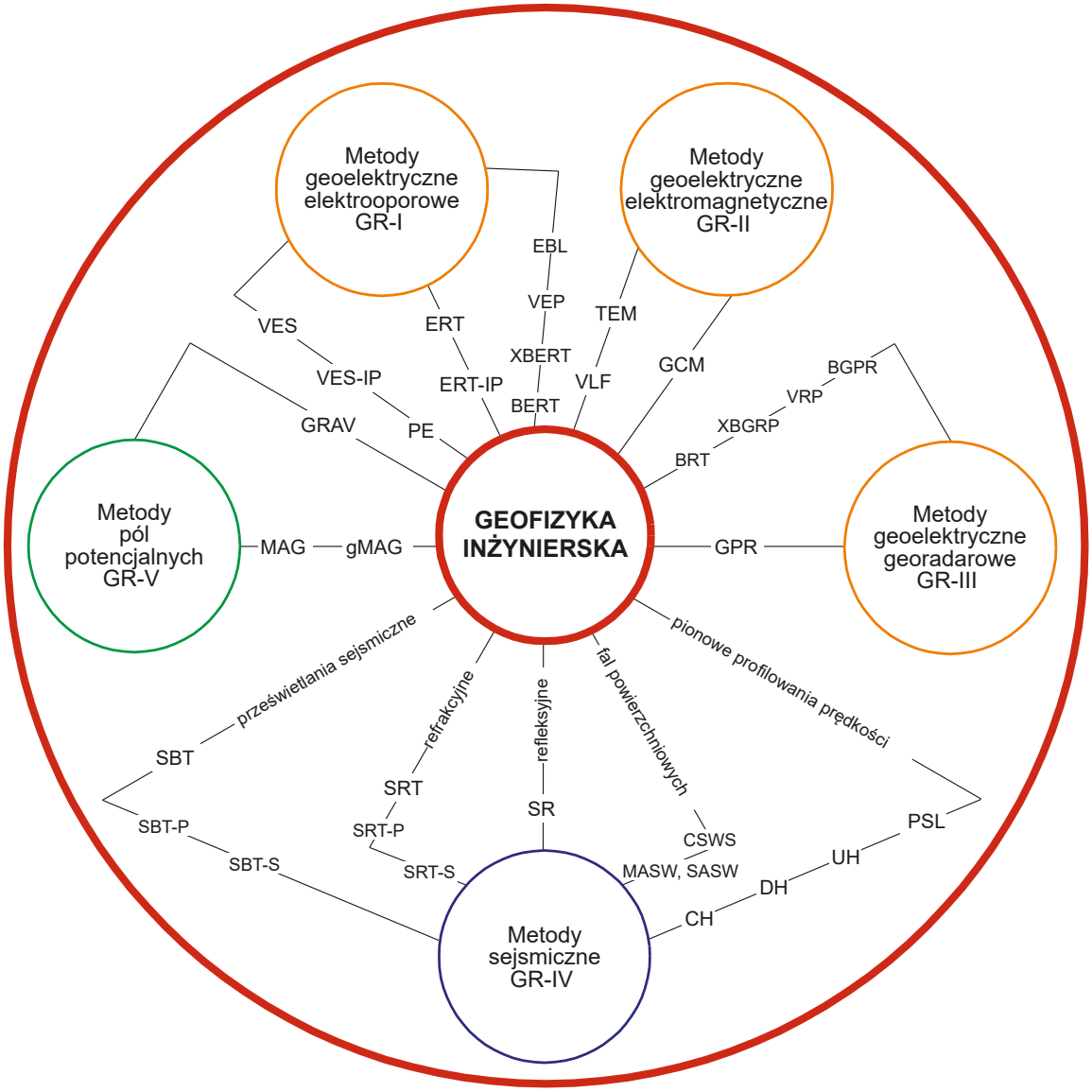


Rys. 5. Schemat różnych podziałów geofizyki

W literaturze często jest stosowany podział klasyfikujący metody w zależności od generowanych i obserwowanych pól (wartości) fizycznych. W tym podziale można rozróżnić m.in.: metody elektrooporowe (prądu stałego), elektromagnetyczne (elektromagnetycznych pól zmiennych), metody sejsmiczne (wykorzystujące fale sprężyste), metodę magnetometryczną (angażującą pomiary natężenia pola magnetycznego), metodę grawimetryczną (angażującą pomiary wartości przyspieszenia siły ciężkości) (rys. 5).

W książce zastosowano zmodyfikowany podział metod geofizycznych (z zakresu geofizyki inżynierskiej) oparty na charakterze mierzonych pól fizycznych oraz wartości fizycznych ośrodka gruntowo-skalnego, dostosowany do zagadnień najczęściej wykorzystywanych w geologii inżynierskiej. W związku z tym metody geofizyki inżynierskiej podzielono na pięć głównych grup (rys. 6):

– metody geoelektryczne elektrooporowe (GR-I), których efektem jest określenie oporności elektrycznej podłoża z zastosowaniem prądu stałego; do tej grupy zaliczono też badania polaryzacji wzbudzonej, ponieważ zawsze są wykonywane z badaniami elektrooporowymi (np. VES, ERT);
– metody geoelektryczne elektromagnetyczne (GR-II), których efektem jest określenie oporności elektrycznej (lub przewodności) podłoża z zastosowaniem zmiennych pól elektromagnetycznych;
– metody geoelektryczne georadarowe (GR-III), w których na podstawie odbicia fali elektromagnetycznej określa się względną przenikalność elektryczną warstw, co umożliwia wyznaczenie ich granic;
– metody sejsmiczne (GR-IV), które wykorzystują pomiar prędkości fal sejsmicznych do określenia położenia granic warstw gruntów i skał oraz wyznaczania parametrów sprężystości ośrodka gruntowo-skalnego;
– metody pól potencjalnych (GR-V), w których w zależności od rodzaju pól potencjalnych na podstawie:
  • wartości całkowitego natężenia pola magnetycznego rozpoznaje się obecność ciał o właściwościach ferromagnetycznych – metody magnetometryczne,



Rys. 6. Schemat podziału metod geofizyki inżynierskiej (objaśnienia skrótów patrz tabela 1)

- wartości natężenia siły ciężkości określa się zmiany w rozkładzie mas (anomalie rozkładu mas) w ośrodku gruntowo-skalnym – metody grawimetryczne.

W obrębie każdej grupy najczęściej występuje kilka metod, a każda metoda może charakteryzować się jeszcze różnego rodzaju kombinacjami, co powoduje, że katalog metod badań jest bardzo szeroki. Dla przykładu, metody georadarowe można wykonywać jako profilowania, prześwietlania, czy pomiary WARR (profilowanie prędkości), stosując przy tym różnego rodzaju anteny (Karczewski i in., 2011). W literaturze zostały opisane jeszcze inne metody badań geofizyki inżynierskiej, np. metoda potencjałów samoistnych, która jest stosowana przy rozpoznawaniu stanu technicznego wałów przeciwpowodziowych czy konstrukcji zapór pod kątem przepływu wody przez konstrukcje.

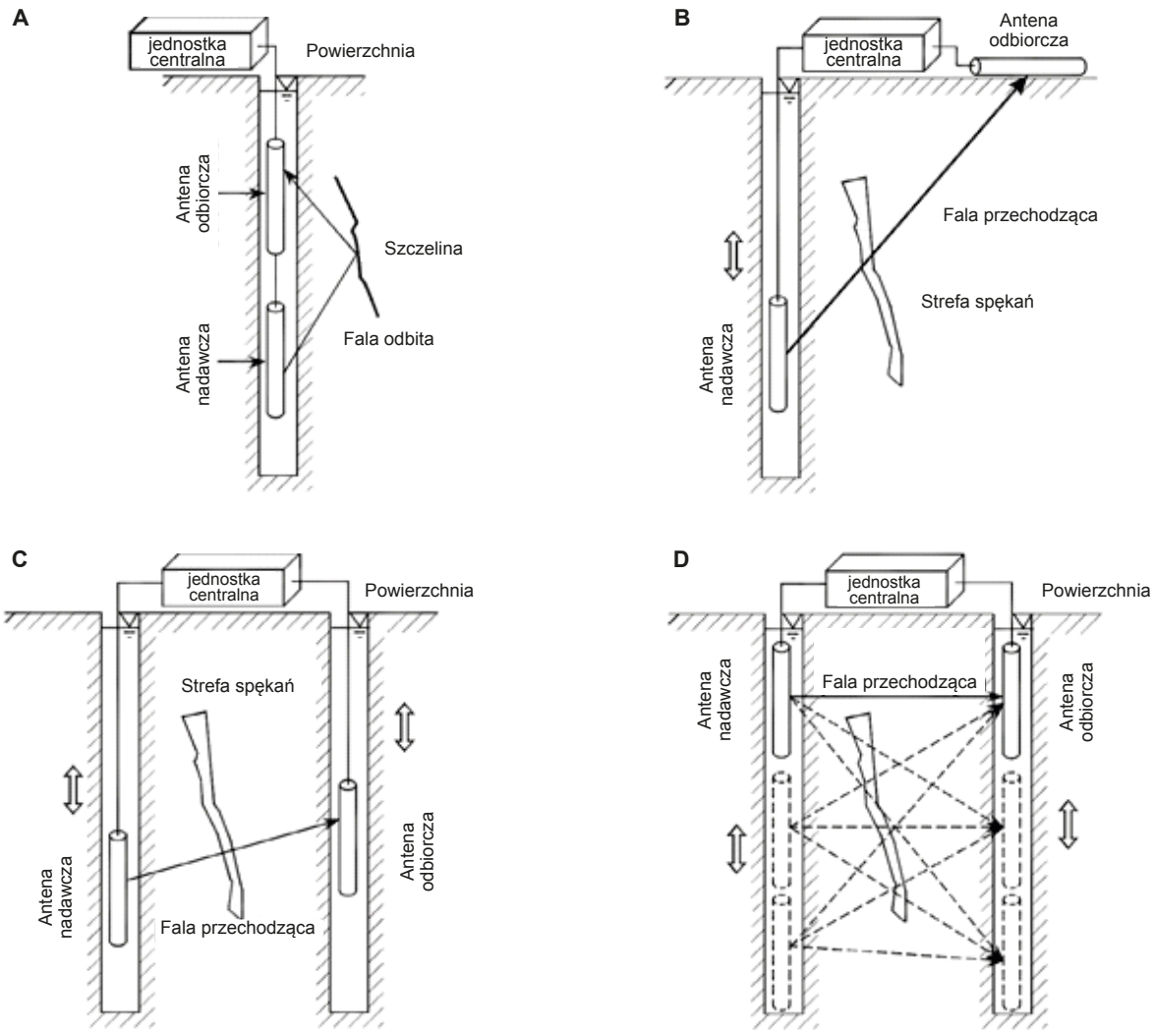
Metody geofizyki inżynierskiej opisane powyżej, można dodatkowo podzielić na dwie kategorie:

– metody aktywne, w których do badanego ośrodka emituje się energię (w różnej postaci) i dokonuje się pomiaru energii powracającej lub wtórnego (indukowanego) pola;
– metody pasywne, w których dokonuje się pomiarów zmienności naturalnych pól Ziemi.

W tabeli 1 zestawiono nazwy i symbole metod geofizycznych, najczęściej używanych w geofizyce inżynierskiej.

Pierwszy tego typu podział zaproponowano w ramach projektu pn. „Nowoczesne metody rozpoznania podłoża gruntowego w drogownictwie" realizowanego w ramach programu krajowego RID – Rozwój Innowacji Drogowych, finansowanego przez Narodowe Centrum Badań i Rozwoju (NCBR) oraz GDDKiA. Efektem projektu były opracowane w 2019 r. „Wytyczne badań podłoża budowlanego w drogownictwie", które GDDKiA wprowadziła do stosowania na podstawie Zarządzenia nr 22 Generalnego Dyrektora Dróg Krajowych i Autostrad z dnia 27 czerwca 2019 roku w sprawie wprowadzenia „Wytycznych wykonywania badań podłoża gruntowego na potrzeby budownictwa drogowego" (Zarządzenie nr 22, 2019).

Z uwagi na rozwój geofizyki inżynierskiej w zakresie metod geofizycznych otworowych poniżej zaprezentowano schematy umożliwiające rozróżnienie poszczególnych technik (rys. 7).



Rys. 7. Schematy otworowych badań geofizycznych na przykładzie metod georadarowych: (A) otworowe pomiary geofizyczne, (B) pionowe profilowania geofizyczne, (C) międzyotworowe prześwietlania geofizyczne, (D) tomograficzne prześwietlania geofizyczne (Yelf, 2007; Łątka, Pilecki, 2015)

W przypadku metod otworowych elektrooporowych, sejsmicznych i georadarowych wyróżnia się cztery typy technik (rys. 7, tab. 1):

– otworowe pomiary geofizyczne (BL, ang. *borhole logging*), badania są prowadzone w otworze, wyróżnia się: otworowe pomiary elektrooporowe (EBL), otworowe pomiary sejsmiczne (PSL), otworowe pomiary georadarowe (BGPR);
– pionowe profilowania geofizyczne (VP, ang. *vertical profiling*), badania są prowadzone między otworem a powierzchnią terenu lub wyrobiskiem, wyróżnia się: pionowe profilowania elektrooporowe (VEP), pionowe profilowania sejsmiczne (UH, DH), pionowe profilowania georadarowe (VRP);
– prześwietlania geofizyczne (GI, ang. *geophisical imagin*), przy czym badania te są prowadzone między dwoma otworami w dwóch wariantach:
  • międzyotworowe prześwietlania geofizyczne (XB, ang. *cross-borehole*), pomiary są wykonywane pomiędzy dwoma punktami przeważnie umieszczonymi

Tabela 1

Zestawienie tabelaryczne nazw i skrótów metod oraz technik geofizycznych najczęściej używanych w geofizyce inżynierskiej (Wytyczne..., 2019a, zmodyfikowane i uzupełnione)

Grupa metod		Metoda		Technika (symbol)		Technika (nazwa)
Metody geoelektryczne	metody elektrooporowe GR-I	powierzchniowa	aktywna	VES		pionowe sondowania elektrooporowe
			aktywna	VES-IP		pionowe sondowania elektrooporowe z polaryzacją wzbudzoną
			aktywna	PE		profilowania elektrooporowe
			aktywna	ERT		tomografia elektrooporowa
			aktywna	ERT-IP		tomografia elektrooporowa z polaryzacją wzbudzoną
		otworowa	aktywna	EBL		otworowe pomiary elektrooporowe
			aktywna	VEP		pionowe profilowania elektrooporowe
			aktywna	XBERT		międzyotworowe prześwietlania elektrooporowe
			aktywna	BERT		tomograficzne prześwietlanie elektrooporowe
	metody elektromagnetyczne GR-II	powierzchniowa	aktywna	TEM		sondowania elektromagnetyczne
			aktywna*	VLF		profilowania elektromagnetyczne niskich częstotliwości
			aktywna	GCM		profilowania konduktometryczne
	metody georadarowe GR-III	powierzchniowa	aktywna	GPR		georadar
		otworowa	aktywna	BGPR		otworowe pomiary georadarowe
			aktywna	VRP		pionowe profilowania georadarowe
			aktywna	XBGPR		międzyotworowe prześwietlania georadarowe
			aktywna	BRT		tomograficzne prześwietlanie georadarowe
Metody sejsmiczne GR-IV powierzchniowa		otworowa	aktywna	UH, UH-P, UH-S		pionowe profilowania sejsmiczne UH, fali P, fali S, (ang. *up-hole*)
			aktywna	DH, DH-P, DH-S		pionowe profilowania sejsmiczne DH, fali P, fali S, (ang. *down-hole*)
			aktywna	CH, CH-P, CH-S		międzyotworowe prześwietlania sejsmiczne CH, fali P, fali S (ang. *cross-hole*)
			aktywna	PSL		otworowe pomiary sejsmiczne fali P, fali S (P-S *suspension logging*)
			aktywna	SBT, SBT-P, SBT-S		tomograficzne prześwietlania sejsmiczne, fali P, fali S
		powierzchniowa	aktywna	metody fal powierzchniowych (SWM)	MASW	wielokanałowa analiza fal powierzchniowych
			aktywna*		SASW	analiza spektralna fal powierzchniowych
			aktywna		CSWS	ciągła analiza fal powierzchniowych (wyniki 1D)
			aktywna	SRP		sejsmiczne profilowania refrakcyjne
			aktywna	SRT, SRT-P, SRT-S		sejsmiczna tomografia refrakcyjna, fali P, fali S
			aktywna	SR		sejsmika refleksyjna
Metody pól potencjalnych GR-V		powierzchniowa	pasywna	MAG, gMAG		magnetometria (magnetyka), magnetometria gradientowa
			pasywna	GRAV		grawimetria

*Podczas badania zespół wykonujący pomiary nie wzbudza energii, źródłem energii są sztucznie indukowane pola zewnętrzne

na tej samej głębokości w otworach wiertniczych, wyróżnia się: międzyotworowe prześwietlania elektrooporowe (XBERT), międzyotworowe prześwietlania sejsmiczne (CH), międzyotworowe prześwietlania georadarowe (XBGPR),
- tomograficzne prześwietlania geofizyczne (BT, ang. *borehole tomography*), pomiary są wykonywane pomiędzy wieloma punktami umieszczonymi na różnych głębokościach w otworach wiertniczych, wyróżnia się: tomograficzne prześwietlania elektrooporowe (BERT), tomograficzne prześwietlania sejsmiczne (SBT), tomograficzne prześwietlania georadarowe (BRT).

3.2. PRZYDATNOŚĆ METOD GEOFIZYKI INŻYNIERSKIEJ

Określenie metod badawczych stosowanych do rozwiązania konkretnych zagadnień z zakresu geologii inżynierskiej jest trudne do zdefiniowania, przede wszystkim z powodu trudności w opracowaniu zamkniętego katalogu problemów i zagadnień, z którymi można się spotkać podczas prowadzonych badań. Metody należy dobierać tak, żeby rozkład mierzonych pól fizycznych możliwie dokładnie i jednoznacznie odwzorowywał badane struktury i formacje geologiczne. Do rozwiązywania problemów geologiczno-inżynierskich wskazane jest wykorzystywanie kilku metod geofizycznych opartych na różnych podstawach fizycznych. Przykładem może być wykorzystanie w badaniu fliszu metody elektrooporowej, umożliwiającej określenie litologii, i sejsmicznej, określającej stopień zaangażowania tektonicznego. Dobrym przykładem może być również określenie morfologii stropu podłoża skalnego występującego pod przykryciem warstw gruntów czwartorzędowych, na głębokości kilkunastu, kilkudziesięciu metrów. Do rozwiązania takiego zadania – określenie głębokości do stropu skał – można zastosować następujące metody:
- sejsmiczne badania refleksyjne – wzrost twardości akustycznej na stropie skał daje silne odbicie fal sejsmicznych;
- sejsmiczne badania refrakcyjne – wzrost prędkości fal sejsmicznych na stropie skał daje w efekcie ostrą granicę refrakcyjną;
- badania elektrooporowe (tomografia elektrooporowa, sondowania elektrooporowe, sondowania elektromagnetyczne) – skały zwykle charakteryzują się wyższą opornością (uwaga na iły starsze niż czwartorzędowe, które będą charakteryzowały się niskimi opornościami);
- badania grawimetryczne – skały zwykle mają większą gęstość objętościową niż grunty czwartorzędowe, płytsze położenie skał o większej gęstości daje dodatni efekt grawitacyjny;
- badania magnetyczne – w przypadku skał krystalicznych zwykle występuje wyższa podatność magnetyczna; płytsze położenie stropu skał krystalicznych spowoduje wzrost amplitud anomalii pola magnetycznego.

Jak już wcześniej wspomniano, w wielu przypadkach korzystniej jest zastosować więcej niż jedną metodę badań geofizycznych w celu ograniczenia niepewności interpretacji, jednak w przypadku badań przemysłowych czynnikami ograniczającymi możliwość stosowania dowolnej liczby badań są koszty oraz czas ich wykonania. W podanym powyżej przykładzie, zastosowanie metod grawimetrycznej i magnetometrycznej jest w oczywisty sposób jedynie teoretyczne. Efekty badań pól potencjalnych w tym przypadku nie uzasadnią poniesionych kosztów tych badań, ponieważ efekt grawitacyjny lub magnetyczny generowany przez zmienność podłoża jest znikomy. W innych przypadkach, w wyniku analizy kosztów i efektów badań, do rozwiązania danego zagadnienia może zostać użyta metoda, która nie jest najbardziej precyzyjną i optymalną z teoretycznego punktu widzenia. Przykładem może być zadanie polegające na określeniu położenia i rozprzestrzenienia pustek w podłożu. Teoretycznie najlepszą metodą, która pozwala na precyzyjne okonturowanie pustek, jest metoda grawimetryczna – występowanie pustek w skałach daje silny negatywny efekt grawitacyjny i ujawnia na etapie przetwarzania zarys przestrzenny pustki. Prawidłowe rozpoznanie strefy anomalii grawimetrycznej wymaga jednak wykonania badań grawimetrycznych w siatce mniejszej niż średnica pustki i objęcie badaniami większego obszaru. Należy podkreślić, że wibracje wynikające z oddziaływań antropogenicznych ograniczają możliwości pomiaru. Kampania pomiarowa, ze względu na pracochłonność jest kosztowna i zwykle stosunkowo długotrwała. Trudno wyobrazić sobie zatrzymanie budowy na czas badań lub oczekiwanie na efekty badań w sytuacji awarii budowlanej spowodowanej obecnością pustek. W takim przypadku można wykorzystać inne metody geofizyczne, które nie są wrażliwe na oddziaływania antropogeniczne. Szczegółowe badania elektrooporowe zarejestrują pustą przestrzeń, jako obiekt szczególnie wysokooporowy lub będą to strefy silnych gradientów w rozkładzie wartości oporności, a wysokorozdzielcze badania sejsmiczne, jako strefę dużego, dynamicznego znacznego spadku prędkości fal sejsmicznych. W rzeczywistości linie pola elektrycznego i fale sejsmiczne nie propagują przez pustkę, dopiero na etapie przetwarzania danych jest przygotowywany nieprecyzyjny w sensie fizycznym model geologiczny. Szybkość wykonania badań elektrooporowych lub sejsmicznych i ich relatywnie niższy koszt, mogą uzasadniać zastąpienie nimi badań grawimetrycznych, które dają znacznie dokładniejsze wyniki.

Poglądowe zestawienie zagadnień i metod możliwych do zastosowanych przy ich rozwiązaniu przedstawiono w tabeli 2.

Tabela 2

Przydatność metod geofizyki inżynierskiej stosowanych do rozwiązywania zagadnień z zakresu geologii inżynierskiej

Zagadnienie szczegółowe		Technika pomiarowa	Efekty mierzalne	Przydatność metody			Uwagi
				niska	średnia	wysoka	
Budowa geologiczna	rozpoznanie litologii w profilu	tomografia elektrooporowa	zależność oporności od litologii ośrodka				–
		sondowania elektrooporowe, elektromagnetyczne					techniki zakładają płaskie zaleganie warstw
		profilowanie konduktometryczne					płytkie rozpoznanie, mała rozdzielczość pionowa
		sejsmiczna tomografia refrakcyjna	zależność *Vp* i *Vs* od gęstości i parametrów mechanicznych ośrodka				znaczący wpływ innych zjawisk na prędkości sejsmiczne
	określenie horyzontalnej zmienności litologicznej	tomografia elektrooporowa	zależność oporności od litologii ośrodka, technika uwzględnia zmienność 2D lub 3D				–
		profilowanie konduktometryczne					mała rozdzielczość pionowa, płytkie rozpoznanie
		sejsmiczna tomografia refrakcyjna	zależność prędkości fali P i prędkości fali S od gęstości i parametrów mechanicznych, technika uwzględnia zmienność 2D lub 3D				znaczący wpływ innych zjawisk na prędkości sejsmiczne
	wyznaczanie położenia warstw	sejsmika refleksyjna	odbicia fal od granic geologicznych rejestrują się jako horyzonty refleksyjne				nie nadaje się do rozpoznania warstw płytkich
		georadar					mały zasięg głębokościowy
		tomografia elektrooporowa	granice identyfikują się jako strefy przejściowe pomiędzy obiektami o różnej oporności				mała rozdzielczość określenia granic, które identyfikują się nie jako powierzchnie, a jako strefy gradientów
		sejsmiczna tomografia refrakcyjna	granice identyfikują się jako strefy przejściowe pomiędzy obiektami o różnych prędkościach				
	wyznaczenie zasięgu gruntów organicznych	tomografia elektrooporowa	grunty organiczne zwykle charakteryzują się niską opornością				problem z rozpoznaniem cienkich warstw gruntów i skał
		profilowanie konduktometryczne					mały zasięg głębokościowy
		sejsmiczna tomografia refrakcyjna fali S	silna korelacja między sztywnością ośrodka a prędkością fali S; grunty organiczne charakteryzują się bardzo niskimi wartościami prędkością fali S				problem z rozpoznaniem warstw przypowierzchniowych o małych miąższościach
		analiza fal powierzchniowych (metoda aktywna)					–
	wyznaczanie stref koluwiów i ich zmienności	tomografia elektrooporowa	koluwia zwykle charakteryzują się odmienną opornością w stosunku do warstw gruntów/skał wstępujących głębiej; duża zmienność wartości oporności występować będzie dla obszarów o zmiennych warunkach zawodnienia				trudności w odróżnieniu koluwiów na podłożu niskooporowym
		sejsmiczna tomografia refrakcyjna fali P i fali S	spadek wartości prędkości fali P i prędkości fali S w koluwiach, korelacja prędkości fali S ze sztywnością ośrodka pozwala na ocenę stateczności koluwiów; współczynnik Poissona koreluje się ze stanem gruntów				–
		analiza fal powierzchniowych (metoda aktywna)	spadek wartości prędkości fali S w koluwiach w stosunku do warstw gruntów/skał wstępujących głębiej				mały zasięg głębokościowy, mała rozdzielczość pionowa w głębszych warstwach

Tab. 2 cd.

Zagadnienie szczegółowe		Technika pomiarowa	Efekty mierzalne	Przydatność metody			Uwagi
				niska	średnia	wysoka	
Budowa geologiczna	wyznaczanie obecności kawern i pustek	grawimetria	pustki w podłożu stanowią lokalny „brak masy", dając negatywną anomalię grawitacyjną				trudności w interpretacji przestrzennej, duża pracochłonność
		georadar	fale elektromagnetyczne odbijają się od granic kawern i pustek, dając powierzchnię refleksyjną				technika stosowalna jedynie w płytkich warstwach, dla skał i gruntów o niskiej przewodności
		tomografia elektrooporowa	pustki w podłożu identyfikują się jako obiekty o bardzo podwyższonej oporności; wypełnienia krasowe dają obniżenia oporności				technika nie daje dobrych rezultatów w przypadku podłoża skrajnie niskooporowego
		sejsmiczna tomografia refrakcyjna fali P	fale sejsmiczne efektywnie nie przenikają przez pustą przestrzeń, dając pozorny spadek prędkości i jej zanik				technika może nie rejestrować pojedynczych, małych, przestrzennie ograniczonych pustek
	wyznaczanie uskoków, stref spękań i ich przebiegu	grawimetria	obecność uskoków i spękań zwykle wiąże się z obniżeniem gęstości ośrodka (ubytek masy) lub kontrastem gęstościowym po dwóch stronach uskoku				metoda nieefektywna. konieczność stosowania nieefektywnie gęstej siatki pomiarowej
		georadar	odbicia fal od spękań mogą rejestrować się, jako horyzonty; przesunięcia innych granic wskazują na możliwość występowania uskoków. obecność hiperbol dyfrakcyjnych na krawędziach spękanych warstw				technika stosowalna jedynie w płytkich warstwach, dla skał i gruntów o niskiej przewodności
		sejsmika refleksyjna					technika stosowalna jedynie dla dużych uskoków, występujących na większej głębokości
		tomografia elektrooporowa	obecność uskoków i spękań zwykle wiąże się z lokalnym spadkiem ρ				–
		profilowanie konduktometryczne					technika stosowalna jedynie dla odsłoniętej powierzchni masywu skalnego, płytkie rozpoznanie
		sejsmiczna tomografia refrakcyjna fali P	obecność uskoków i spękań zwykle wiąże się z lokalnym spadkiem prędkości fali P				–
		tomograficzne prześwietlania sejsmiczne fali P					technika stosowalna w małej skali (przestrzeń okonturowana otworami wiertniczymi) lub ścianami (masywne konstrukcje, ściany kamieniołomów)
	wyznaczenie położenia swobodnego zwierciadła wód podziemnych	tomografia elektrooporowa	spadek oporności poniżej swobodnego zwierciadła wód podziemnych				zastosowanie możliwe jedynie w przypadku jednorodnych warstw piasków
		sondowanie elektrooporowe, elektromagnetyczne					
		sejsmiczne profilowanie refrakcyjne	wyraźny wzrost prędkości fali p do wartości 1500 m/s na granicy swobodnego zwierciadła wód podziemnych; istotna granica sejsmiczna w warstwach przypowierzchniowych				zastosowanie możliwe w przypadku występowania swobodnego zwierciadła wód podziemnych w pierwszej warstwie poniżej powierzchni terenu
		sejsmiczna tomografia refrakcyjna fali P					
		georadar	na echogramach zaznacza się horyzont refleksyjny od swobodnego zwierciadła wód podziemnych				
	ocena ciągłości warstw uszczelniających	tomografia elektrooporowa	warstwy uszczelniające charakteryzują się niższą opornością, warstwy wodonośne – wyższą				–
		sondowanie elektrooporowe, elektromagnetyczne					techniki umożliwiają punktową ocenę miąższości warstw uszczelniających
		profilowanie konduktometryczne					technika może być stosowana dla oceny ciągłości warstwy uszczelniającej występującej od powierzchni terenu

Tab. 2 cd.

Zagadnienie szczegółowe		Technika pomiarowa	Efekty mierzalne	Przydatność metody			Uwagi
				niska	średnia	wysoka	
Korelacje	korelacje granic litologicznych między otworami	sejsmika refleksyjna	odbicia fal od granic dają ciągłe horyzonty między otworami, odpowiadające położeniu granic; korelacje bezpośrednie				nie nadaje się do rozpoznania warstw płytkich
		georadar					mały zasięg głębokościowy
		tomografia elektrooporowa	strefy gradientów wartości oporności wyznaczają granice litologiczne i mogą być podstawą do korelacji				strefy gradientów mało precyzyjnie określają położenie granic
		sejsmiczne profilowanie refrakcyjne	silne granice refrakcyjne mogą odpowiadać granicom litologicznym				jedynie część granic litologicznych daje silne granice refrakcyjne
		sejsmiczna tomografia refrakcyjna	strefy gradientów wartości prędkości fali P i prędkości fali S wyznaczają niektóre granice litologiczne i mogą być podstawą do korelacji				strefy gradientów mało precyzyjnie określają położenie granic
		analiza fal powierzchniowych (metoda aktywna)					
		tomograficzne prześwietlania sejsmiczne					
	korelacje między sondowaniami mechanicznymi	sejsmiczne profilowanie refrakcyjne	silne granice refrakcyjne odpowiadają granicom warstw gruntów i skał o odmiennych właściwościach mechanicznych				jedynie granice warstw gruntów i skał o odmiennych właściwościach mechanicznych o największym kontraście dają wystarczająco silne granice refrakcyjne, żeby można je było śledzić tą techniką
		sejsmiczna tomografia refrakcyjna fali P	strefy gradientów wartości prędkości fali P i prędkości fali S wyznaczają granice warstw gruntów i skał o odmiennych właściwościach mechanicznych i mogą być podstawą do korelacji między sondowaniami mechanicznymi				strefy gradientów mało precyzyjnie określają położenie granic
		sejsmiczna tomografia refrakcyjna fali S					
		analiza fal powierzchniowych (metoda aktywna)					mały zasięg głębokościowy
		tomograficzne prześwietlania sejsmiczne fali P i S					mały zasięg przestrzenny
	wyznaczenie stropu skał	sejsmika refleksyjna	odbicia fal od stropu skał dają silny, ciągły horyzont				nie nadaje się do rozpoznania warstw płytkich
		georadar					mały zasięg głębokościowy
		tomografia elektrooporowa	skały będą często charakteryzowały się innymi opornościami niż zwietrzeliny lub nadkład osadów czwartorzędowych				niska precyzja określenia położenia stropu skał na podstawie stref gradientów
		sondowania elektrooporowe i elektromagnetyczne					
		sejsmiczne profilowanie refrakcyjne	strop skał zwykle stanowi silną granicę refrakcyjną				niska rozdzielczość pozioma
		sejsmiczna tomografia refrakcyjna fali P i S	skały zwykle charakteryzują się znacząco wyższymi wartościami prędkości fali P i prędkości fali S				niska precyzja określenia położenia stropu skał na podstawie stref gradientów

Tab. 2 cd.

Zagadnienie szczegółowe		Technika pomiarowa	Efekty mierzalne	Przydatność metody			Uwagi
				niska	średnia	wysoka	
Ocena właściwości fizyczno-mechanicznych gruntów i skał	wyznaczenie modułu ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń	sejsmiczna tomografia refrakcyjna fali S	zależność modułu ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń od wartości prędkości fali S				przestrzenne określenie rozkładu modułu ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń
		analiza fal powierzchniowych (metoda aktywna)					przestrzenne określenie rozkładu modułu ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń, mały zakres głębokościowy, określenie stanu gruntu
		analiza fal powierzchniowych (metoda pasywna)					określenie modułu ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń dla profilu
		międzyotworowe prześwietlania sejsmiczne					uśrednienie modułu ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń między otworami wiertniczymi
		tomograficzne prześwietlania sejsmiczne fali S					przestrzenne określenie rozkładu modułu ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń, mały zakres przestrzenny, wysoka dokładność
		pionowe profilowania sejsmiczne fali S					określenie modułu ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń dla profilu, mała dokładność w płytkich otworach
	wyznaczenie modułu Younga w zakresie bardzo małych odkształceń	sejsmiczna tomografia refrakcyjna	zależność modułu Younga w zakresie bardzo małych odkształceń od prędkości fali P i prędkości fali S; konieczny pomiar prędkości obu fal w przestrzeni				przestrzenne określenie rozkładu modułu Younga w zakresie bardzo małych odkształceń
		międzyotworowe prześwietlania sejsmiczne					uśrednienie modułu Younga w zakresie bardzo małych odkształceń między otworami wiertniczymi
		tomograficzne prześwietlania sejsmiczne					przestrzenne określenie rozkładu modułu Younga w zakresie bardzo małych odkształceń, mały zakres przestrzenny, wysoka dokładność
		pionowe profilowania sejsmiczne					określenie modułu Younga w zakresie bardzo małych odkształceń dla profilu, mała dokładność w płytkich otworach
	wyznaczenie współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń	sejsmiczna tomografia refrakcyjna	zależność współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń od prędkości fali P i prędkości fali S; konieczny pomiar prędkości obu fal w przestrzeni				przestrzenne określenie rozkładu współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń
		międzyotworowe prześwietlania sejsmiczne					uśrednienie współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń między otworami wiertniczymi
		tomograficzne prześwietlania sejsmiczne					przestrzenne określenie rozkładu współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń, mały zakres przestrzenny, wysoka dokładność
		pionowe profilowania sejsmiczne					określenie współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń w profilu, mała dokładność w płytkich otworach
	ocena stanu warstw gruntów drobnoziarnistych (spoistych)	sejsmiczna tomografia refrakcyjna fali S	korelacja pomiędzy stopniem plastyczności a wartością prędkości fali S				przestrzenne oszacowanie stopnia plastyczności
		analiza fal powierzchniowych (metoda aktywna)					przestrzenne oszacowanie stopnia plastyczności, mały zakres głębokościowy; możliwa korelacja prędkości fali S z sondowaniami mechanicznymi w celu wyznaczenia stopnia plastyczności, wskaźnika zagęszczenia

Tab. 2 cd.

Zagadnienie szczegółowe		Technika pomiarowa	Efekty mierzalne	Przydatność metody			Uwagi
				niska	średnia	wysoka	
Ocena właściwości fizyczno-mechanicznych gruntów i skał	ocena stanu warstw gruntów drobnoziarnistych (spoistych)	analiza fal powierzchniowych (metoda pasywna)	korelacja pomiędzy stopniem plastyczności a wartością prędkości fali S				oszacowanie stopnia plastyczności w profilu
		międzyotworowe prześwietlania sejsmiczne					oszacowanie uśrednionego stopnia plastyczności między otworami wiertniczymi
		tomograficzne prześwietlania sejsmiczne fali S					przestrzenne oszacowanie stopnia plastyczności
		pionowe profilowania sejsmiczne fali S					oszacowanie stopnia plastyczności w profilu, problematyczne w płytkich otworach
	wyznaczanie stref słabo zagęszczonych/ zmienności zagęszczenia	grawimetria	spadek zagęszczenia powoduje zmniejszenie gęstości objętościowej i negatywną anomalię grawimetryczną				metoda nieefektywna; konieczność stosowania gęstej siatki pomiarowej i objęcia większej powierzchni
		sejsmiczna tomografia refrakcyjna	Korelacja pomiędzy zagęszczeniem gruntu a prędkością fal sejsmicznych (dla prędkości fali P decydujący jest spadek gęstości objętościowej, dla prędkości fali S spadek sztywności gruntu)				techniki pozwalają wyznaczyć strefy spadku prędkości w przestrzeni, do prawidłowej interpretacji wymagają innych danych geologicznych lub geofizycznych; możliwa korelacja prędkości fali S z sondowaniami mechanicznymi w celu wyznaczenia stopnia zagęszczenia i wskaźnika zagęszczenia
		analiza fal powierzchniowych (metoda aktywna)					
	wyznaczanie stref upłynnienia	sejsmiczna tomografia refrakcyjna fali S	w warstwach upłynnionych fala S nie jest przenoszona. Na wynikach badań strefy upłynnione charakteryzują się bardzo niskimi wartościami prędkości fali S				Przestrzenne oszacowanie występowania upłynnień
		analiza fal powierzchniowych (metoda aktywna)					przestrzenne oszacowanie występowania upłynnień. mały zasięg głębokościowy
		analiza fal powierzchniowych (metoda pasywna)					oszacowanie występowania upłynnień w profilu
	wyznaczanie strefy poślizgu osuwiska	sejsmika refleksyjna	odbicie fal na powierzchni poślizgu				jedynie dla bardzo głębokich powierzchni poślizgu
		tomografia elektrooporowa	możliwe występowanie strefy gradientu oporności pomiędzy koluwiami a podłożem				mała dokładność wyznaczenia położenia strefy poślizgu, nie sprawdza się, gdy osuwisko rozwija się na podłożu niskooporowym
		sejsmiczne profilowanie refrakcyjne	wyraźny kontrast *Vp* (i *Vs*) na powierzchni poślizgu daje silną granicę refrakcyjną				technika mało dokładna, zalecana do badań wstępnych
		sejsmiczna tomografia refrakcyjna P i S	wyraźny kontrast prędkości fali P (i prędkości fali S) na powierzchni poślizgu; strefa gradientu wartości prędkości pomiędzy koluwiami a podłożem				mała dokładność wyznaczania strefy poślizgu na podstawie strefy gradientu
		analiza fal powierzchniowych (metoda aktywna)	kontrast wartości prędkości fali S na granicy koluwiów i podłoża; strefa gradientów				mały zasięg głębokościowy, mała rozdzielczość pionowa w głębszych warstwach
Identyfikacja obiektów podziemnych	wyznaczanie przebiegu przewodów i instalacji podziemnych	magnetometria	anomalie magnetyczne wywołane zmiennym polem elektromagnetycznym lub/i indukowanym polem magnetycznym				trudność w ocenie głębokości i identyfikacji małych obiektów oraz „martwych" przewodów nieżelaznych, zalecane użycie magnetometru gradientowego
		georadar	odbicia i dyfrakcja fal elektromagnetycznych od obiektów metalowych				mała głębokość rozpoznania; podłoże powinno charakteryzować się opornościami >100 Ωm
		profilowanie konduktometryczne	lokalny spadek oporności związany z metalowymi elementami				trudność w identyfikacji małych obiektów

Tab. 2 cd.

Zagadnienie szczegółowe		Technika pomiarowa	Efekty mierzalne	Przydatność metody			Uwagi
				niska	średnia	wysoka	
Identyfikacja obiektów podziemnych	poszukiwanie zakopanych obiektów metalowych np. niewybuchów (UXO)	magnetometria	anomalie magnetyczne wywołane indukowanym polem magnetycznym	■	■	■	trudność w ocenie głębokości i identyfikacji małych obiektów, zalecane użycie magnetometru gradientowego
		georadar	odbicia i dyfrakcja fal elektromagnetycznych od obiektów metalowych	■	■	■	mała głębokość rozpoznania
		profilowanie konduktometryczne	lokalny spadek oporności związany z metalowymi elementami	■	■		trudność w identyfikacji małych obiektów
	rozpoznanie starych fundamentów i podziemnych konstrukcji*	magnetometria	anomalie magnetyczne wywołane indukowanym polem magnetycznym elementów żelaznych (np. zbrojenie betonu)	■			wiele z konstrukcji pozbawionych jest elementów metalowych, niemożność określenia zakresu głębokościowego konstrukcji, zalecane użycie magnetometru gradientowego
		georadar	odbicia i dyfrakcja fal elektromagnetycznych od obiektów metalowych	■	■	■	mała głębokość rozpoznania, niemożliwe określenia zakresu głębokościowego konstrukcji
		tomografia elektrooporowa	konstrukcje budowlane zwykle wykazują wyższą oporność niż otoczenie	■	■	■	mała precyzja określenia konturów konstrukcji, badania zawierają rozpoznanie głębokościowe
		profilowanie konduktometryczne	lokalny spadek oporności związany z metalowymi elementami	■	■		trudność w identyfikacji małych obiektów i określeniu zasięgu głębokościowego
		sejsmiczna tomografia refrakcyjna fali P	konstrukcje budowlane zwykle wykazują wyższą wartość prędkości fali P niż otoczenie	■	■	■	mała precyzja określenia konturów konstrukcji, badania zawierają rozpoznanie głębokościowe
		tomograficzne prześwietlania sejsmiczne fali P		■	■		badania bardzo precyzyjne, ale o ograniczonym zasięgu przestrzennym; do szczegółowego rozpoznania wstępnie wyznaczonych stref
Ocena konstrukcji	ocena stopnia korozji/ destrukcji elementów betonowych	georadar	odbicia fal elektromagnetycznych od spękań i niejednorodności, dyfrakcja na elementach zbrojenia	■	■	■	precyzyjna ocena obecności spękań
		tomograficzne prześwietlania sejsmiczne fali P	strefy spękań i korozji charakteryzują się niższymi wartościami prędkości fali P	■	■		rozdzielczość techniki rzędu 0,5–1,0 m pozwala tylko na uśrednioną ocenę
	wyznaczanie przebiegu/ występowania zbrojenia w betonie	georadar	odbicia i dyfrakcja fal elektromagnetycznych na elementach zbrojenia	■	■	■	precyzyjna ocena obecności, położenia i gęstości zbrojenia; amplitudy o wysokich częstotliwościach >10 GHz
	określenie grubości asfaltu i betonu	georadar	odbicia fal elektromagnetycznych na granicach warstw konstrukcyjnych	■	■	■	precyzyjna ocena grubości i ciągłości przypowierzchniowych warstw konstrukcyjnych; przy czym im starsza konstrukcja, objęta procesami deterioracji, tym mniej czytelny echogram georadaru
	określanie występowania/ ciągłości przesłon izolacyjnych	tomografia elektrooporowa	przesłony izolacyjne odróżniają się niższą opornością od gruntów/skał otaczających	■	■		trudności w ocenie z wysoką rozdzielczością, brak możliwości oceny małych stref niezaizolowanych; zalecane jest wykonanie pomiarów tła (tj. obszarów, na których przesłona nie występuje) po to, żeby można było zastosować przetwarzanie (processing) typu TIMELAPS

* W geofizyce archeologicznej podstawową metodą poszukiwania pozostałości starych murów, fundamentów itp. jest profilowanie elektrooporowe

3.3. ISTOTNE OGRANICZENIA METOD BADAŃ GEOFIZYKI INŻYNIERSKIEJ

W tabeli 3 zebrano kilka istotnych ograniczeń dla każdej z metod badań geofizyki inżynierskiej. Nie jest to zbiór zamknięty, dane ograniczenie nie wyklucza też użycia danej metody, bo w szczególnych przypadkach można np. wykonać pomiary ERT po wybetonowanym placu (np. poprzez przewiercenie powierzchni twardej i wbicie elektrod), ale istotą zestawienia jest wskazanie, co faktycznie może w dużej mierze utrudnić prace terenowe lub zakłócić pomiary

Należy zwrócić uwagę na dwa bardzo istotne aspekty badań geofizycznych, które są często pomijane i nie przykłada się do nich należytej wagi.

Pierwszy dotyczy wykonywania badań geofizycznych na obszarach, na których naturalny układ geologiczny jest zakłócony. Mowa tu zarówno o zmianie budowy geologicznej (np. grunty antropogeniczne lub obiekty nienaturalne znajdujące się w badanej przestrzeni geologicznej), jak i o zanieczyszczeniach gruntów, mineralizacji wód, zakłóceniach od obiektów infrastruktury naziemnej i podziemnej, obszarach silnych pół elektromagnetycznych, ruchu itp. Na terenach tych większość otrzymywanych wyników badań geofizycznych jest nieprawidłowa. Wyniki są mało wiarygodne i trudne do prawidłowej interpretacji. Uogólniając, należy stwierdzić, że wyżej opisana przestrzeń jest bardzo niekorzystana do stosowania metod geofizycznych.

Drugi aspekt dotyczy wykonywania badań geofizycznych na obszarach o zmiennej morfologii terenu (często nakłada się na to duża zmienność w budowie geologicznej). Pomiary geofizyczne są realizowane w przestrzeni trójwymiarowej, natomiast standardowy sposób ich przetwarzania i późniejszej wizualizacji to przestrzeń 2D (lub 1D). Przedstawione na przekrojach wyniki badań są dwuwymiarowe. Często zapomina się o tym przestrzennym aspekcie budowy geologicznej. Przejawia się to nierzadko tendencją do interpretacji wyników badań na płaszczyźnie pionowej, prostopadłej do powierzchni terenu pod linią pomiarową. Jest to źródło częstych błędów interpretacyjnych. Szczególnym przypadkiem są np. wyniki badań, gdzie przekroje geofizyczne przecinają się i oczekuje się od interpretatora, że w miejscu przecięcia wyniki pomiarów będą identyczne. Jeśli rozpatrujemy przestrzeń 3D z dużą zmiennością, to wyniki często mogą się różnić.

Tabela 3

Ograniczenia metod badań geofizyki inżynierskiej

Grupa metod	Technika	Istotne ograniczenia metody
Metody geoelektryczne elektrooporowe GR-I	VES	Sondowanie nie powinno być wykonywane w terenie urozmaiconym morfologicznie i wzdłuż linii łamanej. Realizacja badań na utwardzonej powierzchni terenu jest utrudniona/niemożliwa. Czynniki zakłócające pomiary: prądy błądzące, silne pola elektromagnetyczne. W przypadku dużego skomplikowania budowy geologicznej interpretacja wyników może być wątpliwa
	ERT	Obecność liniowych przeszkód terenowych ogranicza możliwość prowadzenia badań. Utrudnione stosowanie w terenach zurbanizowanych. Czynniki zakłócające pomiary: prądy błądzące, silne pola elektromagnetyczne. W przypadku głębszych prospekcji lub np. obszarów gdzie od powierzchni występują suche piaski, mogą wystąpić problemy z uziomami elektrod oraz problemy z pomierzeniem oporności na większych głębokościach (zautomatyzowany system pomiarowy w tym przypadku jest problematyczny)
Metody geoelektryczne elektro-magnetyczne GR-II	GCM	Czynniki zakłócające pomiary: silne pola elektromagnetyczne, linie wysokiego napięcia, podziemna i naziemna infrastruktura metalowa. Zasięg do kilku metrów
	TEM	Czynniki zakłócające pomiary: silne pola elektromagnetyczne, linie wysokiego napięcia, podziemna i naziemna infrastruktura metalowa
	VLF	Czynniki zakłócające pomiary: silne pola elektromagnetyczne, linie wysokiego napięcia, podziemna i naziemna infrastruktura metalowa. Stosowanie metody zależne od stacji lokacyjnych nadających sygnały niskich częstotliwości (praca w określonych godzinach)
Metody geoelektryczne georadarowe GR-III	GPR	Płytkie lub bardzo płytkie rozpoznanie w warunkach budowy geologicznej Polski (duża ilość gruntów drobnoziarnistych [spoistych]), ograniczony zasięg w gruntach o niskiej oporności i gruntach zawodnionych, podatność na zakłócenia zewnętrzne szczególnie podczas stosowania anten nieekranowanych, brak kierunkowości podstawowych anten otworowych, duże ograniczenie przy skalowaniu głębokościowym pomiarów szczególnie w ośrodkach wielowarstwowych (konieczność kalibracji). Oporność gruntów >100 Ωm
Metody sejsmiczne GR-IV	SR	Czułość na zakłócenia akustyczne i wibracyjne, mała precyzja określenia pola prędkości, słabe rozpoznanie warstw płytkich
	SRT, SRT-P, SRT-S	Czułość na zakłócenia akustyczne i wibracyjne
	SBT	Czułość na zakłócenia akustyczne i wibracyjne. Kosztowny sprzęt
	MASW, SASW, CSWS	Czułość na zakłócenia akustyczne i wibracyjne, płytkie rozpoznanie
	DH, CH, UH, PSL	Czułość na zakłócenia akustyczne i wibracyjne, brak rozpoznania zmienności horyzontalnej
Metody pól potencjalnych GR-V	MAG	Czynniki zakłócające pomiary: silne pola elektromagnetyczne, linie wysokiego napięcia, podziemna i naziemna infrastruktura metalowa, linie kolejowe z trakcją elektryczną
	GRAW	Duża pracochłonność badań. Potrzebne precyzyjne pomiary geodezyjne. Czułość na zakłócenia wibracyjne. Potrzeba powrotu na punkt bazowy, co 5–6 godzin pracy. Duży wpływ morfologii terenu, brak rozpoznania zmienności pionowej

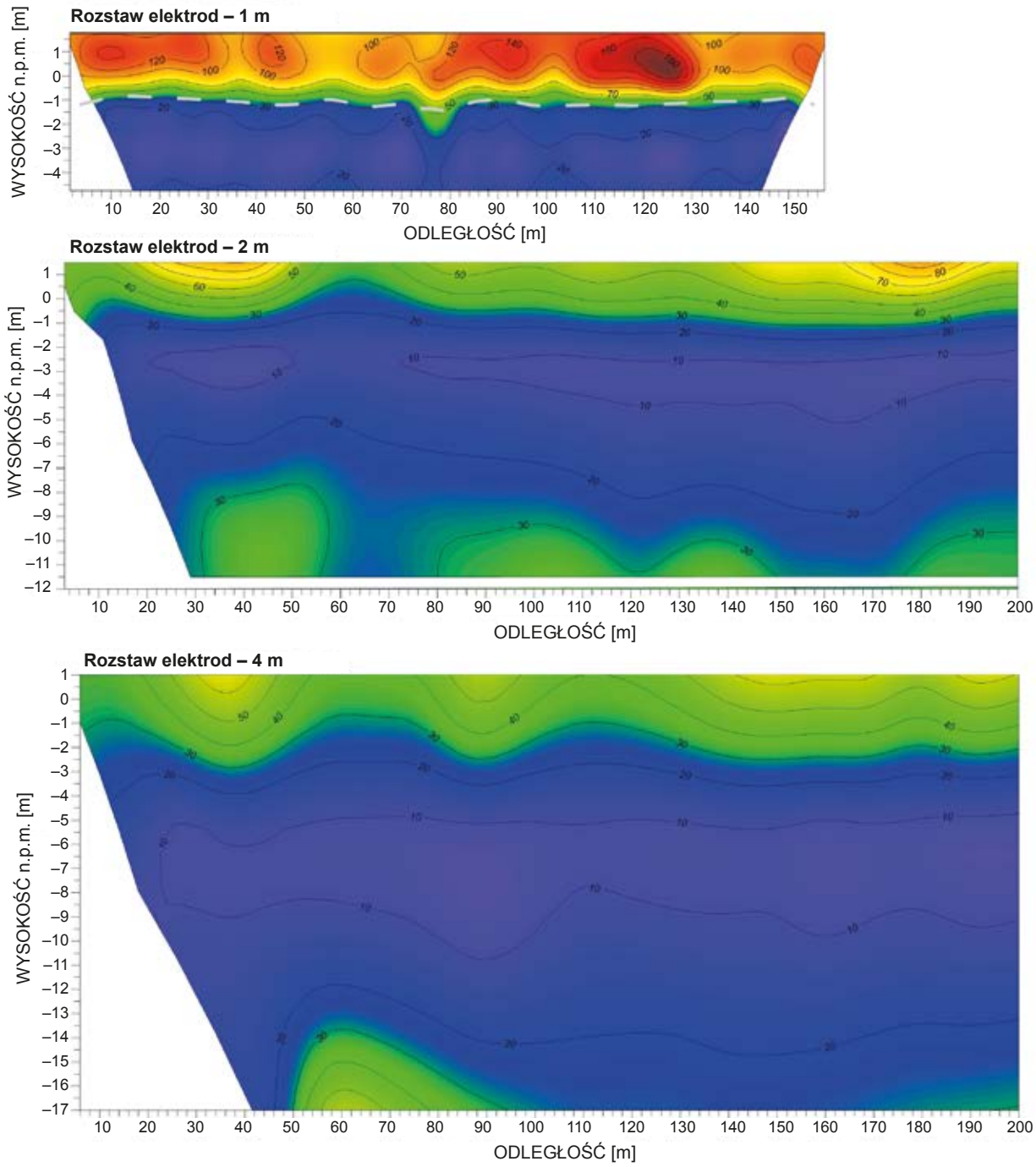
Objaśnienia symboli – tab. 41

Inny przypadek, to korelacja wyników prac do otworów wiertniczych (np. na obszarze nachylonego zbocza). Trudno określić wspólny mianownik do przestrzeni korelacyjnej w takiej sytuacji, bo otwór i płaszczyzna wyników badań geofizycznych są często różne.

Ten sam problem dotyczy samej interpretacji wyników badań geofizycznych na stokach górskich. Problem ten poruszono na końcu rozdziału 8.18. Dlatego projektując, wykonując oraz interpretując wyniki badań geofizycznych, należy zawsze uwzględniać ograniczenia każdej z metod (tab. 3 oraz tab. 13 w rozdz. 7.4.2).

3.4. GŁĘBOKOŚĆ ROZPOZNANIA I ROZDZIELCZOŚĆ METOD BADAŃ GEOFIZYKI INŻYNIERSKIEJ

Wykorzystanie metod geofizycznych w geofizyce inżynierskiej wiąże się z dwoma aspektami. Pierwszy z nich to zasięg głębokościowy, drugi to rozdzielczość metod. Rozdzielczość przestrzenna i rozdzielczość pomiaru spadają wraz z głębokością rozpoznania ośrodka gruntowo-skalnego (rys. 8–14), dlatego różne metody geofizyczne będą miały zastosowanie do różnych przedziałów głębokości (tab. 4, 5),



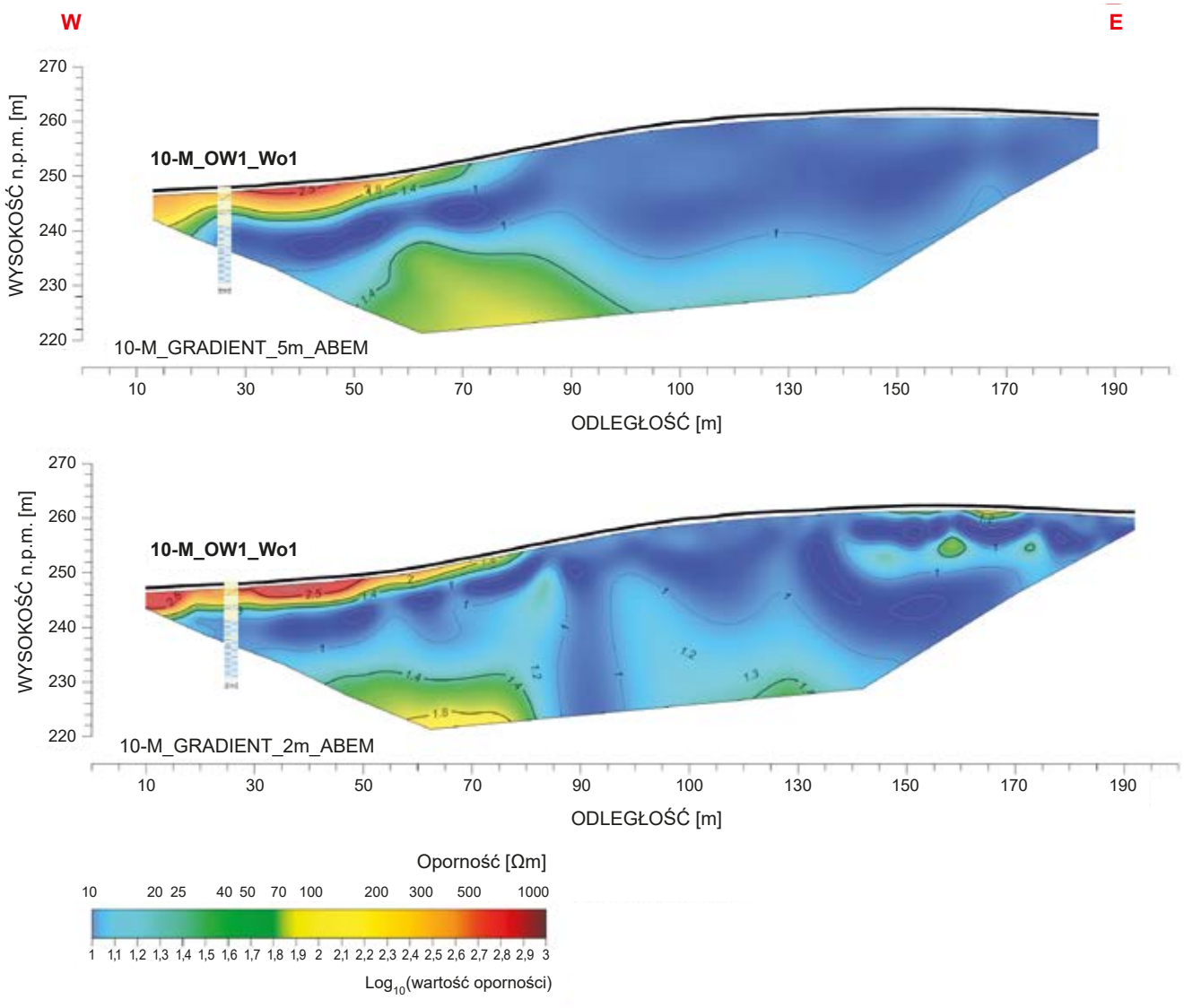
Rys. 8. Przekroje geoelektryczne (modele geoelektryczne) uzyskane z zastosowaniem rozstawów elektrod: 1 m (rysunek górny), 2 m (rysunek środkowy), 4 m (rysunek dolny) w celu zobrazowania różnic w uzyskanej rozdzielczości i głębokości

natomiast wykonywana na ich podstawie interpretacja geologiczna lub parametryzacja podłoża budowlanego będzie bardziej lub mniej dokładna, a także obarczona różną niepewnością. Przy czym należy zauważyć, że często na potrzeby budownictwa lub zagospodarowania przestrzeni podziemnej, model geologiczny wraz z głębokością jest coraz bardziej zgeneralizowany i nie wymaga zastosowania metod o wysokiej dokładności i rozdzielczości.

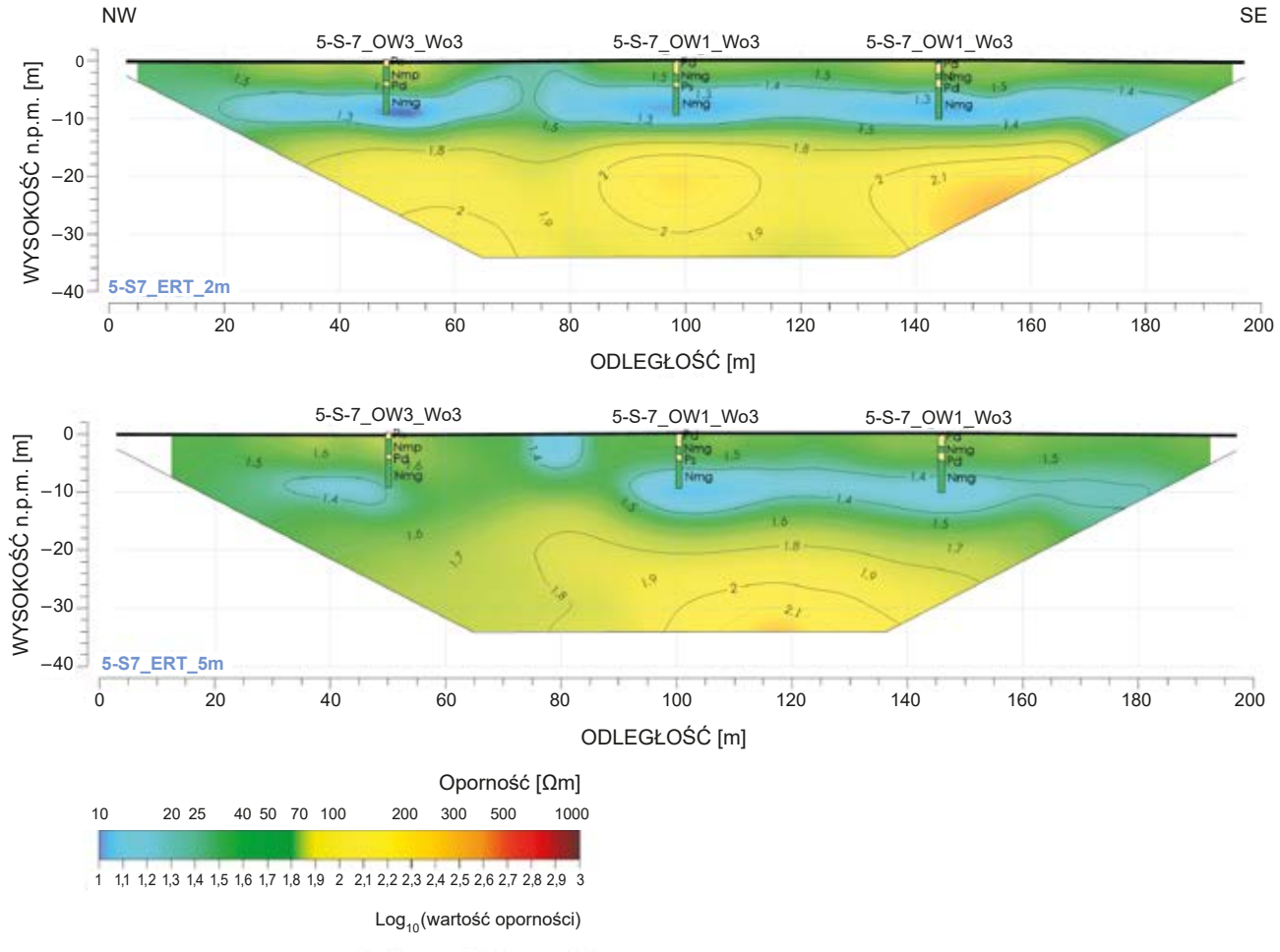
Kwestie rozdzielczości i głębokości rozpoznania podłoża rozpatruje się odmiennie dla metod aktywnych i pasywnych (rys. 6, tab. 1). Trudno zdefiniować głębokości, dla jakich daną metodę można stosować. Zarówno głębokość, jak i oczekiwana rozdzielczość pozioma i pionowa oraz cel badań powinny zdefiniować metody, które należy zastosować do rozwiązania problemu geologiczno-inżynierskiego.

Do planowania badań geofizycznych przyjmuje się zasadę, że im głębokość prospekcji (rozpoznania) większa, tym zagęszczenie badań jest mniejsze. W związku z tym zaproponowano następujący podział głębokościowy w skali geofizyki inżynierskiej:

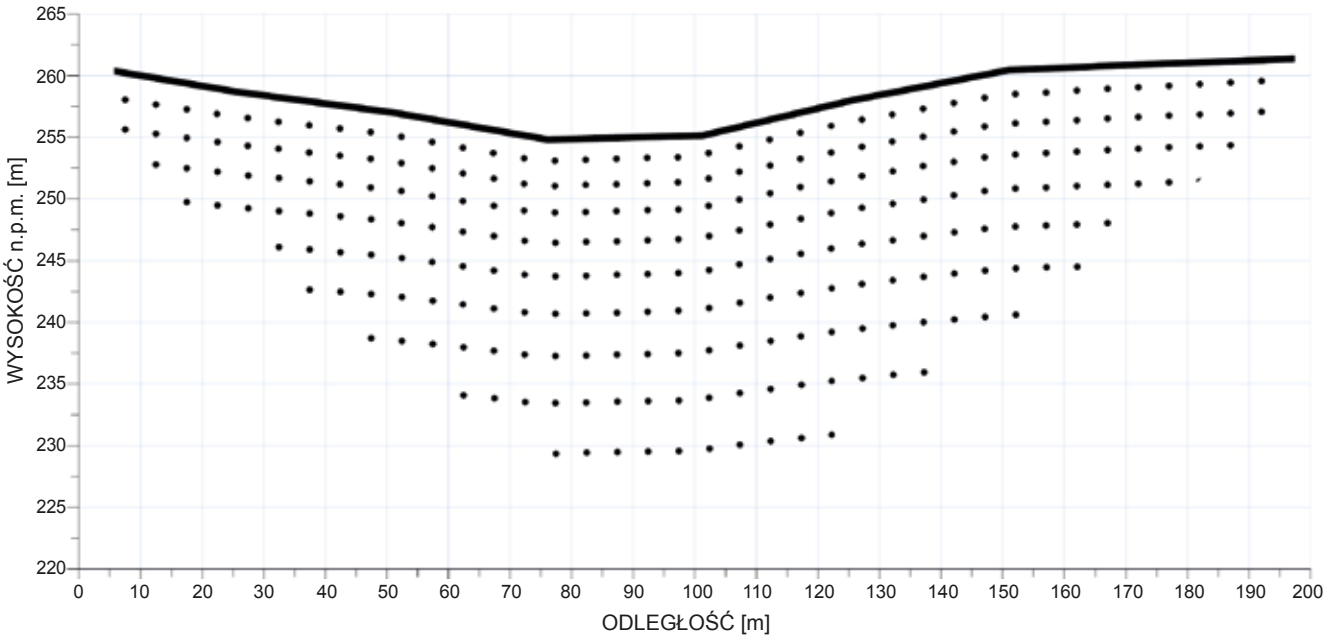
– badania płytkie obejmują prospekcję w zakresie głębokości do 5 m p.p.t.;
– badania średniej głębokości obejmują prospekcję w zakresie głębokości 5–30 m p.p.t.;
– badania głębokie obejmują prospekcję w zakresie głębokości 30–50 m p.p.t.;
– badania bardzo głębokie obejmują prospekcję w zakresie głębokości >50 m p.p.t.



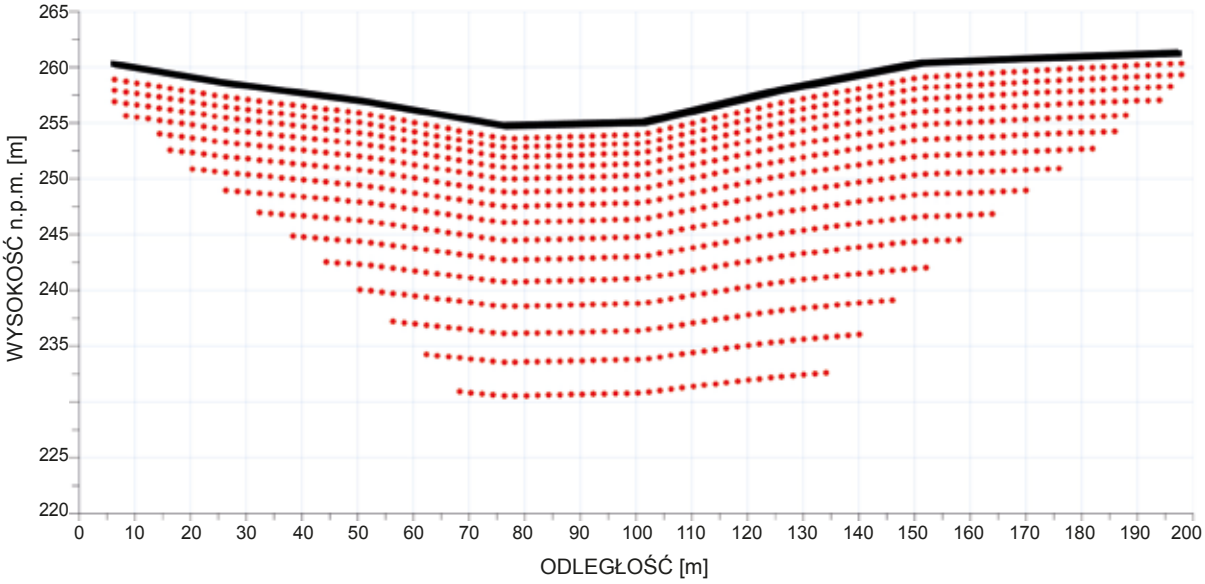
Rys. 9. Przekroje geoelektryczne (modele geoelektryczne) opracowane na podstawie badań metodą tomografii elektrooporowej z rozstawem elektrod 2 m (rysunek górny) i 5 m (rysunek dolny) w celu zobrazowania różnic w uzyskanej rozdzielczości – przykład A



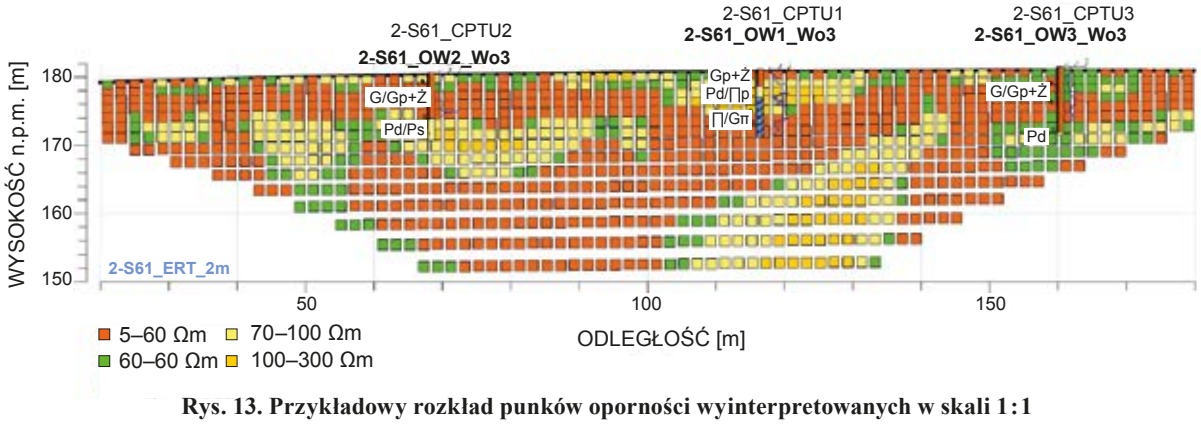
Rys. 10. Przekroje geoelektryczne (modele geoelektryczne) opracowane na podstawie badań metodą tomografii elektrooporowej z rozstawem elektrod 2 m (rysunek górny) i 5 m (rysunek dolny) w celu zobrazowania różnic w uzyskanej rozdzielczości – przykład B



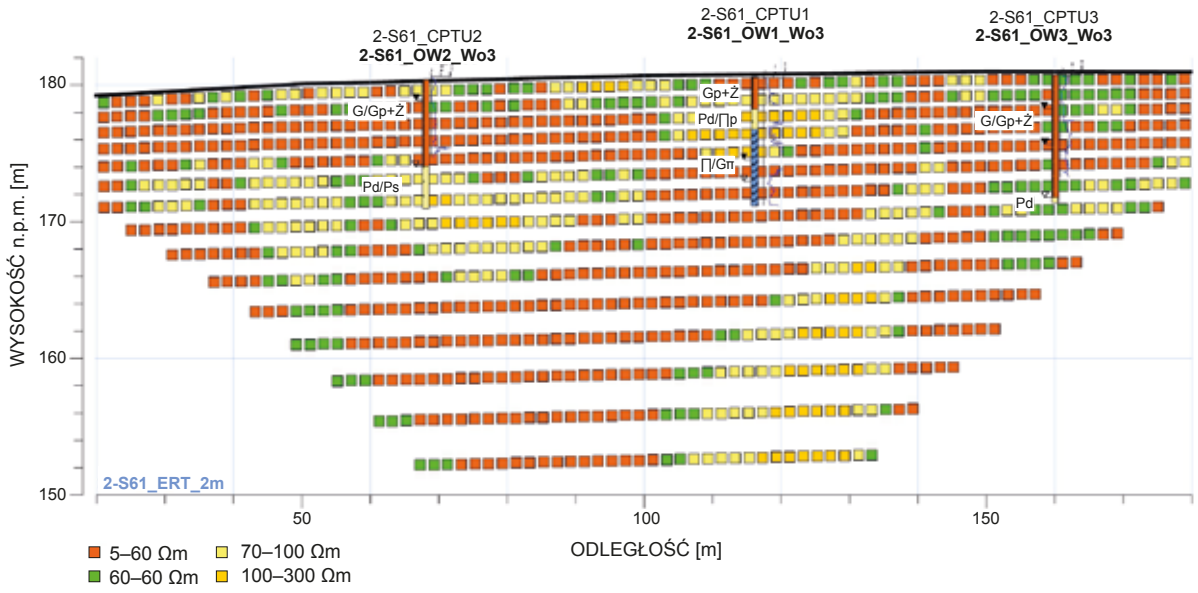
Rys. 11. Przykładowy rozkład punków pomiarowych w badanej przestrzeni dla kroku 5 m (rozstawu elektrod)



Rys. 12. Przykładowy rozkład punków pomiarowych w badanej przestrzeni dla kroku 2 m (rozstawu elektrod)



Rys. 13. Przykładowy rozkład punków oporności wyinterpretowanych w skali 1:1 dla rozstawu elektrod 2 m (model przestrzenny – grid 2×1)



Rys. 14. Ten sam model geoelektryczny, co na rysunku 13 przy dwukrotnym przewyższeniu (model przestrzenny – grid 2×1). Rysunek obrazuje, jaka jest faktyczna rozdzielność badań geofizycznych w stosunku do warstw stwierdzonych w otworach wiertniczych i danych z sondowań CPTU

W tabeli 4 zestawiono metody badań geofizyki inżynierskiej w zależności od wyżej zaproponowanych przedziałów głębokościowych.

Metody badań geofizyki inżynierskiej podzielono na metody uniwersalne, które można stosować dla każdej głębokości, oraz metody z ograniczeniami, których nie można wykorzystywać w pełnym zakresie głębokościowym. Często wybór metody jest determinowany przez czas i koszt pracy. Na przykład chcąc zbadać z dużą rozdzielczością obszar do celów archeologicznych, gdzie głębokość prospekcji będzie wynosić 1–2 m, najlepiej wykorzystać do tego celu profilowania konduktometryczne (GCM), zamiast tomografii elektrooporowej (ERT). Przedstawiony w tabeli 4 zakres głębokościowy metod geofizyki inżynierskiej został opracowany na podstawie danych literaturowych oraz wieloletnich doświadczeń autorów w wykonywaniu tych badań.

W badaniach geofizycznych do celów inżynierskich, jak w każdej innej dziedzinie badań stosowanych, konieczne jest uwzględnienie czynnika ekonomicznego. Badania geofizyczne muszą być prowadzone tak, żeby uzyskać jak najwyższy stosunek efektu do ceny. Osoby projektujące badania stoją przed zadaniem określenia, jaki zakres głębokości i jaka rozdzielczość badań jest konieczna, a jakie badania byłyby nadmiarowe. Wykonawcy badań dysponują też aparaturą pomiarową (zwłaszcza do badań metodami aktywnymi) dostosowaną do typowych zadań z zakresu geologii inżynierskiej – aparatura pomiarowa może rejestrować sygnał dla ograniczonej liczby odbiorników, a wykorzystywane akcesoria (zwykle kable sygnałowe) pozwalają na ograniczoną maksymalną separację czujników. Zakres elastyczności w dostosowaniu procedury pomiarowej jest przeważnie ograniczony, a zwiększenie tej elastyczności zwykle wiąże się z bardzo dużym wzrostem kosztów. Dlatego w planowaniu badań geofizycznych konieczna jest ścisła współpraca między osobą zlecającą, której zadaniem jest sprecyzować problem do rozwiązania, i osobą projektującą badania, posiadającą doświadczenie w zakresie badań geofizyki inżynierskiej.

Jako pewne przybliżenie dotyczące zasięgu głębokościowego i rozdzielczości badań można przyjąć następujące zasady praktyczne:
- zasięg głębokościowy badań jest proporcjonalny do długości stosowanego układu pomiarowego;
- zasięg głębokościowy jest proporcjonalny do mocy zastosowanego źródła;
- zasięg głębokościowy jest odwrotnie proporcjonalny do częstotliwości fal wykorzystanych w badaniach;
- rozdzielczość badań jest odwrotnie proporcjonalna do separacji elementów układu pomiarowego;
- rozdzielczość badań jest proporcjonalna do częstotliwości fal wykorzystanych w badaniach;
- rozdzielczość badań geofizycznych zmniejsza się wraz z głębokością.

Rozdzielczość i głębokość metod geofizyki inżynierskiej, poza technicznymi możliwościami i ograniczeniami aparatury oraz przyjętą metodyką badań geofizycznych, będą zależały w dużym stopniu od budowy geologicznej, co opisano na wybranych przykładach w rozdziale 8.

Dla poszczególnych metod przybliżony zakres głębokości i rozdzielczość prezentuje tabela 5.

Tabela 4

Typowe zakresy głębokościowe stosowania metod badań geofizyki inżynierskiej

Grupa metod	Technika	Stosowane zakresy głębokościowe					
		0–3 m	3–5 m	5–10 m	10–30 m	30–50 m	powyżej 50 m
GR-I	VES	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane
	ERT	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane
GR-II	GCM	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
	TEM	niezalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane
	VLF	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
GR-III	GPR	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
GR-IV	SR	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	zalecane
	SRP, SRT-P, SRT-S	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane
	SBT	niezalecane	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane
	MASW, SASW, CSWS	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane
	DH, CH, UH, PSL	niezalecane	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane
GR-V	MAG	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane
	GRAW	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane

Objaśnienia symboli – tab. 41

Typowe zasięgi głębokościowe i rozdzielczości dla różnych metod badań geofizyki inżynierskiej

Metoda	Technika	Wariant	Zasięg głębokościowy		Praktyczna rozdzielczość		Rozdzielczość (względem układu pomiarowego)	Ograniczenia	Uwagi
			wartość praktyczna	względem układu pomiarowego	pionowa	pozioma			
Metody geoelektryczne elektrooporowe	sondowania elektrooporowe		do 100–200 m	głębokość odpowiada 1/4–1/6 rozstawu elektrod prądowych	1–kilkanaście metrów (spadek z głębokością)	setki metrów	zależnie od kroku rozstawiania elektrod prądowych	założenie płaskich, nieograniczonych warstw	zastosowanie do badań wstępnych, rzadko stosowane w badaniach inżynierskich
	profilowania elektrooporowe		do 25–50 m	głębokość odpowiada 1/4 rozstawu elektrod prądowych	kilka warstw w całym zakresie głębokościowym, 10 m i więcej	10–kilkadziesiąt metrów	pozioma zależnie od kroku pomiarowego przesuwania całego układu	bardzo mała rozdzielczość pionowa	
	tomografia elektrooporowa		do 60–100 m	głębokość odpowiada 1/4–1/5 aktywnego rozstawu elektrod (zależnie od zastosowanego schematu pomiarowego)	1–kilkanaście metrów (spadek z głębokością)	2–10 m	pozioma w przybliżeniu równa separacji elektrod, spada wraz z głębokością	problemy z rozpoznaniem pod warstwą niskooporową, pod miąższą warstwą osadów piaszczystych w strefie aeracji lub zmarzliny; zależy od przyjętego układu pomiarowego	stosowana do głębszego rozpoznania
Metody geoelektryczne elektromagnetyczne	profilowanie konduktometryczne		0,5–6,0 m	głębokość odpowiada 1 lub 2 odległościom między cewkami nadawczą i odbiorczą, zależnie od konfiguracji	2–6 poziomów pomiarowych dla całego zasięgu	<1 m – zależnie od gęstości próbkowania	praktycznie ograniczona długością urządzenia	technika czuła na zakłócenia elektromagnetyczne	stosowana do rozpoznania płytkich warstw
	sondowania elektromagnetyczne		50–150 m	głębokość kilkukrotnie większa od średnicy zastosowanej pętli nadawczej	kilka, kilkanaście metrów (spadek z głębokością)	setki metrów (zależna od gęstości punktów pomiarowych)	limitowana częstotliwością próbkowania, zdefiniowana dla urządzenia	założenie płaskich, nieograniczonych warstw, czuła na zakłócenia elektromagnetyczne	zastosowanie do badań wstępnych, rzadko stosowane w badaniach inżynierskich
	profilowania elektromagnetyczne niskich częstotliwości		20–75 m	głębokość zależna od oporności podłoża	brak – wartości uśrednione	kilka, kilkanaście metrów	pozioma zależnie od kroku pomiarowego przesuwania całego układu	uśrednianie warstw, parametr nieprzeliczalny na oporność	zastosowanie do wstępnego wyznaczania stromych stref zmienności oporności
Metody geoelektryczne georadarowe	georadar (warianty przykładowe)	100 MHz	do 5–15 m	głębokość spada z częstotliwością anteny i przewodnością podłoża	0,2–0,4 m	wynika ze sfery Fresnela, kilkukrotnie mniejsza niż pozioma, spada z głębokością	krok pomiarowy (próbkowanie przestrzenne) musi być mniejsza niż 1/4 długości fali, zwykle próbkowanie prowadzone wielokrotnie gęściej	sygnał silnie tłumiony w ośrodku o niskiej oporności (większość gruntów, szczególnie zawodnionych)	stosowane do płytkiego rozpoznania, określenia położenia infrastruktury podziemnej, spękań w betonie i skałach
		500 MHz	do 1–2 m		0,04–0,07 m				
		900 MHz	do kilkudziesięciu cm		0,02–0,04 m				
Metody sejsmiczne	sejsmika refleksyjna	lądowa	>>100 m	głębokość w przybliżeniu odpowiada długości układu pomiarowego	1/4 długości fali, dla gruntów 2–5 m	wynika ze sfery Fresnela, kilkukrotnie mniejsza niż pozioma, spada z głębokością	separacja odbiorników definiuje minimalną długość analizowanych fal; separacja <1/4 długości użytej fali	nie pozwala na rozpoznanie najpłytszych warstw (kilkanaście, kilkadziesiąt pierwszych metrów)	zastosowanie do rozpoznania głębszych warstw podłoża
		wodna		głębokość kilkukrotnie większa od długości układu pomiarowego	1/4 długości fali, mniej niż 1 m			na wodach płytkich badania trudne technicznie	badania główne przy rozpoznaniu pod dnem

Tab. 5 cd.

Metoda	Technika	Wariant	Zasięg głębokościowy		Praktyczna rozdzielczość		Rozdzielczość (względem układu pomiarowego)	Ograniczenia	Uwagi
			wartość praktyczna	względem układu pomiarowego	pionowa	pozioma			
Metody sejsmiczne	sejsmiczne profilowania refrakcyjne		do kilkudziesięciu m	głębokość odpowiada 1/2–1/4 długości układu pomiarowego	pojedyncze metry	kilkanaście, kilkadziesiąt metrów	rozdzielczość pozioma odpowiada w przybliżeniu krokowi pomiarowemu źródła	metoda do badań wstępnych z ograniczoną rozdzielczością	stosowana do wstępnego określenia położenia granic o dużym kontraście prędkościowym
	sejsmiczna tomografia refrakcyjna	fala P	do kilkudziesięciu m	głębokość odpowiada 1/2–1/4 długości układu pomiarowego	2–10 m		separacja odbiorników definiuje minimalną długość analizowanych fal; separacja < 1/4 długości użytej fali	słabo sprawdza się w gruntach, zawodnionych, do skał	stosowana do określenia przestrzennej zmienności właściwości sprężystych
		fala S			1–5 m			badania trudne technicznie w wykonaniu w terenie	
	analiza fal powierzchniowych	aktywna	do 10–kilkunastu m	głębokość odpowiada 1/2–2/3 długości układu pomiarowego	1–kilka metrów (spadek z głębokością)	zależna od kroku pomiarowego, nie lepsza niż 1/2 długości układu pomiarowego	mała separacja odbiorników poprawia rozdzielczość w warstwach płytkich, separacja nie większa niż 1–2 m	stosowane do rozpoznania warstw płytkich	stosowane do określenia pionowego profilu sztywności (prędkość fali S), w mniejszym stopniu zmienności przestrzennej
		pasywna	do 30–50 m	głębokość odpowiada długości układu pomiarowego	kilka, kilkanaście metrów (spadek z głębokością)	zależna od kroku pomiarowego, nie lepsza niż długość układu pomiarowego	mniejsza separacja odbiorników poprawia rozdzielczość w warstwach płytkich, zwykle separacja rzędu 5–10 m	stosowane do rozpoznania warstw głębokich, mała rozdzielczość	
	międzyotworowe prześwietlania sejsmiczne	fala P	zależna od długości kabli aparatury, zwykle nie większa niż 50–100 m		ok. 1 m	brak – wartości uśrednione	rozdzielczość pionowa odpowiada krokowi pomiarowemu	uśrednia zmienność horyzontalną	stosowane do określenia pionowego profilu właściwości sprężystych
		fala S			ok. 2 m				
	tomograficzne prześwietlania sejsmiczne	fala P			ok. 1 m		rozdzielczość pionowa odpowiada krokowi pomiarowemu, pozioma spada z odległością nadajnik–odbiornik	wymaga dostępu do obiektu badań od równoległych linii (otwory) lub płaszczyzn (zwykle konstrukcje masywne)	stosowana do precyzyjnego określenia przestrzennej zmienności właściwości sprężystych
		fala S			ok. 2 m				
	pionowe profilowanie sejsmiczne		zależna od długości kabli aparatury, zwykle nie większa niż 100 m		1–2 m, zależnie od przyjętego kroku pomiarowego	brak	rozdzielczość pionowa odpowiada krokowi pomiarowemu	wymaga dostępu do otworu wiertniczego, słabo sprawdza się w gruntach	stosowana do określenia pionowego profilu właściwości sprężystych; w warunkach gruntowych nieprecyzyjna, daje artefakty

Tab. 5 cd.

Metoda	Technika	Wariant	Zasięg głębokościowy		Praktyczna rozdzielczość		Rozdzielczość (względem układu pomiarowego)	Ograniczenia	Uwagi
			wartość praktyczna	względem układu pomiarowego	pionowa	pozioma			
Metody pól potencjalnych	mapowanie całkowitego pola magnetycznego		teoretycznie brak ograniczeń głębokościowych	Zależnie od wielkości terenu objętego badaniami; realnie kilka, kilkanaście metrów	zależy od zastosowanego kroku pomiarowego	rozdzielczość pozioma znacznie spada wraz z głębokością, zależy od zastosowanego kroku pomiarowego	krok pomiarowy powinien odpowiadać najwyżej 1/4 wymaganej rozdzielczości	metoda bardzo czuła na zakłócenia elektromagnetyczne	stosowana rzadko do lokalizacji infrastruktury podziemnej
	magnetometria gradientowa		kilka metrów	Ograniczone separacją między dwoma sondami magnetycznymi, zwykle wynoszącą 1 m, co ogranicza głębokość do kilku metrów					stosowana do bieżącego określenia położenia infrastruktury podziemnej, lokalizacji niewybuchów
	grawimetria		teoretycznie brak ograniczeń głębokościowych	zależnie od wielkości terenu objętego badaniami; realnie kilka, kilkadziesiąt metrów	zależy od zastosowanego kroku pomiarowego	rozdzielczość pozioma znacznie spada wraz z głębokością, zależy od zastosowanego kroku pomiarowego	krok pomiarowy powinien odpowiadać najwyżej 1/4 wymaganej rozdzielczości	metoda bardzo czuła na zakłócenia wibracyjne	stosowana do wyznaczania obecności pustek w podłożu

3.4.1. Głębokość rozpoznania i rozdzielczość metod aktywnych

W przypadku metod aktywnych kluczowa do rozważań na temat głębokości rozpoznania jest moc emitowanego sygnału. Każdy rodzaj energii przenikający przez ośrodek materialny ulega osłabieniu proporcjonalnie do odległości. Zjawisko to wynika z kilku faktów. W ośrodkach materialnych energia ulega tłumieniu i rozpraszaniu. Dodatkowo dla energii falowej, wraz z odległością od źródła emisji rośnie powierzchnia frontu fali i gęstość energii na jednostkę powierzchni spada wykładniczo wraz z odległością.

W środowisku, w którym dokonywane są pomiary zawsze występują zakłócenia (szum), zarówno sztuczne, jak i naturalne. Jeśli poziom mocy sygnału mierzonego spadnie poniżej wartości otaczającego szumu, wykonane pomiary przestają być miarodajne. Aby pomiar się rejestrował sygnał użyteczny musi być większy niż szum, a w wielu przypadkach czynnikiem ograniczającym głębokość rozpoznania jest słaba jakość sygnału. Z powyższego rozumowania wynika, że zwiększenie głębokości rozpoznania jest zależne jedynie od mocy źródła, jednak mocy źródła nie da się zwiększyć „bez konsekwencji". Moc źródła sygnału powinna rosnąć w stosunku do głębokości rozpoznania geometrycznie, co powoduje efekty uboczne. W przypadku metod sejsmicznych wiąże się to ze stosowaniem coraz bardziej złożonych i inwazyjnych źródeł, które przy pewnej mocy generują na powierzchni zniszczenia, a w przypadku metod elektrycznych i elektromagnetycznych nieliniowe zjawiska polaryzacji elektrycznej w podłożu. Dodatkowo przy emisji większej energii długość emitowanych fal wzrasta, co ma negatywny wpływ na rozdzielczość rozpoznania.

Z zastosowaną długością fali wiąże się też pośrednio wielkość systemu odbiorników (anteny odbiorczej) i maksymalna odległość między odbiornikami (separacja odbiorników), niezależnie czy stosuje się metodę sejsmiczną, elektromagnetyczną, czy inną metodę aktywną. To właśnie fale powracające niosą informację o budowie i niejednorodnościach podłoża i to te fale należy jak najprecyzyjniej zmierzyć. Do precyzyjnego odbioru fal o małej długości wystarczy względnie mała antena (system odbiorników), ale konieczne jest zastosowanie małej separacji odbiorników. Do rejestracji fal dłuższych konieczne jest stosowanie większych systemów odbiorników, ale można zastosować większą separację. Dodatkowo, fale krótsze są silniej tłumione w ośrodku niż fale dłuższe.

Ostatnim, ale nie mniej ważnym, czynnikiem decydującym o głębokości badań aktywnych jest układ warstw i budowa geologiczna. Energia rozchodząca się w podłożu płynie wzdłuż uprzywilejowanych dróg. Dla energii elektrycznej będą to warstwy o niskiej oporności, dla sejsmiki – zwykle strop warstwy o wysokiej wartości prędkości fal sejsmicznych. W przypadku przepływu prądu elektrycznego zjawisko to powoduje, że kiedy występują warstwy o dużej przewodności, to tylko znikoma część energii przepływa w warstwach głębszych i rozpoznanie głębsze jest znacznie ograniczone. W sejsmice zjawisko preferencyjnego przepływu energii jest ściśle związane ze zjawiskiem refrakcji

fal sejsmicznych. Zjawisko refrakcji wykorzystuje się w badaniach z zakresu geofizyki inżynierskiej, ale równocześnie ogranicza ono istotnie możliwość zastosowania części technik sejsmiki powierzchniowej poniżej stropu warstwy wysokoprędkościowej.

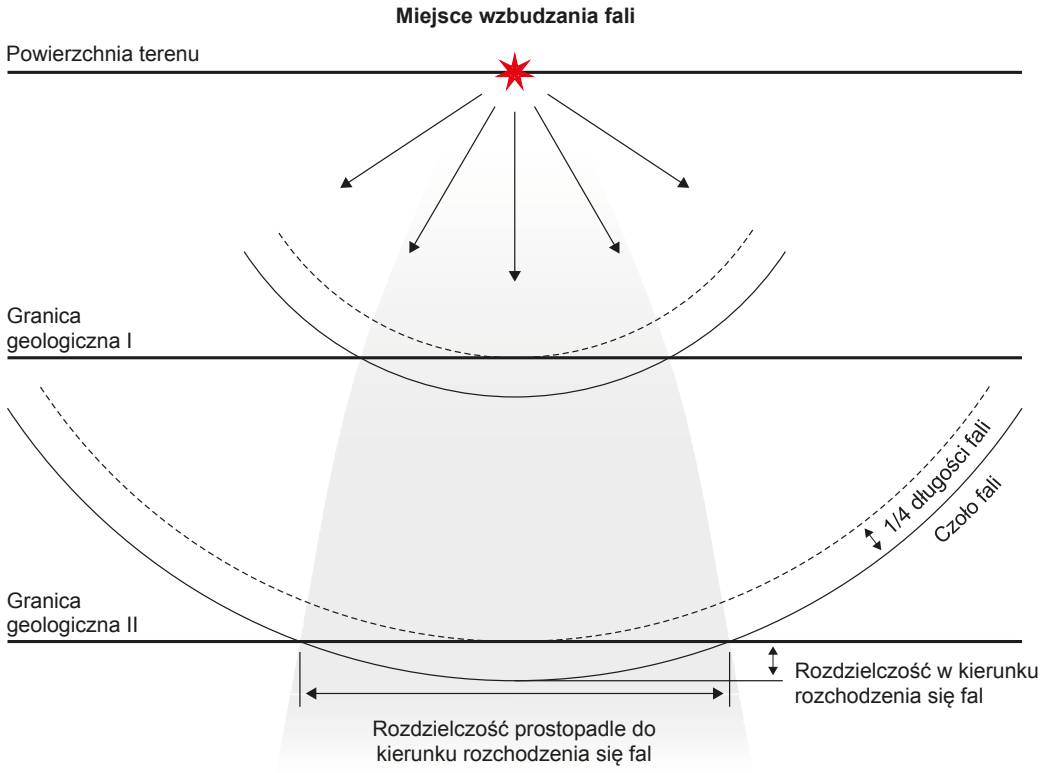
W przypadku metod aktywnych rozdzielczość jest ograniczona badaną przestrzenią i sposobem projektowania badań. Czyli z jednej strony możemy mówić o rozdzielczości wynikającej z rozkładu punktów pomiarowych, czy profili, z drugiej – z zagęszczenia odbiorników (np. geofonów, elektrod), a na końcu – z badanej właściwości fizycznej i charakterystyki rejestrowanego sygnału. Zagęszczenie pomiarów, czyli odległości między profilami i odbiornikami na profilach, należy dostosować do wymaganej dokładności i szczegółowości rozpoznania ośrodka gruntowo-skalnego oraz specyfiki pomiarów.

W przypadku ruchu falowego, jako regułę fizyczną można przyjąć, że za pomocą fali o danej długości można badać obiekty, których wielkość jest nie mniejsza niż 1/4 długości tej fali. Tak więc dla fali sejsmicznej o długości 10 m można określić położenie obiektu z dokładnością 2,5 m. Wartość ta dotyczy jednak kierunku równoległego do kierunku rozchodzenia się fali. W przypadku rozpatrywania rozdzielczości w kierunku równoległym do czoła fali, rozdzielczość spada wraz z odległością od źródła. Wynika to z faktu, że wraz z odległością od źródła krzywizna czoła fali zmniejsza się i rośnie promień okręgu odpowiadającego 1/4 długości fali. Wartość tą nazywa się strefą Fresnela (rys. 15).

Opisane zasady na temat rozdzielczości pochodzą z sejsmiki refleksyjnej i można je stosować też w innych metodach wykorzystujących zjawiska falowe. Także metody geoelektryczne, wykorzystujące prąd stały, mogą być rozpatrywane jako przypadek szczególny zjawisk falowych. Wówczas pomiar dotyczy pola prądu stałego przepływającego przez ośrodek, w którym dokładność przestrzenna opróbkowania tego pola decyduje o rozdzielczości metod geoelektrycznych.

W celu uzyskania odpowiedzi dotyczących konkretnych problemów geologicznych, moc aktywnego źródła geofizycznego optymalizuje się pod kątem oczekiwanej głębokości rozpoznania. W badaniach płytkich, w których kluczowa jest rozdzielczość, korzystniej jest zastosować źródła o niższej mocy, ale emitujące wyższe częstotliwości. Do zastosowań inżynierskich lepiej jest więc użyć źródło sejsmiczne w postaci młotka lub sparkera (źródło wysokoczęstotliwościowe oparte na emisji iskry elektrycznej), rezygnując z głębokości na rzecz rozdzielczości. Natomiast w głębokich badaniach budowy geologicznej stosuje się jako źródło potężne eksplozje ładunków wybuchowych rzędu setek kilogramów, dzięki czemu uzyskuje się głębokie rozpoznanie, ale o niskiej rozdzielczości.

Układ odbiorczy optymalizuje się w zależności od wymaganej głębokości i rozdzielczości. Zwykle w badaniach stosuje się ograniczoną (chociażby ze względu na koszty) liczbę odbiorników i/lub punktów pomiarowych. Gdy konieczne jest precyzyjne rozpoznanie strefy płytkiej, stosuje się mały układ odbiorczy, ale o dużym zagęszczeniu przestrzennym, podczas gdy dla głębszego rozpoznania należy rozszerzyć układ odbiorczy i zwykle separację odbiorników, kosztem rozdzielczości.



Rys. 15. Konstrukcja sfery Fresnela i zależność rozdzielczości od długości fali

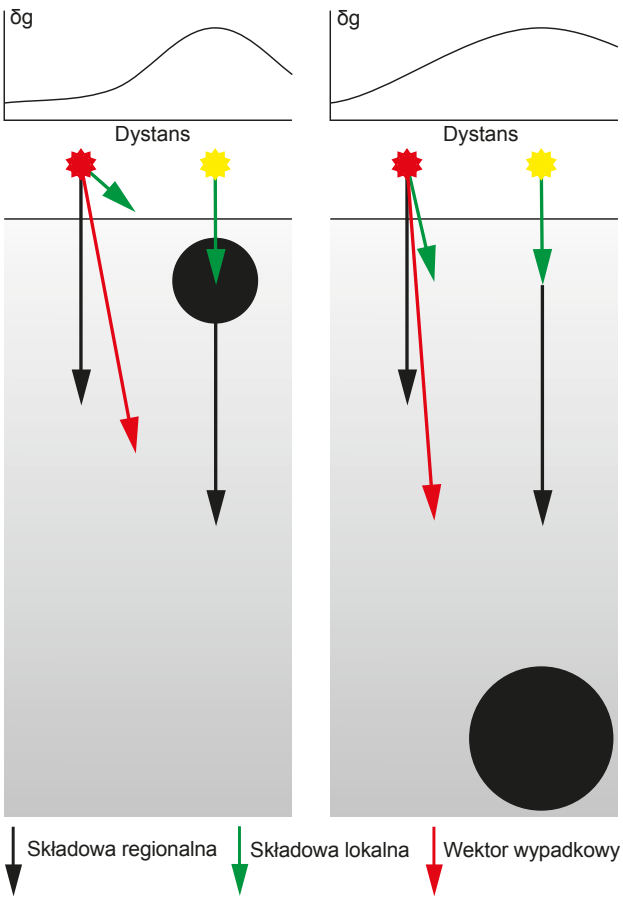
3.4.2. Głębokość rozpoznania i rozdzielczość metod pasywnych

Dla metod pasywnych, grawimetrii i magnetyki, najważniejszą zasadą fizyczną rządzącą zasięgiem głębokościowym jest zasada, że siła generowana przez dany obiekt na inny obiekt jest odwrotnie proporcjonalna do kwadratu odległości między nimi. Dotyczy to zarówno pola grawitacyjnego, jak i pola magnetycznego. Teoretycznie pola potencjałowe rejestruje się dla bardzo odległych obiektów. Zasadnicza część natężenia pola magnetycznego odbieranego na powierzchni Ziemi powstaje w jądrze Ziemi, a wpływ grawitacji Słońca i Księżyca reguluje chociażby pływy oceaniczne. Mniejsze obiekty natomiast mogą mieć wpływ na pomiary, jeśli będą znajdowały się blisko. W skali badań na potrzeby geologii wpływ Ziemi jako planety można potraktować jako stosunkowo jednorodny i zmieniający się w skalach regionalnych. Obiekty będące jednak w sferze zainteresowania geologów znajdują się bliżej i ich wpływ na sumaryczne wartości pola może być mierzalny. Należy jednak pamiętać, że sygnał użyteczny (pole generowane przez interesujący nas obiekt) musi być wystarczająco silny, żeby przewyższyć poziom szumu. W przypadku pól potencjałowych za szum należy uważać zmienne wartości natężenia pola, których nie można przewidzieć i uwzględnić w pomiarach. Dla grawimetrii może to być na przykład wibracja, a dla magnetyki zakłócenia elektromagnetyczne związane z liniami energetycznymi.

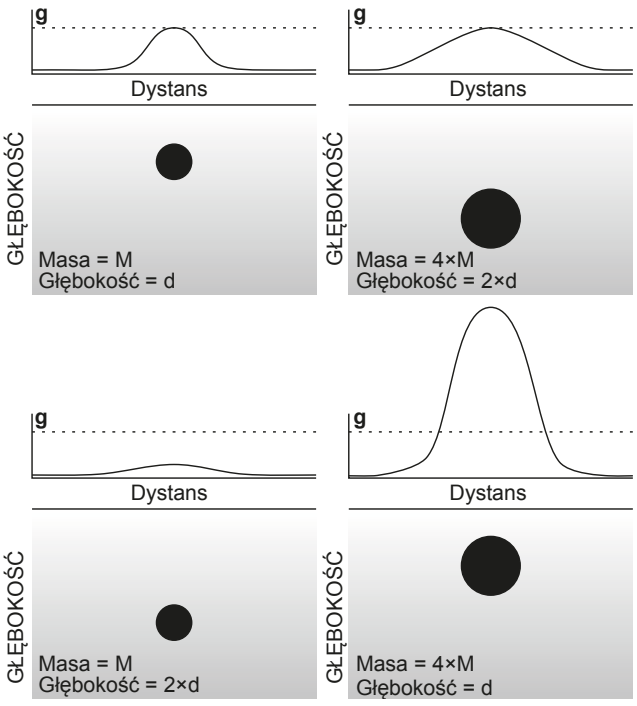
Spadek natężenia pola wraz z kwadratem odległości wpływa też na rozdzielczość badań metodami pasywnymi. W przypadku obiektu położonego blisko (płytko pod powierzchnią) odsunięcie się w bok powoduje proporcjonalnie większą zmianę odległości, niż w przypadku przesunięcia się w bok od centrum głęboko położonego obiektu. Dodatkowo dla obiektu położonego płytko wektor siły generowanej przez oddziaływanie odchyla się skośnie i sumując się z innymi wektorami składowymi pola ma względnie mniejszy wpływ na wektor wypadkowy. Dla obiektów położonych daleko, odchylenie wektora siły jest pomijalne (rys. 16). Zmienność przestrzenną pola potencjałowego można potraktować jako „zamrożone" pole falowe.

Obiekty położone płytko generują zaburzenia o zwykle małej skali i ostrych gradientach pól, a obiekty położone dalej (głębiej), o ile generują pole wystarczająco silne, generują zaburzenia o większych rozmiarach i o mniejszych gradientach pól (rys. 17). Na tej idei opiera się technika filtracji częstotliwościowej pól potencjałowych i możliwość określenia przybliżonej odległości (głębokości) do obiektów geologicznych.

Zasady dobierania wielkości i zagęszczenia układu odbiorników w metodach aktywnych (rozdz. 3.4.1) można zastosować do pomiarów pól potencjalnych. Anteną odbiorczą staje się zbiór wszystkich pomiarów (wykonanych niekoniecznie w tej samej chwili, gdyż zmienność przestrzenna pola, którą można traktować jako pole falowe jest niezmienna w czasie, pole falowe jest „zamrożone"). Zwiększenie powierzchni badań pól potencjalnych pozwala na głębsze rozpoznanie, a zagęszczenie badań na dokładniejsze rozpoznanie.



Rys. 16. Wpływ głębokości i wielkości ciała generującego oddziaływanie na natężenie pola odbierane na powierzchni terenu



Rys. 17. Wpływ wielkości obiektu i jego głębokości na oddziaływanie grawitacyjne odbierane na powierzchni terenu

3.5. METODY GEOELEKTRYCZNE

Metody geoelektryczne to grupa metod geofizycznych, które wykorzystują właściwości elektryczne oraz magnetyczne gruntów i skał do określenia zachodzących zjawisk elektromagnetycznych w ośrodku geologicznym na potrzeby jego charakterystyki (Dzwinel, 1978, zmodyfikowane).

Metody geoelektryczne służą do rozpoznania przestrzennego obrazu zjawisk elektrycznych i elektromagnetycznych zachodzących w ośrodku geologicznym, a ich celem jest wykorzystanie efektów obserwacji tych zjawisk na powierzchni terenu do odtworzenia fizycznej budowy ośrodka geologicznego.

3.5.1. Podział metod geoelektrycznych

Metody geoelektryczne można podzielić według różnych kryteriów. Przykładowe podziały podano poniżej (Dzwinel, 1978). Metody geoelektryczne według pochodzenia źródła pola elektrycznego można podzielić na:
- metody naturalnych pól elektrycznych;
- metody sztucznych pól elektrycznych.

Metody geoelektryczne według charakteru źródła pola elektrycznego podzielono na:
- metody prądu stałego (f = 0 Hz);
- metody prądów harmonicznie zmiennych:
  - niskoczęstotliwościowe, gdy – 0,01 Hz << f << 100 Hz,
  - średnioczęstotliwościowe, gdy – 100Hz < f < 104 Hz,
  - wysokoczęstotliwościowe – radiofalowe, gdy 104 Hz < f << 107 Hz;
- metody prądów impulsowych.

Metody geoelektryczne według umiejscowienia układu pomiarowego dzieli się na:
- metody naziemne;
- metody podziemne;
- metody lotnicze;
- metody morskie.

Metody geoelektryczne według związku parametrów fizycznych gruntów/skał z polem elektrycznym lub elektromagnetycznym można podzielić na:
- metody wykorzystujące zdolność skał do tworzenia własnych źródeł pola elektrycznego;
- metody wykorzystujące zróżnicowanie oporności skał w polu prądu stałego;
- metody wykorzystujące zróżnicowanie parametrów elektrycznych skał w zmiennym polu elektromagnetycznym.

3.5.2. Właściwości elektryczne i magnetyczne gruntów i skał

Badania geoelektryczne wykorzystują właściwości fizyczne gruntów i skał, które określają w nich przebieg zjawisk elektrycznych i elektromagnetycznych za pomocą następujących parametrów (Dzwinel, 1978):
- oporność elektryczna[1] (ρ);
- przewodność elektryczna[2] (σ);
- przenikalność elektryczna (ε);
- przenikalność magnetyczna (μ);
- aktywność polaryzacji wzbudzonej[3] (η);
- naturalna polaryzacja elektryczna[4] (*PS*).

Oporność elektryczna gruntów i skał (***ρ***) (rezystywność) to zdolność ciała do stawiania oporu przepływającemu przez to ciało prądowi elektrycznemu wyrażona w omometrach [Ωm], co opisuje wzór:

$$\rho = R \frac{S}{l}$$

gdzie:
ρ – oporność elektryczna [Ωm];
R – opór elektryczny przewodnika [Ω];
S – pole przekroju poprzecznego przewodnika [m^2];
l – długość przewodnika [m].

Przewodność elektryczna gruntów i skał (***σ***) (konduktywność) to odwrotność oporności elektrycznej, wyrażona w simensach na metr [S/m] oraz opisana przez wzór:

$$\sigma = \frac{1}{\rho}$$

gdzie:
σ – przewodność elektryczna właściwa [S/m];
ρ – oporność elektryczna [Ωm].

Przenikalność elektryczna gruntów i skał (***ε***) to zdolność ciała do polaryzacji elektrycznej (uporządkowania ładunków elektrycznych według ich biegunowości), tj. tworzenia własnego pola elektrycznego pod wpływem wzbudzającego pola zewnętrznego. Właściwość wykorzystywana w metodzie georadarowej.

Przenikalność magnetyczna gruntów i skał (***μ***) to zdolność ciała do polaryzacji magnetycznej, tj. tworzenia własnego pola magnetycznego pod wpływem wzbudzającego pola zewnętrznego.

Aktywność polaryzacji wzbudzonej gruntów i skał (***η***) to zdolność ciała do polaryzowania się (ang. *chargeability*) pod wpływem przepływającego przez ten ośrodek prądu elektrycznego stałego lub zmiennego o małej częstotliwości (f < 5Hz). Całkowity efekt polaryzacji wzbudzonej jest wyrażany w sztucznych jednostkach „ładowalności". Właściwość wykorzystywana w metodzie polaryzacji wzbudzonej.

Naturalna polaryzacja elektryczna (***PS***) to zdolność ciała do polaryzowania się bez obecności prądów zewnętrznych, powstająca w efekcie kontaktu dwóch ciał o dużej różnicy oporności i o dostatecznie dużej powierzchni kontaktu.

Metody geoelektryczne służą do badania i poszukiwania obiektów geologicznych charakteryzujących się anomalną zmianą jednej z sześciu właściwości elektrycznych lub magnetycznych: *ρ, σ, ε, μ, η, PS*.

W dalszej części książki w rozdziałach 3.6–3.8 szczegółowo opisano badania elektrooporowe, badania elek-

[1] Inne terminy: rezystywność, oporność elektryczna właściwa, oporność, opór elektryczny właściwy.

[2] Inne terminy: konduktywność, przewodność elektryczna właściwa.

[3] Inne terminy i symbole: współczynnik polaryzacji, polaryzowalność wzbudzona (*M*), współczynnik polaryzowalności, parametr polaryzacji, polaryzacja wzbudzona *IP*.

[4] Inne terminy: polaryzacja spontaniczna *SP*, polaryzacja samoistna.

tromagnetyczne oraz badania georadarowe, które zaliczono do metod geoelektrycznych wykorzystywanych w badaniach geologiczno-inżynierskich. Poniżej ogólnie opisano metodę polaryzacji wzbudzonej, jako jedną z metod geoelektrycznych wykorzystywanych w badaniach geofizycznych.

3.5.3. Metoda polaryzacji wzbudzonej

W miejscu kontaktu minerałów o różnych właściwościach elektrycznych wchodzących w skład gruntów i skał występują naturalne zjawiska polaryzacji elektrycznej wyrażającej się uporządkowanym biegunowo rozmieszczeniem ładunków elektrycznych. Równowaga ta może być naruszona przez wprowadzenie do tego środowiska prądu elektrycznego, który dokonuje zmiany naturalnego uporządkowania elektrycznego cząstek gruntu lub skały, tj. dokonuje ich polaryzacji. Metoda polaryzacji wzbudzonej (ang. *induced polarization – IP method*) polega na wykorzystaniu zjawiska chwilowej polaryzacji ośrodka gruntowo-skalnego, wywołanej przepływem impulsu prądu elektrycznego. W metodzie tej do odróżniania i identyfikacji gruntów/skał jest wykorzystywana **aktywność polaryzacji wzbudzonej** gruntów i skał (***η***). Proces powstawania efektu polaryzacji wzbudzonej można prześledzić na przykładzie ciała rudnego, nad którym rozstawiony zostaje czteroelektrodowy układ AMNB (rys. 18).

W trakcie pomiarów geoelektrycznych do ośrodka gruntowo-skalnego przykłada się napięcie (wywołuje się pierwotne pole elektryczne), w czasie przepływu prądu cząstki ulegają polaryzacji i po wyłączeniu prądu dokonuje się sekwencji pomiarów napięcia w ośrodku skalnym, które jest efektem zaniku polaryzacji elektrycznej cząstek. Mierzy się zarówno napięcie (w odniesieniu do napięcia pierwotnego), jak i czas jego zaniku, co opisuje rysunek 19 oraz aktywność polaryzacji wzbudzonej wyrażona wzorem:

$$\eta = \frac{\Delta V^{IP}}{\Delta V_0}$$

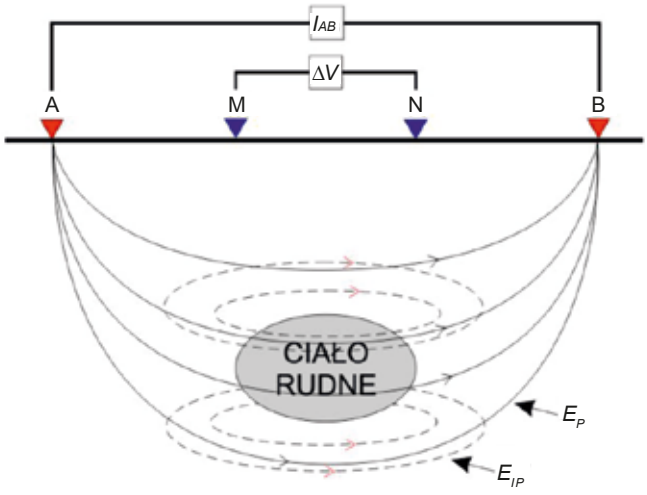
gdzie:
η – aktywność polaryzacji wzbudzonej, [mV/V] lub [%];
ΔV^{IP} – napięcie depolaryzacji na „dipolu" MN po upływie czasu t_1 od wyłączenia prądu polaryzującego [mV];
ΔV_0 – napięcie na „dipolu" MN w czasie płynięcia prądu polaryzującego, [V] lub [mV].

3.6. BADANIA ELEKTROOPOROWE

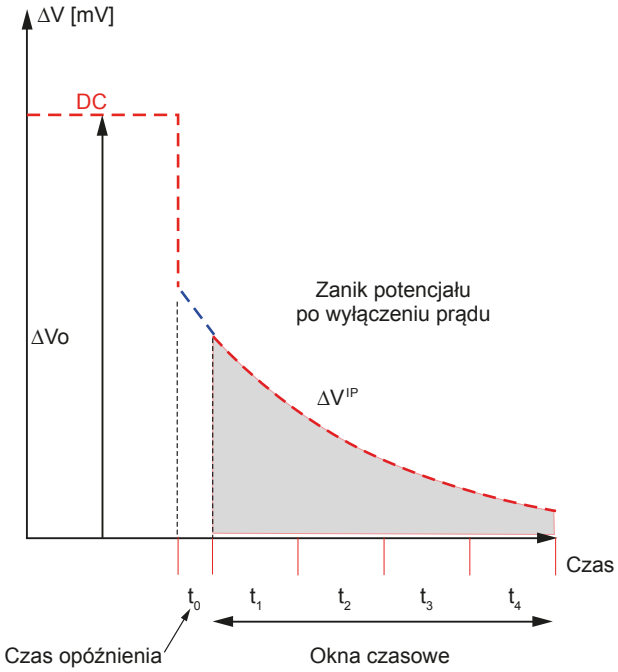
Badania elektrooporowe polegają na pomiarach parametrów sztucznie wywołanego pola elektrycznego w ośrodku geologicznym. Wykorzystują zróżnicowanie oporności elektrycznej gruntów i skał w polu prądu stałego.

Pomiary oporności elektrycznej ośrodka geologicznego metodami elektrooporowymi opierają się na podstawowej zależności pomiędzy napięciem i natężeniem przepływającego prądu a opornością elektryczną gruntów i skał, co wynika z prawa Ohma (Wenner, 1916; Schlumberger, 1920; Keler, Frischknecht, 1966; Zhdanov, Keller, 1994; Loke, Barker, 1995; Dahlin, Zhou, 2004; Loke, 2004, 2012; Loke i in., 2007).

Przepływ prądu elektrycznego jest wywołany przez różnicę potencjałów (napięcia) przyłożonych na końcach przewodnika. Zgodnie z prawem Ohma, natężenie prądu elektrycznego przepływającego przez przewodnik jest wprost



Rys. 18. Reakcja na impuls prądowy ośrodka zdolnego do polaryzacji dla najprostszego układu pomiarowego (A, B – elektrody prądowe, M, N – elektrody pomiarowe, E_P – natężenie pola elektrycznego pochodzące od prądów pierwotnych, E_{IP} – natężenie pola elektrycznego pochodzące od prądów wtórnych, I_{AB} – natężenie prądu pomiędzy elektrodami prądowymi, ΔV – różnica napięcia pomiędzy elektrodami pomiarowymi)



Rys. 19. Schemat pomiaru polaryzacji wzbudzonej w domenie czasu

proporcjonalne do napięcia elektrycznego mierzonego między jego końcami i jest wyrażone wzorem:

$$I = \frac{U}{R} = \frac{\Delta V}{R}$$

gdzie:
I – natężenie prądu [A];
U – napięcie prądu [V];
ΔV – różnica napięcia między elektrodami [V];
R – opór elektryczny przewodnika [Ω].

Opór elektryczny (rezystancja) stanowi współczynnik proporcjonalności, który określa relację pomiędzy napięciem elektrycznym przyłożonym na końcach przewodnika a natężeniem płynącego w nim prądu i jest wyrażony w jednostkach om [Ω].

Jeżeli takie samo napięcia przyłożymy na końcach przewodnika o małym oporze, to przepłynie przez niego prąd o większym natężeniu, dlatego wartości oporu elektrycznego (współczynnika proporcjonalności) będą różne.

Opór elektryczny przewodnika (ciała przewodzącego prąd np. gruntu, skały, wody) zależy od materiału, z którego został wykonany oraz od jego kształtu, a zależność tę opisuje odpowiednio przekształcony wzór na oporność elektryczną, w którym oporność elektryczna stanowi współczynnik proporcjonalności:

$$R = \rho \frac{l}{S}$$

gdzie:
ρ – oporność elektryczna [Ωm];
R – opór elektryczny przewodnika [Ω];
S – pole przekroju poprzecznego przewodnika [m^2];
l – długość przewodnika [m].

Opisane zależności odnoszą się do materiałów jednorodnych i izotropowych, tzn. ich właściwości związane z przepływem prądu są takie same w całej objętości i we wszystkich kierunkach.

W przypadku niejednorodnego, anizotropowego ośrodka geologicznego, oporność elektryczna rejestrowana przez układ pomiarowy jest opornością uśrednioną (przez warstwy wyżej zalegające) i nosi nazwę oporności pozornej (ρ_a). Oporność ośrodka geologicznego będzie zależeć od wielu czynników, m.in. takich jak: skład litologiczny, wilgotność, zasolenie, temperatura.

Oporność pozorna w skomplikowanym procesie inwersji jest niejako „odkodowywana" i dla poszczególnych gruntów i skał przypisuje się oporności (w zamierzeniu) zbliżone do rzeczywistych. Oporności te nazywamy **opornościami wyinterpretowanymi**.

3.6.1. Technika pomiarów

W badaniach elektrooporowych do pomiaru oporności elektrycznej ośrodka gruntowo-skalnego stosuje się zwykle zestaw 4 elektrod (dotyczy to przede wszystkim pionowych sondowań elektrooporowych, profilowań, jak również tomografii elektrooporowej dla pomiarów jednokanałowych).

Dwie z nich to elektrody prądowe – oznaczane w polskim nazewnictwie jako AB (ang. C_1, C_2), służą one do wprowadzania prądu w obwód zamknięty (do gruntu/skały).

Dwie następne to elektrody potencjałowe – oznaczane w polskim nazewnictwie jako MN (ang. P_1, P_2), służą one do odbierania prądu z obwodu zamkniętego, tj. rejestracji odpowiedzi ośrodka geologicznego na wprowadzony do niego prąd (rys. 20). Rozkład pola elektrycznego w niejednorodnym ośrodku gruntowo-skalnym zależy od oporności i geometrii warstw gruntów i skał.

Prąd elektryczny w ośrodku gruntowo-skalnym płynie nie wzdłuż jednej linii, a w półprzestrzeni pomiędzy elektrodami prądowymi, do określonej głębokości, zależnej przede wszystkim od odległości miedzy elektrodami prądowymi i w mniejszym stopniu od oporności elektrycznej ośrodka (rys. 20).

Wykonując badania elektrooporowe w ośrodku niejednorodnym, anizotropowym dla pojedynczego pomiaru otrzymujemy wartości oporności pozornej (ρ_a) opisanej przez wzór:

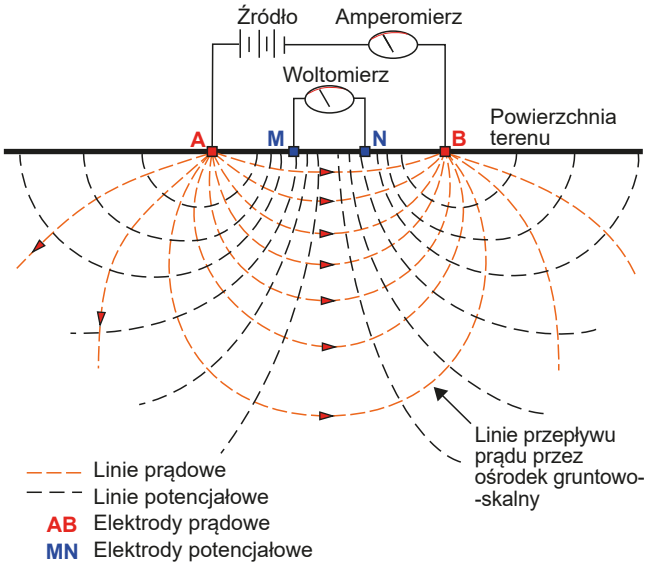
$$\rho_a = \frac{\Delta V_{MN}}{I_{AB}} K$$

gdzie:
ρ_a – oporność pozorna (oporność elektryczna pozorna) [Ωm];
ΔV_{MN} – różnica potencjałów między elektrodami M i N [mV];
I_{AB} – natężenie prądu elektrycznego emitowanego w podłoże przez elektrody A i B [mA];
K – współczynnik geometryczny układu pomiarowego (zależny od odległości pomiędzy uziemionymi elektrodami) [m].

Współczynnik K dla układu czteroelektrodowego o dowolnej konfiguracji elektrod ma postać:

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}}$$

gdzie:
AM, AN, BM, BN – odcinki pomiędzy elektrodami: A, B, M i N [m].



Rys. 20. Podstawowy układ rozmieszczenia elektrod oraz przestrzeń objęta przepływem prądu

Współczynnik geometryczny układu jest współczynnikiem proporcjonalności miedzy opornością właściwą gruntu/skały a oporem obwodu elektrycznego, do którego włączony jest grunt/skała.

Z racji tego, że wyliczanie współczynnika K sprawia wielu osobom problemy, w rozdziale 8.18 przedstawiono sposoby obliczania tego parametru.

Możliwość różnego rozmieszczenia pary elektrod prądowych względem pary elektrod potencjałowych powoduje, że należy uwzględniać geometrię układu pomiarowego, dobierając właściwą wartość współczynnika K (rys. 21). Zazwyczaj stosuje się jeden z kilku układów pomiarowych, gdzie wszystkie elektrody rozmieszczone są wzdłuż jednej linii, a elektrody zasilające i pomiarowe rozmieszczone są symetrycznie i współśrodkowo względem siebie. Są jednak przypadki, gdzie układ pomiarowy nie jest rozłożony wzdłuż jednej linii, a elektrody są rozmieszczone w nietypowych kombinacjach np. układ pomiarowy pol–pol.

W zależności od układu pomiarowego stosuje się następujące wzory na współczynnik geometryczny układu pomiarowego (rys. 21):

Układ pomiarowy Wennera: $K = 2\pi a$

gdzie:
a – odległość między elektrodami [m].

Układ pomiarowy Schlumbergera: $K = \pi n(n + 1)a$

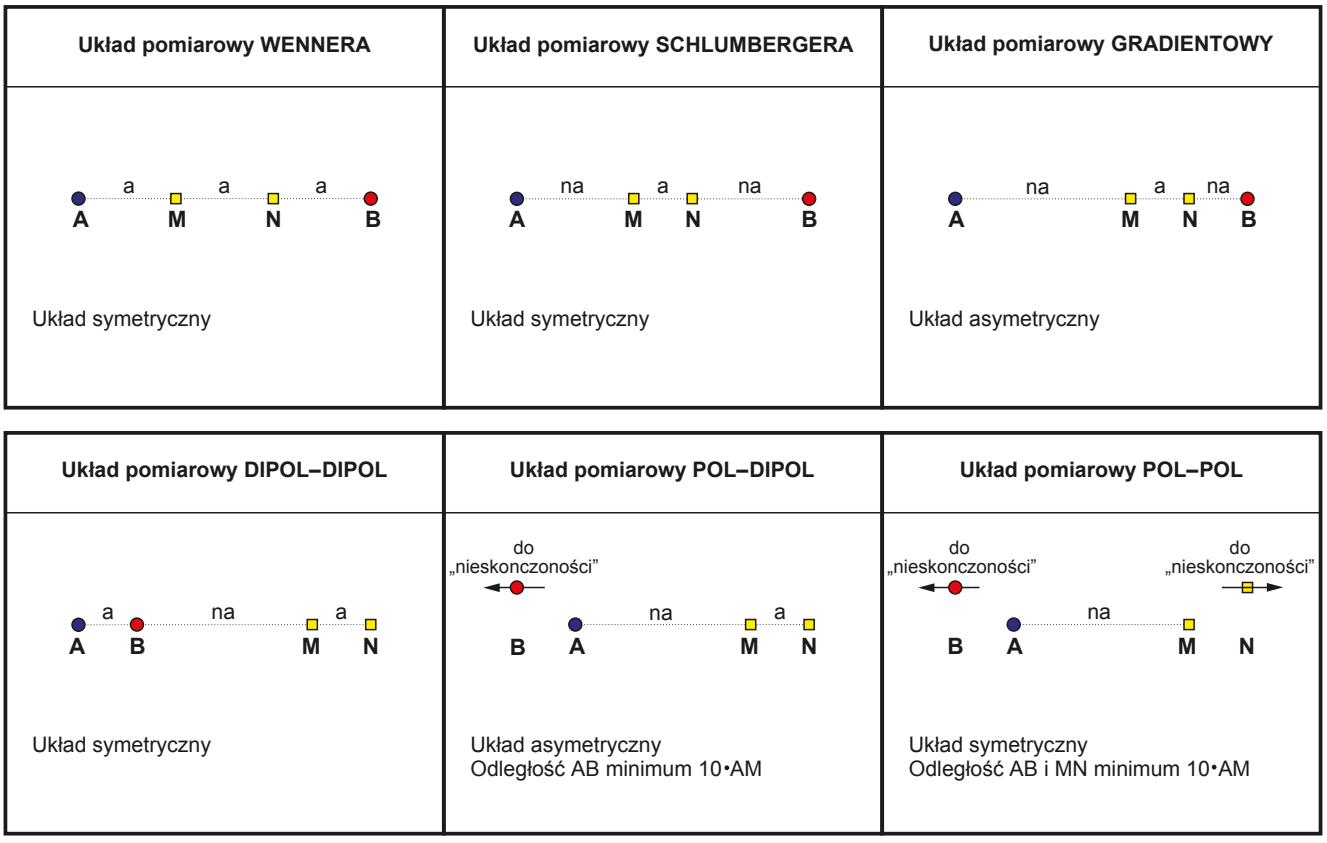
gdzie:
na – odległość między parą elektrod zasilających i pomiarowych [m];
a – odległość między parą elektrod pomiarowych [m].

Układ pomiarowy dipol–dipol: $K = \pi n(n + 1)(n + 2)a$

gdzie:
na – odległość między parą elektrod zasilających i pomiarowych [m];
a – odległość między parą elektrod zasilających lub parą elektrod pomiarowych [m].

W pomiarach oporności elektrycznej ośrodka gruntowo-skalnego teoretycznie można użyć dowolnie rozmieszczonych 2 par elektrod tworzących dwa dipole – prądowy i pomiarowy, jednak w praktyce wykorzystuje się kilka schematów rozmieszczenia elektrod, nazywanych układami pomiarowymi (ang. *measurement array*) (rys. 21).

Do najbardziej rozpowszechnionych układów należą układy Wennera, Schlumbergera, gradientowy oraz układ dipol–dipol. Dwa pierwsze układy są układami symetrycznymi, czyli takimi, w których odległość elektrod pomiarowych od środka odcinka pomiędzy elektrodami prądowymi jest równa. W układach tych elektrody pomiarowe są umieszczone wewnątrz odcinka wyznaczonego przez elektrody prądowe. Układy różnią się jedynie stosunkiem odległości pomiędzy elektrodami prądowymi a pomiarowymi. Dla układu Wennera



Rys. 21. Schematy najczęściej stosowanych układów pomiarowych w klasycznych metodach elektrooporowych

stosunek ten jest zawsze równy 3, podczas gdy dla układu Schlumbergera stosunek ten jest równy lub większy niż 3.

Układ gradientowy to połączenie charakterystyki układów pol–dipol i Schlumbergera. Stosunek odległości pomiędzy elektrodami prądowymi do odległości pomiędzy elektrodami pomiarowymi jest taki jak w układzie Schlumbergera, jednak dipol pomiarowy nie musi być zlokalizowany centralnie. W układzie dipol–dipol, dipol pomiarowy umieszczony jest poza obrębem odcinka wyznaczonego przez dipol prądowy. Więcej na temat charakterystyki tego układu napisano w rozdziale 8.18.

W przypadku VES[5] (ang. *vertical electrical sounding*) w zasadzie większość prac jest realizowana układem Schlumbergera (dużo mniejsza czasochłonność badań w stosunku do innych układów). Czasami układem Wennera. Inne układy są sporadycznie stosowane.

W niniejszej publikacji pominięto profilowania elektrooporowe (PE), ponieważ jest to metoda, której się już praktycznie nie stosuje. Zastąpiła ją tomografia elektrooporowa (ERT, ang. *electrical resistivity tomography*). Metoda profilowań elektrooporowych (PE) szczegółowo została opisana np. przez Fajklewicza (1972).

W przypadku tomografii elektrooporowej układy pomiarowe uległy pewnym modyfikacjom. I tak obecnie najpopularniejszym jest układ gradientowy, stosowany głównie ze względu na możliwość wykonywania badań wielokanałowych (odnosi się to do aparatur firmy ABEM). W aparaturach często jest też stosowany układ Wenner-Schlumberger, jako połączenie obu „klasycznych" układów.

[5] Inne stosowane skróty to: SGE, SE.

Każdy z układów pomiarowych ma swoje zalety i ograniczenia (tab. 6). Układ Wennera jest najmniej czuły na zakłócenia, jednak ma najmniej możliwych kombinacji elektrod, a co za tym idzie pokrycie przestrzeni pomiarami jest w nim najmniejsze. Układ Schlumbergera ma więcej kombinacji od układu Wennera i jest również stosunkowo odporny na zakłócenia. Układ gradientowy pozwala na dokonanie kilku, kilkunastu pomiarów w trakcie jednego cyklu pomiarowego, co znacznie przyśpiesza pomiary w stosunku do pomiarów z zastosowaniem ww. układów „klasycznych".

Układ dipol–dipol również pozwala na dokonanie wielu pomiarów w jednym cyklu pomiarowym. Dodatkowo liczba kombinacji pozycji elektrod jest w nim największa ze wszystkich układów, co skutkuje gęstym pokryciem przestrzeni punktami pomiarowymi. Równocześnie głębokość obrazowania możliwa do osiągnięcia z użyciem układu dipol–dipol jest największa dla układów, w których nie mamy elektrod oddalonych w nieskończoność (poprzez nieskończoność należy rozumieć oddalenie jednej z elektrod od układu pomiarowego o odległość przekraczającą kilka razy długość podstawowej linii pomiarowej). Układ ten jest jednak bardzo czuły na zakłócenia elektromagnetyczne, dlatego w wielu przypadkach nie może być stosowany, szczególnie na terenach zurbanizowanych. Jakość sygnału dla tego układu jest bardzo słaba w przypadku dłuższych linii pomiarowych. Prowadzi to do wielu błędów, zarówno w pomiarach, jak i w późniejszej interpretacji. W rozdziale 8.18 szczegółowo opisano układy pomiarowe jakie są stosowane w aparaturze Terrameter LS, natomiast w rozdziale 3.4 podano zależności

Tabela 6

Cechy układów pomiarowych najczęściej stosowanych w badaniach techniką ERT

Układ pomiarowy	Cechy układu
Wennera	Układ ten wykazuje większą czułość na zmiany oporności elektrycznej zachodzącej w ośrodku z głębokością niż w kierunkach horyzontalnych. Średnia głębokość prospekcji wynosi około połowy odległości pomiędzy kolejnymi elektrodami. Cechuje się on najlepszym poziomem mierzonego sygnału, natomiast horyzontalne pokrycie przestrzeni pomiarowej jest słabe. Układ ten jest zdecydowanie mniej podatny na zakłócenia niż inne układy pomiarowe
Schlumbergera	Układ ten cechuje się tym, że w przypadku tego samego rozstawu elektrod AB (jak dla układu Wennera), jego zasięg głębokościowy jest większy o ok. 10%. Poziom mierzonego sygnału jest mniejszy niż w przypadku układu Wennera, ale większy niż układu dipolowego. Pokrycie badanej przestrzeni jest lepsze dla układu Schlumbergera niż dla Wennera. Ponadto w przypadku wykonywania VES, jest mniej pracochłonny ze względu na rzadsze zmiany rozstawu elektrod MN
Dipol–dipol	Układ dipole–dipole nadaje się do badania struktur o charakterze pionowym, ze względu na dość dużą czułość układu w kierunku poziomym. Gęstość pokrycia poziomego terenu jest większa niż dla układu Wennera, ale wielkość mierzonego sygnału niska (w szczególności dla dużych odległości pomiędzy dipolami). Głębokość prospekcji jest większa niż w przypadku dwóch poprzednich układów
Pol–dipol	Rozdzielczość pionowa i pozioma układu jest podobna, jak w przypadku układu Schlumbergera. Podobnie zasięg głębokościowy i gęstość pionowego pokrycia. W porównaniu z układem dwuelektrodowym (pol–pol) układ trójelektrodowy jest mniej wrażliwy na zakłócenia zewnętrzne. Dla układu pole–dipole (układ trójelektrodowy) otrzymuje się niesymetryczne anomalie dla symetrycznych struktur, z powodu niesymetryczności układu
Pol–pol	Układ pole–pole (układ dwuelektrodowy) cechuje się najgorsza rozdzielczością pionowa i pozioma oraz jest najbardziej wrażliwy na zakłócenia zewnętrzne. Posiada natomiast najlepsze pokrycie poziome terenu i najlepszy średni zasięg prospekcji. Wadą tego układu jest trudność realizacji w terenie, gdyż wymaga dwóch „nieskończoności"
Gradient	Można zauważyć, że układ gradientowy jest kombinacją różnych układów. Będzie to przede wszystkim połączenie charakterystyki układów pol–dipol i Schlumbergera. W zależności od tego, w jakiej pozycji mamy elektrody prądowe i potencjałowe widać podobieństwo do układu pol–dipol lub Schlumberger. Widać więc, że układ gradientowy będzie łączyć charakterystyki układu dipolowego i układu Schlumbergera, nie ma jednak potrzeby stosowania w nim elektrody oddalonej, która może być uciążliwa w niektórych warunkach terenowych. Największą zaletą układu jest możliwość wykonywania badań wielokanałowych, co znacznie przyśpiesza akwizycję danych w terenie

głębokości badań oraz rozdzielczości poszczególnych układów pomiarowych.

Mechanizmy rozchodzenia się pól elektrycznych dla najczęściej stosowanych układów pomiarowych są dobrze poznane i opisane równaniami, co pozwala na określenie wpływu rozkładu oporności wyinterpretowanej występującej w różnych częściach ośrodka na pomiar. To natomiast pozwala na lepsze przygotowanie algorytmów służących tworzeniu modeli oporności wyinterpretowanej (inwersji rozumianej jako odpowiedź teoretyczną na skończony zestaw danych pomiarowych).

Istotne jest, żeby wiedzieć, w którym miejscu w ośrodku geologicznym wykonujemy pomiar i na jakiej głębokości.

Położenie każdego punktu mierzonego w ośrodku geologicznym jest ściśle powiązane z lokalizacją elektrod i geometrią pomiaru (czyli ważne są tu zarówno elektrody AB, jak i MN). Dla większości układów pomiarowych (ang. *measurement array, electrode arrays*) zasada jest taka, że punkt pomiarowy zawiera się pomiędzy elektrodami potencjałowymi (należy jednak pamiętać, że w dla pewnych układów tak być nie musi).

Jak już wspomniano głębokość mierzonego punktu (ang. *Z coordinate*) będzie zależna od odległości pomiędzy elektrodami prądowymi AB. Aby zróżnicować głębokość pomiarów należy zróżnicować rozstaw elektrod AB. Ważny jest również rozstaw elektrod względem głębokości.

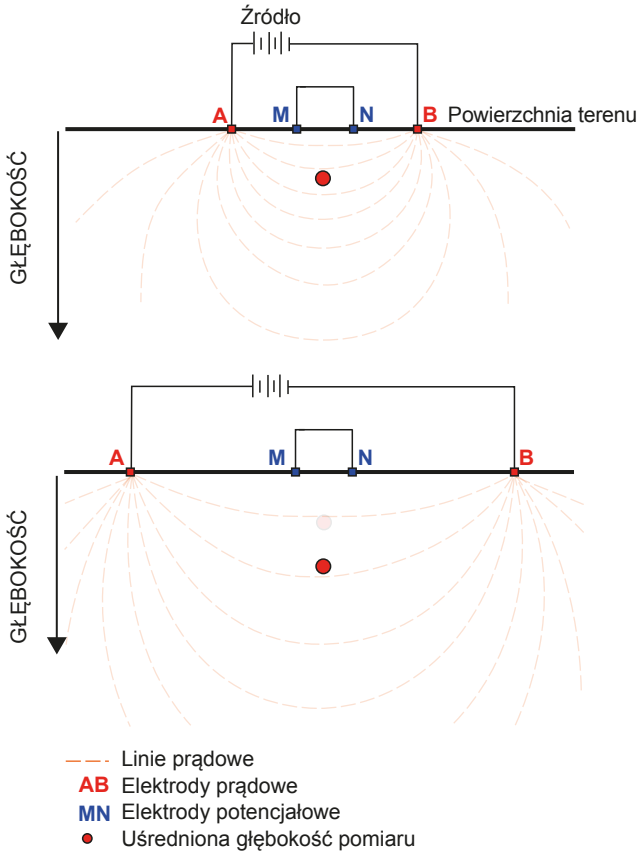
W dużym uogólnieniu, głębokość to 1/4–1/6 rozstawu AB. Będzie ona zależna od tego jakim układem pomiarowym jest wykonywany pomiar oraz jakie grunty/skały są w podłożu (tab. 7).

Poniżej opisano w jakim celu w trakcie pomiarów są zmieniane rozstawy elektrod MN oraz po co są wykonywane zakładki (czyli pomiary wykonywane w tym samym miejscu dla takich samych AB, ale innych MN).

Podczas analizy techniki pomiarów VES czy ERT, nie tylko rozstawy AB są zwiększane, ale co jakiś czas także odległość pomiędzy elektrodami MN (rys. 22). Przyczyna tego jest następująca. Wraz ze wzrostem odległości pomiędzy elektrodą A i B, prąd który jest wpuszczany do ośrodka obejmuje coraz większą przestrzeń, a co za tym idzie, różnica potencjałów pomiędzy elektrodami MN (odbiorniki) jest coraz mniejsza. Wobec tego istnieje potrzeba jej zwiększenia, co jest realizowane poprzez większe rozstawy elektrod MN.

Zakładki są wykonywane dla pierwszej i drugiej pary elektrod MN, ewentualnie drugiej i trzeciej itd. Wyniki pomiarowe dla zakładek są z reguły podobne, ale często nie będą takie same, co jest związane z niejednorodnością ośrodka gruntowo-skalnego między elektrodami MN. W zależności od typu budowy geologicznej możemy mieć bardzo różne wyniki (co nie jest traktowane jako błąd), pod warunkiem, że trend krzywej zostaje utrzymany.

Uwzględnienie wpływu warstw płytszych uzyskuje się dzięki matematycznemu dopasowaniu wyników za pomocą procedury inwersji (inwersja opornościowa). Zastosowanie inwersji pozwala w efekcie na obliczenie oporności wyinterpretowanej kolejnych „warstw". Wielokrotne powtórzenie procedury pomiaru dla różnych głębokości pozwala na uzyskanie profilu oporności 1D (lub w przypadku badań ERT modelu geoelektrycznego 2D). Ten relatywnie prosty schemat (rys. 23), gdzie w jednym miejscu wykonuje się serię pomiarów stopniowo zwiększając rozstaw elektrod prądowych i uzyskując coraz większy zasięg głębokościowy, wykorzy-



Rys. 22. Zwiększanie rozstawów elektrod AB powoduje pomiar oporności na większej głębokości

Tabela 7

Przykładowe zasięgi głębokościowe dla kilku wybranych układów pomiarowych

Układ geometryczny	Głębokość prospekcji
Wennera	0,18 AB
Schlumbergera	0,19 AB
Dipol–dipol	0,23 AB
Pol–dipol	0,30–0,35 AB
Pol–pol	0,45–0,50 AB
Gradient	0,19 AB

stuje się w technice sondowań elektrooporowych (VES). Profile takie mogą służyć do stworzenia schematycznego przekroju oporności. Przy stosowaniu techniki VES zakłada się, że warstwy tworzą układ płasko-równoległy. Jednowymiarowy układ warstw musi obejmować przestrzenie o średnicy przynajmniej równej maksymalnemu rozstawowi elektrod prądowych, które dochodzą czasami do kilkuset metrów. Kwestie ekwiwalencji krzywych zostały omówione w rozdziale 3.6.2.

W Polsce przez lata najczęstszym typem stosowanych badań geoelektrycznych były pionowe sondowania elektrooporowe (VES) oraz metoda profilowań elektrooporowych (PE).

Wspólną cechą obu metod była ich „jednowymiarowość", tzn. określenie zmian oporności elektrycznej ośrodka jedynie w pionie (sondowania) lub w poziomie (profilowania). Konsekwencją takiego sposobu pomiarów były znaczne ograniczenia interpretacyjne, zwłaszcza w przypadku warstw zaburzonych, ponieważ podstawowe założenie dla metody pionowych sondowań elektrooporowych – płasko-równoległe zaleganie warstw geologicznych – nie było spełnione (patrz rozdz. 8.18).

Bardziej rozbudowaną techniką pomiarów elektrooporowych jest technika tomografii elektrooporowej ERT (ang. *electrical resistivity tomography*). Założenia ERT są opisane w pracach: Kelera i Frischknechta (1966), Loke'a i Barkera (1996), Loke'a (2004) oraz Loke'a i in. (2007). Tomografia elektrooporowa jest z powodzeniem stosowana w geologii, m.in. do określania budowy geologicznej (Kowalczyk i in., 2015; Bania, 2018; Pacanowski in., 2016a), na potrzeby oceny stateczności skarp (Kowalczyk i in., 2014), w geologii inżynierskiej (Antoniuk i in., 2003; Bestyński, 2011; Bania, Ćwiklik, 2014, 2015; Pacanowski i in., 2014, 2016b), hydrogeologii (Pacanowski, 2016). Bazuje ona na zjawisku przepływu stałego prądu elektrycznego przez ośrodek skalny, a przedmiotem rozpoznania jest przestrzeń ośrodka gruntowo-skalnego, która w większości układów pomiarowych znajduje się poniżej elektrod potencjałowych.

W tomografii elektrooporowej (ERT) istnieje możliwość stworzenia modelu zmiennego zarówno w pionie, jak i w poziomie. Właściwość ta powoduje, że badania tego typu określa się jako dwuwymiarowe – 2D. Co ważne, w wielu miejscach, w których mamy skomplikowaną budowę geologiczną, np. w obszarach zaburzeń glacitektonicznych, gdzie zmienność geologii jest duża i mało przewidywalna, tego typu metodyka daje zadawalające rezultaty (rozdz. 8.2). Technika ERT jest obecnie najbardziej rozpowszechnioną techniką geofizyczną służącą do rozpoznania podłoża budowlanego do celów inżynierskich.

W technice ERT (Loke, 2000) elektrody w liczbie od kilkudziesięciu do nawet kilkuset są rozmieszczane równomiernie wzdłuż linii pomiarowej i połączone z aparaturą pomiarową. Odległość między kolejnymi elektrodami (rozstaw elektrod w układzie) dobiera się w zależności od wymaganej rozdzielczości i głębokości – im wyższa wymagana dokładność, tym mniejszy rozstaw (ang. *spacing*) kolejnych elektrod (w wielu przypadkach jest to mniejsza głębokość rozpoznania – prospekcji).

Aparatura pomiarowa automatycznie dokonuje pomiaru według predefiniowanego schematu, używając wszystkich kombinacji elektrod, które spełniają warunki geometryczne układu pomiarowego. Dzięki temu półprzestrzeń podłoża jest zapełniona zachodzącymi na siebie strefami, w których wykonano pomiary oporności pozornej. Inwersja opornościowa prowadzona jest wspólnie dla całej macierzy wyników, co pozwala na wyznaczenie oporności wyinterpretowanej dla bloków pomiarowych i po interpolacji utworzenie ciągłego przekroju zmian oporności ośrodka, który następnie można interpretować w kategoriach geologicznych (rys. 24).

Należy jednak pamiętać, że w przypadku zastosowania pomiarów wzdłuż linii pomiarowej, algorytmy inwersji dopuszczają zmienność jedynie w kierunku profilu, a nie na boki od niego, co ma ważne implikacje dla planowania badań.

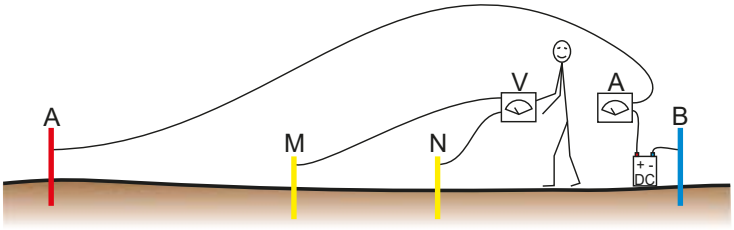
Na bazie techniki tomografii elektrooporowej opracowano warianty otworowych pomiarów tą techniką. Badania wykonuje się w otworze (EBL) lub między otworem a powierzchnią terenu (VEP; tzw. profilowanie elektrooporowe) lub między otworami wiertniczymi (XBERT, BERT; tzw. prześwietlania elektrooporowe). Impuls elektryczny generowany dla pary elektrod tworzy pole elektryczne w podłożu. Pozostałe elektrody lub pary elektrod (w zależności od zastosowanego układu pomiarowego) próbkują powstałe pole elektryczne, mierząc lokalne natężenie tego pola. Na podstawie serii pomiarów można, jak w przypadku powierzchniowej techniki ERT, odtworzyć rozkład pola elektrycznego i opisać je w kategoriach oporności elektrycznej. Przy możliwości kalibracji wyników z profilem litologicznym z otworów można z dużą dokładnością określić układ warstw, przebieg granic litologicznych, stref spękań itp. w płaszczyźnie pomiędzy otworami.

Przy wykonaniu otworowych pomiarów elektrooporowych musi zostać zastosowana szczególna konstrukcja otworu. Rury okładzinowe nie mogą być wykonanie z przewodnika (metalu), ponieważ dojdzie do zwarć, a równocześnie nie mogą izolować elektrycznie otworu od otoczenia skalnego. Wymagania techniczne w stosunku do konstrukcji otworu praktycznie wykluczają możliwość wykonania takich badań w gruntach gruboziarnistych (niespoistych) nawodnionych i znacznie ograniczają możliwość badań w innych gruntach. Najlepszym ośrodkiem do tego typu badań są skały niezwietrzałe.

Oporność elektryczna ośrodka zależy w głównej mierze od składu litologicznego ośrodka gruntowo-skalnego oraz jego zawodnienia. Można przyjąć, że suche ziarna mineralne są izolatorami. Oporność litych, niespękanych skał, czy ośrodka zbudowanego z suchych ziaren mineralnych jest bardzo wysoka. W warunkach naturalnych do wyjątków należą masywne siarczki, niektóre tlenki żelaza oraz grafit. Minerały są dobrymi przewodnikami i mogą występować na małych głębokościach np. w Sudetach czy Górach Świętokrzyskich, gdzie metody ERT dają bardzo dobre rezultaty w rozpoznaniu takich stref.

W trakcie badań do celów inżynierskich można stosunkowo często napotkać w podłożu i na powierzchni elementy metalowe – żelazne fragmenty konstrukcji, rurociągi itp.

Pomiary terenowe (natężenia na elektrodach AB, napięcie na elektrodach MN i rejestracja geometrii)

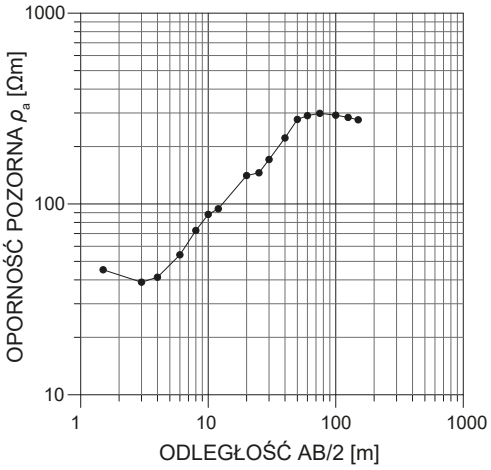


Pomiary oporności w terenie

No	AB/2 [m]	I [mA]	V [mV]	K [m]	ρ [Ωm]
1	1,5	0,15	1,08	6,28	45,2
2	3	0,15	0,46	12,56	38,9
3	4	0,18	0,44	16,75	41,3
4	6	0,18	0,39	25,12	54,1
5	8	0,18	0,39	33,49	72,6
6	10	0,18	0,38	41,87	88,2
7	12	0,18	0,34	50,24	94,3
8	20	0,17	0,29	83,73	140,9
9	25	0,17	0,24	104,67	145,7
10	30	0,17	0,23	125,60	171,0
11	40	0,17	0,23	167,47	221,9
12	50	0,16	0,21	209,33	277,3
13	60	0,16	0,18	251,20	290,1
14	75	0,16	0,15	314,00	298,6
15	100	0,16	0,11	418,67	291,9
16	125	0,16	0,09	523,33	284,3
17	150	0,18	0,08	628,00	276,1

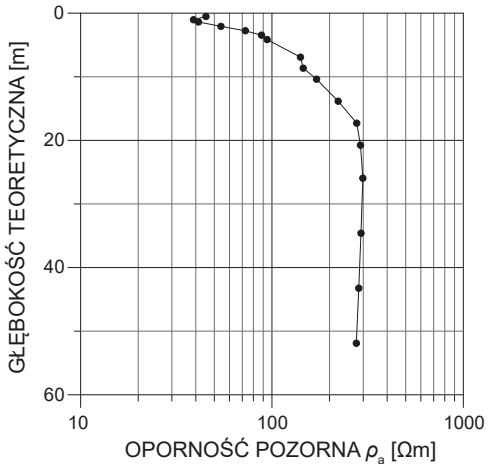
Tabela pomiarów terenowych

Sporządzenie pseudoprofilu (obliczenie oporności pozornej, wykreślenie na osi pseudogłębokości)



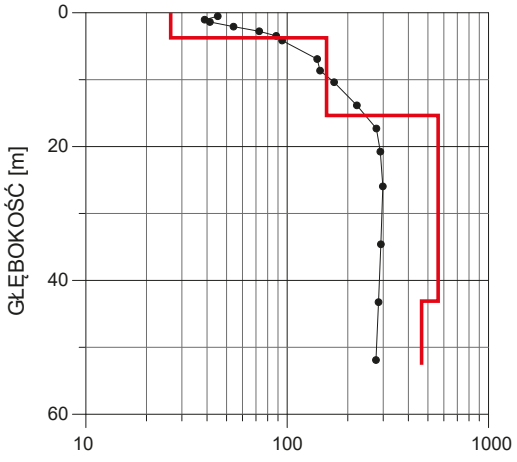
Wykres oporności pozornej względem rozstawu elektrod zasilających

ALBO



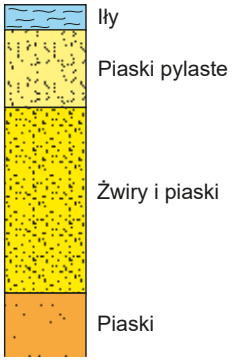
Wykres oporności pozornej względem głębokości teoretycznej

Modelowanie oporności (inwersja – wyznaczenie oporności rzeczywistej, głębokości i miąższości warstw), interpretacja geologiczna



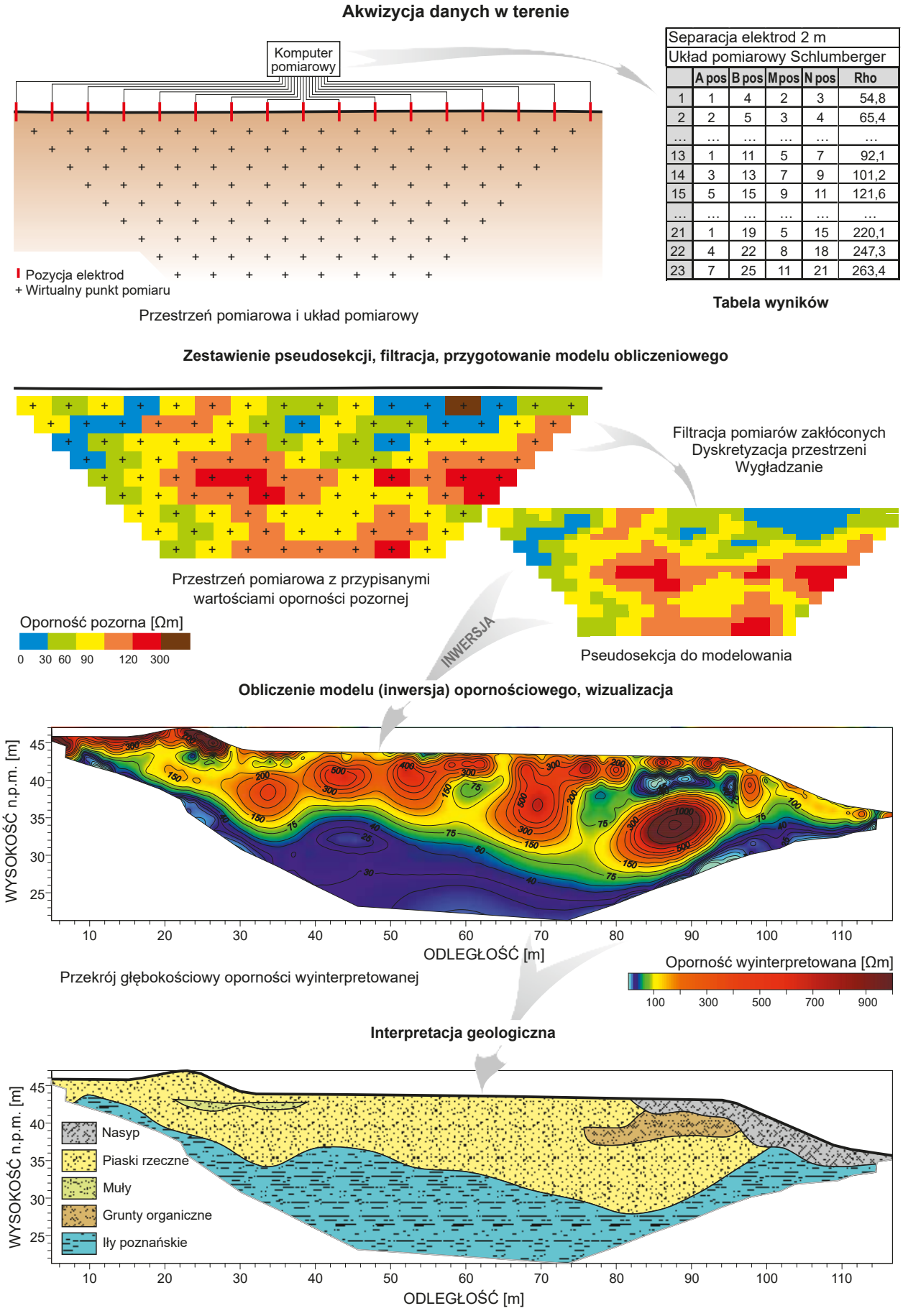
Wykres oporności warstw (czerwona linia) względem głębokości

INTERPRETACJA GEOLOGICZNA



Interpretowany profil litologiczny

Rys. 23. Ogólny schemat postępowania przy wykonywaniu badań metodą VES, od akwizycji polowej do interpretacji danych



Rys. 24. Ogólny schemat postępowania przy wykonywaniu badań metodą ERT, od akwizycji polowej do interpretacji danych

Takie metalowe, nieodizolowane elektrycznie obiekty, szczególnie, gdy przebiegają równolegle do linii pomiarowej, stanowią z uwagi na swoją przewodność (o rzędy wielkości wyższą niż otaczające warstwy ośrodka) preferowaną drogę przepływu prądu, całkowicie zaburzając wyniki pomiarów elektrooporowych.

Również wpływ obecności wody podziemnej, występującej w porach gruntów lub w szczelinach skał, na oporność ośrodka gruntowo-skalnego jest bardzo istotny. Czysta chemicznie woda jest bardzo dobrym izolatorem. Jej oporność mierzona w laboratorium dorównuje tej, mierzonej dla ziaren mineralnych. Natomiast wraz ze wzrostem zawartości rozpuszczonych w niej jonów, oporność wody gwałtownie spada dzięki przewodnictwu jonowemu. Woda morska i solanki, czasami wstępujące w porach gruntów/skał, obniżają oporność całego ośrodka do wartości nienotowanych w innych wypadkach naturalnych (z wyłączeniem wspomnianych wcześniej nietypowych faz mineralnych wykazujących przewodnictwo elektronowe, jak siarczki i grafit). Jednak przy niskim poziomie zawartości soli rozpuszczonych, jakie notuje się zwykle w Polsce w wodach podziemnych płytkich poziomów wodonośnych i wodach powierzchniowych, woda podziemna charakteryzuje się średnimi wartościami oporności z zakresu 25–80 Ωm. Pomimo to, obecność wody w porach i szczelinach w ośrodku gruntowo-skalnym warunkuje znaczące obniżenie wartości oporności warstw ośrodka. Spadek oporności ośrodka w obecności wody jest związany z jonizacją na granicach ziarna mineralne–woda oraz właściwościami cząstek wody. Przepływ prądu, w przypadku wód niskozmineralizowanych, odbywa się przede wszystkim wzdłuż granic ziarno mineralne–woda, dlatego też kluczowe znaczenie dla przewodnictwa ośrodka wielofazowego, jakim jest ośrodek gruntowo-skalny, jest powierzchnia ziaren. Dlatego też powierzchnia ziaren mineralnych w ośrodku gruntowo-skalnym ma zdecydowanie większe znaczenie niż sumaryczna objętość wody w ośrodku, czy też stosunek objętości porów wypełnionych przez wodę do porów wypełnionych przez gaz. Skały i grunty zbudowane z ziaren o drobniejszej frakcji mają bardziej rozwiniętą powierzchnię ziaren niż skały i grunty o frakcji grubszej. Bardziej rozwinięta powierzchnia ziaren daje gęstszą sieć przepływu prądu, a co za tym idzie, wyższą przewodność i niższą średnią oporność ośrodka. Podobne rozumowanie dotyczy również spękań w skałach – sieć drobnych spękań pozwala na sprawniejszy przepływ prądu elektrycznego, niż pojedyncze, rozwarte szczeliny występujące rzadziej. Najbardziej rozwinięta powierzchnia ziaren jest obserwowana w ośrodku zbudowanym z drobnych ziaren o blaszkowatym kształcie, takim jak minerały ilaste. Dlatego też najniższe oporności notuje się właśnie w skałach i gruntach ilastych. Zawartość procentowa wody w takich gruntach bywa stosunkowo niska, jednak sumaryczna powierzchnia kontaktu ziarno mineralne–woda jest tak duża, że skały i grunty takie charakteryzują się bardzo niskimi średnimi opornościami.

W badaniach geologiczno-inżynierskich stosuje się pomiary o separacji elektrod (rozstawie elektrod) nie większej niż 5 m. W zależności od oczekiwanej rozdzielczości badań separację elektrod można zmniejszyć, zwiększając tym samym rozdzielczość. Jako regułę opartą na doświadczeniu można przyjąć, że separacja powinna być minimum dwukrotnie mniejsza niż spodziewana horyzontalna wielkość najmniejszych obiektów, których zobrazowania się oczekuje. Niezależnie od zastosowanej separacji należy pamiętać, że wraz z głębokością spada rozdzielczość (metody) i obiekty mniejsze niż wartość graniczna, występujące na pewnej głębokości, nie mogą być zobrazowane, a ich wpływ uśrednia się w większej przestrzeni pomiarowej (dotyczy to przede wszystkim warstw o miąższościach mniejszych niż rozdzielczość metody).

Metodyka badań elektrooporowych została opisana w normach:

– ASTM D6431 Standard Guide for Using the Direct Current Resistivity Method for Subsurface Site Characterization;
– ASTM G57 Standard Test Method for Measurement of Soil Resistivity Using the Wenner Four-Electrode Method.

3.6.2. Przetwarzanie danych

Obecnie procedura przetwarzania pomiarowych danych elektrooporowych jest wysoce zautomatyzowana i ingerencja operatora jest często ograniczona do minimum. Jednak w celu zrozumienia ostatecznych wyników badań oraz ich ograniczeń należy znać podstawy procesu przetwarzania. Dane elektrooporowe uzyskane z pomiarów terenowych zapisane są w postaci wartości oporności zmierzonej dla kolejnych (zwykle coraz większych) wielkości dipola prądowego i dipola pomiarowego. Oporność tak zmierzona jest średnią opornością przestrzeni ośrodka gruntowo-skalnego do określonej głębokości (zależnej od wielkości dipola prądowego). Oporność taką (jak już wspomniano wcześniej) nazywa się opornością pozorną.

Już na etapie pomiarów terenowych następuje pierwsza eliminacja błędów przez wykonanie minimum 4 pomiarów (są to standardowe zalecenia producentów aparatur, proces jest automatyczny, można jednak liczbę pomiarów ustawić przed wykonywaniem prac polowych) przy jednej konfiguracji elektrod i zastosowanie zmiennej polaryzacji prądu pozwala na statystyczne oznaczenie błędu dla pomiaru wykonanego w jednej kombinacji elektrod (zwykle stosuje się odchylenie standardowe). Pomiary, w których parametr określający błąd przekracza dopuszczalny przyjęty poziom powtarza się lub usuwa z dalszej analizy. Wstępna filtracja na etapie pomiarów pozwala usunąć błędy wynikające z chwilowych zakłóceń elektromagnetycznych, co jest szczególnie istotne w rejonach zurbanizowanych.

Na etapie konstrukcji pseudoprzekroju oporności dokonuje się powtórnej eliminacji błędów pomiarowych. W tym etapie analizuje się występowanie pojedynczych punktów znacząco różniących się wartościami oporności pozornej od punktów sąsiednich. Zwykle wartości odstające uznaje się za błędy powstałe na przykład w wyniku lokalnych zwarć i usuwa się je z dalszej analizy. Eliminację błędów można prowadzić automatycznie, za pomocą procedury wygładzania, lub ręcznie, usuwając poszczególne punkty.

Pseudoprofil lub pseudoprzekrój jest podstawą do przeprowadzenia modelowania matematycznego rozkładu oporności wyinterpretowanej w ośrodku podłoża. W technice VES modelowania dokonuje się przez iteracyjne dopasowanie krzywej teoretycznej oporności pozornej wyliczonej dla kolejnych modeli rozkładu warstw oporności, do krzywej pomierzonej. W momencie najlepszego dopasowania (gdy odchylenie między krzywymi zmniejszy się poniżej założonego progu) uznaje się, że model opornościowy, który posłużył do wyliczenia krzywej teoretycznej, odpowiada rozkładowi oporności wyinterpretowanej w ośrodku gruntowo-skalnym.

W interpretacji VES mamy do czynienia z trzema zjawiskami, które w znaczny sposób będą komplikowały samą interpretację i uzyskanie rzeczywistego modelu geoelektrycznego. Będą to:

– równoważność (ekwiwalentność) przekrojów geoelektrycznych (zjawisko ekwiwalencji polega na tym, że jednej krzywej sondowania można dopasować wiele modeli geoelektrycznych);
– utajenie warstw;
– anizotropia ośrodka.

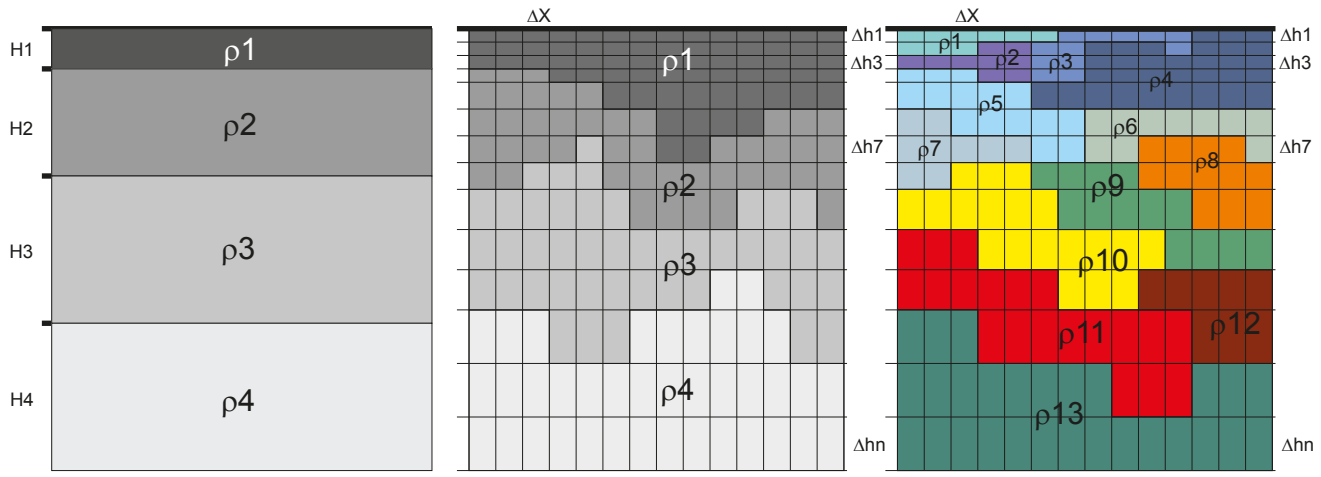
Wpływ powyższych cech omówiono na przykładach w dalszej części książki w rozdziale 8.

W technice ERT stosuje się bardziej zaawansowane techniki obliczeniowe. Przestrzeń pseudoprzekroju dzieli się na bloki obliczeniowe, którym przyporządkowuje się wartości oporności (rys. 25). Modelowanie z zastosowaniem procedury inwersji prowadzi się drogą kolejnych przybliżeń do utworzenia kolejnych modeli oporności podłoża (modeli geoelektrycznych), wyliczenia ich teoretycznego rozkładu oporności pozornej i porównania z zarejestrowanym rozkładem oporności pozornej. W strefach, gdzie dopasowanie jest niewystarczające, do modelu teoretycznego wprowadza się poprawki i procedurę się powtarza. Przy osiągnięciu wystarczającego dopasowania uznaje się, że teoretyczny model rozkładu oporności odpowiada rzeczywistemu rozkładowi oporności w ośrodku gruntowo-skalnym.

Ważnym elementem poprawnego modelowania jest wprowadzanie poprawek topograficznych (mówiąc inaczej, do danych polowych wprowadza się dodatkowy plik z morfologią pomierzoną wzdłuż linii pomiarowej). Najnowsze algorytmy służące przetwarzaniu danych elektrooporowych uwzględniają zmiany topograficzne już na etapie wyliczania pseudoprzekrojów, co poprawia dokładność modelowania szczególnie w przypadkach, gdy badania są prowadzone na obszarach o urozmaiconej rzeźbie terenu. Do wizualizacji zwykle stosuje się interpolację wyników oryginalnie przypisanych do bloków obliczeniowych, której efekty prezentuje się w postaci izoliniowych przekrojów oporności.

Wyniki badań elektrooporowych mogą być prezentowane w postaci modeli blokowych (rozdz. 8.10). Na rysunku 25 przedstawiono 3 modele geoelektryczne. Pierwszy (po lewej) to prosty model 1D – otrzymywany w wyniku interpretacji pionowych sondowań elektrooporowych. Model ten opiera się na założeniu płasko-równoległego zalegania warstw o różnych opornościach (Rudzki, Krawiec, 2007). Drugi z modeli (środkowy) jest rozwinięciem modelu 1 – warstwy jednak nie są w nim płasko-równoległe. Jest to model prosty – 2D dla metody tomografii elektrooporowej. Trzeci z modeli – odpowiadający największej zmienności ośrodka geologicznego – to model 2D, w którym oporności zmieniają się zarówno w pionie, jak i w poziomie. Jest to zaawansowany model 2D – wykorzystywany w procesie przetwarzania danych w metodzie tomografii elektrooporowej. Taki rodzaj modelu pozwala na zobrazowanie bardziej skomplikowanych struktur geologicznych, których opisanie tradycyjnie stosowanym układem płasko-równoległych warstw jest często niemożliwe (rozdz. 8.9).

Istnieje kilka metod przetwarzania takich modeli, ale zasada jest zawsze podobna – stosuje się tu podział blokowy, gdzie oczko bloku o wymiarach ΔX na ΔH określa pomierzoną



H_i – miąższość warstwy

ρ_i – pomierzone wartości oporności

Δx, Δh – szerokość i wysokość bloku pomiarowego

Rys. 25. Modele geoelektryczne wykorzystywane w procesie interpretacji (Pacanowski i in., 2016b)

wartość (bądź kilka wartości) oporności. Przy czym szerokość oczka ΔX najczęściej jest stała dla całego profilu, natomiast wysokość oczka ΔH jest zmienna (Rudzki, Krawiec, 2007). Zmiana następuje wraz z głębokością – wielkość oczka wzrasta.

Przygotowane do modelu dane wejściowe (dane polowe) muszą być jak najlepszej jakości. Z uwagi na to, że proces akwizycji danych jest w pełni automatyczny, przed wykonaniem badań należy dobrać: odpowiedni protokół pomiarowy, zakres prądu, zadbać o dobre uziemienie elektrod (aparatury dają możliwość pomiaru uziomu każdej elektrody i możliwość ew. poprawienia uziomu), wyeliminować zakłócenia, a także wprowadzić odpowiednie filtry składania i redukcji błędów.

Nowoczesne aparatury dają też możliwość pomiarów wielokanałowych. Trzeba jednak nadmienić, że w przypadku wykonywania badań w wariancie pomiarów wielokanałowych nie ma możliwości zastosowania wszystkich układów pomiarowych (Dahlin, Zhou, 2004). Liczba możliwych do wykonania w ten sposób pomiarów jest stosunkowo duża – w praktyce jest to nawet kilka tysięcy pomiarów na 1 km linii pomiarowej. Wymusza to stosowanie zaawansowanych aparatur pomiarowych z możliwością automatycznego sterowania procesem akwizycji i rejestracji danych.

3.6.3. Interpretacja danych

Interpretację badań elektrooporowych prowadzi się na bazie przekrojów geoelektrycznych. Opiera się ona na bezpośrednim wyznaczeniu stref o różnych wartościach oporności i przyporządkowaniu tych stref do ośrodka gruntowo-skalnego lub elementów antropogenicznych. W badaniach do celów inżynierskich szczególnie pomocna jest możliwość korelacji wyników badań elektrooporowych z danymi z wierceń, sondowań mechanicznych lub wkopów, dotyczącymi przede wszystkim litologii i zawodnienia. Uzupełniające informacje dotyczące interpretacji badań elektrooporowych opisano w rozdziale 7.6.2.

3.6.4. Zastosowanie

Technika ERT jest przede wszystkim stosowana do wstępnego konstruowania modeli geologicznych, jak również do określenia litologii ośrodka gruntowo-skalnego, zwłaszcza gdy wyniki badań elektrooporowych można dowiązać do innych danych geologicznych, a głównie geologiczno-inżynierskich. Wyniki rozpoznania oporności ośrodka są szczególnie przydatne w lokalizacjach, w których występuje znaczna zmienność przestrzenna w obrębie ośrodka gruntowo-skalnego, jak w przypadku złożonej budowy strukturalnej, stref występowania glacitektoniki, czy ośrodka zmienionego antropogenicznie. Najczęstsze zastosowania techniki ERT dotyczą rozpoznania budowy geologicznej podłoża, ale metoda ta może być wykorzystana na przykład do określania składu litologicznego nasypów i budowli ziemnych oraz rozpoznania stref niejednorodności w nich występujących. Metoda ta znakomicie sprawdza się także w hydrogeologii, w zagadnieniach związanych z ochroną środowiska, kartografii i geologii złożowej. W tej ostatniej wykorzystuje się dodatkowy atut metody, gdyż oprócz samych pomiarów oporności można także mierzyć efekty polaryzacji wzbudzonej (IP).

Nawet szacunkowe określenie parametrów fizycznych ośrodka, przy wykorzystaniu techniki ERT, wymaga podejścia interpretacyjnego – do stref o zróżnicowanej oporności przypisuje się strefy ośrodka gruntowo-skalnego lub elementy antropogeniczne występujące w podłożu, co pozwala wstępnie oszacować ich parametry fizyczne oraz określić stopień zmienności. Uzupełniające informacje dotyczące zastosowania badań elektrooporowych opisano w rozdziałach 3.2, 3.4, 7.4.2 oraz na wybranych przykładach w rozdziale 8.

Sondowania VES przez lata były techniką stosowaną przede wszystkim w takich obszarach jak:
- badania w zakresie kartografii geologicznej i geologii strukturalnej;
- badania w zakresie geologii złożowej;
- badania w zakresie hydrogeologii;
- badania w zakresie geologii inżynierskiej;
- badania w zakresie ochrony środowiska.

Obecnie w badaniach podłoża dominuje technika ERT, która zastępuje badania VES. Należy jednak nadmienić, że sondowania VES są nadal często stosowane. Przede wszystkim tam, gdzie istnieje potrzeba uzyskania zgeneralizowanego, regionalnego rozpoznania na wczesnym etapie inwestycji (badania dróg, geotermia płytka i inżynierska). Na podstawie sondowań VES opracowuje się wstępne modele geoelektryczne (przekroje, mapy rozkładu oporności), które później w miarę potrzeb uszczegóławia się innymi badaniami, np. ERT.

3.6.5. Ograniczenia badań

Metody badań elektrooporowych są stosunkowo odporne na zakłócenia zewnętrzne. W przypadku niektórych układów pomiarowych może zachodzić interferencja zewnętrznych pól elektromagnetycznych z pomiarowymi. Wiele błędów pomiarowych wynika z występowania w gruncie i na powierzchni uziemionych antropogenicznych elementów przewodzących, takich jak: metalowe rury, nieizolowane kable i siatki. Szczególnie silny wpływ mają elementy przebiegające wzdłuż profilu, na którym są wykonywane badania (rozdz. 8.18).

W badaniach elektrooporowych występują też ograniczenia naturalne, szczególnie związane z ekstremalnymi wartościami oporności przy powierzchni (rozdz. 8.16). W przypadku występowania bardzo wysokich oporności warstwy przypowierzchniowej, występują trudności z uzyskaniem wystarczającego uziemienia elektrod, co w szczególnych przypadkach może nawet uniemożliwić wykonanie badań. W naszej strefie klimatycznej zwykle wiąże się to z koniecznością powtórzenia pomiarów po wystąpieniu opadów. Występowanie ekstremalnie niskich oporności w przypowierzchniowej warstwie podłoża sprawia natomiast, że pole elektryczne nie dociera do warstw głębszych (rozdz. 8.15). Sytuacja taka generuje zafałszowany obraz budowy geologicznej, obniżając znacząco spąg warstw niskooporowych lub nawet nie wykazując obecności warstw o wyższej oporności

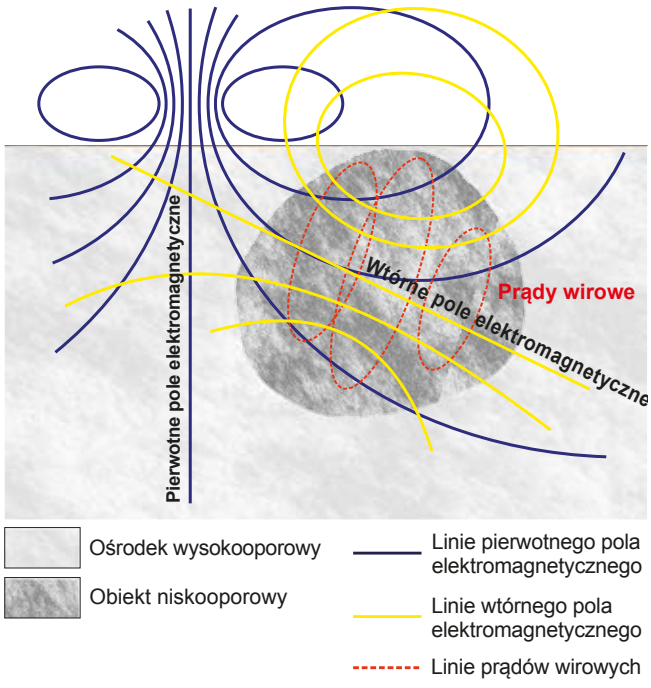
leżących głębiej. Błędy te są o tyle niebezpieczne, że na etapie pomiarów w terenie nie notuje się występowania nieprawidłowości. Więcej informacji dotyczących ograniczeń badań elektrooporowych podano w rozdziałach 3.3 i 7.4.2.

3.7. BADANIA ELEKTROMAGNETYCZNE

Metody elektromagnetyczne opierają się na obserwacji zmian, jakie zachodzą w polach elektromagnetycznych w wyniku ich interakcji z ośrodkiem geologicznym (McNeill, 1980; Auken i in., 2005; Beamish, 2011).

Pierwotne zmienne pole elektromagnetyczne, emitowane przez różnego rodzaju nadajniki fal elektromagnetycznych, powoduje powstawanie w przewodnikach (także w gruncie o niskiej oporności), przez które przenika, prądów wirowych. Te prądy wirowe indukują z kolei powstanie wtórnych pól. Wtórne pole elektromagnetyczne nie jest identyczne z polem pierwotnym. W wyniku interakcji z podłożem (gruntem, skałą, elementami infrastruktury podziemnej, fundamentami, niewybuchami, itp.) pole wtórne zachowuje częstotliwość, ale zmienia się jego polaryzacja oraz następuje przesunięcie fazowe fali (rys. 26).

Pola elektromagnetyczne można opisać, stosując pomiar poszczególnych elementów pola – składowych pola elektrycznego, składowych pola magnetycznego lub ich kombinacji. W badaniach metodami elektromagnetycznymi kluczowe znaczenie ma określenie wpływu, jakie na pierwotne pole ma ośrodek gruntowo-skalny. Dlatego w metodzie konieczny jest pomiar pola pierwotnego oraz wtórnego. W aparaturze wykorzystywanej w badaniach terenowych dokonuje się zwykle pomiaru względnego – odnosi się pomiar pól indukowanych do pomiaru pól pierwotnych. Dzięki temu natężenie pola pierwotnego nie ma tak zasadniczego znaczenia dla pomiaru pola wtórnego. Pomiaru przeważnie dokonuje się nie dla wartości bezwzględnych, a określając przesunięcie fazowe pola wtórnego. Zwykle pomiar rozkłada się na składowe przesunięcia fazowego (składowa rzeczywista i urojona), oddzielnie dla pola elektrycznego i magnetycznego. W części technik stosuje się pomiar składowych pola elektrycznego, w części – pola magnetycznego, a w innych metodach – obu. Pomiar pola magnetycznego nie wymaga instalacji elektrod pomiarowych, dzięki czemu jest szybszy i technicznie łatwiejszy do wykonania. Szeroko stosowane techniki elektromagnetyczne wykorzystują właśnie pomiary składowej magnetycznej pola elektromagnetycznego.



Rys. 26. Schemat powstawania wtórnego pola elektromagnetycznego w interakcji z obiektami podłoża

Głównym czynnikiem wpływającym na indukcję wtórnego pola elektromagnetycznego w podłożu jest oporność warstw i występujących w nim obiektów. Na podstawie różnic pomiędzy polem pierwotnym a polem wtórnym, jakie rejestruje się w trakcie badań można zatem wyznaczyć przybliżony rozkład oporności podłoża. Zakładając horyzontalny układ warstw w podłożu. Rozkład ten przybliża się pionowym profilem oporności.

Jako źródła fal elektromagnetycznych w metodach badań elektromagnetycznych używa się źródeł sztucznych generowanych na potrzeby badań (źródła kontrolowane, o znanym położeniu, polaryzacji i mocy), źródeł sztucznych niekontrolowanych (np. nadajniki radiowe, które pozostają poza kontrolą operatora, ale znane jest ich położenie i częstotliwość) oraz źródła naturalne (których kierunek propagacji, częstotliwość i parametry fazowe muszą być rejestrowane przez pomiar referencyjny). W technikach wykorzystywanych w badaniach prowadzonych do celów inżynierskich stosuje się zwykle źródła kontrolowane, o małej mocy. Mała moc źródła pozwala osiągnąć stosunkowo małą głębokość rozpoznania, ale daje pełną kontrolę nad przebiegiem badań. Najpowszechniej stosowaną techniką pomiarową jest technika konduktometryczna.

Technika konduktometryczna (konduktometr GCM, ang. *ground conductivity meter*) to technika, w której stosuje się urządzenie składające się ze zintegrowanego nadajnika i odbiornika. Nadajnik stanowi cewka, w której generowane są impulsy elektromagnetyczne o określonej, stałej częstotliwości. Odbiornik stanowi również cewka skonstruowana tak, że jej czułość dopasowana jest dokładnie do częstotliwości generowanej przez nadajnik. Cewka odbiornika umieszczona jest w stałej pozycji i odległości w stosunku do cewki nadawczej. Pomiar pozwala na określenie przesunięcia fazowego pomiędzy falą pierwotną i wtórną oraz zmian tego przesunięcia w zależności od miejsca dokonania pomiaru. Odległość pomiędzy nadajnikiem a odbiornikiem określa teoretyczną głębokość ośrodka gruntowo-skalnego, który ma wpływ na pole indukowane. Zwykle w urządzeniu stosuje się więcej niż jedną cewkę odbiorczą. Kolejne cewki o zwiększającej się odległości od nadajnika lub zorientowane w innym położeniu pozwalają na pomiar o zwiększającej się głębokości.

W wyniku pomiarów konduktometrycznych uzyskuje się rozkład wartość oporności pozornej lub jej odwrotności – pozornej przewodności elektrycznej dla jednego lub kilku poziomów teoretycznej głębokości (pseudogłębokości), a także

bezwymiarowy składnik *in-phase* odebranego sygnału wtórnego w stosunku do sygnału pierwotnego, który wskazuje na charakter zaburzeń pochodzących od obiektów metalowych (kabli, rur itp.) w badanym ośrodku gruntowo-skalnym.

3.7.1. Technika pomiarów

Pomiary konduktometryczne wykonuje się w kolejnych punktach, zwykle wzdłuż linii pomiarowych z założonym krokiem pomiarowym. Linie pomiarowe można zestawiać w siatki pomiarowe. Pojedynczy pomiar konduktometrem jest bardzo szybki, dzięki czemu możliwe jest stosowanie bardzo gęstego kroku pomiarowego (próbkowanie). W przypadku badań konduktometrycznych częstą praktyką jest wykonywanie pomiarów z próbkowaniem czasowym, gdzie czas próbkowania może wynosić 1–2 s, co w przeliczeniu na prędkość poruszania się operatora (pieszo) może wynieść poniżej 1 m. Przy sprzężeniu aparatury pomiarowej z odbiornikiem geodezji satelitarnej, przy niewielkim zaangażowaniu sił i środków, można szybko pokryć badaniami znaczne odcinki lub powierzchnie, co sprawia, że technika konduktometryczna jest szczególnie przydatna do prowadzenia wstępnego rozpoznania podłoża na większych obszarach. Realna głębokość rozpoznania z zastosowaniem metody konduktometrycznej wynosi do kilku metrów i głębiej w zależności od wykorzystanej aparatury pomiarowej (rodzaju konduktometru).

Metodyka badań elektromagnetycznych została opisana w normach:

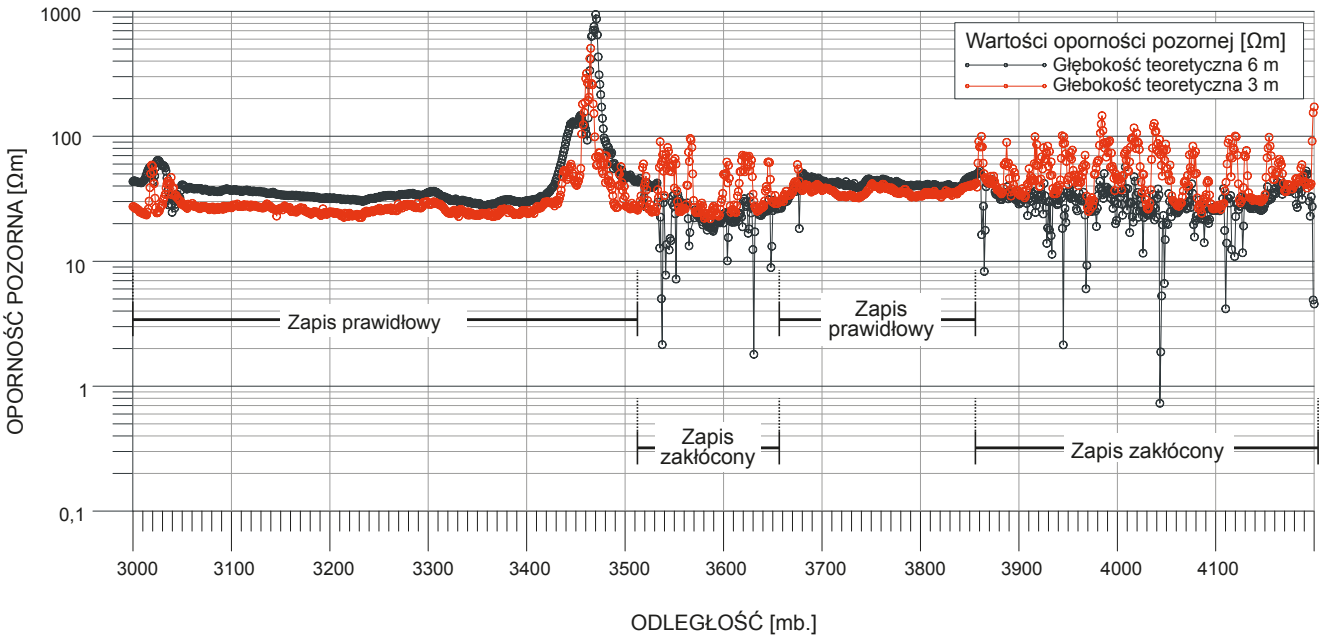
– ASTM D6820 Standard Guide for Use of the Time Domain Electromagnetic Method for Geophysical Subsurface Site Investigation;
– ASTM D6639 Standard Guide for Using the Frequency Domain Electromagnetic Method for Subsurface Site Characterizations.

3.7.2. Przetwarzanie danych

Przetwarzanie danych konduktometrycznych jest w ogólnym zarysie zbliżone do przetwarzania danych elektrooporowych. Na etapie pomiarów terenowych nie jest wprawdzie prowadzony wielokrotny pomiar dla poszczególnych punktów, który pozwoliłby na wyznaczenie błędu pojedynczego pomiaru, jednak zwykle pomiary konduktometryczne prowadzi się z nadmiarowym przestrzennym zagęszczeniem (rys. 27). Filtrację incydentalnych pomiarów zakłóconych można przeprowadzić poprzez usunięcie (automatyczne lub ręczne) pojedynczych zapisów lub ich serii znacząco odbiegających od pomiarów sąsiadujących.

Dla każdego z pomiarów (wartości przewodności pozornej lub wartości oporności pozornej) przypisuje się lokalizację w przestrzeni. Za miejsce wykonania pomiaru przyjmuje się środek układu cewki nadawczej i odbiorczej, natomiast jako głębokość przyjmuje się wartość teoretyczną określoną dla danego układu cewek. Przy pomiarach wielopoziomowych, zestawiając serie danych pomiarowych, można sporządzić przekrój zawierający wartość przewodności (lub jej odwrotności – oporności) pozornej, na głębokościach teoretycznych – pseudoprzekrój.

Nowe pakiety oprogramowania do przetwarzania danych konduktometrycznych pozwalają na dokonanie procedur inwersji, prowadzących do wyznaczania zbliżonej do rzeczywistej wartości przewodności (lub oporności). Obecnie dostępne są programy, które pozwalają na przeprowadzenie



Rys. 27. Przebieg zapisu badań konduktometrycznych wykonanych dla dwóch poziomów głębokości teoretycznej z odcinkiem zapisów prawidłowych i zakłóconych

inwersji jednowymiarowej (każda seria reprezentująca zbiór pomiarów dokonanych dla kilku poziomów teoretycznych w jednym punkcie rozpatrywana jest jako oddzielne sondowanie pionowe) oraz wielowymiarowej (procedurze inwersji poddawany jest wspólnie cały przekrój lub blok pomiarowy). Możliwe jest również zintegrowanie pseudosekcji uzyskanej z badań konduktometrycznych i pseudosekcji uzyskanej z badań tomografii elektrooporowej i poddanie ich wspólnemu procesowi inwersji, co w efekcie może pozwolić na uzyskanie przekroju wartości wyinterpretowanych o wysokiej rozdzielczości w strefie płytkiej, przy jednoczesnym dużym zasięgu głębokościowym.

Przy rejestracji pomiarów pokrywających równomiernie powierzchnię, można analogicznie z powyższą procedurą przygotować blok wartości pozornych i poddać go inwersji. Powstały w ten sposób blok wartości wyinterpretowanej pozwala na szeroki zakres wizualizacji (mapy ścięcia, przekroje itp.) i interpretacji.

3.7.3. Interpretacja danych

Przeważnie wyniki badań konduktometrycznych, szczególnie jedno- czy dwupoziomowych, były przedstawiane jako wykresy oporności pozornej dla poszczególnych teoretycznych głębokości (zależnych od geometrii układu pomiarowego) w funkcji położenia (dystansu) lub w formie mapy. Efektem tego były pseudoprzekroje lub mapy dla pseudogłębokości, które w sposób bardzo mało jednoznaczny obrazowały budowę badanego ośrodka gruntowo-skalnego. Ostatnio wprowadzane techniki inwersji danych konduktometrycznych do wartości oporności/przewodności wyinterpretowanej, pozwalają na wykorzystanie przekrojów i map oporności wyinterpretowanej, podobnie jak wyniki badań techniką ERT. Szersze upowszechnienie nowych technik obliczeniowych pozwala na wykorzystanie danych konduktometrycznych i zastąpienie lub uzupełnienie tą techniką tomografii elektrooporowej w rozpoznaniu przypowierzchniowych warstw gruntu.

3.7.4. Zastosowanie

Zastosowanie metod elektromagnetycznych (przede wszystkim konduktometrii) jest zbliżone do zastosowań metod geoelektrycznych. Różnica między zastosowaniami jest związana z małą głębokością rozpoznania uzyskiwaną techniką konduktometryczną oraz znacznie większą szybkością wykonywania badań. Dlatego też badania elektromagnetyczne mają zastosowanie na przykład do tworzenia map oporności dla poziomów głębokościowych i na tej podstawie określania przestrzennej zmienności litologicznej na większych powierzchniach. Informacja taka może być wykorzystywana na przykład do rozpoznania przebiegu nieaktywnych koryt rzecznych i wypełniających je osadów, do określania zarysów pogrzebanych konstrukcji, w tym mapowania stanowisk archeologicznych, badania skażeń wód podziemnych i gleb substancjami chemicznymi oraz monitoringu migracji tych zanieczyszczeń.

3.7.5. Ograniczenia badań

Głównym czynnikiem ograniczającym w badaniach elektromagnetycznych jest występowanie w podłożu i na powierzchni antropogenicznych elementów metalowych. Konduktometr jest bardzo czuły na wszelkiego rodzaju zakłócenia pochodzące od elementów metalowych. Pomiar wówczas jest bardzo mocno zakłócony. Gdy celem badań jest wykrycie np. niewybuchów, wówczas zakłócenia wskazują ich potencjalną lokalizację, jednak gdy celem jest rozpoznanie układu warstw (litologii), wówczas traktujemy je jako element zakłócający i je usuwamy jako błąd pomiarowy. Elementy takie w polu elektromagnetycznym generują silne zakłócenia. Badania są zwykle prowadzone jako najwyżej kilkupoziomowe i wpływu przewodzących elementów (także izolowanych) nie da się skutecznie odseparować od sygnału pochodzącego od podłoża. Infrastruktura energetyczna oraz komunikacyjna (nadajniki i stacje bazowe telefonii) generują na tyle silne pola elektromagnetyczne, że w sąsiedztwie takiej infrastruktury nie można skutecznie prowadzić badań elektromagnetycznych.

3.8. BADANIA GEORADAROWE

Georadar (GPR, ang. *ground penetration radar*) (Annan, Davis, 1976; Karczewski i in., 2011), podobnie jak sejsmika refleksyjna, polega na analizie zjawiska odbicia fali od powierzchni rozdzielającej warstwy ośrodka geologicznego o różnych właściwościach elektrycznych. W metodzie georadarowej stosuje się fale elektromagnetyczne, a granice, na których dochodzi do odbicia fal, muszą różnić się wartościami przenikalności elektrycznej (ε). W badaniach georadarowych stosuje się fale radiowe z zakresu od krótkich do ultrakrótkich i o częstotliwościach w zakresie od 10 MHz do 4 GHz. W podstawowym układzie badania prowadzi się urządzeniami jednokanałowymi – sygnał odbity od granic rejestrowany jest jednym odbiornikiem (anteną odbiorczą) umieszczoną w stałej odległości od nadajnika (anteny nadawczej). Antena nadawcza, umieszczona na powierzchni badanego ośrodka emituje krótkie sygnały (porcję energii o określonej częstotliwości i o długości równej półtorej fali elementarnej, tzw. ang. *wavelet*) w głąb ośrodka. Sygnał emitowany jest silnie skoncentrowaną wiązką fal. Sygnał ulega odbiciu na granicach w ośrodku. Ponieważ wiązka emitowana jest prostopadle do powierzchni, ewentualne ugięcia fal na granicach są pomijalne. Na granicach część energii zostaje odbita ku powierzchni, a część energii przenika głębiej do ośrodka. Na kolejnych granicach sytuacja się powtarza. W kierunku powierzchni pierwotna energia wyemitowana ze źródła zostaje odbita, jako kolejne fale o coraz słabszej amplitudzie. Powracające fale są rejestrowane przez antenę odbiorczą, jako zmiany amplitudy natężenia pola elektromagnetycznego w funkcji czasu (opóźnienia pomiędzy emisją, a dotarciem fal odbitych od kolejnych granic do anteny odbiorczej). Większość metod pomiarowych wykorzystuje techniki refleksyjne.

Ważnym elementem badań georadarowych jest także tłumienie fali elektromagnetycznej w ośrodku geologicznym, które znacznie ogranicza zasięg głębokościowy metody, a na które decydujący wpływ ma przewodność ośrodka. Im przewodność jest wyższa, tym tłumienie jest większe (Karczewski i in., 2011). Na wielkość tłumienia fali elektromagnetycznej mają wpływ następujące czynniki:
– skład mineralny ośrodka;
– porowatość ośrodka;
– wilgotność ośrodka;
– skład chemiczny i stężenie nasycających ośrodek roztworów;
– temperatura ośrodka;
– częstotliwość fali elektromagnetycznej emitowanej w głąb ośrodka;
– inne (np. struktura i tekstura skały).

Dla pojedynczego pomiaru aparatura pomiarowa rejestruje czas opóźnienia i amplitudę powracającego sygnału. Z uwagi na olbrzymie prędkości fal elektromagnetycznych pomiar zachodzi w nanosekundach (ns). Po dokonaniu pomiaru aparatura jest przemieszczana o założony odcinek i pomiar jest powtarzany. W praktyce przemieszczanie aparatury następuje w sposób ciągły w trakcie przesuwania urządzenia pomiarowego. Pojedyncze pomiary są dokonywane co założony odcinek, często z zagęszczeniem pojedynczych milimetrów lub centymetrów. Efektem pomiaru jest zestawienie tras, na którym kolejno dla poszczególnych miejsc wysłania impulsu przedstawia się intensywność powracającej do anteny odbiorczej fali elektromagnetycznej w funkcji czasu (opóźnienia). Technikę tę nazywa się zwykle profilowaniem georadarowym. Zazwyczaj za początek trasy przyjmuje się moment emisji sygnału przez antenę nadawczą.

Znając lub zakładając prędkość fali elektromagnetycznej w ośrodku, można wyznaczyć rzeczywistą głębokość poszczególnych granic odbijających. Oszacowania prędkości można dokonać na podstawie oceny krzywizny hiperboli dyfrakcyjnych lub na podstawie specjalnie wykonywanych sondowań georadarowych (sondowania CMP, ang. *common midpoint*, pomiary WARR – profilowanie prędkości) (Karczewski i in., 2011), w których dokonuje się pomiaru opóźnienia odbić, przy zwiększającym się odstępie pomiędzy anteną nadawczą i odbiorczą. Podobnie jak w przypadku sejsmiki refleksyjnej, wykres czasu odbicia od horyzontalnej granicy do zmieniającej się odległości nadajnik–odbiornik układa się wzdłuż hiperboli. Kształt tej hiperboli pozwala na oszacowanie prędkości warstwy występującej powyżej granicy.

Częstotliwości wykorzystywane w badaniach georadarowych dobiera się w zależności od oczekiwanej rozdzielczości i głębokości penetracji (tab. 5). Rozdzielczość przestrzenna metody wzrasta wraz z częstotliwością sygnału z uwagi na skracanie się długości fal. Natomiast głębokość penetracji wraz ze wzrostem częstotliwości spada, z uwagi na silniejsze tłumienie fal krótszych.

3.8.1. Technika pomiarów

Zwykle w badaniach podłoża budowlanego metodą profilowania georadarowego stosuje się częstotliwości w zakresie 100–800 MHz. Zastosowanie niższych częstotliwości (np. 25–50 MHz) jest wykorzystywane głównie w zagadnieniach geologii regionalnej. Częstotliwości wyższe niż 500 MHz, z uwagi na silne ich tłumienie w ośrodku, mają mały zasięg głębokościowy. Stosuje się je przede wszystkim w badaniach materiałowych, do oceny spękań w betonie lub wykrywania zbrojeń i instalacji. Krok pomiarowy (odległość między kolejnymi punktami pomiarowymi, tj. gęstość próbkowania) dostosowuje się do oczekiwanej rozdzielczości horyzontalnej. Rozdzielczość ta w teorii jest ograniczona promieniem sfery Fresnela, zwykle jednak krok pomiarowy zagęszcza się w stosunku do tej wartości. Nie podnosi to faktycznej rozdzielczości badań, ale pozwala na uśrednienie przestrzenne pomiarów, podnosząc stosunek sygnału do szumu.

Materiały o niskiej oporności elektrycznej, takie jak iły czy gliny, silnie tłumią sygnał, znacząco ograniczając głębokość badania. Można przyjąć, że maksymalny zasięg metody georadarowej przy sprzyjających warunkach gruntowych nie przekracza kilku, kilkunastu metrów. W sprzyjających warunkach głębokość rozpoznania może osiągnąć kilkanaście metrów, a w lodzie nawet kilkadziesiąt metrów (Kowalczyk i in., 2018). Badania georadarowe pozwalają na wyznaczenie granic pomiędzy warstwami o różnej przenikalności elektrycznej (granic refleksyjnych), określenie położenia obiektów o wysokiej względnej przenikalności elektrycznej (na przykład metalowych przewodów) oraz umożliwiają określenie parametrów fizycznych – prędkości fali elektromagnetycznej.

Georadar daje możliwość uzyskania liniowego obrazu anomalii pod powierzchnią terenu. Otrzymuje się zatem dwuwymiarowy przekrój XH, gdzie X oznacza przebytą odległość, a H – głębokość. Georadary dają również możliwość otrzymania w pełni trójwymiarowego modelu (3D) znajdujących się w gruncie rur, kabli, pustek, tuneli przez złożenie wielu profili dwuwymiarowych, wykonanych kolejno w równym odstępie. Dzięki oprogramowaniu istnieje możliwość uzyskania takiego efektu prowadząc pomiar linią łamaną o dowolnym kształcie przy użyciu georadaru sprzężonego z odbiornikiem GNSS. Zaawansowane technologicznie, specjalistyczne programy są w stanie uzupełnić model w miejscach pomiędzy profilami. Im gęściej wykonane są profile tym dokładniejszy model 3D możemy otrzymać. Uzyskaną w ten sposób trójwymiarową bryłę możemy obracać, ciąć według dowolnej osi oraz zmieniać współczynnik przezroczystości tak aby zobaczyć tylko wybrane sygnały. Technologia ta doskonale sprawdza się w archeologii czy geologii inżynierskiej. Większość dostępnych georadarów ma możliwość pracy z dwiema lub większą liczbą anten, co daje następujące korzyści (www.gpr.pl):
– zastosowanie anten o różnej częstotliwości pozwala na uzyskanie odczytów niskorozdzielczych, penetrujących ośrodek do większych głębokości, bez utraty detali na płytszych głębokościach;

– zastosowanie kilku anten o tej samej częstotliwości pozwala na szybsze pokrywanie badanych powierzchni lub na zwiększenie rozdzielczości pomiaru (w osi Y) poprzez rozstawienie anten bliżej siebie.

Rozstaw pomiędzy profilami ma zasadnicze znaczenie, gdy są poszukiwane niewielkie obiekty lub gdy kontrast stałej dielektrycznej jest niewielki. Wykonywanie wielu profili jeden przy drugim jest czasochłonne i nieekonomiczne.

Nowoczesne jednostki GPR współpracują z kilkunastoma antenami. Przykładem takiego radaru jest 3D-RADAR (norweskiej firmy Vmetro – system 32-antenowy), który pracuje jednocześnie nawet z 63 antenami. Co więcej, sama metoda pomiaru wykorzystana w tym georadarze nie jest już oparta na rejestracji odbić pojedynczego sygnału o zadanej częstotliwości, ale na generowaniu sygnału modulowanego – pokrywającego bardzo szerokie spektrum od 30 MHz do 2 GHz z krokiem 2 MHz (https://inzynieria.com/uploaded/magazines/pdf/ib022s098.pdf).

Różnice pomiędzy georadarem impulsowym a nowoczesnym wieloantenowym georadarem modulującym sygnał szerokopasmowy są ogromne, co widoczne jest w:

– rozdzielczości uzyskiwanych danych (rozstaw anten nawet co 4 cm);
– jakości sygnału (użycie szerokiego spektrum przekłada się na skuteczność metody);
– czasie badania – możliwości uzyskania pełnej migracji 3D.

Nowoczesna technologia georadarowa (https://www.geo-radar.pl) oferuje wyniki uzyskane z rozstawem anten co 4 cm, gdzie, dla porównania, impulsowe badania georadarowe wykonuje się z minimalnym rozstawem co ok. 50 cm tylko przy dokładnych badań archeologicznych na niewielkich obszarach.

Badania georadarowe można prowadzić również w otworach wiertniczych (BGPR) (Yelf, 2007; Pilecki i in., 2011, 2013; Łątka, Pilecki, 2015) (rys. 7). Wymagają one zastosowania specjalnych anten przystosowanych do wprowadzania do otworu. Najczęściej spotykane są anteny o charakterystyce dookólnej, czyli takiej gdzie promieniowanie z anteny nadawczej rozchodzi się prostopadle do jej osi pionowej, we wszystkich kierunkach, a antena odbiorcza również rejestruje sygnał dochodzący ze wszystkich stron. Taki układ nie pozwala na określenie kierunku do zarejestrowanych powierzchni odbijających. Interpretacja echogramów otworowych jest znacznie mniej intuicyjna niż echogramów z radaru powierzchniowego. W badaniach georadarowych w otworach wiertniczych, poza takimi w których zarówno antena nadawcza, jak i odbiorcza znajdują się w tym samym otworze (BGPR), stosuje się inne konfiguracje. Jedną z anten umieszcza się na powierzchni gruntu, a drugą w otworze (VRP) lub też dwie anteny umieszcza się w dwóch sąsiadujących ze sobą otworach (XBGPR, BRT). W takich przypadkach wykorzystuje się fale bezpośrednie przechodzące przez ośrodek gruntowo-skalny, a nie fale odbite.

Metodyka badań georadarowych została opisana w normie ASTM D6432 Standard Guide for Using the Surface Ground Penetrating Radar Method for Subsurface Investigation.

3.8.2. Przetwarzanie danych

Zarejestrowany sygnał w metodzie georadarowej, żeby mógł być prawidłowo interpretowany, wymaga filtracji i procedur odpowiedniego wzmocnienia sygnału. Stosuje się tu metody przetwarzania wykorzystywane w technice sejsmiki refleksyjnej – filtrację częstotliwościową, wyciszanie (ang. *muting*) i dekonwolucję. Dla danych georadarowych nie prowadzi się natomiast sumowania tras – metoda georadarowa jest w zasadzie metodą jednokanałową, co wyklucza sumowanie. Brak możliwości przeprowadzenia procedur sumowania tras powoduje, że na przekrojach (echogramach) rejestrują się granice odbić wielokrotnych i nie można ich wyeliminować. W metodzie georadarowej istotne zastosowanie ma natomiast procedura migracji, pozwalająca na redukcję hiperbol dyfrakcyjnych do punktów lub ograniczonych przestrzennie obiektów oraz precyzyjne oznaczenie głębokości rzeczywistej granic. Prawidłowe przeprowadzenie procedury migracji wymaga jednak dobrego rozpoznania pola prędkości fal elektromagnetycznych w ośrodku, co nie zawsze jest możliwe.

3.8.3. Interpretacja danych

Podstawą interpretacji badań georadarowych są echogramy – przekroje, na których są zestawione kolejne trasy zawierające wizualizację zmian natężenia pola elektromagnetycznego w funkcji czasu (opóźnienia od emisji sygnału), rzadziej w funkcji głębokości. Trasy na echogramie rozmieszcza się w poziomie w skali odległościowej.

Sygnał docierający do anteny odbiorczej jest sygnałem wyemitowanym przez nadajnik i odbitym od kolejnych powierzchni w ośrodku. Czas opóźnienia dotarcia sygnału jest proporcjonalny do odległości (głębokości) pomiędzy układem anten a punktem odbicia. Kontynuujące się na wielu trasach impulsy są zwykle efektem występowania ciągłych granic w ośrodku. Elementy przestrzennie ograniczone, np. pojedyncze większe kamienie, metalowe elementy konstrukcji lub instalacji, zapisują się na echogramach w postaci tzw. hiperboli dyfrakcyjnej – serii odbić na kolejnych trasach układających się wzdłuż linii opisującej hiperbolę o wypukłości skierowanej do góry. W procesie migracji hiperbole dyfrakcyjne są redukowane i na ich podstawie odtwarzane jest oryginalne położenie generującego je obiektu pod warunkiem, że pochodzą od obiektów o tej samej prędkości.

Podstawowa interpretacja echogramów pozwala na bezpośrednie określenie położenia różnego typu granic w ośrodku gruntowo-skalnym, spękań, warstw konstrukcji i innych. Na podstawie obecności hiperbol dyfrakcyjnych, można też określić położenie małych obiektów o silnie odróżniającej się od otoczenia przenikalności elektrycznej. Interpretacje dotyczące składu litologicznego ośrodka gruntowo-skalnego są natomiast interpretacjami pośrednimi. Zapis falowy w zasadzie niesie bardzo niewiele informacji dotyczących parametrów ośrodka i wnioski na temat jego składu litologicznego można wyciągać jedynie na podstawie informacji z innych źródeł, uzupełniając je o wyznaczenie przebiegu granic. Przypadkiem szczególnym jest sytuacja, w której fale elek-

tromagnetyczne napotykają ośrodek o niskiej oporności elektrycznej. W ośrodku takim zachodzi silne tłumienie fali elektromagnetycznej, co zaznacza się na echogramach jako całkowity zanik rejestrowanych amplitud.

3.8.4. Zastosowanie

Najważniejsze zastosowanie metody georadarowej w badaniach podłoża budowlanego koncentruje się na wykrywaniu przebiegu instalacji (przewodów, rur), granic zakopanych konstrukcji, starych fundamentów, rozpoznaniu nasypów budowlanych, identyfikacji głębokości występowania pierwszego od powierzchni, swobodnego zwierciadła wód podziemnych oraz monitoringu zmian jego położenia. Za pomocą metody georadarowej jest możliwe również wykrywanie granic składu ośrodka, jak spągu nasypów, warstwowań sedymentacyjnych, stref spękań w ośrodku gruntowo-skalnym, czy granic warstw materiałów konstrukcyjnych (np. grubości warstw asfaltu, betonu itp.). Głębokość rozpoznania metodami georadarowymi w warunkach krajowych jest stosunkowo mała, szczególnie w przypadku typowych warunków gruntowych i jest ograniczona maksymalnie do kilku metrów. Natomiast w sprzyjających warunkach głębokość rozpoznania może osiągnąć kilkanaście metrów, a w lodzie nawet kilkadziesiąt metrów (Kowalczyk i in., 2018).

Zastosowania georadaru otworowego w zagadnieniach geoinżynierskich sprowadzają się do (Łątka, Pilecki, 2015):
- identyfikacji zaburzeń geologiczno-tektonicznych, stref spękań;
- lokalizacji pustek i stref rozluźnień;
- lokalizacji podziemnych obiektów infrastruktury budowlanej i innych obiektów;
- rozpoznania zawodnienia oraz przepływu zanieczyszczeń w ośrodku gruntowo-skalnym;
- kontroli stateczności obiektów geoinżynierskich (zapory, tunele, inne obiekty podziemne).

3.8.5. Ograniczenia badań

Główne ograniczenia metod radarowych wiążą się z ekranującym efektem materiałów o niskiej oporności elektrycznej. Dotyczy to zarówno materiałów naturalnych (skał, osadów i zasolonych wód gruntowych), jak i pochodzenia antropogenicznego, przede wszystkim elementów metalowych. Obecność w podłożu glin lub iłów właściwie uniemożliwia badania georadarowe nawet na nieznaczną głębokość. Dzięki silnemu wpływowi elementów metalowych georadar jest wykorzystywany do określania położenia przewodów, rurociągów czy poszukiwania niewybuchów, jednak ogranicza też możliwości rozpoznania podłoża pod np. gęsto zbrojonym betonem.

Ograniczeniem metody georadarowej jest też stosunkowo mały zasięg głębokościowy, pozwalający zwykle na rozpoznanie budowy konstrukcji, ale rzadko wystarczający do rozpoznania naturalnego podłoża gruntowego.

Należy też pamiętać, że wyniki badań georadarowych (echogramy) pokazują położenie powierzchni odbijających fale elektromagnetyczne, ale nie mówią o litologii podłoża.

3.9. BADANIA SEJSMICZNE

Odkształcenia sprężyste rozchodzące się w ośrodkach ciągłych, w tym w skałach i gruntach, rozprzestrzeniają się w postaci drgań cząstek obejmujących ośrodek coraz dalej położny od miejsca początkowej generacji odkształcenia. Odkształcenia takie mają charakter fal o skończonej prędkości. Prędkość rozchodzenia się odkształceń, nazywanych falami sejsmicznymi jest cechą charakterystyczną materiału, w którym fala się rozchodzi i zależy przede wszystkim od gęstości objętościowej, ściśliwości i sztywności ośrodka geologicznego. Poznanie prędkości rozprzestrzeniania się fali sejsmicznej w materiale pozwala więc na scharakteryzowanie go pod względem mechanicznym i w pewnym stopniu litologicznym (Watanabe i in., 1999; Sheehan, 2005; Godlewski, Szczepański, 2015; Yilmaz, 2015; Uhlemann i in., 2016).

Odkształcenia sprężyste w ośrodkach ciągłych mogą zachodzić na dwa podstawowe sposoby. W pierwszym przypadku front odkształcenia przemieszcza się równolegle do kierunku drgań cząsteczek ośrodka – w tej sytuacji dochodzi do cyklicznego ściskania i rozciągania ośrodka. Falę taką nazywa się falą P (ang. *compressional wave*, *longitudinal wave*), w polskiej terminologii stosuje się najczęściej termin fala podłużna. Drugim typem fal sprężystych są fale, w których front odkształceń rozprzestrzenia się prostopadle do drgań cząsteczek ośrodka. W tym przypadku w ośrodku nie zachodzi zmiana ciśnienia, a dochodzi do cyklicznych odkształceń ścinających w materiale ośrodka. Fale takie nazywa się falami S (ang. *shear wave*) w polskiej terminologii stosuje się najczęściej termin fala poprzeczna. Wspólnie, oba typy fal nazywa się falami objętościowymi (ang. *body waves*), gdyż mogą się one rozprzestrzeniać w całej objętości ośrodka. Wartość prędkości fali podłużnej w danym ośrodku jest zawsze wyższa niż fali poprzecznej. Wartość fali podłużnej jest skorelowana silnie z gęstością objętościową materiału, natomiast w mniejszym stopniu zależy od sztywności ośrodka. Odmienna zależność dotyczy wartości prędkości fali S. Wartość ta jest silnie skorelowana ze sztywnością materiału, natomiast w mniejszym stopniu z jego gęstością objętościową. Fale poprzeczne propagują jedynie w ośrodkach, które charakteryzują się przynajmniej minimalną wytrzymałością na ścinanie, dlatego też nie przenoszą się przez płyny.

Zjawiskiem falowym odmiennym od fal objętościowych, które występuje w przestrzeni geologicznej i które jest wykorzystywane do badań podłoża, jest zjawisko fal powierzchniowych. Powierzchnia Ziemi, jeśli zostanie odkształcona sprężyście, a siła która to odkształcenie wywołała ustąpi, zaczyna swobodnie falować. Falowanie to rozchodzi się po powierzchni podobnie, jak fale po powierzchni każdej innej granicy faz ośrodków fizycznych, na przykład po powierzchni wody. Cząsteczki ośrodka w trakcie propagacji fal powierzchniowych przemieszczają się cyklicznie po orbitach kołowych, a orbity te ustawione są prostopadle do frontu odkształcenia powierzchni (czoła fali). Ruch cząstek ośrodka zachodzi nie tylko na samej powierzchni, ale obejmuje też pewną przypowierzchniową warstwę ośrodka. W warstwie tej amplituda ruchu cząsteczek ośrodka stopniowo zmniejsza się od powierzchni w głąb ośrodka. Ruch cząstek zanika cał-

kowicie na głębokości równej połowie długości fali powierzchniowej. Fala powierzchniowa (Q, ang. *Q-wave*) o takim mechanizmie rozprzestrzeniania nazywana jest falą Rayleigha. Prędkość fal Rayleigha zależy od prędkości fal objętościowych w ośrodkach, na granicy których fala się rozprzestrzenia, głównie od wartości prędkości fali S w podłożu. Dla powierzchni Ziemi, wpływ prędkości fali P podłoża na prędkość rozchodzenia się fal powierzchniowych jest pomijalny. Opisane typy fal przedstawiono na rysunku 28.

Front odkształceń przemieszczających się w ośrodku (czoło fali), generowanych przez fale objętościowe, tworzy w przybliżeniu powiększającą się w czasie sferę. W przypadku fal powierzchniowych front zaburzeń rozchodzi się jedynie w przypowierzchniowej warstwie tworząc w przybliżeniu kształt pierścienia. Nieregularności frontu związane są z niejednorodnościami właściwości sprężystych ośrodka. Teoretycznie, precyzyjna obserwacja zmian położenia frontu fali w czasie, pozwalałaby na dokładne określenie rozkładu wartości prędkości fal sejsmicznych w poszczególnych partiach ośrodka objętego ruchem falowym. W warunkach rzeczywistych obserwacji (pomiarów sejsmicznych), możliwość obserwacji fal jest znacznie ograniczona. Zwykle obserwacje można prowadzić jedynie z powierzchni terenu, w szczególnych przypadkach również w otworach wiertniczych. Dodatkowo, układ pomiarowy jest układem przestrzennie ograniczonym i dyskretnym – czujniki rozstawiane są na ograniczonej powierzchni, z określoną separacją, tak samo jak punkty generowania fal sejsmicznych, przez co otrzymana charakterystyka rejestrowanych fal jest jedynie przybliżeniem, tak jak i modele budowy podłoża uzyskane w wyniku interpretacji uzyskanych danych.

Podstawowym celem badań sejsmicznych, także tych prowadzonych do celów inżynierskich, jest określenie prędkości rozchodzenia się fal sejsmicznych w poszczególnych partiach ośrodka gruntowo-skalnego. W najprostszym przypadku, gdy do badań wykorzystuje się blisko położone otwory wiertnicze, można wygenerować impuls fali sejsmicznej w jednym z otworów i zarejestrować go w drugim otworze (rys. 29). Znając położenie punktu generacji impulsu (punkt strzałowy i punktu rejestracji (punkt odbioru) w przestrzeni, można określić odległość między tymi punktami. Czas potrzebny na przejście fali pomiędzy tymi dwoma punktami określa się, kontrolując moment generacji impulsu oraz rejestrując drgania w punkcie odbioru. Wartość opóźnienia pomiędzy generacją fali, a jej dotarciem do odbiornika stanowi czas potrzebny fali sejsmicznej na przebycie drogi pomiędzy punktem strzałowym a punktem odbioru. Równanie pozwala na wyznaczenie średniej prędkości na tym odcinku.

$$V = \frac{L}{T}$$

gdzie:

V – prędkość fali sejsmicznej [m/s];

L – odległość jaką musi przebyć fala sejsmiczna między punktem strzałowym a punktem odbioru (droga, jaką musi przebyć fala sejsmiczna pomiędzy dwoma punktami: strzałowym i odbioru) [m];

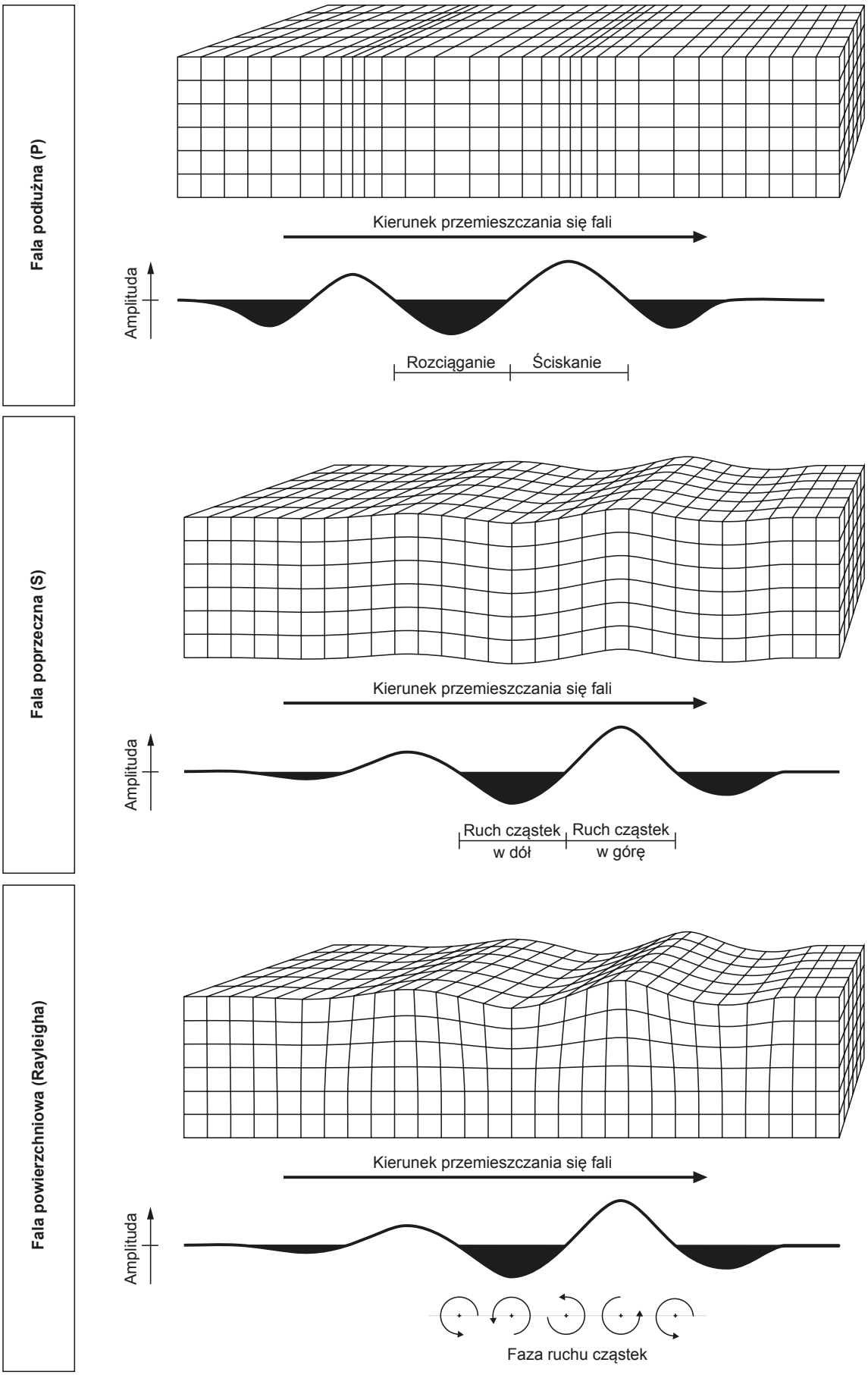
T – czas przejścia fali sejsmicznej między punktem strzałowym a punktem odbioru (czas przejścia sygnału; opóźnienie pomiędzy generacją a rejestracją sygnału) [s].

To najprostsze podejście można zastosować jedynie w szczególnych przypadkach, przy założeniu, że prędkość fali sejsmicznej jest stała na odcinku pomiędzy punktem strzałowym i punktem odbioru. Założenie to można zastosować w warunkach geologicznych jedynie dla małych przestrzeni. Jedna z technik międzyotworowych prześwietlań sejsmicznych (CH) oparta jest na wykorzystaniu takich prostych teoretycznie założeń, jednak zastosowanie jej wymaga wykonania specjalnych otworów wiertniczych.

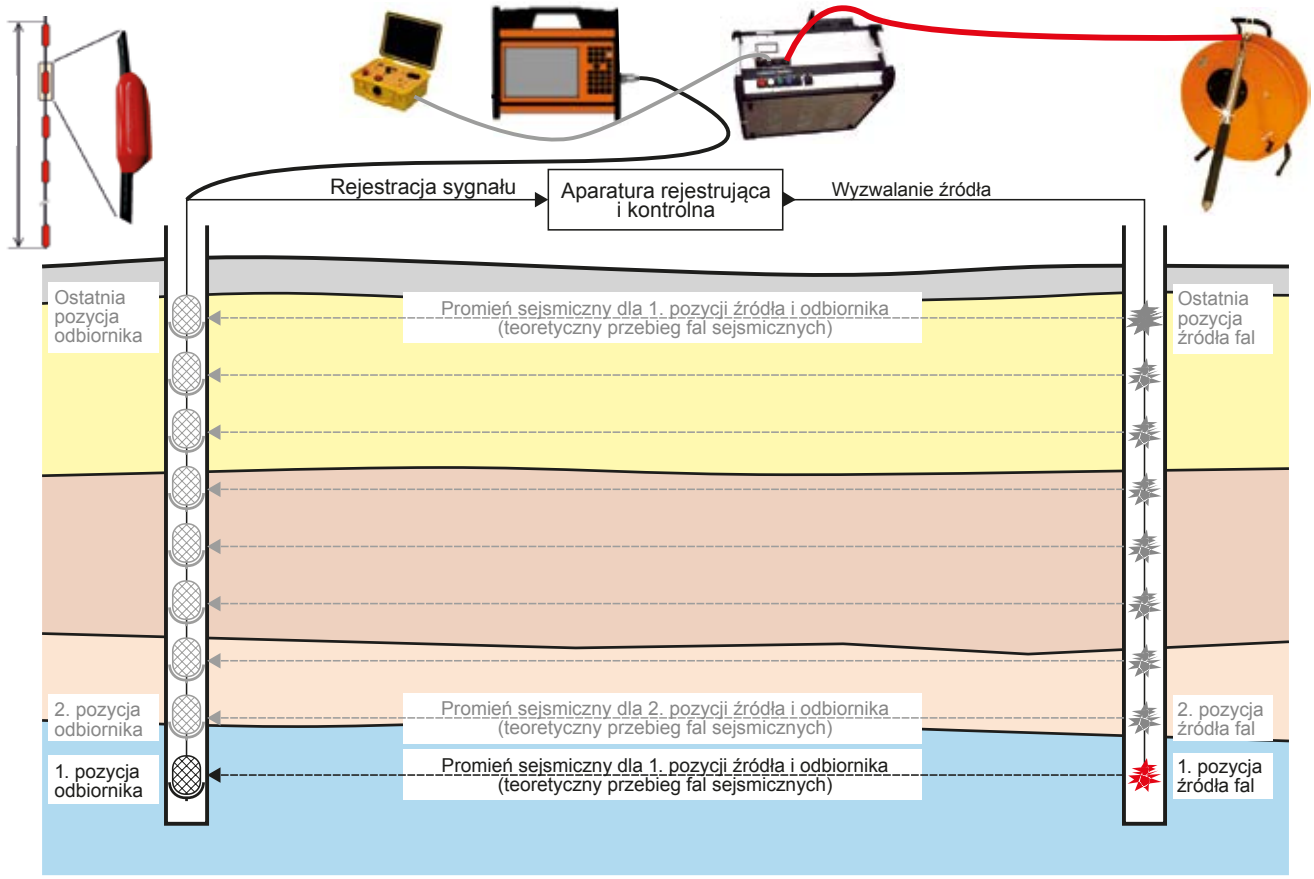
Większość technik badań sejsmicznych wykonuje się z powierzchni terenu. Zarówno generacja impulsu, jak i punkty odbioru rozmieszczone są na jednej płaszczyźnie. Do uzyskania informacji na temat budowy podłoża konieczne jest wykorzystanie zjawisk, które powodują, że część energii emitowanej w głąb ośrodka powraca do jego powierzchni. Podstawowe z tych zjawisk to zjawisko odbicia fal oraz zjawisko załamania i ugięcia fal. Warstwy występujące w podłożu różnią się parametrami sprężystości oraz fizycznymi (gęstością objętościową), a z punktu widzenia badań sejsmicznych różnią się wartościami prędkości rozchodzenia się fal sejsmicznych. Na każdej z granic, na których zmienia się wartość twardości akustycznej[6], zachodzi częściowe odbicie fal i część energii wyemitowanej w głąb ośrodka powraca w kierunku powierzchni, a część przenika przez granicę głębiej (rys. 30). Partie energii sejsmicznej odbite od kolejnych granic w podłożu powracają do powierzchni Ziemi, gdzie może zostać zarejestrowana ich względna amplituda, polaryzacja i opóźnienie (czas pomiędzy generacją a momentem rejestracji). Opisany mechanizm odbicia fal ma szczególnie duże znaczenie w głębokich badaniach sejsmicznych, które wykorzystuje się do poszukiwań złóż kopalin. Na granicach rozdzielających warstwy o różnych wartościach prędkości fal sejsmicznych zachodzi nie tylko zjawisko odbicia, ale też zjawisko załamania fal. Fale, które docierają do granicy skośnie, przenikając przez granicę zmieniają swój przebieg proporcjonalnie do stosunku pomiędzy wartościami prędkości rozgraniczonych warstw. W badaniach sejsmicznych często wykorzystuje się abstrakcyjne pojęcie promienia sejsmicznego, czyli linii prostopadłej do czoła fali, którą można prześledzić pomiędzy punktem strzałowym a poszczególnym odbiornikiem, ponieważ wiele technik przetwarzania danych sejsmicznych jest opartych na analizie promieni sejsmicznych, a nie kształcie czoła fali. W większości przypadków wartości prędkości fal sejsmicznych wzrastają wraz z głębokością. Promienie sejsmiczne padające skośnie na kolejne granice prędkościowe uginają się i przebiegają coraz bardziej poziomo. Stopniowo część energii jest kierowana ponownie ku powierzchni, gdzie może zostać zarejestrowana przez system pomiarowy.

Szczególne zjawisko wynikające z ugięcia zachodzi w przypadku występowania kontrastowej granicy prędkości. Promień sejsmiczny padający na granicę pod pewnym kątem,

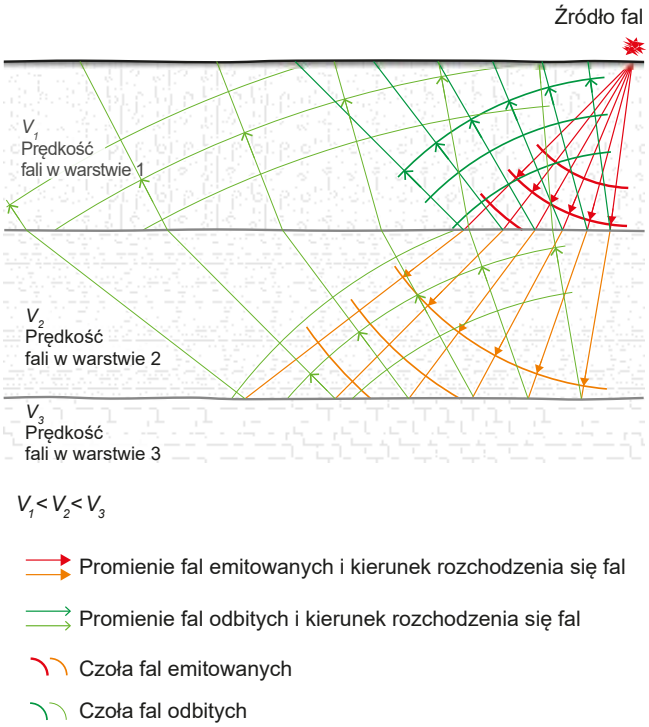
[6] Twardość akustyczna w sejsmice to iloczyn gęstości objętościowej ośrodka (ρ) i prędkości rozchodzenia się w nim fali podłużnej (Vp).



Rys. 28. Podstawowe rodzaje fal sejsmicznych i sposób ich rozchodzenia się w ośrodku gruntowo-skalnym



Rys. 29. Uproszczony schemat wykonania międzyotworowych prześwietlań sejsmicznych (CH, ang. *cross-hole*)

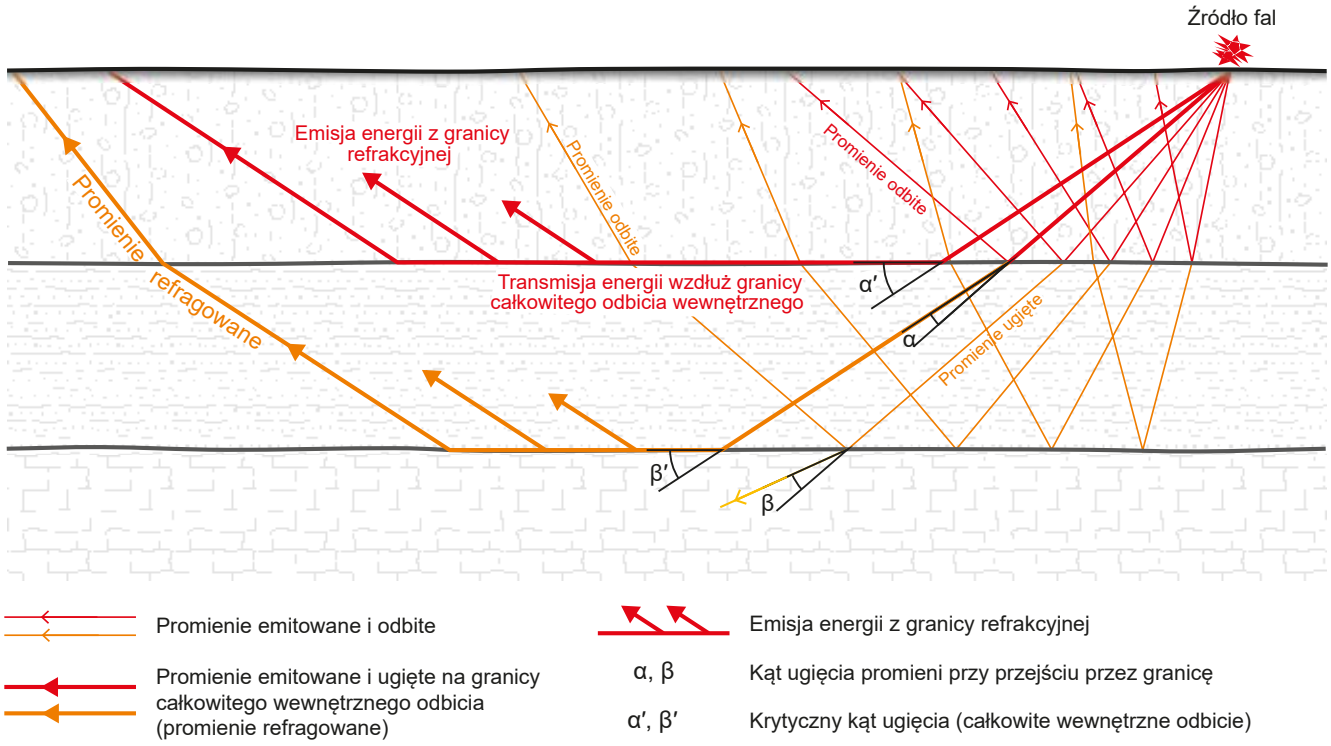


Rys. 30. Schemat rozchodzenia się fal odbitych w ośrodku wielowarstwowym

nazywanym kątem granicznym, ulega całkowitemu wewnętrznemu odbiciu – energia jego nie przenika już przez granicę, ani nie zostaje odbita ku powierzchni, a zaczyna przenosić się równolegle do granicy w tzw. warstwie granicznej. W trakcie rozprzestrzeniania się fali po warstwie granicznej część jej energii jest stopniowo rozpraszana na zewnątrz, także w kierunku powierzchni terenu. Zjawisko całkowitego wewnętrznego odbicia określane jest w sejsmice terminem refrakcja (rys. 31). Termin ten jest zwyczajowo przyjęty, choć stosowany niepoprawnie. Refrakcja jest zjawiskiem szerszym i obejmuje ugięcie fal, niezależnie czy dochodzi w nim do całkowitego wewnętrznego odbicia, czy nie.

Objętościowe fale sejsmiczne, pierwotnie wyemitowane w głąb ośrodka, które ponownie powróciły na powierzchnię, w pewnym sensie niosą w sobie informację dotyczącą budowy ośrodka, przez który migrowały. Na powierzchni można zarejestrować ich względną amplitudę, spektrum częstotliwościowe i polaryzację. Określa się również opóźnienie, z jakim dotarły do poszczególnych elementów układu rejestrującego. Jednak w odróżnieniu od techniki prostych prześwietlań sejsmicznych nie można łatwo określić drogi jaką przebyły poszczególne promienie, co stanowi główną trudność badań sejsmicznych. Do określenia długości poszczególnych promieni stosuje się różne metody analizy oparte na iteracyjnym dopasowaniu modeli.

Mechanizm rozprzestrzeniania fal powierzchniowych, zasadniczo odmienny od mechanizmów rozprzestrzeniania



Rys. 31. Schemat rozchodzenia się fal w ośrodku wielowarstwowym

się fal objętościowych, decyduje o tym, że informacja dotycząca budowy podłoża niesiona przez fale powierzchniowe, jest uzyskiwana w sposób odmienny. Fale powierzchniowe, jak już wcześniej wspomniano, przemieszczają się po granicy ośrodków w stosunkowo cienkiej warstwie. Grubość warstwy zaangażowanej w ruch falowy odpowiada połowie długości fali. Fale dłuższe z zasady obejmują grubszy pakiet ośrodka gruntowo-skalnego (rys. 32).

Nawet przy stałej wartości prędkości fal, fale o niższych częstotliwościach będą miały większą długość niż fale o częstotliwościach niższych, a co za tym idzie, fale o niższych częstotliwościach będą rozprzestrzeniać się, angażując warstwę o większej miąższości. Dodatkowo należy pamiętać, że z reguły wartości prędkości fal sejsmicznych wzrastają wraz z głębokością, średnia wartość prędkości sejsmicznych w takiej warstwie jest wyższa, co dalej podwyższa długość fal o niskich częstotliwościach. Generując fale o różnych częstotliwościach, a następnie mierząc prędkość ich propagacji na powierzchni (określając opóźnienie dotarcia fal do kolejnych elementów systemu pomiarowego o znanej lokalizacji), można wyliczyć długość fali o danej częstotliwości wg wzoru:

$$\lambda = \frac{V}{f}$$

gdzie:
λ – długość fali sejsmicznej [m];
V – prędkość fali powierzchniowej [m/s];
f – częstotliwość fali powierzchniowej [Hz].

W uproszczeniu można przyjąć, że zarejestrowana prędkość fali (V) odpowiada w przybliżeniu uśrednionej prędkości fali S (poprzecznej) w warstwie o miąższości ½λ. Wykonując serię pomiarów dla fal o różnej częstotliwości i długości, można uzyskać serię średnich wyników prędkości dla warstw obejmujących coraz większą miąższość od powierzchni, do kolejnych głębokości. W przypadku fal powierzchniowych informacja o budowie podłoża zapisana jest zarówno w prędkości fal, jak i w spektrum (rozkładzie częstotliwości) fal sejsmicznych.

Odtworzenie rozkładu wartości prędkości fali S z zestawu prędkości średniej wymaga przeprowadzenia dalszych etapów przetwarzania, które zostaną opisane później. Technicznie, separacji fal o różnych częstotliwościach dokonuje się na dwa sposoby – emitując serię sygnałów, każdy o ściśle określonej częstotliwości i analizując oddzielnie zapis dla każdego z sygnałów lub emitując sygnał szerokopasmowy (nałożone różne częstotliwości) i na etapie przetwarzania odfiltrowując kolejne częstotliwości.

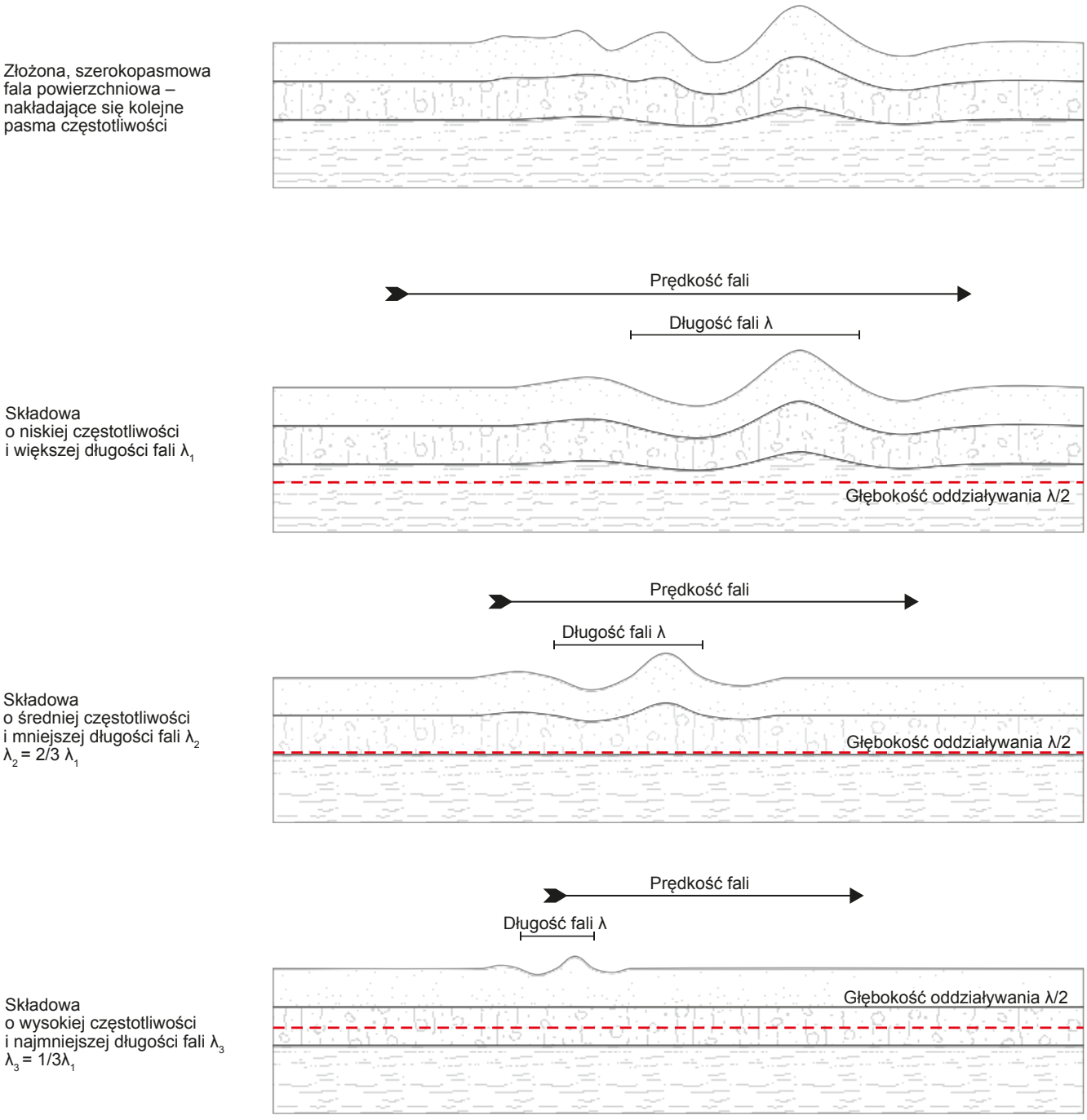
3.9.1. Technika pomiarów

Katalog technik sejsmicznych stosowanych w badaniach prowadzonych do celów inżynierskich jest szeroki. Podstawowy podział technik zależy od tego, jaką drogę przebyły fale sejsmiczne w ośrodku podłoża, nim dotarły od punktu generacji sygnału (punktu strzałowego) do elementów systemu rejestrującego (punkty odbioru), a właściwie jaką z dróg wybrano, żeby prowadzić analizę danych. Wyróżnia się cztery podstawowe techniki badań sejsmicznych, w których analizuje się następujące scenariusze rozprzestrzeniania się fal:

– techniki fal bezpośrednich, gdzie są analizowane fale, które przechodzą przez badany ośrodek bezpośrednio z punktu strzałowego do punktu odbioru;

– techniki refrakcyjne, gdzie są analizowane fale sejsmiczne, które na granicy z warstwą o wyższej prędkości uległy załamaniu pod kątem granicznym (całkowitemu wewnętrznemu odbiciu);
– techniki refleksyjne, w których są analizowane fale, które uległy odbiciu od granic w ośrodku;
– techniki analizy fal powierzchniowych, gdzie są analizowane fale rozchodzące się w ośrodku, jako fale powierzchniowe.

Poza tym podstawowym podziałem technik sejsmicznych, każda z technik ma wiele wariantów pomiarowych (tab. 1, rys. 6). W przypadku technik fal bezpośrednich, refrakcyjnych i refleksyjnych można wykonać badania zarówno dla fal podłużnych, jak i poprzecznych. Jedynie w przypadku fal powierzchniowych analizie podlega tylko jeden specyficzny typ fal. Każdą z technik można prowadzić na różnym poziomie komplikacji przestrzennej: badania jednowymiarowe pozwalają uzyskać profil prędkościowy, badania dwuwymiarowe dają w efekcie przekrój prędkościowy lub sekcję refleksyjną, a badania w przestrzeni trójwymiarowej (tzw. sejsmika 3D) pozwalają na przestrzenne rozpoznanie pola prędkości w ośrodku lub rozpoznanie przestrzennego rozmieszczenia granic refleksyjnych.

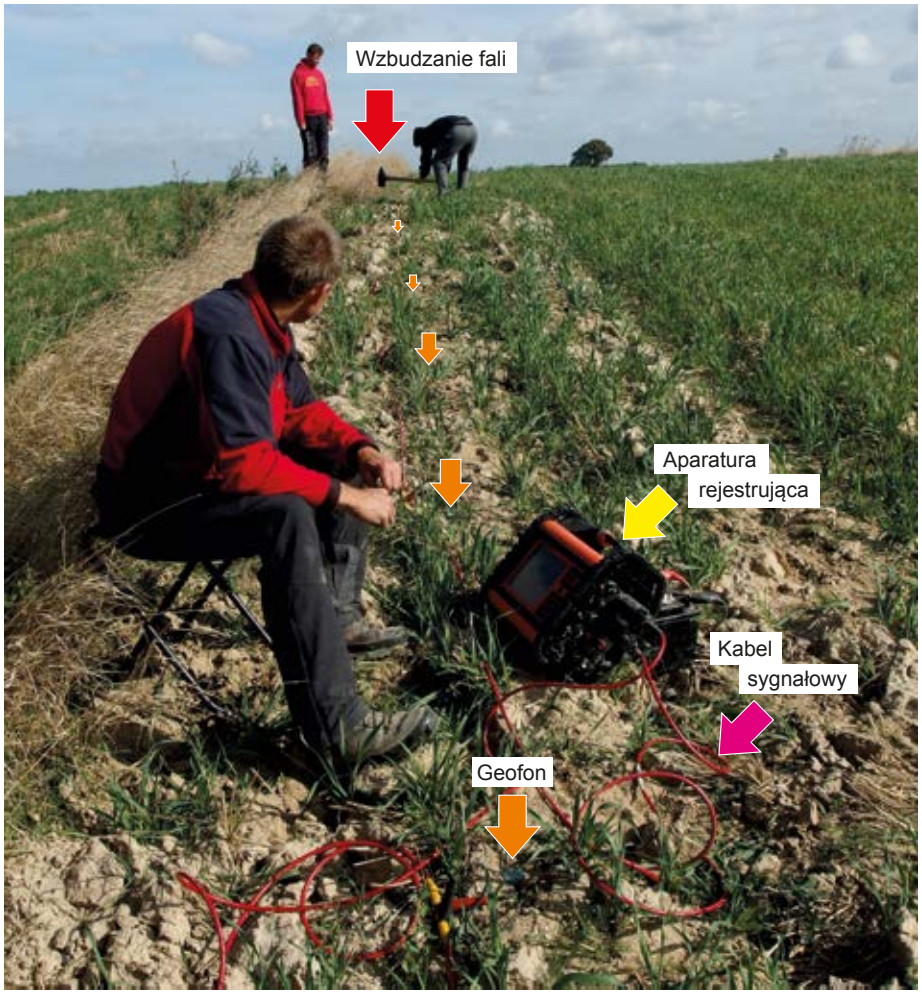


Rys. 32. Rozchodzenie się fal powierzchniowych o różnych długościach w ośrodku wielowarstwowym

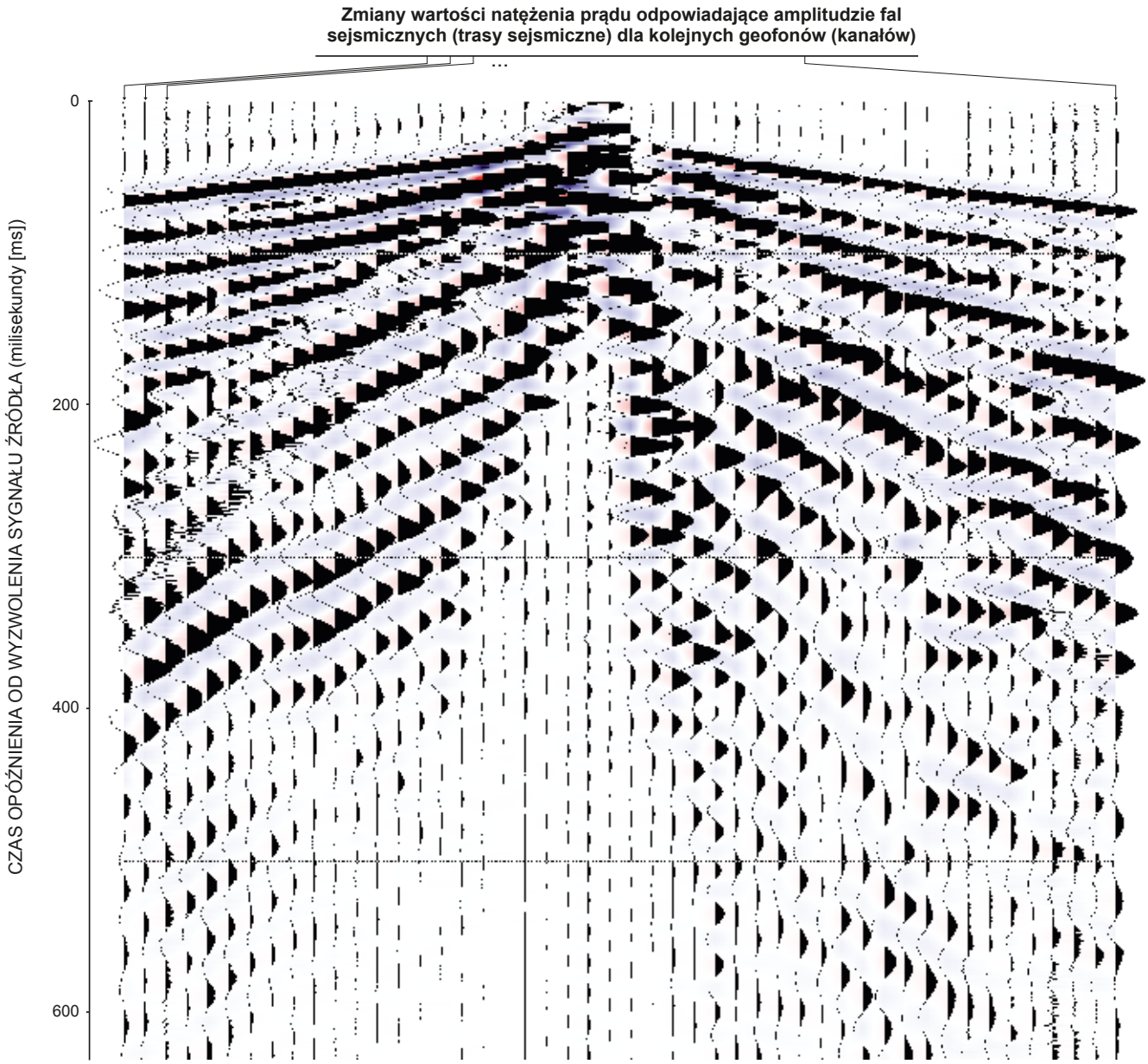
Niezależnie od techniki badań sejsmicznych, w rejestracji terenowej wykorzystuje się system pomiarowy, w którym podstawowe elementy są niezmienne (rys. 33). Podstawą systemu pomiarowego jest rejestrator sejsmiczny, zwany również sejsmografem. Rejestrator sejsmiczny pozwala na zapis bardzo małych zmian natężenia prądu w czasie, dla serii czujników równocześnie. Prąd ten jest generowany w czujnikach na skutek drgań przenoszonych na nie z gruntu. Czujniki używane w badaniach sejsmicznych to zwykle bardzo czułe mikrofony (zwane geofonami), skonstruowane tak, że rejestrują selektywnie niskie częstotliwości w zakresie od kilku do kilkuset Hz, czyli typowe częstotliwości fal sejsmicznych. Współczesne rejestratory zapisują sygnał elektryczny pochodzący z geofonów w postaci cyfrowej – ciągłe zmiany natężenia prądu są zapisywane jako wartości co pewien interwał czasowy. Interwał ten określa się mianem próbkowania. Czułość geofonów i zdolność rejestratora do precyzyjnego pomiaru generowanego prądu oraz precyzja wyznaczania czasu próbkowania przez rejestrator decyduje o dokładności odwzorowania zarejestrowanych drgań.

W badaniach z zakresu sejmiki inżynierskiej zwykle do jednego rejestratora podłącza się od 24 do ok. 100 geofonów. Geofony te rozmieszcza się na powierzchni terenu wzdłuż linii pomiarowej (badania 2D) lub rzadziej w siatce pomiarowej (badania 3D). Stosuje się zwykle stałe odległości między poszczególnymi geofonami, chociaż elastyczność sejsmicznych systemów pomiarowych jest na tyle duża, że można rozmieścić geofony w dowolnej konfiguracji przestrzennej. W każdym wypadku lokalizacja poszczególnych czujników musi być precyzyjnie określona, przynajmniej względem pozostałych elementów systemu pomiarowego. Fala sejsmiczna przemieszczająca się w ośrodku, na powierzchni którego rozmieszczone są czujniki, dociera do każdego z czujników w innym czasie, zależnym od jego położenia w przestrzeni. Wygenerowany sygnał elektryczny z każdego geofonu jest transmitowany do rejestratora za pomocą kabli (rzadziej bezprzewodowo) i zapisywany jako pojedynczy wykres natężenia w funkcji czasu (nazywany trasą sejsmiczną, ang. *trace*). Zestawienie tras sejsmicznych z wszystkich geofonów, w korelacji czasowej dla pojedynczego zapisu, daje podstawowy zapis czasu dotarcia różnych składowych fali do kolejnych punktów w przestrzeni (rys. 34). Przestrzeń (linię) objętą równocześnie aktywnymi geofonami, nazywa się rozstawem geofonów.

Ostatnim kontrolowanym elementem systemu pomiarowego jest źródło sejsmiczne. Poza jednym szczególnym typem badań (analiza spektralna fal powierzchniowych – SASW), impuls który generuje powstanie fali sejsmicznej jest wyzwalany w ściśle określonym miejscu (punkt strzałowy)



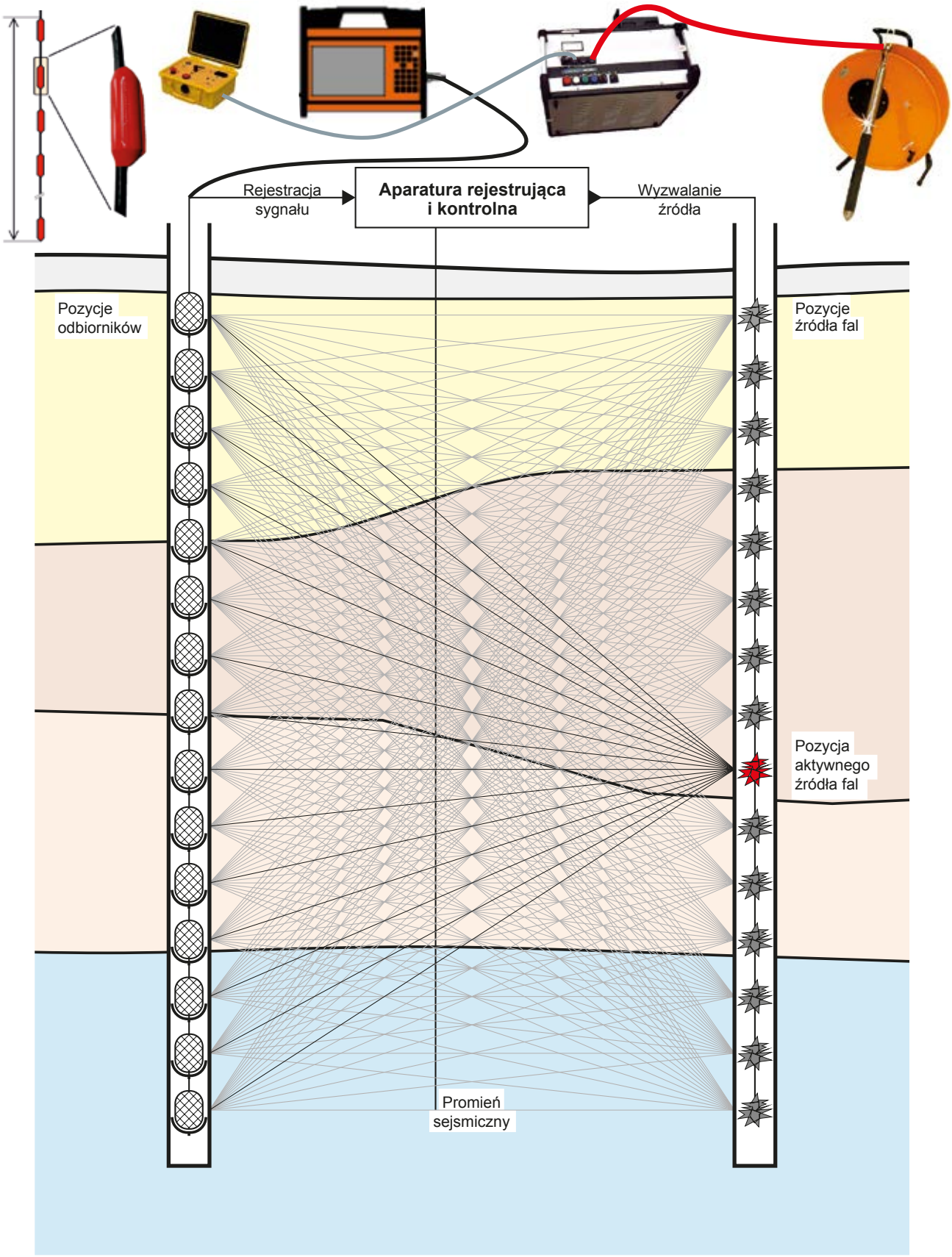
Rys. 33. Zestaw do inżynierskich badań sejsmicznych



Rys. 34. Przykładowy wielokanałowy zapis sejsmiczny

i w ściśle określonym czasie. Dla najczęściej wykonywanych badań w celach inżynierskich w układzie dwuwymiarowym, położenie punktu strzałowego wyznacza się na linii pomiarowej. Moment wyzwolenia impulsu stanowi czasowy punkt odniesienia dla zapisu sejsmicznego geofonów (tzw. czas T-zero). Technicznie można realizować to na dwa sposoby. W pierwszym przypadku moment wyzwolenia powoduje włączenie zapisu, a czas zapisu rejestratora jest czasem względnym. W drugim przypadku rejestracja jest prowadzona w sposób ciągły, na podstawie zegara czasu uniwersalnego (zwykle czasu podawanego w sygnale satelitów GNSS), rejestruje się zarówno sygnał źródła, jak i geofonów. Na etapie przetwarzania określa się początek zapisu i opóźnienie dotarcia fali do kolejnych geofonów. W technikach stosowanych w sejsmice inżynierskiej częściej jest używany system czasu względnego, natomiast w technikach sejsmiki poszukiwawczej – czasu uniwersalnego. Zwykle dla geofonów rozmieszczonych w jednej konfiguracji generuje się kilkanaście, kilkadziesiąt impulsów strzałowych w kolejnych punktach rozmieszczonych równomiernie wzdłuż rozstawu geofonów. Zestawiając wyniki, uzyskuje się informację niesioną przez promienie sejsmiczne – linie łączące każdy z punktów strzałowych z każdym z punktów odbioru (geofonem). W technice fal bezpośrednich promienie sejsmiczne zarejestrowane dla pojedynczego rozstawu i serii punktów strzałowych dają w efekcie gęstą, krzyżującą się sieć pokrywającą swymi przebiegami badaną przestrzeń ośrodka podłoża (rys. 35).

Jako źródło sygnału sejsmicznego można wykorzystać silne uderzenie w podłoże (tzw. zrzut masy, źródło udarowe),

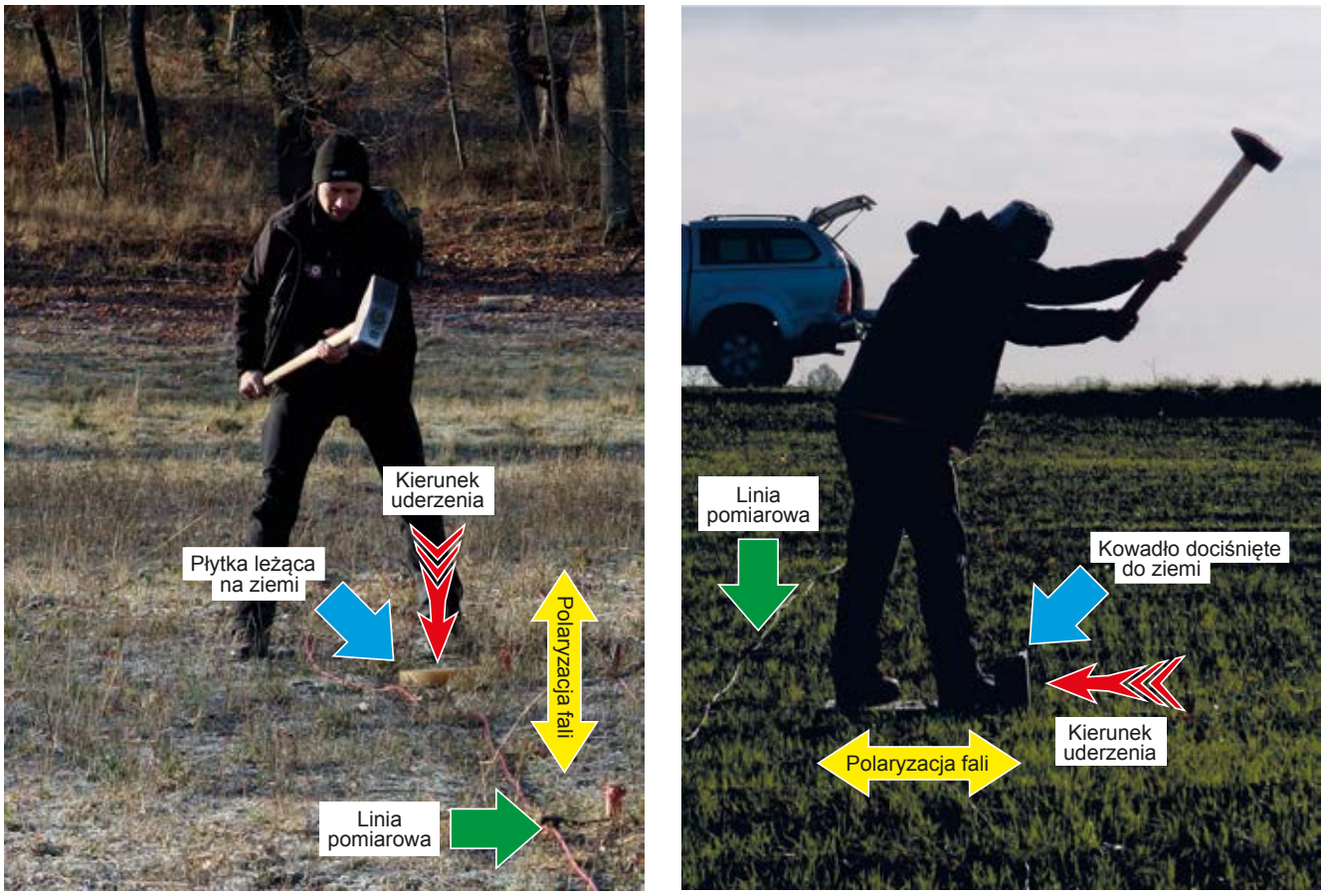


Rys. 35. Sieć analizowanych promieni sejsmicznych dla prostego układu pomiarowego tomograficznych prześwietlań sejsmicznych (SBT)

odpalenie w płytkim otworze ładunku wybuchowego lub specjalnych urządzeń nazywanych wibratorami sejsmicznymi. Źródło udarowe, w którym przyspieszony odważnik zostaje zderzony z podłożem (zwykle uderzenie zachodzi w płytę metalową dociśniętą do ziemi) jest najprostszym sposobem generacji fal sejsmicznych. Nie wymaga zwykle szczególnie skomplikowanych urządzeń, a posługiwanie się nim nie wymaga uzgodnień i posiadania specjalnych uprawnień. Do tego typu źródeł sejsmicznych należy chętnie wykorzystywany w badaniach z zakresu sejsmiki inżynierskiej młot ręczny, którym uderza się w metalową lub elastomerową płytę leżącą na ziemi (rys. 36).

Źródło udarowe wytwarza falę o szerokim spektrum częstotliwości, co w niektórych typach badań jest wskazane, w innych staje się pewnym ograniczeniem. Wadą źródeł udarowych jest ich stosunkowo mała energia, jednak w zastosowaniach inżynierskich zwykle nie stanowi to poważnego ograniczenia. Zaletą źródła udarowego, poza łatwością jego użycia jest możliwość stosunkowo łatwej generacji zarówno fali podłużnej i poprzecznej. Źródło eksplozywne generuje również fale o szerokim spektrum częstotliwości i daje silną przewagę energii w postaci fali podłużnej. Nie pozwala na wyłączną generację fali poprzecznej. Techniczne komplikacje w stosowaniu źródeł eksplozywnych właściwie eliminują tego typu źródła z zastosowań w badaniach sejsmiki inżynierskiej. Źródła wibratorowe generują fale o określonych częstotliwościach lub jako ciąg fal o stopniowo zmieniających się częstotliwościach (ang. *sweep*). Wibratory sejsmiczne, zależnie od konstrukcji, mogą generować fale P i S. Zastosowanie wibratorów wiąże się z koniecznością przeprowadzenia dodatkowych manipulacji w procesie przetwarzania. Wibratory sejsmiczne wykorzystuje się w badaniach głębokich, a używane urządzenia są bardzo duże i nie odpowiadają skalą typowym zadaniom z zakresu sejsmiki inżynierskiej. Wprawdzie dostępne są małe komercyjne wibratory, jednak ich użycie w zadaniach inżynierskich nie przynosi korzyści, które uzasadniałyby stosunkowo wysokie koszty ich stosowania.

Rozważając rozdzielczość metod geofizycznych wspomniano, że metody te pozwalają określić położenie granic i obiektów z dokładnością nie lepszą niż ¼ długości zastosowanej fali. Analogicznie, w celu prawidłowego opisu przemieszczających się fal konieczne jest ich opisanie z pewną minimalną dokładnością. Badania sejsmiczne opierają się na obserwacji fal w przestrzeni badanego ośrodka, zachodzących w określonym czasie. Fale przemieszczające się w danej przestrzeni i określonym czasie nazywane są polem falowym. Każdemu punktowi w przestrzeni, w danym momencie można przypisać wartość amplitudy i fazy ruchu falowego. Takie pole falowe w trakcie badań rejestrowane jest dyskretnym

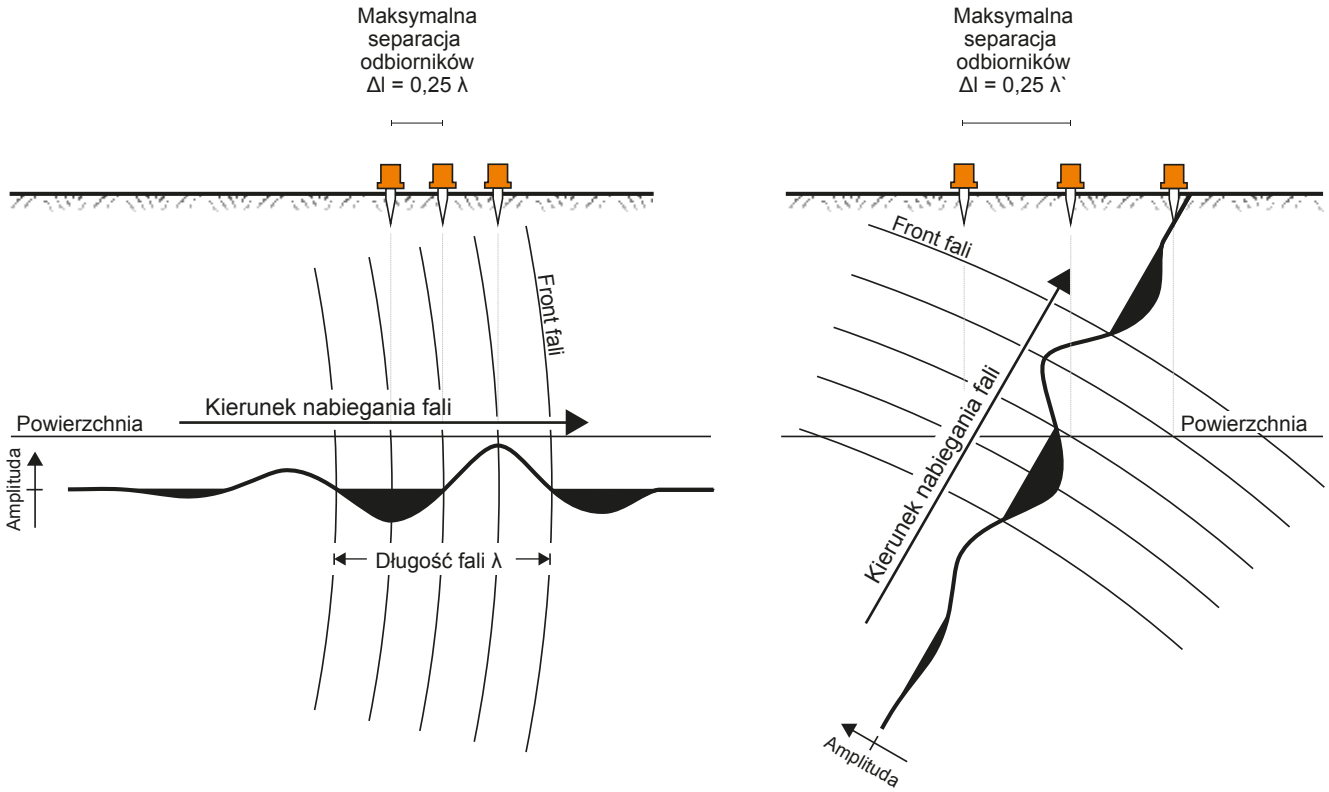


Rys. 36. Wykorzystanie młota ręcznego do generacji fali o polaryzacji wertykalnej, stosowanej do badań fali P (zdjęcie lewe) i polaryzacji horyzontalnej, stosowanej do badań fali S (zdjęcie prawe)

układem pomiarowym – czujniki rozmieszczone są punktowo, co odcinek odpowiadający separacji odbiorników, a nie w sposób ciągły. Tak samo rejestracja czasowa odbywa się jako pomiar wartości amplitudy (bezpośrednio mierzone jest natężenie prądu generowanego w czujnikach na skutek ich ruchu) w określonych interwałach czasowych. Długość interwałów czasowych, w których dokonywany jest pomiar określa się próbkowaniem czasowym, natomiast dystans dzielący kolejne odbiorniki oraz punkty strzałowe określa się mianem próbkowania przestrzennego. Każda fala rejestrowanego pola falowego musi być opróbkowana przestrzennie i czasowo tak, aby gęstość próbkowania była większa niż 4 próbki na długość fali. Reguła ta dotyczy wszelkich składowych pola falowego – zarówno fal użytecznych, jak i zakłóceń, ponieważ procedury filtracji, stosowane do usunięcia części zakłóceń można przeprowadzić jedynie, gdy fala jest opisana w sposób wystarczająco dokładny. Prawidłowe próbkowanie pola falowego wymaga zatem gęstości próbkowania odpowiadającej 0,25 długości fal najkrótszych przynajmniej jedną składową próbkującą (zwykle czasową). Dla próbkowania czasowego określenie wymaganego próbkowania opiera się na określeniu częstotliwości fal i zastosowaniu minimum czterokrotnej częstotliwości próbkowania (częstotliwość równa 0,25 długości fali pozwalająca ją prawidłowo opisać jest nazywana częstotliwością Nyquista). Dla próbkowania przestrzennego dobór odpowiedniej separacji elementów układu pomiarowego wymaga wstępnej znajomości prędkości rozchodzenia się fali w ośrodku i kierunku jej dochodzenia względem układu pomiarowego. Zależność pomiędzy długością fali, kierunkiem jej dochodzenia i gęstością próbkowania przestrzennego ilustruje rysunek 37.

Podstawowa rejestracja sygnału sejsmicznego, z użyciem wielokanałowego rejestratora i kontrolowanego źródła sejsmicznego, daje zapis zawierający reprezentację wszelkich fal – bezpośrednich, załamanych, odbitych oraz fal powierzchniowych (rys. 38). Rejestracja sygnału sejsmicznego może być również przedstawiana w formie zestawienia tras sejsmicznych ze wszystkich geofonów (rys. 34). Teoretycznie, prawidłowo zarejestrowany zapis sejsmiczny można przetworzyć wszystkimi dostępnymi technikami, ekstrahując kolejno użyteczne części zapisu. Zwykle jednak na etapie planowania badań, kiedy pytanie badawcze jest precyzyjnie sformułowane, układ pomiarowy oraz metodykę optymalizuje się pod kątem jednej z technik sejsmicznych. Kluczowe w przypadku optymalizacji jest dostosowanie typu i mocy źródła, typu i zakresu czułości geofonów oraz separacji geofonów. W efekcie, przy badaniach zoptymalizowanych dla jednej z technik, zwykle nie można wykorzystać uzyskanych danych do przetworzenia procedurą konieczną dla innej techniki. Dodatkowo część zapisu, która stanowi sygnał użyteczny w jednej z technik, zwykle stanowi zakłócenia z punktu widzenia innej techniki. Dobrym przykładem jest zapis fal powierzchniowych, które są wykorzystywane w grupie technik opartych na analizie fal powierzchniowych, a stanowią najpoważniejsze zakłócenie w przypadku badań sejsmiki refleksyjnej.

Poniżej omówione techniki badań sejsmicznych wraz z ich wariantami, są technikami najczęściej stosowanymi



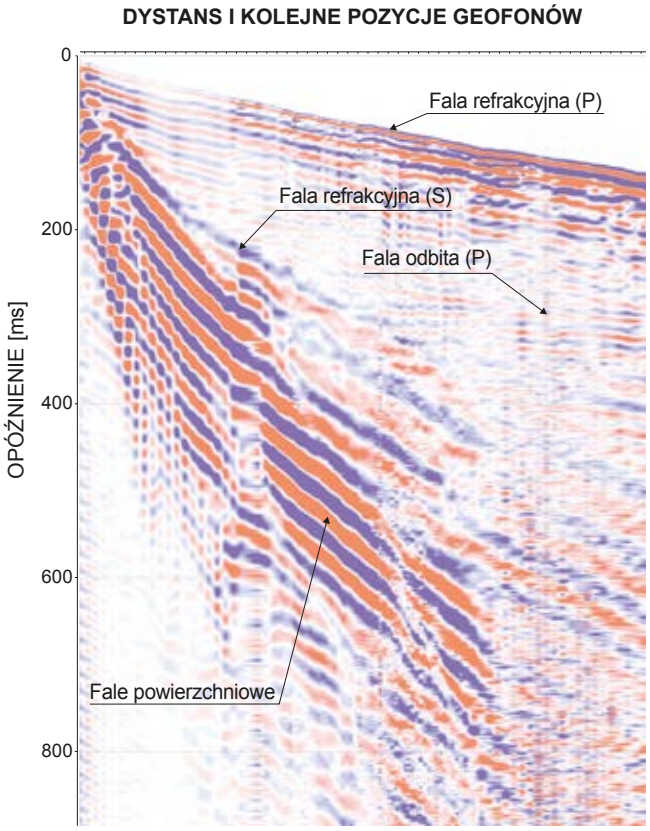
Rys. 37. Zależność próbkowania przestrzennego od długości fali i kierunku nabiegania fal

w badaniach z zakresu sejsmiki inżynierskiej. Przydatność technik sejsmicznych oraz zasady doboru zestawiono w tabeli 2 oraz tabeli 13 w rozdziale 7.4.2.

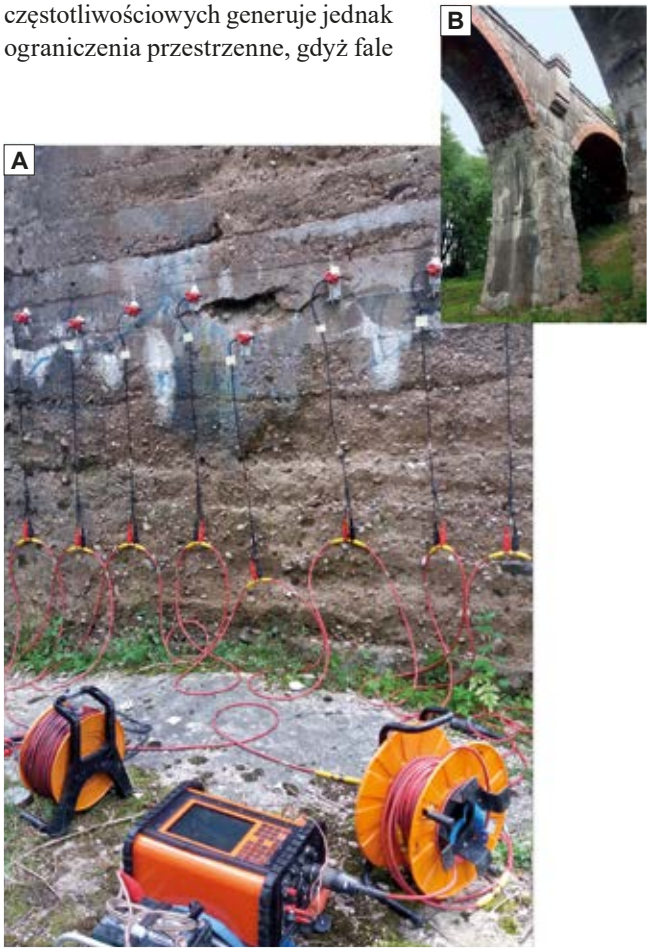
Techniki sejsmiczne oparte na analizie fal bezpośrednich opierają się na pomiarze czasu przemieszczania się fali bezpośrednio od punktu strzałowego, do punktu odbioru wzdłuż linii prostej. Znając położenie obu punktów w przestrzeni, wyznacza się drogę, a opóźnienie pomiędzy momentem generacji fali a momentem jej rejestracji stanowi czas jej przemieszczania. Prowadzenie badań technikami fal bezpośrednich wymaga możliwości dostępu do badanego obiektu (wycinka przestrzeni podłoża, obiektu budowlanego itp.), w celu zainstalowania odbiorników i urządzeń generujących fale. Warunkiem koniecznym jest, żeby linie poprowadzone od punktów strzałowych do punktów odbioru przechodziły w całości przez badany ośrodek. W badaniach fal bezpośrednich zwykle do instalacji elementów systemu pomiarowego wykorzystuje się otwory wiertnicze, choć możliwe jest również wykorzystanie sztolni, korytarzy i innych wyrobisk podziemnych. W przypadku badań prowadzonych w celu rozpoznania obiektów inżynierskich, jak betonowe filary, korpusy zapór itp., elementy systemu pomiarowego można instalować bezpośrednio na przeciwległych ścianach obiektów (rys. 39).

Specyfika techniczna badań fal bezpośrednich wymaga szczególnej konstrukcji systemu pomiarowego. Odbiorniki i nadajnik umieszczone w otworze wiertniczym muszą być przytwierdzane do ściany otworów, aby przenosiły drgania, co realizuje się przez dociśnięcie ich do ściany otworu pneumatycznymi poduszkami. W przypadku badań wykonywanych jedynie dla fali podłużnej, fale przenoszone są również przez płyny – w takim przypadku stosuje się specjalne odbiorniki rejestrujące zmiany ciśnienia, a nie drgania, nazywane hydrofonami, zanurzone w zalanym wodą otworze. Jako źródło w takim przypadku można stosować urządzenie generujące wyładowanie elektryczne w wodzie. W przypadku badań z użyciem fal P i S, przytwierdzenie odbiorników i nadajnika do ściany otworu jest konieczne. Źródło otworowe fal P i S to sprzężony z kowadełkiem młotek, którego ruch napędzany jest elektromagnetycznie.

Badania technikami fal bezpośrednich obejmują zwykle małe przestrzenie, o średnicy rzędu kilku, kilkudziesięciu metrów. Nawet niewielkie niedokładności w wyznaczaniu pozycji przestrzennej elementów układu pomiarowego oraz wyznaczenia czasu przejścia fal generują znaczne błędy określenia prędkości. Dokładne oznaczenie położenia wymaga zastosowania precyzyjnych pomiarów geodezyjnych, w tym specjalnych urządzeń, które pozwalają na uwzględnienie krzywizny otworów wiertniczych. Wysoką precyzję pomiaru czasu przejścia fali uzyskuje się, stosując źródła generujące fale o wysokich częstotliwościach i odpowiednio małej długości. Zastosowanie fal wysokoczęstotliwościowych generuje jednak ograniczenia przestrzenne, gdyż fale



Rys. 38. Przykładowy zapis sejsmiczny dla rejestracji wielokanałowej z zapisem różnych typów fal sejsmicznych (ang. *shot gather*)

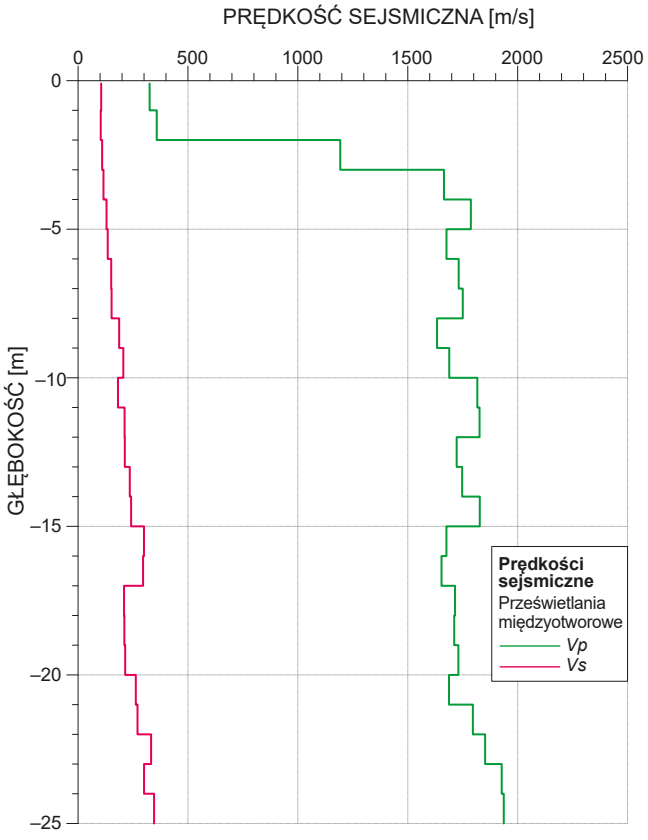


Rys. 39. System pomiarowy (A) z odbiornikami rozmieszczonymi bezpośrednio na filarze wiaduktu kolejowego (B) przygotowany do prześwietlania sejsmicznego

wysokoczęstotliwościowe są silnie tłumione w środowisku geologicznym.

Gęstość rozmieszczania elementów układu pomiarowego w badaniach techniką fali bezpośredniej zależy od dwóch czynników – spodziewanej zmienności prędkości fal sejsmicznych w ośrodku oraz od długości zastosowanych do badań fal. Mniejsza spodziewana zmienność w oczywisty sposób wymaga mniejszego zagęszczenia elementów układu pomiarowego. Teoretyczna rozdzielczość badań jest natomiast ograniczona do ¼ długości zastosowanej fali. Przy standardowo wykorzystywanych źródłach sejsmicznych i typowych wartościach prędkości w podłożu, długość fali rzadko spada poniżej 1,0–2,0 m i stosowanie separacji mniejszej niż 0,5–1,0 m zwykle nie jest w takich przypadkach uzasadnione.

Międzyotworowe prześwietlania sejsmiczne (CH, ang. *cross-hole*), są najprostszą wersją sejsmicznych badań opartych na analizie fal bezpośrednich. W badaniach wykorzystuje się pomiar prędkości fal, zarówno poprzecznych, jak i podłużnych w warstwach ośrodka gruntowo-skalnego, pomiędzy dwoma punktami w głębi ziemi, przeważnie umieszczonymi na tej samej głębokości w otworach wiertniczych. W jednym z otworów umieszcza się źródło fal, w drugim odbiornik fal (geofon wieloskładnikowy). Znając drogę w przestrzeni pomiędzy nadajnikiem a odbiornikiem oraz czas przejścia fali, wyznacza się uśrednioną prędkość przemieszczania się fal sejsmicznych (poprzecznych i podłużnych



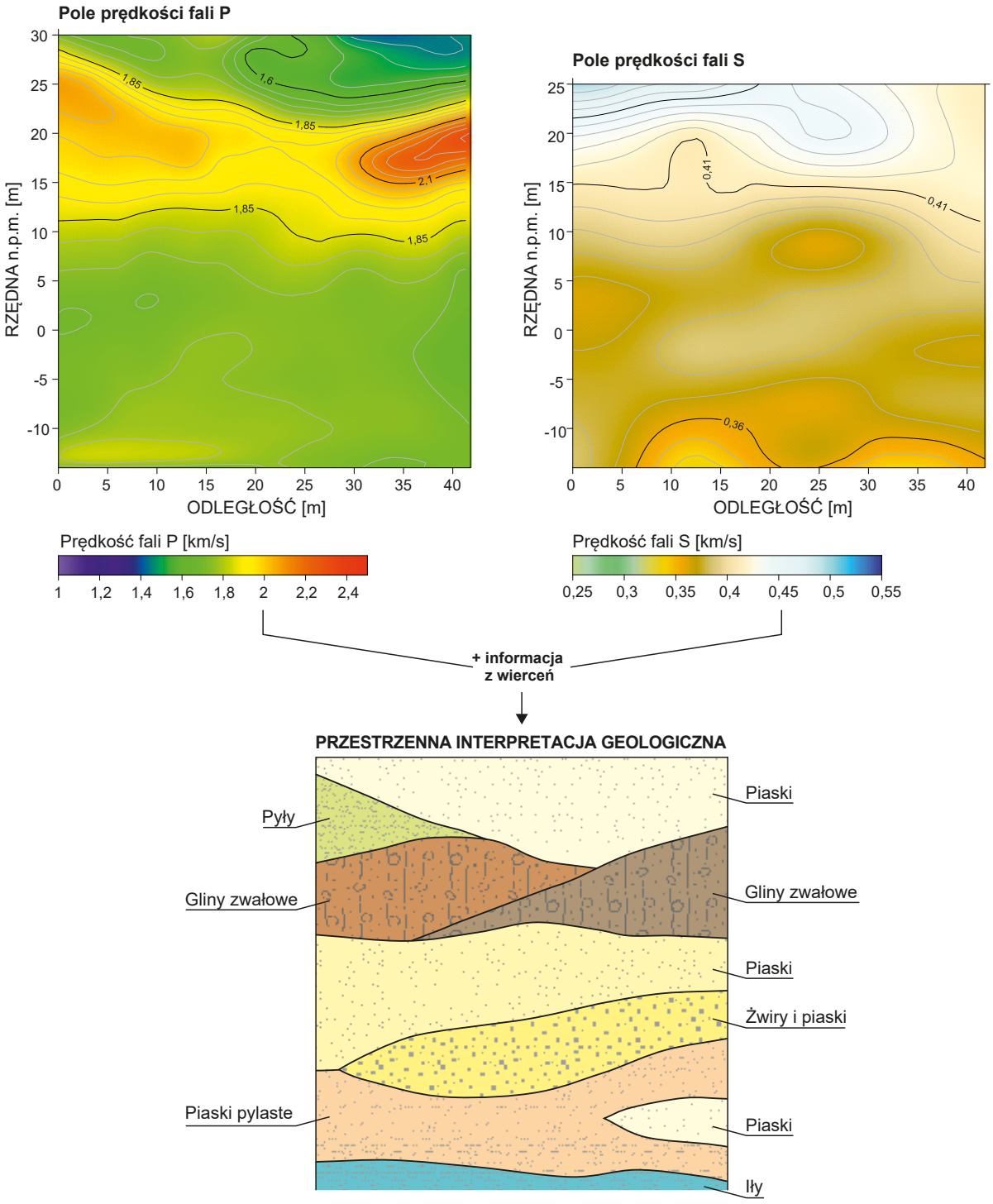
Rys. 40. Profil prędkości fal P i S uzyskany techniką międzyotworowych prześwietlań sejsmicznych (CH)

w zależności od przyjętej metodyki). W badaniach sejsmiki międzyotworowej przyjmuje się założenie o jednorodnym rozkładzie pola prędkości w warstwach i w efekcie otrzymuje się jednowymiarowy profil prędkości dla badanych otworów (rys. 40). Technika nie umożliwia określenia anizotropii prędkości – różnic w wartościach prędkości fal sejsmicznych propagujących w różnych kierunkach i określa prędkość fali przemieszczającej się horyzontalnie.

Tomograficzne prześwietlania sejsmiczne (SBT, ang. *seismic borehole tomography*) to metoda będąca rozszerzeniem międzyotworowych prześwietlań sejsmicznych. W przypadku tomograficznych prześwietlań sejsmicznych stosuje się rejestrację wielokanałową – punkty odbioru rozmieszcza się z dużym zagęszczeniem, nie tylko na tej samej wysokości (głębokości) co punkty strzałowe, ale również poniżej i powyżej nich, co pozwala na rejestrację nie tylko poziomych promieni sejsmicznych, ale też promieni przebiegających skośnie. Przy rozmieszczeniu kolejnych punktów strzałowych na różnej głębokości badany obiekt (wycinek ośrodka gruntowo-skalnego, obiekt inżynieryjny) pokryty zostaje gęstą siatką krzyżujących się promieni sejsmicznych. Dla każdego z promieni wyznacza się uśrednioną prędkość fali sejsmicznej i przy wspólnej analizie wszystkich danych numerycznie dopasowuje się model rozkładu prędkości w przestrzeni. Badania techniką tomograficznych prześwietlań sejsmicznych można wykonywać nie tylko między otworami wiertniczymi, ale również między tunelami, wkopami czy ścianami obiektów inżynierskich. Badania wykonuje się w wersji dwuwymiarowej lub trójwymiarowej. Ze względów technicznych prześwietlania sejsmiczne częściej prowadzi się dla fal podłużnych niż poprzecznych. Tomograficzne prześwietlania sejsmiczne dają precyzyjny, przestrzenny obraz rozkładu wartości prędkości fal sejsmicznych w badanej przestrzeni, co jest szczególnie przydatne dla określenia obecności stref spękanych, zniszczeń struktury lub obecności pustek i w przypadkach występowania znacznej, także horyzontalnej zmienności parametrów mechanicznych ośrodka gruntowo-skalnego (rys. 41).

Współczesne zaawansowane algorytmy przetwarzania danych tomograficznych prześwietlań sejsmicznych uwzględniają występowanie ugięcia promieni sejsmicznych oraz anizotropii prędkości fal rozchodzących się w różnych kierunkach.

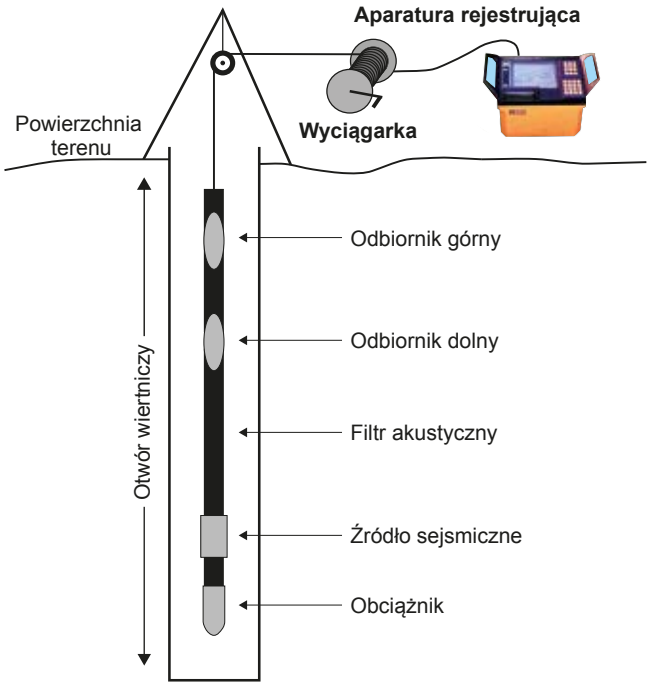
Pionowe profilowania sejsmiczne (VSP, ang. *vertical seismic profiling*), potocznie nazywane od terminów angielskojęzycznych *up-hole* (UH) lub *down-hole* (DH) zależnie od konfiguracji układu źródło–odbiornik, to badania z zastosowaniem fal bezpośrednich P lub S mające na celu określenie rozkładu wartości prędkości w profilu pionowym. W badaniach wykorzystuje się otwory wiertnicze, w których umieszcza się serię odbiorników sejsmicznych (lub wykonuje się serię badań przy stopniowo przesuwanym pojedynczym odbiorniku), natomiast źródło sejsmiczne (zwykle impulsowe) umieszcza się na powierzchni gruntu. W odmiennym wariancie punkt odbioru umieszczony jest na powierzchni, a w otworze umieszcza się źródło sejsmiczne. W trakcie badań punkt strzałowy przemieszcza się na kolejne poziomy



Rys. 41. Przekroje pola prędkości fali P i fali S uzyskane techniką tomograficznych prześwietlań sejsmicznych

głębokościowe, każdorazowo dokonując kolejnej rejestracji. W efekcie badań otrzymuje się wykres czasu przejścia fali przez kolumnę ośrodka gruntowo-skalnego o sukcesywnie zmieniającej się długości. Z wykresu takiego można wyznaczyć prędkość fal dla poszczególnych interwałów głębokości. Technika nie uwzględnia możliwości występowania anizotropii sejsmicznej i pozwala na określenie jedynie prędkości fali przemieszczającej się pionowo (patrz rys. 40).

Otworowe pomiary sejsmiczne fali P, fali S, tzw. badania *P-S logging* lub *P-S suspension logging* (PSL), są pewną modyfikacją powyżej opisanych pionowych profilowań sejsmicznych. W przypadku badań PSL pomiary wykonywane są bezpośrednio w otworze wiertniczym. Dokonuje się pomiaru prędkości fal bezpośrednich P oraz S za pomocą sondy przemieszczanej w otworze. Sonda składa się z dwóch odbiorników (hydrofonu do pomiaru fali P oraz poziomo



Rys. 42. Schemat otworowych pomiarów sejsmicznych fali P i fali S typu *P-S logging* (PSL) (Diehl i in., 2006)

zorientowanego geofonu do pomiaru fali S) rozmieszczonych z 1 m odstępem względem siebie oraz względnie wysokoczęstotliwościowego źródła akustycznego odseparowanego specjalnym filtrem akustycznym od odbiorników, umieszczonego 2 m poniżej (rys. 42). Badanie wykonuje się w otworze „bosym" wypełnionym płuczką wiertniczą lub ewentualnie orurowanym PCV i wypełnionym wodą. Metoda ta może być stosowana zarówno w gruntach, jak i w skałach do głębokości nawet 600 m. Fale sejsmiczne przemieszczają się od źródła wzdłuż ścian otworu bezpośrednio do odbiorników. Pomiaru dokonuje się interwałowo z wymaganym przez inwestora krokiem pomiarowym. Rozdzielczość pionowa badania wynosi ok. 0,5 m stąd najczęściej stosowany jest właśnie taki interwał pomiarowy. Umożliwia to rozpoznanie tzw. cienkich warstw lub ukrytych warstw (ang. *thin layers* lub *hidden layers*) czyli niskoprędkościowych, słabszych warstw pomiędzy sztywniejszym ośrodkiem gruntowo-skalnym, które zazwyczaj są problematyczne w klasycznych badaniach sejsmicznych.

Otrzymane wyniki to wykresy pionowego rozkładu różnic prędkości z obu odbiorników oddzielnie dla fali P oraz fali S, z pomiarów wykonanych w danych interwalach głębokościowych. Wyniki te można bezpośrednio przeliczyć na parametry sprężystości: moduł ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń G_0, moduł Younga w zakresie bardzo małych odkształceń E_0 i współczynnik Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń ν_0.

Jest to metoda wysokorozdzielcza, szybka i bardziej ekonomiczna niż pozostałe metody pomiaru fal bezpośrednich w otworze wiertniczym, nie wymaga orurowania, cementowania ani przepłukania otworu. Na świecie jest stosowana od lat 70. XX w., w Polsce służy przede wszystkim do badań dna morskiego.

Technika pionowych profilowań sejsmicznych (VSP) oraz otworowych pomiarów sejsmicznych (PSL) może być prowadzona dla fal podłużnych i poprzecznych. Wyniki, w postaci jednowymiarowego profilu prędkościowego sporadycznie są wykorzystywane w zastosowaniach inżynierskich, a technikę tę częściej wykorzystuje się jako pomocniczą w głębokich badaniach z zakresu poszukiwawczej sejsmiki refleksyjnej, do określenia miąższości i parametrów tzw. warstwy niskich prędkości.

Techniki oparte na analizie fal ugiętych (techniki refrakcyjne) wykorzystują interpretację prędkości fal i drogi promieni sejsmicznych, które zostały ugięte w ośrodku gruntowo-skalnym i powróciły na powierzchnię ośrodka. W technikach refrakcyjnych dokonuje się pomiaru opóźnienia pomiędzy emisją sygnału a jego dotarciem do serii oddalonych od punktu strzałowego odbiorników. Punkty strzałowe i punkty odbioru są położone na powierzchni ośrodka.

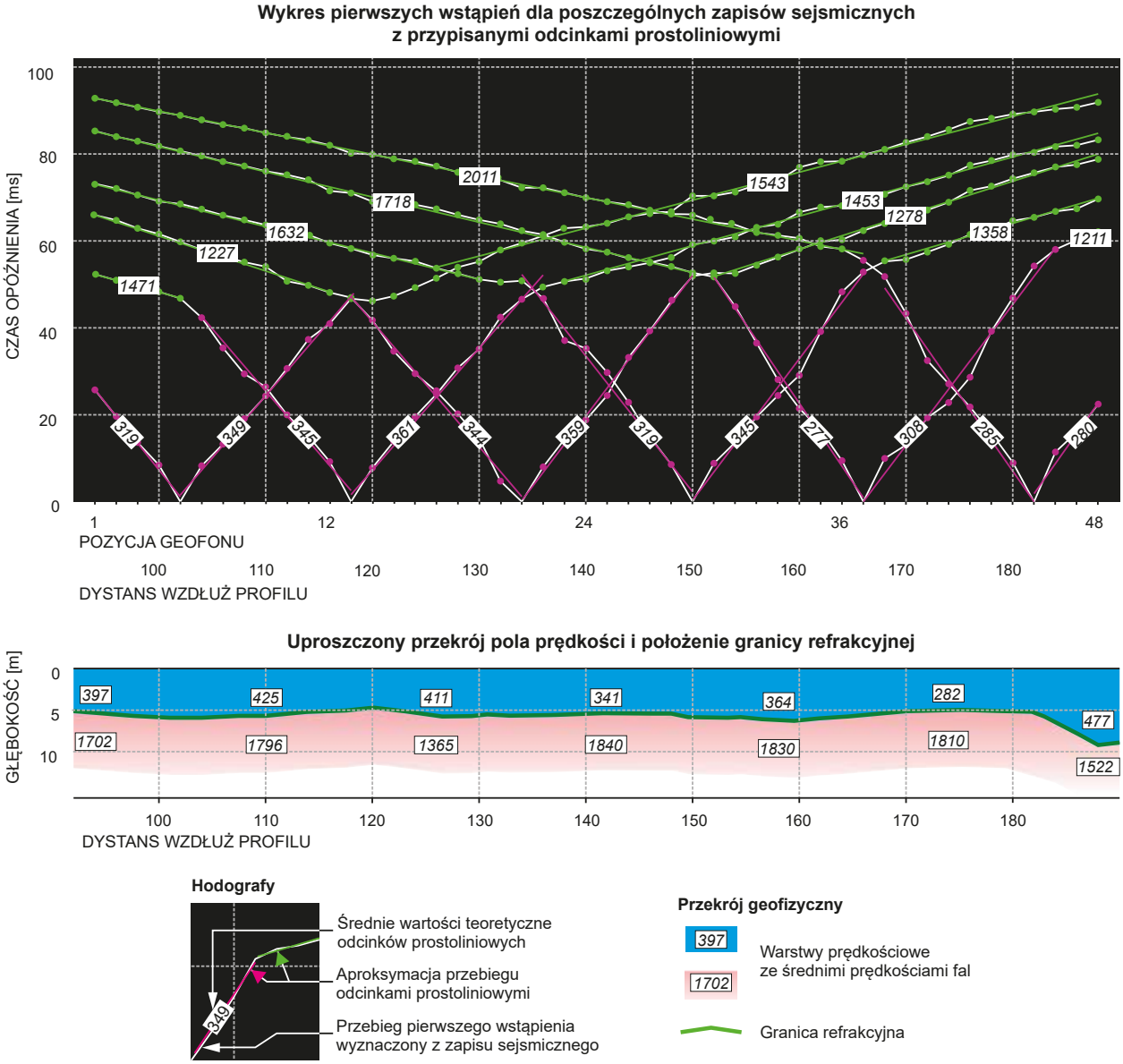
Z reguły wartość prędkości sejsmicznych w ośrodku gruntowo-skalnym wzrasta wraz z głębokością, z czego wynika fakt, że najszybszą drogą promienia sejsmicznego zwykle nie jest linia prosta łącząca punkty strzałowe i odbioru, a ugięta w głąb ośrodka łukowata linia. Część energii fali, która została ugięta w ośrodku dociera więc do odbiorników zwykle jako pierwsza. Na zapisie sejsmicznym najwcześniejszy rejestrowany impuls dochodzący do kolejnych odbiorników pochodzi właśnie z fal ugiętych. Impuls ten na czasowych zapisach sejsmicznych nazywany jest pierwszym wstąpieniem (ang. *first break*). Pierwsze wstąpienie jest łatwo identyfikowane na większości zapisów sejsmicznych. Wyznaczenie czasu wystąpienia pierwszego wstąpienia w zależności od odległości źródło–odbiornik daje wykres (tzw. hodograf), który jest podstawą dalszych obliczeń. Różnica czasu wystąpienia pierwszego wstąpienia do kolejnych punktów odbioru pozwala na wyznaczenie pozornej prędkości sejsmicznej dla interwału głębokościowego. Głębokość ta zostaje określona dopiero na podstawie dalszej analizy danych.

W technikach refrakcyjnych, w odróżnieniu od technik opartych na analizie fal bezpośrednich, droga promieni sejsmicznych pomiędzy punktem strzałowym a punktem odbioru nie jest znana. W przetwarzaniu danych pomiarowych konieczne jest zastosowanie iteracyjnych procedur modelowania matematycznego, pozwalających na dopasowanie modelu pola prędkości do zmierzonych wartości czasu wystąpienia pierwszego wstąpienia lub przyjęcie serii upraszczających założeń.

Badania technikami refrakcyjnymi są stosunkowo proste w wykonaniu i odporne na zakłócenia. Nie wymagają one wykonywania dodatkowych robót geologicznych, a źródłem może być w wielu przypadkach uderzenie młotem ręcznym w podłoże. Identyfikacja pierwszych wstąpień jest relatywnie jednoznaczna, a podstawowe techniki przetwarzania są od lat dobrze opracowane. Badania refrakcyjne można wykonywać zarówno dla fal poprzecznych, jak i podłużnych. Sprawia to, że techniki refrakcyjne są bardzo chętnie wykorzystywane w badaniach inżynierskich. Skala

przestrzenna badań refrakcyjnych jest bardzo szeroka. W zależności od wymaganego zasięgu prospekcji i zastosowanej długości fali, separacja punktów odbioru może zawierać się w granicach od 2 m (mniejsze separacje zwykle nie mają uzasadnienia) do dziesiątek kilometrów, co daje maksymalne odległości nadajnik–odbiornik w zakresie od ok. 100 m do tysięcy kilometrów. Badania z zastosowaniem fal krótkich i małych separacji wykorzystuje się w badaniach inżynierskich, podczas gdy badania o separacjach rzędu kilometrów i odpowiednio długich fal, stosowane są w podstawowych badaniach litosfery w tym w badaniach głębokiej struktury Ziemi. Zasięg głębokościowy badań refrakcyjnych zależy w dużym stopniu od lokalnego układu warstw. Wstępnie przyjmuje się, że głębokość badań sejsmiki refrakcyjnej odpowiada w przybliżeniu 25% maksymalnej odległości pomiędzy punktem strzałowym a punktem odbioru.

Sejsmiczne profilowania refrakcyjne (SRP, ang. *seismic refraction profiling*) są najprostszą techniką wykorzystującą zjawisko refrakcji fali na granicach ośrodka gruntowo-skalnego o różnych parametrach mechanicznych. Badania techniką SRP wykonuje się w praktyce przeważnie z zastosowaniem fal podłużnych. Przy badaniach zakłada się występowanie ostrych granic warstw wyraźnie odróżniających się wartościami prędkości, natomiast zmienność oboczna wartości prędkości w warstwach powinna być znikoma. Na granicach kontrastowych warstw, w przypadku gdy promień sejsmiczny pada skośnie do granicy, dochodzi do zjawiska całkowitego wewnętrznego odbicia fali, a energia rozchodzi się w warstwie granicznej z prędkością w przybliżeniu stałą. W efekcie na hodografach zaznaczają się odcinki, gdzie punkty wyznaczone jako pierwsze wstąpienia kontynuują się wzdłuż prostoliniowych odcinków. Nachylenie każdego z odcinków przelicza się na uśrednione prędkości kolejnych warstw (rys. 43).



Rys. 43. Hodografy z prostoliniowymi odcinkami i przekrój warstwowy na podstawie sejsmicznych profilowań refrakcyjnych (SRP)

Badania techniką sejsmicznego profilowania refrakcyjnego są stosowane głównie do wstępnego wyznaczania położenia stropu podłoża skalnego, w tym określenia strefy poślizgu w badaniach osuwisk. Na podstawie pomiarów można wyznaczyć uśrednioną prędkości fali sejsmicznej w warstwach koluwiów i podłoża oraz granice nieciągłości lub zniszczenia pierwotnej struktury (Bestyński, Thiel, 2002).

Sejsmiczna tomografia refrakcyjna (SRT, ang. *seismic refraction tomography*) (Watanabe i in., 1999; Sheehan i in., 2005) jest rozszerzeniem metody sejsmicznych profilowań refrakcyjnych. W metodzie wykorzystuje się fale ugięte (wykorzystuje się falę P, a także falę S), stosując dużą liczbę punktów strzałowych dla każdej konfiguracji odbiorników (każdego rozstawu). Dzięki wielokrotnej rejestracji przy różnych punktach wzbudzania, przestrzeń pomiarowa zostaje pokryta gęstą siecią krzyżujących się promieni sejsmicznych. Dla każdego punktu wzbudzenia przeprowadza się analizę prędkości fali refrakcyjnej dochodzącej do każdego z geofonów. Integracja wyników z wszystkich punktów wzbudzenia polega na obliczeniowym, iteracyjnym dopasowaniu modelu prędkości w ośrodku, o najmniejszym sumarycznym błędzie. Efektem pomiarów jest ciągły przekrój prędkości fali sejsmicznej (P lub S) w badanym ośrodku (rys. 44). Stosowanie tej metody nie wymaga obecności kontrastowych granic sejsmicznych w ośrodku gruntowo-skalnym, w których dochodziłoby do zjawiska całkowitego wewnętrznego odbicia.

Metoda może być stosowana do wykrywania nawet subtelnych zmian przestrzennego rozkładu wartości prędkości oraz do precyzyjnego, przestrzennego określania przebiegu granic sejsmicznych o dowolnym położeniu. Technika jest szczególnie przydatna do określania przebiegu i szerokości stref uskokowych i spękanych w podłożu oraz innych stref o obniżonych parametrach mechanicznych.

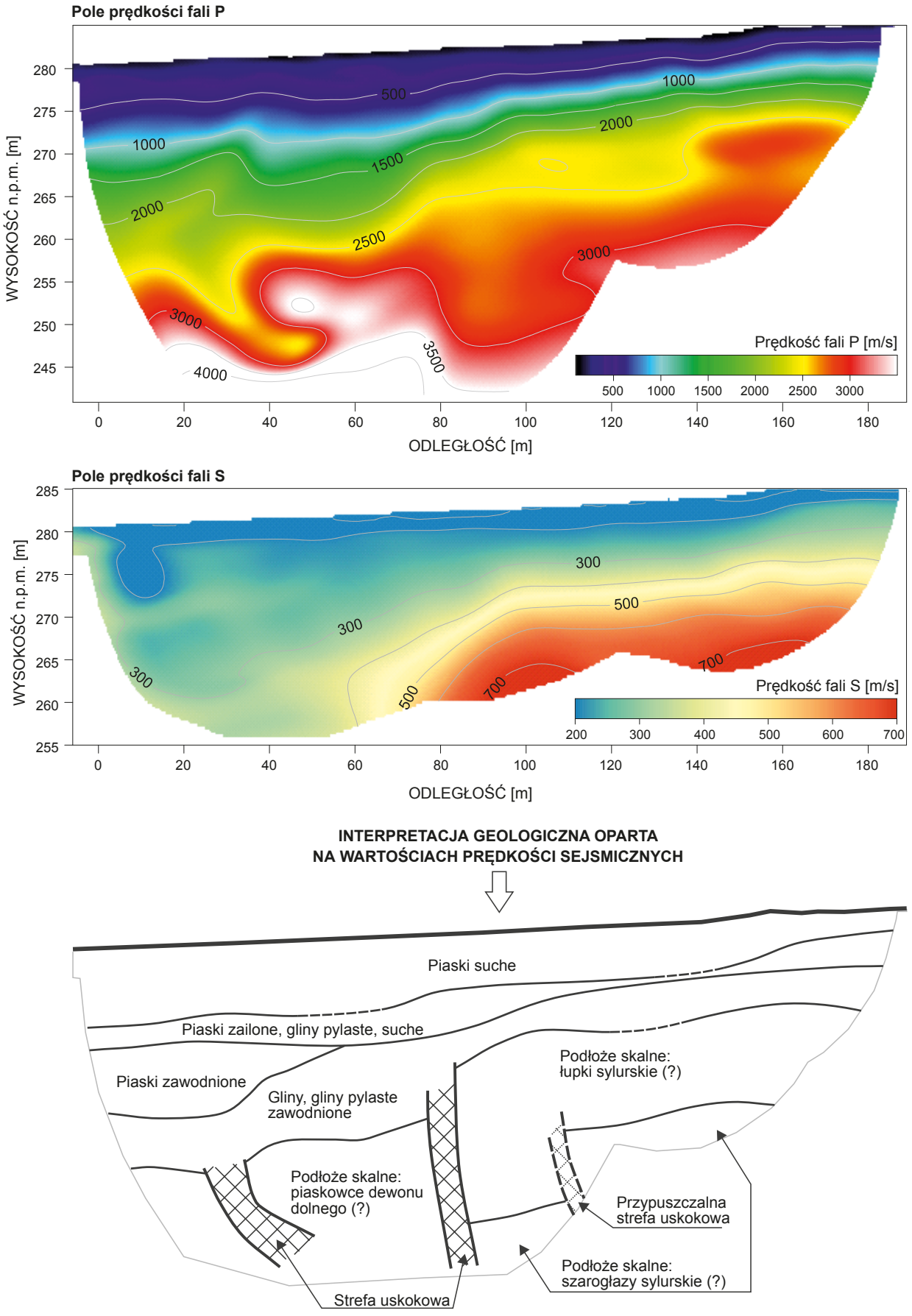
Technika oparta na analizie fal odbitych – sejsmika refleksyjna (SR, ang. *seismic reflection*) analizuje tę część energii sejsmicznej, która została wyemitowana w postaci fal w głąb ośrodka, uległa odbiciu od granicy warstw o różnych parametrach mechanicznych i jako fala odbita powróciła do powierzchni. Granicami odbijającymi energię fal sejsmicznych są granice, na których zmienia się twardość akustyczna. Na każdej z granic część energii zostaje odbita w kierunku powierzchni, a część przenika w głąb kolejnej warstwy. Zgodnie z prawem odbicia, promień sejsmiczny padający na odbijającą go powierzchnię pod kątem prostym powróci do punktu, z którego został wyemitowany. Każdy promień padający na powierzchnię pod kątem, zostanie odbity od powierzchni pod tym samym kątem. Odbicie promieni zachodzi do miejsca, w którym promienie padają na powierzchnię pod kątem równym lub większym od kąta granicznego, a następnie promienie ulegają na granicy całkowitemu wewnętrznemu odbiciu.

Czas powrotu (opóźnienie pomiędzy emisją a sygnałem zarejestrowanym) zależy od przebytej przez promień sejsmiczny drogi oraz wartości prędkości w ośrodku gruntowo-skalnym, w którym promień propagował. Dla pojedynczego promienia sejsmicznego, nie można określić równocześnie prędkości i drogi jaką ten promień przebył jedynie na podstawie opóźnienia pomiędzy emisją a powrotem sygnału. Jednak przy dokonaniu pomiaru opóźnienia dla wielu punktów, oddalonych na powierzchni od punktu strzałowego na różną odległość, opóźnienie to ma różną wartość, proporcjonalną do wartości prędkości. Przy rejestracji opóźnienia dla serii punktów odbioru, ustawionych w linii i o równej separacji odbiorników, wykres zależności odległość od źródła–opóźnienie układa się wzdłuż hiperboli. Kształt tej hiperboli pozwala na określenie wartości prędkości w warstwie powyżej granicy odbijającej.

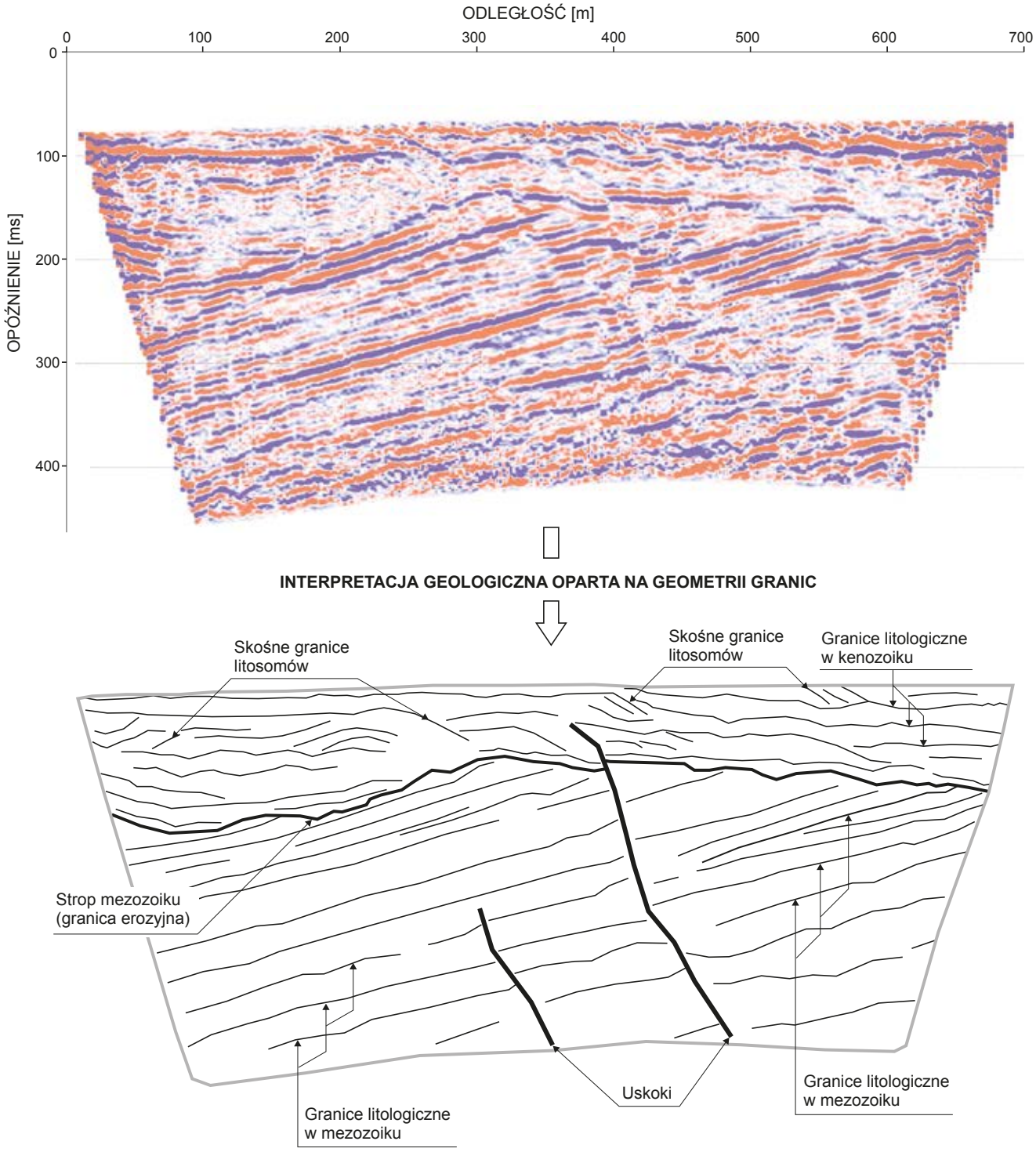
Znając wartość prędkości w warstwach oraz czas przejścia fali sejsmicznej, teoretycznie można wyznaczyć rzeczywistą miąższość kolejnych warstw w podłożu. W praktyce przetwarzanie danych sejsmiki refleksyjnej jest bardzo skomplikowane. Przede wszystkim wykorzystuje się obecność hiperbol refleksyjnych do redukcji wpływu odbić wielokrotnych wprowadzając tzw. poprawkę dynamiczną i odpowiednio sumując zapis sąsiadujących ze sobą tras sejsmicznych. Dodatkowo w procedurze przetwarzania danych sejsmiki refleksyjnej wprowadza się procedury filtracji oraz poprawki, w wyniku czego uzyskuje się przekrój, prezentujący położenie kolejnych granic odbijających (horyzontów refleksyjnych). Często na potrzeby badań płytkich przekroje te (rys. 45) nie są przekrojami głębokościowymi, a przekrojami czasowymi (sekcje czasowe), gdzie głębokość reprezentowana jest jako czas dotarcia i powrotu fali do poszczególnych granic (TWT, ang. *two-way-time*).

Technika sejsmiki refleksyjnej dobrze oddaje geometrię warstw zalegających w podłożu pod małym kątem oraz relacje pomiędzy kolejnymi warstwami, nie daje jednak precyzyjnej informacji na temat pola prędkości. W zastosowaniach związanych z badaniami inżynierskimi technika ma zasadnicze ograniczenia. Bardzo poważnym ograniczeniem dla badań jest występowanie granic refrakcyjnych. W strefie płytkiej przedział kąta padania promieni sejsmicznych, w którym dochodzi do odbicia jest na tyle wąski, że nie można z wystarczającą precyzją określić prędkości warstw, a większość energii źródła w warstwach przypowierzchniowych jest rozpraszana właśnie w postaci fal ugiętych oraz fal powierzchniowych. W praktyce fale odbite są maskowane przez fale refrakcyjne oraz powierzchniowe i często nie można dokonać ich ekstrakcji z zapisu sejsmicznego. W takim wypadku konieczne jest usunięcie części zapisu dla najpłytszych partii podłoża. W efekcie sekcje refleksyjne nie niosą informacji dotyczących płytkich warstw podłoża, które są w polu zainteresowania geofizyki inżynierskiej.

Technikę sejsmiki refleksyjnej z uwagi na powyższe ograniczenia stosuje się w badaniach do celów inżynierskich niezwykle rzadko, jedynie w przypadku, gdy istotne jest rozpoznanie głębszego podłoża, np. na potrzeby podziemnych magazynów substancji lub podziemnych składowisk odpadów.



Rys. 44. Przekroje pól prędkości fal sejsmicznych uzyskane techniką sejsmicznej tomografii refrakcyjnej (SRT) oraz przykładowa interpretacja geologiczna wykonana m.in. na podstawie danych z otworów wiertniczych



Rys. 45. Fragment refleksyjnej sekcji czasowej z interpretacją geologiczną

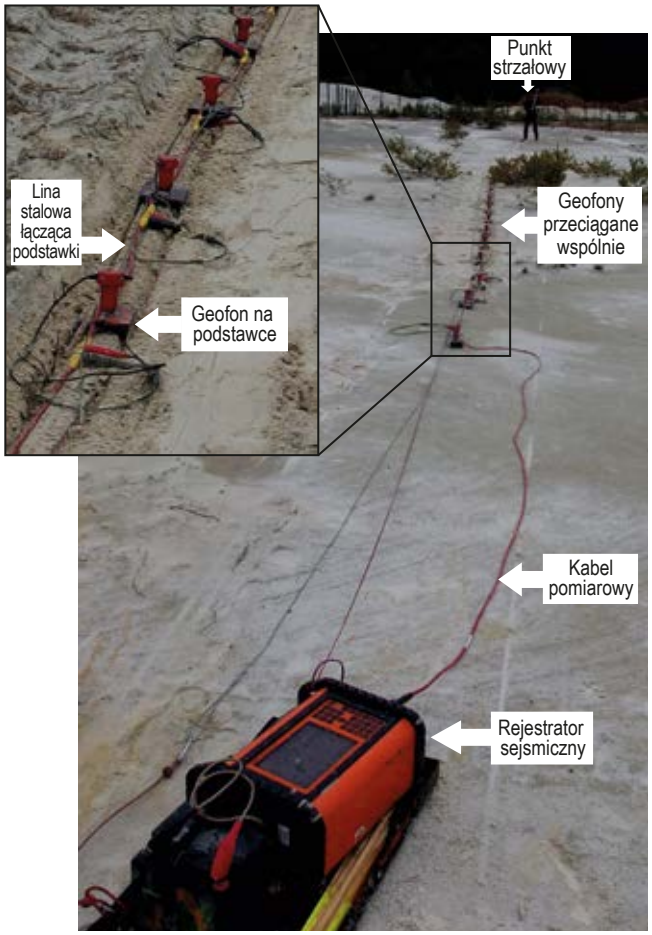
Techniki oparte na analizie fal powierzchniowych (SWM, ang. *surface wave methods*) to grupa technik pomiarowych, w których informacja na temat pola prędkości fali poprzecznej uzyskiwana jest z analizy prędkości przemieszczania się fal powierzchniowych (Foti i in., 2018). W pomiarach rejestruje się zależność prędkości fal powierzchniowych od ich częstotliwości. Wykorzystuje się fale o niskiej częstotliwości, z zakresu od 2 do 30–60 Hz. Fale powierzchniowe, w zależności od ich długości, która z kolei jest pochodną częstotliwości fali i średniej wartości prędkości fali poprzecznej w tej warstwie, propagują w przypowierzchniowej warstwie ośrodka gruntowo-skalnego, której miąższość odpowiada ½ długości fali. Z pomierzonej prędkości fal powierzchniowych o danej częstotliwości można więc uzyskać informację o uśrednionej prędkości fali do głębokości propagacji. Późniejsza procedura obliczeniowa pozwala na podstawie serii

danych dotyczących uśrednionej prędkości fal powierzchniowych, określić rzeczywisty profil prędkościowy ośrodka gruntowo-skalnego dla fal poprzecznych.

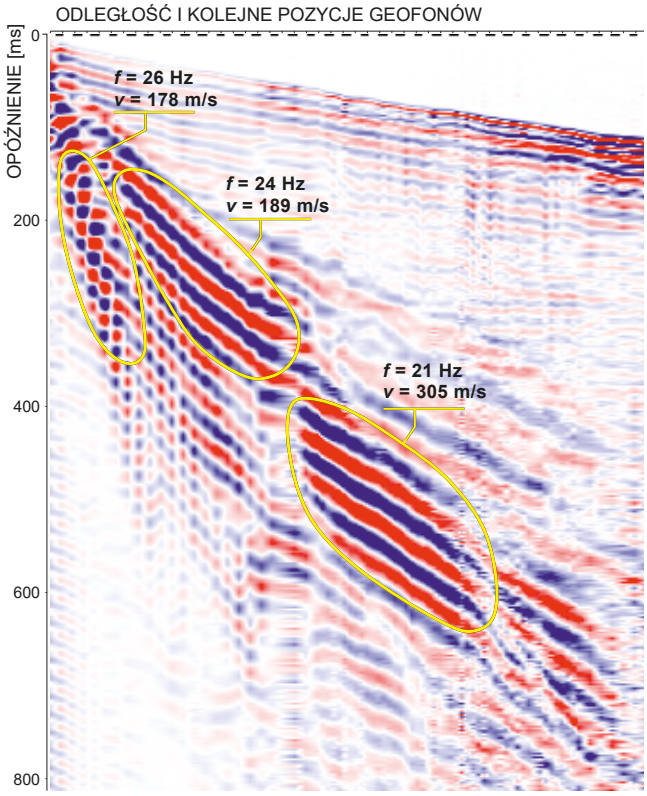
W trakcie rejestracji terenowej pierwszej z grup technik fal powierzchniowych generuje się sygnał sejsmiczny, zawierający w sobie spektrum niskich częstotliwości. Zależnie od techniki stosuje się źródła szerokopasmowe, a fala zawiera równocześnie szerokie spektrum niskich częstotliwości lub stosuje się źródła o określonej częstotliwości i generację sygnału powtarza się wielokrotnie, dla kolejnych przedziałów częstotliwości. Rejestracji sygnału dokonuje się zestawem gęsto rozmieszczonych geofonów o maksymalnej czułości w zakresie niskich częstotliwości, najczęściej o częstotliwości 4,5 Hz. Geofony rozmieszcza się zwykle wzdłuż linii, na której wykonuje się generację sygnału tak, że czoło fali powierzchniowej jest prostopadłe do linii rozmieszczenia odbiorników. Przy wykonywaniu badań profilowych cały układ pomiarowy przemieszcza się wzdłuż linii pomiarowej o założony krok pomiarowy (rys. 46).

Druga grupa technik fal powierzchniowych oparta jest na wykorzystaniu fal sejsmicznych występujących w otoczeniu, naturalnych i sztucznych, ale niebędących pod kontrolą wykonawcy badań. Mówi się w takim przypadku o badaniach pasywnych lub wykorzystujących szumy otoczenia (ang. *ambient noise*). Źródłami sejsmicznymi może być w takim przypadku wibracja powstała w wyniku ruchu drogowego, uderzeń fal o brzeg, czy odległe wstrząsy sejsmiczne. W każdym momencie powierzchnia Ziemi w dowolnym miejscu na globie, podlega nieznacznym wibracjom o charakterze fal powierzchniowych. Z uwagi na fakt, że osoba wykonująca badania nie ma wpływu, z jakiego kierunku nadbiegają fale, układy pomiarowe w takich przypadkach muszą składać się z punktów odbioru rozmieszczonych nie wzdłuż jednej linii, ale na powierzchni. Takie rozmieszczenie pozwala określić na etapie przetwarzania kierunek nabiegania poszczególnych fal, ich częstotliwość i prędkość. W technikach pasywnych stosuje się też długi czas rejestracji (rzędu kilku minut). Wydłużenie czasu rejestracji powoduje, że fale nabiegać będą statystycznie z różnych kierunków.

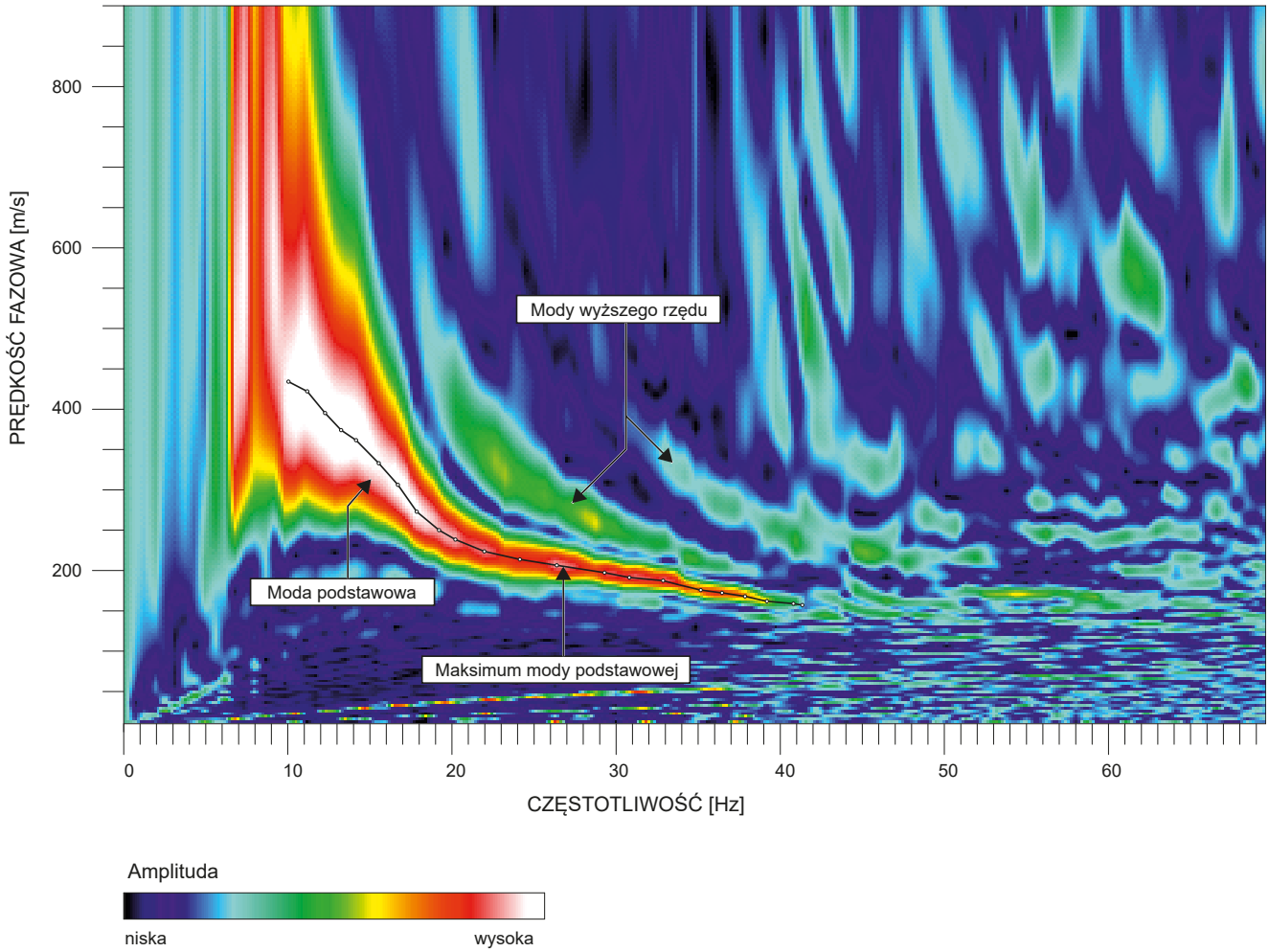
Przetwarzanie danych pomiarowych niezależnie od zastosowanej techniki obejmuje wyekstrahowanie z zapisu fal o różnej częstotliwości, a następnie określenie, na podstawie porównania tras sejsmicznych zarejestrowanych dla poszczególnych punktów odbioru, prędkości fal powierzchniowych dla danej częstotliwości (rys. 47). Uzyskane zależności częstotliwość–prędkość służą do sporządzenia wykresu, obrazującego jak często dane wartości występują. Wykres taki nazywany jest obrazem dyspersji (ang. *dispersion image*, rys. 48). Na podstawie obrazów dyspersji wyznacza się linię trendu, sprowadzającą skomplikowany zapis pola falowego do uproszczonej zależności prędkości od częstotliwości fal. W przypadku badań pasywnych dodatkowym krokiem jest identyfikacja kierunku dochodzenia fal oraz zastosowanie



Rys. 46. Układ pomiarowy wykorzystywany w technice wielokanałowej analizy fal powierzchniowych – MASW (tzw. *land streamer*)



Rys. 47. Zapis sejsmiczny (ang. *shot gather*) z wyraźną dyspersją fal



Rys. 48. Obraz dyspersji MASW z naniesioną linią trendu

procedury obliczeniowej, która pozwala na analizę prędkości w kierunku równoległym do jej rozchodzenia.

Dla wszystkich technik wykorzystujących fale powierzchniowe, linia trendu będąca przybliżeniem rozkładu zależności prędkości od częstotliwości jest podstawą do dokonania procedury inwersji, prowadzącej do wyznaczenia rzeczywistego rozkładu wartości prędkości fal poprzecznych w profilu pionowym. Przyjmuje się, że uzyskany profil wartości prędkości fali S jest reprezentatywny dla środka układu pomiarowego. Efekt badań może być zaprezentowany jako jednowymiarowy profil prędkości fali S lub kolejne profile mogą zostać złożone tak, że dadzą przekrój rozkładu prędkości. Techniki oparte na analizie fal powierzchniowych są szczególnie przydatne do wykrywania gruntów o obniżonych parametrach mechanicznych, stref rozluźnionych i upłynnień gruntu. Rozdzielczość pionowa technik silnie zależy od jakości rejestracji. W przypadku danych zarejestrowanych większą ilością geofonów, możliwe jest wydzielenie węższych pasm częstotliwościowych, co zwiększa rozdzielczość pionową. Rozdzielczość pozioma badań jest natomiast ograniczona długością fali (0,25 długości fali mierzonej). Wielkość układu pomiarowego oraz separacja geofonów powinna pozwalać na prawidłowe próbkowanie przestrzenne. Separacja geofonów nie powinna być większa niż 25% długości najkrótszej wykorzystywanej fali, a długość układu pomiarowego powinna być nie mniejsza niż 25% długości fali najdłuższej. Przy typowych warunkach gruntowych, w jakich wykonuje się badania technikami fal powierzchniowych, separacja odbiorników zwykle powinna wynosić 1 m, maksymalnie 2 m, a układ pomiarowy powinien składać się z minimum 24 geofonów.

Głębokość rozpoznania uzyskiwana technikami fal powierzchniowych wynosi teoretycznie 0,5 długości najdłuższej rejestrowanej fali. W praktyce ten limit jest bliższy 0,25–0,30 długości fali. Zwykle rzetelne rozpoznanie tymi technikami można prowadzić do głębokości 20–30 m.

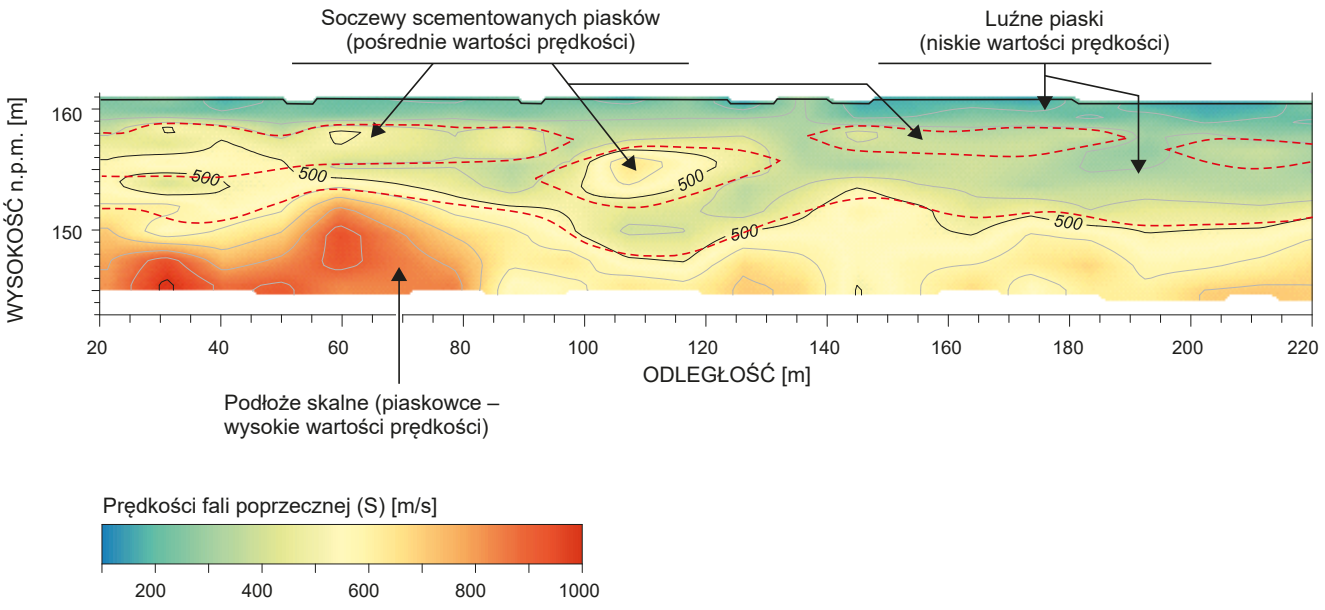
Ze względu na szybkość wykonywania badań oraz stosunkowo wysoką odporność na zakłócenia, metody oparte na analizie fal powierzchniowych są szczególnie przydatne do wykonywania badań wstępnych, w których wysoka rozdzielczość przestrzenna nie jest kluczowa.

Jak już wspomniano, badania oparte na analizie fal powierzchniowych wykonuje się w dwóch głównych wariantach: badania wykorzystujące źródło kontrolowane – sygnał jest specjalnie generowany w wybranym miejscu i czasie do celów przeprowadzenia badań (tzw. badania aktywne) oraz wykorzystujące fale pozostające poza kontrolą operatora –

fale pochodzące z otoczenia (tzw. badania pasywne). Zarówno w badaniach aktywnych, jak i pasywnych stosowane są liczne warianty technik pomiarowych. W praktyce najczęściej można natknąć się na badania wykonane sformalizowanymi technikami i narzędziami, dla których powstały ugruntowane procedury pomiarowe i obliczeniowe. Dla technik aktywnych najczęściej spotyka się następujące techniki:

– SASW (analiza spektralna fal powierzchniowych, ang. *spectral analysis of surface waves*) to technika najstarsza, w której stosuje się szerokopasmowe źródło impulsowe (zwykle uderzenie młotem ręcznym w grunt) oraz zestaw jedynie 2 odbiorników niskoczęstotliwościowych oddalonych od punktu strzałowego. Sygnału zarejestrowanego przez odbiorniki odfiltrowuje się wąskie pasma częstotliwości odpowiadające teoretycznym głębokościom kolejnych warstw, a następnie porównuje się te zapisy, wyznaczając różnicę faz zarejestrowanych fal. Różnica ta pozwala przy znanej odległości pomiędzy geofonami na określenie prędkości fal danej częstotliwości.
– CSWS (ciągła analiza fal powierzchniowych, ang. *continuous surface waves system*) to technika, w której stosuje się specjalne narzędzie dedykowane do analizy fal powierzchniowych. Kluczową różnicą w stosunku do techniki SASW jest zastosowanie specjalnego źródła wibratorowego generującego ciągły sygnał o modulowanej częstotliwości. Częstotliwość sygnału zmienia się jednostajnie w czasie tworząc tzw. *sweep*. W punktach odbioru rozstawionych równomiernie na linii biegnącej od źródła rozstawia się serię 6–12 geofonów niskoczęstotliwościowych np. 1 Hz. Porównanie charakterystyki falowej sygnału, zarejestrowanego przez kolejne odbiorniki, ze znanym sygnałem emitowanym pozwala na określenie różnicy faz dla fal o różnych częstotliwościach i w efekcie wyznaczenia prędkości poszczególnych fal. W aparaturze CSWS jednostka rejestrująca, kontrolery źródła i oprogramowanie przetwarzające jest zintegrowane. Efektem pomiarów nie są trasy sejsmiczne, a ostateczny rezultat to profil wartości prędkości fali poprzecznej w gruncie.
– MASW (wielokanałowa analiza fal powierzchniowych, ang. *multichannel analysis of surface waves*) wykorzystuje do generacji sygnału szerokopasmowe źródło impulsowe (zwykle młot ręczny lub inny zrzut masy na powierzchnię podłoża) i zestaw geofonów o maksymalnej czułości w zakresie niskich częstotliwości rozmieszczonych równomiernie wzdłuż linii rozchodzenia się fal powierzchniowych. W technice MASW stosuje się zestawy odbiorników zawierające minimum 24 geofony rozmieszczone co 1–2 m. Zarejestrowany obraz przemieszczających się fal powierzchniowych jest przetwarzany transformacją Fouriera do domeny częstotliwość–prędkość. Transformacja ta prowadzi do rozwiązań, które odpowiadają sytuacji, jakby pary wyników częstotliwość–prędkość były generowane wielokrotnie dla różnych par odbiorników. Takie podejście pozwala na uzyskanie statystycznego uśrednienia wyników dla jednego punktu pomiarowego, a tym samym silnie eliminuje błędy pojedynczych pomiarów. Technika MASW jest obecnie najczęściej stosowaną techniką opartą na analizie fal powierzchniowych z kontrolowanym źródłem i wypiera stopniowo starsze, mniej dokładne techniki SASW i CSWS. Technika pozwala uzyskać profile pionowe lub w bardziej zaawansowanych wersjach przekroje prędkości poprzecznej fali sejsmicznej (rys. 49). Na podstawie pomierzonych wartości prędkości fali sejsmicznej, zwłaszcza fali S w oparciu o zależności empiryczne można wyprowadzić parametry sprężystości ośrodka gruntowo-skalnego oraz pośrednio określić stan i zagęszczenie gruntów (tab. 35 w rozdz. 7.6.2.3).

Techniki pasywne są stosowane rzadziej od technik ze źródłem aktywnym (kontrolowanym) ze względu na mniej-



Rys. 49. Przekrój pola prędkości fali S uzyskany techniką MASW

szą precyzję (tab. 2). Techniki pasywne w zasadzie pozwalają na uzyskanie wyników dla profili głębokościowych, a nie przekrojów. Źródła naturalne i niekontrolowane źródła sztuczne mogą wyzwalać fale o energiach wielokrotnie większych od źródeł kontrolowanych. Fale powierzchniowe powstające przy takich zjawiskach są znacznie dłuższe, a zasięg głębokościowy uzyskany przy ich wykorzystaniu jest znacząco większy niż dla fal generowanych przez źródła kontrolowane. Układy pomiarowe dostosowuje się do długości mierzonych fal, znacznie zwiększając separacje geofonów i stosując geofony ultra-niskoczęstotliwościowe (np. geofony o częstotliwości głównej 2 Hz). Pozwala to na prawidłowe scharakteryzowanie długich fal, jednak informacja dotycząca fal krótszych jest tracona. Najczęściej wykorzystywane techniki pasywne oparte na analizie fal powierzchniowych to:

– Microtremor lub MAM (analiza mikrowstrząsów, ang. *microtremor analysis method*) to technika, w której wykorzystuje się fale powierzchniowe generowane przez źródła naturalne (odległe trzęsienia ziemi, fale morskie, wiatr) i sztuczne (szum komunikacyjny, przemysł), które rejestruje się z wykorzystaniem przestrzennie rozmieszczonego układu geofonów niskoczęstotliwościowych. Przestrzenne rozmieszczenie odbiorników (zwykle na planie okręgu, trójkąta lub litery „L") pozwala określić kierunek nabiegania fal i wprowadzić niezbędne poprawki tak, aby prędkość fal była analizowana równolegle do kierunku jej nabiegania. Długi czas rejestracji, liczony przynajmniej w setkach sekund dla jednego pomiaru, pozwala przyjąć założenie, że fale nabiegają do układu pomiarowego z różnych kierunków. Następnie porównując kolejne trasy sejsmiczne dla poszczególnych zdarzeń sejsmicznych (fal) segreguje się je w zależności od częstotliwości i określa prędkości poszczególnych fal. Zestawienie wartości prędkość–częstotliwość pozwala na wyznaczenie dominującego trendu zależności tych wartości i wyliczenie na drodze inwersji profilu prędkościowego dla fali poprzecznej w podłożu.
– ReMi (analiza mikrowstrząsów przenoszonych przez granice refrakcyjne, ang. *refraction microtremor*) zakłada daleką propagację fal sejsmicznych wzdłuż granic refrakcyjnych. Fale te na powierzchni generują fale powierzchniowe, które są podstawą pomiarów w tej technice. W technice ReMi stosuje się liniowe rozmieszczenie geofonów oraz długie czasy rejestracji, rzędu tysiąca sekund. W czasie długiej rejestracji można spodziewać się przejścia fal nabiegających z różnych kierunków, w tym równolegle do układu pomiarowego. Porównanie poszczególnych tras sejsmicznych pozwala na segregację zdarzeń (fal) na podstawie ich częstotliwości oraz określenie prędkości w zależności od częstotliwości. Fale nabiegające skośnie do układu pomiarowego będą dawały wyższą pozorną prędkość propagacji, dlatego na zestawieniu wyników częstotliwość–prędkość wyznacza się trend przebiegający w najniższych zarejestrowanych wartościach prędkości. Wyznaczona linia trendu, jak w technice MAM służy do wyznaczenia profilu prędkościowego fali poprzecznej.
– HVS ratio (zależność amplitudy w wektorze pionowym i poziomym fali powierzchniowej, ang. *horizontal to vertical S wave ratio*) to technika, w której wykorzystuje się zależność między prędkością fali S w podłożu, a parametrami ruchu cząsteczek zaangażowanych w przemieszczanie fal powierzchniowych. Cząsteczki ośrodka zaangażowane w propagację fal powierzchniowych poruszają się po elipsach prostopadłych do czoła fali. Dla każdej częstotliwości i odpowiadającej jej teoretycznej miąższości warstwy zaangażowanej w ruch, kształt elipsy ruchu jest zależny od prędkości fali. Ruch eliptyczny można rozłożyć na 2 składowe – wibracje wzdłuż składowej pionowej i składowej poziomej. W technice stosuje się czujniki rejestrujące amplitudę ruchu w trzech kierunkach – pionowym i dwóch ortogonalnych kierunkach poziomych. Na etapie przetwarzania, zdarzenia sejsmiczne, które spowodowały ruch czujnika segregowane są ze względu na częstotliwości, a następnie na podstawie porównania składowych pionowej i poziomych dla poszczególnych częstotliwości, wyznaczany jest kształt elipsy ruchu (właściwie stosunek amplitudy ruchu w płaszczyźnie pionowej i poziomej). Zależność tą przelicza się na prędkość fali o danej częstotliwości. Zestawienie wyników prędkość–częstotliwość pozwala na wyznaczenie linii trendu. Linia trendu następnie służy do określenia długości fal w przedziałach częstotliwościach i w efekcie, podobnie jak w pozostałych technikach fal powierzchniowych, wyznaczeniu profilu prędkościowego fal poprzecznych. W technice nie jest istotny kierunek nabiegania fal, a pomiar dokonywany jest dla szerokiego spektrum częstotliwości, odpowiadającego dużemu zakresowi głębokości. Teoretycznie technika pozwala na uzyskanie dokładnych wyników dla różnych głębokości. Pomiar techniką HVS ratio prowadzi się dla każdego punktu bardzo długo, stosowany czas rejestracji osiąga czasami kilka, kilkanaście godzin. Dzięki długiemu czasowi rejestracji uzyskuje się statystyczne wyniki dla pełnego spektrum mierzonych częstotliwości.

Metodyka badań sejsmicznych została opisana w normach:

– ASTM D7128 Standard Guide for Using the Seismic-Reflection Method for Shallow Subsurface Investigation;
– ASTM D5777 Standard Guide for Using the Seismic Refraction Method for Subsurface Investigation;
– ASTM D4428/D4428M Standard Test Methods for Cross-hole Seismic Testing;
– ASTM D7400/D7400M Standard Test Methods for Down-hole Seismic Testing.

3.9.2. Przetwarzanie danych

Przetwarzanie danych sejsmicznych jest zróżnicowane w zależności od stosowanej techniki. W najprostszych przypadkach wymaga jedynie wyznaczenia czasu dotarcia sygnału, określenia drogi i obliczenia prędkości, w najbardziej skomplikowanych – procedury przetwarzania obejmują dziesiątki kroków, a obliczenia wymagają znacznych mocy obliczeniowych komputerów.

Kluczowe etapy przetwarzania sejsmicznego zostały wspomniane przy opisach poszczególnych technik. W większości przypadków procedury nie ograniczają się jedynie do wymienionych kroków – zapisy sejsmiczne poddaje się procedurom przygotowawczym, tak żeby obniżyć poziom zarejestrowanych szumów, a wzmocnić sygnał użyteczny. Do najważniejszych procedur przygotowawczych należy sumowanie, filtracja, wyciszanie (ang. *muting*) i dekonwolucja (rys. 50–53).

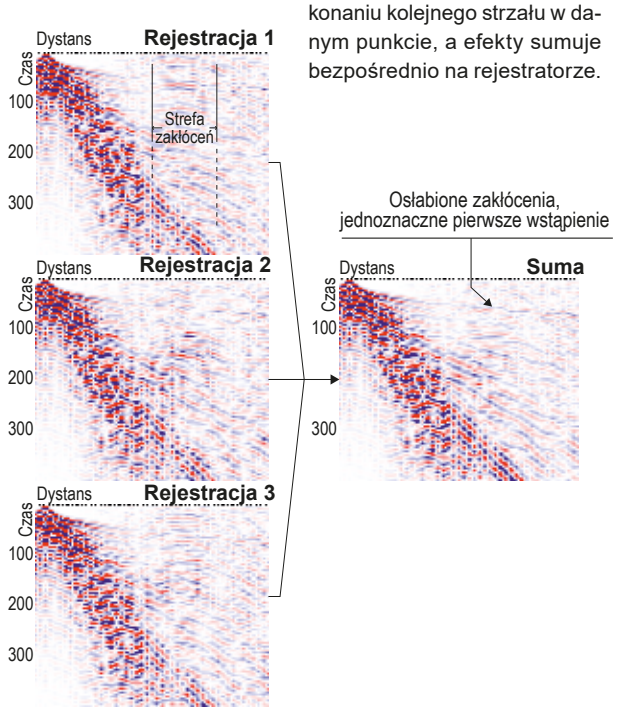
Sumowanie (określane sumowaniem pionowym, ang. *vertical stacking*) jest to procedura wielokrotnej rejestracji sygnału sejsmicznego dla tej samej konfiguracji układu pomiarowego. Następnie przeprowadza się sumowanie wartości amplitud zarejestrowanych dla danego czasu opóźnienia, dla tras sejsmicznych różnych zapisów, a odpowiadających tej samej pozycji odbiornika. Fala sejsmiczna wygenerowana przy kolejnych strzałach w tym samym miejscu przemieszcza się przez ośrodek za każdym razem w ten sam sposób i dotrze do danego odbiornika z takim samym opóźnieniem. Zapis całkowicie pozbawiony zakłóceń dla kolejnych strzałów wykonanych dla tej samej konfiguracji układu

SUMOWANIE (ang. *VERTICAL STACKING*)

Sumowanie tras (sumowanie pionowe) jest procesem, w którym dla powtarzanych strzałów, przy niezmiennej geometrii pomiarów (niezmienione położenie nadajnika i odbiorników), wartości amplitud dla poszczególnych tras dodaje się.

W efekcie procesu sumowania sygnał, który powtarza się dokładnie dla poszczególnych rejestracji ulega relatywnemu wzmocnieniu, podczas gdy przypadkowe zakłócenia, zarejestrowane na kolejnych zapisach w różnym czasie mają nikłe prawdopodobieństwo wzmocnienia. Proces wzmacnia sygnał użyteczny i osłabia zakłócenia

Sumowanie tras stosuje się we wszystkich technikach sejsmicznych, w których sygnał sejsmiczny jest aktywnie generowany. Proces można stosować na etapie przetwarzania, ale zwykle stosuje się go już na etapie akwizycji terenowej, kiedy operator na bieżąco ocenia efekt rejestracji i decyduje o wykonaniu kolejnego strzału w danym punkcie, a efekty sumuje bezpośrednio na rejestratorze.



Rys. 50. Procedury stosowane w przetwarzaniu sejsmicznym do poprawy jakości sygnału – sumowanie (ang. *vertical stacking*)

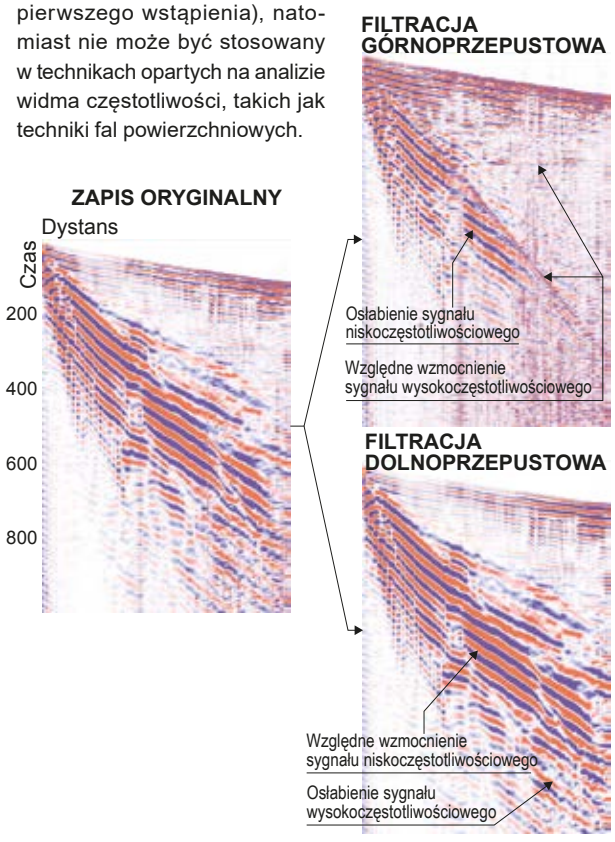
FILTRACJA CZĘSTOTLIWOŚCIOWA (ang. *FREQUENCY FILTERING*)

Filtracja częstotliwościowa to proces, w którym z zapisu sejsmicznego zawierającego szerokie spektrum częstotliwości, usuwa się fragmenty widma o określonym zakresie częstotliwości.

W przypadku większości technik badań sejsmicznych sygnał użyteczny ma inne spektrum niż zakłócenia. Na zapisie rejestracji można zidentyfikować fragmenty jednoznacznie zakłócone i fragmenty zawierające sygnał użyteczny i przeanalizować widmo częstotliwościowe. Na tej podstawie definiuje się charakterystykę filtra (zakresy częstotliwości usuwanych) i przeprowadza proces filtracji.

Filtrację częstotliwościową można przeprowadzić przy pomocy różnych algorytmów, różniących się sposobem definicji zakresu częstotliwości.

Filtracja częstotliwościowa jest stosowana do wydobycia z zapisu sygnału użytecznego (szczególnie o pośrednich częstotliwościach). Proces stosowany jest w technice refleksyjnej, refrakcyjnej (do poprawy definicji pierwszego wstąpienia), natomiast nie może być stosowany w technikach opartych na analizie widma częstotliwości, takich jak techniki fal powierzchniowych.



Rys. 51. Procedury stosowane w przetwarzaniu sejsmicznym do poprawy jakości sygnału – filtracja częstotliwościowa (ang. *frequency filtering*)

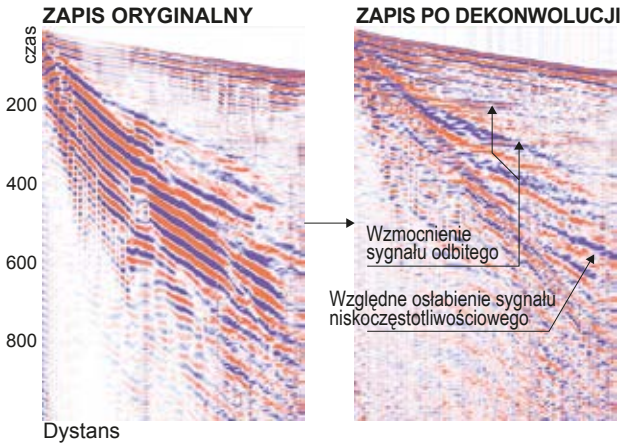
pomiarowego będzie identyczny. Natomiast zewnętrzne zakłócenia docierają do odbiorników przy kolejnych zapisach w różny sposób. Procedura sumowania prowadzi do podniesienia wartości amplitud wygenerowanego sygnału, natomiast amplitudy losowych zakłóceń albo redukują się w przypadku fal zarejestrowanych z przesunięciem fazowym, albo pozostają na niezmienionym poziomie. W efekcie wartości sygnału w stosunku do wartości szumu wzrastają. Procedura sumowania pozwala na ograniczenie względnego poziomu szumów niekoherentnych (rejestrowanych w różny sposób przy każdym zapisie), natomiast nie ograniczają poziomu sygnału fal generowanych przez źródło, ale stanowiących zakłócenia dla konkretnej techniki, tak jak fale powierzchniowe, które w technice refleksyjnej poważnie zacierają obraz fal odbitych. Sumowanie pionowe można stosować już w chwili rejestracji sygnału, w terenie. Operator, widząc zapis tras sejsmicznych, może zdecydować o wykonaniu kolejnego strzału w danym punkcie strzałowym, a kolejny zapis zsumować na bieżąco z zapisem wcześniejszym. Procedurę można też wykonać w programach do przetwarzania sejsmicznego w przypadku, gdy wykonano kilka rejestracji dla danej konfiguracji układu pomiarowego.

Wyciszanie (ang. *muting*) polega na wymuszonym nadaniu wartości zerowej części z amplitud zarejestrowanych na trasach, odpowiadających wskazanym przedziałom czasowym. Oceniając zapis można wskazać, że dla poszczególnych tras, w pewnym interwale czasowym docierały fale, które stanowią w konkretnej metodzie zakłócenie, a ich usunięcie z dalszej analizy jest konieczne. Przykładowo, w analizie fal powierzchniowych konieczne jest wyciszenie fal docierających, jako fale refrakcyjne i refleksyjne, ponieważ przy dalszym przetwarzaniu fale te dają fałszywie wysokie

DEKONWOLUCJA

Dekonwolucja to proces, który pozwala na usunięcie z zarejestrowanych fal wpływu jaki wywiera przechodzenie fal przez ośrodek gruntowo-skalny. Proces ten nazywany jest też rozplataniem funkcji (funkcji sygnału emitowanego i funkcji zniekształcającej ośrodka).

Dekonwolucja pozwala na podniesienie czasowej rozdzielczości zarejestrowanego sygnału (wyostrzenie). Proces stosowany jest zwykle do podniesienia precyzji w technice sejsmiki refleksyjnej, ale może być też użyty w celu wyostrzenia zapisu pierwszego wstąpienia w technice refrakcyjnej i fal bezpośrednich.



Rys. 52. Procedury stosowane w przetwarzaniu sejsmicznym do poprawy jakości sygnału – dekonwolucja

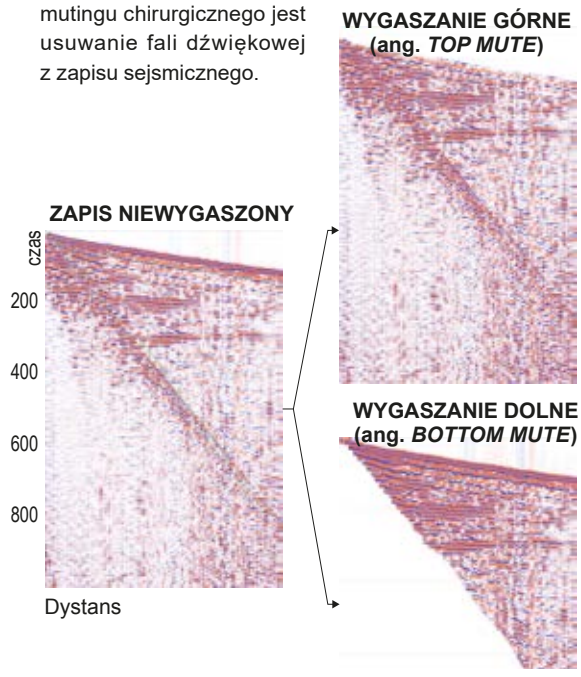
WYGASZANIE (ang. *MUTING*)

Wygaszanie jest radykalnym sposobem usuwania niepożądanych elementów zapisu sejsmicznego. Polega na przypisaniu wartości zerowej amplitudzie (zerowanie amplitud) na poszczególnych trasach sejsmicznych lub fragmentach tras. Strefę, dla której stosuje się wygaszanie wyznacza się w procedurze interaktywnej poprzez pikowanie granic wygaszania.

Muting stosuje się w celu usunięcia silnie zakłóconych fragmentów zapisu sejsmicznego, w których inne sposoby filtracji nie zdają rezultatu. Dzięki temu fragmenty te nie są uwzględniane w dalszych etapach przetwarzania.

W praktyce stosuje się trzy podstawowe rodzaje mutingu:

- Wygaszanie górne (*top mute*, muting górny) czyli wygaszanie amplitud zarejestrowanych w początkowym etapie rejestracji (od czasu t = 0 do założonego momentu). Muting górny stosuje się przede wszystkim przy przetwarzaniu sejsmiki refleksyjnej, do eliminacji z zapisu fali refrakcyjnej.
- Wygaszanie dolne (*bottom mute*, muting dolny) to wygaszanie amplitud tras od zadanego momentu do końca czasu rejestracji. Muting dolny wykorzystuje się przede wszystkim do usunięcia zapisu fal powierzchniowych lub przypadkowych zakłóceń.
- Wygaszanie chirurgiczne (*surgical mute*) polega na zerowaniu amplitud pomiędzy zadaną dolną i górną granicą. Muting chirurgiczny służy do usuwania fragmentów zapisu zawierających lokalne zakłócenie, ograniczone w czasie. Przykładem zastosowania mutingu chirurgicznego jest usuwanie fali dźwiękowej z zapisu sejsmicznego.



Rys. 53. Procedury stosowane w przetwarzaniu sejsmicznym do poprawy jakości sygnału – wygaszanie (ang. *muting*)

wartości. Wyciszanie jest procedurą, która usuwa wszelką informację z części zapisu sejsmicznego i dlatego należy wykorzystywać ją w sposób ograniczony. Wskazanie na trasach interwałów czasowych, które przeznaczone są do wyciszania odbywa się przeważnie ręcznie lub półautomatycznie, pod nadzorem operatora.

Filtracja (filtracja częstotliwościowa) to proces automatycznego usunięcia z zapisu fragmentu odpowiadającego jakiejś części widma. Energia fal przemieszczających się przez ośrodek różnymi drogami zwykle ma różną charakterystykę częstotliwościową. Fale powierzchniowe są zazwyczaj falami o znacząco niższej częstotliwości niż fale odbite i ugięte. Część zakłóceń zewnętrznych również może odróżniać się zakresem częstotliwości od sygnału. Zastosowanie procedur filtracji częstotliwościowej ogranicza amplitudy wybranych przedziałów częstotliwościowych dla każdej z tras, względnie wzmacniając pozostały sygnał. Poza procedurami filtracji częstotliwościowej stosuje się bardziej zaawansowane procedury filtracji, uwzględniające na przykład częstotliwość i prędkość fal. Filtrację prowadzi się w celu względnego wzmocnienia sygnału użytecznego w przypadku, gdy sygnał ten stanowi określoną część widma. Natomiast nie można stosować filtracji, gdy informacja zawarta jest w widmie fal, jak w przypadku analizy fal powierzchniowych.

Dekonwolucja to procedura, w której przywraca się zarejestrowanej fali (szczególnie falom odbitym i bezpośrednim) charakterystykę taką, jaką fala miała w momencie emisji. Fale przemieszczając się przez ośrodek ulegają rozmyciu i zniekształceniu. Bezpośrednim efektem tego zniekształcenia jest między innymi stopniowy wzrost ich długości w miarę przemieszczania się. Procedura dekonwolucji pozwala w pewnym stopniu przywrócić pierwotną długość i kształt fal. Dekonwolucję stosuje się przede wszystkim w technice sejsmiki refleksyjnej, ale może być zastosowana również przy badaniach z wykorzystaniem fal bezpośrednich i w pewnym stopniu fal refrakcyjnych. Zastosowanie dekonwolucji pozwala podnieść precyzję określenia czasu pierwszego wstąpienia oraz wspomaga później prowadzone procedury filtracji. Dekonwolucja zniekształca jednak widmo zarejestrowanych fal i nie może być stosowana w technikach wymagających analizy tego widma.

3.9.3. Interpretacja danych

Ostatecznym efektem badań sejsmicznych prowadzonych do celów inżynierskich jest zwykle model pola prędkości fal sejsmicznych w ośrodku gruntowo-skalnym. Zależnie od wykorzystanych technik obraz pola prędkości uzyskuje się dla przestrzeni jedno-, dwu- lub trójwymiarowej. W prostej interpretacji najniższe wartości prędkości sejsmicznych zwykle odpowiadają gruntom o najniższych parametrach mechanicznych, a wraz ze wzrostem prędkości parametry te rosną.

Do badań podłoża budowlanego szczególnie przydatne są techniki pomiarowe określające rozkład prędkości fali poprzecznej. Wartość prędkości fali poprzecznej jest wprost skorelowana ze sztywnością ośrodka gruntowo-skalnego, podczas gdy na wartość prędkości fali podłużnej znaczny wpływ ma ściśliwość i gęstość objętościowa. W przypadku skał zwietrzałych zmiana nasycenia przestrzeni porowych wodą powoduje skokową zmianę wartości prędkości fali podłużnej, jedynie nieznacznie wpływając na sztywność ośrodka gruntowo-skalnego i tym samym nie powodując zmiany wartości prędkości fali poprzecznej.

W praktyce wykonywania badań sejsmicznych do celów inżynierskich korzystne jest wykonanie równoczesnego rozpoznania pola prędkości pal poprzecznych i podłużnych dla tej samej przestrzeni ośrodka gruntowo-skalnego. Na podstawie wartości prędkości fal sejsmicznych P i S oraz gęstości objętościowej gruntu/skały można określić parametry sprężystości (patrz rozdz. 7.6.2.3):

– moduł ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń G_0[7] (ang. *shear modulus at very small strain*);
– moduł Younga w zakresie bardzo małych odkształceń E_0[8] (ang. *Young's modulus at very small strain*);
– współczynnik Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń v_0[9] (ang. *Poisson's ratio at very small strain*).

Przestrzenne rozpoznanie fal sejsmicznych umożliwia dokładne wyznaczenie zmienności parametrów mechanicznych badanego ośrodka z nieosiąganą dla innych metod badawczych rozdzielczością.

Parametry sprężystości uzyskiwane w zakresie bardzo małych odkształceń, jako wynik badań sejsmicznych, są tak zwanymi modułami maksymalnymi lub początkowymi, lub dynamicznymi. Wartości naprężeń i odkształceń, które zachodzą w trakcie przemieszczania się fali sejsmicznej są tak małe, że deformacje ośrodka gruntowo-skalnego są całkowicie sprężyste. W zakresie tak małych naprężeń i odkształceń wartości modułów są czasem o rzędy wielkości większe niż przy odkształceniach plastycznych lub w warunkach bliskich zniszczenia.

Należy pamiętać, że moduły wyznaczone na bazie wartości prędkości fal sejsmicznych, przy bardzo małych i krótko działających naprężeniach (moduły dynamiczne – moduły w zakresie bardzo małych odkształceń tj. 10^{-4}–10^{-3}% lub 10^{-6}–10^{-5} [–]), są modułami, których zakres stosowania ogranicza się do odkształceń sprężystych i nie mogą być stosowane jako odpowiedniki modułów mierzonych przy wielkościach i czasach obciążenia porównywalnych z oddziaływaniem projektowanego obiektu budowlanego (moduły statyczne – moduły w zakresie odkształceń gruntu/skały pracujących pod obciążeniem, najczęściej w zakresie 0,01–0,1% lub 10^{-4}–10^{-3} [–]). Bezpośrednie zastosowanie w obliczeniach projektowych modułów wyznaczonych

[7] Stosowane inne nazwy i symbole: moduł dynamiczny, moduł początkowy, moduł maksymalny, moduł odkształcalności postaciowej, początkowy/maksymalny moduł odkształcalności postaciowej, początkowy/maksymalny moduł ścinania, dynamiczny moduł ścinania, moduł Kirchhoffa i inne; G_{max}, G_d, G.

[8] Stosowane inne nazwy i symbole: moduł dynamiczny, moduł początkowy, moduł maksymalny, moduł odkształcalności liniowej, początkowy/maksymalny moduł odkształcalności liniowej, początkowy/ maksymalny moduł Younga i inne; E_{max}, E_d, E.

[9] Stosowane inne nazwy i symbole: współczynnik Poissona v.

na podstawie badań sejsmicznych powodowałoby wielokrotne zawyżenie otrzymanych wartości.

Na podstawie pomiarów korelacyjnych dynamicznych i statycznych wykonywanych na tych samych stanowiskach pomiarowych określa się formuły przeliczeniowe (zależności) modułów dynamicznych na statyczne wykorzystywane w obliczeniach projektowych (Masuda, 1964; Linowski, 1969; Savic, 1969; Bestyński, 1991).

Parametry fizyczno-mechaniczne podłoża budowlanego określa się również na podstawie klasyfikacji wykorzystywanych do oceny masywów skalnych, których parametrem klasyfikacyjnym jest prędkość fal sejsmicznych *Vp* (Masuda, 1964; Coon, Merrit, 1970; Sjøgren i in., 1979; Bieniawski, 1989; Bestyński, 1997; Barton, 1999) (tab. 35 w rozdz. 7.6.2.3).

Badania techniką sejsmiki refleksyjnej dają odmienny materiał wynikowy niż pole prędkości uzyskiwane w pozostałych technikach. Ostatecznym efektem badań refleksyjnych są czasowe sekcje sejsmiczne obrazujące geometryczne położenie granic, na których nastąpiło odbicie fal sejsmicznych. Granice te na sekcjach sejsmicznych są reprezentowane jako strefy podwyższonych amplitud sygnału, a wartość amplitud odpowiada w przybliżeniu intensywności odbicia i występującemu na granicy kontrastowi wartości prędkości. Refleksyjne sekcje sejsmiczne dają wierny obraz granic w podłożu, natomiast nie zawierają informacji na temat mechanicznych parametrów podłoża. Interpretacje refleksyjnych sekcji sejsmicznych prowadzi się w sposób pośredni, przede wszystkim używając narzędzi z zakresu sedymentologii. W interpretacjach sekcji refleksyjnych kluczowe znaczenie ma też ich korelacja z otworami wiertniczymi. Z powodu pośredniej interpretacji sekcji sejsmicznych, a także z uwagi na techniczne ograniczenia techniki refleksyjnej, wyniki w postaci sekcji sejsmicznych są rzadko wykorzystywane w badaniach z zakresu geofizyki inżynierskiej. Wyjątek stanowią zadania, w których istotne jest rozpoznanie głębokiej budowy geologicznej, jak rozpoznanie obecności uskoków w podłożu.

3.9.4. Zastosowanie

Techniki badań sejsmicznych pozwalają na określenie przestrzennego rozkładu wartości prędkości fal sejsmicznych w podłożu. Określa się wartości prędkości zarówno fal podłużnych, jak i poprzecznych. Oznaczenie wartości prędkości w przestrzeni podłoża (pola prędkości) nie stanowi jednak celu samego w sobie. W zastosowaniach związanych z zadaniami inżynierskimi rozpoznanie pola prędkości prowadzi się w dwóch podstawowych celach. Pierwszym z nich jest określenie litologii podłoża, drugim ocena parametrów mechanicznych. Podstawową zależnością wykorzystywaną do określenia litologii jest silna zależność pomiędzy gęstością objętościową a prędkością fali podłużnej oraz w mniejszym stopniu zależność pomiędzy wartością prędkości fali poprzecznej a sztywnością ośrodka gruntowo-skalnego. Rozpoznanie pola prędkości w ośrodku gruntowo-skalnym zwykle nie jest wystarczające nawet do przybliżonego zidentyfikowania litologii. W większości wypadków wyniki badań sejsmicznych pozwalają na wyciąganie wniosków na temat litologii jedynie w przypadku możliwości ich korelacji z wynikami innych badań – wierceń, obserwacji terenowych lub innych badań geofizycznych. Do kategorii rozpoznania litologii można zakwalifikować również określanie zawodnienia, szczególnie w gruntach i skałach zwietrzałych. Zwietrzałe skały zwykle charakteryzują się bardzo niskimi wartościami prędkości fali P, wynikającymi z ogólnej niskiej gęstości objętościowej oraz struktury, cechującej się małą sztywnością. Wypełnienie porów wodą powoduje istotny wzrost gęstości objętościowej, natomiast nie wpływa znacząco na sztywność ośrodka gruntowo-skalnego. Na granicy występowania zwierciadła (szczególnie zwierciadła swobodnego) wód podziemnych wartości prędkości fali P rosną gwałtownie do wartości charakterystycznej dla wody, czyli w przybliżeniu 1500 m/s lub wyższej. Nasycenie porów międzyziarnowych wodą właściwie nie wpływa natomiast na wartość prędkości fali poprzecznej. Badania sejsmiczne pozwalają więc z dużym prawdopodobieństwem na wyznaczenie położenia zwierciadła swobodnego wód podziemnych.

Ważniejsze i bezpośrednie zastosowanie znajomości pola prędkości dla fal P i S wynika z zależności tych wartości od parametrów mechanicznych ośrodka gruntowo-skalnego. Na podstawie wyłącznie wartości prędkości fal (zakładając nawet jedynie w przybliżeniu wartość gęstości objętościowej) można wyliczyć podstawowe parametry mechaniczne ośrodka gruntowo-skalnego: moduł ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń, moduł Younga w zakresie bardzo małych odkształceń oraz współczynnik Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń. Parametry te są obecnie wykorzystywane do dokładnego modelowania mechanicznej reakcji podłoża na obciążenia, a współczynnik Poissona pozwala również szacować przestrzenną zmienność zawodnienia ośrodka gruntowo-skalnego (Uhlemann i in., 2016). Określenie przestrzennego rozkładu parametrów mechanicznych w podłożu z dużą dokładnością przestrzenną może być podstawą korelacji parametrów mechanicznych uzyskanych punktowo metodami inwazyjnymi np. sondowaniami mechanicznymi z modułem sejsmicznym (rozdz. 4.2). Prędkość rozchodzenia się fali S można korelować z wynikami sondowań mechanicznych np. SPT (Dikmen, 2009; Robertson, 2009; Fatehnia i in., 2015; Kirar i in., 2016; Tsaia i in., 2019; Hossain i in., 2021; Daag i in., 2022) w celu pośredniego wyznaczenia parametrów fizyczno-mechanicznych w tym parametrów stanu i zagęszczenia (tab. 35 w rozdz. 7.6.2.3). Z sondowań mechanicznych np. SPT, CPTU, DMT można również wyznaczać prędkości fali poprzecznej *Vs*, wykorzystując w tym celu korelacje (tab. 9 w rozdz. 7.1.2) (prEN 1997-2:2022 (E)).

Korelacja wartości prędkości fal sejsmicznych z parametrami mechanicznymi ma szczególnie duże zastosowanie w badaniach inżynierskich, których celem jest wykrycie i okonturowanie gruntów słabych, organicznych, plastycznych lub podatnych na upłynnienie. Szczególnym rodzajem określania zmienności parametrów mechanicznych w podłożu jest wyznaczanie stropu skał lub granicy między skałą a gruntem (ang. *depth to bedrock* lub *rockhead*, lub *seismic bedrock*).

Odmiennym, a bardzo intensywnie wykorzystywanym zastosowaniem badań sejsmicznych jest określenie położenia granic rozdzielających warstwy różniące się wartościami prędkości sejsmicznych przy wykorzystaniu fal odbitych. Na podstawie określania czasu pojawiania się w zapisach kolejnych powieleń sygnału wygenerowanego, można określić położenie kolejnych granic (litologicznych, nieciągłości itp.) w funkcji czasu i utworzenie tak zwanej czasowej sekcji refleksyjnej. Rozpoznanie pola prędkości w podłożu pozwala dodatkowo przeliczyć czas pojawiania się kolejnych horyzontów odbijających na głębokość ich położenia. Przy czym badania sejsmiką refleksyjną mają zdecydowanie mniejsze znaczenie w badaniach inżynierskich niż metody prowadzące do rozpoznania pola prędkości fal sejsmicznych, natomiast są niezastąpione we współczesnych poszukiwaniach złóż, zwłaszcza węglowodorów.

3.9.5. Ograniczenia badań

Metody sejsmiczne są stosunkowo czułe na falowe zakłócenia zewnętrzne. Szczególnie silnie na pomiary wpływają wibracje i zakłócenia z zakresu fal akustycznych niskich częstotliwości (poniżej 100–200 Hz), ponieważ sygnał użyteczny wykorzystywany w badaniach zwykle zawiera się w przedziale od kilku do kilkuset herców. Z tego względu badania w sąsiedztwie dróg, w miastach czy na obszarach przemysłowych są utrudnione i czasami muszą być prowadzone nocą. Zakłócenia akustyczne są również generowane przez źródła naturalne, jak silny wiatr, deszcz czy falowanie. Zwykle można wyeliminować wpływ zakłóceń odpowiednio dobierając rodzaj źródła, odbiorników czy stosowanie procedur składania i filtracji, jednak w niektórych sytuacjach przeprowadzenie badań sejsmicznych jest niemożliwe. Odbiorniki używane w badaniach sejsmicznych (geofony) są również czułe na zakłócenia elektromagnetyczne, szczególnie generowane przez linie energetyczne o niskim poziomie ekranowania.

Ważnym, czasami pomijalnym ograniczeniem w badaniach sejsmicznych fali P jest zawodnienie. Problem jest szczególnie istotny w osadach niezlityfikowanych, w których obecność wody podnosi wartość prędkości fali P do wartości charakterystycznej dla wody (ok. 1,5 km/s), chociaż sam szkielet gruntowy wykazywałby prędkości wielokrotnie niższe. Sytuacja taka prowadzi do braku możliwości wyznaczenia granic litologicznych, w rzeczywistości znacznie się od siebie różniących, lub do błędnych interpretacji budowy geologicznej. Przeszkodę tę można pokonać, stosując badania z wykorzystaniem fali poprzecznej.

Wyniki badań sejsmicznych w postaci pola prędkości są trudne do interpretacji w kategoriach składu litologicznego. Zwykle interpretacja jest oparta na parametrach mechanicznych, a skład ośrodka gruntowo-skalnego jest określany pośrednio lub poprzez korelację z wynikami innych badań, w tym bezpośrednich.

3.10. BADANIA GRAWIMETRYCZNE

Metoda grawimetryczna opiera się na pomiarze wartości przyspieszenia siły ciężkości, która zmienia się w zależności od budowy ośrodka gruntowo-skalnego. Zmienność ta polega na tym, że każda niejednorodność w rozkładzie gęstości, zwanej ogólnie ciałem zaburzającym, wpływa na pole grawitacyjne mierzone na powierzchni i stanowi anomalię. W przypadku anomalii grawimetrycznych jest to różnica między zmierzoną wartością siły ciężkości wyznaczoną grawimetrycznie w danym miejscu powierzchni Ziemi, a tak zwaną wartością normalną obliczoną z modelu pola siły ciężkości.

Natężenie siły grawitacyjnej (siły ciężkości) zależy od zmian w rozkładzie mas w podłożu – obiekty o wyższej gęstości będą generowały podwyższoną siłę ciężkości w stosunku do otoczenia, a obiekty o gęstości mniejszej – mniejszą. W przypadku warunków geologicznych można przyjąć, że zmienność gęstości objętościowej pakietów (warstw) skalnych i obiektów w podłożu oraz głębokość ich zalegania determinują zmienność pola grawitacyjnego rejestrowanego na powierzchni (Fajklewicz, 2007; Jacoby, Smilde, 2009). Wartość anomalii grawimetrycznych wzrasta proporcjonalnie do różnicy gęstości ciała zaburzającego i otoczenia oraz odwrotnie proporcjonalnie do kwadratu jego odległości od punktu pomiarowego. Obrazowanie w metodzie grawimetrycznej jest najbardziej efektywne w przypadku występowania w badanym ośrodku obiektów o dużym kontraście gęstości objętościowej. Najsilniejsze oddziaływanie wykazują obiekty położone blisko pod powierzchnią terenu.

3.10.1. Technika pomiarów

Pomiar bezwzględnej siły ciężkości jest pomiarem skomplikowanym, który przeprowadza się w laboratoriach w celach naukowych i referencyjnych. Pomiaru bezwzględnej siły ciężkości dokonuje się również specjalnymi urządzeniami (grawimetrami bezwzględnymi/absolutnymi) w wybranych lokalizacjach, ale urządzenia te nie nadają się do bieżących prac pomiarowych. W praktyce pomiary natężenia pola ciężkości wykonuje się urządzeniami (grawimetrami) względnymi. Pomiar polega na obserwacji ugięcia sprężystego elementu obciążonego stałą masą. Ugięcie sprężystego elementu jest zależne od oddziałującej na masę siły ciężkości. Wykonanie pomiarów w różnych miejscach na powierzchni terenu pozwala na określenie zmian natężenia siły ciężkości w przestrzeni. W urządzeniach pomiarowych, których mechanizm oparty jest na elemencie sprężystym występuje stałe, powolne odkształcenie plastyczne. Odczyt jednostajnie zmienia się. Proces ten jest eliminowany przez wprowadzenie do instrumentu stałej, nazywanej dryftem instrumentu, wyrażonej w mGal/dobę. Dryft instrumentu określa prędkość odkształcenia sprężyny i jako stała jest dodawany do wartości pomiaru lub odejmowany od niej. Wartość dryftu wyznaczana jest cyklicznie lub w ramach kampanii pomiarowej poprzez kilkugodzinne obserwacje na jednym, niezakłóconym stanowisku pomiarowym. Pomimo wprowadzenia poprawki na dryft instrumentu, podczas prowadzenia prac obserwowane jest występowanie dryftu pomiaru lub też dryftu ciągu pomiarowego. Dlatego też pomiary dokonywane grawimetrami muszą być periodycznie kalibrowane w miejscach o określonych wartościach siły grawitacyjnej (ciąg pomiarowy rozpoczyna się i kończy na punkcie bazowym).

Dryft pomiarowy grawimetrów wykorzystywanych w badaniach polowych jest dla krótkich okresów liniowych, więc możliwe jest proporcjonalnie do czasu rozrzucenie różnicy na każdy punkt pomiarowy w ciągu.

Pomiary grawimetryczne są pomiarami punktowymi. Zwykle w celu uzyskania obrazu przestrzennego pola grawitacyjnego wykonuje się badania w siatce pomiarowej, a następnie uzyskane wyniki się interpoluje. Wynikiem takiej interpolacji jest mapa zmienności pola grawitacyjnego. Każdy pomiar wymaga precyzyjnego wypoziomowania i ustabilizowania grawimetru, dokładnego wyznaczenia jego położenia w pionie i w poziomie oraz określenia czasu dokonania pomiaru. Sam pomiar jest pomiarem względnym, z urządzenia odczytuje się wartość skalibrowaną, ale odnosi się ją do pomiaru w punkcie referencyjnym (bazowym). Każdy ciąg pomiarowy, zwykle nie dłuższy niż 4 godziny, zaczyna się i kończy w punkcie referencyjnym, w którym wartość siły ciężkości jest określona. Na terenie kraju istnieje państwowa sieć referencyjnych punktów obserwacyjnych pola grawitacyjnego, do których dowiązuje się pomiary.

Metodyka badań grawimetrycznych została opisana w normie ASTM D6430 Standard Guide for Using the Gravity Method for Subsurface Site Characterization.

3.10.2. Przetwarzanie danych

Posługiwanie się chwilową, całkowitą wartością zmierzonego przyspieszenia siły ciężkości nie ma praktycznego zastosowania w rozpoznaniu podłoża. Na lokalnie rejestrowaną wartość przyśpieszenia siły ciężkości (g) wpływa wiele czynników. Podstawowym jest masa Ziemi, czyli uśredniona masa wszystkich obiektów składających się na planetę. Wpływ średniego pola grawitacyjnego Ziemi jest największy i zwykle ma o rzędy wielkości większe znaczenie, niż wszystkie pozostałe czynniki. Drugą składową wpływającą na wartość g jest odległość pomiędzy punktem, dla którego wykonuje się pomiar, a środkiem masy – wartość natężenia pola grawitacyjnego zmniejsza się z kwadratem odległości, więc zmiana wysokości pomiaru ma bardzo duży wpływ na uzyskaną wartość pomiaru. Niejednorodności rozkładu mas zarówno w skorupie ziemskiej, jak i na powierzchni są kolejnym czynnikiem wpływającym na zanotowane wartości. Są to niejednorodności wynikające ze zmiennych gęstości elementów budowy geologicznej, a także niejednorodności wynikające z ukształtowania powierzchni terenu – obecności gór, dolin, a nawet budynków w sąsiedztwie punktu pomiarowego. Na wartość g wpływa też siła odśrodkowa wynikająca z ruchu obrotowego Ziemi – siła ta ma wektor przeciwstawny do wektora g i zwiększa się od biegunów ku równikowi. Wszystkie te składowe można uznać za stałe, natomiast jeden z głównych czynników wpływających na wartość przyśpieszenia siły ciężkości ma charakter zmienny w czasie. Wynika on z oddziaływania grawitacyjnego wywieranego przez Księżyc i Słońce i jest to to samo oddziaływanie, które powoduje na Ziemi pływy oceaniczne i litosferyczne. Aby określić wpływ grawitacyjny pochodzący jedynie z podłoża, należy na wstępie wprowadzić poprawkę na ich oddziaływanie (tzw. poprawka luni-solarna). Nawet po uwzględnieniu efektów grawitacyjnych Słońca i Księżyca, posługiwanie się bezwzględną wartością przyspieszenia siły ciężkości jest wysoce niepraktyczne. W praktyce, wyniki pomiarów grawimetrycznych przedstawiane są jako anomalie siły ciężkości w redukcji Bouguera, wyznaczone z różnicy między wartością siły ciążenia zredukowaną do poziomu odniesienia (na przykład poziomu morza) i wartością normalną w danym punkcie pomiarowym obliczoną z modelu pola siły ciężkości. Redukcje Bouguera wykonujemy przy użyciu trzech poprawek:

– poprawki topograficznej, eliminującej wpływ nieregularności terenu – efekty przyciągania przez wzniesienia (także ujemne efekty wywołane przez obecność dolin);
– poprawki wolnopowietrznej, eliminującej wpływ wysokości położenia punktu pomiarowego względem poziomu odniesienia (geoidy);
– poprawki Bougera (tzw. poprawki na płytę), eliminującej wpływ teoretycznej warstwy skalnej o stałej gęstości, pomiędzy poziomem punktu pomiarowego i poziomem odniesienia.

3.10.3. Interpretacja danych

Interpretacja danych grawimetrycznych ma na celu powiązanie pomierzonego rozkładu siły ciężkości ze zmianami gęstości objętościowej ośrodka geologicznego wynikającego z budowy litologiczno-strukturalnej. To zadanie wymaga znajomości rozkładu regionalnych i lokalnych anomalii grawimetrycznych. Pod względem stopnia zaawansowania, metody interpretacji dzielą się na metody jakościowe i ilościowe.

Metoda interpretacji jakościowej polega na wyodrębnieniu z anomalii Bouguera anomalii regionalnych, pozostałą różnicę między wartościami anomalii pomierzonej i wartości anomalii regionalnej nazywamy rezyduum grawimetrycznym (anomalia rezydualna). Źródłem pola anomalii regionalnych są duże struktury, głęboko zalegające. Celem wydzielenia tych anomalii w grawimetrii poszukiwawczej jest określenie pola anomalii lokalnych, które z kolei poddaje się dalszej analizie drogą interpretacji ilościowej.

Zadaniem interpretacji ilościowej jest określenie danych dotyczących parametrów ciała zaburzającego pole siły ciężkości, takich jak kształt ciała, głębokość jego występowania, głębokość zalegania stropu, czy też zmiany gęstości objętościowej. Analizy te są prowadzone przez modelowanie proste lub odwrotne ośrodka geologicznego.

3.10.4. Zastosowanie

Metoda grawimetryczna jest stosowana w rozpoznaniu podłoża do celów inżynierskich głównie do wyznaczania stref związanych z występowaniem pustek – naturalnych, jak jaskinie czy wymycia sufozyjne, lub sztucznych – starych wyrobisk górniczych i stref rozluźnień związanych ze szkodami górniczymi. Krok pomiarowy badań grawimetrycznych musi odpowiadać przewidywanej wielkości występujących w podłożu struktur generujących anomalię siły ciężkości. Zwykle krok ten powinien być przynajmniej 2 razy mniejszy niż rozciągłość obiektu. W ba-

daniach do celów inżynierskich przeważnie stosuje się krok pomiarowy mniejszy niż 10 m. Technikę gęstych, precyzyjnych pomiarów grawimetrycznych określa się jako mikrograwimetrię.

Mikrograwimetria jest metodą badawczą wyodrębnioną z grawimetrii, stosowaną do poszukiwania, rozpoznania oraz badania form geologicznych i antropogenicznych małych rozmiarów występujących płytko pod powierzchnią terenu (są to ciała o niewielkich kontrastach gęstości objętościowej w stosunku do otoczenia). Charakteryzuje się ona tym, że mierzone wartości mogą być bardzo małe. tzn. mierzone wartości anomalii siły ciężkości mogą mieć wartości zbliżone do błędu pomiarowego, stąd dla tego typu badań wypracowano specjalną metodykę badawczą, polegającą m.in. na powtarzaniu pomiarów na punktach pomiarowych w kilku różnych ciągach pomiarowych. Skuteczność tej metody uwarunkowana jest precyzją i metodyką pomiarów terenowych, w tym pomiarów geodezyjnych, starannością przetwarzania danych oraz sposobem interpretacji, a ponad wszystko najważniejszym czynnikiem jest dokładność przyrządów pomiarowych. Największe zapotrzebowanie na prace mikrograwimetryczne występuje w zakresie wykrywania pustek skalnych (naturalnych i antropogenicznych) oraz prognozowania rozwoju deformacji nieciągłych powierzchni terenów górniczych. Prekursorem tej metody w Polsce był Fajklewicz (2007).

3.10.5. Ograniczenia badań

Superpozycja mierzonych wartości siły ciężkości, pochodzących od wielu kompleksów z różnych głębokości, utrudnia szybkie i jednoznaczne powiązanie anomalii grawimetrycznych z ciałami zaburzającymi. W celu poprawnej interpretacji niezbędne jest wykorzystanie dodatkowych informacji o budowie litologiczno-strukturalnej ośrodka geologicznego. Poprawność rozpoznania pola grawitacyjnego, w tym opracowanie rozkładu anomalii Bouguera i anomalii rezydualnej zależy od wielu poprawek oraz przyjętych parametrów transformacji. Prowadzenie pomiarów na obszarach o dużym natężeniu drgań i wibracji jest bardzo trudne lub niemożliwe. W badaniach podłoża wykorzystywanych do celów inżynierskich konieczne jest występowanie względnie dużego kontrastu gęstościowego, co poważnie ogranicza katalog potencjalnych problemów, które mogą być rozwiązywane metodą grawimetryczną.

Badania grawimetryczne, szczególnie z zastosowaniem małego kroku pomiarowego są pracochłonne i kosztowne.

3.11. BADANIA MAGNETYCZNE

Metoda magnetometryczna polega na pomiarze wartości natężenia pola magnetycznego Ziemi oraz określeniu zmienności tego pola na powierzchni Ziemi. Na całkowite natężenie pola magnetycznego na powierzchni Ziemi składa się własne pole magnetyczne oraz wpływ czynników zaburzających. Najsilniejszą składową pola magnetycznego rejestrowanego na powierzchni jest własne pole magnetyczne planety, które generowane jest w skomplikowanych procesach związanych z przepływem materii w jądrze Ziemi i generacją w wyniku tego ruchu prądów wirowych. Pole to może być rozpatrywane jako pole dipolowe, a obecnie bieguny magnetyczne Ziemi znajdują się w pobliżu osi obrotu planety. Własne pole magnetyczne Ziemi zmienia się w czasie, zarówno pod względem położenia dipola względem osi obrotu Ziemi, jaki i jego natężenia. Zmiany te są stosunkowo powolne. Natężenie własnego pola magnetycznego Ziemi jest niejednorodne w skali ponadregionalnej. Natężenie tego pola na powierzchni globu nazywane jest polem normalnym. Wartość pola normalnego jest zaburzana przez dwa podstawowe czynniki – aktywność Słońca i obecność w skorupie ziemskiej ciał ferromagnetycznych. Wpływ aktywności Słońca związany jest z emitowanym przez nie wiatrem słonecznym składającym się z naładowanych elektrycznie cząstek, omiatających Ziemię i deformujących pole magnetyczne planety. Dla poszczególnych punktów na powierzchni Ziemi wpływ ten zmienia się periodycznie w miarę ruchu obrotowego Ziemi. Gwałtowne epizody aktywności Słońca, nazywane koronalnymi wyrzutami masy, docierają do Ziemi generując tzw. burze magnetyczne. W badaniach magnetycznych wpływ aktywności Słońca na ziemskie pole magnetyczne stanowi zakłócenia.

Materiały ferromagnetyczne w wyniku indukcji w zewnętrznym polu magnetycznym generują własne pole magnetyczne. Dodatkowo materiały ferromagnetyczne posiadają namagnesowanie resztkowe. Skały, w których składzie występują minerały o właściwościach ferromagnetycznych (przede wszystkim przedmioty wykonane z żelaza i zawierające magnetyt, maghemit, pirotyn) lokalnie zaburzają pole magnetyczne Ziemi. To właśnie obecność skał i obiektów zawierających składniki ferromagnetyczne jest w polu zainteresowania metody magnetometrycznej. W metodzie odseparowuje się wpływ ciał o właściwościach ferromagnetycznych (sygnał) od pola normalnego i zakłóceń związanych m.in. z aktywnością Słońca.

Rejestrowane natężenie pola magnetycznego spada wraz z kwadratem odległości od obiektu, które to pole generuje. Zależność tą wykorzystuje się w tzw. gradientowej technice pomiarów magnetycznych. Porównując pomiar dokonany równocześnie w dwóch punktach, można określić zmianę natężenia pola w przestrzeni czyli gradient pola. Zmiana natężenia wraz z odległością, dla pola generowanego przez obiekty położone blisko jest dużo większa, niż zmiana generowana przez obiekty położone dalej, które generują nawet dużo silniejsze pole. Określenie gradientu pola pozwala na eliminację czasowej zmienności natężenia pola oraz stanowi rodzaj filtracji w trakcie pomiarów. Pomiary gradientowe eliminują wpływ pola generowanego przez obiekty położone daleko, a rejestrują jedynie wpływ obiektów bliskich.

3.11.1. Technika pomiarów

Pomiar natężenia pola magnetycznego jest pomiarem bezwzględnym. Określa się w nim całkowite natężenie tego pola w punkcie, za pomocą magnetometru np. protonowego. Urządzenie określa wartość natężenia na zasadzie pomiaru zjawiska polaryzacji spinów elektronowych.

Całkowite natężenie pola magnetycznego w danym miejscu i czasie jest wypadkową pola normalnego, pola indukowanego w ferromagnetykach występujących w otoczeniu pomiaru oraz zmiennej w czasie składowej wynikającej

z aktywności wiatru słonecznego. Odseparowanie i usunięcie wpływu składowej zmiennej w czasie wykonuje się stosując ciągły pomiar referencyjny w stałym punkcie. Na jego podstawie określa się czasową zmienność natężenia pola i wartość tą odejmuje się od wyniku zmierzonego w innych punktach pomiarowych. Wartość pola normalnego wyznacza się na podstawie teoretycznego modelu pola magnetycznego Ziemi, który publikowany jest w postaci modelu IGRF (ang. *international geomagnetic reference field*) dla całej Ziemi[10]. Po odjęciu wartości pola normalnego i wprowadzeniu drobniejszych poprawek, uzyskuje się tzw. anomalie magnetyczne, odpowiadające wpływowi aktywnych magnetycznie ciał występujących w otoczeniu pomiaru.

Pomiary magnetyczne są pomiarami punktowymi. Zwykle, w celu uzyskania obrazu przestrzennego pola magnetycznego wykonuje się badania w siatce pomiarowej, a następnie uzyskane wyniki interpoluje się. Wynikiem takiej interpolacji jest mapa zmienności pola magnetycznego. Pomiary magnetyczne są pomiarami bardzo szybkimi, niewymagającymi skomplikowanych przygotowań w terenie, dlatego zagęszczenie pomiarów może być bardzo wysokie, co decyduje o potencjalnej wysokiej rozdzielczości.

Pomiary techniką gradientową wykonuje się stosując dwie sondy pomiarowe, umieszczone w stałej separacji. W trakcie pomiarów sondy położone są w tej samej pozycji względem siebie. Zwykle w badaniach do celów inżynierskich stosuje się sondy umieszczone jedna nad drugą w pionie, z separacją 1 metra. Obie sondy połączone są z urządzeniem sterującym i rejestratorem i dokonują pomiaru jednocześnie. Aparatura podaje automatycznie różnicę pomiędzy pomiarami z obu sond jak również może rejestrować wyniki niezależnie dla każdej z sond.

Metodyka badań magnetycznych została opisana w normie ASTM D7046 Standard Guide for Use of the Metal Detection Method for Subsurface Exploration.

3.11.2. Przetwarzanie danych

W przypadku wykonywania badań magnetycznych z zastosowaniem metody klasycznej, czyli pomiarów na stanowiskach za pomocą jednego magnetometru wraz z prowadzeniem ciągłej rejestracji zmian dobowych z użyciem drugiego urządzenia, w pierwszej kolejności należy wyniki pomiarów zredukować o zmianę dobową wartości pomierzonego pola magnetycznego oraz pola normalnego. W przypadku badań magnetycznych skonfigurowanych do pracy w układzie gradientu pionowego, dzięki wykonaniu w tym samym czasie podwójnego pomiaru za pomocą dwóch sond, wartość wyznaczonego gradientu jest zależna jedynie od obiektów magnetycznie czynnych w najbliższym otoczeniu i nie trzeba wprowadzać tych poprawek. Z uwagi na bardzo dużą podatność metody magnetycznej na zakłócenia pochodzenia antropogenicznego, dane należy przefiltrowywać pod kątem zakłóceń poprzez analizę wartości poziomu szumu sygnału precesji, który wskazuje na niski poziom sygnału użytecznego, a tym samym na małą wiarygodność pomierzonej wartości na stanowisku.

[10] https://iugg.org/associations-commisions/associations/iaga/

3.11.3. Interpretacja danych

Zarówno metodykę pomiarów, jak i metodę interpretacji jakościowej i ilościowej określa się w zależności od stawianego problemu badawczego. Interpretacja jakościowa polega na rozpoznaniu stref anomalnych, rozdzieleniu wyznaczonych anomalii na część regionalną i lokalną, a w konsekwencji na powiązaniu ich z budową geologiczną lub innymi obiektami antropogenicznymi znajdującymi się pod lub na powierzchni badanego obszaru. Wyniki pomiarów zazwyczaj przedstawia się w postaci map magnetycznych, np. map rozkładu wartości gradientu pionowego pola magnetycznego.

Interpretację ilościową przeprowadza się głównie w celu określenia parametrów ciała anomalnego takich jak: kształt, głębokość, nachylenie itp. przez modelowanie ośrodków dwu- i/lub trójwymiarowych na podstawie dostępnych danych geologicznych i geofizycznych.

3.11.4. Zastosowanie

Badania magnetyczne mają największe zastosowanie w poszukiwaniach złóż metali, przede wszystkich magnetytu, pirotynu żelaza, niklu, kobaltu oraz innych, którym te metale towarzyszą. Metoda jest wykorzystywana też w regionalnym rozpoznaniu budowy podłoża zbudowanego ze skał krystalicznych – skały magmowe i metamorficzne zwykle zawierają ilości minerałów aktywnych magnetycznie, pozwalające na rozdzielanie poszczególnych kompleksów litologicznych.

W zadaniach inżynierskich metoda magnetometryczna ma stosunkowo ograniczone zastosowanie. Czułość metody na obecność żelaza pozwala na wykorzystanie jej do wyznaczania położenia stalowych elementów, jak pogrzebane zbiorniki, konstrukcje czy gazociągi. Ważnym zastosowaniem magnetometrii jest poszukiwanie niewybuchów oraz wraków zagrzebanych pod dnem zbiorników wodnych. Magnetometria jest czulsza od indukcyjnych wykrywaczy metali, a sonda pomiarowa może być holowana ponad dnem i pozwala na pomiary niezależnie od zasolenia wody.

W badaniach inżynierskich, ze względu na płytkie położenie obiektów będących w sferze zainteresowania, stosuje się zwykle technikę gradientową. Eliminuje to konieczność prowadzenia pomiarów referencyjnych oraz pozwala na bieżąco oszacować wyniki. Pomiary techniką gradientową są natomiast pomiarami lokalnymi, ze względu na niewielki zasięg głębokościowy, nieprzekraczający kilku metrów.

3.11.5. Ograniczenia badań

Czynniki ograniczające wykonanie badań magnetycznych są związane z oddziaływaniem silnego pola elektromagnetycznego, które występuje najczęściej w rejonie linii wysokiego napięcia, podziemnej infrastruktury wykonanej z metalu, w sąsiedztwie linii kolejowych i innych obiektów metalowych, np. słupów, anten, ogrodzeń itp. Na tych obszarach wykonanie badań magnetometrycznych będzie niemożliwe lub obarczone błędami.

4. SONDOWANIA MECHANICZNE Z MODUŁEM DO WYKONYWANIA BADAŃ GEOFIZYCZNYCH

Sondowania mechaniczne z modułem do wykonywania badań geofizycznych to połączenie technik sondowań stosowanych w badaniach podłoża z pomiarami geofizycznymi. W sondowaniach mechanicznych do określenia parametrów podłoża stosuje się pomiary bezpośrednie, wykonywane w trakcie inwazyjnego wprowadzenia sondy w grunt. W badaniach geofizycznych wykorzystuje się elementy sondy mechanicznej do wprowadzenia w podłoże, na zadaną głębokość, geofizycznych czujników lub urządzeń pomiarowych i wykonania za ich pomocą rejestracji właściwości fizycznych ośrodka gruntowo-skalnego w profilu pionowym. Teoretycznie geofizyczne czujniki/urządzenia pomiarowe można zainstalować na dowolnym narzędziu służącym do zagłębiania w podłoże, jednak w praktyce umieszcza się je na sondach wciskanych w grunt. Równoległe wykonanie obu typów badań pozwala na bardziej wszechstronne rozpoznanie parametrów fizyczno-mechanicznych podłoża budowlanego.

Zagadnienia dotyczące sondowań mechanicznych, ich prowadzenia i interpretacji są przekrojowo opisane w wielu publikacjach (np. Majer i in., 2018; Tarnawski, 2020; Majer, Sokołowska, 2021).

4.1. SONDOWANIA MECHANICZNE Z MODUŁEM DO WYKONYWANIA BADAŃ ELEKTROOPOROWYCH

Sondowanie statyczne z końcówką opornościową (RCPTU/CCPTU) to rodzaj sondowania statycznego CPT lub CPTU z zastosowaniem dwuelektrodowego modułu (RCPTU/CCPTU) do pomiaru oporności i przewodności elektrolitycznej gruntu. Badanie polega na ciągłym pomiarze wzdłuż linii otworu oporu pozornego gruntów na ścianach otworu. Dzięki zainicjowanemu przepływowi prądu wytwarza się pole elektryczne obejmujące otwór i grunty go otaczające. Na podstawie pomierzonego natężenia prądu zasilającego oraz różnic potencjałów na elektrodach określa się oporność ośrodka objętego polem elektrycznym, dzięki czemu można określić zmienność przewodnictwa elektromagnetycznego w określonej przestrzeni gruntu.

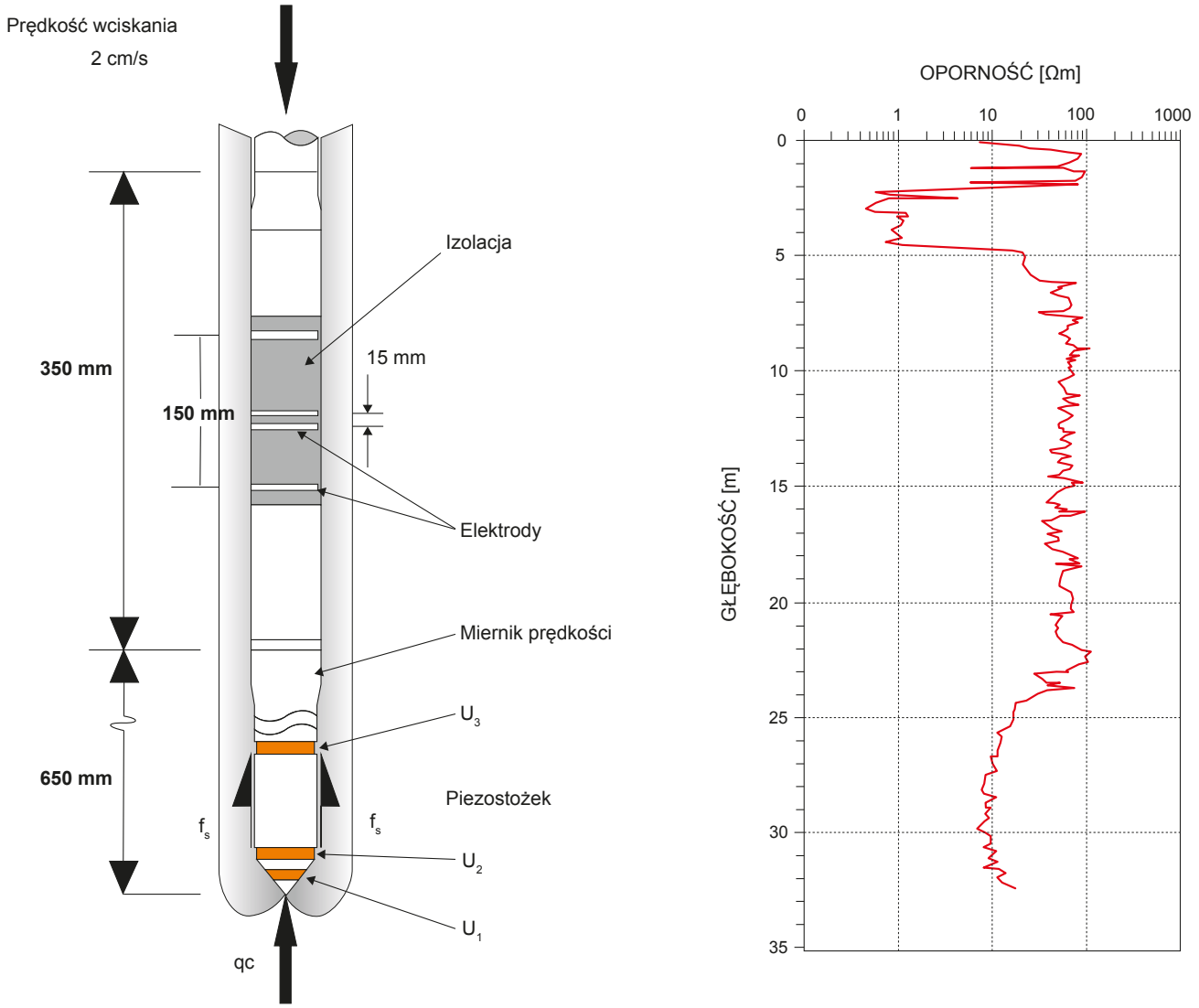
Badania RCPTU/CCPTU umożliwiają określenie struktury gruntu, rozkładu jego gęstości i jednorodności, przez co mają szczególne zastosowanie na terenach zanieczyszczonych chemicznie, gdyż pozwalają szybko wytypować obszary o anomalnych wartościach przewodności w stosunku do tła. Zaburzenia oporności i przewodności elektrolitycznej gruntu są często związane ze zmianami chemicznymi w strukturze gruntu, w tym np. zmiany chemizmu wody obecnej w porach gruntów. Posiadając taką wiedzę, można w takich miejscach zaprogramować bardziej szczegółowe badania z poborem próbek gruntu/wody do badań chemicznych. Na wynik badania mają wpływ (Campanella, 2008):

- skład chemiczny wody w porach;
- stopień nasycenia;
- porowatość/zagęszczenie;
- temperatura;
- kształt przestrzeni porowej;
- zawartość frakcji ilastej;
- skład mineralogiczny;
- właściwości dielektryczne ośrodka.

Z uwagi na specyfikę pomiarową, badanie RCPTU/CCPTU nie sprawdzi się w ośrodku gruntowym o dużej zmienności przewodności, która wymaga stałej kalibracji metody poborem próbek gruntu i wody. W związku z tym badanie to ma niewielką przydatność do badań np. osadów poflotacyjnych (Młynarek i in., 2003). Przykład sondy RCPTU/CCPTU (typ UBC – *University of British Columbia*) wraz z profilem oporności podłoża przedstawiono na rysunku 54.

4.2. SONDOWANIA MECHANICZNE Z MODUŁEM DO WYKONYWANIA BADAŃ SEJSMICZNYCH

W badaniach sejsmicznych wykorzystuje się elementy sondy mechanicznej do wprowadzenia w podłoże, na zadaną głębokość, odbiorników sejsmicznych (geofonów, rzadziej akcelerometrów) i wykonania za ich pomocą rejestracji przejścia fal sejsmicznych w profilu pionowym gruntu. Zasada pomiarów sejsmicznych w trakcie sondowań odpowiada badaniom techniką pionowych profilowań sejsmicznych (techniką *down-hole*, DH), w której źródło fali znajduje się na powierzchni terenu, a odbiornik lub zestaw odbiorników – w gruncie na określonej głębokości. Zastosowanie końcówek zawierających odbiorniki sejsmiczne staje się procedurą standardową np. przy sondowaniach statycznych CPTU/SCPTU (ang. *cone penetration seismic test with pore water pressure measurement*) oraz badaniach dylatometrycznych DMT/SDMT (ang. *dilatometer Marchetti seismic test*), a także w badaniach presjometrem z modułem sejsmicznym wymagających wstępnego wiercenia PBP/SPBP (SPBP,



Rys. 54. Przykład końcówki RCPTU/CCPTU wraz z przykładowym profilem oporności (Cone Penetration Testing, 2007)

ang. *seismic pre-bored pressiometer seismic test*). Odbiorniki sejsmiczne wbudowane w sondę pozwalają przy jednoczesnych pomiarach *in situ* dokonać pomiarów prędkości zarówno fal poprzecznych, a w ostatnim czasie także podłużnych.

4.2.1. Zastosowanie

Sondy mechaniczne wyposażone w dodatkowe końcówki z geofonami pozwalają (podobnie jak wszelkie inne metody badań sejsmicznych) na określenie rozkładu wartości prędkości fal sejsmicznych poprzecznych i podłużnych w ośrodku gruntowo-skalnym, przy równoczesnym pomiarze parametrów fizyczno-mechanicznych, w profilu pionowym.

Pomiary wykorzystujące fale sejsmiczne stosowane w badaniach ośrodka gruntowego wykorzystują zależności pomiędzy prędkością fali poprzecznej a sztywnością ośrodka. Przy znajomości gęstości objętościowej, jest możliwe określenie modułu ścinania, niezbędnego do charakterystyki odkształceniowej w zakresie bardzo małych odkształceń (10^{-4}–10^{-3} %). Na podstawie wartości prędkości fali poprzecznej *Vs* (ang. *shear wave velocity*) można określić moduł ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń G_0 (ang. *shear modulus at very small strain*). Z kolei na podstawie wartości prędkości fali podłużnej *Vp* (ang. *compressional wave velocity*) możliwe jest oszacowanie jednego z parametrów ściśliwości – edometrycznego modułu ściśliwości E_{OED} (ang. *Young's modulus from an oedometer test*). Porównanie wartości *Vp* i *Vs* pozwala na wyznaczenie modułu Younga w zakresie bardzo małych odkształceń E_0 (ang. *Young's modulus at very small strain*) oraz współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń v_0 (ang. *Poisson's ratio at very small strain*). Parametry te są wykorzystywane m.in. do zaawansowanych obliczeń numerycznych głębokich posadowień, oceny reakcji gruntu na wstrząsy sejsmiczne, projektowania fundamentów specjalnych o dużych wymaganiach dotyczących dopuszczalnych przemieszczeń, do oceny interakcji między gruntem a fundamentami (Truty, 2008; Rabarijoely, Szczygielski, 2014).

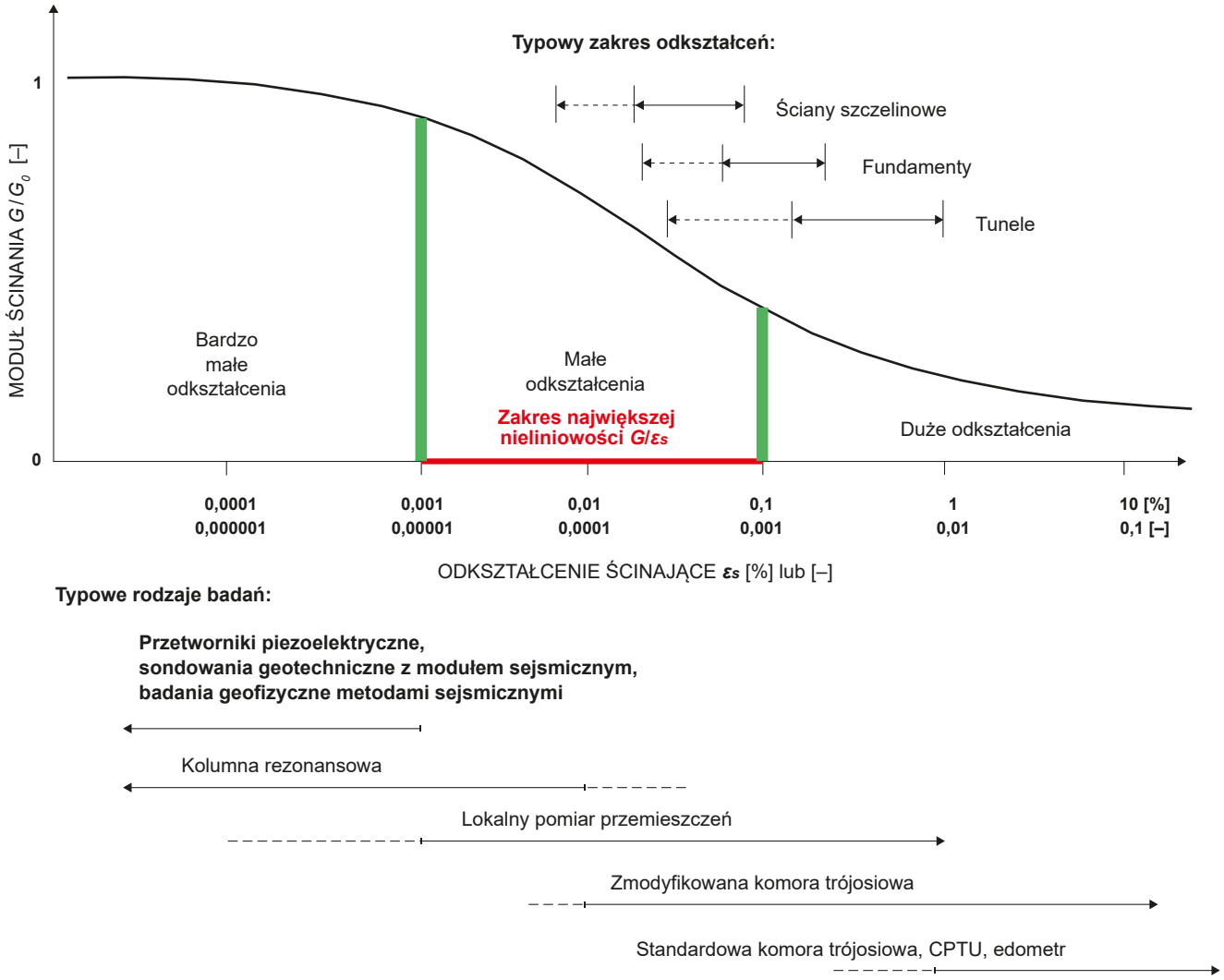
Pierwsze zastosowania sondowań mechanicznych z modułem sejsmicznym sięgają lat 80. XX w. (Campanella i in., 1986), gdzie sondy statyczne CPTU/SCPTU wyposażono w odbiorniki sejsmiczne. Służyły one głównie do oceny możliwości wystąpienia upłynnienia na obszarach aktywnych sejsmicznie. Wraz z rozwojem technik pomiarowych i wzrostem zapotrzebowania na ich stosowanie w geoinżynierii, w moduł sejsmiczny został również zaopatrzony dylatometr płaski Marchettiego (DMT/SDMT).

Wyniki dotyczące rozkładu prędkości fal sejsmicznych uzyskiwane w sondowaniach mechanicznych mają na celu uzyskanie charakterystyki odkształceniowej warstw podłoża w zakresie bardzo małych odkształceń. Można je korelować z wynikami badań laboratoryjnych otrzymanych w aparacie trójosiowym z zastosowaniem piezoelementów typu *bender elements*, w kolumnie rezonansowej (rozdz. 5.2) lub z badaniami polowymi (Barański, 2003; Wszędyrówny-Nast, 2007; Godlewski, Szczepański, 2015). Dzięki połączeniu z innymi metodami badań parametrów odkształceniowych, obejmujących większe zakresy odkształceń, jest możliwe uzyskanie charakterystyki naprężenie–odkształcenie w szerokim zakresie odkształceń (rys. 55).

Zaletą sondowań mechanicznych z modułem sejsmicznym jest możliwość jednoczesnego (w czasie tego samego badania) otrzymywania parametrów odkształceniowych ośrodka gruntowego w zakresie bardzo małych (pomiar sejsmiczny SCPTU/SDMT) i dużych (standardowy pomiar CPTU i DMT) odkształceń. Dodatkowo na podstawie wyników sondowania można określić charakterystyki wytrzymałościowe oraz wybrane cechy fizyczne.

4.2.2. Technika pomiarów

Pomiary sejsmiczne wykonywane w trakcie sondowań mechanicznych należą do grupy badań wykorzystujących fale bezpośrednie. Analizuje się w nich czas przejścia fal bezpośrednio z punktu strzałowego do punktu odbioru lub na określonym odcinku, między dwoma odbiornikami. W badaniach pod uwagę bierze się fale przemieszczające się pionowo w głąb ośrodka.



Rys. 55. Zmiana modułu ścinania w zależności od wielkości odkształcenia ścinającego. Zaznaczono typowe zakresy odkształceń dla różnych typów konstrukcji oraz zakresy metod wyznaczania modułu ścinania w zależności od wielkości odkształcenia (Atkinson, Salfors, 1991; Mair, 1993; Wdowska, Wudzka, 2006; Wszędyrówny-Nast, 2007, zmienione)

Sondowanie mechaniczne z modułem sejsmicznym (SCPTU/SDMT) przebiega podobnie jak standardowe badania CPTU lub DMT, lub PBP. Pionowo w grunt jest wciskana sonda o ściśle określonym kształcie, wyposażona w elementy pomiarowe. W czasie, gdy końcówka sondy jest statycznie wciskana w grunt, są mierzone parametry penetracji. W przypadku sondy CPTU jest to opór na stożku, tarcie na pobocznicy i nadwyżka ciśnienia porowego. W przypadku DMT są to wartości ciśnień wymaganych do przesunięcia w grunt stalowej odkształcalnej membrany. Przy badaniach sejsmicznych, badania polowe CPTU lub DMT uzupełnia się pomiarem prędkości fal wykonywanym co 0,5–1,0 m. Wciskanie sondy, co założony interwał głębokości, jest zatrzymywane i wykonuje się pomiar prędkości fali sejsmicznej (poprzecznej lub poprzecznej i podłużnej). Pomiar polega na wzbudzeniu na powierzchni (w sąsiedztwie punktu wejścia sondy w grunt) fal sejsmicznych o pożądanej polaryzacji – pionowej dla fal podłużnych (P) i poziomej dla fal poprzecznych (S). Odbiornik lub zestaw odbiorników zainstalowany w końcówce sondy rejestruje fale docierające przez pionową kolumnę gruntów i przekazuje sygnał na powierzchnię, do specjalnego komputera. Wyznaczenie opóźnienia pomiędzy generacją sygnału a jego dotarciem na znaną głębokość pozwala na wyznaczenie średniej prędkości fal sejsmicznych w kolumnie gruntu. Dokonanie sekwencji pomiarów dla kolejnych głębokości i określenie względnych opóźnień pozwala na wyznaczenie profilu pionowego wartości prędkości fal.

Jest bardzo wiele rozwiązań technicznych do generowania fal, w większości są to proste rozwiązania polegające na uderzeniu młota w specjalnie przygotowaną i zabezpieczoną konstrukcję stalową, co daje krótki i intensywny impuls, łatwo identyfikowalny w zapisie odbiornika. Niekiedy stosuje się także źródła wibracyjne, emitujące automatycznie określoną sekwencję drgań. Dobór źródła, a tym samym, jakość uzyskiwanego sygnału, wpływa znacząco na zasięg głębokościowy metody i precyzję pomiarów. Stosowane przez różnych badaczy rozwiązania mają często charakter autorski lub są własnymi modyfikacjami rozwiązań literaturowych i komercyjnych, opracowanych na podstawie własnych doświadczeń. Najczęściej są używane metalowe płyty i belki, rzadziej pręty i kształtowniki, czasem belki drewniane z okuciem lub specjalnie zmodyfikowane żerdzie wprowadzone w grunt (Bajda, 2009). Zasadniczym problemem związanym z użyciem metod ręcznych jest uzyskanie powtarzalności sygnału. Podczas ręcznej generacji fali powstały sygnał może mieć różną charakterystykę częstotliwościową oraz różną długość. Przy analizie zarejestrowanego sygnału i wyznaczaniu czasu dojścia pojawiają się efekty rozmycia sygnału, co z kolei generuje niepewność (błąd) wyznaczenia momentu dotarcia fali i błąd określenia prędkości. W przypadku zastosowania mechanicznych źródeł wibracyjnych, generowane fale mają określoną częstotliwość, dzięki czemu można zastosować dokładniejszą analizę fazową.

W rutynowo wykonywanych badaniach źródłem sygnału są jednak najczęściej stalowe kowadła dociśnięte do podłoża ciężarem wciskarki. Zapewnienie ścisłego kontaktu kowadła z podłożem jest kluczowe w procesie generowania fali. Płytę czasami nawet wkopuje się lekko poniżej warstwy trawy lub humusu, żeby zapewnić jak najlepszy kontakt z podłożem.

Technika pomiaru sejsmicznego różni się w niewielkim zakresie w zależności od stosowanego sprzętu (SCPTU czy SDMT), typu odbiornika wykorzystanego w końcówce sejsmicznej (geofon lub akcelerometr), rodzaju mierzonej fali (poprzeczna, podłużna lub obie).

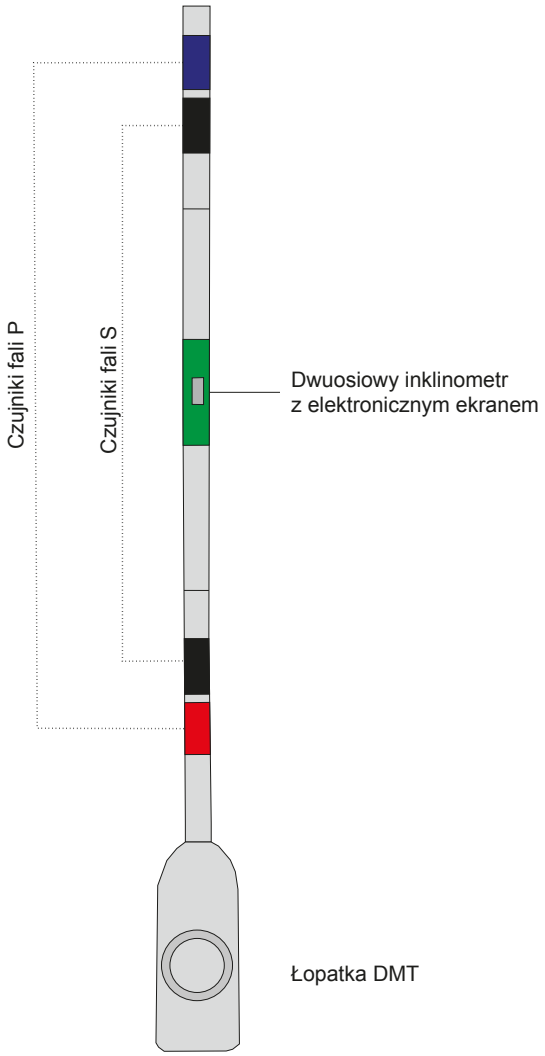
Do pomiaru fali podłużnej (*Vp*) stosuje się zazwyczaj płytę umieszczoną na ziemi, najczęściej w odległości 1–2 m od punktu wejścia sondy w grunt. Uderzenie wykonuje się w kierunku pionowym.

Do pomiaru fali poprzecznej (*Vs*) stosuje się jedno lub dwa kowadła, w które można uderzyć w kierunku poziomym. Dzięki jednoczesnemu zastosowaniu dwóch płyt rozmieszczonych po dwóch stronach sondy jest możliwa generacja fali ścinającej o dwóch przeciwstawnych polaryzacjach. Pozwala to na weryfikację jakości sygnału i ułatwia późniejszą interpretację (Kiełbasiński, Zawrzykraj, 2011). W płytę uderza się młotem w kierunku poziomym, przy czym odległość źródła od punktu wejścia sondy w grunt nie powinna przekraczać 1 m.

Po generacji sygnału fala dociera do odbiorników umieszczonych w końcówce sejsmicznej SCPTU lub SDMT. Starsze typy końcówek SCTPU są wyposażone w jeden geofon, nowsze modele w dwa, oddalone od siebie o znaną odległość. W przypadku końcówki wyposażonej w pojedynczy odbiornik, dopiero dwa pomiary na różnych głębokościach pozwalają uzyskać tzw. odstęp czasowy (różnica w czasie dojścia fali do odbiorników na różnych głębokościach). W przypadku końcówki wyposażonej w dwa odbiorniki, prędkość oblicza się podczas jednego badania na podstawie odstępu czasowego zarejestrowanego między dwoma geofonami lub nawet przesunięcia fazowego zarejestrowanej fali. Dylatometr płaski Marchettiego (SDMT) do pomiaru prędkości fali poprzecznej (*Vs*) jest wyposażony zawsze w dwa geofony oddalone od siebie o 0,5 m. Najnowszy, obecnie wdrażany model (rys. 56), oznaczany skrótem SPDMT, jest wyposażony w cztery geofony umieszczone powyżej łopatki i pozwala mierzyć zarówno falę poprzeczną (*Vs*), jak i podłużną (*Vp*) (Amoroso i in., 2020).

Przy generacji fali sejsmicznej istotna jest powtarzalność sygnału oraz możliwość precyzyjnego określenia charakterystyk impulsu. Jedną z metod poprawy stosunku sygnału do szumu jest wielokrotne wzbudzenie i rejestracja sygnału, a następnie zsumowanie zapisów. W efekcie tego zabiegu sygnał powtarzalny (impuls) wzmacnia się, natomiast przypadkowe zakłócenia wygaszają się statystycznie.

Odstęp czasowy (opóźnienie) w sondowaniach mechanicznych z modułem sejsmicznym ocenia się na trzy sposoby (Bajda i in., 2016): najczęściej stosuje się porównanie momentu wystąpienia maksimum sygnału (piku) dla dwóch odbiorników (ang. *peak to peak*), rzadziej porównując momenty pierwszego wstąpienia (ang. *first arrival*), lub w sposób krzyżowy (ang. *cross over*), porównując fazę sygnału zarejestrowanego dwoma odbiornikami i znajdując wartość opóźnienia najlepszego dopasowania faz. Do rejestracji sygnału w przypadku badania SCPTU jest wykorzystywany analogowy oscyloskop, a w formie



Rys. 56. Najnowszy model dylatometru SPDMT do pomiaru fal poprzecznej i podłużnej (Amoroso i in., 2020)

cyfrowej jest zapisywana dopiero wartość opóźnienia. W badaniach SDMT rejestracja fal z odbiorników jest przetwarzana do postaci cyfrowej i dopiero na zapisie cyfrowym jest dokonywane określenie opóźnienia, co upraszcza automatyzację przetwarzania w trakcie pomiarów w terenie.

4.2.3. Przetwarzanie danych

Przetwarzanie danych może obejmować podstawowe procedury przetwarzania sygnału, jak filtracja częstotliwościowa i sumowanie amplitud. W przypadku zastosowania źródła wibratorowego jest też konieczne przeprowadzenie korelacji wzajemnej. Przetwarzanie sygnału powinno być jednak ograniczone do niezbędnego minimum, gdyż procedury te wpływają na zapis falowy i mogą w efekcie zafałszować odczyt opóźnienia. Podstawowym krokiem przetwarzania jest wyznaczenie wartości opóźnienia. W badaniach zwykle stosuje się opóźnienie względne (między kolejnymi pozycjami odbiornika jednokanałowego lub pomiędzy odbiornikami w końcówce wielokanałowej). Na podstawie wartości opóźnień obliczana jest prędkość fali ze wzoru:

$$V = \frac{L}{\Delta t}$$

gdzie:
V – prędkość fali [m/s];
L – odległość między geofonami (lub dwoma pomiarami przy jednym geofonie na różnych głębokościach) [m];
Δt – różnica czasowa przejścia fali między dwoma geofonami lub dwoma poziomami [s].

Wartości prędkości wyznacza się oddzielnie dla fal S i P, chociaż większość stosowanych obecnie na rynku urządzeń jest wyposażonych tylko w rejestrator fali S.

Z uwagi na wpływ stanu naprężeń w ośrodku gruntowym zaleca się znormalizowanie pomiaru wartości prędkości fali S (V_{SN}) z zastosowaniem wzoru Robertsona (Robertson i in., 1992) uwzględniającego naprężenie geostatyczne i ciśnienie atmosferyczne:

$$V_{SN} = V_S \left(\frac{100}{\sigma'_{V0}}\right)^{0,25}$$

gdzie:
V_{SN} – znormalizowana prędkość fali poprzecznej S [m/s];
V_S – prędkość fali poprzecznej S [m/s];
σ'_{V0} – efektywne naprężenie geostatyczne [kPa].

4.2.4. Interpretacja danych

Wynikiem sondowań mechanicznych z modułem sejsmicznym są pionowe profile wartości prędkości fal sejsmicznych. Użyteczność tych wartości w zastosowaniach projektowych jest ograniczona. Jedynie przy modelowaniu odpowiedzi gruntu na wstrząsy sejsmiczne, profil wartości Vs jest uwzględniany w sposób bezpośredni. Znajomość wartości prędkości fal sejsmicznych, uzupełniona danymi o gęstości objętościowej gruntu, umożliwia natomiast uzyskanie charakterystyk deformacyjnych – modułu ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń oraz modułu Younga w zakresie bardzo małych odkształceń, edometrycznego modułu ściśliwości pierwotnej i współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń (jedynie w technice SCPTU).

Moduł ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń uzyskuje się z zależności:

$$G_0 = \rho Vs^2$$

Moduł Younga w zakresie bardzo małych odkształceń:

$$E_0 = 2\rho Vs^2 \frac{3Vp^2 - 4Vs^2}{2(Vp^2 - Vs^2)} = 2G_0 \frac{3Vp^2 - 4Vs^2}{2(Vp^2 - Vs^2)}$$

Edometryczny moduł ściśliwości pierwotnej (M_0):

$$M_0 = \rho Vp^2$$

Współczynnik Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń:

$$v_0 = \frac{Vp^2 - 2Vs^2}{2(Vp^2 - Vs^2)}$$

gdzie:
ρ – gęstość objętościowa gruntu [Mg/m^3];
Vp – prędkość fali podłużnej [m/s];
Vs – prędkość fali poprzecznej [m/s].

W przypadku sondowań SDMT odpowiedni program dostarczony wraz z osprzętem wykonuje obliczenia w sposób zautomatyzowany, podając interpretację wyników w postaci modułu ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń G_0 i generując automatyczny raport zawierający wykresy wartości prędkości fali poprzecznej (rys. 57). Z tego powodu, a także mając na uwadze fakt, że uzyskane wyniki z badań dylatometrem sejsmicznym dobrze korelują się z wynikami uzyskanymi innymi metodami, dylatometr zyskuje na popularności, jeśli chodzi o zastosowanie do oceny sztywności podłoża w stosunku do badania SCPTU.

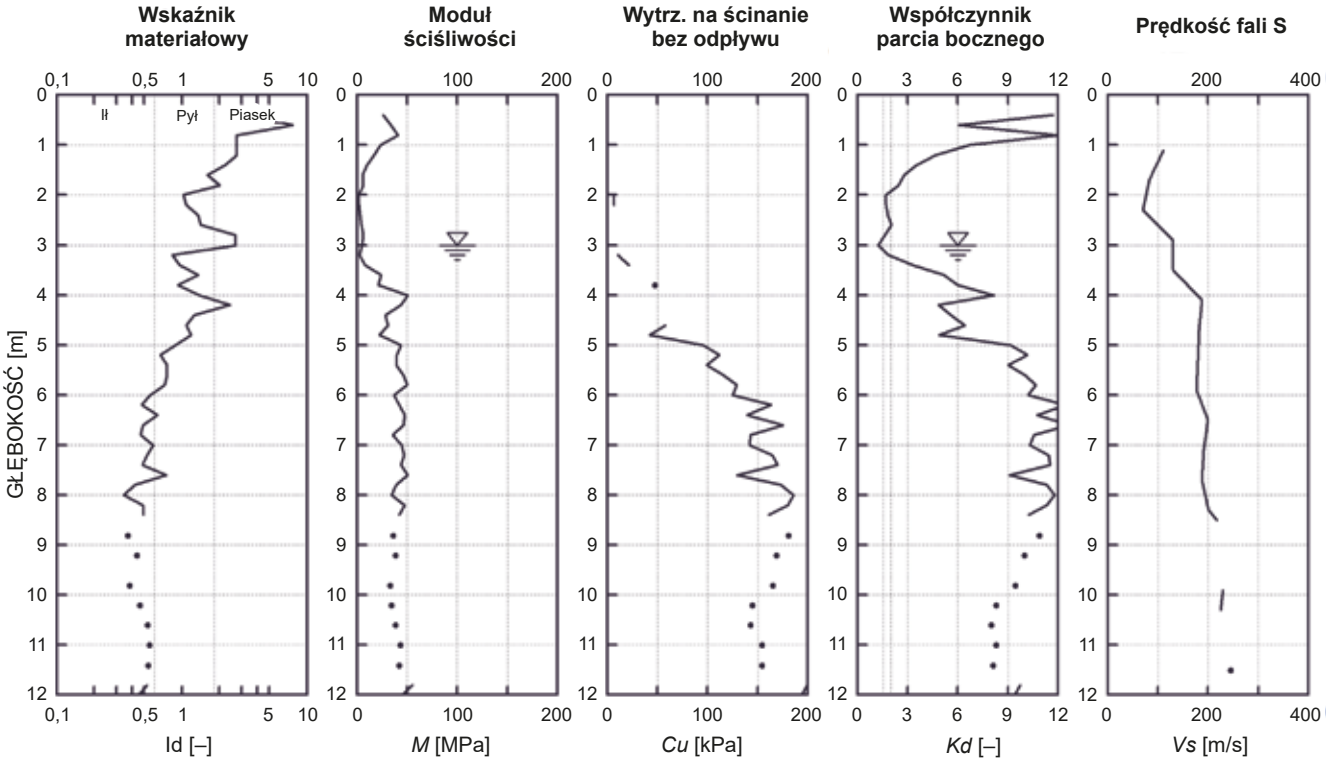
W przypadku sondowań SCPTU oprogramowanie dostarczone wraz z urządzeniem pomiarowym pozwala uzyskać prędkość fali, którą można wykorzystać do interpretacji parametrów sprężystości w dowolnym programie do interpretacji sondowań SCPT lub w arkuszu kalkulacyjnym.

4.2.5. Ograniczenia badań

Poza ograniczeniami typowymi dla wszystkich metod sejsmicznych związanymi z wrażliwością na zakłócenia zewnętrzne, możliwość wykonania sondowań mechanicznych z modułem sejsmicznym jest ściśle związana z możliwością przeprowadzania penetracji. W przypadku skał, gruntów twardych (zwartych glin), otoczaków i głazów, kamienistych zwietrzelin i bardzo zagęszczonych piasków penetracja nie jest możliwa, ponieważ grozi uszkodzeniem aparatury lub przekracza możliwości urządzenia wciskającego lub wytrzymałości żerdzi. W pozostałych gruntach możliwości penetracji są ograniczone głębokościowo. Bez zastosowania procedury pododwiertów, typowy zasięg głębokościowy sondowań mechanicznych jest zazwyczaj ograniczony do 15–30 m w zależności od rodzaju gruntu. Największe głębokości uzyskuje się w gruntach słabonośnych. Dla wiarygodności pomiarów prędkości fali podłużnej (*Vp*) istotnym ograniczeniem jest również zawodnienie. Granica pomiędzy gruntami w strefie aeracji i saturacji jest bardzo kontrastowa, co często powoduje niejednoznaczne wyniki odczytu wartości *Vp*.

Istotnym aspektem jest również fakt, że nie ma normowych wytycznych wykonywania i interpretacji sondowań mechanicznych z modułem sejsmicznym. Jedynym dokumentem odniesienia jest norma ASTM D7400/ D7400M, prezentująca ogólne wymagania dla technik typu *down-hole*. Zgodnie z zapisami Eurokodu 7 stosowanie nieznormalizowanych technik badawczych wymaga zweryfikowania uzyskanych wyników za pomocą innych powszechnie przyjętych metod badań. Przyjmując to zalecenie, wyniki sondowań mechanicznych z modułem sejsmicznym można zweryfikować na podstawie wyników badań na próbkach w laboratorium oraz porównać z wynikami badań uzyskanymi z technik geofizyki powierzchniowej lub otworowej.

Za czynniki istotnie wpływające na wartości modułu ścinania uznaje się: uziarnienie, strukturę gruntu, wskaźnik porowatości naturalnej, efektywną wartość składowej pionowej naprężenia geostatycznego, wskaźniki prekonsolidacji OCR oraz stopień plastyczności. Na wartości modułu mają też w pewnym stopniu wpływ stopień nasycenia gruntu wodą



Rys. 57. Raport z badania SDMT (z programu SDMT Elab firmy Marchetti)

i temperatura. Nie wszystkie czynniki wymagają uwzględniania, ponieważ ich wpływ jest zróżnicowany. Za mające najistotniejszy wpływ uznaje się naprężenie efektywne oraz porowatość (Rabarijoely, Szczygielski, 2014).

Sondowania mechaniczne z modułem sejsmicznym cieszą się coraz większym zainteresowaniem, głównie z uwagi na możliwość oszacowania parametrów odkształceniowych w zakresie bardzo małych odkształceń niezbędnych do zaawansowanych analiz numerycznych w przypadku np. projektowania głębokich posadowień, głębokich wykopów lub tuneli. Techniki te są stale rozwijane, a potencjalne możliwości wykorzystania tych badań wydają się szersze, niż obecnie stosowane. Główne prace badawcze koncentrują się na następujących zagadnieniach:

– możliwość oszacowania prędkości fali poprzecznej na podstawie klasycznych sondowań CPTU i DMT;
– korelacja wartości modułów w zakresie bardzo małych odkształceń uzyskanych za pomocą sondowań mechanicznych z modułem sejsmicznym z innymi badaniami polowymi (geofizyka otworowa, powierzchniowa) oraz laboratoryjnymi (w aparacie trójosiowym z zastosowaniem piezoelementów typu bender element, kolumny rezonansowej);
– korelacja pomiędzy parametrami odkształceniowymi w zakresie bardzo małych odkształceń a parametrami odkształceniowymi w zakresie małych i dużych odkształceń uzyskiwanymi z CPTU i DMT;
– klasyfikacja gruntów na podstawie wartości modułów;
– analiza czynników mających wpływ na wartości modułów, w tym także zmiany tych modułów w zależności od sposobu poboru próbek (jakości próbek);
– analizy porównawcze wyników uzyskanych z zastosowaniem różnych źródeł wzbudzania fali.

5. BADANIA LABORATORYJNE Z WYKORZYSTANIEM BADAŃ GEOFIZYCZNYCH

W laboratorium mechaniki gruntów są wykorzystywane badania, w których jest stosowane oddziaływanie pola fizycznego na testowane próbki gruntu. Najczęściej stosowanymi polami fizycznymi w takich badaniach jest pole elektryczne lub pole przemieszczeń.

Z tego względu badania laboratoryjne z wykorzystaniem wymienionych pól fizycznych można podzielić na badania elektrooporowe i badania sejsmiczne.

5.1. LABORATORYJNE BADANIA ELEKTROOPOROWE

W przypadku gruntów badania elektrooporowe pozwalają na wyznaczenie oporności pozornej. Oporność właściwa dotyczy izotropowych i jednorodnych materiałów, a takimi z pewnością nie są grunty. W praktyce laboratoryjnej pomiary oporności elektrycznej gruntu są przeprowadzane metodą wykorzystującą układ złożony z 4 elektrod. Prąd elektryczny jest wprowadzany do próbki gruntu za pomocą elektrod oznaczanych jako A i B, które umożliwiają przepływ prądu przez próbkę, natomiast na elektrodach oznaczonych jako M i N jest mierzona różnica potencjału.

Niestety aparatura do badań elektrooporowych nie jest komercyjnie oferowana przez wiodące firmy produkujące aparaturę do badań z zakresu mechaniki gruntów lub mechaniki skał. Tego typu aparatura powstaje jako autorskie konstrukcje w ośrodkach badawczych takich jak instytuty lub uczelnie. Rozwiązań przedstawianych w literaturze jest wiele. Część z nich to osobne konstrukcje, typu kolumny, skrzynki, próbniki, a część to wzbogacona w komponent elektryczny standardowa aparatura badawcza np. konsolidometr czy też komora trójosiowa.

W Polsce tego typu aparatura znajduje się np. w Katedrze Geotechniki Instytutu Inżynierii Lądowej Wydziału Budownictwa i Inżynierii Środowiska w Szkole Głównej Gospodarstwa Wiejskiego (SGGW) – kolumna cylindryczna do pomiarów oporności elektrycznej piasków (Lech, Garbulewski, 2009), w Katedrze Geologii Inżynierskiej i Geomechaniki Wydziału Geologii UW – miernik do pomiarów oporności pozornej do stożka RCPTU i badań laboratoryjnych na rdzeniach gruntowych za pomocą 4 mini elektrod (Barański, 2004) oraz w Akademii Górniczo-Hutniczej im. S. Staszica w Krakowie.

Zastosowanie laboratoryjnych badań elektrooporowych jest szerokie. Służą one do oceny: wilgotności gruntu, stopnia zagęszczenia, stopnia nasycenia gruntu, porowatości oraz przewodności hydraulicznej, stopnia zasolenia lub zanieczyszczenia gruntów itp. Szczegóły badań można odnaleźć w poszczególnych publikacjach (Sreedeep i in., 2004; Frankowski i in., 2012; Maślakowski, 2013; Kowalczyk i in., 2014a).

5.2. LABORATORYJNE BADANIA SEJSMICZNE

Parametry sprężystości gruntów i skał są wyznaczane na podstawie liniowej, izotropowej teorii sprężystości. Sprężyste zachowanie się gruntu jest ograniczone tylko do zakresu bardzo małych odkształceń. Pomiary bardzo małych odkształceń gruntu pozostają poza zdolnością pomiarów statycznych. Nadal bowiem nie istnieją przetworniki przemieszczeń, które mogłyby być wykorzystywane do pomiaru odkształceń poniżej 0,001% (rys. 55). Wyznaczenie wartości parametrów sprężystości jest możliwe przez pomiar czasu przejścia fali poprzecznej i podłużnej, a następnie obliczenie prędkości ich propagacji przez grunt, przy znanej gęstości objętościowej ośrodka gruntowego.

Do wyznaczania parametrów sprężystości w zakresie bardzo małych odkształceń gruntu jest wykorzystywana metoda *pulse transmission* (Nakagawa i in., 1996). Do generowania fal poprzecznej S i podłużnej P są wykorzystywane przetworniki piezoceramiczne. Pierwsze przetworniki do generowania ww. fal w gruncie opracowano pod koniec lat 70. XX w. (Shiley, Hampton, 1978). Przetworniki te zaczęto coraz powszechniej stosować w laboratorium mechaniki gruntów od połowy lat 80. ub. w. (Dyvik, Madshus, 1985).

Obecnie firmy produkujące aparaturę do badań laboratoryjnych oferują zestawy do wyznaczania parametrów sprężystości gruntu. Poza tym, poszczególne jednostki badawcze i naukowe samodzielne opracowują własne konstrukcje z wykorzystaniem piezoprzetworników.

Pary takich przetworników (jeden jako nadajnik, a drugi jako odbiornik fal S i P) są montowane w różnorodnej aparaturze do badań laboratoryjnych. Najczęściej są to aparaty trójosiowe zarówno do badań statycznych, jak i cyklicznych, konsolidometry, czy też kolumny rezonansowe RC (ang. *resonant column*) oraz inne.

Do piezoprzetworników (przetworniki piezoelektryczne) wykorzystywanych do wyznaczania parametrów sprężystości w zakresie bardzo małych odkształceń zaliczamy:
- bender elementy (BE, ang. *bender elements*);
- dyski płaskie (DT, ang. *disc shaped piezoectric transducer*);
- elementy pierścieniowe (P-RAT, ang. *piezoelectric ring-actuator technique*).

Najczęściej są wykorzystywane piezoelementy typu bender element. To one najwcześniej zostały wprowadzone do praktyki laboratoryjnej. Na temat tych przetworników istnieje

bardzo dużo publikacji naukowych, zarówno artykułów w wiodących czasopismach geotechnicznych i geologiczno-inżynierskich, jak i publikacji kongresowo-sympozjalnych, warsztatów oraz rozpraw naukowych. Potwierdzeniem powszechnego wykorzystania w praktyce badawczej piezoelementów BE jest norma ASTM D8295 Standard Test Method for Determination of Shear Wave Velocity and Initial Shear Modulus in Soil Specimens using Bender Elements.

Pozostałe wymienione piezoelementy są rzadziej wykorzystywane, pomimo że nie mają pewnych ograniczeń znanych z bender elementów. Z pewnością zakres wykorzystania tych przetworników będzie coraz większy. Szczególnie, gdy będą oferowane przez firmy produkujące aparaturę badawczą na potrzeby badań naukowych oraz do badań komercyjnych.

5.2.1. Interpretacja

Głównym problemem interpretacyjnym jest prawidłowe określenie czasu przejścia odpowiednio fali S lub P przez badaną próbkę gruntu. Podstawy i zasady interpretacji badań zawarte są w wielu pracach np. (Lee, Santamarina, 2005; Viana da Fonseca i in., 2009; Godlewski, Szczepański, 2015; Ogino i in., 2015).

5.2.2. Zastosowanie

Parametry sprężystości gruntów są wykorzystywane w modelowaniu numerycznym interakcji podłoże budowlane–obiekt inżynierski (SSI, ang. *soil-structure interaction*). Poza parametrami wytrzymałościowymi są one niezbędne do przeprowadzenia obliczeń numerycznych wykorzystywanych do projektowania posadowień obiektów budowlanych.

Parametry sprężystości wyznaczone w laboratorium mogą posłużyć do walidacji wartości modułów w zakresie bardzo małych odkształceń uzyskanych z sondowań mechanicznych z modułem sejsmicznym oraz z badań geofizycznych metodami sejsmicznymi. Parametry sprężystości są także wykorzystywane do prognozowania upłynnienia gruntów.

5.2.3. Ograniczenia

Piezoelementy bender są dość kruche i mogą ulec zniszczeniu wprowadzone w grunty zawierające większe ziarna, szczególnie podczas prowadzenia badań przy dużych naprężeniach efektywnych. Ze względu na małą powierzchnię końcówki piezoelementu BE, istnieją czasami problemy z generacją fali P.

6. POMIARY GEODEZYJNE W BADANIACH GEOFIZYKI INŻYNIERSKIEJ

Geodezyjne pomiary sytuacyjno-wysokościowe wykonywane w trakcie badań geofizycznych mają trzy podstawowe zadania:
- określenie relacji przestrzennych pomiędzy elementami układu pomiarowego (pomiary geodezyjne);
- odniesienie położenia punktów pomiarowych do wspólnego (globalnego lub regionalnego) układu odniesienia;
- przedstawienie wyników badań w relacjach do elementów infrastruktury, rzeźby terenu itp.

Określenie relacji przestrzennych pomiędzy elementami systemu pomiarowego są niezbędne do prawidłowego przetworzenia danych pomiarowych. Niektóre techniki pomiarowe, szczególnie wykorzystujące pola potencjałowe, wymagają uwzględnienia bardzo precyzyjnych poprawek związanych z wysokością lub położeniem geograficznym. Badania grawimetryczne i magnetyczne odnoszą się do ogólnoświatowego standardu/modelu pola ziemskiego. Badania geodezyjne pozwalają również na prawidłowe przestrzenne przedstawienie wyników badań na mapach dokumentacyjnych, modelach oraz w innych formach. Ponadto nadanie georeferencji wynikowym obrazom geofizycznym umożliwia porównanie lub dopasowanie ich do innych zbiorów danych (w tym danych geologicznych).

Geodezyjne pomiary sytuacyjne i wysokościowe wykonuje się z wykorzystaniem metod, technik i technologii zapewniających uzyskanie zakładanej dokładności. W celu dowiązania wykonanych pomiarów do wspólnego układu odniesienia, pomiary geodezyjne wykonuje się w nawiązaniu do punktów państwowej poziomej i wysokościowej osnowy geodezyjnej (Rozporządzenie Ministra Rozwoju z dnia 18 sierpnia 2020 r. w sprawie standardów technicznych wykonywania geodezyjnych pomiarów sytuacyjnych i wysokościowych oraz opracowywania i przekazywania wyników tych pomiarów do państwowego zasobu geodezyjnego i kartograficznego. Dz.U. 2022 poz. 1670). Do dowiązania pomiarów można posłużyć się także trwałymi elementami terenowymi I grupy dokładnościowej.

Rozporządzenie w sprawie państwowego systemu odniesień przestrzennych (Dz. U. 2012 poz. 1247 z późn. zm.) precyzyjnie określa stosowane układy współrzędnych. Współrzędne płaskie powinny być wyznaczane w układzie PL-2000 lub PL-1992 (w zależności od skali opracowania), a rzędną wysokościową podaje się w układzie PL-KRON86-NH lub PL-EVRF2007-NH. Po dniu 31 grudnia 2023 r. pomiary wysokościowe będzie należało podawać tylko w układzie PL-EVRF2007-NH (Dz.U. 2022 poz. 1670).

W geodezji wyniki pomiarów długości oraz współrzędne prostokątne, zależnie od osiągniętej dokładności, podaje się w metrach z precyzją zapisu do 0,01 m lub 0,001 m, a wartość wysokości – w metrach z precyzją zapisu do 0,1 m, 0,01 m albo 0,001 m w zależności od dokładności wykonywanego pomiaru (Dz.U. 2022 poz. 1670). Należy jednak zauważyć, że w wielu przypadkach nawet dokładność 0,1 m nie jest konieczna w lokalizacji badań geofizycznych.

6.1. METODYKA POMIAROWA

Pomiary geodezyjne składają się z dwóch głównych komponentów – pomiarów sytuacyjnych, których celem jest określenie współrzędnych płaskich (X i Y) w geodezyjnym układzie odniesienia, oraz pomiarów wysokościowych, które mają na celu określenie wysokości (H) punktu ponad (rzadziej poniżej) przyjęty poziom odniesienia.

Pomiary geodezyjne są wykonywane na podstawie:
- geodezyjnych pomiarów terenowych (pomiary sytuacyjne i wysokościowe);
- geodezyjnych pomiarów fotogrametrycznych (pomiary sytuacyjne i wysokościowe);
- geodezyjnych pomiarów kartometrycznych (tylko pomiary sytuacyjne).

Geodezyjny pomiar sytuacyjny sprowadza się do określenia odległości pomiędzy punktami o znanych współrzędnych a punktem mierzonym oraz określeniu kąta pomiędzy kierunkami o znanym przebiegu a kierunkami mierzonymi. Te dwie składowe pomiaru lub ich kombinacja, pozwalają określić współrzędne dowolnego punktu w przestrzeni. Dalsze operacje matematyczne pozwalają na opisanie wzajemnego położenia punktów – szczegółów terenowych, punktów pomiarów geofizycznych lub składowych geofizycznego układu pomiarowego. Współrzędne dowiązuje się do osnowy geodezyjnej w danym układzie odniesienia.

Metody wykonywania sytuacyjnych pomiarów geodezyjnych w terenie to:
- biegunowa;
- ortogonalna (domiarów prostokątnych);
- wcięć;
- precyzyjnego pozycjonowania za pomocą różnicowych fazowych odbiorników GNSS.

Geodezyjny pomiar wysokościowy sprowadza się do określenia odległości w pionie pomiędzy punktem mierzonym a poziomem odniesienia. Odległość ta jest nazywana rzędną wysokościową.

Metody wykonywania wysokościowych pomiarów geodezyjnych to:
– niwelacji geometrycznej;
– niwelacji trygonometrycznej;
– niwelacji satelitarnej;
– skaningu laserowego.

6.2. GEODEZYJNE POMIARY TERENOWE

Techniki i narzędzia pomiarowe stosowane w geodezyjnych pomiarach terenowych są dostosowywane do oczekiwanej dokładności opracowania. Część technik można stosować jedynie przy pomiarach sytuacyjnych, część przy wysokościowych, a część z technik jest uniwersalna i można je zastosować w obu typach pomiarów.

6.2.1. Tachimetria

Tachimetria to geodezyjna technika pomiarowa polegająca na jednoczesnym pomiarze kątów poziomych i pionowych między punktami pomiarowymi oraz odległości między stanowiskiem a punktem mierzonym. Urządzenie (tachimetr) jest wyposażone w lunetę mającą charakter celownika oraz w elementy, które pozwalają precyzyjnie zmierzyć różnice kątów pomiędzy kolejnymi namiarami lunety. Tachimetr pozwala na oddzielny pomiar kąta poziomego i pionowego. Urządzenie jest też wyposażone w dalmierz (w starszych konstrukcjach dalmierz optyczny, współcześnie zwykle laserowy). Technika tachimetryczna jest wykorzystywana przy pomiarach sytuacyjnych (metoda biegunowa) i wysokościowych (niwelacja trygonometryczna).



Rys. 58. Zestaw tachimetru zrobotyzowanego z pryzmatem pomiarowym typu 360°

Pomiar sytuacyjny metodą biegunową wykonuje się poprzez określenie odległości oraz kąta poziomego pomiędzy kierunkiem wyznaczonym przez stanowisko i punkt osnowy oraz kierunkiem ze stanowiska na punkt mierzony.

Niwelacja trygonometryczna, którą wykonuje się za pomocą tachimetru, polega na jednoczesnym pomiarze odległości poziomych oraz kątów pionowych. Na podstawie tych dwóch wartości oblicza się różnicę wysokości pomiędzy mierzonymi punktami.

Tachimetria jest jedną z najpopularniejszych technik pomiarowych w geodezji. Współcześnie pomiary zwykle są wykonywane za pomocą tachimetru elektronicznego (rys. 58). Jest to połączenie elektronicznego teodolitu (urządzenia do pomiaru kątów pionowych i poziomych) z dalmierzem elektrooptycznym. Współczesne tachimetry elektroniczne są urządzeniami zintegrowanymi z odpowiednim komputerem. Oprogramowanie poprzez interfejs użytkownika umożliwia równoczesne pomiary i obliczenia w terenie oraz zapis serii pomiarów w pamięci urządzenia. Poszczególne moduły instrumentu są umieszczone we wspólnej obudowie, tworząc jednolity system pomiarowo-obliczeniowy.

Tachimetry można podzielić na lustrowe, które do pomiaru odległości wykorzystują pryzmaty szklane umieszczane na mierzonych punktach, oraz tachimetry bezlustrowe, które umożliwiają pomiar odległości bez użycia pryzmatu.

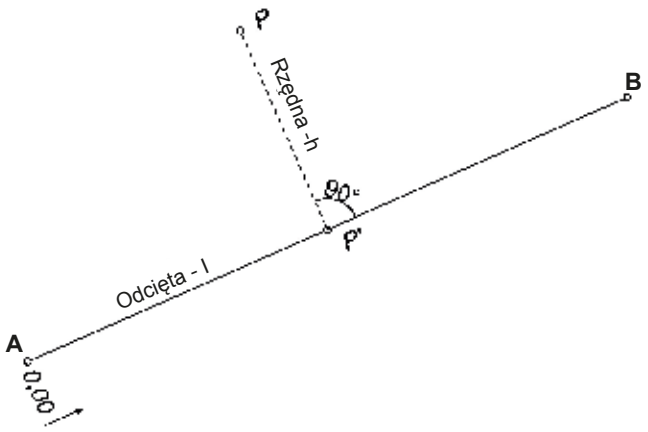
Nowoczesne tachimetry mogą być zaopatrzone w odbiorniki do pomiarów satelitarnych GNSS wspomagające wyznaczanie pozycji samego urządzenia. Zestaw taki nazywany jest *Total Station*. Tachimetry zrobotyzowane mają wbudowany system zdalnego sterowania, który umożliwia pomiary zdalne z poziomu zewnętrznego kontrolera. Ponadto mogą one automatycznie śledzić pryzmat, dzięki czemu może je obsługiwać jeden operator (ang. *one-man station*).

Dokładność pomiarów tachimetrycznych wynosi od pojedynczych centymetrów do pojedynczych milimetrów w zależności od klasy urządzenia i jego odległości od mierzonego punktu.

6.2.2. Metoda ortogonalna (domiarów prostokątnych)

Pomiary metodą ortogonalną (domiarów prostokątnych) wykonuje się stosując podstawowe narzędzia pomiarowe – taśmę mierniczą, zestaw tyczek i węgielnicę. Tyczki służą do wyznaczania linii prostych w terenie, natomiast węgielnica jest urządzeniem optycznym złożonym z dwóch pryzmatów, które służą do wyznaczania prostych prostopadłych do znanej linii. Pomiar sytuacyjny wykonuje się przez określenie odległości pomiędzy punktem stanowiącym początek

linii pomiędzy dwoma punktami o znanych współrzędnych a rzutem prostokątnym mierzonego szczegółu terenowego na tę linię, tzw. „odciętej". Jednocześnie jest wykonywany pomiar odległości pomiędzy szczegółem terenowym a jego rzutem prostokątnym na linię pomiarową, zwanej dalej „rzędną" (rys. 59). Do wyznaczania linii prostych stosuje się zestaw tyczek, wyznaczania prostopadłej – węgielnicę, a do pomiaru odległości – taśmę mierniczą.



Rys. 59. Schemat przedstawiający ideę metody ortogonalnej (domiarów prostokątnych)

Dokładność tej metody mieści się w pojedynczych decymetrach i zależy od precyzji pomiaru oraz długości rzędnych i odciętych. Obecnie jest ona wypierana przez nowoczesne metody pomiarowe, m.in. tachimetrię i pomiary satelitarne GNSS (ang. *Global Navigation Satellite System).*

6.2.3. Metoda wcięć

Metoda wcięć ma charakter pomocniczy w sytuacyjnych pomiarach terenowych. Najczęściej wykorzystywane to wcięcie liniowe polegające na pomiarze odległości do punktu mierzonego z dwóch punktów o znanej lokalizacji i trygonometrycznego lub graficznego wyznaczenia położenia punktu mierzonego. Wcięcie kątowe jest metodą, w której położenie punktu mierzonego wyznacza się na podstawie pomiaru kątów i wymaga zastosowania narzędzia mierzącego te kąty, np. teodolitu. Dokładność wcięć liczona jest w centymetrach i zależy od zastosowanego sprzętu oraz precyzji pomiaru.

6.2.4. Technika satelitarna GNSS

Satelitarne techniki pomiarów geodezyjnych za pomocą Globalnych Systemów Nawigacji Satelitarnej[11] (GNSS) polegają na wyznaczaniu pozycji anteny odbiorczej bazującej na pomiarze odległości od odbiornika satelitarnego do satelity oraz znajomości współrzędnych satelitów w momencie wysyłania sygnału. Pomiar odległości można wykonać dwoma metodami – kodową (pomiar pseudoodległości) albo fazową (pomiar fazowy).

W metodzie kodowej sygnał satelitarny jest modulowany w specjalny sposób, tak że na sygnał podstawowy jest nakładany kod niosący informacje o czasie generacji. Znając moment dotarcia tego kodu do anteny odbiorczej możemy określić odległość nadajnik–odbiornik.

Metoda fazowa pomiaru odległości polega na wyznaczeniu przesunięcia fazowego sygnału docierającego do anteny odbiorczej, co znacząco podnosi dokładność określenia drogi w stosunku do metody kodowej. Jednakże określenie odległości wymaga również znajomości liczby pełnych odłożeń (cykli fazowych) fali elektromagnetycznej na drodze nadajnik–odbiornik.

Największą trudnością w rozwiązaniach stosowanych w systemie jest dokładne określenie prędkości. Niejednorodność ośrodka, przez który przechodzi sygnał, powoduje zmiany prędkości, które wpływają na dokładność przyjętego modelu prędkościowego i w efekcie na dokładność wyznaczania pozycji odbiornika. Ponadto problemem jest synchronizacja czasu zegarów odbiornika i nadajnika fali elektromagnetycznej, bo błędy tej synchronizacji wpływają na dokładność rozwiązań.

W celu zmniejszenia wpływu zmienności ośrodka na wyznaczoną odległość do satelitów stosuje się pomiar na dwóch lub więcej powiązanych ze sobą częstotliwościach.

Pomiary satelitarne techniką statyczną GNSS można podzielić na pomiary absolutne oraz pomiary różnicowe. Pomiary absolutne (bezwzględne) pozwalają na wyznaczenie pozycji odbiornika jedynie na podstawie określenia dystansu pomiędzy odbiornikiem a zbiorem nadajników (satelitów). W pomiarach różnicowych GNSS pozycja jest określana dla punktów mierzonych, a równocześnie dokonuje się ciągłych pomiarów w stacji referencyjnej (lub grupie stacji). Stacje referencyjne mają znane, stałe współrzędne. Wpływ czynników zewnętrznych (np. lokalne zmiany prędkości fal radiowych w atmosferze) na propagację sygnałów satelitarnych jest w przybliżeniu jednakowy lub liniowo zmienny na małym obszarze (zwykle przyjmuje się promień kilkunastu do kilkudziesięciu kilometrów). Zmiany rejestrowane w czasie w nieruchomych stacjach referencyjnych wynikają z przyczyn zewnętrznych. Na podstawie obserwacji na stacji referencyjnej jest możliwe wyznaczenie poprawek, które uwzględnia się w pomiarach.

W geodezyjnych pomiarach sytuacyjnych metodą precyzyjnego pozycjonowania GNSS oraz w niwelacji satelitarnej jest wykorzystywana metoda pomiarów różnicowych ze względu na wyższą dokładność pomiaru. W celu uzyskania poprawek stosuje się różne podejścia: podejście statyczne, gdzie pomiary dokonywane są odbiornikami pozostającymi w jednym punkcie przez dłuższy czas. Na podstawie długotrwałych pomiarów, na etapie przetwarzania końcowego (postprocessingu), wyznacza się poprawki i bardzo precyzyjną pozycję. Zastosowanie techniki statycznej wykracza zdecydowanie

[11] Do GNSS zalicza się: GPS (ang. *Global Positioning System*), GLONASS (ros. *Globalnaia Navigacionnaia Sputnikova Sistema*; system rosyjski), Galileo (system europejski), BeiDou (system chiński), QZSS (ang. *Quasi Zenit Satellite System*; system japoński) i inne.

poza zakres dokładności oczekiwanej nawet w najbardziej wymagających badaniach geofizyki inżynierskiej.

Drugim podejściem jest technika kinematyczna RTK (ang. *real time kinematics*). Pomiary wykonuje się przy użyciu zestawu pomiarowego, złożonego z odbiornika stacjonarnego, stanowiącego stację referencyjną, oraz jednego lub większej liczby odbiorników ruchomych (roverów), które mają zapewnioną bezpośrednią łączność radiową lub sieciową z odbiornikiem stacjonarnym. Komputer odbiornika bazowego generuje w czasie rzeczywistym poprawki, które są przekazywane do odbiorników ruchomych i uwzględniane w bieżących pomiarach (rys. 60).

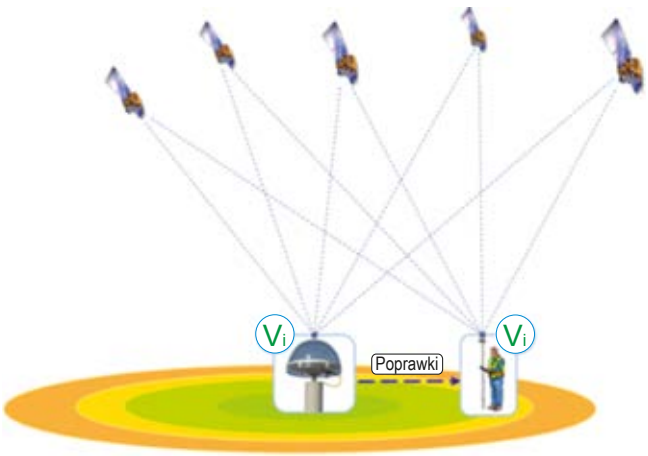
Trzecim podejściem jest zastosowanie techniki kinematycznej z poprawkami stacji referencyjnych RTN (ang. *real time network*). Pomiary są wykonywane przy użyciu odbiorników ruchomych, które mają stałą łączność z siecią stacji referencyjnych. Sieć referencyjna składa się z wielu obserwatoriów stacjonarnych. Centrum obliczeniowe sieci referencyjnej w czasie rzeczywistym oblicza poprawki dla odbiorników ruchomych, uwzględniając ich wstępnie wyznaczoną pozycję. Komunikacja pomiędzy odbiornikiem a siecią referencyjną odbywa się poprzez Internet i sieć telefonii komórkowej (rys. 61).

W Polsce do wykonywania geodezyjnych pomiarów sytuacyjnych i wysokościowych z wykorzystaniem technik satelitarnych GNSS jest używany system stacji referencyjnych ASG-EUPOS. System składa się z ok. 130 stacji rozmieszczonych średnio co 70 km na terenie Polski oraz blisko granicy. Pomiary kinematyczne umożliwiają wyznaczenie pozycji w czasie „bliskim" rzeczywistemu z dokładnością 0,01–0,03 m dla współrzędnych płaskich oraz dokładnością ok. 0,05 m dla rzędnej wysokościowej (dokładność zależy m.in. od dokładności przyjętego modelu geoidy w zestawie pomiarowym). Warunkiem korzystania z sieci ASG-EUPOS jest dostęp do sieci telefonii komórkowej na danym terenie. W sąsiednich krajach istnieją podobne serwisy (w Czechach – CZEPOS, na Litwie – LitPOS, w Niemczech – SAPOS i na Słowacji – SKPOS).

Technika geodezyjnych pomiarów satelitarnych GNSS ma pewne ograniczenia. Pomiary zaleca się wykonywać przy widoczności co najmniej 5 satelitów (do wyznaczenia pozycji potrzeba min. 4 satelitów), co m.in. sprawia, że nie można wykonywać pomiarów w budynkach, a pomiary w gęstym lesie, wąskich dolinach lub między budynkami są trudne albo niemożliwe. Użyte do pomiaru satelity powinny znajdować się 10° powyżej horyzontu. Poziom zaufania do pomiaru określa współczynnik DOP (ang. *Dilution of Precision*). Jest to współczynnik określający geometryczny rozkład satelitów GNSS widocznych w danym miejscu i czasie. Przyjmuje się, że rozkład satelitów charakteryzowany poprzez DOP w zakresie 1–3 jest bardzo dobry, przy DOP 3–6 jest akceptowalny, natomiast przy DOP > 6 nie powinno się wykonywać precyzyjnych pomiarów.

Codziennie, przed rozpoczęciem pomiarów z wykorzystaniem kinematycznych technik satelitarnych GNSS, sprawdza się poprawność działania sprzętu i otrzymywanych danych korekcyjnych. Poprawność sprawdza się według pomiaru kontrolnego na punkcie o znanych współrzędnych w odległości nie większej niż 7 km od punktów będących przedmiotem pomiaru.

Geodezja satelitarna (GNSS) jest obecnie najpopularniejszą metodą pozyskiwania danych sytuacyjno-wysokościowych na potrzeby prac geodezyjnych. Jest ona szybka i w miarę tania. W terenie, w którym nawigacja satelitarna nie może być wykorzystywana, uzupełniana jest metodą tachimetryczną, rzadziej metodą wcięć. Geodezyjne pomiary GNSS są preferowane np. przy obsłudze większości badań geofizycznych, na potrzeby projektowania i budowania dróg, przez GDDKiA (z wyłączeniem badań grawimetrycznych, które wymagają wyższej dokładności pomiarów wysokości).



Rys. 60. Schemat działania techniki kinematycznej RTK (www.asgeupos.pl)



Rys. 61. Pomiary kinematyczne RTN zestawem GNSS w terenie

Odbiorniki do pomiarów kodowych (rys. 62) nie są stosowane do pomiarów geodezyjnych ze względu na słabą dokładność i niepewność wyznaczonej pozycji. Dokładność takich urządzeń waha się od kilku do kilkudziesięciu metrów. Mogą służyć jedynie do nawigacji terenowej lub przybliżonego wyszukiwania punktów w terenie. Niemniej dla niektórych zastosowań w badaniach geofizycznych dokładność lokalizacji za pomocą odbiorników kodowych jest całkowicie zadowalająca. Na przykład dla sondowań geofizycznych (VES, niektóre konfiguracje badań MASW), w których stosowany układ pomiarowy może mieć średnicę nawet kilkuset metrów, dokładność określenia środka układu na poziomie kilkunastu metrów jest wystarczająca.

6.2.5. Niwelacja geometryczna

Niwelacja to sposób określenia różnic wysokości między punktami w terenie, czyli pionowej odległości pomiędzy współkształtnymi płaszczyznami poziomymi przechodzącymi przez te punkty. To z pozoru proste zadanie komplikuje się w przypadku, gdy jest konieczne porównanie wysokości odległych od siebie punktów i odniesienie ich do wspólnego poziomu odniesienia. Techniki terenowe stosowane w niwelacji to niwelacja trygonometryczna (realizowana pomiarami tachimetrycznymi, opisanymi wyżej), niwelacja geometryczna i niwelacja satelitarna. W niwelacji geometrycznej stosuje się urządzenie optyczne – niwelator. Jest to urządzenie, które pozwala na bardzo precyzyjne wypoziomowanie lunety (osi optycznej zaznaczonej znacznikiem w lunecie). Obrót urządzenia i obserwacja przez lunetę pozwala wyznaczyć w terenie punkty znajdujące się dokładnie na tej samej płaszczyźnie poziomej co oś optyczna urządzenia. Umieszczając w kolejnych punktach w terenie łaty (odpowiednik pionowo ustawionej taśmy mierniczej wycechowanej w metrach) i odczytując na nich odległość powierzchnia ziemi–płaszczyzna osi optycznej niwelatora, można porównać względną wysokość pomiędzy mierzonymi punktami.

Z pomocą niwelacji geometrycznej z pojedynczego stanowiska niwelatora można wyznaczyć różnicę wysokości pomiędzy punktami względnie bliskimi. Na większych odległościach ograniczeniem staje się zróżnicowanie wysokości terenu – maksymalna różnica wysokości pomiędzy punktami ograniczona jest praktycznie wysokością łat i statywu niwelatora. Należy też uwzględnić krzywiznę Ziemi. Jeśli punkty niwelowane są położone daleko od siebie, odległość między stanowiskami dzieli się na mniejsze odcinki dogodne do pomiaru z pojedynczego stanowiska niwelatora, zakładając tzw. ciąg niwelacyjny. Ciąg niwelacyjny ma charakter schodków.

W celu wyznaczenia wartości wysokości danych punktów ciąg niwelacyjny powinien zaczynać się i kończyć na punktach reperowych o znanych wysokościach w danym układzie wysokości.

Obecnie niwelacja geometryczna jest wykonywana za pomocą niwelatorów samopoziomujących optycznych lub elektronicznych (kodowych). W przypadku niwelatorów optycznych, odczyt wartości na łacie jest wykonywany wizualnie przez operatora i zapisywany w dzienniku pomiarowym, natomiast w niwelatorze elektronicznym (rys. 63),



Rys. 62. Odbiornik kodowy



Rys. 63. Zestaw do niwelacji geometrycznej (niwelator elektroniczny z łatą kodową)

odczyt jest rejestrowany automatycznie. Na łacie jest zaznaczony kod kreskowy, pozwalający oprogramowaniu urządzenia odczytać wartość i zapisać ją w pamięci.

6.2.6. Skaning laserowy

Skaning laserowy jest nowoczesną metodą obrazowania powierzchni terenu, polegającą na pomiarze kierunku i odległości między obiektem objętym pomiarem a urządzeniem (skanerem). Skaner może zostać umieszczony na stanowisku stacjonarnym, ale może też być zainstalowany na statku powietrznym, samochodzie lub innej platformie ruchomej. Skaner emituje impulsy laserowe, które po odbiciu od obiektów w terenie powracają do urządzenia i są przez nie rejestrowane. Urządzenie określa kierunek powracających promieni oraz opóźnienie (pozwalające na wyznaczenie odległości do punktu odbicia). Każdy z odbitych promieni pozwala na wyznaczenie punktu w przestrzeni o lokalnych współrzędnych X, Y, Z. Pozycjonowanie samego urządzenia odbywa się przez określenie jego pozycji, na podstawie pomiarów punktów referencyjnych. Cały zautomatyzowany proces pozwala na określenie olbrzymiej liczby punktów o współrzędnych przywiązanych do wspólnego układu odniesienia (chmury punktów, rys. 64). Chmury punktów składają się często z milionów obserwacji, a następnie są przetwarzane.

Lotniczy skaning laserowy sprowadza się do zasady laserowego pomiaru odległości z lecącego samolotu (lub śmigłowca czy statku powietrznego) do powierzchni terenu (ALS, ang. *Airborne Laser Scanning*) i jest stosowany do pomiarów wielkoobszarowych.

Samochodowy (mobilny) skaning laserowy jest stosowany do zadań liniowych, natomiast stacjonarny skaning laserowy – najczęściej do pojedynczych obiektów (np. kubaturowych).

Alternatywą dla skaningu laserowego z pułapu lotniczego dla niedużych obszarów jest lotniczy skaning z niskiego pułapu realizowany za pomocą bezzałogowego statku lotniczego BSL (inaczej „dron").

Uzyskane ze skaningu laserowego chmury punktów mogą służyć do pomiarów wysokościowych, być danymi źródłowymi dla numerycznego modelu pokrycia terenu (NMPT) lub numerycznego modelu terenu (NMT). Przy połączeniu zdjęć z kamer fotogrametrycznych i wyników skaningu laserowego możemy uzyskać ortofotomapę lub ortofotomozaikę.

6.2.7. Geodezyjne pomiary fotogrametryczne

Geodezyjne pomiary fotogrametryczne polegają na pozyskiwaniu informacji o położeniu obiektów fizycznych w przestrzeni w wyniku pomiaru i interpretacji prowadzonych na specjalnie wykonanych zdjęciach.

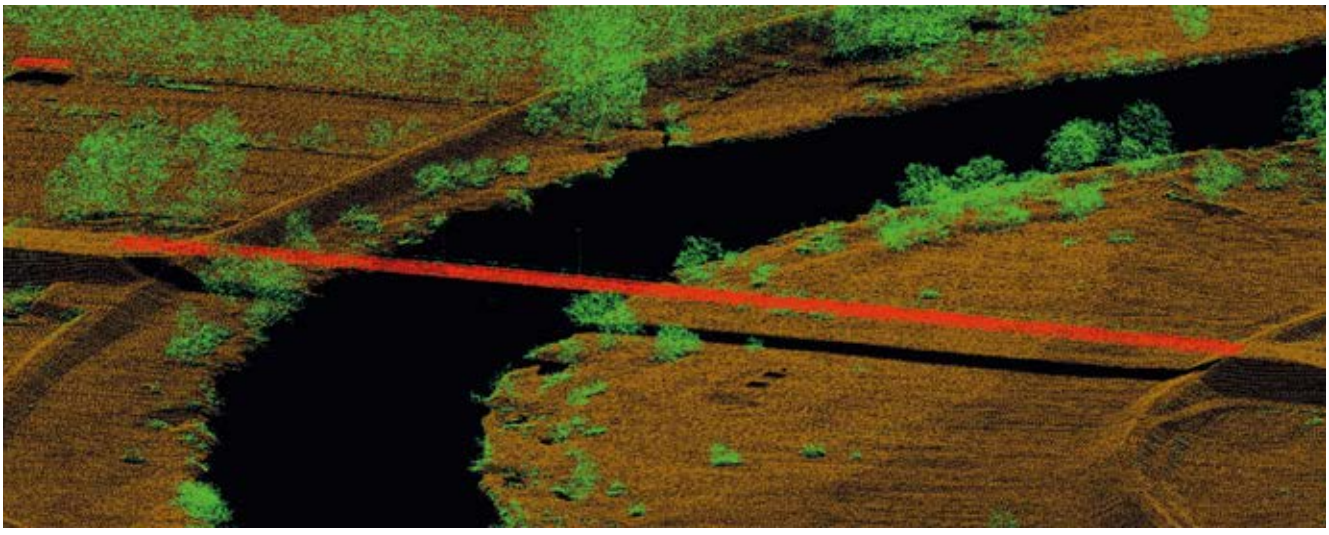
Geodezyjne sytuacyjne i wysokościowe pomiary fotogrametryczne wykonuje się obecnie wyłącznie w technologii fotogrametrycznych opracowań cyfrowych. Geodezyjnego wysokościowego pomiaru fotogrametrycznego nie wykonuje się na terenach zalesionych i pokrytych wodami.

Geodezyjny sytuacyjny i wysokościowy pomiar fotogrametryczny powinien podlegać wybiórczej weryfikacji przez wykonanie geodezyjnych pomiarów terenowych wybranych szczegółów terenowych równomiernie rozłożonych na opracowywanym obszarze.

Geodezyjny pomiar fotogrametryczny jest wykonywany na ortofotomapie (rys. 65) lub numerycznym modelu terenu wykonanych na podstawie danych pozyskanych z nalotów z poziomu lotniczego. Opracowania takie są wykonywane dla dużych obszarów np. na zlecenie Głównego Urzędu Geodezji i Kartografii (GUGiK) i można je pozyskać, jako gotowe produkty, z serwisu www.geoportal.gov.pl.

Alternatywą do pozyskiwania zdjęć z pułapu lotniczego dla niedużych obszarów jest pozyskiwanie zdjęć z niskiego pułapu realizowany za pomocą bezzałogowego statku lotniczego BSL z wbudowaną kamerą cyfrową (rys. 66).

Naloty bezzałogowym statkiem powietrznym są szybkie, tanie, bezpieczne i co najważniejsze, aktualne (np. na dzień wykonywania badań geofizycznych).



Rys. 64. Przykładowa chmura punktów



Rys. 65. Przykładowa ortofotomapa (mapy.geoportal.gov.pl)



Rys. 66. Bezzałogowy statek lotniczy z wbudowaną kamerą sterowany przez operatora z poziomu kontrolera

Metodyka pomiarów w pierwszym kroku polega na zaprojektowaniu misji oraz osnowy fotogrametrycznej z punktami kontrolnymi. Trzeba wyznaczyć zakres opracowania, wysokość lotu (jest ona związana z terenowym rozmiarem piksela – im wyższy pułap tym niższa rozdzielczość), wartość pokrycia podłużnego i poprzecznego zdjęć (jest zalecane, żeby kolejne zdjęcie obejmowało 60–90% zdjęcia sąsiedniego) oraz bezpieczne miejsce startu i lądowania.

Wspólne pokrycie pomiędzy zdjęciami jest niezbędne do uzyskania wzajemnej zależności przestrzennej obiektów w terenie.

W celu prawidłowego powiązania zdjęć do wspólnego układu odniesienia jest zidentyfikowanie na zdjęciach punktów osnowy fotogrametrycznej i punktów kontrolnych. Osnową fotogrametryczną i punktami kontrolnymi mogą być punkty charakterystyczne w terenie o znanych współrzędnych lub specjalnie przygotowane znaczniki (punkty sygnalizowane) o geodezyjnie wyznaczonych współrzędnych.

Zdjęcia uzyskane z pułapu lotniczego służą do przygotowania końcowych produktów. Za pomocą skomplikowanej procedury obliczeniowej, obejmującej kolejno aerotriangulację, pomiary współrzędnych osnowy, wyrównanie bloku zdjęć i korelacje pomiędzy kolejnymi zdjęciami, jest też możliwe uzyskanie chmury punktów (rys. 67) reprezentującej



Rys. 67. Przykład gęstej chmury punktów uzyskanej z nalotu BSL

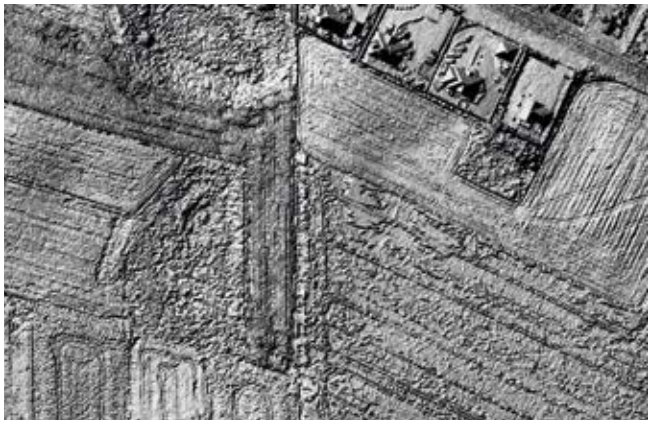
pokrycie terenu i dalsze przetworzenie tej chmury do numerycznego modelu pokrycia terenu (NMPT) lub po dokonaniu klasyfikacji do numerycznego modelu terenu (NMT) i przygotowanie ortofotomozaiki.

Większość etapów pomiarów geodezyjnych z zastosowaniem dronów, od planowania i wykonania nalotu, poprzez przetwarzanie zdjęć oraz obliczenia chmury punktów i tworzenie funkcji interpolacyjnych dla powierzchni terenu między punktami, odbywa się w dużej części automatycznie za pomocą specjalistycznego oprogramowania.

W celu wizualizacji NMPT i NMT z gęstej chmury punktów są generowane obrazy rastrowe (rys. 68). Obrazy te zajmują mniej pamięci, mają charakter ciągły i ułatwiają przeprowadzanie ewentualnych analiz przestrzennych.

Na podstawie NMT można przeprowadzić proces ortorektyfikacji modelu. Wynikiem tego jest ortoobraz w zadanym odwzorowaniu kartograficznym, które jest pozbawione zniekształceń spowodowanych deniwelacją terenu oraz charakterystyką kamery. Ortoobrazy takie można dalej łączyć, uzyskując ortofotomozaikę (rys. 69).

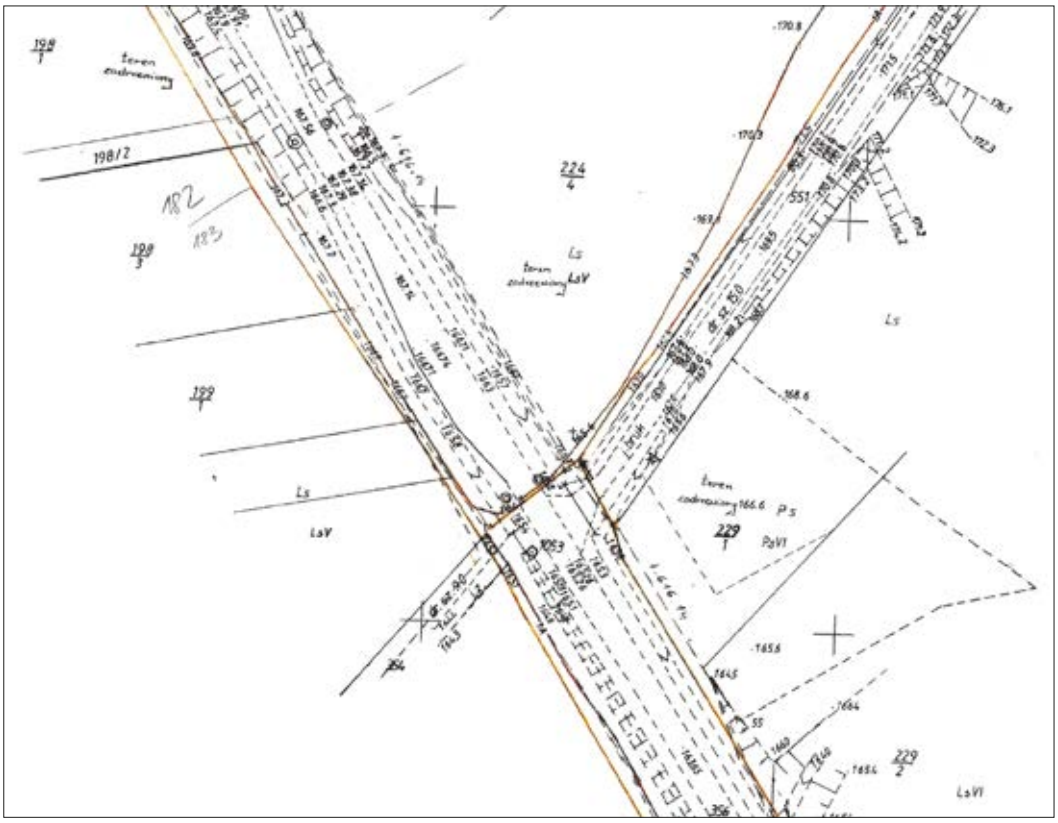
Drony przeznaczone do zadań fotogrametrycznych są wyposażone w kamery pozwalające wykonywać wysokiej jakości zdjęcia. Ponadto mają system pozycjonowania GNSS z możliwością pomiarów różnicowych RTK/RTN



Rys. 68. Fragment numerycznego modelu pokrycia terenu (NMPT) w formie rastra



Rys. 69. Przykład ortofotomozaiki wykonanej z bezzałogowego statku lotniczego



Rys. 70. Przykład rastrowej mapy analogowej

oraz jednostkę inercyjną IMU, które wspomagają proces aerotriangulacji.

6.2.8. Geodezyjne pomiary kartometryczne

Geodezyjne pomiary kartometryczne to jeden ze sposobów pozyskania danych o powierzchni terenu i jego pokryciu, mający zastosowanie przede wszystkim do materiałów archiwalnych. Pomiary kartometryczne polegają na pozyskiwaniu danych z map analogowych. Obecnie pomiary takie wykonuje się poprzez digitalizację zeskanowanych archiwalnych materiałów kartograficznych (rys. 70). W tym celu wersje papierowe należy zeskanować (ewentualnie uzyskany obraz oczyścić) i skalibrować do wykorzystywanego układu współrzędnych.

Kalibrację zeskanowanych map analogowych wykonuje się, odnajdując na mapie archiwalnej szczegóły o znanych współrzędnych i nadając te współrzędne punktom na obrazie zeskanowanym. Do prawidłowej kalibracji wybiera się punkty zlokalizowane przy krawędzi mapy archiwalnej i inne punkty równomiernie rozmieszczone w jej obrębie.

Na skalibrowanej mapie analogowej można dokonywać pomiarów lub zastosować metody digitalizacji, żeby skopiować zaznaczone elementy do innego opracowania już w formie współrzędnych lub warstw tematycznych. Geodezyjne pomiary kartometryczne są stosowane jedynie w przypadku braku danych źródłowych, z których powstała mapa. W przypadku badań geologicznych i geofizycznych tę metodę często stosuje się do pozyskania informacji o przebiegu granic geologicznych i badań archiwalnych.

6.3. ZASTOSOWANIE GEODEZYJNYCH METOD POMIAROWYCH W GEOFIZYCE INŻYNIERSKIEJ

6.3.1. Geodezyjna obsługa badań elektrooporowych

Obecnie najczęściej stosowanymi technikami badań elektrooporowych są tomografia elektrooporowa (ERT) i sondowania elektrooporowe (VES).

W przypadku badań metodą ERT, do prawidłowego przetworzenia danych terenowych konieczna jest informacja o przestrzennym położeniu elektrod pomiarowych. Elektrody są rozmieszczone równomiernie wzdłuż zadanego profilu pomiarowego, więc można przyjąć, że przy prostym ułożeniu kabla pomiarowego, odstępy między elektrodami są równe (kabel służy jako uproszczona taśma miernicza), natomiast jest konieczne określenie położenia w pionie kolejnych elektrod.

Celem obsługi geodezyjnej badań ERT jest pozyskanie współrzędnych X, Y początków i końców kabli pomiarowych, co pozwala na prawidłowe osadzenie wyników w przestrzeni oraz na wprowadzenie niezbędnych korekt dotyczących faktycznych współrzędnych płaskich kolejnych elektrod. Pomiary geodezyjne mają również na celu wyznaczenie przekroju morfologicznego wzdłuż profilu geoelektrycznego, przynajmniej w miejscach wyraźnych załamań profilu.

Pomiar geodezyjne wykonuje się głównie metodami satelitarnymi GNSS-RTK/RTN (rys. 71) uzupełnianymi w trudnym terenie tachimetrią, rzadziej niwelacją geometryczną. Zwykle, przy badaniach ERT, dokładność wyznaczenia współrzędnych płaskich (X, Y) nieprzekraczająca 0,3 m, a dokładność określenia współrzędnej wysokościowej H nieprzekraczająca 0,1 m jest całkowicie wystarczająca, chyba że badania geofizyczne są wykonywane przy małych odległościach między elektrodami. Geodezyjnie wyznacza się położenie co n-tej elektrody (zwykle pierwszej lub ostatniej) na kablu pomiarowym, a położenie poszczególnych elektrod jest określane przez domiar wycechowanym kablem pomiarowym (rzadziej taśmą miernicą).

Należy pamiętać, że zachodzi różnica pomiędzy długością ciągów mierzonych w terenie a długością ciągów mierzonych na mapie. Jest to związane z przyjętą skalą w poszczególnych odwzorowaniach geodezyjnych.

W przypadku gdy dla obszaru badań jest dostępny aktualny numeryczny model terenu o odpowiedniej dokładności, dane wysokościowe do przekroju morfologicznego można pozyskać z tego modelu.

W badaniach techniką VES należy określić lokalizację środka układu pomiarowego oraz azymut rozstawu. Informacja ta jest konieczna do prawidłowego osadzenia uzyskanego profilu opornościowego w przestrzeni. Badania VES realizuje się układem pomiarowym o długości od kilkudziesięciu do kilkuset metrów, a wyniki wprowadzają znaczące uśrednienie. Dlatego określenie położenia środka układu pomiarowego może mieć ograniczoną dokładność.



Rys. 71. Geodezyjna obsługa badań ERT metodą satelitarną GNSS-RTN

Pomiary sytuacyjne można wykonywać metodami satelitarnymi GNSS-RTK/RTN, tachimetrią, ale również za pomocą prostych technik pomiarowych – metodą ortogonalną lub metodą wcięć dokonanych za pomocą taśmy. Do określenia pozycji również wystarcza odbiornik kodowy GNSS. Do pomiarów wysokościowych można zastosować niwelację satelitarną, trygonometryczną lub geometryczną, ale wystarczającą dokładność daje również odczytanie wysokości z aktualnego NMT. Błąd usytuowania środka sondowania nie powinien przekraczać 5 m, błąd pomiaru wysokości powinien być dostosowany do skali opracowania i nie przekraczać 1,0 m, natomiast azymut można odczytać z busoli, kompasu lub mapy z dokładnością kilku stopni.

Położenie poszczególnych par elektrod w kolejnych rozstawach pomiarowych jest realizowane z zastosowaniem wycechowanego kabla pomiarowego (pełniącego rolę uproszczonej taśmy mierniczej). Inne sposoby wyznaczania pozycji elektrod są nieefektywne i w praktyce nie są stosowane.

6.3.2. Geodezyjna obsługa badań elektromagnetycznych (konduktometrycznych i georadarowych)

W przypadku badań elektromagnetycznych należy pozyskać współrzędne X, Y, H poszczególnych punktów pomiarowych w profilu lub w siatce. Dane geodezyjne są niezbędne do późniejszego przestrzennego przedstawienia wyników badań w postaci profilów lub modelu 3D. Badania elektromagnetyczne wykonuje się często z dużym zagęszczeniu przestrzennym (często z krokiem poniżej 1 m dla techniki konduktometrycznej i nawet poniżej 1 cm dla badań georadarowych). Dokładność określenia położenia powinna być więc na tyle duża, że błędy nie spowodują pomieszania poszczególnych punktów (sondowań) względem siebie na profilu. Konieczną dokładność pomiaru lokalizacji można osiągnąć albo stosując precyzyjny pomiar geodezyjny (co przy dużej szybkości pomiarów elektromagnetycznych może być problematyczne lub generować dodatkowe koszty), albo precyzyjnie określając położenie początków i końców linii pomiarowych, a pozycję poszczególnych punktów pomiarowych określać w sposób uproszczony (np. interpolacją lub stosując pomiar specjalnym kółkiem) względem początku i końca linii.

Pomiary punktów badawczych można wykonywać metodami satelitarnymi GNSS-RTK/RTN, tachimetrią lub metodą ortogonalną. Wysokości można odczytać z aktualnego numerycznego modelu terenu. Dokładność wyznaczenia współrzędnych punktów pomiarowych zależy w dużej mierze od zastosowanego kroku pomiarowego. Błąd określenia położenia początku i końca linii pomiarowych nie powinien przekraczać 0,5 m dla badań konduktometrycznych, ale dla techniki georadarowej może być konieczna wyższa precyzja. Dokładność określenia położenia początku i końca linii przekłada się na dokładność wyznaczenia pozycji pojedynczych punktów pomiarowych. Badania elektromagnetyczne często służą do wyznaczenia położenia względnie małych obiektów (instalacji podziemnych, fundamentów, zasypanych wykopów) i wyniki mogą być konieczne do późniejszego odnalezienia tych form w terenie, dlatego dokładność osadzenia punktów pomiarowych w przestrzeni ma duże znaczenie użytkowe.

Połączenie systemów pomiarowych (aparatura geofizyczna–aparatura geodezyjna) można zrealizować przez przygotowanie własnych rozwiązań technicznych (Karczewski i in., 2011) lub zastosować rozwiązania producentów sprzętu (https://www.guidelinegeo.com/mala-ground-penetrating-radar-gpr).

6.3.3. Geodezyjna obsługa badań sejsmicznych

Obecnie najczęściej stosowane metody w geofizyce inżynierskiej to sejsmiczna tomografia refrakcyjna (SRT), sondowania lub profilowania z wykorzystaniem fal powierzchniowych (głównie technika MASW) oraz prześwietlania sejsmiczne.

W przypadku badań metodą SRT, do prawidłowego przetworzenia wyników jest potrzebna informacja o przestrzennym położeniu geofonów i punktów strzałowych w terenie. W systemach pomiarowych stosowanych w geofizyce inżynierskiej geofony zwykle są rozmieszczone równomiernie wzdłuż zadanego profilu pomiarowego, chociaż coraz większą popularnością cieszą się systemy rozproszone, w którym każdy kanał pomiarowy (geofon i rejestrator jednokanałowy) są niezależne.

Celem obsługi geodezyjnej jest pozyskanie współrzędnych X, Y, H dla każdego z geofonów i każdego z punktów strzałowych. W przypadku systemów kablowych, kabel pomiarowy spełnia rolę uproszczonej taśmy mierniczej. W takiej sytuacji jest konieczne wyznaczenie położenia tylko niektórych geofonów (zwykle pierwszego i ostatniego geofonu na kablu) i określenie położenia pozostałych geofonów poprzez interpolację. W przypadku systemów rozproszonych jest konieczne określenie położenia wszystkich elementów systemu pomiarowego (geofonów i punktów strzałowych) metodami geodezyjnymi.

Pomiar wykonuje się głównie metodami satelitarnymi GNSS-RTK/RTN uzupełnianymi w trudnym terenie tachimetrią, metodą ortogonalną oraz niwelacją geometryczną. Dokładność wyznaczenia współrzędnych płaskich (X, Y) rzędu 0,3 m i rzędnej H rzędu 0,1 m jest zwykle wystarczająca dla badań sejsmicznych. Jeśli dla terenu badań jest dostępny aktualny numeryczny model terenu o odpowiedniej dokładności, dane wysokościowe można pozyskać z tego modelu.

W badaniach technikami fal powierzchniowych (np. sondowania MASW) przestrzenna lokalizacja środka układu pomiarowego oraz azymut rozstawu służą do prawidłowego osadzenia wyników (profilu prędkościowego) w przestrzeni. Przy sondowaniach technikami fal powierzchniowych układ pomiarowy ma od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów i uśrednia informację geologiczną z przestrzeni o porównywalnej średnicy. W przypadku profilowań technikami fal powierzchniowych badania powtarza się o zdefiniowany krok pomiarowy (zwykle rzędu kilku, kilkunastu metrów). Dla pojedynczych sondowań dokładność określenia lokalizacji zapewniają proste odbiorniki kodowe GNSS, chyba że sondowanie jest wykonywane na ograniczonej przestrzennie formie terenu (np. na

nasypie, wale przeciwpowodziowym itp.). W takiej sytuacji dokładność musi być dostosowana raczej do wielkości obiektu, niż do zastosowanej techniki pomiarów geofizycznych. W przypadku profilowań krok pomiarowy odmierza się zwykle taśmą, a dokładniejsze metody określania położenia stosuje się np. na początku i końcu linii pomiarowej. Pomiary sytuacyjne można wykonywać metodami satelitarnymi GNSS-RTK/RTN, tachimetrią, metodą ortogonalną lub metodą wcięć. Do pomiarów wysokościowych można zastosować niwelację satelitarną, trygonometryczną lub geometryczną, ale zwykle wystarczające jest odczytanie wysokości z aktualnego NMT. Błąd usytuowania środka rozstawu nie powinien przekraczać 0,3 m, współrzędna wysokościowa H powinna być wyznaczana z dokładnością do 0,1 m. Azymut można odczytać z busoli, kompasu lub mapy z dokładnością kilku stopni. Poszczególne geofony są wyznaczane z zastosowaniem wycechowanego kabla pomiarowego lub taśmy mierniczej rozłożonej pomiędzy początkiem i końcem kabla pomiarowego.

W technice prześwietleń sejsmicznych informacja o odległości pomiędzy odbiornikami (geofonami, hydrofonami) a poszczególnymi punktami strzałowymi ma zasadnicze znaczenie dla prawidłowego przetwarzania danych, a błąd określenia dystansu liniowo wpływa na błąd uzyskanego modelu prędkościowego. Pojawia się dodatkowa potrzeba precyzyjnego określenia odległości pomiędzy poszczególnymi geofonami i punktami strzałowymi. Rozmieszczenie punktów strzałowych i odbiorników w technice prześwietlań może być arbitralne, dlatego często jest konieczne określenie lokalizacji dla każdego z elementów oddzielnie. Rozstawy geofonów (hydrofonów) w prześwietleniach mogą mieć różną wartość. Błąd wyznaczenia długości promienia sejsmicznego (linia pomiędzy punktem strzałowym a odbiornikiem) nie powinien przekraczać wartości 1% mierzonego odcinka, co definiuje konieczną precyzję pomiarów geodezyjnych.

Metody precyzyjnego pozycjonowania GNSS-RTK/RTN można używać, jeśli odległości pomiędzy geofonami i punktami strzałowymi są większe lub równe 5,0 m (rys. 72). W przypadku, jeśli odległości są mniejsze niż 5,0 m lub prześwietlania są wykonywane w budynkach, wówczas należy korzystać z metody tachimetrycznej lub domiarów ortogonalnych z niwelacją geometryczną. W szczególnych przypadkach zaleca się stosowanie naziemnego skaningu laserowego wykonującego pomiary o dokładności milimetrowej. Przy wykonywaniu prześwietlań sejsmicznych z wykorzystaniem otworów wiertniczych, do określenia położenia elementów układu pomiarowego stosuje się, poza podstawowymi metodami geodezyjnymi, specjalne inklinometry. Pomiar krzywizny otworu (nachylenia i kierunku zapadania) pozwala na skorygowanie położenia elementów układu pomiarowego także poniżej powierzchni terenu.

6.3.4. Geodezyjna obsługa badań grawimetrycznych

W geofizyce inżynierskiej badania grawimetryczne są wykonywane jako zdjęcie mikrograwimetryczne lub jako zdjęcie szczegółowe. W zdjęciu mikrograwimetrycznym



Rys. 72. Obsługa geodezyjna prześwietleń sejsmicznych na zaporze betonowej

odległość między punktami badawczymi jest mniejsza niż 10 m, natomiast w zdjęciu szczegółowym odległość między punktami wynosi 10–200 m.

W przypadku badań grawimetrycznych szczególne znaczenie ma precyzja pomiaru wysokości, precyzja pomiaru sytuacyjnego nie jest tak kluczowa. Lokalizacja przestrzenna punktu pomiarowego służy do określenia kluczowych poprawek w procesie przetwarzania. Zalecana dokładność pomiaru wysokości w mikrograwimetrii to 0,02 m, natomiast dla współrzędnych poziomych to 0,3 m. Pomiary wysokościowe o oczekiwanej dokładności mogą być realizowane metodą niwelacji geometrycznej lub ewentualnie niwelacji trygonometrycznej. Niwelacja satelitarna, ze względu na małą dokładność i charakter modelu geoidy użytej do obliczania wysokości, nie jest zalecana do określania wysokości przy pomiarach grawimetrycznych (mikrograwimetrycznych).

Pomiary sytuacyjne mogą być wykonywane metodami satelitarnymi GNSS-RTK/RTN, tachimetrią lub metodą ortogonalną. Dokładność wyznaczenia współrzędnych punktów pomiarowych nie powinna przekraczać 0,3 m.

W badaniach grawimetrycznych uwzględnia się wpływ otaczającej rzeźby terenu (w tym np. oddziaływanie grawitacyjne pobliskich gór) w postaci poprawki topograficznej. Do konstrukcji tej poprawki wykorzystuje się dane pochodzące z numerycznych modeli terenu.

6.3.5. Geodezyjna obsługa badań magnetycznych

W przypadku badań magnetycznych należy pozyskać współrzędne X, Y, H poszczególnych punktów pomiarowych w profilu lub w siatce. Dane geodezyjne są niezbędne do późniejszego przestrzennego przedstawienia wyników badań w postaci profilów lub modelu, odniesienia uzyskanych wyników do globalnego modelu pola magnetycznego (tzw. pole normalne) oraz uwzględnienia poprawek wysokościowych.

Pomiary punktów badawczych można wykonywać metodami satelitarnymi GNSS-RTK/RTN, tachimetrią lub metodą ortogonalną. Wysokości można też odczytać z aktualnego numerycznego modelu terenu. Dokładność wyznaczenia współrzędnych punktów pomiarowych zależy od zastosowanego kroku pomiarowego. Zwykle przy badaniach magnetycznych błąd nieprzekraczający 0,5 m jest satysfakcjonujący, jednak w przypadkach, gdy badania magnetyczne wykorzystywane są do poszukiwania niewybuchów, może być konieczna większa precyzja lokalizacji.

6.4. METODY I ŹRÓDŁA POZYSKIWANIA DANYCH ORAZ OPRACOWAŃ GEODEZYJNYCH

Dane geodezyjne są przechowywane w państwowym zasobie geodezyjnym i kartograficznym. Dla obszaru całego kraju, w systemie teleinformatycznym, prowadzone są bazy danych informacji przestrzennej, obejmujące tematyczne bazy danych. Bazy te zawierają informacje dotyczące:

- państwowego rejestru podstawowych osnów geodezyjnych, grawimetrycznych i magnetycznych;
- ewidencji gruntów i budynków (katastru nieruchomości);
- geodezyjnej ewidencji sieci uzbrojenia terenu;
- państwowego rejestru granic i powierzchni jednostek podziałów terytorialnych kraju;
- państwowego rejestru nazw geograficznych;
- ewidencji miejscowości, ulic i adresów;
- rejestru cen nieruchomości;
- obiektów topograficznych o szczegółowości zapewniającej tworzenie standardowych opracowań kartograficznych w skalach 1 : 10 000–1 : 100 000, w tym kartograficznych opracowań numerycznego modelu rzeźby terenu;
- obiektów ogólnogeograficznych, o szczegółowości zapewniającej tworzenie standardowych opracowań kartograficznych w skalach 1 : 25 0000 i mniejszych, w tym kartograficznych opracowań numerycznego modelu rzeźby terenu;
- szczegółowych osnów geodezyjnych;
- zobrazowań lotniczych i satelitarnych oraz ortofotomapy i numerycznego modelu terenu;
- obiektów topograficznych o szczegółowości zapewniającej tworzenie standardowych opracowań kartograficznych w skalach 1 : 500–1 : 5000.

Bazy te są na bieżąco aktualizowane. Standardowymi opracowaniami kartograficznymi, tworzonymi na podstawie odpowiednich zbiorów danych zawartych w tych bazach są:

- mapy ewidencyjne w skalach: 1 : 500, 1 : 1000, 1 : 2000, 1 : 5000;
- mapy zasadnicze w skalach: 1 : 500, 1 : 1000, 1 : 2000, 1 : 5000;
- mapy topograficzne w skalach: 1 : 10 000, 1 : 25 000, 1 : 50 000, 1 : 100 000;
- mapy ogólnogeograficzne w skalach: 1 : 250 000, 1 : 500 000, 1 : 1 000 000.

Dane oraz opracowania geodezyjne można nabyć w centralnym, wojewódzkim lub powiatowym zasobie geodezyjnym i kartograficznym.

W państwowym zasobie geodezyjnym i kartograficznym można też uzyskać dostęp do usług systemu ASG-EUPOS.

Niektóre dane oraz opracowania geodezyjne można pozyskać za pośrednictwem portalu internetowego PZGiK (https://pzgik.geoportal.gov.pl/imap/).

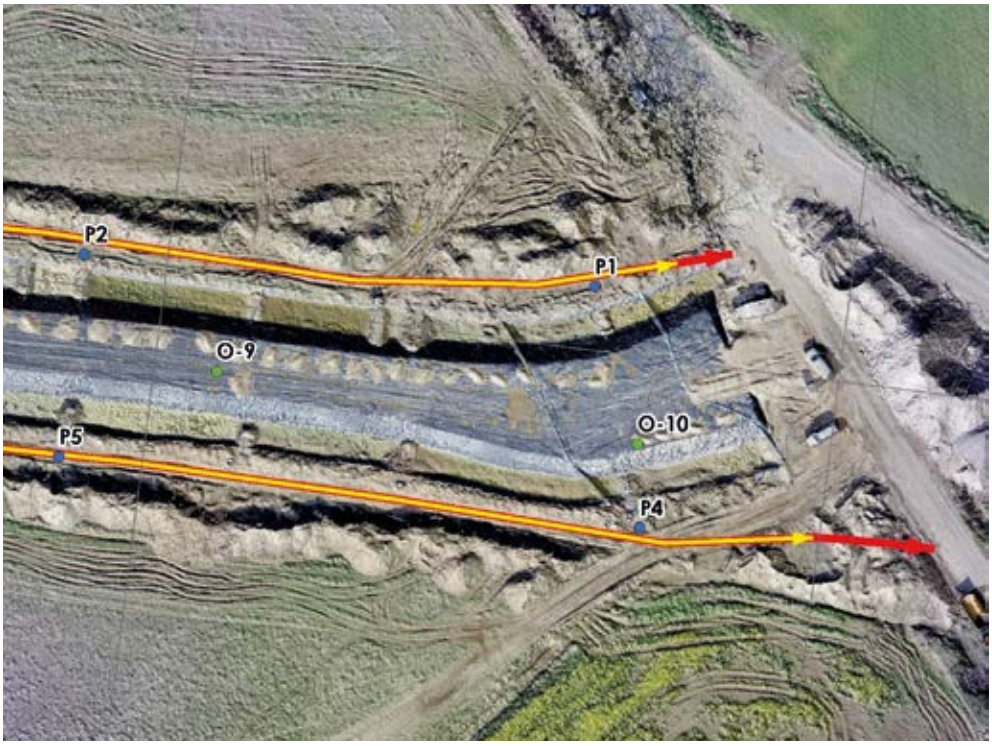
Część danych i opracowań jest dostępna bezpłatnie (lista znajduje się na stronie http://www.gugik.gov.pl/pzgik/inne-dane-udostepniane-bezplatnie). Materiały te można pobrać za pośrednictwem strony internetowej https://mapy.geoportal.gov.pl, korzystając z zakładki „dane do pobrania" za pomocą usługi WMS, rastrów, zbiorów tabelarycznych itp.

Część z danych gromadzonych w powiatowych zasobach geodezyjnych i kartograficznych jest udostępniana przez Internet w specjalnych przeglądarkach (rys. 73). Nie istnieje jednak spójny system dostępu do wszelkich danych przestrzennych z zasobów powiatowych, a możliwości dostępu i pobierania zmieniają się znacznie w zależności od powiatu.

Pozyskane dane i opracowania geodezyjne (np. mapy topograficzne, mapy zasadnicze, numeryczne modele terenu) są stale aktualizowane, jednak aktualizacja ta nie następuje natychmiastowo. Szczególnie, w przypadku prowadzenia badań na placach budowy, aktualność tych opracowań i danych należy zweryfikować w terenie. Czasami jest konieczne zaktualizowanie danych geodezyjnych we własnym zakresie pomiarem uzupełniającym lub nawet wykonanie własnego opracowania (np. przez wykonanie aktualnego na dzień pomiarów NMT za pomocą drona). Nowe lub zaktualizowane materiały mogą służyć jako podkład geodezyjny i kartograficzny do wykonywania map dokumentacyjnych lub tematycznych w geofizycznych dokumentacjach projektowych oraz dokumentacjach wynikowych (rys. 74).



Rys. 73. Wizualizacja baz danych powiatowego zasobu geodezyjnego i kartograficznego na przykładzie powiatu warszawskiego zachodniego (https://webewid.pwz.pl/e-uslugi/portal-mapowy)



Rys. 74. Mapa dokumentacyjna (fragment) badań geofizycznych na podkładzie kompilacji NMT i ortofotomozaiki

7. PRAKTYCZNE ASPEKTY DOKUMENTOWANIA BADAŃ GEOFIZYKI INŻYNIERSKIEJ

Badania geofizyki inżynierskiej umożliwiają udzielenie odpowiedzi na stawiane pytania i problemy, np.:

- Jaka jest litologia warstw budujących podłoże?
- W jaki sposób są położone w przestrzeni granice warstw gruntów i skał?
- Jaka jest zmienność litologii warstw podłoża i przebiegu ich granic?
- Jakie są parametry sprężystości gruntów i skał stwierdzonych w podłożu?
- Jakie są parametry elektryczne gruntów i skał występujących w podłożu?
- Czy w podłożu występują pustki lub strefy rozluźnione pochodzenia naturalnego i antropogenicznego?
- Jakie są warunki hydrogeologiczne, szczególnie na jakiej głębokości położone są warstwy wodonośne?
- Czy w podłożu występują obiekty antropogeniczne w tym obiekty infrastruktury podziemnej, niezewidencjonowane, stare konstrukcje lub inne przeszkody?
- Czy w podłożu występują grunty antropogeniczne?

Odpowiedzi na postawione powyżej pytania, często bardziej precyzyjne niż z zastosowaniem metod geofizycznych, można uzyskać stosując metody bezpośrednie – wiercenia, sondowania mechaniczne, czy badania pobranych próbek gruntów i skał. Co więcej, zakres informacji uzyskiwanych z badań bezpośrednich jest o wiele szerszy niż tych, które można uzyskać, stosując metody geofizyczne określające zwykle wartość jednego parametru fizycznego.

Co zatem wyróżnia badania geofizyczne i jaka jest korzyść z zastosowania kolejnej grupy narzędzi do badań podłoża budowlanego? W przypadku badań bezpośrednich uzyskuje się dokładne, ale punktowe informacje na temat podłoża budowlanego. Natomiast w przypadku bezinwazyjnych badań geofizycznych, ilość pomiarów, rozumianych jako punkty w przestrzeni z określoną wartością mierzonego parametru fizycznego, jest tak duża, że pozwala na utworzenie dyskretnego modelu zmienności parametrów, o takiej gęstości, że może być traktowany jako model ciągły (rys. 75). Wykorzystanie takiego modelu pozwala na korelację z danymi z badań inwazyjnych.

Drugim istotnym wyróżnikiem badań geofizycznych jest fakt, że większość wykorzystywanych metod to metody nieinwazyjne. Badania zwykle prowadzi się z powierzchni terenu, ingerencja w podłoże jest bardzo mała i całkowicie odwracalna, a same badania wykonuje się zazwyczaj stosunkowo szybko. Cechy te sprawiają, że badania geofizyczne stosuje się jako pierwsze, określając w zarysie budowę geologiczną oraz wyznaczając strefy występowania zmienności mierzonych parametrów (podstawowe badania geofizyczne). Tak uzyskana informacja może być wykorzystana do projektowania lokalizacji, głębokości i zagęszczenia badań bezpośrednich, które są konieczne do rozpoznania budowy geologicznej badanego obszaru. Na kolejnych etapach rozpoznania podłoża, badania geofizyczne są wykonywane na wybranych odcinkach lub fragmentach badanego terenu, zazwyczaj w miejscach występowania anomalii geofizycznych (uzupełniające badania geofizyczne).

Należy zaznaczyć, że badania geofizyki inżynierskiej nie mogą zastąpić badań bezpośrednich, a są jedynie ich uzupełnieniem szczególnie w zakresie rozpoznania zmienności przestrzennej budowy geologicznej, wyznaczania granic warstw litologicznych między wierceniami i często uzupełniają badania bezpośrednie o informacje dotyczące strefy głębszej, w której nie prowadzi się już badań bezpośrednich.

W związku z powyższym, badania geofizyki inżynierskiej zaleca się dokumentować, stosując, zmodyfikowany na ich potrzeby, schemat postępowania wykorzystywany w dokumentowaniu badań podłoża budowlanego (Wytyczne..., 2019a) oraz w dokumentowaniu warunków geologiczno-inżynierskich (Majer i in., 2018) (rys. 76).

Prace dokumentacyjne rozpoczynają się od określenia celu badań geofizycznych. Następnie konieczne jest zebranie dostępnych danych archiwalnych oraz przeprowadzenie wizji terenowej. Posiadając informacje o celu badań geofizycznych oraz dane dotyczące budowy geologicznej i zagospodarowania terenu, można odpowiednio zaprojektować badania geofizyczne, w tym dobrać optymalną metodę/metody badań, technikę badań, zakres i metodykę. Efekty tych prac przedstawia się w Programie badań geofizycznych (PBGf) i na jego podstawie wykonuje się badania geofizyczne w terenie. Po etapie projektowo-wykonawczym należy przystąpić do przetwarzania, modelowania i interpretacji wyników badań geofizycznych, które umieszcza się w Dokumentacji z badań geofizycznych (DBGf). Wszystkie efekty prac dokumentacyjnych, w celu przyszłego dostępu, powinny być archiwizowane i gromadzone w odpowiednio do tego przygotowanym miejscu (np. na serwerze, na dysku komputera wraz z kopią na zewnętrznym nośniku danych, w segregatorze). Schemat dokumentowania badań geofizycznych na potrzeby geologii inżynierskiej pokazano na rysunku 76.

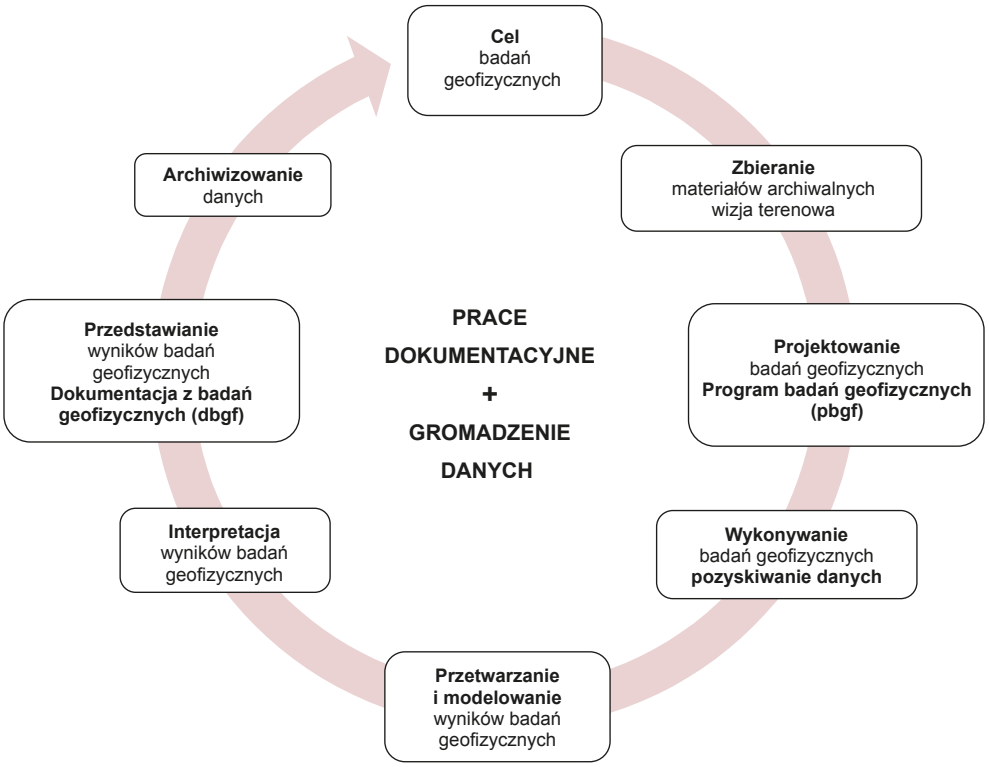


a) obraz z jednego wiercenia b) obraz z kilku wierceń



c) obraz z badań geofizycznych i wierceń

Rys. 75. Obraz uzyskiwany na podstawie wyników wierceń i badań geofizycznych



Rys. 76. Etapy dokumentowania badań geofizycznych na potrzeby geologii inżynierskiej (Majer i in., 2018; Wytyczne..., 2019a, zmienione)

7.1. UWARUNKOWANIA PRAWNE I NORMALIZACJA BADAŃ GEOFIZYKI INŻYNIERSKIEJ

7.1.1. Uwarunkowania prawne dotyczące geofizyki inżynierskiej

Badania z zakresu geofizyki inżynierskiej w rozumieniu definicji przedstawionej w rozdziale 2 nie są wyszczególnione jako odrębna kategoria w aktach prawnych i nie ma do nich bezpośredniego odniesienia w ustawie Prawo geologiczne i górnicze (ustawa pgg). Ustawa pgg podaje definicje jedynie badań geofizycznych prowadzonych w celu zbadania struktur geologicznych związanych z występowaniem złóż węglowodorów oraz odnosi się bezpośrednio do badań geofizycznych na obszarach morskich, a także do kwalifikacji do wykonywania badań sejsmicznych, geofizyki wiertniczej oraz czynności geofizyka górniczego.

Z uwagi na definicję (ustawa pgg) roboty i pracy geologicznej oraz bezinwazyjny charakter badań geofizyki inżynierskiej (tj. badań z wyłączeniem badań geofizycznych dla złóż węglowodorów), nie są one traktowane jako czynności wykonywane poniżej powierzchni terenu, w związku z czym nie są, w większości przypadków, kwalifikowane jako roboty geologiczne, zatem nie wymagają opracowania projektu robót geologicznych. Wyjątki od tej zasady obejmują trzy poniższe przypadki badań geofizyki inżynierskiej, ale tylko wówczas, gdy można je zakwalifikować jako prace geologiczne. Są to:

– badania geofizyczne otworowe;
– badania geofizyczne wykonywane za pomocą środków strzałowych;
– badania geofizyczne wykonywane na obszarach morskich.

Innymi słowy, przykładowo – jeśli badania geofizyczne wykonywane na obszarach morskich nie są pracą geologiczną (służą np. wyłącznie identyfikacji niewybuchów) lub są badaniami archeologicznymi, można przyjąć, że w takim przypadku projekt robót nie jest wymagany.

Należy jednak pamiętać, że w Rozporządzeniu w sprawie szczegółowych wymagań dotyczących projektów robót geologicznych (…), wymaga się, żeby w projekcie robót geologicznych podać charakterystykę i uzasadnienie zakresu oraz metod zamierzonych badań geofizycznych oraz ich lokalizację. Zapis ten można interpretować w następujący sposób, w przypadku, gdy badania geofizyczne są częścią prac geologicznych w rozumieniu ustawy pgg (np. mają służyć ocenie warunków geologiczno-inżynierskich), w projekcie robót należy zawrzeć informacje dotyczące planowanych badań geofizycznych. Należy zwrócić uwagę, że na etapie zatwierdzania projektów robót i dokumentacji geologiczno-inżynierskiej, organy administracji geologicznej różnie interpretują ten zapis. Jednak, biorąc pod uwagę dobrą praktykę dokumentowania, sporządzając projekt robót geologicznych, a następnie dokumentację geologiczno-inżynierską w celu ustalenia warunków geologiczno-inżynierskich, dobrze jest umieścić w nich zakres i lokalizację projektowanych/wykonanych badań geofizyki inżynierskiej.

W przypadku ustawy Prawo budowlane i rozporządzenia w sprawie ustalania geotechnicznych warunków posadawiania obiektów budowlanych, badania geofizyczne są wymienione jako dodatkowe badania rozszerzające zakres badań geotechnicznych, w zależności od potrzeb (zakres dostosowany do stopnia skomplikowania warunków gruntowych i specyfiki obiektu, jednak nie definiuje jednoznacznie zakresu badań geofizycznych).

W trakcie badań geofizycznych często dochodzi do wejścia na teren prywatny niebędący własnością zamawiającego badania. Kwestie prawa własności nieruchomości i nieruchomości rolnych regulują zapisy Kodeksu Cywilnego. W przypadku nieruchomości nieogrodzonej, dopóki właściciel nieruchomości nie poinformuje o żądaniu opuszczenia nieruchomości (osobiście, przez rozmieszczenie stosownych informacji, ogrodzenie), można przypuszczać, że wyraża zgodę na wejście na nieruchomość. Pomimo tego, że badania geofizyczne są nieinwazyjne, należy liczyć się z odmową wstępu na nieruchomość (także nieogrodzoną) lub żądaniem jej opuszczenia, a niewykonanie takiego żądania jest obarczone sankcją karną w kodeksie karnym, postępowanie jest prowadzone wyłącznie z powództwa prywatnego. W związku z powyższym dobrą praktyką przy wykonywaniu badań geofizycznych jest otrzymanie zgód na wstęp na nieruchomości przed wykonaniem badań.

Zasady prowadzenia badań geofizycznych nie są normowane szczególnymi przepisami prawa. W zależności od rodzaju i lokalizacji wykonywanych badań geofizycznych, osoby je prowadzące powinny przestrzegać odpowiednich przepisów ogólnych oraz zasad bezpieczeństwa i higieny pracy, a także wynikających ze specyfiki stosowanej aparatury, szczególnie, że w wielu przypadkach wykonywanie badań wiąże się z wykorzystaniem prądu o wysokim natężeniu lub wysokoenergetycznych źródeł udarowych.

Do 2015 r., przed zmianą ustawy pgg, badaniami geofizycznymi mogły kierować osoby posiadające kwalifikacje geologiczne kategorii IX lub X lub uprawnienia geologiczne CUG 09, CUG 10 albo osoby świadczące usługi transgraniczne mającą uznane kwalifikacje w zakresie geologii. Pierwotne zapisy ustawy pgg dotyczące uprawnień do projektowania, wykonywania i dokumentowania badań geologicznych zostały zmienione ustawą o zmianie ustaw regulujących warunki dostępu do wykonywania niektórych zawodów. W obecnej chwili kierowanie i wykonywanie prac geologicznych polegających na wykonywaniu badań geofizycznych innych niż badania sejsmiczne i geofizyki otworowej nie wymagają posiadania kwalifikacji w zawodzie geologa. Ustawodawca postawił wymóg posiadania kwalifikacji jedynie przy *kierowaniu i wykonywaniu w terenie badań sejsmicznych i geofizyki wiertniczej, także przy użyciu środków strzałowych, wraz z projektowaniem i dokumentowaniem tych badań*, co może nasuwać wątpliwości interpretacyjne, czy dla wykonywania badań z zakresu

sejsmiki inżynierskiej są wymagane kwalifikacje geologiczne kategorii IX.

Dotychczasowa praktyka stosowania przepisów ustawy pgg przez organy administracji geologicznej (zarówno przed i po wprowadzeniu opisanych zmian) wskazuje, że badania z zakresu sejsmiki inżynierskiej nie są traktowane tak samo jak badania sejsmiki poszukiwawczej (badania sejsmiczne w rozumieniu ustawy pgg). Należy jednak zwrócić uwagę na nieścisłość sformułowań przepisów, ponieważ granica pomiędzy badaniami sejsmiki inżynierskiej i sejsmiki poszukiwawczej jest wysoce płynna. Obie metody mogą wykorzystywać te same techniki i źródła fal, a nawet częściowo pokrywać ten sam zakres głębokości. Jedyne, co odróżnia te dwa terminy, to cel geologiczny. Badania sejsmiki poszukiwawczej mają na celu rozpoznanie formacji geologicznych potencjalnie zawierających kopaliny, w tym objęte własnością górniczą, podczas gdy badania sejsmiki inżynierskiej mają na celu rozpoznanie parametrów sprężystości ośrodka gruntowo-skalnego. Kolejną przesłanką dla przyjęcia takiego podziału jest wprowadzona od 1 stycznia 2015 r. w ustawie pgg definicja badań geofizycznych, ale ograniczona do przypadków badań struktur geologicznych związanych z występowaniem złóż węglowodorów (art. 6 ust. 1c). Zapis ten ujawnia intencje ustawodawcy. Badania geofizyczne stosowane do badań i rozpoznania struktur związanych ze złożami węglowodorów stanowią szczególną kategorię badań geofizycznych, do których stosowane są przede wszystkim metody sejsmiki poszukiwawczej i geofizyki wiertniczej (karotażu). Można tę intencję przełożyć na zakres stosowania kwalifikacji geologicznych kategorii IX, która obejmuje badania sejsmiczne i geofizyki otworowej (badania sejsmiki poszukiwawczej i karotażu, czyli badania geofizyczne w rozumieniu art. 6 ust. 1c ustawy pgg), natomiast prowadzenie innych badań geofizycznych, w tym badań geofizyki inżynierskiej (poza ww. wyjątkami) nie wymaga posiadania kwalifikacji geologicznych. Interpretacja powyższa znalazła potwierdzenie w opinii organu administracji geologicznej, który wskazał, że w badaniach geologiczno-inżynierskich również stosuje się metody geofizyczne bazujące na zjawiskach fizycznych, tj. rozchodzeniu się fal sejsmicznych, co w przypadku badań sejsmicznych służących do rozpoznania budowy głębokiego podłoża. Dlatego, biorąc pod uwagę cel wykonywania badań geofizycznych, czyli dostarczenie danych potrzebnych do określania warunków geologiczno-inżynierskich, należy przyjąć, że do wykonywania płytkich prac geofizycznych (w tym również tych, które wykorzystują zjawisko rozchodzenia się fal sejsmicznych) nie jest wymagane posiadanie stwierdzonych kwalifikacji geologicznych kategorii IX. Powyższe można odnieść zarówno do badań geofizycznych wykonywanych na lądzie, jak i w obrębie obszarów morskich.

7.1.2. Normalizacja badań geofizyki inżynierskiej

Polski Komitet Normalizacyjny (PKN) nie wprowadził do katalogu Polskich Norm norm w zakresie badań geofizycznych do celów badań geologiczno-inżynierskich lub geotechnicznych. Polska Norma PN-EN 1997-2 (Eurokod 7 Projektowanie geotechniczne, część 2: Rozpoznanie i badania podłoża gruntowego) jedynie wymienia badania geofizyczne, jako jedną z grup metod badawczych badań polowych możliwych do stosowania na etapie badań do celów projektowych. Eurokod 7 nie definiuje ani zakresu badań geofizycznych, ani tym bardziej metodyki tych badań, wymienia jedynie cztery przykładowe typy badań w sposób nieusystematyzowany i wspomina badania aerogeofizyczne (w Polsce bardzo rzadko dotychczas wykonywane) jako badania, które wśród innych informacji, mogą być potencjalnie wykorzystane do sporządzenia ogólnego programu badań.

Obecnie przygotowywana nowa wersja Eurokodu 7 (prEN 1997-2:2022 (E)) przewiduje opracowanie norm z zakresu badań geofizycznych w celu rozpoznania podłoża budowlanego.

W roboczej wersji normy prEN 1997-2:2022 (E) wskazano metody badań geofizycznych stosowane do rozpoznania badań podłoża oraz podano parametry otrzymywane w efekcie badań geofizycznych i zastosowania korelacji. Norma prEN 1997-2:2022 (E) wskazuje, że badania geofizyczne powinny być używane do identyfikacji:

– warunków gruntowych (stratygrafii, litologii, poziomej zmienności, stref wietrzenia kawern);
– przeszkód w podłożu, które mogą oddziaływać na wykonywane roboty geotechniczne;
– warunków wodnych;
– parametrów do oszacowania wartości porowatości, współczynnika filtracji oraz sztywności.

Przy czym wyniki badań geofizycznych powinny być analizowane wspólnie z innymi wynikami badań bezpośrednich (wierceń, sondowań).

W tabelach 8–10 podano badania, które norma prEN 1997-2:2022 (E) wskazuje do bezpośredniego lub pośredniego określania prędkości rozchodzenia się fal sejsmicznych w ośrodku gruntowo-skalnym, na podstawie których można określić m.in. moduł ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń G_0.

Tabela 11, zaadaptowana z normy ASTM D6429, zawiera ogólny przegląd zastosowań metod geofizycznych do rozwiązywania problemów inżynierskich i środowiskowych, które mogą być przydatne w doborze metod badań do celu badań geofizycznych.

Tabela 8

Badania geofizyczne na potrzeby bezpośredniego określania prędkości rozchodzenia się fal sejsmicznych w ośrodku gruntowo-skalnym (na podstawie prEN 1997-2:2022 (E); zmodyfikowane, dodane tłumaczenie w jęz. polskim oraz kolumna „poziom ufności")

Property Właściwości	Test Badanie	Standard Norma	Poziom ufności
Shear wave velocity (*Vs*) Prędkość fali poprzecznej (*Vs*)	Cross-Hole Test międzyotworowe prześwietlania sejsmiczne, CH	ASTM D4428/D4428M**	wysoki
	Down-Hole Test Pionowe profilowania sejsmiczne, DH	ASTM D7400**	wysoki
	P-S suspension logging test otworowe pomiary sejsmiczne fali P, fali S, PSL	–	średni
	Seismic Refraction sejsmika refrakcyjna	ASTM D5777**	niski
	Seismic Cone Penetration Test SCPT/SCPTU badanie sondą statyczną z modułem sejsmicznym SCPT/SCPTU	–	wysoki
	Seismic Flat Dilatometer Test badanie dylatometrem płaskim z modułem sejsmicznym SDMT	–	wysoki
	Seismic Pre-Bored Pressiometer SPBP badanie presjometrem z modułem sejsmicznym wymagające wstępnego wiercenia SPBP	–	wysoki
	Surface Wave Methods* metody fal powierzchniowych	–	średni
Compressional wave velocity (*Vp*) Prędkość fali podłużnej (*Vp*)	Cross-Hole Test międzyotworowe prześwietlania sejsmiczne, CH	ASTM D4428/ D4428M**	wysoki
	Down-Hole Test pionowe profilowania sejsmiczne, DH	ASTM D7400**	wysoki
	P-S suspension logging test otworowe pomiary sejsmiczne fali P, fali S, PSL	–	średni
	Seismic Refraction sejsmika refrakcyjna	ASTM D5777*	niski
	Seismic Reflection sejsmika refleksyjna	ASTM D7128**	niski

* Obejmują metody geofizyczne opierające się na spektralnej analizie rozchodzenia się fal powierzchniowych (fale: Rayleigh, Love, Stoneley), takie jak: SASW (ang. *spectral analysis of surface waves* analiza spektralna fal powierzchniowych), CSWS (ang. *continuous surface waves system* ciągła analiza fal powierzchniowych), MASW (ang. *multichanell analysis of surface waves* wielokanałowa analiza fal powierzchniowych), CSSW (ang. *continuous source surface waves*ciągłe źródło fal powierzchniowych), AVA (ang. *ambient vibration analysis* analiza drgań otoczenia)

** Obecnie dla tych metod nie ma opracowanych norm EN lub ISO

Tabela 9

Sondowania na potrzeby pośredniego określania prędkości rozchodzenia się fal sejsmicznych w ośrodku gruntowo-skalnym (na podstawie prEN 1997-2:2022 (E); dodane tłumaczenie w jęz. polskim oraz kolumna „poziom ufności")

Property Właściwość	Test Badanie	Standard Norma	Poziom ufności
Shear wave velocity (*Vs*) Prędkość fali poprzecznej (*Vs*)	Cone Penetration Test CPT/CPTU badanie sondą statyczną CPT/CPTU	EN ISO 22476-1	niski
	Standard Penetration Test SPT badanie sondą cylindryczną SPT	EN ISO 22476-3	niski
	Ménard Pressiometer MPM badanie presjometrem Menarda MPM	EN ISO 22476-4	niski
	Pre-Bored Pressiometer PBP badanie presjometrem wymagające wstępnego wiercenia PBP	EN ISO 22476-5	niski
	Self-Boring Pressuremeter SBP badanie presjometrem samowiercącym SBP	EN ISO 22476-6	niski
	Full Displacement Pressiometer FDP badanie presjometrem zagłębianym z pełnym przemieszczeniem FDP	EN ISO 22476-8	niski
	Flat Dilatometer Test DMT badanie dylatometrem płaskim DMT	EN ISO 22476-11	niski

Tabela 10

Badania laboratoryjne na potrzeby laboratoryjnego określania prędkości rozchodzenia się fal sejsmicznych w próbkach gruntów/skał (na podstawie prEN 1997-2:2022 (E); dodane tłumaczenie w języku. polskim oraz kolumna „poziom ufności")

Property Właściwość	Test Badanie	Standard Norma	Poziom ufności
Shear wave velocity (*Vs*) Prędkość fali poprzecznej (*Vs*)	Resonant column tests RC badanie w kolumnie rezonansowej (zmodyfikowanej)	ASTM D4015	wysoki
	Bender elements BE badanie Bender Elements	ASTM D8295	średni do wysokiego

Tabela 11

Dobór metod geofizycznych do zastosowań inżynierskich na podstawie wytycznych ASTM D6429 (Coe i in., 2018; dodane tłumaczenie w języku polskim)

Application Zastosowanie		Seismic Sejsmiczne		Electrical Geoelektryczne			Electromagnetic Elektromagnetyczne			Other techniques Inne metody				
		Refraction refrakcyjne	Reflection refleksyjne	D.C. potencjału elektrycznego	I.P./Complex polaryzacji wzbudzonej/ złożone	Refraction refrakcyjne	Reflection refleksyjne	D.C. potencjału elektrycznego	I.P./Complex polaryzacji wzbudzonej/ złożone	Refraction refrakcyjne	Reflection refleksyjne	D.C. potencjału elektrycznego	I.P./Complex polaryzacji wzbudzonej/ złożone	Gravity grawimetryczne
Natural Conditions Warunki naturalne	Soil/Unconsolidated Strata grunt/warstwa nieskonsolidowana	A	B	A	–	–	B	A	B	–	–	A	–	–
	Rock Strata warstwa skał	B	A	–	–	–	–	–	–	–	–	B	–	–
	Depth to Bedrock głębokość do podłoża skalnego	A	A	B	–	–	B	B	B	–	–	A	–	B
	Depth to Water Table głębokość do zwierciadła wód podziemnych	A	A	B	–	–	B	B	B	–	–	A	–	–
	Fractures and Fault Zones spękania i strefy uskokowe	B	B	B	–	–	A	B	A	–	–	A	–	B
	Voids/Sinkholes pustki i leje krasowe	B	–	B	–	–	A	–	–	–	–	A	–	A
	Soil and Rock Properties właściwości gruntu i skał	A	–	A	–	–	A	–	–	–	–	–	–	–
	Dam/Lagoon Leakage wyciek z zapory/ zbiornika wodnego	–	–	B	–	A	B	–	–	–	–	B	–	–
Inorganic Contaminants Zanieczyszczenia nieorganiczne	Landfill składowisko odpadów	–	–	A	–	–	A	A	B	–	–	B	–	–
	Saltwater intrusion intruzja wód zasolonych	–	–	A	–	–	A	A	B	–	–	B	–	–
	Soil Salinity zasolenie gruntów	–	–	A	–	–	A	–	–	–	–	–	–	–
Organic Contaminants Zanieczyszczenia organiczne	Light (Non–Aqueous) Phase Liquids ciecze o lekkiej (bezwodnej) fazie	–	–	B	–	–	B	B	–	–	–	B	–	–
	Dissolved rozpuszczone	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
	Dense (Non–Aqueous) Phase Liquids ciecze o gęstej (bezwodnej) fazie	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Tab. 11 cd.

Application Zastosowanie		Seismic Sejsmiczne		Electrical Geoelektryczne			Electromagnetic Elektromagnetyczne			Other techniques Inne metody				
		Refraction refrakcyjne	Reflection refleksyjne	D.C. potencjału elektrycznego	I.P./Complex polaryzacji wzbudzonej/ złożone	Refraction refrakcyjne	Reflection refleksyjne	D.C. potencjału elektrycznego	I.P./Complex polaryzacji wzbudzonej/ złożone	Refraction refrakcyjne	Reflection refleksyjne	D.C. potencjału elektrycznego	I.P./Complex polaryzacji wzbudzonej/ złożone	Gravity grawimetryczne
Man Made Buried Objects Zakopane obiekty wykonane przez człowieka	Utilities uzbrojenie	–	–	–	–	–	B	–	–	A	B	A	–	–
	Drums/USTs beczki/podziemne zbiorniki magazynowe	–	–	–	–	–	A	–	–	A	A	A	A	–
	UXO niewybuchy	–	–	–	–	–	–	–	–	A	B	A	A	–
	Abandoned Wells porzucone studnie	–	–	–	–	–	B	–	–	B	B	–	A	–
	Landfill/Trench Boundaries granice składowisk/ wykopów	B	–	B	–	–	A	B	–	–	–	A	–	–
	Forensics kryminalistyczne	–	–	B	–	–	A	–	–	B	B	A	B	–
	Archaeological archeologiczne	B	B	B	–	–	A	–	–	–	–	A	A	B

A – oznacza metodę podstawową, B – oznacza metodę drugorzędną/alternatywną, – brak zastosowania
Objaśnienia symboli – tab. 41

Zbiór norm dotyczących badań geofizycznych znajduje się w katalogu norm amerykańskich ASTM. Poniżej podano wykaz norm, które stosuje się w badaniach geofizycznych:

- ASTM D4428/D4428M Standard Test Methods for Cross-hole Seismic Testing;
- ASTM D5753 Standard Guide for Planning and Conducting Geotechnical Borehole Geophysical Logging;
- ASTM D5777 Standard Guide for Using the Seismic Refraction Method for Subsurface Investigation;
- ASTM D6429 Standard Guide for Selecting Surface Geophysical Methods;
- ASTM D6430 Standard Guide for Using the Gravity Method for Subsurface Site Characterization;
- ASTM D6431 Standard Guide for Using the Direct Current Resistivity Method for Subsurface Site Characterization;
- ASTM D6432 Standard Guide for Using the Surface Ground Penetrating Radar Method for Subsurface Investigation;
- ASTM D6639 Standard Guide for Using the Frequency Domain Electromagnetic Method for Subsurface Site Characterizations;
- ASTM D6820 Standard Guide for Use of the Time Domain Electromagnetic Method for Geophysical Subsurface Site Investigation;
- ASTM D7046 Standard Guide for Use of the Metal Detection Method for Subsurface Exploration;
- ASTM D7128 Standard Guide for Using the Seismic–Reflection Method for Shallow Subsurface Investigation;
- ASTM D7400/D7400M Standard Test Methods for Downhole Seismic Testing;
- ASTM G57 Standard Test Method for Measurement of Soil Resistivity Using the Wenner Four–Electrode Method.

Należy podkreślić, że stosowanie norm jest dobrowolne, co wynika z zapisów ustawy o normalizacji, a ich używanie do badań geofizycznych należy traktować jako dobrą praktykę, dzięki której można uzyskać powtarzalność i porównywalność wyników badań.

7.2. CEL BADAŃ GEOFIZYCZNYCH

Celem wykonania badań geofizycznych w zakresie rozpoznania podłoża budowlanego jest dostarczenie danych, które poprzez quasi-ciągły charakter zobrazowania środowiska geologicznego wspomagają opracowanie modelu geologicznego oraz identyfikację zagrożeń dla obiektu budowlanego (Wytyczne..., 2019a).

Badania geofizyczne służą przede wszystkim do:
- rozpoznania warunków geologicznych (warunków gruntowych), w tym litologii, stref wietrzenia, poziomej zmienności ośrodka gruntowo-skalnego oraz wystepujących w ośrodku gruntowo-skalnym niekorzystnych zjawisk i procesów;
- rozpoznania warunków hydrogeologicznych (warunkow wodnych), w tym głębokości do warstw wodonośnych;
- oszacowania parametrów fizyczno-mechanicznych ośrodka gruntowo-skalnego;
- ustalenia warunków geologiczno-inżynierskich i warunków geotechnicznych;
- identyfikacji przeszkód występujących w podłożu budowlanym.

Cele badań geofizyki inżynierskiej mogą dotyczyć następujących zagadnień i problemów:
- oceny warunków geologicznych w gruntach, w tym:
  - określenie litologii (rodzaju gruntu),
  - określenie położenia granic warstw geologicznych w gruntach,
  - określenie miąższości gruntów;
- oceny warunków geologicznych w skałach, w tym:
  - określenie granicy grunt/skała,
  - określenie typu litologicznego gruntu/skały,
  - określenie granic warstw geologicznych w skałach,
  - ocena masywu skalnego,
  - identyfikacja uskoków i rozluźnień,
  - określenie zmian właściwości mechanicznych podłoża skalnego;
- oceny warunków hydrogeologicznych, w tym:
  - położenie zwierciadła wody gruntowej,
  - określenie warstw wodonośnych (ich położenia, miąższości),
  - wydzielenie gruntów przepuszczalnych i słabo przepuszczalnych,
  - oszacowanie przepuszczalności,
  - określanie ekranów (barier) izolujących,
  - wykrycie stref płytkiej i wzmożonej filtracji wody na obszarach dolin, w pobliżu cieków,
  - identyfikacja wycieków z obiektów hydrotechnicznych;
- oceny właściwości mechanicznych gruntów i skał, w tym:
  - wyznaczanie modułu ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń,
  - wyznaczanie modułu Younga w zakresie bardzo małych odkształceń,
  - wyznaczanie współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń,
  - ocena stanu warstw gruntów drobnoziarnistych (spoistych),
  - wyznaczanie stref słabo zagęszczonych i niejednorodności zagęszczenia;
- oceny zagrożeń geologicznych, w tym:
  - wykrywanie i konturowanie gruntów słabonośnych,
  - określenie miąższości gruntów słabonośnych,
  - wykrywanie pustek pogórniczych i form krasowych,
  - konturowanie osuwisk w skałach,
  - konturowanie osuwisk w gruntach,
  - określenie strefy poślizgu osuwiskach,
  - konturowanie przestrzenne gruntów problematycznych,
  - badanie budowy geologicznej stref osłabienia przed przodkiem drążonej sztolni oraz oceny destrukcji górotworu w strefie oddziaływania robót tunelowych;
  - lokalizacja podcieków, wymycia, sufozji pod warstwami konstrukcyjnymi,
  - określenie rezystywności gruntów do projektowanych uziemień,
  - badania kontrolne robót fundamentowych, cementacji i iniekcji podłoża;
- identyfikację przeszkód w podłożu, w tym:
  - identyfikacja obiektów archeologicznych,
  - identyfikacja niewybuchów,
  - identyfikacja granic składowisk odpadów,
  - inwentaryzacja gruntów w celu poszukiwania urządzeń infrastruktury podziemnej rur, kanałów, przewodów, studzienek itp., obiektów antropogenicznych;
- oceny zanieczyszczeń podłoża związkami nieorganicznymi, w tym:
  - badania składowisk odpadów,
  - badania zasolenia wód,
  - badania zasolenia podłoża;
- oceny stanu konstrukcji.

Ustalenie celu badań jest konieczne do określenia rodzaju, metodyki i zakresu badań geofizyki inżynierskiej (rozdz. 7.4), a także do określenia wymagań formalno-prawnych ich wykonywania (patrz rozdz. 7.1.1).

7.3. ZBIERANIE MATERIAŁÓW ARCHIWALNYCH I WIZJA TERENOWA

Pozyskanie danych archiwalnych i wizja terenowa są istotnymi elementami koniecznymi do prawidłowego zaprojektowania badań geofizycznych oraz do dalszych prac dokumentacyjnych.

7.3.1. Pozyskiwanie materiałów archiwalnych

Pozyskanie materiałów archiwalnych jest podstawą do określenia rodzaju, metodyki i zakresu badań geofizycznych. Za materiały archiwalne uznaje się m.in.:
- materiały z poprzednich etapów dokumentowania;
- wcześniejsze badania z bieżącego etapu prac dokumentacyjnych, w szczególności badania geofizyczne;
- materiały archiwalne niepublikowane (dokumentacje);
- opracowania kartograficzne różnego typu (mapy, atlasy);
- dane zawarte w cyfrowych bazach danych;
- dane teledetekcyjne i fotogrametryczne;
- dane przestrzenne ogólnodostępne oraz udostępniane przez różne instytucje;
- publikacje, artykuły, monografie dotyczące badanego obszaru.

Materiały geodezyjne na potrzeby projektowania i wykonywania badań geofizycznych pozyskuje się z powiatowych ośrodków dokumentacji geodezyjnej i kartograficznej (PODGiK) lub z innych źródeł w zależności kto jest właścicielem terenu, np. dane geodezyjne na terenach należących do kolei pozyskuje się z kolejowych ośrodków doku-

mentacji geodezyjnej i kartograficznej (KODGiK). Dane i opracowania kartograficzne można pozyskać w GUGiK za pośrednictwem portalu internetowego Państwowego Zasóbu Geodezji i Kartografii (PZGiK). Cześć danych i opracowań jest dostępna bezpłatnie (lista znajduje się na stronie http://www.gugik.gov.pl/pzgik/inne-dane-udostepniane--bezplatnie). Materiały te można pobrać za pośrednictwem strony internetowej https://mapy.geoportal.gov.pl, korzystając z zakładki „dane do pobrania". Dodatkowo bazy danych z powiatowych zasobów geodezyjnych i kartograficznych niejednokrotnie są udostępniane w postaci WMS, WFS lub bezpośrednio na internetowych geoportalach powiatowych (Majer, Sokołowska, 2021).

Podczas zbierania materiałów archiwalnych należy oceniać ich przydatność do projektowania badań geofizycznych oraz oceniać ich wiarygodność, żeby unikać problemów na etapie wykonywania badań.

Zakres zbieranych informacji i danych będzie zależał m.in. od skali inwestycji oraz stopnia skomplikowania warunków gruntowych (złożoności budowy geologicznej).

Zebrane materiały archiwalne powinny dostarczyć jak najwięcej informacji i danych o terenie oraz o podłożu budowlanym na potrzeby optymalnego zaprojektowania badań geofizycznych, np.:
- informacje dotyczące własności i użytkowników terenu;
- granice obszarów chronionych;
- granice terenów górniczych;
- obszary historycznej działalności przemysłowej, w tym działalności górniczej;
- dane o budowie geologicznej i warunkach hydrogeologicznych;
- informacje o lokalizacji archiwalnych profilów otworów wiertniczych;
- obszary występowania niekorzystnych procesów i zjawisk, np. wstrząsy sejsmiczne, procesy krasowe, procesy osuwiskowe i in.;
- dane o przebiegu infrastruktury podziemnej i naziemnej;
- dane o lokalizacji szczegółowych osnów geodezyjnych;
- dane o obecności stanowisk archeologicznych.

7.3.2. Wymagania dla wizji terenowej

Wizja terenowa polega na obserwacji i rejestracji czynników istotnych do zaprojektowania, wykonania i interpretacji badań geofizycznych. Wizja terenowa obejmuje również zebranie informacji z urzędów oraz wywiad środowiskowy polegający na przeprowadzeniu rozmów z lokalną ludnością. Wyniki wizji terenowej porównuje się z materiałami archiwalnymi w celu sprawdzenia ich aktualności.

W trakcie wizji terenowej, w zależności od skali inwestycji i zakresu wstępnie zakładanych badań geofizycznych, wykonuje się następujące czynności:
- weryfikuje możliwości wykonania badań w terenie;
- pozyskuje zgody na przeprowadzenie badań od właścicieli, zarządców terenu;
- przeprowadza wywiad środowiskowy w celu pozyskania istotnych informacji np. o: infrastrukturze podziemnej, nieewidencjonowanej eksploatacji górniczej, przejawach występowania pustek pod ziemią;
- pozyskuje materiały z lokalnych urzędów i instytucji;
- ocenia możliwość dojazdu do projektowanych punktów dokumentacyjnych, w tym sporządza się:
  - spis przeszkód terenowych uniemożliwiających wykonanie badań (np: infrastruktura podziemna, linie przesyłowe, zabytki, obiekty chronione, studzienki, gazociągi, kable elektroniczne, kanalizacja, gęsta roślinność itp.) wraz z lokalizacją na mapie,
  - spis form utrudniających ich wykonanie (zbiorniki wodne, strome skarpy, czynne osuwiska itp.) wraz z lokalizacją na mapie;
- ocenia możliwość wykonania badań w punktach dokumentacyjnych (np.: zdjęcie kostki brukowej, przewiercenie nawierzchni utwardzonej itp.);
- obserwuje i opisuje np.:
  - dane dotyczące morfologii terenu,
  - niezgodności terenu z pozyskanymi mapami,
  - przejawy wód gruntowych na powierzchni,
  - występowanie aktualnych i dawnych systemów drenażu,
  - występowanie wejść do obiektów podziemnych (tuneli, kopalni, jaskiń itp.),
  - ślady wyrobisk (górniczych i nieewidencjonowanych),
  - odsłonięcia skalne,
  - obecność wszelkich przejawów występowania zanieczyszczenia gruntu,
  - ślady istniejących w przeszłości obiektów budowlanych.

7.4. PROJEKTOWANIE BADAŃ GEOFIZYCZNYCH

7.4.1. Ogólne zasady projektowania badań geofizycznych

Proces projektowania badań geofizycznych składa się z następujących etapów (https://www.eegs.org/):
- wstępna ocena problemu: określenie jaki problem inżynierski należy rozwiązać, jakie informacje posiadamy o terenie i o problemie, jakich dodatkowych informacji potrzebujemy i jakich wyników oczekujemy, żeby rozwiązać problem inżynierski;
- dobór metody badań geofizycznych: określenie, która metoda geofizyczna lub kombinacja metod przyniesie optymalne wyniki badań, przy czym nie wszystkie metody będą miały zastosowanie, dlatego bardzo ważne jest, żeby dokładnie ocenić, które metody z największym prawdopodobieństwem dostarczą danych i informacji istotnych do rozwiązania problemu. Ponadto, chociaż niektóre metody mogą być bardzo przydatne, to ich użycie może być nieekonomiczne;

– ustalenie rodzaju, metodyki i zakresu badań geofizycznych;
– ocena sposobu, w jaki dane geofizyczne mają być pozyskiwane, interpretowane i prezentowane w celu rozwiązania problemu inżynierskiego.

Przy projektowaniu badań geofizyki inżynierskiej można kierować się następującymi zasadami (Majer i in., 2018; Wytyczne..., 2019a; Majer, Sokołowska, 2021):
– metodę geofizyczną lub metody geofizyczne dobierać do celu badań geofizycznych, stopnia skomplikowania warunkow gruntowych, warunków geologiczno-inżynierskich oraz skali inwestycji w zależności od jej rozdzielczości oraz zasięgu głębokościowego danej metody (rozdz. 7.4.2);
– uwzględnić wyniki badań geofizycznych z wcześniejszych prac;
– wziąć pod uwagę dokładność wyznaczania granic między warstwami w modelu geologicznym za pomocą interpretacji wyników badań geofizycznych, która maleje z głębokością i może wynosić ±10 m;
– projektując badania geofizyczne uwzględnić ograniczenia poszczególnych metod geofizycznych, związane z ukształtowaniem terenu oraz z występowaniem infrastruktury naziemnej i podziemnej;
– badania geofizyczne projektować jako linie pomiarowe, wzdłuż których wykonywane będą ciągłe (profilowe) badania lub jako punkty pomiarowe;
– w przypadku niemożliwości zachowania ciągłości linii pomiarowej zaprojektować badania tak, żeby punktowo uzupełniły informację na przerwanej linii pomiarowej;
– przebieg linii pomiarowych lub punktów pomiarowych należy projektować uwzględniając uwarunkowania terenowe, lokalizację obiektu budowlanego oraz niekorzystne procesy i zjawiska geologiczne mogące mieć wpływ na obiekt budowlany;
– rozstaw i długości linii pomiarowych lub punktów pomiarowych projektować tak, żeby uzyskać pełne pokrycie wynikami pomiarów geofizycznych w poziomie (na powierzchni) jak i w pionie (do określonej głębokości). Niektóre techniki wymagają w tym celu wydłużenia profilów geofizycznych poza obrys dokumentowanego terenu o co najmniej 40–50 m;
– rozstaw aparatury pomiarowej tak projektować, żeby uzyskać odpowiednią głębokość i rozdzielczość;
– projektując badania geofizyczne wziąć pod uwagę, czy korzystniej będzie zmniejszyć rozstaw układu pomiarowego (większa rozdzielczość), czy zmniejszyć rozstaw profilów geofizycznych lub zagęścić siatkę punktów pomiarowych;
– odpowiednio dobierać urządzenia pomiarowe np. anteny o odpowiedniej częstotliwości, liczby kanałów;
– łączyć metody badań geofizycznych, żeby otrzymać więcej danych przydatnych do interpretacji wyników badań geofizycznych, rozwiązania problemu inżynierskiego oraz osiągnięcia celu badań geofizycznych;
– badania geofizyczne projektować w dwóch etapach, tak żeby zoptymalizować zakres badań podłoża budowlanego, ograniczając zakres wierceń i sondowań:
  • badania podstawowe, umożliwiające sporządzenie wstępnego modelu geologicznego oraz wskazanie lokalizacji otworów wiertniczych i sondowań, wykonane w pierwszej kolejności,
  • badania uzupełniające w celu uszczegółowienia rozpoznania anomalii geofizycznych stwierdzonych w badaniach podstawowych, uszczegółowienia modelu geologicznego na podstawie informacji z wykonanych wierceń i sondowań oraz uzyskania dodatkowych informacji możliwych do określenia na podstawie badań geofizycznych (np.: parametry sprężystości);
– zaprojektowane badania geofizyczne przedstawić w Programie badań geofizycznych (PBGf) (rozdz. 7.4.3).

7.4.2. Dobór metod badań geofizycznych

Do zadań z zakresu geofizyki inżynierskiej można teoretycznie wykorzystać cały katalog metod stosowanych w geofizyce poszukiwawczej, w której metody badawcze są szczególnie intensywnie rozwijane, oraz metody przeznaczone do zastosowań przypowierzchniowych. W praktyce do badań geofizycznych dotyczących środowiska geologiczno-inżynierskiego stosuje się jedynie część metod dających najlepsze rezultaty ze względu na koszty badań.

W przypadku pomiaru parametrów, które są bezpośrednio wykorzystane w dalszych etapach inwestycji kluczowym dla projektowania badań jest optymalny dobór zasięgu głębokościowego i rozdzielczości badań, które wynikają z zastosowanego układu pomiarowego. Dla zadań, w których istotną rolę odgrywa czynnik interpretacyjny, podstawową zasadą doboru metod badawczych jest dobranie metody w ten sposób, żeby parametr mierzony miał jak najsilniejszą korelację z wartościami lub cechami podłoża, których rozpoznania się oczekuje. W przypadku, gdy celem badań geofizycznych jest rozpoznanie litologii podłoża i jej korelacja między otworami wiertniczymi, a typy litologiczne występujące w podłożu różnią się wartościami oporności, najefektywniejsze metody będą umożliwiały rozpoznanie oporności ośrodka. W innym przypadku, gdy typy litologiczne mają zbliżone wartości oporności, a różnią się stopniem konsolidacji, bardziej efektywne będą metody oparte na pomiarach prędkości sejsmicznych. W rozpoznaniu występowania w podłożu nieznanych instalacji, optymalnie zastosowanie znajdzie metoda magnetometryczna (ze względu na silny sygnał magnetyczny) lub georadarowa (ze względu na wysoką rozdzielczość i czułość na obiekty metalowe), natomiast w określeniu zasięgu kawern w podłożu najbardziej efektywną może być metoda grawimetryczna. W badaniach geologicznych prowadzonych dla celów inżynierskich szczególnie istotne jest rozpoznanie parametrów mechanicznych ośrodka gruntowo-skalnego. Badania geofizyczne umożliwiają określenie parametrów sprężystości oraz fizycznych gruntów i skał.

Zakres badań geofizycznych, w tym rodzaj, metodykę, rozmieszczenie i ich głębokość dobiera się, biorąc pod uwagę:
– cel badań geofizycznych;
– rodzaj obiektu budowlanego i założenia projektowe inwestycji lub założenia do planowanego sposobu zagospodarowania terenu;
– w przypadku dużych inwestycji – etap procesu inwestycyjnego;
– przydatność pozyskanych danych i informacji archiwalnych;
– regionalizację geologiczno-inżynierską kraju (Majer i in., 2018; Wytyczne..., 2019b);
– wyniki pozyskane w czasie wizji terenowej;
– rodzaj gruntów i skał występujących w podłożu budowlanym;
– wymaganą głębokości i rodzielczość rozpoznania;
– budowę geologiczną: warunki geologiczne, hydrogeologiczne, geologiczno-inżynierskie;
– techniczne uwarunkowania i ogranizcenia przeprowadzenia badań geofizycznych;
– stopień skomplikowania warunków gruntowych określony na podstawie rozporządzenia w sprawie ustalania geotechnicznych warunków posadawiania obiektów budowlanych (tab. 12).

W tabeli 13 zebrano kryteria doboru metod i technik badań geofizycznych, które zaleca się stosować przy projektowaniu badań geofizycznych.

Tabela 12

Ocena stopnia skomplikowania warunków gruntowych (Majer, Sokołowska, 2021)

Stopień skomplikowania warunków gruntowych	Warunki gruntowe	Warunki wodne	Niekorzystne zjawiska geologiczne
Proste	• jednorodne • warstwy zalegające poziomo • wszystkie grunty poza gruntami mineralnymi słabonośnymi, organicznymi oraz nasypami niekontrolowanymi • skały twarde (Rc > 5 MPa) niespękane	poziom zwierciadła (zwierciadeł) wody podziemnej z uwzględnieniem jego wahań i prognozy zmian występuje poniżej projektowanego poziomu posadowienia	brak
Złożone	• niejednorodne • warstwy nieciągłe, zmienne litologicznie i genetycznie • grunty mineralne słabonośne, grunty organiczne i nasypy niekontrolowane • skały twarde (Rc > 5 MPa) spękane, skały miękkie (Rc ≤ 5 MPa) niespękane	poziom zwierciadła (zwierciadeł) wody podziemnej z uwzględnieniem jego wahań i prognozy zmian występuje w poziomie lub powyżej poziomu projektowanego posadowienia	brak
Skomplikowane	• grunty ekspansywne (np. iły) • grunty zapadowe (np. lessy) • grunty obszarów dolinnych i deltowych • grunty na obszarach morskich • skały miękkie (Rc ≤ 5 MPa) spękane • nieciągłe deformacje górotworu	poziom zwierciadła (zwierciadeł) wody podziemnej o charakterze artezyjskim, jeśli ma wpływ na posadowienie obiektu budowlanego	zwłaszcza zjawiska i formy krasowe, osuwiskowe, sufozyjne, kurzawkowe, glacitektoniczne nieciągłe deformacje górotworu

Tabela 13

Kryteria doboru metod i technik badań geofizycznych do zagadnień inżynierskich (objaśnienia symboli – rozdz. 9.2, tab. 41)

Technika	GR–I	GR–I	GR–II	GR–II	GR–II	GR–III	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–V	GR–V
	VES	ERT	GCM	TEM	VLF	GPR	SR	SRP SRT–P, SRT–S	SBT	MASW, SASW, CSWS	DH, CH, UH, PSL	MAG	GRAW
Parametr mierzony [symbol, jednostka]	oporność pozorna ρ_a [Ωm]	oporność pozorna ρ_a [Ωm]	oporność pozorna ρ_a [Ωm], przewodność pozorna [S/m]	oporność pozorna ρ_a [Ωm]	ReHz [%]*, F [%]**	względna przenikalność elektryczna ε_r [–]	położenie granic sejsmicznych [m], prędkość fali podłużnej [m/s]	prędkość fali podłużnej *Vp* [m/s], prędkość fali poprzecznej *Vs* [m/s]	prędkość fali podłużnej *Vp* [m/s], prędkość fali poprzecznej *Vs* [m/s]	prędkość fali poprzecznej *Vs* [m/s]	prędkość fali podłużnej *Vp* [m/s], prędkość fali poprzecznej *Vs* [m/s]	wartość całkowitego natężenia pola magnetycznego [nT]	wartość natężenia siły ciężkości [mGal]
Zakres głębokości 0–3 m	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	n/d	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane
Zakres głębokości 3–5 m	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	n/d	zalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	zalecane
Zakres głębokości 5–10 m	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	n/d	niezalecane	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane
Zakres głębokości 10–30 m	zalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	n/d	niezalecane	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane
Zakres głębokości 30–50 m	zalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	n/d	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane
Zakres głębokości powyżej 50 m	zalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	n/d	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane
Typowa rozdzielczość pozioma	10–500 m	1–10 m	0,5–5 m	100–500 m	10–50 m	0,01–0,5 m	1–10 m	1–10 m	1–2 m	1–5 m	1–2 m	5–50 m	5–50 m
Istotne ograniczenia metody	Sondowanie nie powinno być wykonywane w terenie urozmaiconym morfologicznie i wzdłuż linii łamanej. Realizacja badań na utwardzonej powierzchni terenu jest utrudniona/niemożliwa. Czynniki zakłócające pomiary: prądy błądzące, silne pola elektromagnetyczne. W przypadku dużego skomplikowania budowy geologicznej, interpretacja wyników może być wątpliwa	Obecność liniowych przeszkód terenowych ogranicza możliwość prowadzenia badań. Utrudnione stosowanie w terenach zurbanizowanych. Czynniki zakłócające pomiary: prądy błądzące, silne pola elektromagnetyczne. Dla głębszych prospekcji lub np. obszarów gdzie od powierzchni występują suche piaski, mogą wystąpić problemy z uziomami elektrod oraz problemy z pomierzeniem oporności na większych głębokościach (zautomatyzowany system pomiarowy w tym przypadku jest problematyczny)	Czynniki zakłócające pomiary: silne pola elektromagnetyczne, linie wysokiego napięcia, podziemna i naziemna infrastruktura metalowa. Zasięg do kilku metrów	Czynniki zakłócające pomiary: silne pola elektromagnetyczne, linie wysokiego napięcia, podziemna i naziemna infrastruktura metalowa	Czynniki zakłócające pomiary: silne pola elektromagnetyczne, linie wysokiego napięcia, podziemna i naziemna infrastruktura metalowa. Stosowanie metody zależne od stacji lokacyjnych nadających sygnały niskich częstotliwości (praca w określonych godzinach)	Płytkie lub bardzo płytkie rozpoznanie w warunkach budowy geologicznej Polski (duża ilość gruntów drobnoziarnistych (spoistych), ograniczony zasięg w gruntach o niskiej oporności i gruntach zawodnionych, podatność na zakłócenia zewnętrzne szczególnie podczas stosowania anten nieekranowanych, brak kierunkowości podstawowych anten otworowych, duże ograniczenie przy skalowaniu głębokościowym pomiarów, szczególnie w ośrodkach wielowarstwowych (konieczność kalibracji). Oporność gruntów > 100 Ωm	Czułość na zakłócenia akustyczne i wibracyjne, mała precyzja określenia pola prędkości, słabe rozpoznanie warstw płytkich	Czułość na zakłócenia akustyczne i wibracyjne	Czułość na zakłócenia akustyczne i wibracyjne. Kosztowny sprzęt	Czułość na zakłócenia akustyczne i wibracyjne, płytkie rozpoznanie	Czułość na zakłócenia akustyczne i wibracyjne. Brak rozpoznania zmienności horyzontalnej	Czynniki zakłócające pomiary: silne pola elektromagnetyczne, linie wysokiego napięcia, podziemna i naziemna infrastruktura metalowa. Linie kolejowe z trakcją elektryczną	Duża pracochłonność badań. Potrzebne precyzyjne pomiary geodezyjne. Czułość na zakłócenia wibracyjne. Potrzeba powrotu na punkt bazowy, co 5–6 godzin pracy. Duży wpływ morfologii terenu, brak rozpoznania zmienności pionowej

Tab. 13 cd.

Technika	GR–I	GR–I	GR–II	GR–II	GR–II	GR–III	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–V	GR–V
	VES	ERT	GCM	TEM	VLF	GPR	SR	SRP SRT–P, SRT–S	SBT	MASW, SASW, CSWS	DH, CH, UH, PSL	MAG	GRAW
Uwarunkowania terenu (czy metodę można stosować):													
Tereny podmokłe	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK, jeśli da się wykonać otwory	TAK	TAK	TAK	TAK
Spadki terenu	TAK (mogą wpływać na poprawność otrzymanych wyników)	TAK	TAK	TAK (mogą wpływać na poprawność otrzymanych wyników)	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK
Gęsty las bez możliwości wycięcia	TAK	TAK	TAK, możliwe ograniczenia	TAK, możliwe ograniczenia	TAK	TAK, możliwe ograniczenia	NIE	TAK	NIE	TAK	NIE	TAK	TAK
Woda powierzchniowa	NIE	TAK	TAK	NIE	NIE	TAK	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE	TAK	TAK, specjalnie przygotowane urządzenia
Obszary ścisłej ochrony	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK, jeśli da się wykonać otwory	TAK	TAK, jeśli da się wykonać otwory	TAK	TAK
Infrastruktura podziemna	DUŻE zakłócenia od materiałów przewodzących prąd (przewodniki)	DUŻE zakłócenia od materiałów przewodzących prąd (przewodniki)	DUŻE zakłócenia od materiałów przewodzących prąd (przewodniki)	DUŻE zakłócenia od materiałów przewodzących prąd (przewodniki)	DUŻE zakłócenia od materiałów przewodzących prąd (przewodniki)	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	NIE	TAK
Infrastruktura naziemna	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	NIE	TAK
Drgania	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	NIE	NIE	NIE	NIE	NIE	TAK	NIE
Ocena przydatności metod i technik geofizycznych													
Przydatność do badań gruntów	TAK	TAK	TAK	TAK	NIE	TAK	NIE	TAK	TAK	TAK	TAK	NIE	NIE
Przydatność do badań skał	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK
Badania/ pomiary powierzchniowe	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	NIE	TAK	NIE	TAK	TAK
Dostępność metody na polskim rynku	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK	TAK
Cel badań geofizycznych													
Ocena warunków geologicznych w gruntach													
Określenie litologii (rodzaju gruntu)	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	zalecane z ograniczeniami	zalecane z ograniczeniami	zalecane z ograniczeniami	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	niezalecane

Tab. 13 cd.

Technika	GR–I	GR–I	GR–II	GR–II	GR–II	GR–III	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–V	GR–V
	VES	ERT	GCM	TEM	VLF	GPR	SR	SRP SRT–P, SRT–S	SBT	MASW, SASW, CSWS	DH, CH, UH, PSL	MAG	GRAW
Określenie położenia granic warstw geologicznych w gruntach	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	zalecane z ograniczeniami	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane
Określenie miąższości gruntów	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane z ograniczeniami	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane
Ocena warunków hydrogeologicznych													
Położenie zwierciadła wody gruntowej	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Określenie warstw wodonośnych (ich położenia, miąższości)	zalecane	zalecane	zalecane z ograniczeniami	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Wydzielenie gruntów przepuszczalnych i słaboprzepuszczalnych	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Oszacowanie przepuszczalności	zalecane z ograniczeniami	zalecane z ograniczeniami	zalecane z ograniczeniami	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Określanie ekranów (barier) izolujących	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Wykrycie stref płytkiej i wzmożonej filtracji wody na obszarach dolin, w pobliżu cieków	zalecane z ograniczeniami	zalecane	zalecane	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Identyfikacja wycieków z obiektów hydrotechnicznych	niezalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane

Tab. 13 cd.

Technika	GR–I	GR–I	GR–II	GR–II	GR–II	GR–III	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–V	GR–V
	VES	ERT	GCM	TEM	VLF	GPR	SR	SRP SRT–P, SRT–S	SBT	MASW, SASW, CSWS	DH, CH, UH, PSL	MAG	GRAW
Ocena warunków geologicznych w skałach													
Określenie granicy grunt/skała	zalecane	zalecane	zalecane z ograniczeniami	zalecane	zalecane	zalecane z ograniczeniami	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane
Określenie typu litologicznego gruntu/skały	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane
Określenie granic warstw geologicznych w skałach	zalecane	zalecane	zalecane z ograniczeniami	zalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane
Ocena masywu skalnego	zalecane	zalecane	zalecane z ograniczeniami	zalecane	niezalecane	zalecane z ograniczeniami	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane
Identyfikacja uskoków i rozluźnień	niezalecane	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane
Określenie zmian właściwości mechanicznych podłoża skalnego	niezalecane	zalecane	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	zalecane	zalecane z ograniczeniami	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane z ograniczeniami	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	zalecane
Określenie granicy grunt/skała	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane
Ocena właściwości mechanicznych gruntów i skał													
Wyznaczanie modułu ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane z ograniczeniami	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	niezalecane
Wyznaczanie modułu Younga w zakresie bardzo małych odkształceń	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Wyznaczanie współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane

Tab. 13 cd.

Technika	GR–I	GR–I	GR–II	GR–II	GR–II	GR–III	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–V	GR–V
	VES	ERT	GCM	TEM	VLF	GPR	SR	SRP SRT–P, SRT–S	SBT	MASW, SASW, CSWS	DH, CH, UH, PSL	MAG	GRAW
Ocena stanu gruntów drobno-ziarnistych (spoistych)	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Wyznaczanie stref słabo zagęszczonych i niejedno-rodności zagęszczenia	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane
Ocena zagrożeń geologicznych													
Wykrywanie i konturowanie gruntów słabonośnych	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Określenie miąższości gruntów słabonośnych	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Wykrywanie pustek pogórniczych i form krasowych	niezalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	zalecane
Konturowanie osuwisk w skałach	niezalecane	zalecane	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	niezalecane	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	zalecane	niezalecane	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Konturowanie osuwisk w gruntach	niezalecane	zalecane	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	niezalecane	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Określenie strefy poślizgu osuwiskach	niezalecane	zalecane z ograniczeniami	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	niezalecane	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Konturowanie przestrzenne gruntów problema-tycznych	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane z ogranicze-niami	niezalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane z ogranicze-niami	niezalecane	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Uzupełnienie informacji przy badaniach stateczności osuwisk, skarp, zboczy	niezalecane	zalecane	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	niezalecane	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane

Tab. 13 cd.

Technika	GR–I	GR–I	GR–II	GR–II	GR–II	GR–III	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–V	GR–V
	VES	ERT	GCM	TEM	VLF	GPR	SR	SRP SRT–P, SRT–S	SBT	MASW, SASW, CSWS	DH, CH, UH, PSL	MAG	GRAW
Badania budowy geologicznej stref osłabienia przed przodkiem drążonej sztolni oraz oceny destrukcji górotworu w strefie oddziaływania robót tunelowych	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane
Lokalizacja podsięków, wymycia, sufozji pod warstwami konstrukcyjnymi	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Określenie rezystywności gruntów do projektowanych uziemień	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Badania kontrolne robót fundamentowych, cementacji i iniekcji podłoża	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Identyfikacja przeszkód w podłożu													
Identyfikacja obiektów archeologicznych	niezalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane
Identyfikacja obiektów archeologicznych z zakresu kryminalistyki	niezalecane	zalecane z ograniczeniami	zalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane

Tab. 13 cd.

Technika	GR–I	GR–I	GR–II	GR–II	GR–II	GR–III	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–IV	GR–V	GR–V
	VES	ERT	GCM	TEM	VLF	GPR	SR	SRP SRT–P, SRT–S	SBT	MASW, SASW, CSWS	DH, CH, UH, PSL	MAG	GRAW
Identyfikacja niewybuchów	niezalecane	niezalecane	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane
Identyfikacja granic składowisk odpadów	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane z ogranicze-niami	niezalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Inwentaryza-cja gruntów w celu poszukiwania urządzeń infrastruktury podziemnej rur, kanałów, przewodów, studzienek itp., obiektów antropoge-nicznych	niezalecane	niezalecane	zalecane z ograniczeniami	niezalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane z ograni-czeniami (zalecane użycie magnetometru gradientowego)	niezalecane
Ocena zanieczyszczeń podłoża związkami nieorganicznymi													
Badania składowisk odpadów	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane z ogranicze-niami	niezalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Badania zasolenia wód	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane z ogranicze-niami	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Badania zasolenia podłoża	zalecane	zalecane	zalecane	zalecane z ogranicze-niami	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane
Ocena stanu konstrukcji													
Badania elementów konstrukcji	niezalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	zalecane	niezalecane	zalecane	zalecane	zalecane	niezalecane	niezalecane	niezalecane

[*] Wartości składowej rzeczywistej Hz indukowanego pola magnetycznego

[**] Wartość anomalii Frasera odzwierciedlający tektoniczną strefę zwiększonej przewodności elektrycznej w strefach tektonicznych

7.4.3. Zawartość Programu badań geofizycznych

Ostatnim etapem projektowania badań jest opracowanie Programu badań geofizycznych. Natomiast jeśli badania geofizyczne są projektowane w ramach projektu robót geologicznych, w takiej sytuacji można odstąpić od opracowania Programu badań geofizycznych.

W tabeli 14 zaproponowano formę i treść Programu badań geofizycznych, który można stosować w celu zebrania wszystkich danych, co ułatwia wykonanie badań.

Program badań geofizycznych (PBGf) jest dokumentem, który określa cel, lokalizację, zakres i sposób wykonania badań geofizycznych ze szczególnym uwzględnieniem specyfiki budowy geologicznej, zagrożeń geologicznych oraz przeszkód i ograniczeń występujących na obszarze badań. Stanowi podstawę wykonania badań geofizycznych. Powinien być zawsze opracowywany, bez względu na skalę inwestycji. Program może być opracowany w uproszczonej formie, jeśli zakres badań jest niewielki i dotyczy małej inwestycji.

Tabela 14

Zawartość Programu badań geofizycznych

Strona tytułowa/tytuł rozdziału/nazwa załącznika	Zawartość strony tytułowej/rozdziału/załącznika
Strona tytułowa	• nazwa i adres podmiotu, który wykonał PBGf • nazwa i adres podmiotu, który zamówił i sfinansował wykonanie PBGf • tytuł PBGf • imię, nazwisko oraz podpis sporządzającego PBGf • imiona i nazwiska osób wchodzących w skład zespołu, który sporządził PBGf oraz ich podpisy • imię, nazwisko i podpis osoby uprawnionej do reprezentowania podmiotu, który sporządził PBGf • datę sporządzenia PBGf
1. Wstęp	• informacje dotyczące instytucji wykonującej, zamawiającej, finansującej PBGf oraz Inwestorze • podstawa formalno-prawna sporządzenia PBGf przez wykonawcę (np.: umowa z jakiego dnia, jaki przedmiot umowy, strony umowy) • nazwa inwestycji, na potrzeby której sporządzono PBGf • informacja o etapowości badań (jeśli przewidziane)
2. Cel badań geofizycznych	• cel badań geofizycznych • określenie, jakie ryzyka geologiczne będą możliwe do określenia w wyniku badań
3. Opis projektowanej inwestycji	• ogólna charakterystyka inwestycji w zależności od obiektu budowlanego • określona przez Projektanta kategoria geotechniczna obiektu budowlanego zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Transportu, Budownictwa i Gospodarki Morskiej z dnia 25 kwietnia 2012 r. w sprawie ustalania geotechnicznych warunków posadawiania obiektów budowlanych
4. Lokalizacja i charakterystyka obszaru badań	
4.1. Lokalizacja i położenie administracyjne obszaru badań	opis zagospodarowania terenu
4.2. Położenie geograficzne i geomorfologia obszaru badań	• położenie geograficzne obszaru projektowanych badań • opis geomorfologii wraz informacją o jednostkach i formach geomorfologicznych występujących na obszarze projektowanych badań
4.3. Hydrografia	opis hydrografii wraz informacją na terenie, jakich zlewni występuje obszar projektowanych badań geofizycznych
4.4. Obszary chronione	• informacje o obiektach i obszarach chronionych występujących na obszarze projektowanych badań geofizycznych lub w jego bezpośrednim sąsiedztwie • informacje o strefach ochronnych występujących na obszarze projektowanych badań
4.5. Obszary i tereny górnicze	• informacje o udokumentowanych złożach kopalin, obszarach i terenach górniczych występujących na obszarze projektowanych badań geofizycznych • informacje o historycznej działalności górniczej na obszarze badań geofizycznych, jeśli dotyczy
5. Wizja lokalna obszaru badań	opis wizji lokalnej obszaru badań wraz z dokumentacją fotograficzną
6. Opis archiwalnych badań geofizycznych	• omówienie wyników przeprowadzonych wcześniej badań geofizycznych, zwłaszcza z wcześniejszych etapów realizacji inwestycji wraz z ich interpretacją, przydatnych do rozpoznania warunków gruntowych na potrzeby realizacji inwestycji • powołanie się na wykaz wykorzystanych materiałów archiwalnych znajdujących się w spisie • informacja skąd pozyskano materiały archiwalne
7. Charakterystyka środowiska geologicznego	
7.1. Warunki gruntowe i tektoniczne	• opis warunków gruntowych występujących w podłożu projektowanej inwestycji • opis tektoniki w zakresie dostosowanym do projektowanej inwestycji • informacja o stopniu skomplikowania warunków gruntowych zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Transportu, Budownictwa i Gospodarki Morskiej z dnia 25 kwietnia 2012 r. w sprawie ustalania geotechnicznych warunków posadawiania obiektów budowlanych
7.2. Charakterystyka geodynamiczna obszaru badań	• opis zjawisk i procesów geodynamicznych występujących na obszarze projektowanych badań oraz w jego sąsiedztwie • opis zjawisk i procesów antropogenicznych występujących na obszarze projektowanych badań oraz w jego sąsiedztwie
7.3. Schematy budowy geologicznej	uogólnione schematy modeli geologicznych obszaru badań w odniesieniu do możliwości odwzorowania ich w wynikach badań geofizycznych

Tab. 14 cd.

Strona tytułowa/tytuł rozdziału/nazwa załącznika	Zawartość strony tytułowej/rozdziału/załącznika
7.4. Głębokość rozpoznania podłoża	szczegółowa analiza położenia obiektu budowlanego lub przebiegu niwelety obiektu liniowego i wysokości terenu, która powinna wskazać miejsca, gdzie potrzebne jest rozpoznanie budowy geologicznej głębiej niż 30 m p.p.t.
8. Rodzaj, zakres i metodyka badań geofizycznych	• rodzaj i zakres badań geofizycznych • metodyka wykonania badań geofizycznych lub odniesienie do właściwej normy w oparciu, o którą zostaną wykonane badania geofizyczne • rodzaj, zakres, metodyka i dokładność pomiarów geodezyjnych towarzyszących badaniom geofizycznym
9. Utrudnienia, ograniczenia i wykluczenia wykonania badań geofizycznych	wskazanie utrudnień, ograniczeń i wykluczeń w wykonywaniu badań geofizycznych
10. Harmonogram badań geofizycznych	harmonogram badań geofizycznych przedstawiony tabelarycznie w podziale na tygodnie
11. Podsumowanie	krótkie podsumowanie i wskazówki końcowe
12. Spis wykorzystanych materiałów	wykaz aktów prawnych: • wykaz norm • wykaz instrukcji, wytycznych, zasad, poradników • wykaz wykorzystanej literatury • wykaz wykorzystanych geologicznych materiałów archiwalnych • wykaz stron internetowych
Załącznik 1 Mapa poglądowa z lokalizacją obszaru projektowanych badań	na mapie powinny znaleźć się następujące elementy: • skala mapy 1:25 000 • układ współrzędnych – w obowiązującym państwowym układzie współrzędnych, mapa musi mieć opisane współrzędne przynajmniej 4 krzyży lub pozaramkowy opis współrzędnych w siatce • podkład główny – mapa topograficzna w skali 1:25 000 • zaznaczony obszar inwestycji, obrys obiektu budowlanego lub przebieg obiektu liniowego • granice gmin, powiatów, województw • granice arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski wraz z numerem arkusza • granice obszarów chronionych, obszarów i terenów górniczych, udokumentowanych złóż, danych z rejestru starostów oraz bazy SOPO dotyczących ruchów masowych ziemi proponuje się ponadto, by kolejne arkusze map miały nr 1.1, 1.2, 1.3 itd.
Załącznik 2 Mapa sytuacyjno-wysokościowa z lokalizacją miejsc projektowanych badań geofizycznych	na mapie powinny zalesić się następujące elementy: • skala mapy 1:5000 • układ współrzędnych – obowiązującym państwowym układzie współrzędnych, mapa musi mieć opisane współrzędne przynajmniej 4 krzyży lub pozaramkowy opis współrzędnych w siatce • podkład główny – ortofotomapa • podkład dodatkowy – mapa sytuacyjno-wysokościowa (w skali 1:5000) – dopuszcza się także dodatkowo NMT, jeśli nie przesłoni to treści głównej • aktualne rozwiązania projektowe Inwestycji, obrys obiektu budowlanego lub przebieg obiektu liniowego • wydzielenia geologiczne np. ze Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w strefie oddziaływania Inwestycji • otwory archiwalne, • archiwalne badania geofizyczne • dane z rejestru starostów oraz bazy SOPO dotyczące ruchów masowych ziemi • przebieg planowanych profilów geofizycznych lub punktów pomiarowych (np. grawimetrycznych) • proponuje się ponadto, by kolejne arkusze map miały nr 2.1, 2.2, 2.3 itd.
Załącznik 3 Tabelaryczne zestawienie projektowanych badań geofizycznych	tabelaryczne zestawienie projektowanych badań geofizycznych z podaniem współrzędnych x, y w układzie współrzędnych PL-2000 zgodnie z Rozporzadzeniem Rady Ministrów z dnia 15 października 2012 r. w sprawie państwowego systemu odniesień przestrzennych (Dz.U. 2012 poz. 1247, Dz. U. 2019 poz. 2494)
Załącznik…	w zależności od potrzeb kolejne załączniki zawierające np. decyzje środowiskowe, specjalne zgody i in.
Załączniki będące integralną częścią programu badań geofizycznych powinny zawierać m.in. następujące informacje: imię i nazwisko osób opracowujących i sprawdzających załącznik, daty wykonania badań, imiona i nazwiska osób wykonujących badania. Mapy, załączane do Programu badań geofizycznych, w zależności od wymagań, rodzaju, potrzeb i skali należy sporządzać na podkładzie map topograficznych z państwowego zasobu geodezyjnego i kartograficznego lub na mapie sytuacyjno-wysokościowej sporządzonej na podstawie danych i informacji uzyskanych z państwowego zasobu geodezyjnego i kartograficznego lub innych podkładach w zależności od wymagań szczególnych wynikających z przepisów prawa. Mapy należy opracować w obowiązującym układzie współrzędnych zgodnie z rozporządzeniem (Rozporządzenie Rady Ministrów..., 2012). Wszystkie mapy dołączane do programu badań geofizycznych muszą mieć: • elementy kartograficzne: symbol wskazujący północ, siatkę kartograficzną z opisem współrzędnych lub 4 krzyże opisujące współrzędne, skalę i podziałkę metryczną; • ramkę zawierającą: numer załącznika (unikatowy identyfikator), tytuł załącznika (tytuł mapy), nazwę Inwestora, nazwę Projektanta (jeśli wyłoniony), nazwę Wykonawcy, nazwę inwestycji, imię i nazwisko osoby wykonującej i sprawdzającej załącznik, nazwę układu współrzędnych, skalę mapy; • objaśnienia zawierające elementy przedstawione na mapie; • skorowidz arkuszy map przedstawionych na kolejnych załącznikach. Na mapach należy przedstawić informacje/dane istotne z uwagi na specyfikę obszaru badań lub treść mapy. Na mapach należy zawsze przedstawić obrys lub przebieg inwestycji wraz z kilometrażem lub przebieg wariantów linii transportowych, przesyłowych, obiekty inżynieryjne oraz inne obiekty budowlane w zależności od potrzeb	

7.5. WYKONYWANIE BADAŃ GEOFIZYCZNYCH

Sposób wykonania badań geofizycznych zależy od wymagań stosowanej techniki badań geofizycznych, warunków terenowych, warunków metrologicznych, sprawności stosowanych urządzeń, jakości programu badań geofizycznych.

Wykonując badania geofizyki inżynierskiej można kierować się następującymi zasadami (Majer i in., 2018; Wytyczne..., 2019a; Majer, Sokołowska, 2021):

- lokalizację wszystkich badań geofizycznych należy wyznaczyć geodezyjnie. Szczegóły dotyczące wymaganych dokładności i schematu pomiarów geodezyjnych dla poszczególnych metod zawiera rozdz. 6;
- podczas wykonywania badań geofizycznych wymagane jest prowadzenie dziennika pomiarowego dla każdej metody, wraz z prowadzeniem na bieżąco szkiców lokalizacyjnych na potrzeby dokumentowania przebiegu i kierunku profilowań (punktów pomiarowych) oraz zapisywania uwag do wykonywanych pomiarów;
- badania należy wykonywać zgodnie z Programem badań geofizycznych lub Projektem robót geologicznych, a wszelkie odstępstwa należy zapisywać i dokumentować podając ich przyczynę;
- zwracać uwagę na odpowiednie przygotowanie aparatury do wykonania pomiarów;
- na bieżąco monitorować i sprawdzać, czy pomiary są rejestrowane i czy dane pomiarowe nie odbiegają od spodziewanych (jeśli możliwe);
- w przypadku awarii aparatury lub otrzymania danych pomiarowych budzących wątpliwości, powtórzyć badania;
- badania geofizyczne powinny być wykonywane przez osobę spełniającą jeden z poniższych warunków:
  - posiadającą odpowiednie doświadczenie i wiedzę w wykonywaniu badań geofizycznych,
  - posiadającą kwalifikacje geologiczne (obowiązywały do 2015 r.) kategorii IX lub X lub uprawnienia geologiczne CUG 09, CUG 10 lub osobę świadczącą usługi transgraniczne mającą uznane kwalifikacje w zakresie geologii,
  - wykonującą prace pod nadzorem osób wymienionych w punktach powyżej, gdy nie zabraniają tego przepisy prawa geologicznego i górniczego,
  - odpowiednio przeszkoloną do wykonywania badań geofizycznych;
- zachować zasady bezpieczeństwa i higieny pracy.

Szczegółowe informacje dotyczące wykonywania badań geofizyki inżynierskiej podano w rozdz. 3 i 8.

7.6. PRZETWARZANIE, MODELOWANIE I INTERPRETACJA WYNIKÓW BADAŃ GEOFIZYCZNYCH

Pozyskane, podczas wykonywania badań geofizycznych, dane pomiarowe podlegają następującym procesom (https://www.eegs.org/):

- przetwarzaniu, które polega na syntezie danych i usuwaniu artefaktów lub innych rodzajów „szumu", które mogą obniżyć ogólną jakość wyników i możliwość ich interpretacji;
- modelowaniu, które polega na zastosowaniu modeli matematycznych lub obliczeniowych, które odtwarzają warunki geologiczne pod powierzchnią;
- interpretacji, która polega na integracji wszystkich danych. Opiera się na doświadczeniu geofizyka. Wykonywana jest w celu wizualizacji zinterpretowanych wyników badań geofizycznych w formie przekrojów, map tematycznych oraz modeli 3D, tak żeby były zrozumiane przez nie-geofizyka. Efekty interpretacji zamieszcza się w Dokumentacji z badań geofizycznych (rozdz. 7.7.2).

Przetwarzaniu poddaje się dane źródłowe, tj. dane geofizyczne mierzone przez aparaturę i urządzenia pomiarowe, dane z bezpośrednich obserwacji zapisane na informatycznym nośniku danych lub zapisane analogowo. Przetwarzanie obejmuje m.in. takie czynności jak: filtrowanie, modyfikowanie, adoptowanie, porządkowanie, dopasowywanie, łączenie, odrzucanie, usuwanie.

Modelowanie obejmuje utworzenie kolejnych modeli parametrycznych, wyliczenie teoretycznego rozkładu parametru i porównanie go z zarejestrowanym rozkładem uzyskanym z pomiarów geofizycznych w terenie. W strefach gdzie dopasowanie jest niewystarczające, do modelu teoretycznego wprowadza się poprawki i procedurę powtarza się. Przy osiągnięciu wystarczającego dopasowania uznaje się, że teoretyczny model rozkładu parametru odpowiada zbliżonemu do rzeczywistego rozkładowi w ośrodku gruntowo-skalnym. Tak uzyskany model teoretyczny jest modelem wyinterpretowanym. Ważnym elementem poprawnego modelowania jest wprowadzanie poprawek topograficznych (mówiąc inaczej – do danych polowych wprowadza się dodatkowy plik z pomierzoną morfologią terenu).

Do interpretacji danych używa się nomogramów, korelacji, metod geostatystycznych lub klasyfikacji (przypisanie do odpowiednich klas na podstawie określonych cech) itp.

W Dokumentacji z badań geofizycznych podaje się szczegółowe dane dotyczące podstaw i sposobu przetwarzania, modelowania i interpretowania wyników badań geofizycznych, zwłaszcza ich ograniczenia i zasadność stosowania.

Szczegółowe informacje dotyczące przetwarzania, modelowania i interpretacji wyników badań geofizyki inżynierskiej podano w rozdz. 3 i 8 oraz w dalszej części tego rozdziału.

7.6.1. Przetwarzanie i modelowanie wyników badań geofizycznych. Model geofizyczny

Pomiary dokonane w trakcie badań geofizycznych bardzo rzadko wykorzystuje się w sposób bezpośredni. Zwykle wymagają całej serii skomplikowanych obliczeń, uwzględnienia licznych poprawek i modelowania. Wartości pomierzone na powierzchni same w sobie sporadycznie dają bezpośrednią informację np.:

- subtelne zmiany przestrzenne pola grawitacyjnego mogą mieć wpływ na długotrwałą stabilność satelity na niskiej orbicie, ale są pomijalne przy rozważaniu stateczności konstrukcji budowlanych;

– czas dotarcia sygnału sejsmicznego pomiędzy dwoma punktami na powierzchni Ziemi (a nawet wyliczona prędkość pozorna) jest wartością, która sama nie ma w sobie zastosowania, ponieważ nie uwzględnia mechanizmu transmisji sygnału;
– oporność zmierzona na powierzchni dla różnych rozstawów elektrod (oporność pozorna) nie wpływa na korozyjność gruntu.

Wyjątkiem od powyższej reguły są badania prędkości fal sejsmicznych wykonywane *in situ* i w laboratorium, w których zakłada się prostoliniowy przebieg promieni sejsmicznych oraz bezpośrednie pomiary oporności skał i gruntów.

W pozostałych przypadkach celem całej serii obliczeń (określanych w geofizyce mianem procedury przetwarzania i modelowania) jest przypisanie konkretnemu punktowi w podłożu, niedostępnemu dla bezpośredniej obserwacji, wartości mierzonego parametru.

Dla pomiarów pasywnych (metod pól potencjałowych – grawimetrii i magnetyki) kluczowe jest jak najdokładniejsze uwzględnienie serii poprawek wynikających ze zmienności wartości w czasie oraz wpływu znanych obiektów, tak żeby uzyskana w efekcie zmienność wartości wynikała jedynie z budowy ośrodka gruntowo-skalnego. Tak wyznaczone wartości (mapy anomalii grawimetrycznych, magnetycznych) prezentują obraz dwuwymiarowy, który jest w rzeczywistości efektem sumowania wpływu obiektów podłoża dla powierzchni odniesienia.

W metodach aktywnych etap ten odpowiada wyznaczeniu wartości pozornych mierzonych parametrów:
– oporności pozornej w zależności od wielkości układu pomiarowego lub zastosowanej częstotliwości dla różnych miejsc na powierzchni terenu (dla metod geoelektrycznych i elektromagnetycznych);
– prędkości pozornej fal sejsmicznych w zależności od odległości nadajnik–odbiornik (dla metod sejsmicznych).

W metodach sejsmicznych, z uwagi na polimodalność mechanizmu rozchodzenia się fal konieczne jest rozdzielenie różnych rodzajów fal sejsmicznych (bezpośrednie, powierzchniowe, refrakcyjne i refleksyjne [odbite]).

Efekty przetwarzania, tj. mapy wartości sumarycznych, wykorzystuje się w badaniach geofizyki inżynierskiej, jako wynikowe materiały jedynie dla metod pasywnych, gdzie istotne jest zlokalizowanie anomalii. Takie mapy pozwalają na określenie położenia na planie obiektów generujących zakłócenia, jak zakopane instalacje metalowe (magnetyka), czy kawerny (grawimetria). Znając kontekst budowy podłoża, dalsze przetwarzanie często jest zbędne. Nie jest np. konieczne modelowanie głębokości anomalii magnetycznej pochodzącej od gazociągu, ponieważ z innych informacji, można łatwo określić głębokość obiektu.

W celu przypisania realnych wartości parametrów punktom w przestrzeni geologicznej, konieczne jest przypisanie wartości pozornych teoretycznym przedziałom głębokościowym. I tu przyjmuje się założenie, że obiekty położone głębiej generują na powierzchni efekt o większym zasięgu przestrzennym. Żeby efekt ten prawidłowo rozpoznać, należy użyć większego systemu pomiarowego. Informacja z większego systemu pomiarowego (w efekcie zwykle z pomiaru o większej odległości pomiędzy odbiornikiem a źródłem) pozwala na uzyskanie informacji z większej głębokości. Tę zasadę praktyczną tłumaczy się w różnych metodach badawczych różnymi zjawiskami fizycznymi, jednak dla zasadniczej części metod jest poprawna, przy spełnieniu innych warunków (np. wymaganej mocy źródła sygnału).

Efektem przetwarzania są tzw. pseudosekcje (pseudoprzekroje) lub mapy pseudogłębokościowe. Materiały takie wykorzystuje się w niektórych przypadkach jako materiały wynikowe. Należy jednak pamiętać, że wartości prezentowane nie uwzględniają wpływu warstw płytszych – można przyjąć, że wartości podane dla danej głębokości teoretycznej odnoszą się do uśrednionej wartości parametru powyżej danej głębokości.

Dla metod pasywnych wyniki odpowiadają mapom i profilom uzyskanym dzięki procedurze filtracji częstotliwościowej. Najczęściej wykorzystywanymi w geofizyce inżynierskiej są mapy nazywane mapami anomalii rezydualnych, uwzględniające jedynie zmiany natężenia pola o najkrótszej długości fali (najwęższe strefy zmienności), które obrazują wpływ obiektów występujących w najpłytszych warstwach.

W metodach geoelektrycznych i elektromagnetycznych do niedawna wykorzystywało się pseudosekcje z uwagi na złożoność obliczeń koniecznych do dalszych etapów przetwarzania, jednak w ostatniej dekadzie wzrost mocy obliczeniowej dostępnej w komputerach spowodował, że procedury przetwarzania są standardowo bardziej rozbudowane i odchodzi się od wykorzystywania pseudosekcji (rys. 25 w rozdz. 3.6.2).

Dla metod wykorzystujących fale odbite pewnym odpowiednikiem pseudosekcji jest sekcja (przekrój) czasowa, prezentująca intensywność odbicia fali w funkcji czasu pomiędzy emisją a odbiorem sygnału, a nie w funkcji głębokości. W przypadku metod sejsmicznych opartych na analizie fal ugiętych i bezpośrednich, opisywany etap przetwarzania nie tworzy oczywistych materiałów, które mogłyby być użyte jako materiały wynikowe.

Najbardziej zaawansowanym procesem przetwarzania geofizycznego jest etap modelowania. Modelowanie w przetwarzaniu geofizycznym opiera się na utworzeniu modelu geologicznego i przypisaniu poszczególnym częściom tego modelu wartości fizycznych podlegających pomiarom w przetwarzanych badaniach, obliczeniu teoretycznej odpowiedzi modelu na sygnał źródła (odpowiadający użytemu w badaniach) i porównaniu z faktycznie uzyskanymi rezultatami.

Rozbieżność pomiędzy sygnałem teoretycznym a sygnałem faktycznie uzyskanym traktuje się jako miarę niedopasowania modelu teoretycznego. Następnie wprowadza się poprawki/zmiany w modelu teoretycznym, oblicza się ponownie jego odpowiedź i porównuje z sygnałem faktycznym (pomierzonym). Procedury matematyczne pozwalają na stopniowe zmienianie modelu ukierunkowane na minimalizację odchylenia sygnału teoretycznego od sygnału zarejestrowanego. Przy odpowiednio niskim poziomie odchylenia uznaje się, że model teoretyczny odpowiada realnemu modelowi budowy geologicznej. Takie dopasowywanie modelu teoretycznego do pomierzonych wartości jest metodą kolejnych przybliżeń (metodą iteracyjną). W większości przypadków, jako model

wyjściowy wykorzystuje się model rozkładu parametrów uzyskany z poprzedniego etapu przetwarzania oparty na wartościach pozornych i głębokościach teoretycznych i podzielony na bloki obdarzone jednolitą wartością parametru. Bardziej zaawansowane techniki modelowania wykorzystują modelowanie metodą elementów skończonych, a w przypadku metod opartych na falach odbitych, metody migracji.

Uzyskane w efekcie przetwarzania i modelowania, modele geofizyczne (np. modele geoelektryczne, modele prędkościowe) przedstawiają układ warstw geofizycznych[12] oraz ich właściwości fizyczno-mechaniczne, a także wskazują miejsca anomalii geofizycznych występujące w ośrodku gruntowo-skalnym.

Modele geofizyczne[13] stosowane do celów geofizyki inżynierskiej są zwykle modelami dwuwymiarowymi (przekrojami lub mapami), rzadziej jedno- (profilami) lub trójwymiarowymi, w których zawarta jest informacja dotycząca rozkładu danego parametru fizycznego w przestrzeni.

Przekroje geofizyczne[14] stanowią podstawową formę wizualizacji modeli geofizycznych i są to dwuwymiarowe odwzorowania rozkładu mierzonych parametrów geofizycznych występujących pod linią przekroju i zaprezentowane w funkcji głębokości.

Przekroje geofizyczne metod ERT i GCM prezentują rozkład przestrzenny wartości oporności wyinterpretowanej ośrodka gruntowo-skalnego, prezentowanego w postaci izolinii i w skali barwnej. Na przekrojach należy także zaznaczyć strefy występowania kontrastów opornościowych.

Przekroje geofizyczne metod sejsmicznych prezentują rozkład przestrzenny wartości prędkości fal sejsmicznych w ośrodku gruntowo-skalnym (P lub S w zależności od techniki), w postaci izolinii i skali barwnej. Na przekrojach geofizycznych metod sejsmicznych należy wyznaczyć strefy obniżonych wartości prędkości fal oraz strefy występowania stromych i pionowych kontrastów wartości prędkości fal sejsmicznych.

Przekroje geofizyczne metody georadarowej prezentują rozkład przestrzenny amplitudy odbitej fali elektromagnetycznej w postaci skali barwnej lub pojedynczych tras georadarowych. Przekroje georadarowe muszą także zawierać informację na temat przyjętej prędkości fali elektromagnetycznej na danym odcinku badań.

Szczegółowe informacje dotyczące przetwarzania i modelowania wyników badań geofizyki inżynierskiej podano w rozdz. 3 i 8.

Z uwagi na definicję modelu geofizycznego uwzględniającego pojęcie anomalii geofizycznych, termin ten wymaga sprecyzowania i wyjaśnienia. W opisach wyników badań geofizycznych spotyka się często termin anomalia geofizyczna (zwykle z podaniem rodzaju badań lub parametru mierzonego). W podstawowym znaczeniu anomalią geofizyczną nazywamy lokalne odchylenie wartości mierzonej w terenie od wartości teoretycznej, która powinna występować w danym miejscu, nazywanej również wartością normalną. Jak z tego wynika, żeby zastosować termin „anomalia geofizyczna", musi być możliwość wyznaczenia wartości teoretycznej.

Dla badań grawimetrycznych i magnetycznych wylicza się teoretyczną wartość pola. Dla pola grawitacyjnego wartość normalna jest wartością wyliczoną dla danego miejsca na podstawie teoretycznego modelu pola siły ciężkości GRS80, natomiast dla pola magnetycznego zwykle stosuje się zmienny w czasie model IGRF (ang. *International Geomagnetic Reference Field* – międzynarodowy model referencyjny pola magnetycznego Ziemi) powstały na bazie ogólnoświatowej sieci obserwatoriów. Dla tych dwóch metod, z uwagi na przestrzenną (i czasową dla pomiarów magnetycznych) zmienność pola normalnego w interpretacjach geologicznych posługujemy się pojęciem anomalii – a jej wartość wskazuje na występowanie lokalnego czynnika mającego wpływ na zmierzone wartości.

Pojęcie anomalii geofizycznej spotyka się też czasami w opisach wyników innych badań geofizycznych, w tym w opisach rozkładu wartości prędkości fal sejsmicznych lub oporności warstw podłoża, czy opisu echogramów georadarowych. Dla pól prędkości i oporności terminem anomalii określa się lokalną strefę o wartościach odbiegających od arbitralnie przyjętych wartości, a w przypadku echogramów georadarowych pojęcie to stosowane jest czasami do stref występowania hiperboli dyfrakcyjnych lub stref tłumienia sygnału.

W niektórych przypadkach termin „anomalia geofizyczna" używana jest nawet, jako synonim zmienności parametrów. W tych przypadkach termin ten jest nieprecyzyjny i poza odniesieniem do metod grawimetrycznej i magnetometrycznej nie powinien być stosowany. W przestrzennych rozkładach oporności, czy prędkości fal sejsmicznych strefy anomalne często są obserwowane, jako silne gradienty, przy czym rozróżnia się gradient poziomy interpretowany z danych w profilu pionowym oraz gradient pionowy interpretowany z pomiarów w uzyskanych w poziomie.

W Wytycznych... (2019a) pojęcie anomalii geofizycznej zdefiniowano jako:

- strefę o wartościach parametrów fizycznych wyznaczonych w wyniku badań geofizycznych znacząco odbiegających od średnich uzyskanych dla danego przekroju geofizycznego;
- różnicę (odchylenie, stosunek) pomiędzy zmierzonymi wartościami parametru geofizycznego (przedstawionymi jako krzywa, mapa, przekrój itd.), a wybranym poziomem odniesienia (tła). Może mieć charakter względny lub bezwzględny.

Przykłady obserwowanych anomalii geofizycznych opisano w rozdz. 3.

[12] Warstwa geofizyczna – warstwa gruntów i skał o podobnych właściwościach geofizycznych, którą wydziela się na podstawie klasyfikacji parametru wiodącego, tj. oporności elektrycznej (tab. 15) lub prędkości fal sejsmicznych (tab. 20–21), lub innych parametrów (tab. 33) w zależności od metody badań geofizycznych.

[13] Model geofizyczny – model podłoża przedstawiający układ warstw geofizycznych, ich właściwości geofizyczne (parametry zmierzone za pomocą badań geofizycznych – tab. 33) oraz/lub miejsca anomalii geofizycznych.

[14] Przekrój geofizyczny – graficzne przedstawienie modelu geofizycznego, przekrój 2D przedstawiający wyniki badań geofizycznych (może mieć charakter jakościowy lub ilościowy) odzwierciedlający zmienność budowy ośrodka geologicznego bazujący na zróżnicowanych właściwościach geofizycznych tego ośrodka. W pewnych przypadkach na jednym przekroju mogą być przedstawione wyniki badań kilku metod geofizycznych.

7.6.2. Interpretacja wyników badań geofizycznych. Model geologiczno-geofizyczny

Badania geofizyczne mają charakter badań pośrednich, dlatego wymagają korelacji z wynikami badań metodami inwazyjnymi. Co ważne, badania geofizyczne pozwalają na zwiększenie zasięgu rozpoznania podłoża budowlanego poza strefę badań inwazyjnych dostarczając informacji o zmienności ośrodka gruntowo-skalnego i jego właściwościach fizyczno-mechanicznych. Zaletą metod geofizycznych jest dostarczanie ciągłej informacji przestrzennej, niemożliwej do uzyskania metodami bezpośrednimi.

Prawidłowa interpretacja wyników badań geofizycznych wymaga przeprowadzenia ich korelacji z danymi archiwalnymi i/lub z wynikami badań bezpośrednich. Badania geofizyczne nie określają w sposób bezpośredni takich cech ośrodka gruntowo-skalnego, jak właściwości mechaniczne, litologia czy warunki hydrogeologiczne. Można je określać jedynie na podstawie korelacji. Metody geofizyczne skorelowane z wynikami z wierceń umożliwiają (Kowalski, 1988):

– wyznaczenie granic warstw gruntów i skał między punktami dokumentacyjnymi;
– lokalizowanie zjawisk geologicznych i form antropogenicznych, niewidocznych na powierzchni terenu np.: formy erozyjne, zaburzenia glacitektoniczne i tektoniczne, formy pochodzenia krasowego, strefy wietrzenia, prawdopodobne powierzchnie poślizgu form osuwiskowych, pustki po eksploatacji górniczej, zasięg zanieczyszczeń i in.;
– zaprojektowanie dodatkowych badań podłoża budowlanego w miejscach stwierdzonych anomalii.

Interpretacja wyników badań geofizycznych wymaga doświadczenia z uwagi na niejednoznaczność interpretacji rezultatów pomiarów geofizycznych oraz ograniczenia metod.

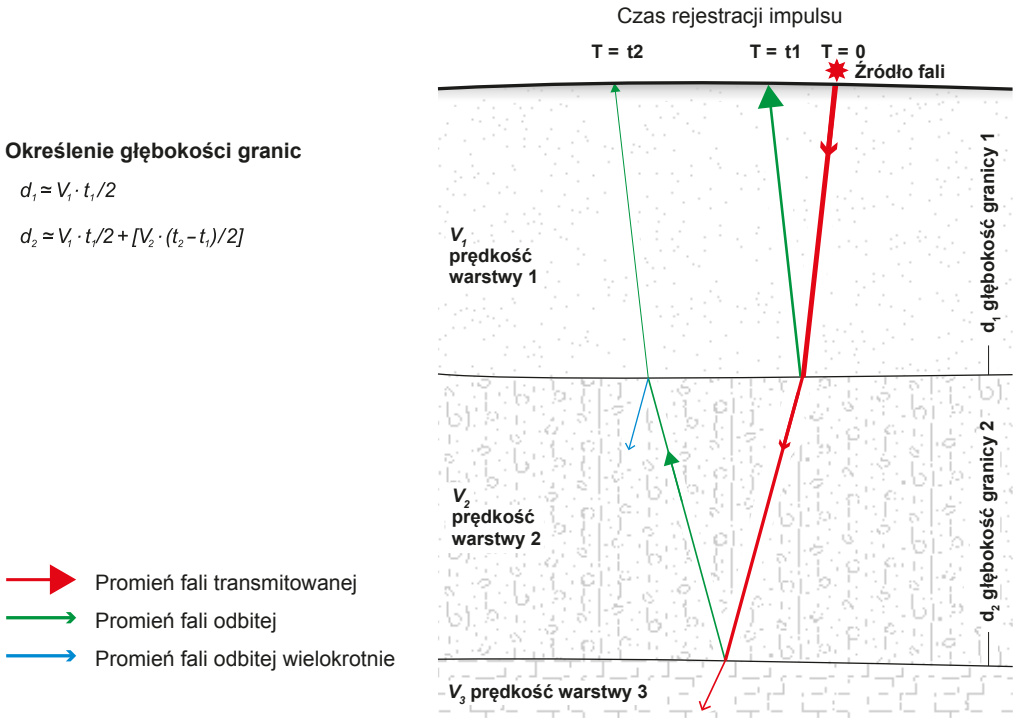
Szczegółowe informacje dotyczące interpretacji wyników badań geofizyki inżynierskiej podano w rozdz. 3 i 8.

7.6.2.1. Wydzielanie warstw geologiczno-geofizycznych oraz charakterystycznych elementów budowy geologicznej na podstawie wyników badań geofizycznych

Poprawne rozpoznanie budowy geologicznej podłoża na podstawie interpretacji wyników badań geofizycznych jest zadaniem wymagającym szerokiej wiedzy z zakresu geofizyki i różnych dziedzin geologii – geologii inżynierskiej, sedymentologii, hydrogeologii, geologii strukturalnej i tektoniki. W interpretacjach geologicznych badań geofizycznych każdorazowo należy rozważyć dwa kluczowe aspekty budowy geologicznej:

– geometrię warstw geologicznych, w tym głębokość i nachylenie granic warstw gruntów i skał, stref spękań i uskoków, granice kawern i stref rozluźnień oraz inne granice;
– litologię warstw geologicznych ograniczonych granicami, wydzielane na podstawie uziarnienia.

Położenia granic geologicznych można uzyskać stosując metody geofizyczne bazujące na odbiciu wiązki fal na granicach ośrodka o różnych parametrach (mechanicznych lub elektrycznych). Metody wykorzystujące grupę zjawisk fizycznych angażujących przede wszystkim odbicie fal, pozwalają na określenie głębokości do granicy odbijającej na podstawie opóźnienia pomiędzy emisją znanego sygnału z powierzchni terenu, a rejestracją powracającego (odbitego od granicy) sygnału. W praktyce w warunkach geologicznych sygnał nigdy nie jest odbity całkowicie i część energii falowej przenika do warstw niższych i kolejno część energii ulega odbiciu ku powierzchni od następnej granicy (rys. 77).



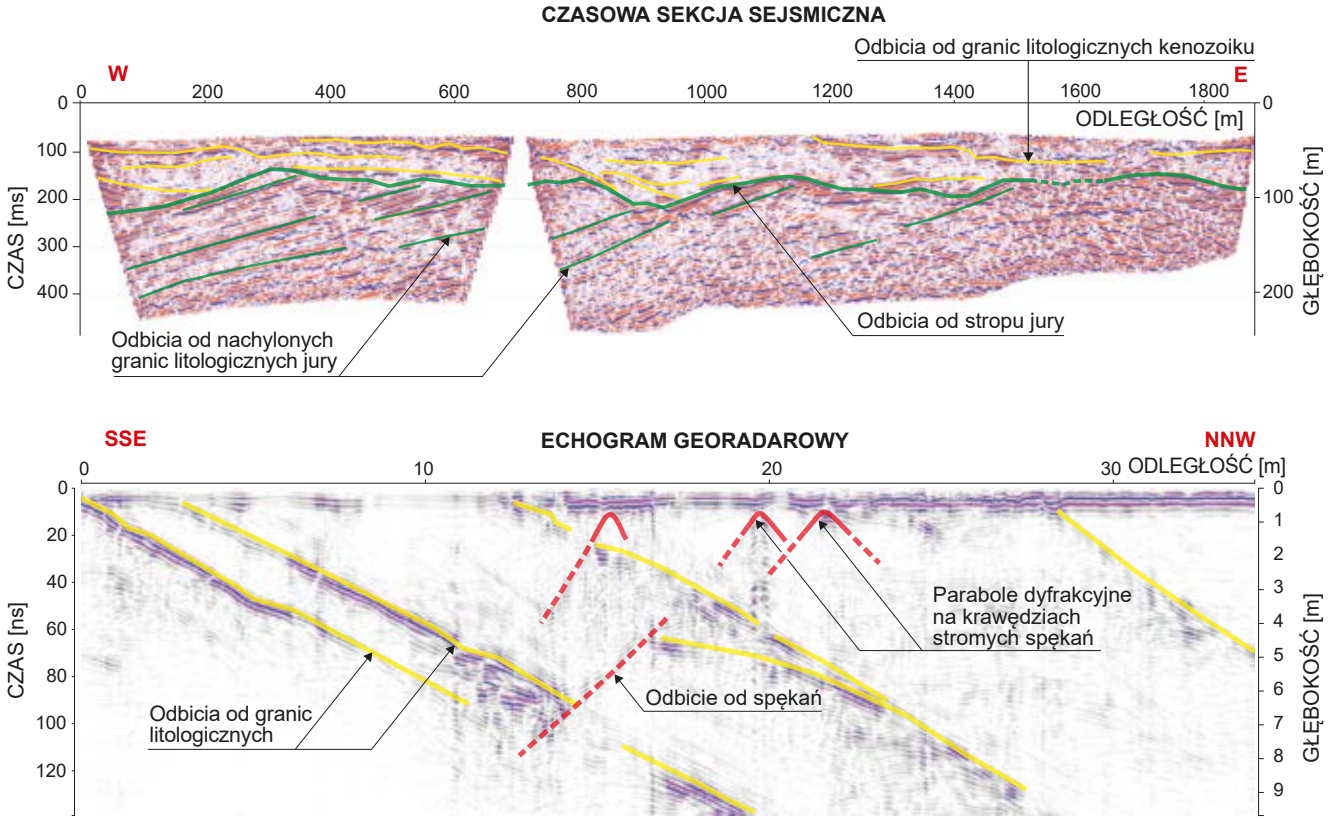
Rys. 77. Przebieg fal odbitych od kolejnych granic geologicznych

Zakładając lub znając prędkość rozchodzenia się użytych fal w ośrodku, w teorii z łatwością można obliczyć odległość do granic odbijających. W praktyce prędkość ta jest nieznana i należy ją określić w trakcie badań. W zależności od stosowanej metody fal odbitych istnieją różne techniczne sposoby określania prędkości fal w ośrodku lub przyjmuje się wartości prędkości na podstawie dostępnych informacji odnośnie ich wartości dla danego rodzaju skał (rozdz. 7.6.2.2). Z uwagi na fakt, że energia do ośrodka jest emitowana preferencyjnie pionowo w głąb ośrodka, granice nachylone powyżej pewnego kąta, nie generują odbić, które można rejestrować z powierzchni. Teoretyczną graniczną wartością kąta zapadania granicy, powyżej której nie rejestruje się odbić jest kąt 45°, ale w praktyce wartość ta jest znacznie mniejsza.

Dokładność rozpoznania położenia granic za pomocą metod fal odbitych jest zależna głównie od długości wykorzystanych fal (rys. 15). Z tego względu najkorzystniej byłoby wykorzystywać fale bardzo małej długości (wysokiej częstotliwości). Fale o wysokich częstotliwościach są jednak silnie tłumione w ośrodku gruntowo-skalnym i zastosowanie ich ogranicza głębokość rozpoznania. Fale o niskich częstotliwościach (z zakresu fal akustycznych), poza zdecydowanie niższą rozdzielczością, nie pozwalają na prawidłowe rozpoznanie strefy najpłytszej (kilku, kilkunastu metrów pod powierzchnią terenu).

Do metod fal odbitych, stosowanych w geofizyce inżynierskiej zalicza się metodę georadarową i sejsmiki refleksyjnej. W metodzie georadarowej wykorzystuje się fale elektromagnetyczne o częstotliwości 10–500 MHz i długości fal rzędu decymetrów do pojedynczych metrów. Zasięg głębokościowy metody georadarowej w gruntach w warunkach krajowych nie przekracza kilku metrów (w korzystnych warunkach zasięg może być większy). W metodzie sejsmiki refleksyjnej wykorzystuje się fale z zakresu akustycznego, o niskich częstotliwościach (ok. 20–500 Hz) i długości od kilku do kilkunastu metrów. Zasięg głębokościowy badań sejsmiki refleksyjnej jest ograniczony przede wszystkim mocą zastosowanego źródła. Dla badań do celów inżynierskich zasięg można ocenić na nawet 100 lub więcej metrów. Metoda sonarowa, wykorzystuje fale akustyczne w zakresie ultradźwięków (rzędu kiloherców) i falach o długości decymetrów. Technika sonarowa stanowi pośredni stopień pomiędzy georadarem a sejsmiką refleksyjną, jednak może być stosowana jedynie w wodzie.

Badania fal odbitych (rys. 78) dają informację na temat położenia granic leżących w przybliżeniu poziomo, lecz uważna analiza ich przebiegu może wnieść wiele dodatkowych informacji. Pomimo braku na przekrojach bezpośrednich odbić od granic stromo nachylonych, zarejestrowanie konsekwentnych przemieszczeń granic poziomych może sugerować obecność stref uskokowych. Obecność subtelnych granic odbijających w obrębie pakietów ograniczonych wyraźnymi horyzontami może dać informacje o obecności warstwowań, a ta z kolei, może nasunąć wnioski na temat środowiska sedymentacji. Na przykład obecność warstwowań skośnych względem głównych horyzontów odbijających



Rys. 78. Przykładowe przekroje (sekcje czasowe) obrazujące odbicia fal od warstw geologicznych

wskazuje na depozycję materiału frakcji piaszczystej w środowisku wodnym, a nierówna granica wyrażona przez falę o pozornie większej długości wskazywać może na zwietrzałą granicę podłoża skalnego.

Przy możliwości zastosowania metod refleksyjnych, mając na uwadze ich ograniczenia – zasięgi głębokościowe i rozdzielczość, korzystne jest wstępne wyznaczenie granic oddzielających poszczególne obiekty geologiczne, rozpoznanie możliwych wskaźników dotyczących środowiska sedymentacji, czy geologii strukturalnej. W przypadku badań refleksyjnych jest wskazane przeprowadzenie porównania położenia wyznaczonych granic z granicami opisanymi z otworów wiertniczych i przeprowadzenie na tej podstawie kalibracji głębokościowej.

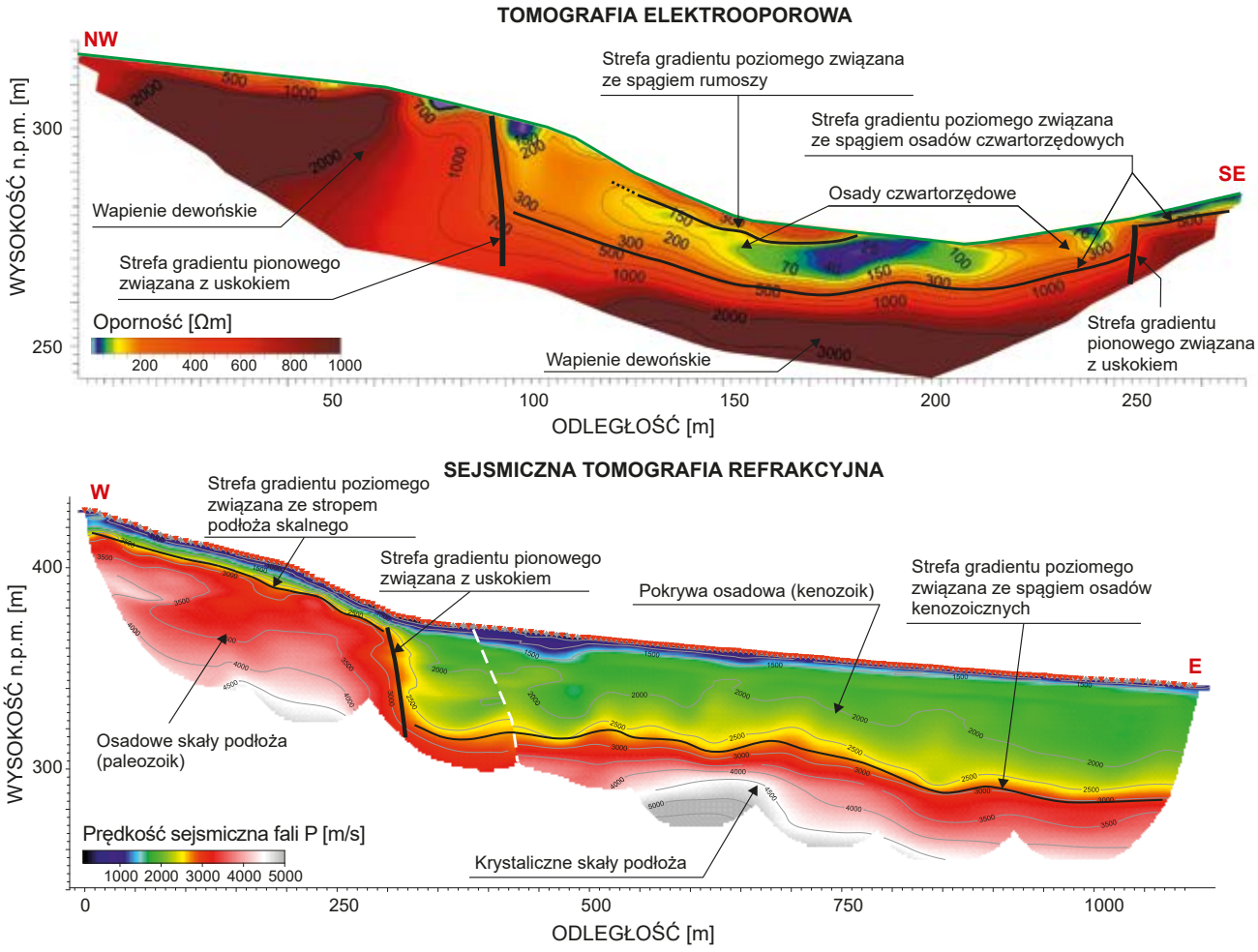
W badaniach dla celów rozpoznania podłoża budowlanego metody fal odbitych stosuje się jednak względnie rzadko, choćby z uwagi na zakres głębokościowy nie do końca odpowiadający potrzebom rozpoznania. Metodami geofizycznymi częściej stosowanymi są tomografia elektrooporowa i tomografia sejsmiczna – metody, które na podstawie modelowania są w stanie odtworzyć pole mierzonych parametrów – odpowiednio wartości oporności i prędkości fal sejsmicznych dla badanej przestrzeni geologicznej (rys. 79).

Pola tych parametrów, przedstawiane na przekrojach, mapach lub w przestrzeni trójwymiarowej charakteryzują się zmiennością zależnie od stopnia skomplikowania budowy geologicznej i umożliwiają jej odwzorowanie.

W efekcie iteracyjnego modelowania uzyskujemy obraz stref w przestrzeni o określonej wartości mierzonego parametru. Zwykle parametry te grupują się w przestrzeni tak, że istnieją strefy o stosunkowo jednorodnych wartościach lub o wartościach zmieniających się konsekwentnie na większej przestrzeni, które są oddzielone od części przestrzeni charakteryzujących się odmiennymi wartościami strefą, gdzie wartość zmieniają się gwałtownie (strefy podwyższonych gradientów pola).

Obszary cechujące się stałymi wartościami parametrów (lub zmieniającymi się konsekwentnie na większym dystansie) w typowych warunkach geologicznych można uznać za jednorodne obiekty geologiczne – warstwy lub niespękany ośrodek skalny.

Strefy podwyższonego gradientu pola odpowiadają natomiast granicom geologicznym. W pierwszym przybliżeniu można przyjąć, że granica geologiczna oddzielająca obiekty geologiczne charakteryzujące się odmiennymi parametrami, jest zlokalizowana w linii maksymalnego gradientu.



Rys. 79. Pola wartości parametrów fizycznych (góra – pole oporności, dół – pole prędkości fali sejsmicznej) z dużymi gradientami wartości

Do obiektywizacji przebiegu tak wyznaczonej granicy można wykorzystać narzędzia (metody obliczeniowe) oparte na wyznaczaniu wartości gradientu (pierwszej pochodnej wartości funkcji opisującej pole wartości) dostępne w różnych programach do analizy pól. Tak wyznaczone granice jednak rzadko odpowiadają dokładnie przebiegowi realnych granic w ośrodku gruntowo-skalnym. Do dokładnego określenia przebiegu granic jest konieczne skalibrowanie wyników pomiarów geofizycznych na podstawie danych z otworów wiertniczych lub innych obserwacji bezpośrednich.

W przypadku wyraźnego modalnego rozkładu wartości, kiedy wartości parametru w wąskich przedziałach zajmują wyraźnie ograniczone przestrzenie, wyniki rozdziela się automatycznie na podstawie wartości tabelarycznych, przez przypisanie zakresu wartości do litologii. Przy zastosowaniu takiego podejścia, granice geologiczne zostają wyznaczone na linii łączącej określone wartości parametrów.

W trakcie przetwarzania wyników badań geofizycznych, na wielu etapach stosuje się dyskretyzację przestrzeni (podział na bloki obdarzone stałymi wartościami) oraz procedury interpolacyjne. Dlatego też automatyczne wyznaczanie granic na arbitralnie założonych wartościach parametrów daje jedynie wstępny i zwykle bardzo niedokładny obraz przebiegu granic. Dodatkowo automatyczne wyznaczenie granic powoduje nieraz liczne artefakty, wynikające z procedur interpolacji oraz może generować sztuczne granice w strefach stopniowej zmienności parametrów.

Określenie litologii warstw geologicznych ograniczonych wyznaczonymi wcześniej granicami wymaga wykorzystania wszystkich możliwych informacji. Wnioskowanie bazujące na pomiarach pojedynczego parametru zwykle daje niejednoznaczne rozwiązania. Zakresy danego parametru dla różnych rodzajów skał zwykle się nakładają (patrz str. 139 – rys. 84, str. 143 – rys. 86). Nawet w jednej lokalizacji te same skały czy osady mogą na wynikach badań geofizycznych charakteryzować się różnymi wartościami mierzonych parametrów, w zależności od stopnia zawodnienia, obecności wkładek czy głębokości występowania. Na podstawie samych tylko parametrów nie da się zwykle określić litologii podłoża.

Kluczowe informacje konieczne do prawidłowych interpretacji badań geofizycznych uzyskuje się dzięki analizie materiałów archiwalnych – nie tylko wierceń, ale również map geologicznych oraz dzięki bieżącym obserwacjom terenowym. Zwykle, obserwacje terenowe i podstawowa znajomość zarysu budowy geologicznej badanego obszaru pozwalają nie tylko na sformułowanie wstępnej tezy o budowie podłoża, ale i wykluczenie całej serii nieprawdopodobnych możliwości, ograniczając ilość prawdopodobnych rozwiązań i kierując uwagę na aspekty, które powinny ulec szczegółowemu zbadaniu.

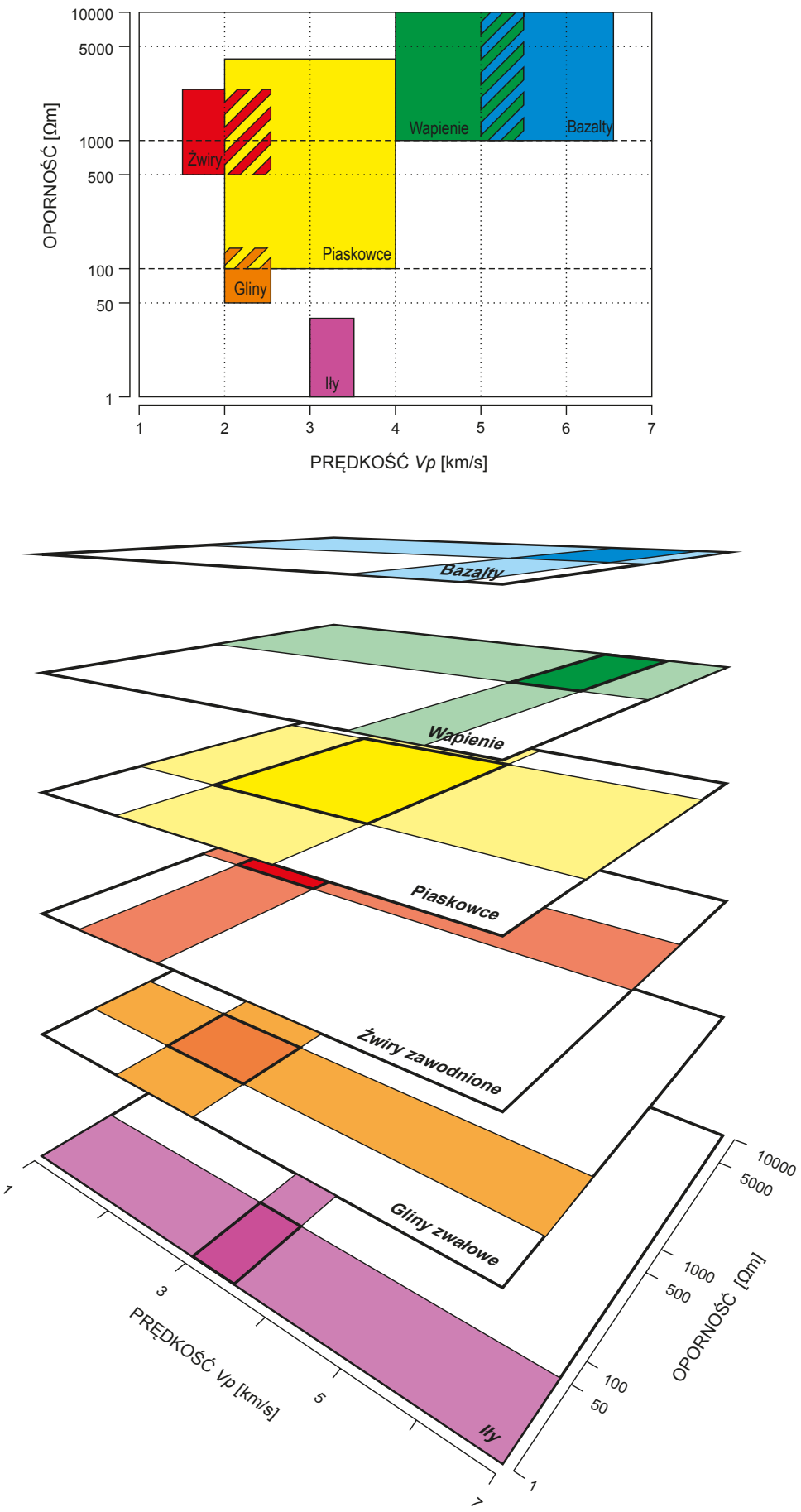
W przypadku wykonywania kompleksowych badań geofizycznych dysponuje się zestawem kilku parametrów fizycznych. W przypadku badań wykonywanych na potrzeby inżynierskie zwykle są to wyniki dotyczące parametrów elektrycznych ośrodka i prędkości fal sejsmicznych. O ile oddzielna analiza wartości dla każdego z parametrów może nie przynieść jednoznacznych rozwiązań, to zastosowanie więcej niż jednego parametru często znacznie ogranicza ilość rozwiązań (rys. 80).

Dobrym przykładem może być rozróżnienie gruntów organicznych od iłów. Te dwa typy litologiczne charakteryzują się bardzo niską opornością (rzędu kilku, kilkunastu Ωm). Na podstawie jedynie wartości oporności nie można ich rozróżnić. Typy te jednak różnią się znacząco wartościami prędkości fal sejsmicznych S (dla gruntów organicznych wartości te są skrajnie niskie, natomiast dla iłów średnie), co pozwala na jednoznaczne rozróżnienie tych osadów (patrz rozdz. 8.2.1). Sytuacja odwrotna zachodzi w przypadku odróżniania glin zwałowych od zawodnionych żwirów. Zastosowanie badań sejsmiki fali P nie pozwoli na odróżnienie tych dwóch typów litologicznych, które mogą cechować się zbliżonymi wartościami prędkości (rzędu 1800–2100 m/s), podczas gdy dodanie informacji o oporności tych osadów (wartości oporności dla żwirów są kilkukrotnie wyższe niż dla glin zwałowych) pozwoli na bardziej jednoznaczne ich odróżnienie. W oczywisty sposób dodanie kolejnej informacji dotyczącej innych parametrów wiązałoby się z dalszym ujednoznacznianiem interpretacji, jednak zyski z podniesienia jednoznaczności interpretacji geologicznej niekoniecznie muszą być na tyle wysokie, by uzasadniać poniesienie kosztów na badania z zastosowaniem kolejnych metod.

Przy badaniach dotyczących zagadnień inżynierskich bardzo często mamy dostęp do profilów wierceń geologicznych lub wyników innych bezpośrednich metod badawczych (patrz rozdz. 8). Dopasowanie zarówno granic wydzieleń, jak i porównanie litologii z informacjami uzyskanymi z otworów, jest w oczywisty sposób konieczne. Postępowanie takie pozwala na jednoznaczne, choć punktowe określenie litologii identyfikującej się na wynikach badań geofizycznych jako zespół parametrów fizycznych. Zwykle porównanie takie pozwala na ekstrapolację danych metod otworowych tak, że przy występowaniu stałego zestawu parametrów uzyskanych metodami geofizycznymi można przyjąć, że strefa taka ma stały skład. Użyteczność tego podejścia załamuje się jednak w kilku przypadkach:

– występowania obocznej zmienności litologii poszczególnych warstw geologicznych, szczególnie na małych dystansach występowania stref nieciągłości, które z uwagi na swój ograniczony przestrzennie zasięg rzadko są rejestrowane metodami bezpośrednimi;
– gdy mierzony parametr rejestruje zmiany stanu fizycznego, które nie mogą być zarejestrowane za pomocą zastosowanej metody badawczej, jak np. zmiana wartości prędkości fal sejsmicznych w pozornie jednorodnym pakiecie glin zwałowych, wskazująca na występowanie dwóch połączonych warstw różniących się stopniem konsolidacji.

W przypadku badań geofizycznych prowadzonych dla zastosowań inżynierskich, gdzie zwykle są dostępne liczne informacje z metod bezpośrednich, a kontekst geologiczny jest stosunkowo dobrze rozpoznany, podstawową wartością uzyskiwaną z badań geofizycznych jest możliwość prze-



Rys. 80. Możliwość doprecyzowania określenia litologii z zastosowaniem więcej niż jednej wartości parametru fizycznego

prowadzenia szczegółowej, przestrzennej korelacji między miejscami przeprowadzonych badań bezpośrednich oraz wyznaczenia zmienności (szczególnie parametrów mechanicznych), które nie zostały zarejestrowane bezpośrednimi metodami badawczymi. Badania geofizyczne są szczególnie ważne w przypadku występowania dużej zmienności wynikającej ze specyfiki facjalnej osadów, występowania zaburzeń tektonicznych czy glacitektonicznych. Uproszczony, zgeneralizowany sposób prowadzenia interpretacji geologicznej wyników badań geofizycznych prezentuje schemat (rys. 81).

W efekcie interpretacji uzyskuje się modele geologiczno-geofizyczne[15], które przedstawiają układ warstw geologiczno-geofizycznych[16] oraz ich właściwości fizyczne i mechaniczne, a także wskazują miejsca niekorzystnych procesów i zjawisk geologicznych występujących w ośrodku gruntowo-skalnym. Modele geologiczno-geofizyczne stosowane do celów geofizyki inżynierskiej, podobnie jak modele geofizyczne, są zwykle modelami dwuwymiarowymi (przekrojami lub mapami), rzadziej jedno- (profilami) lub trójwymiarowymi, w których zawarta jest interpretacja geologiczna na podstawie danych geofizycznych.

Przekroje geologiczno-geofizyczne[17] stanowią podstawową formę wizualizacji modeli geologiczno-geofizycznych. Zawierają autorską interpretację geologiczną integrującą dane uzyskane z badań geofizycznych, wierceń, obserwacji i innych dostępnych źródeł. Przekroje geologiczno-geofizyczne powinny być wykonane w tej samej skali, co przekroje geofizyczne.

Przekroje geologiczno-geofizyczne należy przedstawić w skalach dostosowanych do skali przekrojów geologiczno-inżynierskich/geotechnicznych. W przypadku wykonywania badań geofizycznych dla dwóch lub więcej równoległych profilów, jeśli to możliwe, zaleca się zestawiać wyniki dla wszystkich równoległych do siebie profilów na wspólnym załączniku graficznym.

Jeżeli zagęszczona sieć profilów (punktów) pomiarowych pozwala na to, można wykonać wizualizację 3D. Interpretacja powinna opierać się o przetworzony materiał 2D, wizualizacja 3D ma jedynie charakter pomocniczy. W przypadku wykonywania badań w wersji zdjęcia trójwymiarowego, interpretacja powinna być zaprezentowana na przekrojach 2D wyodrębnionych z bloku 3D. Ewentualna wizualizacja 3D powinna mieć jedynie charakter pomocniczy.

[15] Model geologiczno-geofizyczny – model podłoża przedstawiający układ warstw geologiczno-geofizycznych, ich właściwości fizyczno-mechaniczne oraz/lub miejsca niekorzystnych procesów i zjawisk.

[16] Warstwa geologiczno-geofizyczna – warstwa gruntów i skał o podobnym wykształceniu litologicznym i podobnych właściwościach fizyczno-mechanicznych wyznaczonych na podstawie właściwości geofizycznych. Warstwa geofizyczna, której przypisuje się litologię na podstawie odpowiednich klasyfikacji (rozdz. 7.6.2.2) oraz parametry fizyczno-mechaniczne (rozdz. 7.6.2.3) w zależności od metody badań geofizycznych.

[17] Przekrój geologiczno-geofizyczny – graficzne przedstawienie modelu geologiczno-geofizycznego, przekrój 2D przedstawiający wyniki interpretacji badań geofizycznych z uwzględnieniem badań geologiczno-inżynierskich, geotechnicznych, hydrogeologicznych oraz relacji litologia–parametry geofizyczne określonej na podstawie badań ilościowych.

7.6.2.2. Zależności i klasyfikacje wykorzystywane do opracowania modelu geofizycznego i modelu geologiczno-geofizycznego

Zależności i klasyfikacje wykorzystywane do interpretacji badań elektrooporowych

Identyfikacja typu litologicznego gruntów/skał na podstawie ich oporności/przewodności nie zawsze jest jednoznaczna. Właściwości elektryczne gruntów i skał zmieniają się w szerokich granicach. Najmniejszymi opornościami charakteryzują się grunty/skały zawierające duże ilości kruszców (przewodników elektronowych) oraz najwięcej fazy ciekłej tj. zmineralizowanej wody. Szeroki zakres zmian właściwości elektrycznych tych samych rodzajów gruntów/skał wynika z ich zróżnicowania pod względem składu mineralnego, tekstury, porowatości i nasycenia wodą, fizycznych i innych warunków kształtujących stan badanej próbki.

W literaturze istnieje wiele zależności, w których są podawane tzw. „typowe" zakresy oporności dla gruntów i skał. Zależności te należy traktować jakościowo, tzn. podają one pewne zakresy oporności, których możemy się spodziewać, wykonując badania w obszarze o określonej budowie geologicznej. Zakresy oporności zmieniają się dość znacznie w zależności od regionu, co można zaobserwować na rysunkach 82–84 i tabelach 16–18.

Grunty i skały można podzielić na 5 kategorii:

– grunty i skały bardzo niskooporowe: siarczki, węgle antracytowe, grafit, galenit, magnetyt, piryt, chalkopiryt, pirotyn (oporność 0,01–1 Ωm);
– grunty i skały niskooporowe: iły, gliny, torfy, margle, lessy (wilgotne lub zawodnione), łupki (oporność 5–40 Ωm);
– grunty i skały średniooporowe: wapienie, piaski, piaskowce (oporność 80–100–300 Ωm);
– grunty i skały wysokooporowe: gabra, bazalt, granity, piaski suche (oporność 300–1000–10 000 Ωm);
– skały bardzo wysokooporowe: gipsy, anhydryty, sole kamienne (oporność >10 000 Ωm).

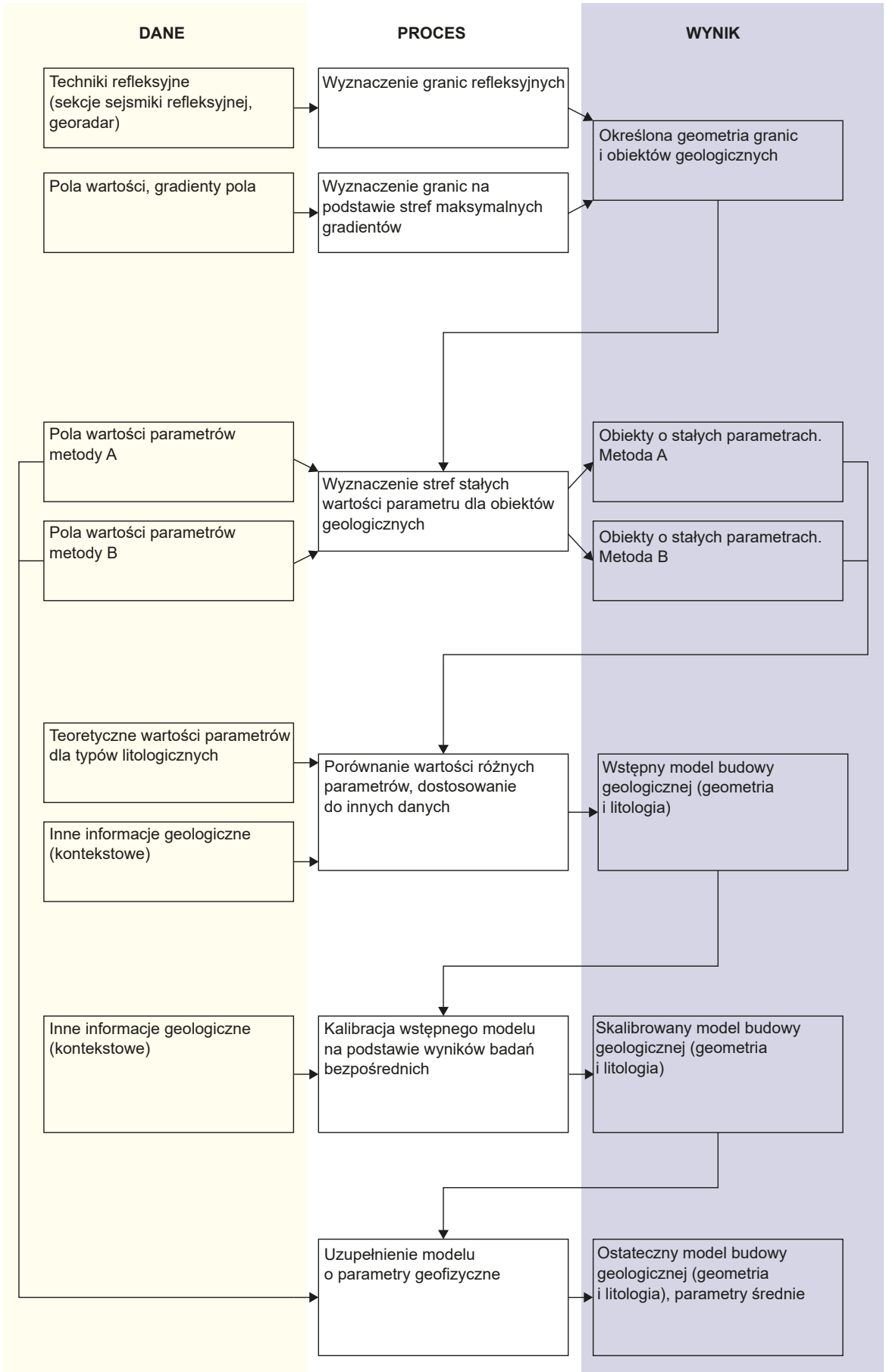
Uwaga: sole kamienne są bardzo wysoko oporowe, natomiast wysady solne i ich otoczenie mogą charakteryzować się skrajnie niskimi opornościami na skutek występowania solanek.

Na potrzeby opracowywania przekrojów geofizycznych i geologiczno-geofizycznych można stosować zaproponowane klasyfikacje ze względu na oporność elektryczną (tab. 15) oraz ze względu na oporność elektryczną i litologię gruntów/skał/wody (rys. 82–84, tab. 16–18).

Tabela 15

Klasyfikacja gruntów i skał ze względu na oporność elektryczną na podstawie badań geofizycznych metodami elektrooporowymi (Majer, Sokołowska, 2021, zmienione)

Termin opisujący oporność gruntów i skał	Oporność elektryczna ρ [Ωm]	Numer na potrzeby symbolizacji warstw
Bardzo niski	$\rho < 10$	1
Niski	$10 \geq \rho < 30$	2
Umiarkowanie niski	$30 \geq \rho < 80$	3
Średni	$80 \geq \rho < 300$	4
Umiarkowanie wysoki	$300 \geq \rho < 1000$	5
Wysoki	$1000 \geq \rho < 10\,000$	6
Bardzo wysoki	$\rho \geq 10\,000$	7



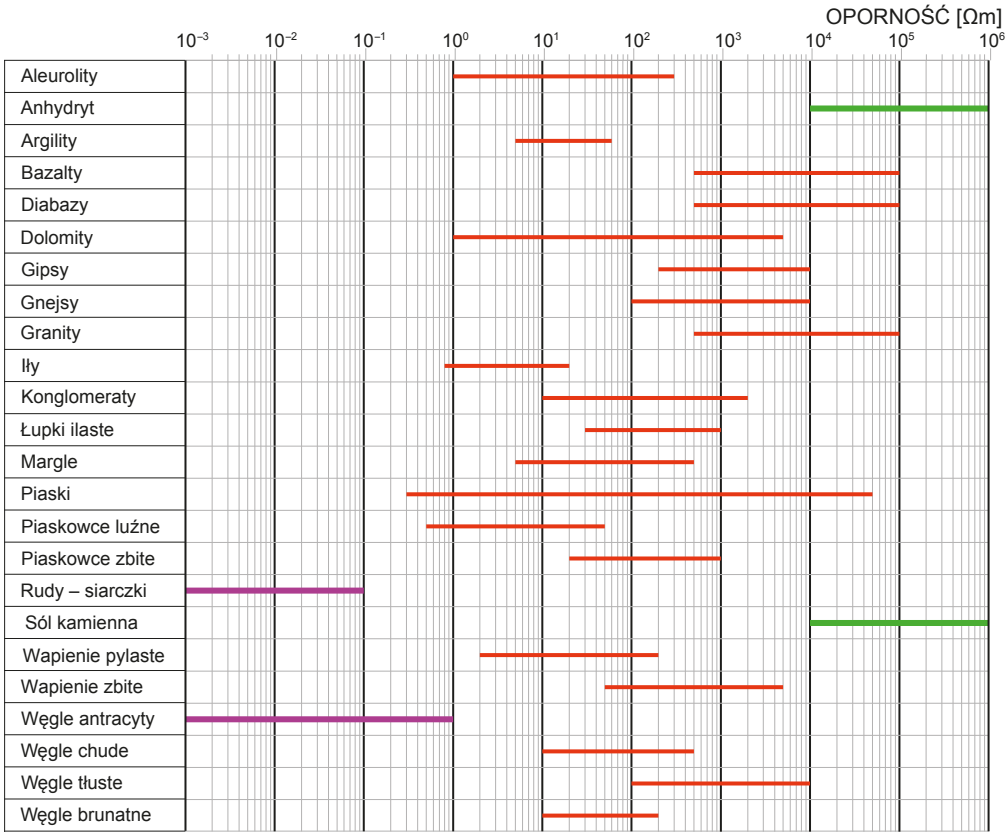
Rys. 81. Schemat prowadzenia interpretacji wyników badań geofizycznych

Na rysunku 82 zaprezentowano popularne w polskiej literaturze, zakresy oporności dla kilkunastu wybranych skał. Jest to tabela zaproponowana przez Dachnowa, która została wdrożona przez Fajklewicza (1972) do stosowania w warunkach krajowych.

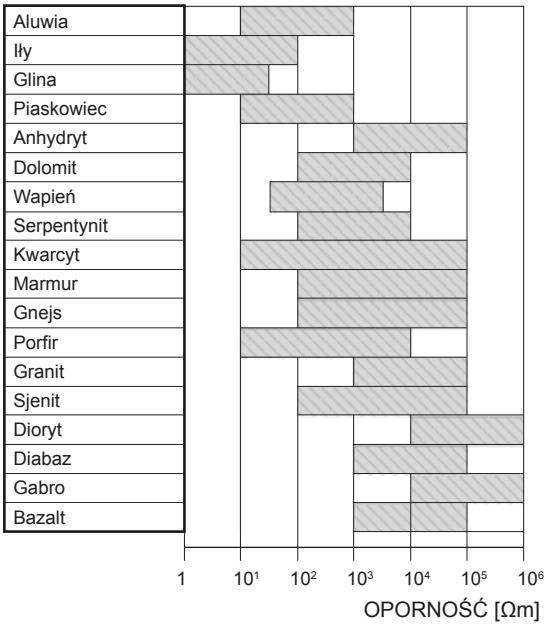
Rysunek 83 prezentuje podział zakresów wartości oporności elektrycznej dla różnych typów skał i gruntów według Dzwinela (1978).

Na rysunku 84 przedstawiono zmodyfikowany podział zakresów wartości oporności elektrycznej dla różnych typów skał i gruntów wg Gunna i in. (2014).

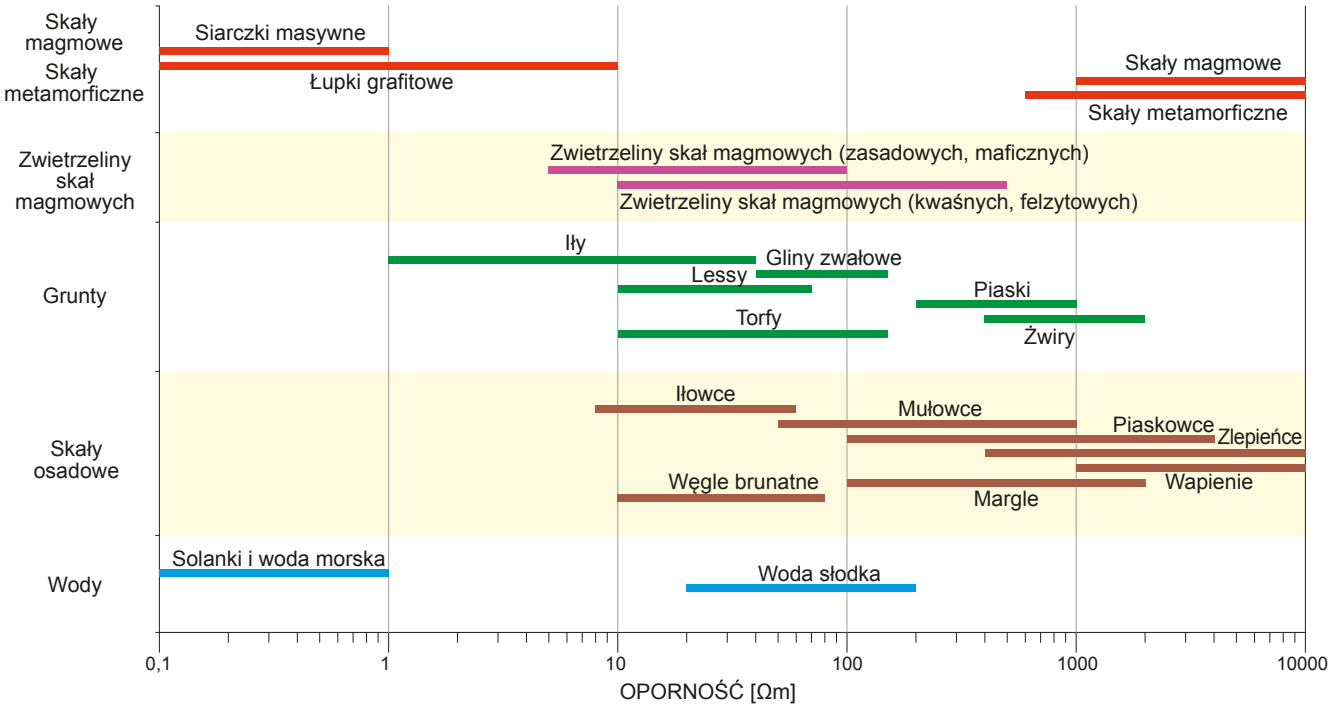
Inne klasyfikacje ze względu na oporność elektryczną skał i gruntów można znaleźć w publikacjach: Stenzel, Szymanko (1973) dla gruntów występujących w Polsce (tab. 16) oraz Palacky'ego (1988) (tab. 17).



Rys. 82. Oporność elektryczna skał wg Dachnowa (Fajklewicz, 1972)



Rys. 83. Oporność elektryczna skał (Dzwinel, 1978)



Rys. 84. Typowe zakresy oporności elektrycznej skał (Gunn i in., 2014, zmienione)

Tabela 16

Klasyfikacja gruntów i skał występujących w Polsce ze względu na oporność elektryczną (Stenzel, Szymanko, 1973)

Rodzaj gruntu/skały	Oporność elektryczna (opór elektryczny właściwy wg Stenzel, Szymanko, 1973) ρ [Ωm] w podziale na klasy zgodnie z tabelą 15						
	<10	10–30	30–80	80–300	300–1000	1000–10 000	≥10 000
Piaski powyżej zwierciadła wód gruntowych				≥250	≤1000		
Zawodnione piaski, żwiry, pospółki			≥80		≤350*		
Lessy		≥20	≤60				
Pyły i gliny			≥35	≤80			
Iły i namuły ilaste		≤30					
Torf i węgiel brunatny	≥8		≤50				
Margle		≥20			≤300		
Wapienie i piaskowce suche					≥300		
Wapienie i piaskowce zawodnione zależnie od mineralizacji wody podziemnej					≤300		
Skały krystaliczne i metamorficzne typu gnejs						≥1000	
Łupki grafitowe	≤10						
Łupki krzemionkowe						≥1000	

*Przy obecności wody o bardzo dużej lub bardzo małej mineralizacji opory właściwe mogą być mniejsze niż 60 Ωm i wyższe niż 300 Ωm

Szare pola oznaczają przedziały oporności elektrycznej dla rodzaju gruntu/skały

Tabela 17

Klasyfikacja gruntów i skał ze względu na oporność elektryczną (Palacky, 1988, przetłumaczone)

Rodzaj gruntu/skały		Oporność elektryczna [Ωm] w podziale na klasy zgodnie z tabelą 15						
		<10	10–30	30–80	80–300	300–1000	1000–10 000	≥10 000
Skały niezwietrzałe tarczy kontynentalnej	siarczki masywne	0,01–1						
	skały magmowe i metamorficzne						≥1000	≤100 000
	grafit	≥0,1	≤10					
Pokrywy zwietrzelinowe	zwietrzeliny skał magmowych zasadowych (maficzne)	≥3		≤70				
	zwietrzeliny skał magmowych kwaśnych (felsytowe)			≥70		≤300		
	zwietrzeliny skał metamorficznych		≥10			≤300		
	zwietrzeliny plamiste (ang. *mottled zone*)					≥300	≤3000	
	zwietrzeliny chemiczne (ang. *duricrust*, np. lateryty, boksyty, caliche)						≥3000	≤50 000
Osady lodowcowe	iły	≥4			≤100			
	gliny zwałowe			≥70			≤3000	
	piaski i żwiry					≥600		≤10 000
Skały osadowe	łupki	≥6		≤40				
	piaskowce			≥70			≤1000	
	zlepieńce						≥1000	≤10 000
	lignit		≥10		≤100			
	węgle				≥100	≤700		
	dolomity						≥1000	≤10 000
	wapienie							10 000–100 000
Woda, warstwy wodonośne	woda słona	0,3–1						
	woda słodka	≥3			≤100			
	lód morski			≥30			≤1000	
	wieczna zmarzlina					≥600		≤100 000

Brązowe pola oznaczają przedziały oporności elektrycznej dla rodzaju gruntu/skały

Zwraca uwagę fakt, że zakresy oporności elektrycznej dla różnych typów gruntów i skał nakładają się na siebie i mechaniczna interpretacja wyników oporności ośrodka gruntowo-skalnego będzie wysoko niejednoznaczna. Jednak w praktyce, prawie nigdy nie wykonujemy badań bez znajomości zarysu budowy geologicznej. Można wstępnie przewidzieć zakres typów litologicznych, z jakimi będziemy mieli do czynienia i ograniczyć niejednoznaczność interpretacji.

Różni autorzy podają różne klasyfikacje, jednak istnieje potrzeba opracowania klasyfikacji dostosowanej do warunków krajowych na podstawie wyników badań terenowych. Poniżej przedstawiono autorską tabelę oporności elektrycznej gruntów i skał dla obszaru Polski, opracowaną na podstawie własnych doświadczeń (tab. 18).

Na oporność elektryczną gruntów decydujący wpływ mają trzy główne czynniki: mineralizacja wody, zawartość frakcji iłowej oraz wilgotność (Ogilwi, 1974). Zmiany oporności w zależności od zasolenia wody i temperatury prezentuje rysunek 85. Zmineralizowana woda oraz frakcja ilasta stanowią składniki dobrze przewodzące prąd, obniżają zatem znacznie oporność.

Z doświadczeń autorów wynika, że oporności iłów w Polsce wahają się od kilku do 20–25 Ωm. Przy czym typowe wartości to 5–30 Ωm. Przykłady wyników badań geoelektrycznych dla iłów z okolic Szczecina znajdują się rozdz. 8.10. Warto tutaj rozgraniczyć iły ze względu na genezę. Iły morskie będą miały nieznacznie niższe oporności. Rudy typu siarczki, tlenki mają oporność rzędu od 10^{-1} do 10^{-6} Ωm. Wody podziemne, w zależności od mineralizacji, będą

Tabela 18

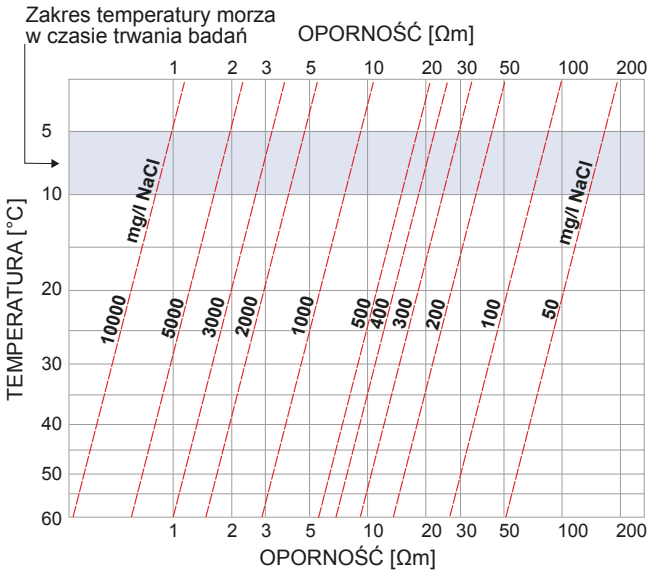
Klasyfikacja wybranych gruntów i skał ze względu na oporność elektryczną (Majer, Sokołowska, 2021, zmienione)

Numer na potrzeby symbolizacji warstw	Rodzaj gruntu/skały	Oporność elektryczna ρ [Ωm]					
		0–10	5–30	25–80	70–300	300–1000	1000–10000
1	skały wylewne (bazalty, diabazy, andezyty, porfiry, melafiry, trachity, riolity					w strefie zwietrzałej	skały lite
2	skały głębinowe (granity, dioryty, gabra, sjenity)					w strefie zwietrzałej	skały lite
3	gnejsy, marmury					w strefie zwietrzałej	skały lite
4	łupki krystaliczne (łyszczykowate, amfibolitowe, chlorytowe, talkowe, zieleńcowe, fyllity), serpentynity				w strefie zwietrzałej	skały lite	
5	skały klastyczne zwięzłe						
6	brekcje, zlepieńce						
7	kreda			[20–40]			
8	opoki			[40–80]			
9	margle			[35–70]			
10	mułowce			zawodnione	suche		
11	piaskowce				[150–300]		
12	łupki ilaste		[5–40]				
13	iłołupki						
14	flisz piaskowcowy (p-ce >85%)				[>150]		
15	flisz piaskowcowo-łupkowy (50%<p-ce <85%)				[90–150]		
16	flisz łupkowo-piaskowcowy (15%<p-ce <50%)			[40–90]			
17	flisz łupkowy (p-ce <15%)			[<40]			
18	skały klastyczne sypkie						
19	piaski (zawodnione)						
20	piaski i żwiry (zawodnione)				[80–400]		
21	piaski i żwiry (suche)					[>250]	
22	piaski (eoliczne)						
23	piaski gliniaste						
24	zwietrzelina (podłoże wysokooporowe – np. zwietrzeliny piaskowca)		o niższej oporności niż podłoże				
25	zwietrzelina (podłoże niskooporowe – np. zwietrzeliny łupka)		o wyższej oporności niż podłoże				
26	klastyczne spoiste						
27	iły						
28	gliny zwięzłe						

Tab. 18 cd.

Numer na potrzeby symbolizacji warstw	Rodzaj gruntu/skały	Oporność elektryczna ρ [Ωm]					
		0–10	5–30	25–80	70–300	300–1000	1000–10000
29	gliny pylaste						
30	gliny piaszczyste						
31	pyły		zawodnione	suche			
32	lessy			[20–60]			
33	organiczne (wapienie, dolomity, rogowce)				zawodnione	suche	
34	chemiczne (gips, anhydryt, sól)	zawodnione				suche	
Woda							
35	woda (słodka)						
36	woda (morska, słona)						
37	woda zmineralizowana						
38	torfy		[20–50]				
Kras							
39	kras (pustki)				silne gradienty w strefie pustek		
42	kras (wypełniony)	trudne do zdefiniowania					
43	utwory antropogeniczne	trudne do zdefiniowania					
44	utwory zmineralizowane	znacznie obniżają oporności utworów, które wypełniają					
45	strefy uskokowe	trudne do zdefiniowania, silne gradienty					
46	siarczki, węgle antracytowe, grafit, galenit, magnetyt, piryt, chalkopiryt, pirotyn						

Czerwone pola oznaczają przedziały oporności elektrycznej dla rodzaju gruntu/skały



Rys. 85. Wykres zależności oporności wody od mineralizacji i temperatury (Ogilwi, 1974)

charakteryzować się opornością w zakresie 0,1 do 100 Ωm. Woda pitna w Warszawie ma oporność 20–30 Ωm. Zależność mineralizacji wody i oporności można przedstawić w następujący sposób (Bocheńska i in., 2002):

$$\rho_w = \frac{8{,}4}{M}\,[1 + \alpha_t\,(t - 10)]$$

gdzie:

ρ_w – oporność wody [Ωm];

M – mineralizacja ogólna wody [g/dm^3];

α_t – współczynnik temperaturowy przewodności elektrycznej roztworów, α_t = 0,025–0,026 [$\frac{1}{°C}$].

Podział wód ze względu na mineralizację przedstawia się następująco (Ogilwi, 1974; Bocheńska i in., 2002):

– wody ultra słodkie charakteryzują się mineralizacją od 10 do 100 mg/dm^3 i opornościami od 80 do 800 Ωm (temperatura 7°C);
– wody słodkie charakteryzują się mineralizacją od 100 do 1000 mg/dm^3 i opornościami od 8 do 80 Ωm (temperatura 7°C);

– wody półsłodkie charakteryzują się mineralizacją od 1000 do 3000 mg/dm^3 i opornościami od 3 do 8 Ωm (temperatura 7°C);
– wody słonawe charakteryzują się mineralizacją od 3000 do 10 000 mg/dm^3 i opornościami od 0,9 do 3 Ωm (temperatura 7°C);
– wody słone charakteryzują się mineralizacją od 10 000 do 35 000 mg/dm^3 i opornościami od 0,2 do 0,9 Ωm (temperatura 7°C);
– wody solankowe charakteryzują się mineralizacją powyżej 35 000 mg/dm^3 i opornościami poniżej 0,2 Ωm (temperatura 7°C).

Są to laboratoryjne wartości oporności wody, które w dużym stopniu będą oddziaływały na oporności np. piasków zawodnionych, czy całych kompleksów skalnych. Interesujące wyniki badań geoelektrycznych wykonanych w strefie brzegowej morza Bałtyckiego opisano w artykule (Pacanowski, 2016).

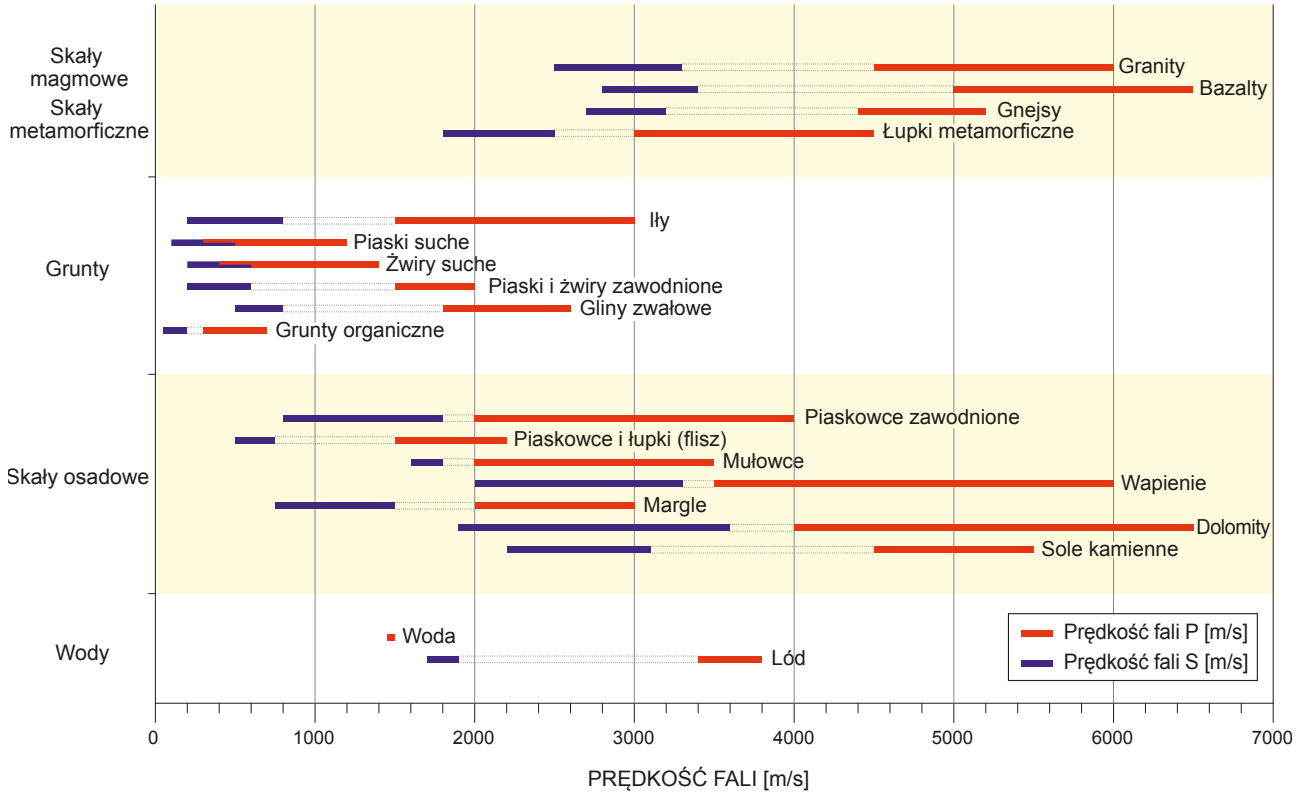
Zależności i klasyfikacje wykorzystywane do interpretacji badań sejsmicznych

Metody sejsmiczne w głównej mierze mają na celu określenie rozkładu prędkości fal sejsmicznych w ośrodku gruntowo-skalnym. Zwykle w badaniach sejsmiki inżynierskiej dąży się do określenia rozkładu wartości fal objętościowych (fali P – podłużnej, kompresyjnej i fali S – poprzecznej, ścinającej) w podłożu. Prędkość fal sejsmicznych jest powiązana z parametrami mechanicznymi ośrodka w którym się rozchodzą, określającymi jego zdolność do przeciwstawiania się odkształceniom sprężystym w zakresie bardzo małych odkształceń (moduł Younga w zakresie bardzo małych odkształceń, moduł ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń) oraz są związane z gęstością ośrodka. Na parametry sprężystości skał i gruntów wpływa wiele czynników:
– naprężenia efektywne w tym historia naprężeń;
– gęstość objętościowa ośrodka;
– porowatość ośrodka;
– stan nasycenia wodą;
– rodzaj ośrodka: grunt/skała;
– struktura ośrodka;
– skład mineralny.

Zależność prędkości fal sejsmicznych od parametrów sprężystości podłoża pozwala na bezpośrednie wykorzystanie badań sejsmicznych do celów inżynierskich. Znajomość tych wartości umożliwia określenie sztywności podłoża w strefie wzajemnych oddziaływań konstrukcji i podłoża. Należy jednak pamiętać, że parametry sprężystości uzyskane dzięki badaniom sejsmicznym dotyczą jedynie bardzo małych odkształceń (rys. 55).

Wartości prędkości fal sejsmicznych zależą od gęstości (prędkość fali P jest zdecydowanie bardziej czuła na zmiany gęstości niż prędkość fali S) i pośrednio od porowatości, składu mineralnego i stopnia cementacji. Prędkość fali S odzwierciedla także zmiany stopnia plastyczności podłoża. Znajomość wartości prędkości pozwala więc w pewnym stopniu na interpretację litologii podłoża (rys. 86).

Na kolejnej stronie przedstawiono tabelę 19 zależności prędkości fal sejsmicznych od rodzaju gruntów i skał, którą można stosować do interpretacji.



Rys. 86. Typowe zakresy wartości prędkości sejsmicznych dla wybranych skał (Materiały US Env. Prot. Agency http://www.epa.gov/, zmienione)

Tabela 19

Klasyfikacja wybranych gruntów/skał ze względu na prędkości fal sejsmicznych (Majer, Sokołowska, 2021, zmienione)

Numer na potrzeby symbolizacji warstw	Rodzaj gruntu	Prędkość fali podłużnej *Vp* [m/s]	Prędkość fali poprzecznej *Vs* [m/s]*
1	glina sucha	400–2750	100–900
2	glina poniżej zwierciadła wody	1100–2600	100–800
3	glina piaszczysta	300–1500	–
4	glina zwałowa	1500–2500	–
5	ił	600–2670	80–450
6	piasek suchy	100–1000	150–300
7	piasek poniżej zwierciadła wody	200–2200	150–700
8	piasek gliniasty suchy	200–900	150–500
9	piasek gliniasty poniżej zwierciadła wody	1400–1900	100–400
10	żwir	400–900	180
11	less	300–1200	260
12	gleba	40–900	10–200
13	zwietrzelina	100– < 2000	–
14	piaskowiec	700–6000	–
15	wapień	2000–7000	2000–3300
16	margiel	2000–3500	750–1500
17	łupek	1100–6800	500–3200

*Dla niskich wartości prędkość fali podłużnej *Vp* nie określono wartości prędkość fali poprzecznej *Vs*

Tak jak w przypadku oporności, przedziały wartości prędkości sejsmicznych nachodzą na siebie dla różnych typów litologicznych. Próby interpretacji bez uwzględnienia innych danych geologicznych dadzą niejednoznaczne rezultaty.

Z wyników badań sejsmicznych można również wyciągać wnioski na temat parametrów fizyczno-mechanicznych gruntów i skał, w tym przede wszystkim parametrów sprężystości (patrz rozdz. 7.6.2.3 – tab. 35). Jako zasadę praktyczną można przyjąć, że materiały wykazujące wyższe wartości parametrów sprężystości charakteryzują się wyższymi wartościami prędkości sejsmicznych. Podejście takie może być jednak traktowane jedynie jako jakościowe. Innym podejściem jest wykorzystanie korelacji badań sejsmicznych i son-

Tabela 20

Klasyfikacja gruntów i skał ze względu na prędkość fali poprzecznej na podstawie badań geofizycznych metodami sejsmicznymi (Majer, Sokołowska, 2021)

Termin opisujący prędkość rozchodzenia się fali poprzecznej *Vs* w gruntach i skałach	Prędkość fali poprzecznej *Vs* [m/s]	Numer na potrzeby symbolizacji warstw
Bardzo niska	$Vs < 100$	1
Niska	$100 \geq Vs < 300$	2
Średnia	$300 \geq Vs < 450$	3
Wysoka	$450 \geq Vs < 600$	4
Bardzo wysoka	$Vs \geq 600$	5

dowań mechanicznych. Poznając punktowo parametry wytrzymałościowe i przestrzennie rozpoznając pole prędkości (wynikające z parametrów sprężystości), można wyniki badań korelować i ekstrapolować w przebadanej przestrzeni (np. korelacja *Vs*–SPT–N, patrz rozdz. 7.6.2.3. – tab. 35).

Na potrzeby opracowywania przekrojów geofizycznych i geologiczno-geofizycznych można stosować zaproponowane klasyfikacje ze względu na prędkość rozchodzenia się fal sejsmicznych (tab. 20–21), ze względu na parametry sprężystości (tab. 22–23) oraz współczynnik Poissona (tab. 24).

Tabela 21

Klasyfikacja gruntów i skał ze względu na prędkość fali podłużnej na podstawie badań geofizycznych metodami sejsmicznymi (Majer, Sokołowska, 2021)

Termin opisujący prędkość rozchodzenia się fali podłużnej *Vp* w gruntach i skałach	Prędkość fali podłużnej *Vp* [m/s]	Numer na potrzeby symbolizacji warstw
Bardzo niska	$Vp < 600$	1
Niska	$600 \geq Vp < 1500$	2
Średnia	$1500 \geq Vp < 2000$	3
Wysoka	$2000 \geq Vp < 3000$	4
Bardzo wysoka	$Vp \geq 3000$	5

Tabela 22

Klasyfikacja gruntów i skał ze względu na moduł Younga w zakresie bardzo małych odkształceń na podstawie badań geofizycznych metodami sejsmicznymi (Majer, Sokołowska, 2021, zmienione)

Termin opisujący moduł Younga w zakresie bardzo małych odkształceń	Moduł Younga w zakresie bardzo małych odkształceń E_0 [MPa]	Numer na potrzeby symbolizacji warstw
Bardzo niski	$E_0 < 50$	1
Niski	$50 \geq E_0 < 150$	2
Średni	$150 \geq E_0 < 400$	3
Wysoki	$400 \geq E_0 < 500$	4
Bardzo wysoki	$E_0 \geq 500$	5

Tabela 23

Klasyfikacja gruntów i skał ze względu na moduł ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń na podstawie badań geofizycznych metodami sejsmicznymi (Majer, Sokołowska, 2021, zmienione)

Termin opisujący moduł ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń	Moduł ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń G_0 [MPa]	Numer na potrzeby symbolizacji warstw
Bardzo niski	$G_0 < 50$	1
Niski	$50 \geq G_0 < 150$	2
Średni	$150 \geq G_0 < 200$	3
Wysoki	$200 \geq G_0 < 40023$	4
Bardzo wysoki	$G_0 \geq 400$	5

Tabela 24

Klasyfikacja gruntów i skał ze względu na współczynnik Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń na podstawie badań geofizycznych metodami sejsmicznymi (Majer, Sokołowska, 2021, zmienione)

Termin opisujący współczynnik Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń	Współczynnik Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń v_0 [–]	Numer na potrzeby symbolizacji warstw
Bardzo niski	$v_0 < 0{,}30$	1
Niski	$0{,}30 \geq v_0 < 0{,}35$	2
Średni	$0{,}35 \geq v_0 < 0{,}40$	3
Wysoki	$0{,}40 \geq v_0 < 0{,}45$	4
Bardzo wysoki	$v_0 \geq 0{,}45$	5

Zależności i klasyfikacje ogólne przydatne do interpretacji badań geofizycznych

W tabelach 25–32 podano klasyfikacje podłoża budowlanego istotne przy interpretacji modeli geologiczno-geofizycznych:

– ze względu na wyznaczenie granicy grunt–skała (tab. 25);
– ze względu na profil wietrzeniowy (tab. 26);
– ze względu na spękanie skał (tab. 27–28);
– ze względu na wytrzymałość skał (tab. 29);
– ze względu na plastyczność gruntów (tab. 30);
– ze względu na zagęszczenie gruntów (tab. 31);
– ze względu na nośność podłoża (tab. 32).

Klasyfikacje zostały podane z uwagi na częste stosowanie w opracowaniach geofizycznych terminów np. skała lita, skała luźna, skała plastyczna, grunt plastyczny, granica grunt-skała, które nie zawsze odpowiadają definicji terminów stosowanym w geologii inżynierskiej oraz w badaniach podłoża budowlanego.

Aby unikać błędów w opisie i interpretacji wyników badań geofizycznych zaleca się posługiwać terminologią stosowaną w geologii inżynierskiej. Jeśli stosowane terminy różnią się w opracowaniach geofizycznych od stosowanych w badaniach podłoża należy podać definicję stosowanego terminu np. w dokumentacji z badań geofizycznych (DBGf) (patrz rozdz. 7.7.2).

Tabela 25

Wyznaczenie granicy grunt–skała na podstawie norm: PN-EN ISO 14688–1:2018-05, PN-EN ISO 14689:2018-05

Kryterium wydzielenia Granica grunt–skała	Grunt	Skała
	c_u < 300 [kPa] wytrzymałość na ścinanie w warunkach bez odpływu	Rc > 600 [kPa] wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie

Tabela 26

Strefy profilu wietrzeniowego wraz z opisem i kryteriami wydzielania na podstawie: normy PN-EN ISO 14689:2018-05, publikacji Majer, Sokołowska (2021)

Granica skała/ grunt	Numer strefy Nazwa strefy Stopień zwietrzenia RW [%] Współczynnik redukcji wytrzymałości WRW [–]	Kryteria wydzielania warstw w profilu wietrzeniowym	Charakterystyka właściwości geologiczno-inżynierskich/geotechnicznych
Grunt	strefa VI grunt rezydualny RW = 100% WRW 0,001–0,005	• skała w wyniku wietrzenia uległa przekształceniu w grunt • struktura i tekstura uległa zniszczeniu nastąpiły duże zmiany w objętości • grunt nie uległ przemieszczeniu • obserwuje się humus i korzenie • nastąpiły bardzo duże zmiany w objętości • próbka gruntu rozmaka pod wpływem wody • brak okruchów skały	• grunty problematyczne • bezpośrednie posadowienie może być trudne • ściany skarp wykopów są niestateczne po usunięciu pokrywy roślinnej, podatne na erozję, konieczne zabezpieczenie • wymagane dodatkowe badanie w przypadku zastosowania • do wbudowania w nasyp
Grunt	strefa V skała bardzo silnie zwietrzała RW > 75% WRW 0,005–0,01	• skała w wyniku wietrzenia uległa rozkładowi i rozpadowi lub przekształceniu w grunt • struktura i tekstura nie uległy zniszczeniu • nastąpiły duże zmiany w objętości • próbka gruntu rozmaka pod wpływem wody • obserwuje się 25% okruchów skały i 75% gruntu • okruchy skały są zaokrąglone	• roboty ziemne i wykopy prowadzone mogą być bez użycia środków strzałowych • bezpośrednie posadowienie jest możliwe • skarpy wykopów o dużym nachyleniu są niestateczne • wymagana jest ochrona przed erozją • podatne na powstawanie nowych szczelin • mogą być wbudowane w nasyp
Skała	strefa IV skała silnie zwietrzała RW = 35–75% WRW 0,01–0,05	• ponad połowa skały uległa rozkładowi lub rozpadowi w grunt • fragmenty świeżej skały macierzystej nie występują w sposób ciągły • próbka gruntu nie rozmaka pod wpływem wody • obserwuje się mniej niż 50% okruchów skały i więcej niż 50% gruntu • okruchy skały są lekko zaokrąglone • podłoże budowlane daje się rozkopać za pomocą szpadla lub młotka	• jak w strefie V • problemy stwarzają różnej wielkości okruchy/bloki skały nierównomiernie rozłożone w podłożu budowlanym
Skała	strefa III skała umiarkowanie zwietrzała RW = 10–35% WRW 0,05–0,25	• mniej niż połowa skały uległa rozkładowi lub rozpadowi w grunt • obserwuje się więcej niż 50% okruchów skały i mniej niż 50% gruntu • okruchy skały są ostrokrawędziste • fragmenty świeżej skały macierzystej występują w sposób ciągły • podłoże budowlane nie daje się rozkopać za pomocą szpadla lub młotka	• roboty ziemne i wykopy mogą być utrudnione, ale nie wymagają jeszcze użycia środków strzałowych • bezpośrednie posadowienie jest możliwe • stateczność skarp wykopów zależy od cech strukturalnych podłoża budowlanego, • w szczególności ułożenia spękań • mogą być wbudowane w nasyp

Tab. 26 cd.

Granica skała/ grunt	Numer strefy Nazwa strefy Stopień zwietrzenia RW [%] Współczynnik redukcji wytrzymałości WRW [–]	Kryteria wydzielania warstw w profilu wietrzeniowym	Charakterystyka właściwości geologiczno-inżynierskich/geotechnicznych
Skała	strefa II skała słabo zwietrzała RW = 0–10% WRW 0,25–1,0	• przebarwienia lub całkowite odbarwienie skały oraz powierzchni nieciągłości wskazuje na rozpoczęcie procesów wietrzenia • grunt jest praktycznie niewidoczny	• do urabiania wymagane są środki strzałowe • bezpośrednie posadowienie zalecane • skarpy wykopów stateczne • możliwe szybkie przemieszczanie się wody, ze względu na obecność szczelin, które nie są wypełnione gruntem, dlatego bardziej przepuszczalna niż strefy I i III
Skała	strefa I skała macierzysta RW = 0%	• możliwe przebarwienia powierzchni nieciągłości • brak widocznych śladów wietrzenia • całkowity brak gruntu	• do urabiania wymagane są środki strzałowe • bezpośrednie posadowienie zalecane • skarpy wykopów stateczne • odbarwienie wskazuje na przesączanie się wód wzdłuż szczelin • poszczególne bloki skalne mogą ulegać przemieszczeniu w wyniku robót strzałowych lub/i odprężenia

RW – stopień zwietrzenia, określony jako procentowy udział gruntu rezydualnego do okruchów skały macierzystej,

WRW – współczynnik redukcji wytrzymałości, wyrażony jako stosunek wytrzymałości na ściskanie skały zwietrzałej do wytrzymałości skały niezwietrzałej (WRW = Rc zwietrzeliny/Rc skały)

Tabela 27

Klasyfikacja skał ze względu na spękanie na podstawie wskaźnika RQD (ang. *Rock Quality Designation*) (Wytyczne..., 2019a; Majer, Sokołowska, 2021; PN-EN ISO 14689:2018–05)

Termin opisujący spękanie skały	Termin opisujący masyw skalny na podstawie wskaźnika RQD	Klasy wskaźnika RQD [%] na podstawie opisu rdzenia wiertniczego	Liczba spękań na m^3
Ekstremalnie spękana	bardzo słaby	< 25	> 27 spękań na m^3
Bardzo spękana	słaby	25–50	20–27 spękań na m^3
Średnio spękana	średni	50–75	13–19 spękań na m^3
Mało spękana	dobry	75–90	8–12 spękań na m^3
Skała lita	doskonały	90–100	0–7 spękań na m^3

Tabela 28

Klasyfikacja skał ze względu na spękanie na podstawie normy PN-B-02480:1986

Termin opisujący spękanie skały	Symbol	Kryterium wydzielenia
Skała bardzo spękana	Bs	szczeliny występują gęściej niż co 1 m i mają szerokość większą niż 1 mm
Skała średnio spękana	Ss	szczeliny występują gęściej niż co 1 m i mają szerokość nie większą niż 1 mm lub szczeliny występują nie gęściej niż co 1 m, lecz mają szerokość większą niż 1 mm
Skała mało spękana	Ms	szczeliny występują nie gęściej niż co 1 m i mają szerokość nie większą niż 1 mm
Skała lita	Li	brak widocznych spękań (szczeliny o szerokości nie większej niż 0,1 mm)

Tabela 29

Klasyfikacja skał ze względu na wytrzymałość na podstawie normy PN-EN ISO14689:2018-05, PN-B-02480:1986

Termin opisujący wytrzymałość skały na podstawie PN-B-02480:1986 (symbol)	Termin opisujący wytrzymałość skały na podstawie PN-EN ISO 14689:2018–05	Klasy wytrzymałości na jednoosiowe ściskanie *Rc* [MPa]
Skała miękka (SM)	ekstremalnie słaba	0,6–1
	bardzo słaba	1–5
Skała twarda (ST)	słaba	5–12,5
	umiarkowanie słaba	12,5–25
	średnio mocna	25–50
	mocna	50–100
	bardzo mocna	100–250
	ekstremalnie mocna	>250

Tabela 30

Klasyfikacja gruntów ze względu na plastyczność na podstawie normy PN-EN ISO14688-2:2018-05

Termin opisujący plastyczność gruntu	Symbol	Kryterium wydzielenia	
		granica płynności w_L [%]	wskaźnik plastyczności I_P [–] $I_P = 0{,}9(w_L - 8)$
Niska	L	<35	<24,3
Średnia	M	35–50	24,3–37,8
Wysoka	H	50–70	37,8–55,8
Bardzo wysoka	V	>70	>55,8

Tabela 31

Klasyfikacja gruntów gruboziarnistych (niespoistych) ze względu na zagęszczenie na podstawie normy PN-EN ISO14688-2:2018-05

Termin opisujący zagęszczenie gruntu na podstawie PN-EN ISO 14689:2018-05	Kryterium wydzielenia Stopień zagęszczenia I_D [–]
Bardzo luźny	0,0–0,15
Luźny	0,15–0,35
Średniozagęszczony	0,35–0,65
Zagęszczony	0,65–0,85
Bardzo zagęszczony	0,85–1,00

Tabela 32

Wstępna klasyfikacja nośności podłoża (Majer, Sokołowska, 2021)

Klasy podłoża	Gruntowe				Skalne
	stopień zagęszczenia I_D [–]	wytrzymałość gruntów na ścinanie bez odpływu c_U [–]	wskaźnik konsystencji I_C [–]	stopień plastyczności I_L [–]	wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie *Rc* [MPa]
Słabonośne	$I_D \leq 0{,}15$	$c_U \leq 40$	$I_C \leq 0{,}50$	$I_L \geq 0{,}50$	$0{,}6 \geq Rc \leq 5$
Wątpliwe	$0{,}15 > I_D \leq 0{,}35$	$40 > c_U \leq 75$	$0{,}50 > I_C \leq 0{,}75$	$0{,}50 < I_L \geq 0{,}25$	$5 > Rc \leq 25$
Nośne	$I_D > 0{,}35$	$c_U > 75$	$I_C > 0{,}75$	$I_L < 0{,}25$	$Rc > 25$

Do interpretacji wyników badań geofizycznych zaleca się stosować inne klasyfikacje używane w geologii inżynierskiej (Majer i in., 2018; Wytyczne..., 2019a; Majer, Sokołowska, 2021), zwłaszcza klasyfikacje gruntów i skał podane w normach:
– PN-B-02480:1986 Grunty budowlane – Określenia, symbole, podział i opis gruntów;
– PN-EN ISO 14688-1:2018-05 Badania geotechniczne. Oznaczanie i klasyfikowanie gruntów – Część 1: Oznaczanie i opis;
– PN-EN ISO 14688-2:2018-05 Badania geotechniczne – Oznaczanie i klasyfikowanie gruntów – Część 2: Zasady klasyfikowania;
– PN-EN ISO 14689:2018-05 Badania geotechniczne. Oznaczanie i klasyfikowanie skał.

7.6.2.3. Wartości parametrów fizyczno-mechanicznych gruntów i skał uzyskiwanie na podstawie wyników badań geofizycznych

Bezpośrednie wykorzystanie wartości parametrów uzyskanych dzięki zastosowaniu badań geofizycznych jest stosunkowo rzadkie. Zwykle wyniki badań geofizycznych interpretuje się w kategoriach litologii rozumianej jako zbiór cech, na które składa się: skład mineralny, uziarnienie, porowatość i zawodnienie. Dopiero wyniki tej interpretacji są wykorzystywane do uszczegółowienia przekrojów geologicznych i szerzej do budowy modelu geologicznego podłoża budowlanego.

Opisane podejście wymaga interpretacji wartości parametrów geofizycznych w kategoriach litologii, a następnie w kategoriach parametrów fizyczno-mechanicznych.

W przypadku wartości prędkości fal sejsmicznych, uzyskanych jako efekt różnych badań sejsmiki inżynierskiej, ich wartości można wykorzystać bezpośrednio do oceny parametrów sprężystości podłoża, bez konieczności interpretacji litologii. Prędkość fali P jest zależna zarówno od gęstości objętościowej, jak i parametrów sprężystości. Natomiast prędkość fali S zależy przede wszystkim od parametrów sprężystości ośrodka gruntowo-skalnego. W zastosowaniach inżynierskich, w których parametry sprężystości podłoża mogą mieć wpływ na stateczność obiektów budowlanych, może zachodzić konieczność uwzględnienia parametrów sprężystości obliczonych bezpośrednio z prędkości fal sejsmicznych uzyskiwanych metodami sejsmiki inżynierskiej. Należy jednak pamiętać, że fale sejsmiczne rozchodzą się w ośrodku jako fale sprężyste, to znaczy że odkształcenia towarzyszące propagacji fal należy uznawać za odwracalne, a ośrodek zachowuje się zgodnie z prawem Hooke`a i odkształcenia są liniowo zależne od naprężenia.

Wyniki badań sejsmicznych dotyczące prędkości rozchodzenia się fal powierzchniowych (przede wszystkim fal Rayleigha) oraz rozkładu prędkości fali S stosuje się również w projektowaniu na obszarach zagrożonych aktywnością sejsmiczną. Oboczna zmienność prędkości rozchodzenia się fal powierzchniowych i zmiany prędkości fal S w profilu może powodować efekt lokalnego wzmocnienia amplitud fal powierzchniowych, które są najgroźniejsze dla stateczności obiektów budowlanych. Efekt ten występuje w miejscach spowolnienia prędkości fal lub spłycenia podłoża o wyższych wartościach prędkości fal S. Przy skróceniu długości fali następuje kumulacja energii zbliżona do tej, występującej w spiętrzeniu fal morskich przy brzegu.

Badania elektrooporowe stosuje się do określenia korozyjności gruntów względem metalowych elementów konstrukcji kontaktujących z gruntem (Stelmach, Bzówka, 2011). Zależność pomiędzy opornością gruntu i jego korozyjnością jest zależnością empiryczną, opisywaną jako parametr jakościowy – stopień zagrożenia korozyjnego. Badania elektrooporowe stosowane są jako wstępne badania przeglądowe, szczególnie przy projektowaniu zabezpieczeń korozyjnych rurociągów, czy turbin wiatrowych.

Wyniki badań geofizycznych otrzymywane z pomiarów określono jako właściwości (parametry) geofizyczne. W rozumieniu Eurokodu 7 stanowią one wartości mierzone parametrów geotechnicznych. W tabeli 33 zestawiono mierzone parametry geofizyczne za pomocą wybranych metod geofizycznych.

Parametry te wykorzystuje się do opracowania przekrojów, map geofizycznych oraz do wyprowadzenia parametrów fizyczno-mechanicznych na podstawie np. korelacji.

Należy zwrócić uwagę, że prędkość fali poprzecznej *Vs*, można wyznaczyć pośrednio na podstawie korelacji z wynikami sondowań mechanicznych np. SPT, CPTU, DMT i inne (rozdz. 7.1.2, tab. 9) (prEN 1997-2:2022 (E)).

W tabeli 34 podano wykaz wybranych parametrów, które można zmierzyć lub wyprowadzić na podstawie badań geofizycznych na potrzeby charakterystyki właściwości fizyczno-mechanicznych gruntów i skał wydzielonych warstw geologiczno-geofizycznych.

Poniżej podano wzory do wyprowadzania najczęściej stosowanych parametrów fizyczno-mechaniczne gruntów i skał z badań geofizycznych.

Oporność pozorna:

$$\rho_a = \frac{\Delta V_{MN}}{I_{AB}} K$$

gdzie:

ρ_a – oporność pozorna (oporność elektryczna pozorna) [Ωm];

ΔV_{MN} – różnica potencjałów między elektrodami M i N [mV];

I_{AB} – natężenie prądu elektrycznego emitowanego w podłoże przez elektrody A i B [mA];

K – współczynnik geometryczny układu pomiarowego (zależny od odległości pomiędzy uziemionymi elektrodami) [m].

Współczynnik K dla układu czteroelektrodowego o dowolnej konfiguracji elektrod ma postać:

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}}$$

gdzie:

AM, AN, BM, BN – odcinki pomiędzy elektrodami: A, B, M i N [m].

Szczegółowe informacje dotyczące współczynnika K podano w rozdziałach 3.6.1 i 8.18.

Tabela 33

Parametry geofizyczne mierzone za pomocą metod geofizyki inżynierskiej

Grupa	Metoda	Parametr mierzony [symbol, jednostka]
GR–I	VES	oporność pozorna ρ_a [Ωm]
	ERT	
GR–II	GCM	oporność pozorna ρ_a [Ωm], przewodność pozorna [S/m]
	TEM	oporność pozorna ρ_a [Ωm]
	VLF	ReHz [%]*, F [%]**
GR–III	GPR	względna przenikalność elektryczna ε_r [–]
GR–IV	SR	położenie granic sejsmicznych [m], prędkość fali podłużnej [m/s]
	SRP, SRT–P, SRT–S	prędkość fali podłużnej *Vp* [m/s], prędkość fali poprzecznej *Vs* [m/s]
	SBT	prędkość fali podłużnej *Vp* [m/s], prędkość fali poprzecznej *Vs* [m/s]
	MASW, SASW, CSWS	prędkość fali poprzecznej *Vs* [m/s]
	DH, CH, UH, PSL	prędkość fali podłużnej *Vp* [m/s], prędkość fali poprzecznej *Vs* [m/s]
GR–V	MAG	wartość całkowitego natężenia pola magnetycznego [nT]
	GRAW	wartość natężenia siły ciężkości [mGal]

* Wartości składowej rzeczywistej Hz indukowanego pola magnetycznego

** Wartość anomalii Frasera odzwierciedlający tektoniczną strefę zwiększonej przewodności elektrycznej w strefach tektonicznych

Objaśnienia symboli – tab. 41

Tabela 34

Podstawowe parametry fizyczno–mechaniczne gruntów i skał uzyskiwane z badań geofizycznych (Wytyczne..., 2019a, zmienione)

Symbol	Jednostka	Parametr mierzony Parametr wyprowadzony	Badania geofizyczne			
			SRP SRT	MASW CSWS SASW	DH UH CH SBT	VES ERT
Właściwości fizyczne – grunty						
ρ	[Ωm]	oporność elektryczna (opór elektryczny właściwy)	NZ	NZ	NZ	Z
Właściwości odkształceniowe (parametry sprężystości) – grunty						
G_0	[MPa]	moduł ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń	Z	Z	Z	NZ
E_0	[MPa]	moduł Younga w zakresie bardzo małych odkształceń	Z	Z/O	Z	NZ
v_0	[–]	współczynnik Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń	Z	Z/O	Z	NZ
Właściwości fizyczne – skały						
ρ	[Ωm]	oporność elektryczna (opór elektryczny właściwy)	NZ	NZ	NZ	Z
Właściwości odkształceniowe (parametry sprężystości) – skały						
G_d, G_0	[MPa]	moduł ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń	Z	Z	Z	NZ
E_d, E_0	[MPa]	moduł Younga w zakresie bardzo małych odkształceń	Z	Z/O	Z	NZ
v_d, v_0	[–]	współczynnik Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń	Z	Z/O	Z	NZ
Właściwości akustyczne –skały/grunty						
Vp	[m/s]	prędkość fali podłużnej	Z	NZ	Z	NZ
Vs	[m/s]	prędkość fali poprzecznej	Z	Z	Z	NZ
Vr	[m/s]	prędkość fali powierzchniowej	NZ	Z	NZ	NZ

Z – zalecane, Z/O – zalecane z ograniczeniami, NZ – niezalecane,

Objaśnienia skrótów – tab. 41

Moduł ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń:

$$G_0 = \rho Vs^2$$

gdzie:
G_0 – moduł ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń [MPa];
ρ – gęstość objętościowa gruntu/skały [Mg/m^3];
Vs – prędkość fali poprzecznej S [m/s].

Moduł Younga w zakresie bardzo małych odkształceń:

$$E_0 = 2\rho Vs^2 \frac{3Vp^2 - 4Vs^2}{2(Vp^2 - Vs^2)} = 2G_0 \frac{3Vp^2 - 4Vs^2}{2(Vp^2 - Vs^2)}$$

$$E_0 = \rho Vp^2 \frac{(1 + v_0)(1 - 2v_0)}{(1 - v_0)}$$

gdzie:
E_0 – moduł Younga w zakresie bardzo małych odkształceń [MPa]
ρ – gęstość objętościowa gruntu/skały [Mg/m^3];
Vs – prędkość fali poprzecznej S [m/s];
Vp – prędkość fali podłużnej P [m/s].

Współczynnik Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń:

$$v_0 = \frac{Vp^2 - 2Vs^2}{2(Vp^2 - Vs^2)}$$

gdzie:
v_0 – współczynnik Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń [–]
Vs – prędkość fali poprzecznej S [m/s];
Vp – prędkość fali podłużnej P [m/s].

Edometryczny moduł ściśliwości pierwotnej:

$$M_0 = \rho Vp^2$$

gdzie:
M_0 – edometryczny moduł ściśliwości pierwotnej [MPa];
ρ – gęstość objętościowa gruntu/skały [Mg/m^3];
Vp – prędkość fali podłużnej [m/s].

W tabeli 35 zestawiono parametry fizyczno-mechaniczne możliwe do wyprowadzenia na podstawie wartości mierzonych i wyprowadzonych z badań geofizycznych oraz podano odniesienie do literatury, w której opisano korelacje (np. Dikmen, 2009; Santamarina, Park, 2016; Coe i in., 2018; Santamarina i in., 2019).

Wykaz parametrów jest otwarty i w zależności od potrzeb można wyznaczać inne parametry, które uszczegółowią opis właściwości fizyczno-mechanicznych gruntów i skał wydzielonych warstw geologiczno-geofizycznych na potrzeby opracowania modelu geologiczno-geofizycznego.

Tabela 35

Potencjalne możliwości wyznaczania niektórych parametrów fizyczno-mechanicznych za pomocą wybranych metod geofizycznych

Parametry		Potencjalne metody	Wskazówki, zależności, ograniczenia	Referencje
Parametry sprężystości: moduł Younga w zakresie bardzo małych odkształceń (E_0), moduł ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń (G_0), współczynnik Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń (ν_0)		sejsmika fali P i S	–	Masuda, 1964; Linowski, 1969; Savic, 1969; Lambe, Whitman, 1979; Holtz, Kovacs, 1981; Kulhawy, Mayne, 1990; Bestyński, 1991; Sirles, 2006; Uhlemann i in., 2016
Parametry wytrzymałościowe	wytrzymałość na ścinanie w warunkach bez odpływu (c_u)	sejsmika fali S	stosowane dla iłów	Levesques i in., 2007; Agaiby, Mayne, 2015; L'Heureux, Long, 2017
	efektywne naprężenie poziome (σ'_h)	sejsmika fali S	stosowane dla iłów, lekko scementowanych piasków, piasków wapnistych i kwarcowych, pyłów nieplastycznych	Sharma i in., 2011; Guadalupe–Torres, 2013; Baxter i in., 2015
	efektywny kąt tarcia wewnętrznego (φ')	sejsmika fali S	stosowane dla piasków kwarcowych, gruntów piaszczystych	Cha, Cho, 2007; Uzielli i in., 2013
	wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie (Rc)	sejsmika fali P	stosowane dla skał (piaskowców, łupków, wapieni i dolomitów, tufy, piaski scementowane)	Chang i in., 2006; Barton, 2007; Rucker, 2008; Hiltunen i in., 2011; Yagiz, 2011; Sharma i in., 2011; Lee i in., 2014
Parametry konsolidacji	efektywne naprężenie prekonsolidacji (σ'_p)	sejsmika fali S	stosowane dla iłów	Mayne i in., 1998; Yoon i in., 2011; L'Heureux, Long, 2017
	współczynnik ściśliwości wtórnej (C_α)	sejsmika fali S	stosowane dla iłów	Lok i in., 2015

Tab. 35 cd.

Parametry		Potencjalne metody	Wskazówki, zależności, ograniczenia	Referencje
Współczynnik parcia gruntu w spoczynku (K_0)		sejsmika fali S	lepsza skuteczność dla skonsolidowanych iłów na większych głębokościach	Sully, Campanella, 1995; Cai i in., 2011; Ku, Mayne, 2013; Tong i in., 2013
		metody geoelektryczne		Tong i in., 2013
Urabialność skał		sejsmika fali P	–	Atkinson, 1971; Church, 1981; Caterpillar, 2008
Wskaźnik różnoziarnistości (*Cu*)		sejsmika fali P	–	Smith i in., 1972; Stephens, 1978; Rucker, 2000, 2008;Hiltunen i in., 2011
Klasyfikacji masywów skalnych	RQD	sejsmika fali P	–	Deere i in., 1967; Coon, Merrit, 1970; Sjøgren i in., 1979; Palmström, 1995; El–Naqa, 1996; Bery, Saad, 2012
	parametr Q	sejsmika fali P	stosowana dla szerokiego zakresu skał (m.in. margle, piaskowce, łupki, granity, gnejsy) uwzględnia głębokość, porowatość i jednoosiową wytrzymałość na ściskanie	Barton, 1999; Barton, 2002
	RMR	sejsmika fali P	korelacja statystyczna RMR z wartością Q	Bieniawski, 1989; Sunwoo, Hwang, 2001
	KFG	sejsmika fali P	–	Bestyński, 1993; Bestyński, 1997
Gęstość objętościowa (ρ)		sejsmika fali S	ograniczone dla częściowo nasyconych gruntów	Burns, Mayne, 1996; Mayne 2007
		metody elektromagnetyczne	–	Lin i in., 2012; ASTM D6780/D6780M
		grawimetria	wymagana inwersja modelu na podstawie modelu z innych danych (np. laboratoryjnych czy innych geofizycznych)	Hayashi i in., 2005; Whitelaw i in., 2008; Mankhemthong i in., 2012; Harris i in., 2013
Porowatość (*n*, *e*)		sejsmika fali P i S	–	Domenico, 1984; Salem, 2000; Hunter, 2003; Foti, Lancellotta, 2004; Batzle i in., 2007
		georadar		Lai i in., 2006; Bradford i in., 2009; Mount i in., 2014
		metody geoelektryczne		Shah, Singh 2005; Oh i in., 2014
		grawimetria		Beyer, Clutsom, 1978; Halley, Schmoker, 1983; Johnson i in., 2000
Wilgotność (*w*)		metody elektromagnetyczne	–	Huisman i in., 2003; Mukhlisin, Saputra, 2013
		metody geoelektryczne		Michot i in., 2003; Samouelian i in., 2005; Calamita i in., 2012
Przepuszczalność (*k*)		metody geoelektryczne	nierekomendowane dla ogólnych zastosowań, wyniki mocno generalizujące z dużą niepewnością	Shockley, Garber, 1953; Croft, 1971; Plotnikov, 1972; Worthington, 1975; Kelly, 1977; Heigoldi in., 1979; Mazáč, Landa, 1979; Kosinski, Kelly, 1981; Urish, 1981; Allessandrello, Lemoine, 1983; Kwader, 1985; Mazáč i in., 1985; Mazáč i in., 1990; Sadek, 1993; Abu-Hassanein i in., 1996; Frohlich i in., 1996; Cassiani, Medina, 1997; Rinaldi, Cuestas, 2002; Miller i in., 2010; Niwas, Celik, 2012
		grawimetria	monitoring grawimetryczny określający dynamikę zbiorników	Damiata, Lee, 2006; Capriotti, Li, 2015
Zawartość frakcji iłowej (f_i)		georadar	–	De Benedetto i in., 2012; Benedetto, Tosti, 2013; Tosti i in., 2013
		metody geoelektryczne		Abu-Hassanein i in., 1996; Shevnin i in., 2007; Long i in., 2012
Granice konsystencji (w_P, w_L)		georadar	brak dowiedzionej skuteczności w badaniach ogólnych. Dużo zmiennych wpływających na efekt końcowy, takich jak np. skład mineralny iłów, aktywność iłów, przewodność przypowierzchniową.	Rogers i in., 2009; Thomas i in., 2010a,b; Spagnoli i in., 2011
		metody geoelektryczne		Abu-Hassanein i in,. 1996; Long i in., 2012; Bery, 2014; Kibria, Hossain, 2014
Stan i zagęszczenie gruntów (I_L, I_D)		sejsmika fali S	zależność empiryczna pomiędzy prędkością fali S (*Vs*) a sondowaniem SPT (SPT–N – liczba uderzeń (N) tzw. opór zagłębienia, konieczny do osiągnięcia zagłębienia próbnika sondy SPT na głębokość 300 mm). Możliwe pośrednie określenie stopnia plastyczności, stopnia zagęszczenia oraz wskaźnika zagęszczenia i innych parametrów.	Dikmen, 2009; Fatehnia i in., 2015; Kirar i in., 2016; Tsaia i in., 2019; Hossain i in., 2021; Daag i in., 2022

7.7. PRZEDSTAWIANIE WYNIKÓW BADAŃ GEOFIZYCZNYCH

Przetworzone i zinterpretowane wyniki badań geofizycznych należy przeanalizować, ocenić, a następnie przedstawić w dokumentacji.

7.7.1. Analiza i ocena wyników badań geofizycznych

Zinterpretowane wyniki badań geofizycznych powinny podlegać analizie i ocenie na potrzeby rozwiązania problemu inżynierskiego oraz dostarczenia danych do zaprojektowania dalszych prac zwłaszcza badań inwazyjnych. Efektem przeprowadzonej analizy i oceny wyników badań geofizycznych powinny być m.in.:

- opisany model geofizyczny;
- informacje o miejscach występowania anomalii geofizycznych, świadczące o zmienności podłoża budowlanego;
- opisany model geologiczno-geofizyczny w odniesieniu do budowy geologicznej rejonu badań z zaznaczeniem charakterystycznych elementów geomorfologicznych, strukturalnych, tektonicznych oraz miejsc występowania potencjalnych zagrożeń geologicznych, ewentualnie głębokości zwierciadła wód podziemnych;
- informacje dotyczące zmienności parametrów fizyczno-mechanicznych warstw gruntów i skał;
- rekomendacje do zaprojektowania inwazyjnych badań geologiczno-inżynierskich lub innych badań podłoża.

Efekty wszystkich prac dokumentacyjnych powinny być zebrane i opisane w Dokumentacji z badań geofizycznych.

7.7.2. Zawartość Dokumentacji z badań geofizycznych

Ostatnim etapem dokumentowania badań jest opracowanie Dokumentacji z badań geofizycznych. Natomiast jeśli badania geofizyczne były zaprojektowane w ramach projektu robót geologicznych, w takiej sytuacji ich wyniki przedstawia się w dokumentacji geologiczno-inżynierskiej lub Dokumentacja z badań geofizycznych może stanowić załącznik do dokumentacji geologiczno-inżynierskiej. W tabeli 36 zaproponowano formę i treść Dokumentacji z badań geofizycznych, który można stosować w celu zebrania wszystkich danych.

Dokumentacja z badań geofizycznych (DBGf) jest dokumentem, który zawiera wyniki badań geofizycznych wraz z ich interpretacją w odniesieniu do specyfiki budowy geologicznej i zagrożeń geologicznych występujących na obszarze badań, a w szczególności wstępny model geologiczno-geofizyczny opracowany na podstawie zinterpretowanych wyników badań geofizycznych i danych archiwalnych. Dokumentacja może być opracowany w uproszczonej formie, jeśli zakres badań jest niewielki i dotyczy małej inwestycji.

Tabela 36

Zawartość Dokumentacji z badań geofizycznych

Strona tytułowa/tytuł rozdziału/nazwa załącznika	Zawartość strony tytułowej/rozdziału/załącznika
Strona tytułowa	– nazwa i adres podmiotu, który wykonał DBGf – nazwa i adres podmiotu, który zamówił i sfinansował wykonanie DBGf – tytuł DBGf – imię i nazwisko oraz podpis sporządzającego DBGf – imiona i nazwiska osób wchodzących w skład zespołu, który sporządził DBGf oraz ich podpisy – imię, nazwisko i podpis osoby uprawnionej do reprezentowania podmiotu, który sporządził DBGf – datę sporządzenia DBGf
1. Wstęp	– informacje dotyczące instytucji wykonującej, zamawiającej, finansującej DBGf oraz Inwestorze – podstawa formalno-prawna sporządzenia DBGf przez wykonawcę (np.: umowa z jakiego dnia, jaki przedmiot umowy, strony umowy) – nazwa inwestycji, na potrzeby której sporządzono DBGf – informacje o Wykonawcy badań geofizycznych – data wykonania badań geofizycznych – nazwa (model, marka, typ), rok produkcji zastosowanej w badaniach aparatury geofizycznej – imię i nazwisko operatora sprzętu aparatury geofizycznej
2. Cel i zakres opracowania	– cel badań geofizycznych – określenie, jakie ryzyka geologiczne zostały ustalone w wyniku badań
3. Opis projektowanej inwestycji	– ogólna charakterystyka inwestycji w zależności od obiektu budowlanego – określona przez Projektanta kategoria geotechniczna obiektu budowlanego zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Transportu, Budownictwa i Gospodarki Morskiej z dnia 25 kwietnia 2012 r. w sprawie ustalania geotechnicznych warunków posadawiania obiektów budowlanych
4. Lokalizacja i charakterystyka obszaru badań	
4.1. Lokalizacja i położenie administracyjne obszaru badań	opis zagospodarowania i użytkowania obszaru badań
4.2. Położenie geograficzne i geomorfologia obszaru badań	– położenie geograficzne obszaru wykonanych badań – opis geomorfologii wraz informacją o jednostkach i formach geomorfologicznych występujących na obszarze wykonanych badań
4.3. Hydrografia	opis hydrografii wraz informacją na terenie, jakich zlewni występuje obszar wykonanych badań geofizycznych

Tab. 36 cd.

Strona tytułowa/tytuł rozdziału/nazwa załącznika	Zawartość strony tytułowej/rozdziału/załącznika
4.5. Obszary chronione	– informacje o obiektach i obszarach chronionych występujących na obszarze wykonanych badań geofizycznych lub w jego bezpośrednim sąsiedztwie – informacje o strefach ochronnych występujących na obszarze wykonanych badań
4.6. Obszary i tereny górnicze	– informacje o udokumentowanych złożach kopalin, obszarach i terenach górniczych występujących na obszarze wykonanych badań geofizycznych – informacje o historycznej działalności górniczej na obszarze badań geofizycznych (jeśli dotyczy)
5. Opis archiwalnych badań geofizycznych	– omówienie wyników przeprowadzonych wcześniej badań geofizycznych, zwłaszcza z wcześniejszych etapów realizacji inwestycji na obszarze badań, wraz z ich interpretacją; przydatnych do rozpoznania warunków gruntowych na potrzeby realizacji inwestycji – powołanie się na wykaz wykorzystanych materiałów archiwalnych znajdujących się w spisie – informacja skąd pozyskano materiały archiwalne
6. Charakterystyka środowiska geologicznego	
6.1. Warunki gruntowe i tektonika	– opis warunków gruntowych występujących w podłożu projektowanej inwestycji – opis tektoniki w zakresie dostosowanym do projektowanej inwestycji – informacja o stopniu skomplikowania warunków gruntowych zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Transportu, Budownictwa i Gospodarki Morskiej z dnia 25 kwietnia 2012 r. w sprawie ustalania geotechnicznych warunków posadawiania obiektów budowlanych
6.2. Charakterystyka geodynamiczna obszaru badań	– opis zjawisk i procesów geodynamicznych występujących na obszarze wykonanych badań oraz w jego sąsiedztwie – opis zjawisk i procesów antropogenicznych występujących na obszarze wykonanych badań oraz w jego sąsiedztwie
7. Rodzaj, zakres i metodyka badań geofizycznych oraz prac towarzyszących	podstawy fizyczne zastosowanych badań geofizycznych: – rodzaj, zakres i metodyka badań geofizycznych – w zależności od zastosowanej metody badań geofizycznej należy opisać przyjęty krok pomiarowy (rozstawy elektrod, geofonów, punktów strzałowych itp.) i inne elementy – tabelaryczne zestawienie (sugeruje się wykonanie oddzielnej karty informacyjnej np. w pliku arkusza kalkulacyjnego), w którym znajdą się takie elementy jak: • nazwy wykonanych profilów geofizycznych • długości profilów • współrzędne (w przypadku profilów współrzędnych początku i końca profilu, punktów załamań) • nazwa i lokalizacja pliku cyfrowego zawierającego szczegółowe informacje na temat lokalizacji profilów, punktów pomiarowych. Wymaga się, by szczegółowe współrzędne przebiegu profilów i punktów pomiarowych w postaci współrzędnych y, x i rzędnej H znalazły się w oddzielnym edytowalnym pliku w formacie: TXT, XLS, SHP, KMZ, CSV, ASCII w wersji edytowalnej dokumentu elektronicznej – nazwa i lokalizacja katalogu (dołączonego do opracowania na nośniku cyfrowym) zawierającego dane źródłowe, przetworzone i inne z badań geofizycznych – lokalizacja w odniesieniu do obiektu itp. – kierunek przebiegu profilu w terenie, azymutu badania – wykaz i opis prac towarzyszących.
8. Wyniki badań geofizycznych	– sposób przetwarzania, modelowania danych geofizycznych (wykorzystane oprogramowanie do przetwarzania danych i lista zastosowanych kroków przetwarzania) – opis wyników badań. W opisie wyników należy zawrzeć część dotyczącą zarejestrowanych parametrów, ich zarejestrowany zakres, obserwowane trendy i zmienność w przestrzeni. Należy zinterpretować i ocenić wyniki badań geofizycznych oraz przedstawić możliwy model geologiczny – interpretacja wyników badań geofizycznych w tym: • kryteria wydzielania warstw gruntów i skał na podstawie wyników badań geofizycznych • charakterystyka wydzielonych warstw gruntów i skał na podstawie wyników badań geofizycznych – opis i ocena właściwości fizyczno–mechanicznych warstw gruntów i skał na podstawie wyników badań geofizycznych – tabelaryczne zestawienie właściwości fizyczno–mechanicznych wydzielonych warstw gruntów i skał na podstawie wyników badań geofizycznych zawierające następujące informacje dla każdej wydzielonej warstw gruntów i skał • minimum • maksimum • średnia • moda • mediana • odchylenie standardowe • współczynnik zmienności
9. Podsumowanie i wnioski	krótkie podsumowanie wszystkich rozdziałów opracowania
10. Spis literatury i materiałów archiwalnych	spis literatury i materiałów archiwalnych wykorzystanych przy sporządzeniu dokumentu w podziale na: – wykaz aktów prawnych – wykaz norm – wykaz instrukcji, wytycznych, zasad, poradników – wykaz wykorzystanej literatury – wykaz wykorzystanych geologicznych materiałów archiwalnych – wykaz stron internetowych

Tab. 36 cd.

Strona tytułowa/tytuł rozdziału/nazwa załącznika	Zawartość strony tytułowej/rozdziału/załącznika
Załącznik 1 Mapa przeglądowa z lokalizacją obszaru badań	na mapie powinny znaleźć się następujące elementy: – skala mapy – 1:25 000 – układ współrzędnych – w obowiązującym państwowym układzie współrzędnych, mapa musi mieć opisane współrzędne przynajmniej 4 krzyży lub pozaramkowy opis współrzędnych w siatce; – podkład główny – mapa topograficzna w skali 1:25 000 – aktualne rozwiązania projektowe, obrys obiektu budowlanego lub przebieg obiektu liniowego; – granice gmin, powiatów, województw – granice arkuszy SMGP wraz z numerem arkusza – granice obszarów chronionych, obszarów i terenów górniczych, złóż, danych z SOPO proponuje się ponadto, by kolejne arkusze map miały nr 1.1, 1.2, 1.3 itd.
Załącznik 2 Mapa dokumentacyjna	na mapie powinny zalesić się następujące elementy: – skala mapy – 1:5000 – układ współrzędnych – w obowiązującym państwowym układzie współrzędnych, mapa musi mieć opisane współrzędne przynajmniej 4 krzyży lub pozaramkowy opis współrzędnych w siatce; – podkład główny – ortofotomapa – podkład dodatkowy – mapa sytuacyjno – wysokościowa (w skali 1:5000) – dopuszcza się także dodatkowo NMT, jeśli nie przesłoni to treści głównej – aktualne rozwiązania projektowe, obrys obiektu budowlanego lub przebieg obiektu liniowego – wydzielenia SMGP w strefie oddziaływania Inwestycji (opcjonalnie) – otwory archiwalne – archiwalne badania geofizyczne – dane SOPO – przebieg wykonanych profilów geofizycznych (linie profilów powinny być zakończone strzałką wskazującą kierunek, na początku linii profilu powinna znaleźć się nazwa profilu) lub punktów pomiarowych (np. grawimetrycznych). Opisane na mapie punkty dokumentacyjne, profile geofizyczne muszą być zgodne z opisami wyników badań, a także z tabelą zawartą w karcie informacyjnej proponuje się ponadto, by kolejne arkusze map miały nr 1.1, 1.2, 1.3 itd.
Załącznik 3 Przekroje geofizyczne	– na przekrojach geofizycznych należy zaznaczyć strefy występowania stromych i pionowych kontrastów wartości geofizycznych – na przekroje geofizyczne należy nanieść informację dotyczącą litologii z otworów wiertniczych wykonywanych na wcześniejszych etapach, a także odnieść się do dostępnych wyników badań geofizycznych – informacje naniesione na przekrój nie mogą przesłaniać samego przekroju geofizycznego – wykonując przekroje geofizyczne dla danej metody, należy wykonać je dla ustalonej, jednolitej skali barwnej dla całego opracowania – otwory rzutowane na oś profilu powinny mieć odpowiednie oznaczenie na przekroju wraz ze wskazaniem odległości rzutu – przekroje geoelektryczne powinny prezentować przestrzenny rozkład wartości oporności wyinterpretowanej ośrodka gruntowo-skalnego, prezentowanego w postaci izolinii i w skali barwnej – na przekrojach geoelektrycznych należy wykonać autorską interpretację geologiczną integrującą dane uzyskane z badań geofizycznych, wierceń, obserwacji i innych dostępnych źródeł. Interpretacja musi zostać wykonana w sposób czytelny i logiczny – na przekrojach sejsmicznych należy wykonać autorską interpretacją geologiczną integrującą dane uzyskane z badań geofizycznych, wierceń, obserwacji i innych dostępnych źródeł – dla przekrojów, dla których wykonywane były badania dla fali P i S, należy policzyć parametry sprężystości skał i gruntów budujących podłoże (moduł Younga w zakresie bardzo małych odkształceń, współczynnik Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń, moduł ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń) – dla przekrojów, dla których występują w podłożu skały i zwietrzeliny, za pomocą fali P, należy wyznaczyć granice refrakcyjne, oddzielające zwietrzeliny od „litego" skalnego podłoża. Granice refrakcyjne należy nałożyć na przekroje rozkładu prędkości fali P. Podobną procedurę należy zastosować od osuwisk i wyznaczania strefy poślizgu – przekroje geofizyczno–geologiczne będące interpretacją wyników badań geofizycznych należy przedstawić w skalach liniowych. Zaleca się by były to skale, w których przewyższenie pionowe nie było większym niż dwukrotne (np. skala pozioma 1:2000, skala pionowa 1:1000 lub skala pozioma 1:1000, skala pionowa 1:500)
Załączniki będące integralną częścią Dokumentacji z badań geofizycznych powinny zawierać m.in. następujące informacje: imię i nazwisko osób opracowujących i sprawdzających załącznik, daty wykonania badań, imiona i nazwiska osób wykonujących badania. Mapy, załączane do Dokumentacji z badań geofizycznych, w zależności od wymagań, rodzaju, potrzeb i skali należy sporządzać na podkładzie map topograficznych z państwowego zasobu geodezyjnego i kartograficznego lub na mapie sytuacyjno–wysokościowej sporządzonej na podstawie danych i informacji uzyskanych z państwowego zasobu geodezyjnego i kartograficznego lub innych podkładach w zależności od wymagań szczególnych wynikających z przepisów prawa. Mapy należy opracować w obowiązującym układzie współrzędnych zgodnie z rozporządzeniem. Wszystkie mapy dołączane do Dokumentacji z badań geofizycznych muszą posiadać: – elementy kartograficzne: symbol wskazujący północ, siatkę kartograficzną z opisem współrzędnych lub 4 krzyże opisujące współrzędne, skalę i podziałkę metryczną; – ramkę zawierającą: numer załącznika (unikatowy identyfikator), tytuł załącznika (tytuł mapy), nazwę Inwestora, nazwę Projektanta (jeśli wyłoniony), nazwę Wykonawcy, nazwę inwestycji, imię i nazwisko osoby wykonującej i sprawdzającej załącznik, nazwę układu współrzędnych, skalę mapy; – objaśnienia zawierające elementy przedstawione na mapie, – skorowidz arkuszy map przedstawionych na kolejnych załącznikach. Na mapach należy przedstawić informacje/dane istotne z uwagi na specyfikę obszaru badań lub treść mapy. Na mapach należy zawsze przedstawić obrys lub przebieg inwestycji wraz z kilometrażem lub przebieg wariantów linii transportowych, przesyłowych, obiekty inżynieryjne oraz inne obiekty budowlane w zależności od potrzeb	

7.8. GROMADZENIE I ARCHIWIZOWANIE DANYCH Z BADAŃ GEOFIZYCZNYCH

Wyniki badań geofizycznych zaleca się gromadzić i archiwizować w formie dokumentów papierowych oraz w cyfrowych kopiach np. w bazach danych, na nośnikach elektronicznych. Gromadzenie wyników badań zapewnienia dostęp do wszystkich danych geofizycznych powstających w czasie prac dokumentacyjnych. Przykładem sposobu gromadzenia informacji jest system BIM – modelowanie informacji o budynku (ang. *Building Information Modeling*) umożliwiający przepływ informacji projektowych miedzy wszystkimi uczestnikami procesu inwestycyjnego.

Program badań geofizycznych i Dokumentację z badań geofizycznych (dalej opracowania geofizyczne OGf) zazwyczaj gromadzi się w formie:
- papierowej;
- elektronicznej, nieedytowalnej, zapisanej na informatycznym nośniku danych, zabezpieczonej przed ingerencją w treść;
- elektronicznej, edytowalnej, zapisanej na informatycznym nośniku danych, umożliwiającej edycję.

Wersję papierową opracowań geofizycznych można przygotować w formie zaproponowanej w rozdz. 7.4.3 i 7.7.2.

Wersja elektroniczna opracowań geofizycznych powinny być zapisana na informatycznym nośniku danych i dołączona do opracowania geofizycznego.

Wersję elektroniczną opracowań geofizycznych można przygotować w formie dokumentu elektronicznego umieszczonego w strukturze katalogowej. Dobrze przygotowana wersja elektroniczna opracowania geofizycznego powinna zawierać następujące dane (Majer, Sokołowska, 2021, zmienione):
- wersja nieedytowalna:
  - metadane dokumentacji w formacie pliku PDF,
  - część tekstowa dokumentacji w formacie pliku PDF,
  - część graficzna dokumentacji w formacie pliku PDF z zachowaną skalą (rozmiar arkusza) w przypadku załączników z podaną skalą;
- wersja edytowalna:
  - metadane dokumentacji w formacie pliku TXT,
  - część tekstowa w formacie plików: DOCX, DOC,
  - część graficzna;
    - GEOFIZYKA – dane z badań geofizycznych (źródłowe (surowe), przetworzone, zgromadzone w bazie danych) w wybranych formatach plików: właściwym dla danej aparatury geofizycznej, właściwym dla wykorzystanego oprogramowania, DB, COD, INT, XYZ, XYNT, ASC, DAT, SEGY, SEGD, VEL, ASCII, TXT, CSV, XLS, KMZ, TIFF (z georeferencją), TIF, TFW, GDB, CGDB, XGDB, inne w tym:
      - pliki źródłowe z danymi pomiarowymi w oryginalnym formacie plików wyjściowych z aparatury badawczej,
      - pliki z danymi geodezyjnymi dla wprowadzenia korekt topograficznych dla danych pomiarowych w formacie plików: DAT, CSV, TXT, KMZ,
      - zestawienie procedur przetwarzania (filtracji) i ich parametrów – wersja opisowa w formacie plików: TXT, DOC, DOCX i wersja cyfrowa w formacie plików: ASCII z zastosowanego oprogramowania,
      - pliki źródłowe są niezmienionymi plikami ktore odbieramy z aparatury do dalszego przetwarzania danych. Plik źródłowy musi być przetworzony i przygotowany w formacie plików: ASCII, DAT, TXT,
      - pliki źródłowe z danymi pomiarowymi z metody ERT, muszą zawierać dane o położeniu na profilu (w przestrzeni) każdego pomierzonego punktu, jego rezystywności, oporności pozornej, wartości natężenia prądu i napięcia, liczby wykonanych pomiarów w danym punkcie, jak również średniego błędu tego pomiaru,
      - pliki źródłowe z badań sejsmicznych muszą być przygotowane do formatu plików SEGY i poza zapisem tras sejsmicznych (amplituda w funkcji czasu) muszą zawierać co najmniej (standardową dla formatu) informację o numerze kanału, numerze trasy, położeniu punktu strzałowego i odbiorczego względem początku profilu dla każdej z tras oraz o numerze kolejnym rekordu;
    - PRZEKROJE – dane z przekrojów (źródłowe, przetworzone, zgromadzone w bazie danych) w wybranych formatach plików: właściwym dla programu w których opracowano przekroje, DWG, DXF, CDR, PD3, PG3, PH3, PU3, KMZ, GDB, CGDB, XGDB, inne,
    - MAPY – dane przestrzenne dotyczące map (źródłowe, przetworzone, zgromadzone w bazie danych) w formacie plików:
      - grafiki CAD: DWG, DXF, DGN, inne,
      - zgodnym z oprogramowaniem GIS zapisane w obowiązującym układzie współrzędnych:
        - GEOBAZY – dane zgromadzone w geobazie w formacie plików GDB, MDB, inne,
        - KOMPOZYCJE – projekty kompozycji mapowych załączników graficznych zgodnie z wykazem podanym w rozdziale w zależności od rodzaju dokumentacji wraz z symbolizacją w formacie plików MXD, inne,
        - SYMBOLIZACJE – dane zawierające informacje o zastosowanej symbolizacji każdej warstwy mapy w formacie plików LYR, inne,
        - WARSTWY – dane wektorowe dla każdej warstwy informacyjnej GIS w formacie plików grafiki wektorowej Shapefile składającego się z co najmniej 4 plików w formatach: SHP, SHX, DBF, PRJ i inne np.: ASC, XYZ, GRD, GRD3, inne,
        - WARSTWY – dane rastrowe w formacie plików TIFF (z georeferencją);
    - INNE – dane inne w zależności od potrzeb np. dane w formacie plików AGS, dane w otwartych

formatach danych XML, teksty w formacie plików: DOCX, DOC, tabele w formacie plików: XLSX, XLS.

Opracowania geofizyczne w formie dokumentu elektronicznego powinny być opisane metadanymi zgodne z Rozporządzeniem Ministra Spraw Wewnętrznych i administracji z dnia 30 października 2016 r. w sprawie niezbędnych elementów struktury dokumentów elektronicznych. Obowiązkowy zakres metadanych to: Identyfikator, Twórca, Tytuł, Data, Format, Dostęp, Typ, Relacja, Odbiorca, Grupowanie, Kwalifikacja, Język, Opis, Uprawnienia.

8. PRZYKŁADY ZASTOSOWANIA I PROBLEMATYKA WYKONYWANIA BADAŃ GEOFIZYKI INŻYNIERSKIEJ

W rozdziale zaprezentowano przykładowe realizacje badań geofizyki inżynierskiej, które dobrano tak, żeby scharakteryzować typowe problemy geologiczno-inżynierskie występujące na terenie kraju. Wskazano również problemy, które występują podczas projektowania, wykonywania i interpretacji badań geofizycznych oraz podano wskazówki jak sobie z nimi radzić.

8.1. BADANIA GEOFIZYCZNE NA OSUWISKACH

Teren osuwisk można uznać za poligon badawczy, na którym kształtowała się współczesna geofizyka inżynierska (Bestyński, Trojan, 1975). Wczesne zastosowania metod geofizycznych obejmowały przede wszystkim sejsmiczne profilowania refrakcyjne oraz próby wykorzystania profilowań elektrooporowych. Do metod rozpoznania terenów osuwiskowych usiłowano również wprowadzić technikę georadarową, jednak badania te w większości przypadków nie przynosiły spodziewanych rezultatów. Obecnie podstawowymi narzędziami badawczymi stosowanymi na omawianych obszarach pozostają techniki sejsmiki refrakcyjnej (zwykle wykonywane w wariancie sejsmicznej tomografii refrakcyjnej) oraz technika tomografii elektrooporowej. Badania sejsmiczne pozwalają na oszacowanie zmienności parametrów mechanicznych ośrodka gruntowo-skalnego, natomiast technika tomografii elektrooporowej daje wgląd w jego zmienność litologiczną i fizyczną oraz w stosunki wodne występujące na terenach osuwiskowych.

Zainteresowanie wykorzystaniem metod geofizycznych w rozpoznaniu budowy geologicznej terenów osuwiskowych wynika nie tylko ze specyfiki budowy tych obszarów, lecz także z kwestii bezpieczeństwa oraz logistyki. Tereny podatne na rozwój ruchów masowych charakteryzują się zwykle skomplikowaną budową geologiczną. Często w podłożu występuje silnie zróżnicowana litologia, o dużej zmienności w profilu i zmienności obocznej. Nierzadko w podłożu osuwiska występują elementy strukturalne wpływające na jego rozwój, jak uskoki czy nachylone warstwy. Budowę geologiczną dodatkowo komplikuje występowanie koluwiów o zróżnicowanych właściwościach fizyczno-mechanicznych, wysoce zmiennej miąższości i nierównej powierzchni spągowej. Taka budowa sprawia, że rozpoznanie terenów osuwiskowych za pomocą technik wiertniczych, wykonywanych punktowo, jest zawsze obarczone dużą niepewnością. Dopiero badania geofizyczne, które pozwalają na odwzorowanie budowy geologicznej w przynajmniej dwóch wymiarach wzdłuż linii przekrojów, przy dowiązaniu wyników do danych kartograficznych i uzyskanych z otworów wiertniczych, umożliwiają pełniejsze określenie zasięgu głębokościowego koluwiów, budowy geologicznej i innych szczegółów osuwiska. Rozwój i etapy aktywności procesów osuwiskowych są zjawiskami dynamicznymi, często gwałtownymi. Przy występowaniu zagrożenia dla ludzi i infrastruktury konieczne jest podejmowanie szybkich decyzji opartych na rzetelnym rozpoznaniu budowy geologicznej. Dodatkowo wykonywanie wierceń na aktywnych terenach osuwiskowych jest niemożliwe albo wiąże się z ekstremalnym poziomem ryzyka, szczególnie z przyśpieszeniem dalszego jego rozwoju, które może być indukowane wibracjami i wprowadzeniem ciężkiego sprzętu. Badania geofizyczne pozwalają natomiast stosunkowo szybko dokonać wstępnego rozpoznania terenu, a same pomiary wiążą się z minimalną ingerencją w ośrodek gruntowo-skalny, co sprawia, że ryzyko związane z ich wykonaniem jest minimalne. Charakter badań geofizycznych i otrzymywane na ich podstawie wyniki sprawiają, że badania te mogą być z powodzeniem wykonywane do wstępnego, szybkiego rozpoznania budowy nawet silnie aktywnych osuwisk.

Czynniki geologiczne decydujące o możliwości rozwoju osuwisk, a których rozpoznanie jest konieczne przy opisie i próbie przewidywania dalszego ich rozwoju, są złożone (Frankowski i in., 2012; Majer i in., 2018; Wojciechowski, 2019). Kluczowe w podatności na rozwój osuwisk są: szeroko rozumiana litologia warstw podłoża, nachylenie stoku oraz stosunki hydrogeologiczne występujące w ośrodku gruntowo-skalnym. Szczególnie dla obszarów górskich, na których osuwiska rozwijają się na podłożu zbudowanym ze skał, istotne są również czynniki strukturalne, takie jak kąt nachylenia warstw i ich położenie względem stoku oraz obecność stref uskokowych. W związku z faktem, że do uaktywnienia procesów osuwiskowych dochodzi w miejscach, gdzie osuwiska już wcześniej występowały, bardzo istotne w opisie budowy geologicznej jest określenie miąższości i zmienności warstw koluwiów, zarówno współczesnych, jak i starszych, oraz określenie położenia strefy poślizgu.

W Polsce najbardziej narażonym regionem na rozwój osuwisk są Karpaty z ich sprzyjającą ruchom masowym litologią fliszową oraz powszechnością elementów tektonicznych, a w mniejszym stopniu Sudety oraz Wyżyny Środkowopolskie. Na obszarze niżowym procesy osuwiskowe rozwijają się przede wszystkim w miejscach charakteryzu-

jących się zróżnicowaną morfologią i występowaniem stoków o istotnym nachyleniu. Do takich obszarów należy pas moren zlodowaceń północnopolskich, strefa przybrzeżna (klify nadmorskie) oraz krawędzie dolin rzecznych, szczególnie doliny Wisły (Kaczyński, 2017; Majer i in., 2018; Majer, Sokołowska, 2021). W odróżnieniu od osuwisk w rejonach górskich, osuwiska zlokalizowane na niżu rozwijają się przede wszystkim w osadach czwartorzędowych, a czynniki strukturalne (obecność nachylonych warstw, uskoków) mają tu marginalne znaczenie. Dla rozwoju niżowych osuwisk kluczowa jest litologia osadów, nachylenie zboczy oraz warunki hydrogeologiczne.

W dalszej części rozdziału zaprezentowano dwa przypadki osuwisk, do rozpoznania których zastosowano kompleksowe badania geofizyki inżynierskiej. W pierwszym przykładzie opisano osuwisko w obrębie Karpat, na którego rozwój istotny wpływ miały czynniki strukturalne, natomiast w drugim – osuwisko rozwinięte w zboczu doliny Wisły w okolicy Bydgoszczy.

Zalecenia do projektowania badań geofizycznych na terenach osuwiskowych oraz predysponowanych do występowania ruchów masowych można znaleźć w różnych pozycjach literatury, np.: Instrukcja…, 1999; Frankowski i in., 2012; Wytyczne…, 2016, 2019a; Zarządzenie…, 2019; Majer, Sokołowska, 2021.

8.1.1. Osuwisko Kuźmina na stoku górskim

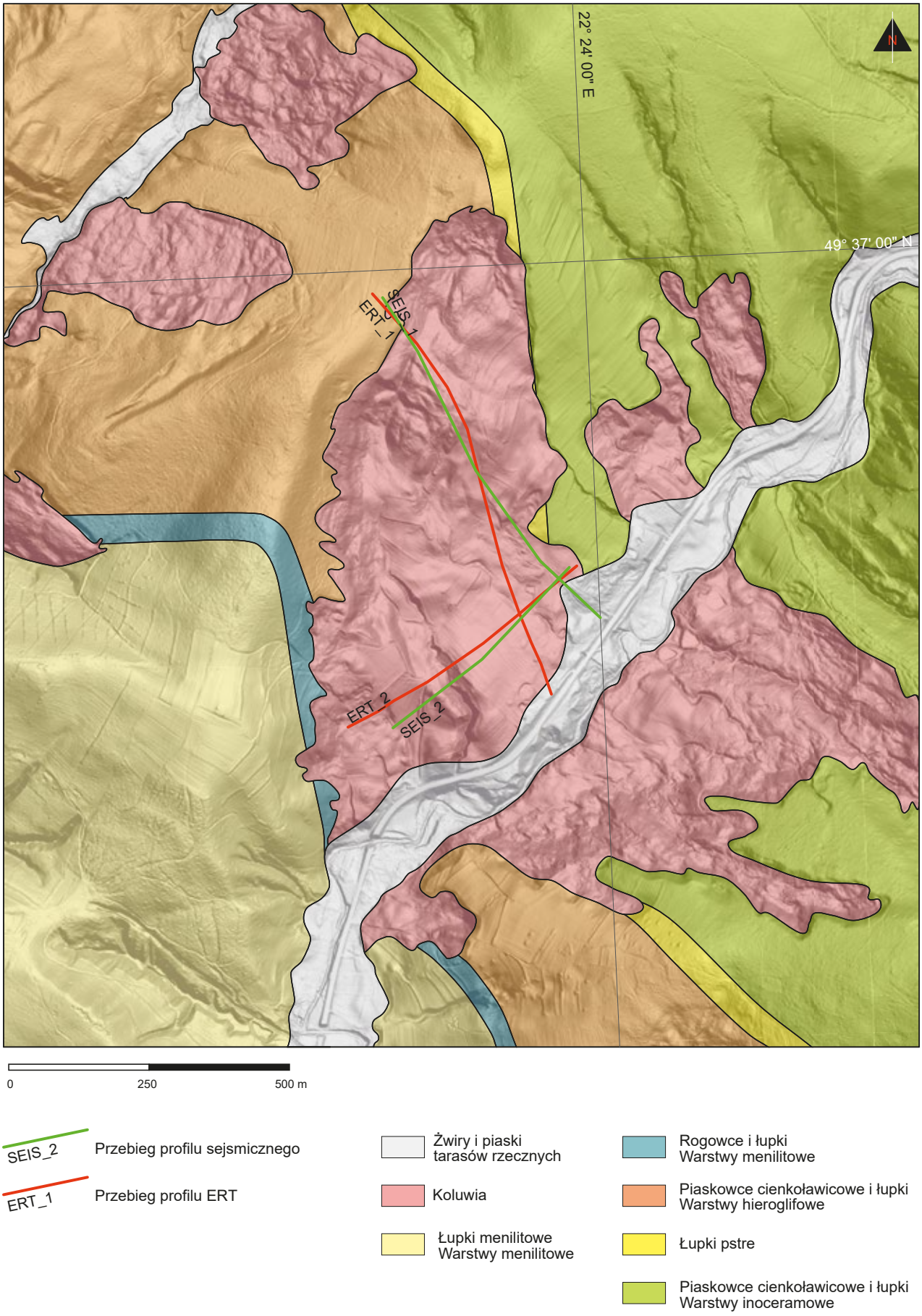
Osuwisko Kuźmina jest zlokalizowane na południowych stokach pasma Chwaniów w Górach Sanocko-Turczańskich, pomiędzy miejscowościami Tyrawa Wołoska a Kuźmina. Główna część osuwiska rozciąga się na wypłaszczonym stoku o ekspozycji ESE i od zachodu jest ograniczona wysoką krawędzią morfologiczną na stoku pasma Chwaniów. Powierzchnia osuwiska częściowo jest wykorzystywana jako pola uprawne, a w dolnym odcinku – zabudowana. W najniższej części przebiega droga krajowa nr 28. Z uwagi na bezpośrednią bliskość tej ważnej drogi krajowej i niebezpieczeństwo jej ewentualnego zniszczenia, osuwisko zostało objęte systemem monitoringu i włączone do sieci monitoringowej programu SOPO (Marciniec i in., 2019). Na podstawie dotychczasowych pomiarów wynika, że osuwisko jest aktywne (https://www.pgi.gov.pl/osuwiska/123/monitoring-osuwisk.html [stan na styczeń 2021 r.]).

Na podstawie danych kartograficznych (Malata i in., 1995) można wnioskować, że osuwisko jest rozwinięte najintensywniej w obrębie eoceńskich warstw hieroglifowych, wykształconych w postaci cienkoławicowych piaskowców i łupków, które zapadają na SW pod kątem ok. 40–50° (rys. 87).

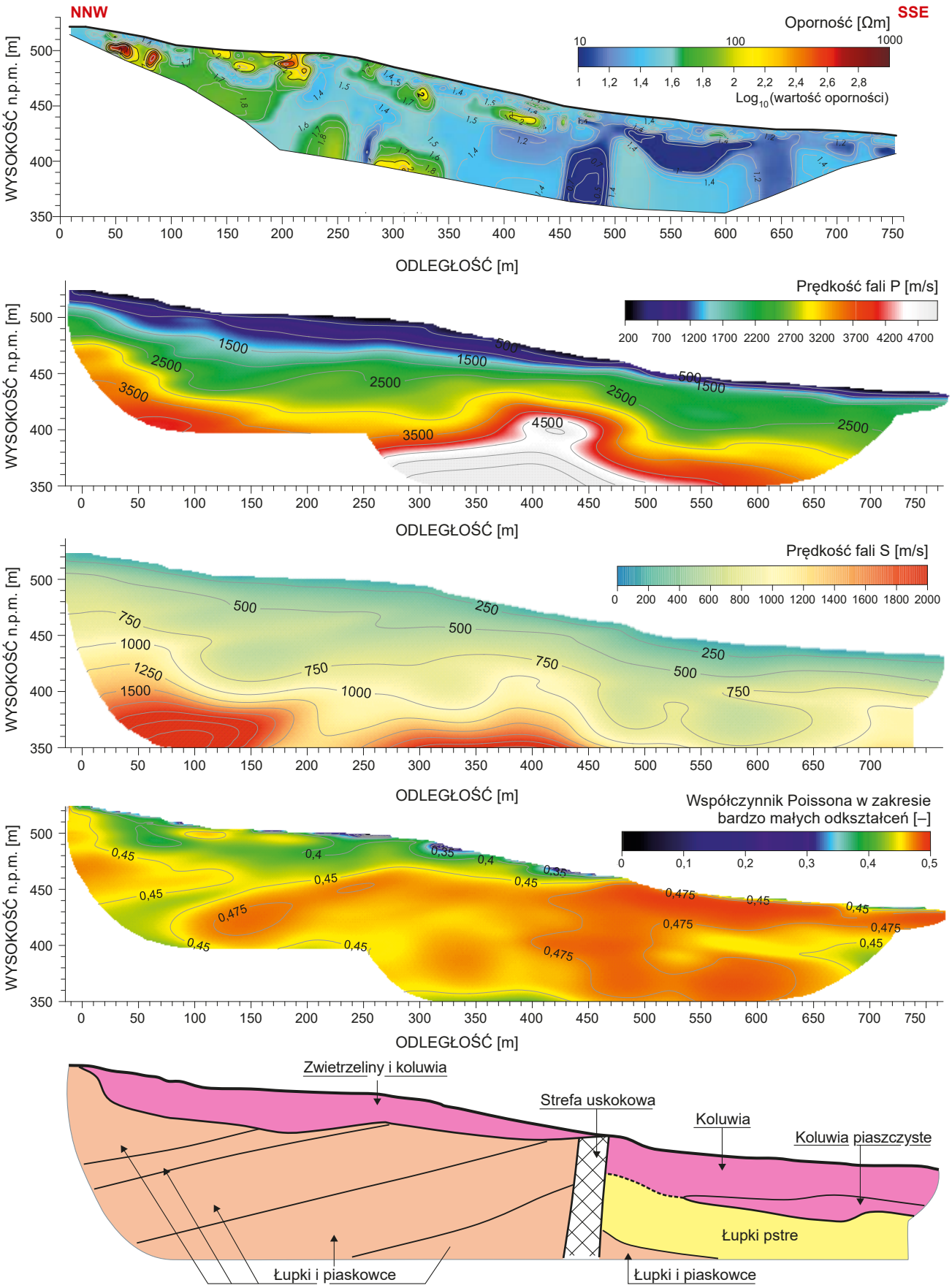
Warstwy hieroglifowe po północnej stronie osuwiska podścielone są pstrymi łupkami wieku paleocen–eocen, które również ulegają procesom osuwiskowym. Warstwy budujące podłoże osuwiska odsłaniają się w skrzydłach fałdów obalonych (synklina Krecowa–Zawadki i fałd Wary–Chwaniowa w czołowej części płaszczowiny skolskiej). Fałd Wary–Chwaniowa tworzy formę antykliny nasuwczej ze zredukowanym skrzydłem północnym (przynasunięciowym), w której odsłaniają się piaskowce i łupki warstw inoceramowych. Warstwy inoceramowe odsłaniające się na północ od osuwiska wyraźnie ograniczają jego rozwój w tym kierunku. Od południa i południowego zachodu warstwy hieroglifowe są przykryte warstwami menilitowymi, w spągu wykształconymi jako rogowce i łupki, a wyżej w przewadze jako łupki. Granica wychodni warstw menilitowych wyraźnie ogranicza zasięg osuwiska od południa.

W celu rozpoznania budowy geologicznej osuwiska i jego podłoża, wykonano serię badań geofizycznych wzdłuż dwóch linii przecinających osuwisko. Linia biegnąca na kierunku NNW–SSE przebiega w przybliżeniu w geometrycznej osi osuwiska (linia osiowa, przekroje osiowe, rys. 88). Linia biegnąca równolegle do drogi krajowej nr 28 na kierunku SW–NE przecina osuwisko w jego dolnej części, gdzie można się spodziewać jęzora osuwiskowego i największej miąższości koluwiów (linia poprzeczna, przekroje poprzeczne, rys. 89). Na obu liniach wykonano badania elektrooporowe techniką tomografii elektrooporowej (ERT) oraz badania sejsmiczne techniką sejsmicznej tomografii refrakcyjnej (SRT). Badania sejsmiczne pierwotnie wykonano z wykorzystaniem fali P (fali podłużnej, SRT-P), jednak zestawienie wyników badań ERT i SRT-P dało niejednoznaczne rezultaty, które nie pozwoliły na określenie zasięgu koluwiów. Badania sejsmiczne uzupełniono badaniami z wykorzystaniem fali S (fali poprzecznej, SRT-S). Na podstawie rozkładu wartości prędkości fal P i S wyliczono rozkład wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń, co pośrednio pozwala na określenie stanu podłoża i jego zawodnienia.

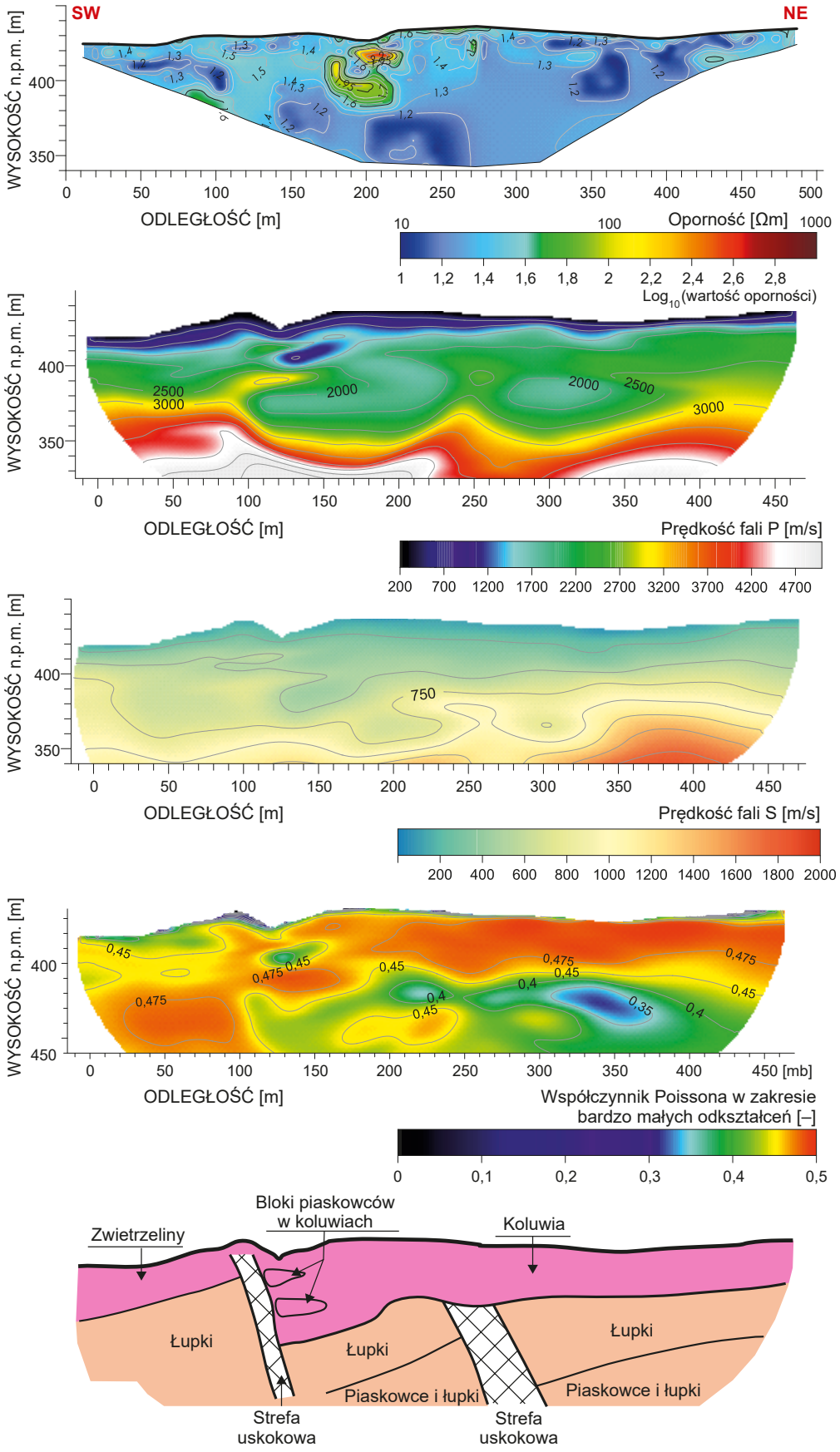
Wyniki badań elektrooporowych wykazują niskie i bardzo niskie oporności w przeważającej części osuwiska, zarówno w strefie, w której można spodziewać się koluwiów, jak i w podłożu osuwiska. Jest to związane z litologią występującą w rejonie badań. Warstwy hieroglifowe, składające się z cienkoławicowych piaskowców przewarstwionych łupkami ilastymi, cechują się opornością od kilkunastu do poniżej 100 Ωm, natomiast oporność łupków pstrych nie przekracza 20 Ωm. Podobne, niskie wartości są charakterystyczne dla koluwiów, co nie pozwala na jednoznaczne ich rozdzielenie od podłoża osuwiska. Przekroje rozkładu oporności pozwalają natomiast na wydzielenie dwóch stref. W górnej części osuwiska (rys. 89) zarejestrowano wyższe wartości oporności (rzędu 40–50 Ωm), zarówno w podłożu, jak i w strefie przypowierzchniowej, natomiast w SE części linii osiowej i na prawie całej długości linii poprzecznej zarejestrowano wartości oporności niższe niż 25 Ωm. Na linii poprzecznej podwyższone wartości występują tylko lokalnie w strefie pod głęboko wciętą doliną potoku przepływającego w południowej części osuwiska. Relatywnie wyższe wartości oporności można przypisać podwyższonemu udziałowi ławic piaskowców warstw hieroglifowych, natomiast niskie wartości oporności są związane z ośrodkiem zbudowanym w przewadze z łupków (łupki pstre) i gliniastych koluwiów. Na przekroju osiowym granica pomiędzy ośrodkiem niskooporowym a ośrodkiem o podwyższonej oporności zaznacza się jako stroma strefa o skrajnie obniżonej oporności, co może sugerować obecność strefy uskokowej.



Rys. 87. Mapa geologiczna rejonu osuwiska Kuźmina (na podstawie Malaty i in., 1995)



Rys. 88. Osuwisko Kuźmina. Osiowe przekroje geofizyczne ERT_1 i SEIS_1 na kierunku NNW–SSE (od góry: przekrój geoelektryczny, przekrój sejsmiczny wartości prędkości fali P, przekrój sejsmiczny wartości prędkości fali S, przekrój wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń) oraz interpretacja geologiczna



Rys. 89. Osuwisko Kuźmina. Poprzeczne przekroje geofizyczne ERT_2 i SEIS_2 na kierunku SW–NE (od góry: przekrój geoelektryczny, przekrój sejsmiczny wartości prędkości fali P, przekrój sejsmiczny wartości prędkości fali S, przekrój wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń) oraz interpretacja geologiczna

Na podstawie interpretacji jedynie wartości oporności można stwierdzić, że w górnej (NW) części osuwiska w podłożu występuje ośrodek zbudowany z warstw hieroglifowych, w partiach przypowierzchniowych przekształconych przez wietrzenie lub ruchy masowe, natomiast w dolnej części osuwiska w podłożu przeważają łupki, w tym łupki pstre, a miąższość koluwiów jest znacząco większa niż w części górnej. W koluwiach mogą być obecne duże bloki skalne zbudowane z piaskowców. Granica pomiędzy tymi dwoma częściami osuwiska ma prawdopodobnie charakter stromego uskoku.

Pole prędkości zarejestrowane w trakcie badań techniką sejsmicznej tomografii refrakcyjnej pozwala na uszczegółowienie uzyskanych informacji. Wartości prędkości fali P (*Vp*) w przekrojach rosną szybko od powierzchni do ok. 1500 m/s. Wartość taka jest charakterystyczna dla wody. Wartości niższe niż 1500 m/s, występujące jedynie przy powierzchni, wskazują na obecność niezawodnionych osadów – zwietrzelin lub koluwiów, natomiast wyższe zwykle wskazują na występowanie ośrodka zawodnionego lub skał. Poniżej granicy 1500 m/s występuje stosunkowo miąższa strefa, w której wartości *Vp* wzrastają powoli do ok. 3000 m/s. Wartości takie mogą wskazywać na przejście od zawodnionych koluwiów i zwietrzelin do zwietrzałego masywu skalnego zbudowanego z łupków i cienkoławicowych piaskowców. Izolinie wartości *Vp* zapadają łagodnie ku NW na przekroju osiowym oraz stromiej ku SW na przekroju poprzecznym, co potwierdza obecność warstwowanego masywu skalnego. Relatywnie niskie wartości *Vp* wskazują na silne zwietrzenie tego masywu. W najgłębszych partiach przekroju wartości *Vp* rosną do ok. 4500 m/s, co wskazuje na występowanie niezwietrzałego masywu skalnego, w którym może dodatkowo wzrastać udział piaskowców. Próg zbudowany z ośrodka o wysokich wartościach *Vp* występujący w środkowej części przekroju osiowego potwierdza obecność uskoku na tym przekroju. Wzrosty wartości *Vp* zanotowane lokalnie pod dnem potoku na przekroju poprzecznym wskazują na obecność izolowanych bloków skalnych. Wartości prędkości fali S (*Vs*) zawierają się w przedziale od ok. 200 m/s do ponad 1500 m/s. Najniższe wartości, nieprzekraczające 300 m/s, można wiązać z osadami występującymi na obu przekrojach jedynie bezpośrednio przy powierzchni terenu. Wzrost *Vs* do ok. 600 m/s jest stosunkowo powolny, dopiero powyżej tej wartości przyspiesza wraz z głębokością. Wartości do 600 m/s można przypisać obecności koluwiów, dla których są to wyniki stosunkowo wysokie, wskazujące na dużą spójność tych osadów, a co za tym idzie – na przeważający mechanizm spełzywania odpowiedzialny za kształtowanie osuwiska. Wartości powyżej 500 m/s mogą też odpowiadać zwietrzałemu masywowi skalnemu, w którym duży udział mają łupki. Na osiowym przekroju wartości *Vs* po raz kolejny zaznacza się granica między częścią górną, w której prędkość fali S w głębszych partiach osiąga ponad 1000 m/s, a strefą dolną, w której takie wartości nie występują. W przekroju poprzecznym zaznacza się stroma granica wartości *Vs* występująca pod dnem potoku. Pole prędkości na SW od tej granicy staje się bardziej jednorodne, wartości *Vs* powyżej 500 m/s występują płycej, ale wartości te wraz z głębokością rosną stosunkowo powoli. Również w przypadku pola wartości *Vs* zaznacza się łagodne zapadanie izolinii na przekroju osiowym ku SW.

Analiza pól prędkości wskazuje na występowanie zapadających na SW warstw masywu skalnego oraz potwierdziła obecność uskokowej granicy na przekroju osiowym. Wskazuje też na obecność uskoku przebiegającego pod dnem potoku na przekroju poprzecznym. Potwierdza się również obecność izolowanych bloków skalnych pod dnem potoku. Sama analiza pól prędkości nie pozwoliła natomiast na jednoznaczne rozróżnienie granicy między zwietrzałym masywem skalnym a gliniastymi koluwiami.

Porównanie wartości prędkości fal P i S pozwoliło na uzyskanie dodatkowych informacji dotyczących podłoża. Na podstawie *Vp* i *Vs* wyznaczono lokalny rozkład zmienności współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń. Na przekroju osiowym wyraźnie zaznacza się dwudzielność ośrodka. W części górnej, poniżej około dziesięciometrowej warstwy o wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń <0,4 (prawdopodobnie niezawodnione zwietrzeliny i koluwia), występuje strefa naprzemianległych warstw zapadających łagodnie na NW, o wysokich i niskich wartościach współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń. Strefę tą można interpretować jako masyw skalny zbudowany z pakietów o przewadze piaskowców (niskie wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń) i łupków (wysokie wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń). W dolnej części przekroju wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń są wysokie i zbliżają się do 0,5. Przy powierzchni występują koluwia z dużym udziałem materiału spoistego, natomiast głębiej zalegają łupki pstre. Te dwie warstwy przedzielone są soczewą obniżonych wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń (0,45–0,47), którą można uznać za warstwę piaszczystych koluwiów lub innych osadów piaszczystych (np. tarasów rzecznych). Na przekroju poprzecznym, w środkowej i północnej części przekroju, wyraźnie zaznacza się warstwa o wysokich wartościach współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń. Warstwę tą można jednoznacznie identyfikować jako koluwia. Jej miąższość wzrasta w centralnej części przekroju, a lokalne, gwałtowne zmiany wartości współczynnika mogą być wynikiem obecności dużych, izolowanych bloków skalnych w obrębie koluwiów. Warstwa koluwiów jest podścielona warstwą o wartościach współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń <0,45, którą można interpretować jako masyw skalny złożony z piaskowców i łupków. Pod dnem potoku występuje stroma krawędź, na której rozkład współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń zmienia się skokowo, co można wyjaśnić istnieniem strefy uskokowej. Na południe od krawędzi uskokowej można obserwować dwuwarstwowy rozkład wartości współczynnika Poissona. W strefie płytszej wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń spadają poniżej 0,45, natomiast głębiej wzrastają, osiągając ponad 0,47. Warstwę głębszą zinterpretowano jako masyw

skalny zbudowany z łupków, natomiast warstwę płytszą jako strefę zwietrzałą.

Zestawienie informacji uzyskanych ze wszystkich zastosowanych metod badawczych pozwoliło na zbudowanie zbiorczego modelu geologicznego osuwiska i jego podłoża (rys. 88, 89). Osuwisko składa się z dwóch części – w górnej jest zbudowane ze zwietrzałych warstw hieroglifowych pokrytych stosunkowo cienką warstwą koluwiów, a w dolnej występują warstwy hieroglifowe i łupki pstre, bardziej podatne na rozwój ruchów masowych, które są pokryte miąższym pakietem koluwiów. Na południu jęzor osuwiskowy opiera się o krawędź uskokową, za którą może rozwijać się kolejna forma osuwiskowa. Dopiero zastosowanie porównania prędkości fal sejsmicznych P i S oraz wyznaczenie rozkładu przestrzennego wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń pozwoliło na określenie spągu koluwiów. Stosunkowo wysokie wartości *Vs* dowiodły, że głównym mechanizmem rozwoju osuwiska jest spełzywanie rozwijające się w warstwach łupków.

8.1.2. Osuwisko Zła Wieś na zboczu doliny rzecznej

Rozległy teren osuwiskowy rozciąga się wzdłuż północno-zachodniej krawędzi Doliny Dolnej Wisły, pomiędzy wsiami Trzęsacz a Kozielec, kilkanaście kilometrów na NE od Bydgoszczy. Na odcinku tym dolina Wisły mocno podcina Wysoczyznę Świecką. Stroma krawędź doliny Wisły ma w tym rejonie blisko 70 m wysokości, jest porozcinana jarami i miejscami tworzy nieregularne stopnie. Obszar występowania nieregularności powierzchni, którą można przypisać ruchom masowym, rozciąga się wzdłuż krawędzi doliny na długości blisko 1,5 km. W najwęższym miejscu obszar ten ma szerokość jedynie ok. 200 m, natomiast w innych miejscach poszerza się do ponad 600 m. Teren jest miejscami podmokły i ulega ciągłej deformacji, co można określić po obecności licznych pochylonych drzew. Większa część zbocza jest niewykorzystana i porośnięta zaroślami, chociaż można na nim spotkać resztki zniszczonych zabudowań. Krawędź rozległej doliny jest położona w bezpośrednim sąsiedztwie dużej aglomeracji miejskiej, w związku z tym stanowi atrakcyjny teren do zagospodarowania na cele mieszkaniowe. Powierzchnia ta jest obecnie stopniowo zabudowywana, a inwestycje coraz dalej wkraczają na obszar zagrożony procesami osuwiskowymi.

Wysoczyzna Świecka według danych kartograficznych (Kozłowska, Kozłowski, 1985, 1990a, b, 1992) jest zbudowana z kolejnych warstw glin zwałowych i piasków fluwioglacjalnych. Osady powstały w trakcie zlodowacenia północnopolskiego, faz leszczyńskiej i poznańskiej. Ciekawe jest występowanie cementacji węglanowych piasków fluwioglacjalnych występujących w zboczu. Cementacje są na tyle silne, że osady fluwioglacjalne miejscami uległy diagenezie do piaskowców wapnistych, w których występuje nawet mała jaskinia. Pakiet osadów glacjalnych jest podścielony plioceńskimi iłami. Zidentyfikowane zostały one u podnóża zbocza, a przypuszczalnie tworzą też elewację przy krawędzi doliny. Na materiałach kartograficznych nie ma bezpośrednio wyznaczonego zasięgu koluwiów, a jedynie lokalnie są zidentyfikowane piaski i gliny deluwialne. Rozpoznano również liczne wystąpienia martwic wapiennych, w tym rozległe płaty, obejmujące setki metrów kwadratowych. Zjawisko występowania martwic wapiennych jest rzadko odnotowywane na obszarach pokrytych osadami glacjalnymi. Sama dolina Wisły jest wypełniona holoceńskimi piaskami aluwialnymi, w rejonie osuwiska zidentyfikowano dwa tarasy rzeczne z lokalnymi madami i torfami w starorzeczach (rys. 90).

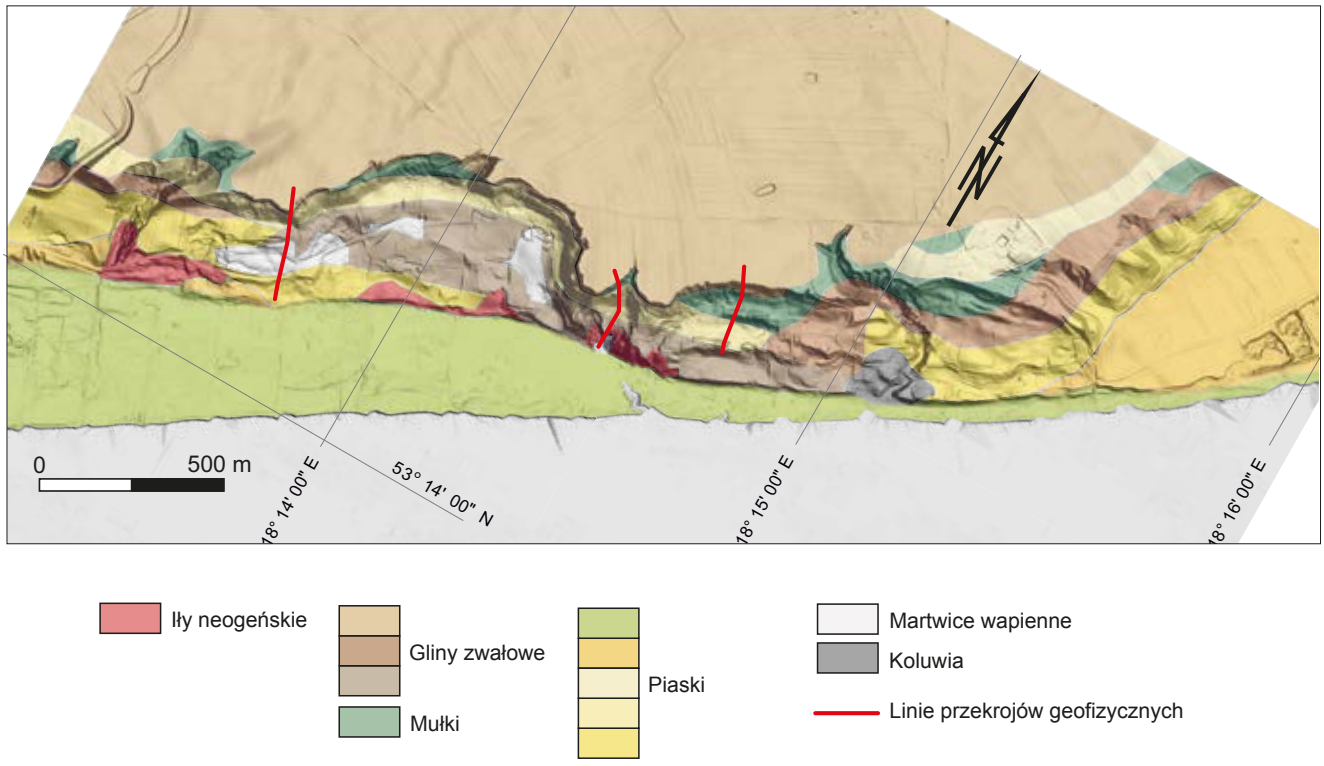
Zbocze doliny Wisły w rejonie Bydgoszczy jest miejscem, gdzie osuwiska występują powszechnie. Stroma, wysoka krawędź morfologiczna, do niedawna aktywnie erodowana, przy sprzyjającej litologii stwarza warunki do rozwoju ruchów masowych. Większość osuwisk jest jednak stosunkowo mała i nieaktywna. Rejon Złej Wsi jest na tym tle wyjątkowy zarówno ze względu na wielkość i intensywność występujących tu ruchów masowych, jak i ze względu na występowanie rzadko spotykanych gdzie indziej osadów – martwic wapiennych.

W celu rozpoznania budowy geologicznej w rejonie Złej Wsi wykonano serię badań geofizycznych. Badania przeprowadzono wzdłuż linii pomiarowych prostopadłych do krawędzi skarpy, od wierzchowiny wysoczyzny, aż po podnóże stoku. Pierwotnie badania wykonano techniką sejsmicznej tomografii refrakcyjnej fali P (SRT-P) w trzech lokalizacjach oraz techniką tomografii elektrooporowej (ERT) w dwóch lokalizacjach. Po przetworzeniu danych pomiarowych uzyskano obraz, który okazał się złożony (szczególnie rozkład pola prędkości fali P), a interpretacja niejednoznaczna. Na podstawie wykonanych badań nie było możliwe rozróżnienie koluwiów od osadów nieprzekształconych ruchami masowymi. W celu uszczegółowienia rozpoznania pomiary uzupełniono o dane uzyskane techniką sejsmicznej tomografii refrakcyjnej fali S (SRT-S), które wykonano wzdłuż tych samych linii pomiarowych, co badania SRT-P. Na rysunkach 91, 92 i 93 zaprezentowano wyniki badań geofizycznych dla trzech linii pomiarowych wraz z ich interpretacją geologiczną. Przedstawione przekroje geofizyczne są reprezentatywne i dobrze ilustrują złożoność budowy geologicznej obszaru.

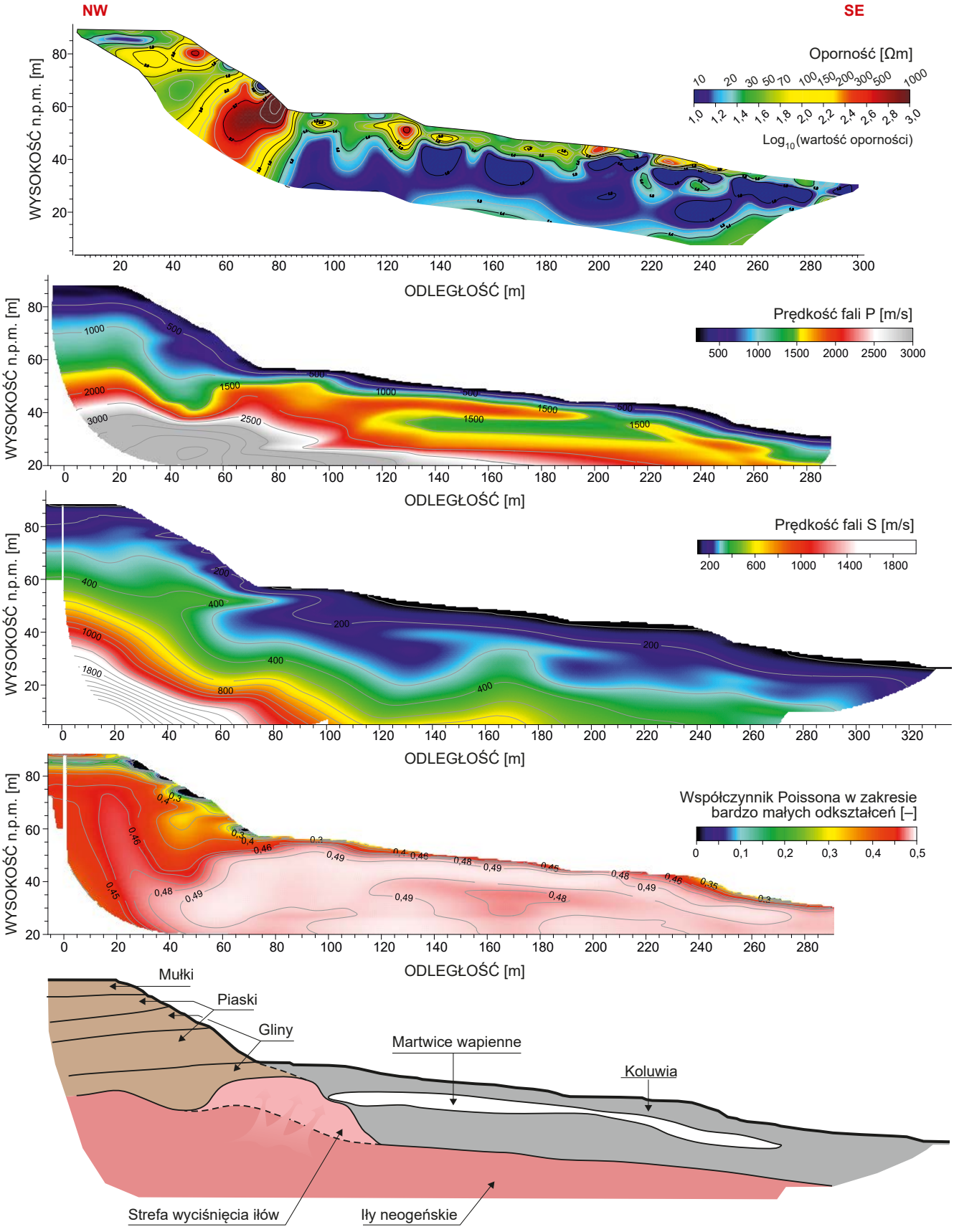
Interpretację budowy geologicznej rejonu osuwiska w Złej Wsi przeprowadzono na podstawie wyników badań sejsmicznych oraz elektrooporowych. Szczególnie duże znaczenie miało porównanie pól prędkości fal P i S. Na wstępie wyznaczono granice przestrzeni, w których wartości *Vp* i *Vs* są stosunkowo stałe. Lokalizacja tych granic zwykle opierała się na śledzeniu stref, w których zmiany wartości prędkości są podwyższone, czyli w strefach maksymalnych gradientów pola prędkości. W mniejszym stopniu granice wyznaczono bezpośrednio według wartości prędkości. Granice określono zarówno dla pola prędkości fali P, jak i fali S, a następnie przebiegi te zostały porównane i ujednolicone. Opracowanie granic i przestrzeni scharakteryzowanych wartościami *Vp* i *Vs* dało podstawę do dalszej interpretacji geologicznej. Ustalone przestrzenie zinterpretowano jako obiekty geologiczne – warstwy gruntów. Same wartości prędkości fal sejsmicz-

nych nie pozwalają zwykle określić jednoznacznie litologii poszczególnych warstw. W tym celu oraz na potrzeby zmniejszenia niepewności dotyczących przestrzennego zasięgu warstw gruntów, ich litologii i parametrów fizyczno-mechanicznych, wykorzystano informacje na temat oporności podłoża uzyskane techniką ERT. Wyniki badań ERT przeprowadzone na osuwisku w Złej Wsi dały rozpoznanie w zakresie zmienności oporności gruntów. Podczas porównania zasięgu warstw wyznaczonych na podstawie badań sejsmicznych z przekrojami opornościowymi przypisano poszczególnym warstwom interpretację geologiczną. Ostatecznie uzyskany obraz skonfrontowano z archiwalnymi danymi kartograficznymi – mapą geologiczną. Każdy z wykonanych kroków pozwolił na kolejne ograniczenie wyżej wymienionych niepewności.

Na przekrojach wykonanych w obrębie osuwiska w Złej Wsi wyróżniają się trzy strefy charakteryzujące się odmiennymi wartościami prędkości i oporności. W podłożu stromej części zbocza, w północnych częściach przekrojów można zaobserwować występowanie naprzemianległych, w przybliżeniu horyzontalnych, warstw o miąższości od kilkunastu do ok. 20 m. Warstwy te zalegają poziomo lub zapadają łagodnie na północ. Warstwy występujące w stromej części zbocza charakteryzują się niskimi wartościami *Vp*, nieprzekraczającymi 1500 m/s i wartościami *Vs* w zakresie od ok. 200 do ponad 400 m/s. Obecność warstw lepiej zaznacza się na przekroju pola prędkości fali S niż fali P. Wartości oporności zmieniają się w podłożu zbocza w dużym zakresie – od kilkunastu do ponad 500 Ωm. Wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń również zmieniają się znacząco, od wartości bliskich 0 do ponad 0,4. Grunty budujące stromą część zbocza można interpretować jako naprzemianległe warstwy glin zwałowych i piasków. Warstwy wysokooporowe, o niskich wartościach *Vp*, nieznacznie podwyższonych wartościach *Vs* i niskich wartościach współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń, odpowiadają niezawodnionym piaskom. Warstwy niskooporowe, zwykle o obniżonych wartościach *Vs* i wysokich wartościach współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń odpowiadają glinom zwałowym i mułkom. Strefa ta odpowiada krawędzi wysoczyzny polodowcowej erodowanej przez dolinę Wisły, a warstwy ukazują niezmienioną strukturę wysoczyzny. Druga ze stref rozciąga się w dolnej części zbocza, w jej bardziej płaskim odcinku, od powierzchni do głębokości ponad 20 m. Najbardziej charakterystyczną cechą tej strefy jest niska wartość *Vs*, od 100 m/s i z reguły nieprzekraczająca 300 m/s, co wskazuje na niską sztywność gruntów. Wartości oporności w tej strefie są zmienne i zawierają się w przedziale 30–100 Ωm, chociaż występują tu strefy zarówno o znacznie wyższej, jak i niższej oporności. Zmienność przestrzenna oporności w tej strefie jest wysoka, co w efekcie daje obraz przeplatających się fragmentów osadów o niskiej i wysokiej oporności na dystansach rzędu 20–30 m. W opisywanej strefie ciekawy jest rozkład wartości *Vp*, które zmieniają się w stosunkowo szerokim zakresie, od poniżej 500 m/s do nieznacznie powyżej 1500 m/s. Wyższe wartości układają się w formę warstw i soczew, szczególnie dobrze widocznych na przekrojach 2. (rys. 91) i 1. (rys. 92). Warstwy te układają się częściowo współkształtnie z powierzchnią terenu, a na przekroju 1. (rys. 92) także skośnie do powierzchni terenu. Niskie wartości *Vp* obserwuje się na

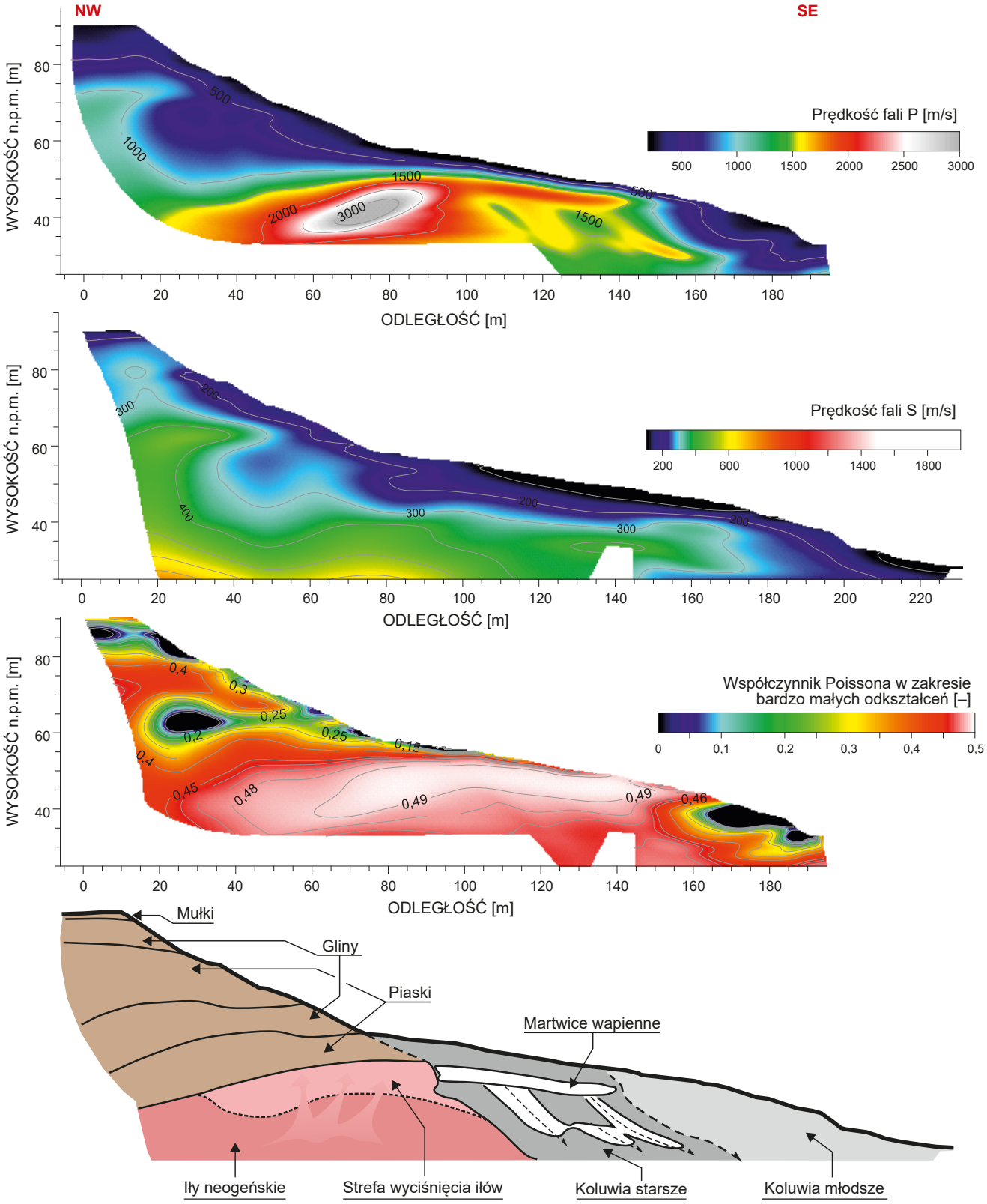


Rys. 90. Mapa geologiczna rejonu osuwiska Zła Wieś (na podstawie Kozłowskiej, Kozłowskiego, 1985, 1990a, b, 1992)

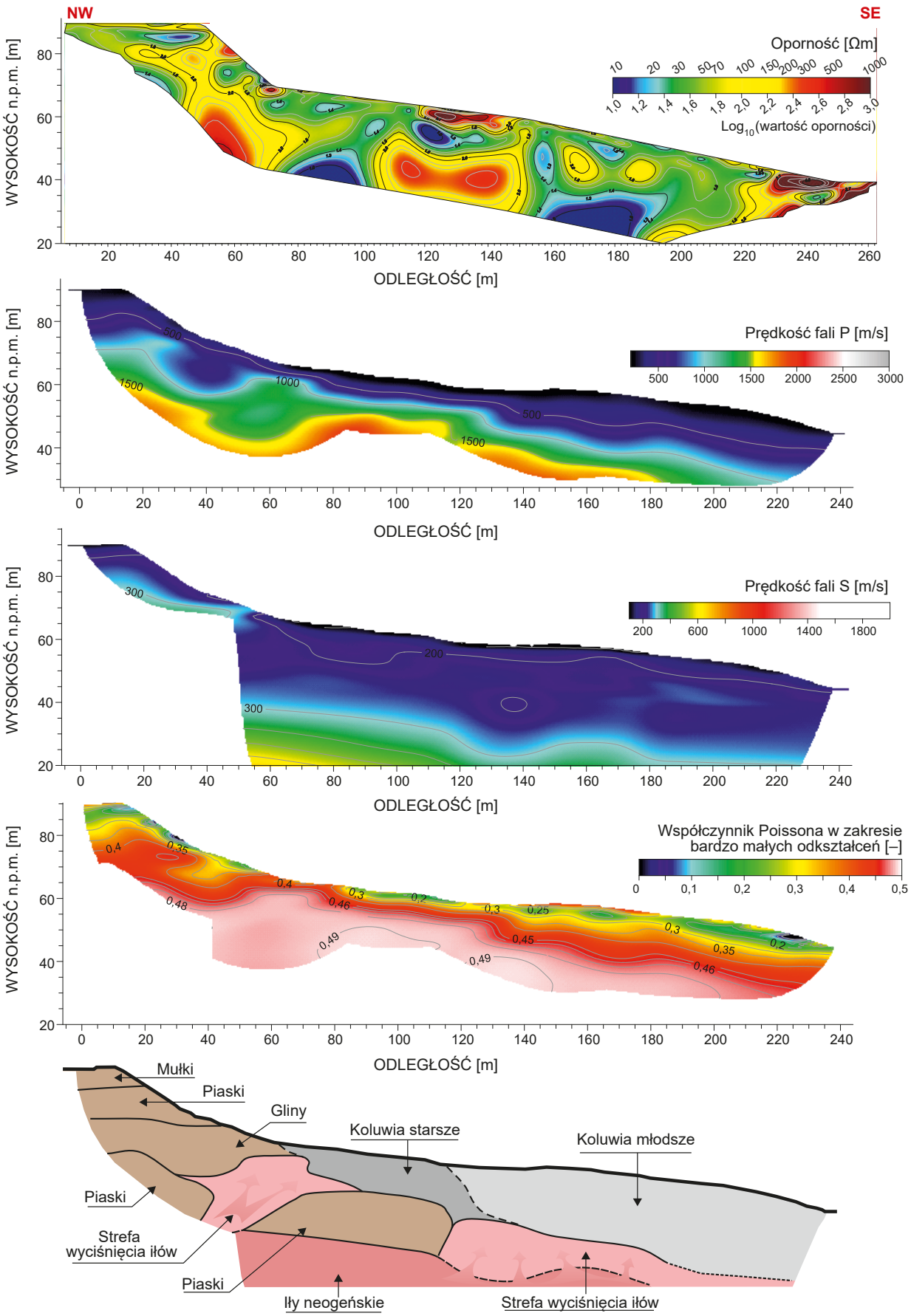


Rys. 91. Osuwisko Zła Wieś, linia zachodnia. Przekroje geofizyczne (od góry: przekrój geoelektryczny, przekrój sejsmiczny wartości prędkości fali P, przekrój sejsmiczny wartości prędkości fali S, przekrój wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń) oraz interpretacja geologiczna

przekrojach 1. (rys. 92) i 2. (rys. 93) w ich południowej części, czyli w dolnych częściach zbocza, w formie wypełnienia nieckowatych zagłębień. Wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń w strefie drugiej zmieniają się właściwie w pełnym zakresie, od bliskich 0 (przy powierzchni i w dolnej części zbocza) do ok. 0,5. Strefa druga odpowiada ośrodkowi gruntowemu, którego struktura została zniszczona, na co wskazuje niska wartość *Vs*,



Rys. 92. Osuwisko Zła Wieś, linia środkowa. Przekroje geofizyczne (od góry: przekrój sejsmiczny wartości prędkości fali P, przekrój sejsmiczny wartości prędkości fali S, przekrój wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń) oraz interpretacja geologiczna



Rys. 93. Osuwisko Zła Wieś, linia wschodnia. Przekroje geofizyczne (od góry: przekrój geoelektryczny, przekrój sejsmiczny wartości prędkości fali P, przekrój sejsmiczny wartości prędkości fali S, przekrój wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń) oraz interpretacja geologiczna

a osady zostały przemieszczone i przynajmniej częściowo wymieszane, czego dowodem jest duża przestrzenna zmienność wartości oporności. W lokalnym kontekście strefę tę należy interpretować jako warstwę koluwiów. Na podstawie występowania bardzo niskich wartości *Vp* i współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń można wyznaczyć na przekrojach 1. (rys. 92) i 2. (rys. 93) dwie generacje koluwiów: koluwia starsze, w których grunty są silnie zawodnione (wyższe wartości *Vp*) oraz koluwia młodsze, tylko częściowo zawodnione (niskie wartości *Vp*). Warstwy i soczewy o podwyższonych wartościach *Vp* obserwowane na przekrojach 2. (rys. 91) i 1. (rys. 92) odpowiadają warstwom martwic wapiennych – gąbczastych cementacji węglanem wapnia powstałych przy udziale roślin i mikroorganizmów. Martwice takie są silnie porowate i stanowią warstwę intensywnie prowadzącą wodę. Cementacje węglanowe w postaci martwic wapiennych mogą również do pewnego stopnia stabilizować koluwia. Trzecia strefa zidentyfikowana na przekrojach podścila zarówno osady glacjalne wysoczyzny polodowcowej, jak i koluwia. Ośrodek gruntowy charakteryzuje się w niej niskimi i bardzo niskimi wartościami oporności, w zakresie 10–20 Ωm oraz wartościami *Vp* przewyższającymi 2000 m/s. Wartość współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń zarejestrowana dla tej strefy jest zbliżona do 0,5. Biorąc pod uwagę lokalny kontekst i archiwalne dane kartograficzne, ośrodek gruntowy w tej strefie należy interpretować jako warstwę neogeńskich iłów, tzw. iłów poznańskich podścielających osady glacjalne Wysoczyzny Świeckiej. W przypadku tej strefy interesujący jest rozkład wartości *Vs*. W głębszych partiach wartość prędkości fali poprzecznej wzrasta powyżej 400 m/s, jednak lokalnie, pomimo notowanych wysokich wartości *Vp* i niskich wartości oporności wartość *Vs*, spada nawet poniżej 300 m/s. Spadek taki może wskazywać na przynajmniej częściowe zniszczenie struktury ośrodka, do którego mogło zajść w wyniku wyciśnięcia iłów. Przyjmując założenie o wyciśnięciu iłów, można nawet zidentyfikować na przekroju 4. strefę, gdzie iły tworzą rodzaj deformacji rozrywającej i przebijającej warstwę piasków.

W świetle prezentowanych badań geofizycznych proces kształtowania osuwiska w Złej Wsi można postrzegać jako skomplikowany, wieloprzyczynowy i wieloetapowy. Erozja rzeczna związana z podcinaniem krawędzi wysoczyzny polodowcowej doprowadziła nie tylko do powstania stromego zbocza, lecz także do zachwiania jego równowagi. Iły, z jednej strony częściowo odciążone przez erozję rzeczną, a z drugiej – stale podlegające obciążeniu nadkładem pakietu osadów lodowcowych, uległy wyciśnięciu u podnóża zbocza doliny Wisły. Ten dynamiczny proces, który po stronie wysoczyzny prowadził do osiadania, a po stronie doliny do wypiętrzania, doprowadził do lokalnych odkształceń i dalszej destabilizacji zbocza, a w efekcie do intensywnego rozwoju ruchów masowych. Model ten można tłumaczyć występowaniem iłów neogeńskich wypiętrzonych u podnóża zbocza doliny, jak i szczególnie intensywnym rozwojem procesów osuwiskowych w rejonie Złej Wsi.

8.2. ROZPOZNANIE BUDOWY GEOLOGICZNEJ POD OBIEKTY LINIOWE

W ostatniej dekadzie, kiedy w Polsce zaczęła się intensywna modernizacja i budowa sieci drogowej, zaistniała potrzeba zintensyfikowania badań podłoża budowlanego tych inwestycji. Zarządca dróg krajowych i autostrad – GDDKiA, dostrzegł konieczność wprowadzenia do katalogu terenowych badań podłoża, poza tradycyjnymi metodami opartymi na wierceniach i sondowaniach, metod z zakresu geofizyki inżynierskiej. Proces badań podłoża, opierający się m.in. na badaniach geofizycznych, został sformalizowany w nowych wytycznych badań podłoża, wydanych i wprowadzonych do stosowania w 2019 r. (Wytyczne…, 2019a; Zarządzenie nr 22…, 2019). Obecnie dla każdej inwestycji drogowej rutynowo są prowadzone badania profilowymi technikami geofizyki inżynierskiej. Techniką wiodącą jest w założeniach tomografia elektrooporowa (ERT), którą wykonuje się już na wczesnym etapie badań wzdłuż planowanej osi drogi lub jezdni (dla dróg wielojezdniowych). W przypadkach występowania w podłożu masywu skalnego, badania elektrooporowe uzupełnia się badaniami sejsmicznymi – sejsmiczną tomografią refrakcyjną (SRT) lub badaniami techniką wielokanałowej analizy fal powierzchniowych (MASW). Inne techniki, jak prześwietlania sejsmiczne czy badania konduktometryczne, nie są obligatoryjne, natomiast nowe wytyczne dopuszczają i rekomendują ich stosowanie do rozwiązywania poszczególnych zagadnień geologicznych.

Właściwie w każdej inwestycji drogowej, ze względu na swoją skalę przestrzenną, napotyka się na zróżnicowane warunki podłoża. W obrębie jednej inwestycji jest możliwe występowanie tak różnych sytuacji geologicznych jak masyw skalny w podłożu, obecność osuwisk i gruntów organicznych. Różnorodność ta wymaga zastosowania metody lub zestawu metod badań, które maksymalnie wszechstronnie i precyzyjnie pozwolą rozpoznać budowę geologiczną i potencjalne zagrożenia związane z podłożem. Stosowanie badań z zakresu geofizyki inżynierskiej w oczywisty sposób nie zastępuje wierceń czy sondowań. Rutynowo prowadzone badania geofizyczne mają raczej charakter badań przesiewowych, które wstępnie pozwalają na wyznaczenie stref zmienności podłoża i określają obszary występowania potencjalnych zagrożeń geologicznych. Badania geofizyczne uzupełniają też w wielu przypadkach informację uzyskiwaną metodami bezpośrednimi. Szczególnie dotyczy to niewielkich form geologicznych, których obecność może być przeoczona w przypadku stosowania wyłącznie wierceń. Badania geofizyczne pozwalają też na rozpoznanie podłoża do większych głębokości niż standardowo stosowane wiercenia, dzięki czemu można spojrzeć na podłoże w szerszym kontekście geologicznym. Badania technikami sejsmicznymi, szczególnie te pozwalające na określenie rozkładu wartości prędkości fali S w przestrzeni, umożliwiają również bezpośrednie oszacowanie parametrów sztywności podłoża.

Kluczowe role, jakie spełniają badania geofizyki inżynierskiej w badaniach podłoża inwestycji liniowych (drogowych), można podsumować następująco:

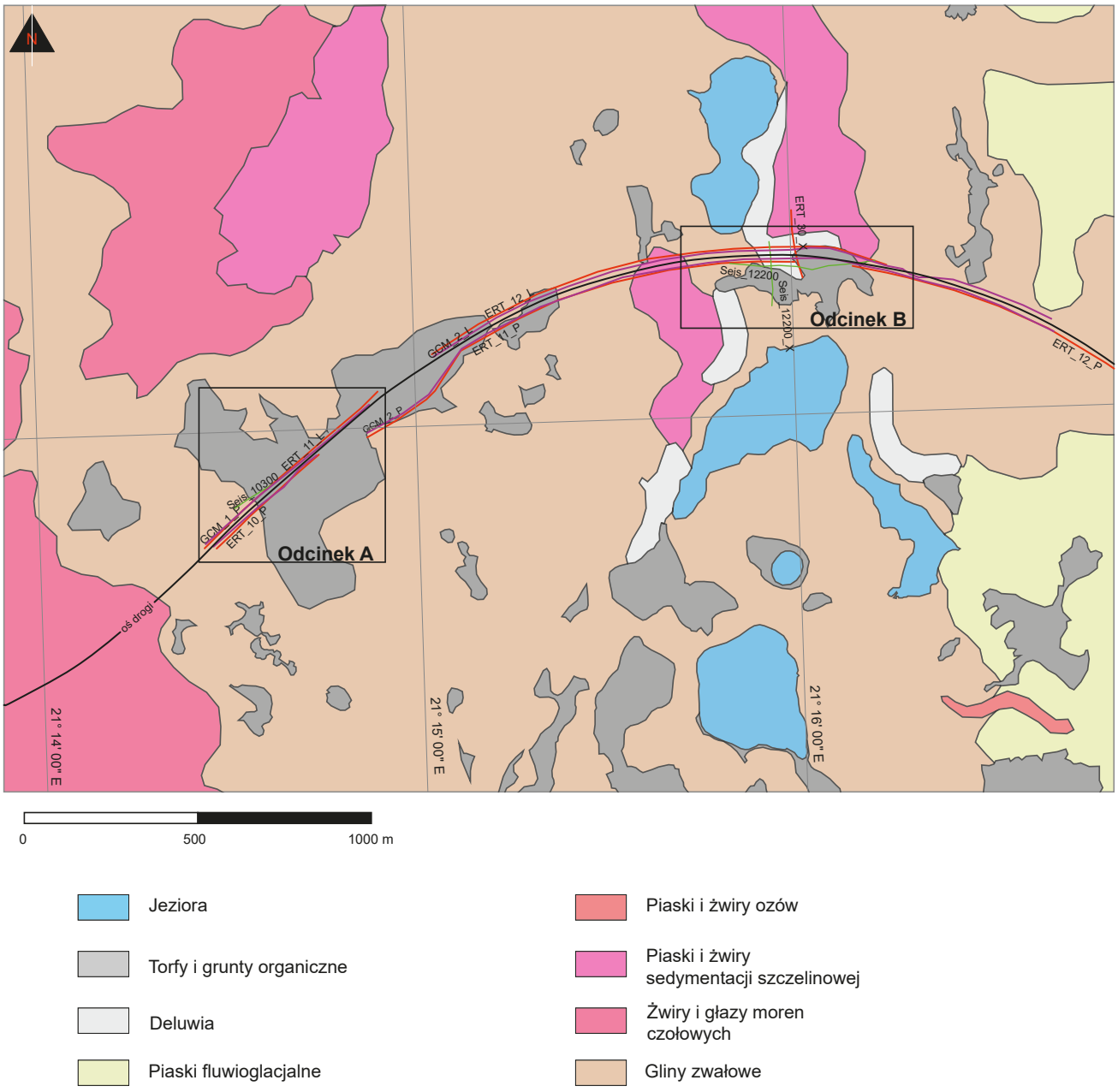
– wyznaczenie przestrzennej rozciągłości warstw litologicznych, szczególnie o nieznacznych wymiarach – warstw i soczew skał oraz gruntów o różnej litologii;
– wyznaczenie położenia stropu masywu skalnego;
– wyznaczenie położenia stromych i pionowych granic w ośrodku gruntowo-skalnym o silnie kontrastujących parametrach, które mogą odpowiadać uskokom lub strefom spękań;
– wykrywanie pustek (naturalnych i sztucznych) oraz starych konstrukcji i fundamentów;
– wykrywanie stref potencjalnego występowania gruntów organicznych i słabych.

W dalszej części rozdziału zaprezentowano interesujący fragment wyników badań, jakie przeprowadzono przy okazji budowy drogi ekspresowej S16 w północno-wschodniej Polsce. Projektowana droga przebiega na obszarze młodej rzeźby glacjalnej, a głównym celem badań geofizycznych było określenie głębokości, zasięgu i miąższości gruntów organicznych.

8.2.1. Rozpoznanie występowania gruntów organicznych

Odcinek objęty badaniami stanowi fragment budowanej drogi S16, ok. 10 km na zachód od Mrągowa. Obszar ten pokryty jest miąższymi seriami osadów polodowcowych – glin i piasków wodnolodowcowych (rys. 94).

Miąższość osadów czwartorzędowych wynosi w tym rejonie od ok. 100 m do ponad 200 m (Lisicki, 1995;



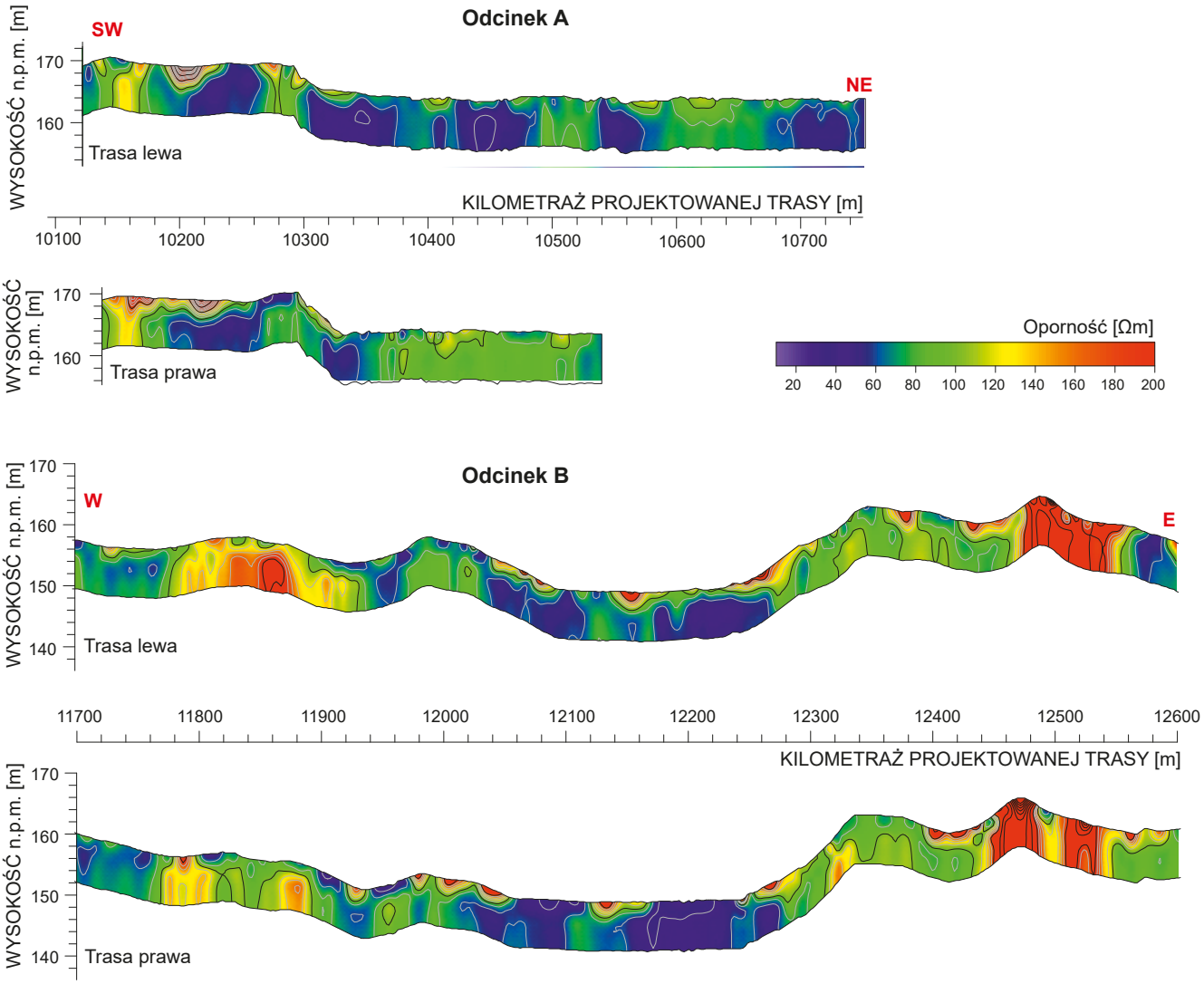
Rys. 94. Mapa geologiczna rejonu Mrągowa i przebieg wykonanych badań geofizycznych (na podstawie Lisickiego, 1995; Kalinowskiej-Jaźwińskiej i in., 2001)

Kalinowska-Jaźwińska i in., 2001). Powierzchnia terenu jest morfologicznie zróżnicowana. Teren jest porozcinany licznymi dolinami, zajętymi w większości przez jeziora, oraz mniejszymi obniżeniami bezodpływowymi i z ograniczonym przepływem. Powierzchnia terenu jest pokryta zróżnicowanymi osadami pochodzenia glacjalnego – glinami zwałowymi, piaskami i żwirami moren spiętrzonych i sedymentacji szczelinowej oraz piaskami fluwioglacjalnymi. Osady zostały zdeponowane w trakcie zlodowacenia Wisły, w stadiale górnym. W obniżeniach często występują holoceńskie torfy, podrzędnie gytie i kreda jeziorna. Torfy wypełniają najczęściej płytkie obniżenia, jednak spotykane są również w głębszych dolinach zajętych przez serie linijnie ułożonych jezior. Niekiedy w jednej dolinie sąsiadują ze sobą jeziora i ich pozostałości całkowicie wypełnione torfami. Miąższości gruntów organicznych wahają się od kilku metrów (przede wszystkim w obniżeniach bezodpływowych) do nawet kilkunastu metrów (w głębszych dolinach).

Odcinek drogi objęty badaniami przebiega w części zachodniej po pofalowanej wysoczyźnie, na której wkracza w obręb obniżenia zajętego przez torfowisko. Wierceniami zidentyfikowano występowanie w tym miejscu warstwy torfów o miąższości 2–4 m podścielonych głównie glinami zwałowymi z przeławiceniami piasków i żwirów. W części wschodniej odcinek budowanej drogi przekracza dolinę zajętą przez serię małych jezior i obniżeń wypełnionych torfowiskami. W miejscu przejścia drogi przez dolinę, w jednym z obniżeń zajętych przez torfowisko, wierceniami stwierdzono występowanie maksymalnie 15 m gruntów organicznych podścielonych glinami zwałowymi, piaskami fluwioglacjalnymi oraz lokalnie osadami drobnoklastycznymi zdeponowanymi na zboczu zagłębienia. Prezentowane badania koncentrują się na możliwościach wykrycia i określenia granic gruntów organicznych oraz określenia charakteru kontaktu pomiędzy tymi gruntami a warstwami je podścielającymi.

Na potrzeby rozpoznania budowy geologicznej dla celów inwestycji drogowej wykonano serię badań geofizycznych technikami pozwalającymi na stopniowo coraz dokładniejsze rozpoznanie budowy podłoża.

Pierwszym, wstępnym etapem badań było wykonanie czteropoziomowych profilowań konduktometrycznych (GCM, ang. *ground conductivity meter*) (rys. 95).



Rys. 95. Przekroje geoelektryczne uzyskane techniką GCM. Trasa S-19, rejon Mrągowa

Pomiary przeprowadzono wzdłuż dwóch równoległych linii pomiarowych, w założeniu zlokalizowanych wzdłuż osi dwóch jezdni. Pojedynczy pomiar konduktometrem jest wyjątkowo szybki, trwa ułamek sekundy, dzięki czemu można go wykonywać w trakcie przemieszczania urządzenia – marszu lub wolnego holowania urządzenia za pojazdem. Przy ruchu jednostajnym dokonywanie pomiarów w równych odstępach czasu przekłada się na równomierne rozmieszczenie punktów pomiarowych w terenie. Pomiary wykonywano co 1 sekundę, a konduktometr umieszczono na saniach ciągniętych przez idącego operatora. W efekcie uzyskano serię pomiarów co ok. 1 m. Dla lepszej precyzji lokalizacji pomiarów w przestrzeni, za pomocą wbudowanego odbiornika GNSS urządzenie automatycznie zapisywało swoją pozycję dla każdego pomiaru. Dla każdego punktu pomiarowego urządzenie wykonuje równocześnie pomiary dla czterech konfiguracji nadajnik–odbiornik, co odpowiada czterem poziomom głębokościowym (1, 2, 3 i 6 m). Urządzenie pomiarowe rejestruje jednak przewodność pozorną (oporność jest odwrotnością przewodności), a zdefiniowane teoretycznie głębokości są również głębokościami pozornymi. Bezpośrednie zestawienie wyników pozwala jedynie na otrzymanie przekroju pseudoprzewodności (lub pseudooporności) w funkcji pseudogłębokości, czyli tzw. pseudosekcję. Uzyskanie przekroju wartości przewodności lub oporności właściwej w funkcji głębokości wymaga zastosowania procedury inwersji. Procedurę taką zastosowano i otrzymano zbiór danych zawierających położenie, głębokość i oporność rzeczywistą dla czterech poziomów głębokości. Na tak przygotowanej matrycy przeprowadzono następnie interpolację, uzyskując przekroje oporności wzdłuż powierzchni pod liniami pomiarowymi.

Badania konduktometryczne wykonano wzdłuż całego odcinka inwestycji. Na rysunku 95 zaprezentowano przekroje oporności właściwej dla dwóch interesujących odcinków:
– miejsca, gdzie profile przechodzą przez granicę między wysoczyzną morenową a obszarem rozległego torfowiska o stosunkowo niewielkiej miąższości osadów organicznych (odcinek A – rys. 94 i 95);
– przejścia profilu przez głębokie obniżenie, w którym miąższe torfy całkowicie wypełniają misę pozostałą po jeziorze do głębokości nawet 15 m (odcinek B – rys. 94 i 95).

Przypowierzchniowy rozkład oporności uzyskany z badań techniką GCM i zestawiony w postaci płytkich przekrojów opornościowych (przekroje GCM) wbrew oczekiwaniom nie daje jasnego obrazu na temat rozprzestrzenienia gruntów organicznych, zarówno ich zasięgu przestrzennego, jak i miąższości tych osadów. Na odcinku A (rys. 95) wartości oporności zarejestrowane w obrębie torfowiska charakteryzują się zakresem między 30 a 100–110 Ωm. Zmienność wartości oporności w obrębie gruntów organicznych jest stosunkowo mała, zmiany zachodzą stopniowo i nie obserwuje się stref dużego gradientu oporności. Wyjątkiem od tej reguły jest jedynie warstwa przypowierzchniowa, w której lokalnie oporność wzrasta do ponad 100 Ωm przy dużym kontraście. Drugą regularnością, która zarysowuje się w rozkładzie oporności, jest generalne obniżenie wartości oporności w kierunku brzegów torfowiska. Na przekrojach nie rejestruje się również spągowa granica osadów organicznych, pomimo tego, że nominalnie zasięg głębokościowy użytego urządzenia (6 m) przekracza maksymalną miąższość torfów zarejestrowaną wierceniami.

Na odcinku B (rys. 95) wartości oporności w torfach wahają się od 40 do 80 Ωm, a przy powierzchni lokalnie wzrastają do ponad 200 Ωm. Podobnie jak na odcinku A i w tym fragmencie w torfowisku zmiany oporności są stopniowe, z wyłączeniem strefy przypowierzchniowej. Można również obserwować wzrost wartości oporności wraz z oddalaniem się od jego brzegów. Brak zmiany oporności, który można byłoby wiązać z utworami podścielającymi osady organiczne, w przypadku odcinka B nie dziwi, gdyż miąższość torfów przekracza tutaj 6 m. Na przekrojach GCM w odcinku B można natomiast zidentyfikować osady pokrywające torfy przy krawędziach doliny. Pakiety charakteryzujące się podwyższonymi wartościami oporności (do ok. 200 Ωm) mają miąższość dochodzącą do 1,5–2,0 m u podnóża zbocza doliny i wyklinowują się szybko w kierunku centrum misy zajętej przez torfy, przykrywając je. Granica spągowa tych osadów, które można interpretować jako deluwia, jest w przybliżeniu pozioma. Osady organiczne kontynuują się jeszcze kilkanaście metrów pod przykryciem deluwiów i na podstawie przekrojów GCM można wyznaczyć granicę zasięgu utworów niskooporowych, która prawdopodobnie odpowiada zasięgowi torfów.

Obecność przypowierzchniowych stref podwyższonej oporności w obrębie torfów można przypisać występowaniu warstwy suchych osadów organicznych powyżej zwierciadła wody, które charakteryzują się wysoką opornością. Stopniowy wzrost oporności ku centrum zbiornika wypełnionego torfami można tłumaczyć zmiennym udziałem frakcji ilastych w torfowisku – frakcji mineralnej, która wpływa silnie na oporność ośrodka. Źródłem materiału ilastego w obrębie zbiornika sedymentacji organicznej jest namywanie zawiesin ilastych z otaczających wyniesień. Materiał mineralny jest przy brzegach zbiornika, a do jego centralnych części dociera jedynie w niewielkim stopniu. Stąd w osadach organicznych można obserwować strefowość zawartości materiału mineralnego i w efekcie subtelny wzrost oporności torfów ku centrum zbiornika.

Przekroje GCM wykonane w strefach wysoczyzny polodowcowej, zbudowanej przede wszystkim z glin zwałowych i w mniejszym stopniu z piasków fluwioglacjalnych, rejestrują zmienność wartości oporności w zakresie 50–150 Ωm. Jedynie na wschodnim krańcu odcinka B występuje szersza strefa z wartościami oporności rosnącymi do blisko 500 Ωm, którą można powiązać z wychodniami piasków i żwirów moreny spiętrzonej. W przypowierzchniowych warstwach przekrojów GCM obserwuje się również lokalne wzrosty oporności do ponad 200 Ωm, związane prawdopodobnie z występowaniem niewielkich nagromadzeń piasków lub przesuszonych glin.

Na zaprezentowanych przekrojach GCM podstawową różnicą, która odróżnia przestrzenny rozkład wartości oporności w osadach organicznych i w osadach glacjalnych jest

występowanie w tych drugich znacznych gradientów. W obrębie osadów glacjalnych oporności zmieniają się w zakresie od kilkunastu do kilkuset omometrów na dystansach mniejszych niż 20 m, natomiast w obrębie osadów organicznych zmiany w zakresie 30–80 Ωm zachodzą na dystansie rzędu 100 m. Sam przedział wartości oporności nie pozwala na odróżnienie osadów organicznych od glacjalnych. Dopiero obserwacja przestrzennych gradientów tych wartości (duże w osadach glacjalnych i małe w organicznych) pozwala na wyznaczenie przybliżonego zasięgu osadów organicznych. Profilowanie konduktometryczne w opisanych warunkach geologicznych nie daje również odpowiedzi dotyczącej spągu osadów organicznych. W przedstawionym przykładzie niemożność wyznaczenia spągu torfów wynikła z faktu, że są one podścielone glinami zwałowymi, których oporność nie różni się znacząco od osadów organicznych, a w przypadku odcinka B głębokość prospekcji techniki nie sięgała do ich spągu.

Na dalszym etapie badań wykonano serię pomiarów techniką tomografii elektrooporowej (ERT). Profile pomiarowe ERT przebiegały po śladzie profili konduktometrycznych. Dla odcinka A przebieg profili obu technik pomiarowych się pokrywa. Natomiast na odcinku B konieczne było przerwanie profili na przejściu przez torfowisko oraz na drodze, która przecinała profil. Pomiary wykonano, stosując dwumetrową separację elektrod i gradientowy układ pomiarowy, co przy długości rozstawu aktywnego równej 160 m pozwoliło na rozpoznanie ośrodka podłoża do głębokości ponad 30 m. Dane pomiarowe poddano procedurze inwersji, dzięki czemu uzyskano przekroje oporności rzeczywistej.

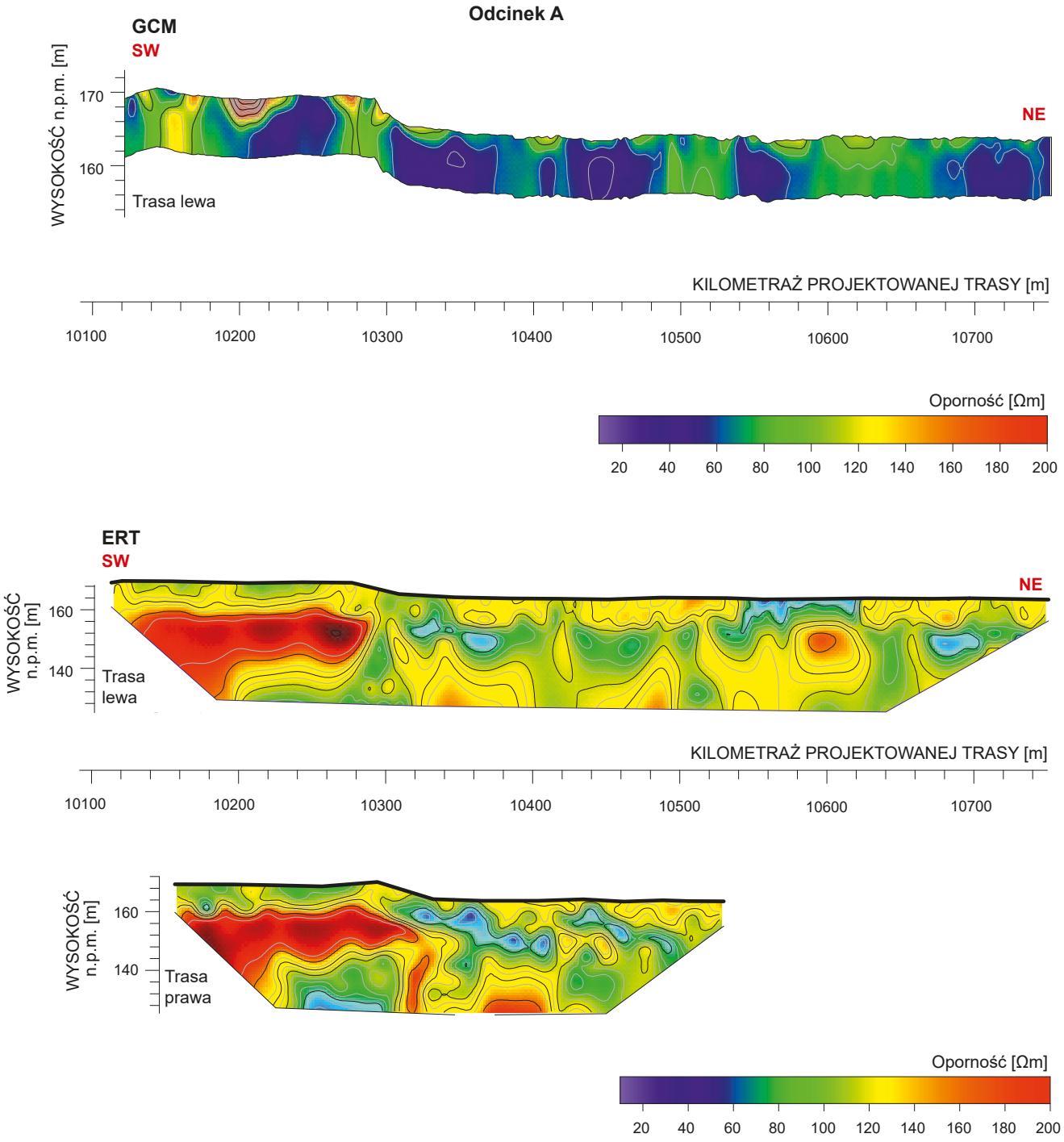
Na rysunkach 96 i 97 zestawiono przekroje GCM i ERT, odniesione do kilometrażu planowanej drogi, w związku z tym można bezpośrednio porównać wyniki uzyskane obiema technikami.

Najbardziej zauważalnym elementem odróżniającym przekroje ERT od przekrojów GCM jest wyraźnie większy zakres zarejestrowanych oporności na przekrojach ERT. Wartości oporności wahają się od kilkunastu do ponad 500 Ωm, a na przekrojach istotny udział mają miąższe (do 20 m) pakiety charakteryzujące się wartościami oporności powyżej 250 Ωm. Pakiety wysokooporowe są podścielone utworami o oporności w zakresie 20–50 Ωm. Utwory o podobnym zakresie wartości oporności pokrywają również kilkumetrową warstwą osady wysokooporowe. W miejscach obniżeń, wypełnionych przez osady organiczne, rozkład oporności rejestrowany na przekrojach ERT ukazuje występowanie ośrodka o wartościach oporności w zakresie 20–80 Ωm, z wzrostami do nieznacznie ponad 100 Ωm w warstwach przypowierzchniowych. W miejscach występowania osadów organicznych wyraźnie zaznacza się spadek oporności wraz z głębokością oraz bezpośrednio poniżej spągu tych osadów. Pod strefą występowania osadów organicznych, w przypadku obu analizowanych odcinków, warstwa wysokooporowa albo zanika, albo oporności w niej rejestrowane są znacząco niższe. Badaniami ERT rozpoznaje się budowę geologiczną podłoża do większych głębokości niż metodami wiertniczymi. Zasadniczym rysem budowy geologicznej wysoczyzny polodowcowej jest występowanie miąższego poziomu charakteryzującego się wysokimi opornościami, który można zidentyfikować jako poziom piasków fluwioglacjalnych. Poziom ten jest nieciągły i ma tendencję do zanikania pod miejscowymi obniżeniami terenu, gdzie osadzały się torfy. Poziom piasków fluwioglacjalnych jest podścielony ośrodkiem niskooporowym, który na podstawie pojedynczych wierceń można wiązać ze starszymi glinami zwałowymi i pyłami o genezie zastoiskowej. Piaski fluwioglacjalne są pokryte cienkim pokładem młodszych glin zwałowych, w przewadze budujących powierzchnię terenu. Geneza zagłębień powierzchni młodszych glin zwałowych może być związana z obecnością warstwy piasków fluwioglacjalnych. Rozkład wartości oporności na przekrojach ERT rejestruje obecność nisz wypełnionych ośrodkiem relatywnie niskooporowym, w których wartości oporności rosną ku centrum wypełnienia – osadów organicznych. Identyfikacja tych osadów jako gruntów słabych jest możliwa jedynie w połączeniu z danymi z wierceń lub innych obserwacji bezpośrednich. Rozdzielczość techniki ERT, nawet z zastosowaniem relatywnie małej separacji elektrod (2 m), pozwala na zidentyfikowanie miąższych i rozległych ciał geologicznych, trudno natomiast na podstawie tych badań precyzyjnie zidentyfikować zasięg głębokościowy osadów organicznych czy obecność ich cienkich warstw.

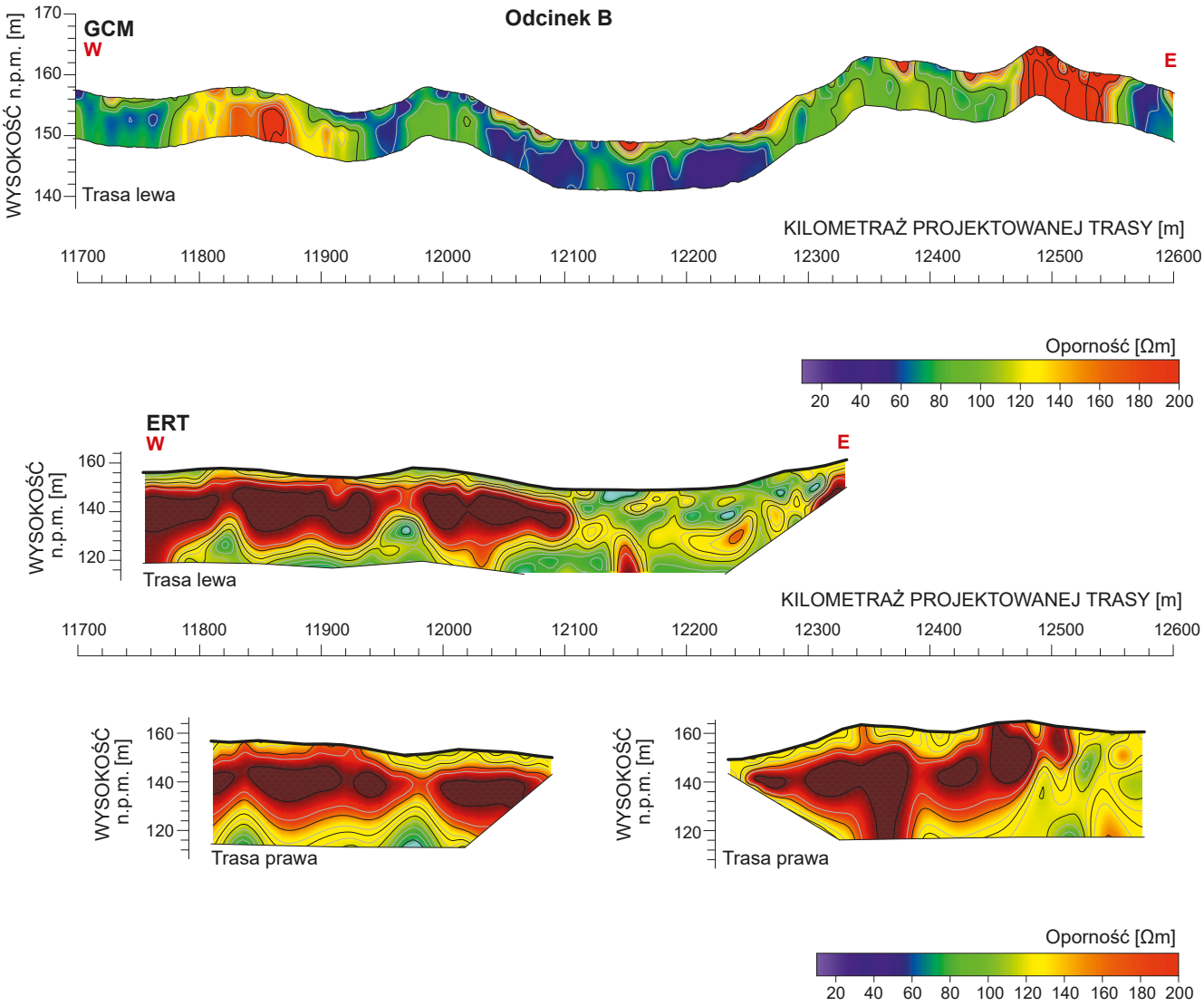
W porównaniu z badaniami konduktometrycznymi, technika ERT umożliwia zbadanie większego zasięgu głębokościowego, co pozwoliło spojrzeć na budowę geologiczną podłoża w szerszym kontekście. Na przykład dostrzeżenie związku obniżeń zajętych przez torfowiska z zanikiem głębszej warstwy piasków fluwioglacjalnych nie było niemożliwe wcześniejszymi badaniami (wiercenia i pomiary konduktometryczne). Wyniki uzyskane techniką GCM cechują się natomiast istotnie wyższą rozdzielczością poziomą w warstwie przypowierzchniowej (do głęb. 4–5 m p.p.t.). Przykładowo na przekrojach GCM można zauważyć regularności w subtelnych zmianach oporności w obrębie torfowiska, czego nie sposób dostrzec na przekrojach ERT.

Ostatnim etapem badań było zastosowanie zestawu technik płytkiej sejsmiki inżynierskiej. Badania sejsmiczne zostały wykonane na odcinku A jedynie na fragmentach przebiegu drogi, w miejscu planowanego zejścia drogi z wysoczyzny polodowcowej w obręb torfowiska od zachodu, natomiast na odcinku B wykonano badania dla całego przejścia drogi przez obniżenie po jeziorze wypełnione osadami organicznymi. Dla obu odcinków przeprowadzono rozpoznanie pola prędkości fal sejsmicznych podłużnych i poprzecznych. Celem badań było nie tylko zobrazowanie zmienności parametrów sejsmicznych (*Vp* i *Vs*), na podstawie czego można było określić granice obiektów geologicznych, lecz także bezpośrednie wyznaczenie stref odbiegających od otoczenia niskimi wartościami prędkości fal sejsmicznych, które wskazują na niskie parametry mechaniczne podłoża. W celu wytyczenia pola prędkości fali P, na obu odcinkach zastosowano technikę sejsmicznej tomografii refrakcyjnej fali P (SRT-P). Układ pomiarowy składał się z 48 geofonów odbierających fale polaryzacji pionowej. Odległość pomiędzy kolejnymi odbiornikami wynosiła 2 m, a punkty strzałowe rozmieszczono

co 4 m. W trakcie pomiarów, po rejestracji wykonanej dla 24 pozycji punktu wzbudzania, układ pomiarowy przenoszony był o połowę jego długości wzdłuż linii pomiarowej. Jako źródła użyto pionowego uderzenia w ziemię ręcznym młotem. Energia wyzwolona w ten sposób była całkowicie wystarczająca do przeprowadzenia badań przy zastosowanej długości układu pomiarowego. Do rozpoznania pola fali S zastosowano dwie różne techniki pomiarowe, na odcinku A – technikę sejsmicznej tomografii refrakcyjnej fali S (SRT-S), natomiast na odcinku B – technikę wielokanałowej analizy fal powierzchniowych (MASW, ang. *multichannel analysis of surface waves*). Technika SRT-S jest analogiczna do techniki SRT-P. Różnica między nimi polega na tym, że w przypadku SRT-S stosuje się geofony o orientacji poziomej (rejestrują fale o polaryzacji horyzontalnej), a fale w punkcie wzbudzania generuje się również w płaszczyźnie horyzontalnej, zwykle prostopadle do linii rozciągłości układu pomiarowego. W taki sposób energia emitowana i odbierana przez geofony



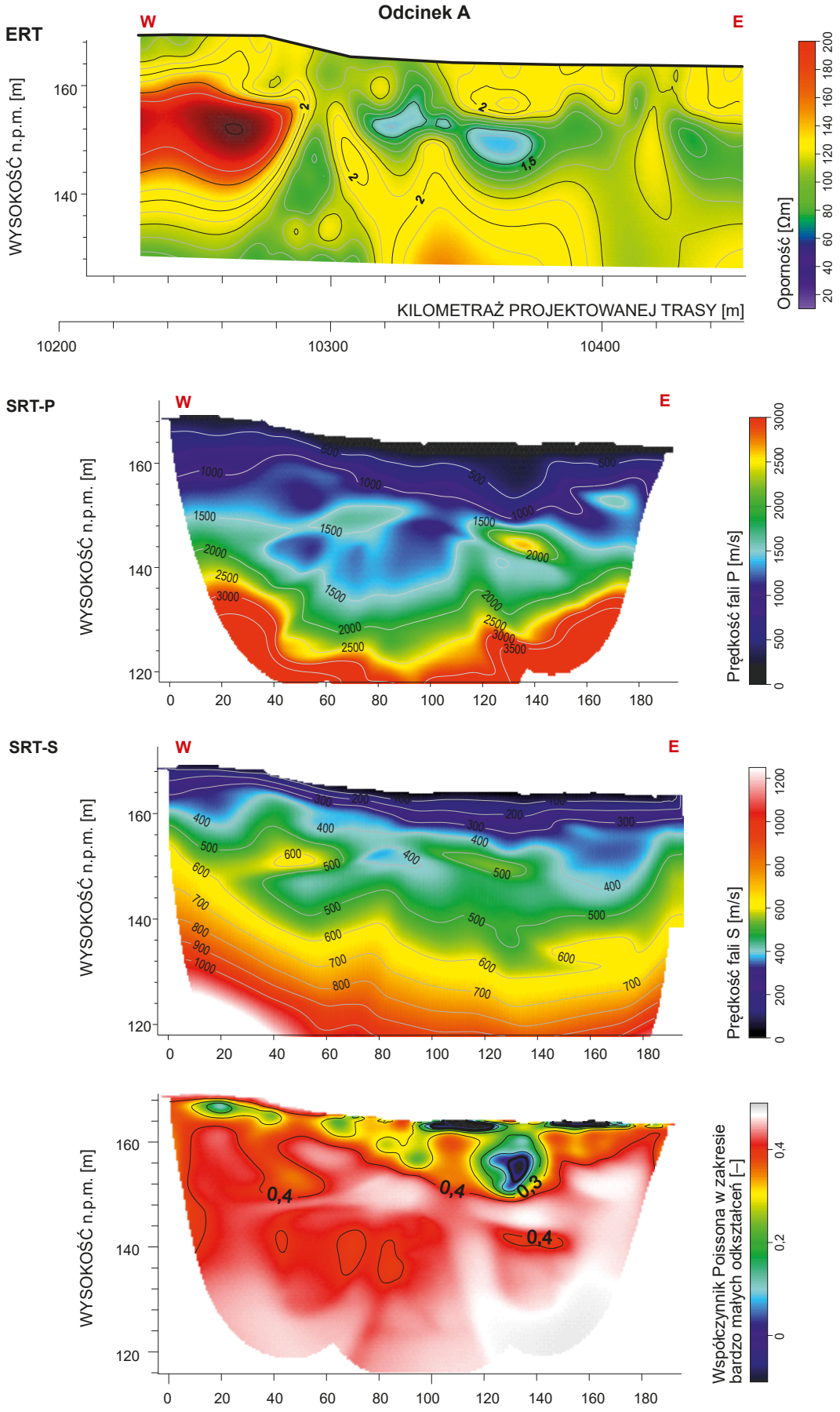
Rys. 96. Przekroje geoelektryczne uzyskane techniką GCM (góra) i techniką ERT (dół). Trasa S-19, rejon Mrągowa, odcinek A



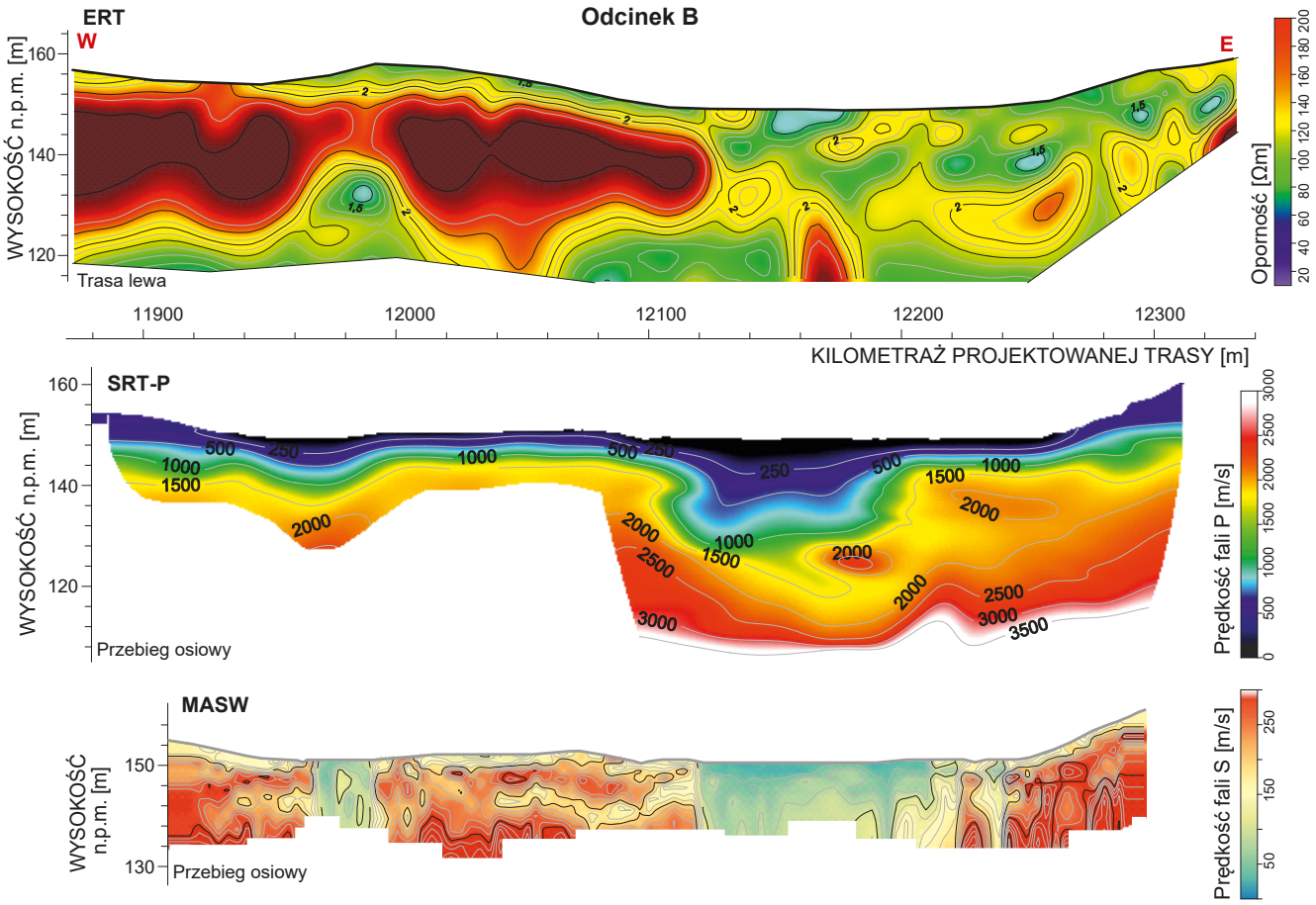
Rys. 97. Przekroje geoelektryczne uzyskane techniką GCM (góra) i techniką ERT (dół). Trasa S-19, rejon Mrągowa, odcinek B

w przewadze przemieszcza się w postaci fali S. Z wyjątkiem orientacji geofonów i polaryzacji generowanej fali, badania techniką SRT-S powtarzały układ zastosowany w technice SRT-P, a profile pomiarowe wykonano dokładnie w tych samych miejscach. W przypadku techniki MASW wykorzystano dane pozyskane w trakcie rejestracji terenowej dokonanej techniką SRT-P (tzw. *piggy-back acquisition*). Dzięki temu, że w badaniach terenowych zastosowano geofony o częstotliwości głównej 4,5 Hz (rejestrujące bardzo niskie spektrum częstotliwości fal sejsmicznych), z zarejestrowanych danych można było wyekstrahować niskoczęstotliwościowe partie widma. Te partie widma, cechujące się niską prędkością, odpowiadają składowej pionowej powierzchniowej fali Rayleigha. Analiza zależności prędkości od częstotliwości fal Rayleigha pozwala na określenie rozkładu profilu prędkości fali S od kilku do kilkunastu metrów w przypowierzchniowych warstwach gruntów. Wyniki badań przedstawiono w postaci przekrojów pola prędkości fali P i fali S dla obu badanych odcinków (rys. 98 i 99). Na odcinku A, gdzie badania dla dwóch rodzajów fal były wykonane podobną techniką, możliwe było również wyznaczenie przekroju wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń. Uzyskane w badaniach przekroje sejsmiczne zaprezentowano na rysunkach 98 (dla odcinka A) i 99 (dla odcinka B), gdzie zestawiono je z reprezentatywnymi przekrojami opornościowymi uzyskanymi techniką ERT.

Dla odcinka A zarejestrowano występowanie przy powierzchni warstwy o wartościach *Vp* nieprzekraczających 500–750 m/s. Warstwa ta na obszarze wysoczyzny obejmuje 4–6 m, a jej spąg jest w przybliżeniu poziomy. W tej części przekroju warstwa niskich prędkości fali P odpowiada piaskom i glinom z wkładkami piasków, występujących powyżej zwierciadła wód podziemnych. Na wschód od krawędzi morfologicznej, w obrębie obniżenia wypełnionego torfami, zaznacza się stopniowe pogrubianie warstwy niskich prędkości fali P. Warstwa osiąga maksymalną miąższość ponad 12 m na ok. 10+370 km (kilometraż projektowanej drogi), a następnie gwałtownie zmniejsza miąższość do kilku metrów. Z wierceń



Rys. 98. Przekrój geoelektryczny ERT (góra), przekroje sejsmiczne SRT (środek) i wyznaczona wartość współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń. Trasa S-19, rejon Mrągowa, odcinek A



Rys. 99. Przekrój geoelektryczny ERT (góra), przekroje sejsmiczne SRT (środek i dół). Trasa S-19, rejon Mrągowa, odcinek B

wynika, że miąższość torfów i osadów organicznych nie przekracza na tym odcinku 4 m, a woda w otworach stabilizuje się kilkadziesiąt centymetrów pod powierzchnią terenu. Skrajnie niskie wartości *Vp* w osadach, gdzie należałoby się spodziewać wartości wyższej, może świadczyć, że technika SRT-P nie pozwoliła na prawidłowe rozpoznanie warstwy przypowierzchniowej. Alternatywnie można założyć, że w obrębie gruntów organicznych występują liczne pęcherze uwięzionego gazu, generowanego w trakcie rozkładu materii organicznej. Obecność gazu wyjaśniałaby znaczne obniżenie prędkości fali P, jednak nie tłumaczyłaby zanotowanej dużej głębokości spągu tych osadów. Prawdopodobne jest, że oba opisane czynniki wpłynęły na uzyskany obraz pola prędkości w płytkiej warstwie. Dopiero w głębszych partiach przekroju zaznaczają się poziomy odpowiadające warstwom geologicznym, które nie zostały osiągnięte wierceniami. Wartości prędkości poniżej wyznaczonej granicy ok. 1000 m/s rosną stopniowo i osiągają ponad 1500 m/s na rzędnej między 145 a 155 m n.p.m. Głębiej wartości *Vp* ponownie obniżają się do ok. 1300 m/s, osiągając minimum na rzędnej 140 m n.p.m., a następnie zaczynają stopniowo rosnąć do ponad 2500 m/s. Poziom o wartościach *Vp* ok. 1500 m/s, występujący na rzędnej ok. 150 m n.p.m., odpowiada prawdopodobnie piaskom fluwioglacjalnym oraz jest przykryty i podścielony warstwami glin zwałowych ostatniego zlodowacenia, charakteryzującymi się niższymi prędkościami fali P. Wzrost prędkości w najgłębszych partiach przekroju może być związany z występowaniem starszych glin zwałowych.

Przekrój pola prędkości fali S (*Vs*) wydaje się lepiej oddawać zmienność podłoża odcinka A, także w płytkich partiach przekroju. Wartość *Vs*, ok. 100 m/s, dobrze odpowiada spągowi osadów organicznych na ok. 2 m p.p.t. Podobne wartości występują również w przypowierzchniowej strefie poza zasięgiem torfów, ale tu są związane z obecnością warstwy gleby i rolniczym wykorzystaniem terenu. W obrębie obniżenia wypełnionego torfami miąższość warstwy niskoprędkościowej (*Vs* ok. 300 m/s) wzrasta stopniowo ku wschodowi, osiągając ok. 7–8 m, a następnie spłyca się do ok. 4 m. Poniżej spągu osadów organicznych wartości *Vs* sukcesywnie wzrastają wraz z głębokością. Wzrost ten nie jest jednak równomierny i na przekroju *Vs* obserwuje się niejednorodności i odchylenia od tego trendu wzrostowego. Na odcinku 10+380–10+420 km, poniżej spągu warstwy niskoprędkościowej, można zaobserwować strefę sięgającą do rzędnej 145 m n.p.m., w której wzrost wartości *Vs* nie występuje. Strefa ta koreluje się z występowaniem masywnych glin bez wkładek piaszczystych rozpoznanych otworami. Przypuszczalnie gliny te mogą charakteryzować się wyższym stopniem plastyczności i niższą sztywnością od glin występujących w otoczeniu. W głównej części przekroju, pomiędzy rzędnymi 145 a 155 m n.p.m., zaznacza się nieciągła warstwa charakteryzująca się wartościami *Vs* lokalnie powyżej 500 m/s. Podwyższone wartości powtarzające

wzór zanotowany w przekroju *Vp* potwierdzają interpretację, że jest to warstwa piaszczysta lub seria piaszczystych soczew. Utwory podścielające i pokrywające tę warstwę mają nieznacznie niższe wartości *Vs*, co potwierdza ich wstępną interpretację – młode gliny zwałowe. Na przekrojach *Vs* i *Vp* notuje się znaczny wzrost wartości w najgłębszych warstwach, co świadczy o znacznym wzroście sztywności i może potwierdzać wcześniejszą tezę o występowaniu starszych glin zwałowych, prawdopodobnie zdeponowanych w czasie zlodowaceń środkowopolskich.

Interesujące obserwacje można zauważyć na przekroju wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń. Wyraźnie rozróżnia się 2 strefy: przypowierzchniową, w której wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń są niższe niż 0,4, i głębszą, w której wartości tego współczynnika zawierają się w przedziale 0,4–0,5. W warstwie odpowiadającej części osadów organicznych wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń spadają do niskich, a lokalnie obniżają się poniżej 0. Wartości ujemne wskazują, że takie torfy mogą lokalnie wykazywać cechy materiałów auksetycznych, tj. materiałów o nietypowym sposobie odkształcania, znanym głównie z materiałów sztucznych przypominających gąbkę. Rozważania o nietypowym, auksetycznym sposobnie odkształcenia w torfach można potraktować jako potencjalny obszar badań naukowych i wskazówkę do dalszych obserwacji. Jednak znaczący spadek wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń w torfach (szczególnie niezawodnionych) jest zjawiskiem obserwowanym także w innych badaniach.

Dla odcinka B przekrój *Vp* rejestruje strefę obniżonej wartości fali podłużnej nieprzekraczającej 500–750 m/s o zróżnicowanej głębokości. Wyróżnić można 2 odcinki, na których granica niskich wartości *Vp* obniża się znacząco, tworząc wyraźne, nieckowate zagłębienia. Strefy te, zlokalizowane na odcinkach pomiędzy 11+940–11+980 km i 12+110–12+200 km projektowanej drogi odpowiadają obniżeniom terenowym, w których na powierzchni występują torfy. Zarejestrowana głębokość granicy strefy niskich prędkości, interpretowanych jako osady organiczne, wskazuje, że miąższość tych osadów wynosi maksymalnie kilka metrów. W przypadku drugiego odcinka, granica niskich prędkości zapada po obu stronach stromo i zagłębia się na kilkanaście metrów. Położenie tej granicy jest potwierdzone wynikami wierceń, określających miąższość torfów na maksymalnie 15 m. Obserwacją, której nie da się dokonać na podstawie otworów wiertniczych, jest natomiast charakter krawędzi zbiornika wypełnionego osadami organicznymi. W rozkładzie przestrzennym wartości *Vp* można zauważyć, że przy krawędziach zbiornika wypełnionego torfami strefy o podwyższonych wartościach *Vp* tworzą rodzaj nawisów. Można to tłumaczyć obecnością osadów innych niż organiczne, które pojawiły się w zbiorniku w trakcie sedymentacji torfów – prawdopodobnie osady stokowe. Obniżenie, na którym obecnie występuje torfowisko ciągnie się na wschód na odcinku 12+200–12+270 km, jednak strefa niskich prędkości zmniejsza w tej części miąższość do pojedynczych metrów, co wskazuje na gwałtowny spadek miąższości torfów. Sytuacja ta jest potwierdzona wierceniami. Ośrodek o niskich wartościach *Vp* zaznacza się też na pozostałych fragmentach odcinka B. W części centralnej ma on jedynie kilka metrów i jest związany z występowaniem przypowierzchniowej, niezawodnionej strefy osadów. Miąższość tej strefy rośnie pod wzniesieniami, szczególnie na wschodnim krańcu przekroju, co jest związane z występowaniem na tym odcinku w przewadze piaszczystego podłoża. Przy głęboko położonym swobodnym zwierciadle wód podziemnych, osady piaszczyste w strefie aeracji dają w efekcie miąższą strefę obniżonych wartości *Vp*. Głębsze partie przekroju cechują się wartościami *Vp* powyżej 1500 m/s, natomiast maksymalne wartości przekraczają 3000 m/s. Warstwa o niższych wartościach prędkości, w przybliżeniu między 1500 a 2000 m/s, odpowiada piaskom fluwioglacjalnym i młodym glinom zwałowym. Warstwa o wyższych wartościach *Vp*, przekraczających 2000–2500 m/s, może być interpretowana jako starsze gliny zwałowe. Także w przypadku odcinka B, w obrębie zbiornika wypełnionego torfami, zarejestrowane wartości *Vp* są niższe niż oczekiwane w gruntach nasyconych wodą. Można przypuszczać, podobnie jak w przypadku odcinka A, że grunty organiczne są przesycone pęcherzami gazu powstającymi z rozkładu materii organicznej, które w znaczący sposób wpływają na obniżenie prędkości fali podłużnej.

Przekrój pola prędkości fali S na odcinku B został sporządzony na podstawie badań techniką MASW (przekrój MASW). W odróżnieniu od przekroju uzyskanego na odcinku A techniką SRT-S, przekrój MASW daje wyraźnie mniejszą głębokość prospekcji, co wynika wprost z teoretycznych założeń technik opartych na analizie fal powierzchniowych. Przekrój MASW cechuje się, w porównaniu do przekroju tomograficznego, istotnie większą szczegółowością w płytkim zakresie głębokości. Na przekroju osady organiczne zaznaczają się jako strefy o bardzo niskich wartościach *Vs*, nawet poniżej 60 m/s. Za graniczną wartość dla gruntów organicznych można przyjąć 100–120 m/s. Granica ta nie jest wyznaczona jednoznacznie, a jedynie pokrywa się z wysokim gradientem pola prędkości, natomiast maksimum gradientu wartości parametrów geofizycznych odpowiada zwykle granicom geologicznym. Spąg gruntów organicznych nie został zarejestrowany w żadnej z dwóch stref ich występowania. Jedynie we wschodniej części większego torfowiska, gdzie podłoże wypłyca się gwałtownie, można wyznaczyć warstwę o dużej zmienności wartości *Vs* zidentyfikowaną jako cienka, kilkumetrowa warstwa torfów. W centralnej i zachodniej strefie dużego torfowiska brak zarejestrowanego spągu można tłumaczyć zbyt małym zasięgiem głębokościowym przekroju. Strome granice zbiornika wypełnionego osadami organicznymi zaznaczają się również w zachodnim, mniejszym fragmencie torfowiska. Taki przebieg granic nie potwierdza się w obrazie uzyskanym techniką SRT-P, jednak sam rozkład wartości *Vs* może wskazywać na występowanie głębokiego zagłębienia wypełnionego torfami, których obecność nie została odnotowana za pomocą innych badań. Warstwy pochodzenia glacjalnego, piaski i gliny zwałowe, zarejestrowane na przekroju MASW charakteryzują się wartościami *Vs* powyżej 200 m/s, a lokalnie wartości te przekraczają 400 m/s. Wyższe wartości *Vs* (rzędu 300–400 m/s) są charakterystyczne w strefach występowania

piasków fluwioglacjalnych, podczas gdy w młodszych glinach zwałowych wartości te zawierają się w przedziale 250–300 m/s. Przekrój MASW prawdopodobnie nie zarejestrował starszych glin zwałowych w związku ze stosunkowo małą głębokością prospekcji. W centralnej części przekroju, pomiędzy strefami występowania torfów zaznacza się wyraźna warstwowość rozkładu wartości *Vs*. Początkowo od powierzchni wartość *Vs* rośnie do ok. 300 m/s, po czym zaczyna spadać do ok. 150 m/s, tworząc tzw. inwersję prędkościową, czyli strefę, gdzie wartość prędkości zamiast rosnąć z głębokością, spada. Od głębokości ok. 10 m p.p.t., następuje odwrócenie trendu i prędkość ponownie rośnie. Strefę inwersji prędkości należy tłumaczyć występowaniem warstwy o niskich parametrach mechanicznych, prawdopodobnie wkładka torfów. Można przypuszczać, że zasięg zbiornika torfowiska był znacznie większy, a w wyniku różnych procesów stokowych został częściowo zasypany miąższą warstwą deluwiów. Obserwacje ukształtowania powierzchni mogą potwierdzać taką interpretację. Torfowisko ma nerkowaty kształt, a w strefie, gdzie zarejestrowano inwersję prędkości (wywołaną obecnością wkładki gruntów organicznych), teren tworzy rodzaj półwyspu wcinającego się na obszar torfowiska i prawdopodobnie powstał w wyniku procesów stokowych. Najniższe wartości prędkości w inwersji prędkościowej, odpowiadające przypuszczalnie wkładce torfów, zlokalizowane są na głębokości ok. 10 m. Żadnymi wierceniami wykonanymi przed badaniami sejsmicznymi w tej strefie nie osiągnięto tej głębokości i nie zarejestrowano obecności gruntów organicznych.

Bardzo możliwe, że różnice w wartościach prędkości sejsmicznych w obrębie gruntów na obszarze obu omawianych przykładów wynikają z różnic w budowie geologicznej w obrębie tych samych litologicznie ośrodków, porowatości, składu mineralnego czy zawodnienia.

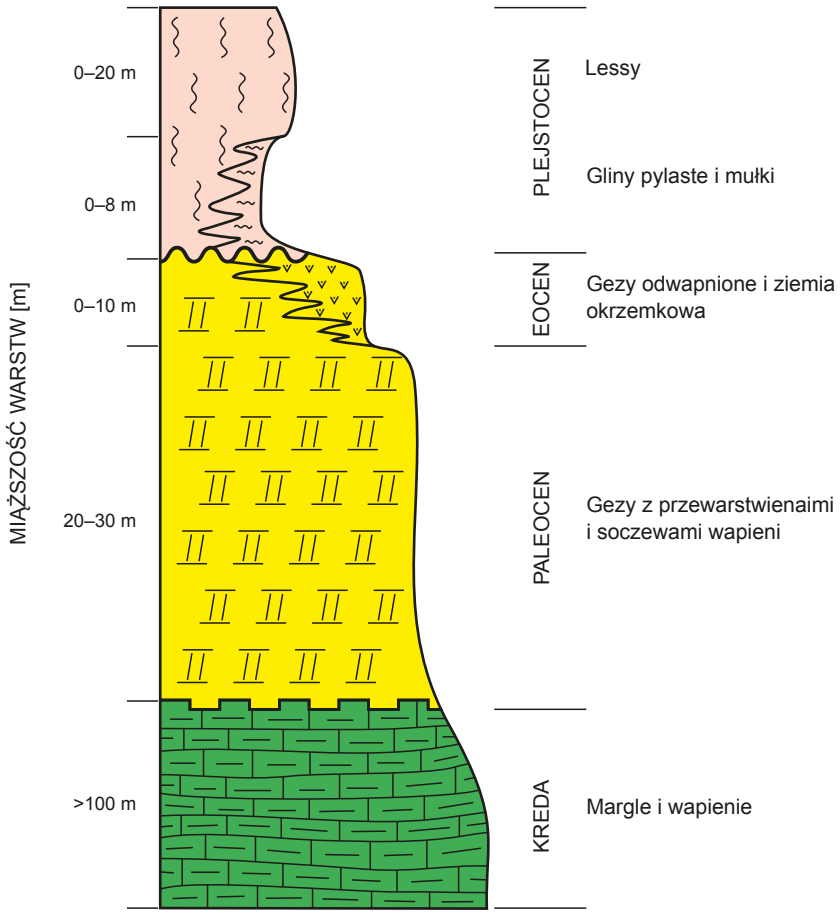
Badania geofizyczne przeprowadzone na odcinku planowanej drogi S-16 były prowadzone od najmniej precyzyjnych, przeglądowych badań techniką konduktometryczną, poprzez kompleksowe badania ERT, aż po najdokładniejsze badania sejsmiczne. Kolejne badania, angażujące różne techniki, wymagają coraz większego nakładu pracy, ale pozwalają też uzyskać coraz lepsze rozpoznanie podłoża. Warto również zwrócić uwagę, że przyrost wiedzy na temat podłoża przy tak prowadzonych badaniach ma charakter kumulacyjny. Najprostszymi badaniami GCM jedynie wstępnie oceniono litologię w warstwach przypowierzchniowych. Badania ERT uzupełniły tę wiedzę o rozpoznanie głębszych warstw podłoża, a badania sejsmiczne pozwoliły na oszacowanie parametrów mechanicznych i lepsze rozpoznanie kluczowych granic geologicznych.

8.2.2. Rozpoznanie występowania stropu podłoża skalnego

Innym przykładem zastosowania technik badawczych z zakresu geofizyki inżynierskiej w zagadnieniach związanych z realizacją inwestycji drogowych jest określanie położenia stropu skał występujących pod przykryciem osadów czwartorzędowych. Znajomość położenia stropu może mieć różne aspekty praktyczne przy projektowaniu i wykonywaniu inwestycji drogowych. Prezentowany przykład dotyczy zagadnienia związanego z konstrukcją wykopu drogowego. Odcinek budowanej drogi znajduje się w okolicy Lublina, gdzie skały kredy (margle kredy górnej) są pokryte warstwą o zmiennej miąższości paleoceńskich miękkich gez z soczewami i przewarstwieniami wapieni. W stropowej części warstwy gez występują nieregularne strefy odwapnienia oraz zagłębienia erozyjne wypełnione ziemią krzemionkową powstałe w eocenie. Na skałach paleogeńskich leżą niezgodnie osady plejstoceńskie. W rejonie badań występują gliny pylaste i mułki piaszczyste o mieszanej glacjalno-wietrzeniowej genezie. Lokalnie w sąsiedztwie rejonu badań występują również pokrywy lessowe oraz utwory pośrednie między glinami pylastymi a lessami. Schematyczny profil litologiczny, przygotowany na podstawie archiwalnych danych kartograficznych (Butrym i in., 1980; Harasimiuk, Henkiel, 1982; Henkiel, Denel, 2008, 2015), zaprezentowano na rysunku 100.

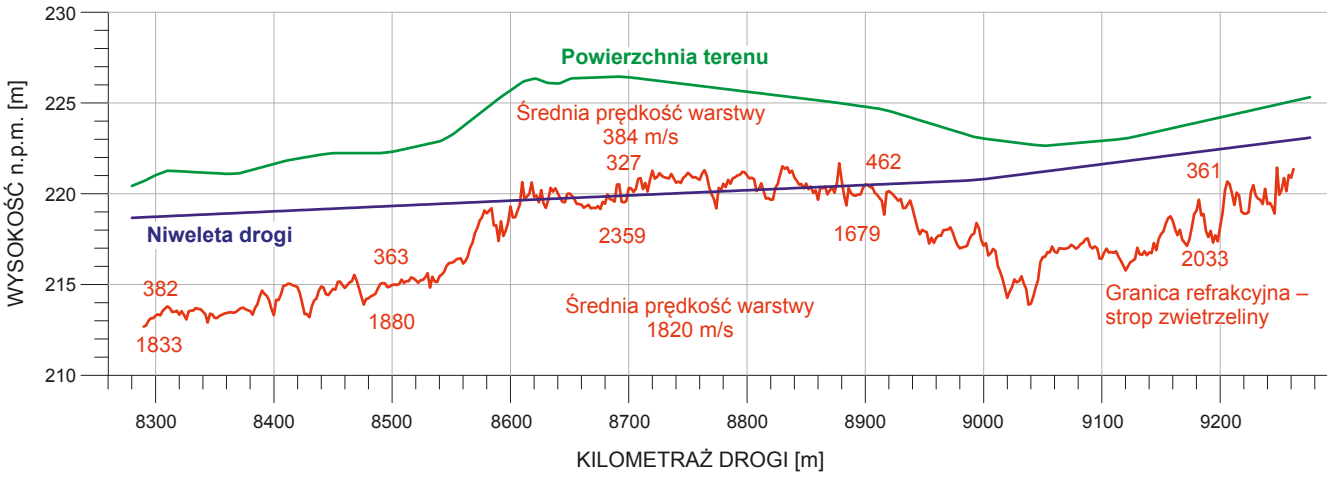
Projekt budowlany wymagał wykonania wykopu o maksymalnej głębokości ponad 7 m na odcinku blisko 2 km. Na etapie wykonywania wierceń określono położenie stropu skał, jednak podczas prac ziemnych ich wykonawca zanotował odstępstwa od przewidywanego układu warstw, co znacząco wpłynęło na pracochłonność tych robót. Na etapie rozliczenia robót pojawiła się więc rozbieżność stanowisk między zamawiającym a wykonawcą, którą można sprowadzić do pytania *stricte* geologicznego: na jakiej głębokości występuje strop skał, które z punktu widzenia nakładu energii przy ich urabianiu należy zakwalifikować jako podłoże skalne? Ze względu na nietypową litologię skał (miękkie, silnie zwietrzałe gezy pokryte zwietrzelinowymi glinami pylastymi), rozstrzygnięcia nie można było dokonać na podstawie obserwacji w wykopie, a zarówno informacje z wierceń, jak i obserwacje w trakcie robót ziemnych były kwestionowane przez jedną ze stron. Jako kompromisowe rozwiązanie przyjęto powiązanie stopnia urabialności podłoża z wartością prędkości podłużnej fali sejsmicznej. Korelacja taka została opracowana pierwotnie przez producenta maszyn budowlanych Caterpillar w celu doboru odpowiednich maszyn do warunków podłoża (Caterpillar, 2008) i obecnie jest stosowana dla rozwiązań przemysłowych, takich jak planowanie tempa prac budowlanych lub wydobycia kruszyw (Ismail i in., 2018).

W celu rozpoznania wartości prędkości fali P w podłożu wykonano badania techniką sejsmiki refrakcyjnej. Pierwotnie przyjęto, że najdokładniejsze rozpoznanie pola prędkości można uzyskać stosując technikę sejsmicznej tomografii refrakcyjnej fali P (SRT-P) i do takiej techniki zoptymalizowano pomiary terenowe. Zastosowano układ pomiarowy składający się z 48 kanałów aktywnych, dla których był prowadzony wspólny zapis. Odległość pomiędzy geofonami wynosiła 2 m, a punkty strzałowe rozmieszczono gęsto, co 4 m. Układ pomiarowy przemieszczano wzdłuż linii pomiarowej metodą roll-along, przesuwając go po każdej sekwencji strzałów o 24 geofony. W czasie, gdy wykonywano badania terenowe wykop już istniał, więc linię pomiarową rozmieszczono na górnej krawędzi wykopu, co pozwoliło w przybliżeniu na odtworzenie pierwotnego układu warstw. Przetworzenie danych terenowych do postaci tomograficznej, dało



Rys. 100. Schematyczny profil litologiczny warstw w rejonie badań na południowy zachód od Lublina

przekrój pola prędkości (rozkład wartości prędkości fali P w przestrzeni dwuwymiarowej). Na tego typu przekrojach wartości *Vp* zmieniają się w sposób ciągły, a granice zaznaczają się zwykle jako strefy silnych gradientów. W przypadku opisywanych badań gradienty te były jednak na tyle słabo zaznaczone, że konieczne byłoby też wyznaczenie arbitralnych wartości *Vp* definiujących granice. Sytuacja taka ma często miejsce podczas przetwarzania danych tomografii sejsmicznej, kiedy jest stosowane wielokrotne iteracyjne dopasowanie danych zarejestrowanych do modelu przy jednoczesnym maksymalnym wygładzaniu i uśrednianiu różnic wynikających z błędów pomiarowych. Na podstawie tabel przygotowanych przez firmę Caterpillar (Caterpillar, 2008) można było wyznaczyć strefę urabialną (domyślnie grunty), pośrednią i nieurabialną (domyślnie podłoże skalne). Niestety taki sposób wyznaczania granic pozostawiał szeroki margines niejednoznaczności, kwalifikując znaczną część podłoża do strefy pośredniej, co nie pozwoliło uzyskać odpowiedzi na pierwotnie postawione pytanie. W opisywanym przypadku pomogło uproszczenie sposobu przetwarzania danych pomiarowych. Na zapisach przebiegu fal wyraźnie zaznaczały się punkty przegięcia linii łączących moment pierwszego wstąpienia (momentu pierwszego dotarcia fal do poszczególnych geofonów układu pomiarowego) dla kolejnych zapisów. Takie wykresy (hodografy), zawierające wyraźne przegięcie krzywej łączącej pierwsze wstąpienia, wskazują na występowanie w podłożu jednoznacznej granicy warstw różniących się średnimi wartościami prędkości fali sejsmicznej. Kilka technik obliczeniowych pozwala na łatwe wyznaczenie uproszczonego przekroju prędkościowego z takich danych. Przetworzenie danych do postaci opisanego przekroju wymagało ograniczenia ilości danych, ponieważ algorytmy są stosunkowo proste, a nadmiarowe dane prowadzą do pojawiania się niejednoznacznych interpretacji. Na rysunku 101 przedstawiono rezultat uzyskany w trakcie badań na fragmencie analizowanej lokalizacji. Zaznaczona czerwona granica odpowiada położeniu kontrastowej granicy geologicznej, wzdłuż której zachodziło zjawisko refrakcji. Pozorne silne zmiany zaznaczające się na jej przebiegu są przede wszystkim efektem ponad dziesięciokrotnego przewyższenia przekroju. Wartości liczbowe zaznaczone powyżej i poniżej granicy odpowiadają lokalnym wartościom *Vp* w ośrodku. Na przekroju zawarto również średnie arytmetyczne wartości prędkości dla obu warstw. Wartości w zakresie 300–400 m/s zarejestrowane w warstwie płytszej odpowiadają niezawodnionym gruntom. Wartości notowane w warstwie głębszej (1700–1900 m/s) są stosunkowo niskie jak na skały i prawdopodobnie odpowiadają gezom. Wyższe wartości, w zakresie 2000–2400 m/s, zawierają się już w przedziale jednoznacznie wskazującym na obecność podłoża skalnego. Wyższe wartości mogą być



Rys. 101. Przebieg granicy refrakcyjnej odpowiadającej stropowi podłoża skalnego na tle pierwotnej powierzchni terenu i przebiegu spągu planowanego wykopu

związane z występowaniem gez z udziałem soczew wapiennych lub nawet z występowaniem margli kredowych.

Obiektywne wyznaczenie granicy refrakcyjnej, którą zidentyfikowano jako strop podłoża skalnego, pozwoliło na rozstrzygnięcie sporu między wykonawcą robót ziemnych a zleceniodawcą. Istotne jest równocześnie to, że zastosowanie techniki prostszej, niż pierwotnie planowana, pozwoliło na bardziej jednoznaczne rozwiązanie omawianego problemu.

8.3. SZCZEGÓŁOWE ROZPOZNANIE PARAMETRÓW SPRĘŻYSTOŚCI PODŁOŻA BUDOWLANEGO W WARUNKACH ZABUDOWY MIEJSKIEJ

Rozwój miast, szczególnie ich centrów, powoduje coraz silniejszą presję na maksymalne wykorzystanie przestrzeni, w tym także podziemnej. Budynki i konstrukcje infrastrukturalne są coraz większe, wyższe i cięższe, przestrzeń podziemna coraz częściej jest zagospodarowywana przez parkingi, tunele i inne obiekty, a fundamenty są wykonywane coraz głębiej. Nowe konstrukcje często buduje się też w ograniczonych przestrzeniach otoczonych innymi budynkami. Obiekty inżynierskie oddziałują na podłoże do znacznych głębokości, a interakcje pomiędzy fundamentem, podłożem a innymi obiektami są złożone. Rozpoznanie budowy geologicznej i wyznaczenie parametrów sprężystości w podłożu na terenach miejskich ma swoją specyfikę – często prowadzi się je punktowo lub na ograniczonym obszarze, do stosunkowo dużej głębokości (rzędu 50 i więcej metrów), a istotnym elementem rozpoznania jest określenie parametrów mechanicznych podłoża. Ocena podłoża w środowisku miejskim jest na tyle specyficzna, że w ostatnich latach rozwija się nowa dziedzina badań nazywana geologią miejską (ang. *urban geology*).

Potencjalne zastosowania metod geofizyki inżynierskiej są z jednej strony szerokie – od identyfikowania dawnych fundamentów, poprzez określanie przebiegu niewystarczająco dobrze wyznaczonych instalacji (kabli, rur) i lokalizacji potencjalnych niewybuchów, aż po oszacowanie lokalnej zmienności parametrów sprężystości warstw podłoża. Z drugiej strony jednak możliwości stosowania technik geofizycznych są silnie ograniczone warunkami miejskimi – występowanie licznych zakłóceń o dużym natężeniu: zmienne pola elektromagnetyczne, wpływające na rejestrację metodami geoelektrycznymi, elektromagnetycznymi i magnetometrycznymi, oraz wibracje, wpływające na możliwości stosowania metod sejsmicznych. Dlatego badania geofizyczne w środowisku miejskim muszą być prowadzone z bardzo dużą skrupulatnością i przy świadomości poważnych ograniczeń, a wyniki pomiarów terenowych powinny być wnikliwie przeanalizowane pod kątem występowania zakłóceń jeszcze przed etapem przetwarzania (szczególnie przed zastosowaniem inwersji). W wielu przypadkach ograniczenia w stosowaniu badań geofizycznych w miastach wynikają również z ograniczeń przestrzennych – zwykle rozłożenie układu pomiarowego o długości większej niż kilkadziesiąt metrów jest poważnie utrudnione lub niemożliwe, co może wpłynąć na ograniczenie głębokości rozpoznania.

Teoretycznie katalog metod i technik pomiarowych stosowanych w środowisku miejskim jest szeroki, jednak ze względu na wspomniane wcześniej ograniczenia tylko niektóre z nich są faktycznie wykorzystywane rutynowo, podczas gdy inne nie są stosowane w ogóle lub ich wykorzystanie jest ograniczone technicznie.

W badaniach w środowisku miejskim najczęściej korzysta się z georadaru. Stosuje się go do lokalizowania instalacji (kabli, przewodów wodnych, kanalizacyjnych i gazowych) oraz do określania położenia starych konstrukcji (fundamentów, piwnic itp.). Do wykrywania płytko zlokalizowanych przedmiotów metalowych wykorzystuje się również część technik elektromagnetycznych. Ze względu na płytki zasięg głębokościowy (szczególnie w obecności silnych zakłóceń elektromagnetycznych) obie ww. techniki stosuje się jedynie do rozpoznania warstwy antropogenicznej, a ich zastosowanie do celów rozpoznania budowy geologicznej podłoża jest bardzo ograniczone.

Pewne zastosowanie do głębszego rozpoznania podłoża mają profilowe techniki geoelektryczne i sejsmiczne. W tych przypadkach głębsze rozpoznanie jest limitowane możliwo-

ściami przestrzennymi rozmieszczenia wystarczająco dużych układów pomiarowych oraz ograniczenia zakłóceń (np. wykonywanie pomiarów w nocy, gdy natężenie hałasu i wibracji jest niższe). Techniki sejsmiczne pozwalające na określenie rozkładu prędkości fal sejsmicznych są szczególnie istotne w rozpoznaniu warunków podłoża (Angioni i in., 2003). Dzięki nim jest możliwe określenie parametrów sprężystości w warunkach bardzo małych odkształceń, jak współczynnik Poissona, moduły Younga i moduł ścinania. Najprecyzyjniejsze rozpoznanie pól prędkości osiąga się za pomocą technik fal bezpośrednich, jednak rozpoznanie to jest z przyczyn technicznych znacznie ograniczone przestrzennie. W środowisku miejskim, gdzie jest wymagane bardzo lokalne rozpoznanie warunków mechanicznych, ograniczenie to nie stanowi zwykle problemu, a precyzja osiągana dzięki tym technikom jest kluczowa. Metody oparte na pomiarach bezpośrednich fal sejsmicznych są coraz chętniej stosowane.

Badania wykonuje się zwykle z wykorzystaniem specjalnie przygotowanych otworów wiertniczych w dwóch wersjach: mniej dokładnych międzyotworowych prześwietlań sejsmicznych (*cross-hole* – CH), gdzie przyjmuje się płasko-równoległy układ warstw, a wartości prędkości uśrednia się dla założonych interwałów głębokościowych, oraz dokładniejszej za pomocą tomograficznych prześwietlań sejsmicznych (SBT), w której dopuszcza się występowanie zmienności pola prędkości w przestrzeni trójwymiarowej. Czasami w badaniach pionowego profilu prędkości fal sejsmicznych stosuje się również pionowe profilowanie sejsmiczne (zwykle w wariancie *down-hole*), jednak z doświadczeń autora wynika, że dokładność tej techniki nie jest wystarczająca do precyzyjnego określenia rozkładu profilu prędkościowego, szczególnie w warunkach miejskich i w gruntach.

Poniżej zaprezentowano dwa przykłady zastosowania międzyotworowych prześwietlań sejsmicznych na potrzeby rozpoznania budowy geologicznej terenu przeznaczonego pod dwa wielokondygnacyjne budynki w centrum miast. W pierwszym przypadku badania wykonano w centrum Katowic prostszą techniką CH, a w drugim – prowadzono je w centrum Warszawy techniką SBT.

8.3.1. Badania na terenie Katowic

W Katowicach w bezpośrednim podłożu występują osady czwartorzędowe, wykształcone jako piaski i gliny zwałowe z warstwami mułków. Poniżej znajdują się skały wieku późnokarbońskiego, wykształcone jako piaskowce z przeławiceniami łupków ilastych i węgla kamiennego. Dane archiwalne z otworów wykonanych w sąsiedztwie inwestycji wskazują, że podłoże skalne występuje na głębokości 25–30 m, pod przykryciem warstwy zwartej gliny zwałowej. Badania geofizyczne miały na celu rozpoziomowanie osadów czwartorzędowych oraz wyznaczenie potencjalnego występowania warstw o niskich wartościach prędkości fal S, w tym notowanych w sąsiedztwie mułków. Obecność takich warstw w podłożu konstrukcji może stanowić zagrożenie w przypadku wystąpienia wstrząsów sejsmicznych, których amplitudy mogą ulec lokalnemu wzmocnieniu. W wyniku wstrząsów może też dojść do utraty nośności podłoża. W rejonie prowadzonej inwestycji wstrząsy sejsmiczne są stosunkowo częstym zjawiskiem w związku z wieloletnią eksploatacją górniczą pokładów węgla kamiennego.

Badania przeprowadzono pomiędzy dwoma specjalnie do tego celu wykonanymi otworami wiertniczymi. Oba otwory miały nieznacznie ponad 25 m i były oddalone od siebie o ok. 5,5 m oraz zostały specjalnie przygotowane – zainstalowano w nich plastikowe rury okładzinowe, a przestrzenie pomiędzy rurami a otoczeniem dokładnie wypełniono masą bentonitowo-cementową, która po stężeniu była zbliżona gęstością i parametrami mechanicznymi do otaczających gruntów. Specjalne przygotowanie otworów wiertniczych do prześwietlań sejsmicznych ma kluczowe znaczenie dla dokładności uzyskanych wyników. Użycie zwykłych rur stalowych lub standardowej zaprawy cementowej do osadzenia rur okładzinowych powoduje powstanie lokalnej strefy wysokich prędkości, co przy małej odległości między otworami skutkuje zawyżeniem otrzymanych wyników prędkości sejsmicznych. Procedurę przygotowania otworów do prześwietlań sejsmicznych precyzyjnie przedstawia norma ASTM D4428/D4428M. Do jednego z otworów zapuszczono specjalny otworowy nadajnik fal sejsmicznych, natomiast do drugiego – wielokanałowy odbiornik tych fal. Nadajnik jest tak skonstruowany, że w jego wnętrzu dochodzi do gwałtownego uderzenia niewielkiego odważnika w kowadełko. Ruch odważnika jest napędzany elektromagnesem, natomiast kowadełko jest przytwierdzone do obudowy urządzenia (źródła). Całe urządzenie dociska się do ściany otworu pneumatycznym pęcherzem rozprężanym między ścianą otworu a źródłem. Źródło generuje krótki szerokopasmowy impuls fal sejsmicznych i akustycznych z równoczesnym wytworzeniem fali P oraz fali S o polaryzacji poziomej. W prześwietlaniach sejsmicznych można również stosować nadajniki o innej konstrukcji niż opisana, jednak kluczowe jest dociśnięcie źródła do ściany otworu, żeby energia fali przeniosła się do ośrodka gruntowo-skalnego. Jako odbiornika użyto wieloskładnikowego geofonu otworowego. W urządzeniu tym (odbiorniku) na jednym poziomie jest zainstalowanych 7 geofonów, o różnie zorientowanej osi. Oś jednego z geofonów ustawiona jest pionowo, dzięki czemu optymalnie odbiera fale o polaryzacji pionowej, natomiast osie pozostałych sześciu są ustawione w płaszczyźnie poziomej, równomiernie co 30°, co pozwala na zarejestrowanie fal o polaryzacji poziomej, niezależnie od orientacji wektora polaryzacji w tej płaszczyźnie. Odbiornik również klinuje się w otworze za pomocą pneumatycznego pęcherza. W trakcie badań nadajnik i odbiornik opuszczano na kolejne poziomy głębokościowe i klinowano w otworach na tej samej głębokości. Pomiaru dokonuje się, wyzwalając impuls fal sejsmicznych generowanych przez źródło otworowe i rejestrację amplitud fal docierających do odbiornika w funkcji czasu. Wszystko zarejestrowano sejsmografem. Zapis geofonów w odbiorniku musi być dokładnie skorelowany z momentem wyzwolenia impulsu źródła. W przeprowadzonych badaniach moment wyzwolenia impulsu jest równocześnie momentem rozpoczęcia rejestracji. Dla każdego poziomu głębokościowego

zarejestrowano zapisy docierających fal dla wszystkich 7 geofonów składających się na odbiornik. Na wczesnym etapie przetwarzania danych ręcznie wybrano po jednym z zapisów geofonów, który najlepiej rejestrował docierające fale. Skorelowane trasy sejsmiczne (zapisy amplitudy w funkcji czasu), zestawione dla poszczególnych głębokości (rys. 102), posłużyły do identyfikacji czoła fal sejsmicznych i wyznaczenia czasu przejścia fali między źródłem a odbiornikiem. W badaniach możliwa była jednoznaczna identyfikacja fal P i S. Fale P mają wyższą prędkość niż fale S, więc na zapisie identyfikuje się je dla niższych wartości czasu. Fale odróżniają się również dominującymi częstotliwościami – fale P zwykle mają wyższe częstotliwości, w zakresie 500–2000 Hz z maksimum ok. 1000 Hz, natomiast częstotliwości fal S zawierają się w zakresie 200–500 Hz z maksimum ok. 350 Hz. Jedynie dla pierwszych 3 m profilu rozróżnienie pomiędzy falami P a S nastręcza trudności. Grunty w tym fragmencie profilu są zlokalizowane powyżej poziomu wód gruntowych, a prędkość fali P przyjmuje niskie wartości. Dodatkowo częstotliwości fal P i S w gruntach niezawodnionych są zbliżone, przez co częściowo zlewają się one na zarejestrowanym zapisie.

Drogę przejścia fali wyznaczono na podstawie położenia źródła i odbiornika dla każdego pomiaru. W przypadku badań wykonywanych pomiędzy otworami wiertniczymi nie wystarczy określenie odległości pomiędzy kryzami na powierzchni terenu. W trakcie wiercenia dochodzi do wykrzywienia otworów i ich przebieg odbiega od pionu. Dlatego konieczne jest skontrolowanie tych odchyleń i uwzględnienie ich w wyznaczaniu odległości między źródłem a odbiornikiem. Do zmierzenia krzywizny zastosowano specjalny inklinometr zapuszczany do otworów. Rejestruje on kąt odchylenia otworu od pionu oraz azymut odchylenia. Położenie kryz na powierzchni ustalono metodami geodezyjnymi. Na podstawie danych o położeniu kryz oraz danych z inklinometru obliczono trójwymiarowe współrzędne położenia każdego zastosowanego źródła i odbiornika, a następnie wyliczono dokładną odległość między tymi punktami. Dokładność wyznaczenia odległości przekłada się liniowo na dokładność otrzymanych wartości prędkości. W badaniach realne odległości wahały się w zakresie 5,42–5,77 m. Samo nieuwzględnienie poprawek na krzywizny otworów spowodowałoby błąd określenia prędkości na poziomie 7%.

Znając zarówno drogę, jak i czas, jaki zajmuje falom przejście od źródła do odbiornika, wyliczono prędkości fal sejsmicznych. W technice międzyotworowych prześwietlań sejsmicznych CH przyjmuje się założenia, że na odcinku pomiędzy otworami nie występuje zmienność oboczna. Ze względu na długość fal pomiary uśredniają wartości dla pakietów gruntów o grubości ok. 1 m. Dlatego dokonuje się ich co założony interwał głębokości, zwykle nie mniejszy niż 1 m. W pomiarach nie uwzględnia się też możliwych zjawisk ugięcia fal sejsmicznych (refrakcji). Przy zastosowanych małych odległościach pomiędzy otworami efekty tych zjawisk można uznać za zaniedbywalne. Powyższe założenia i zastrzeżenia jasno wskazują, że techniką międzyotworowych prześwietlań sejsmicznych CH nie da się wykryć cienkich warstw, nawet jeśli ich parametry mechaniczne znacznie odbiegają od otoczenia.

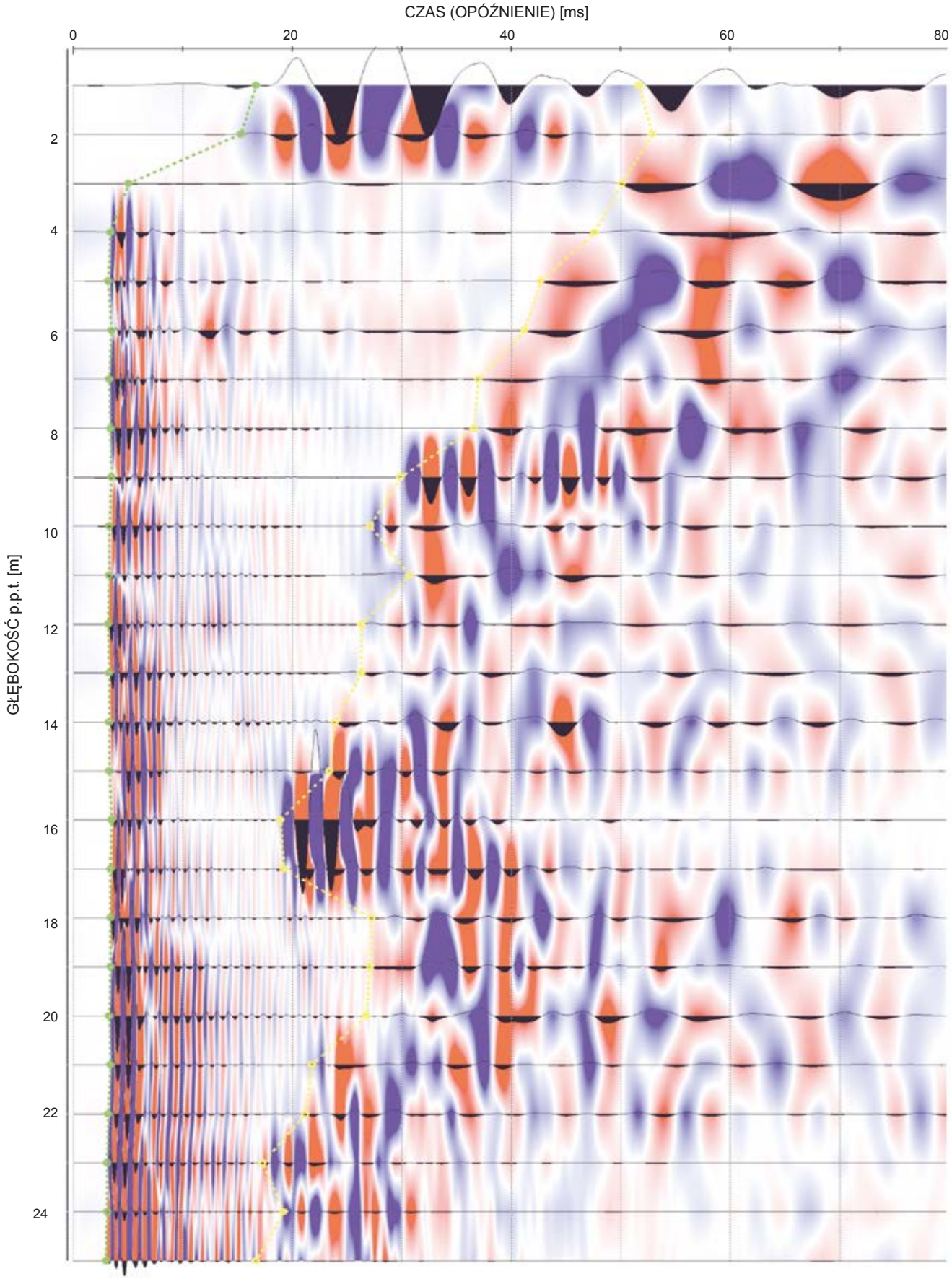
W celu kontroli jakości wyników, w jednym z otworów wykonano dodatkowo badania techniką pionowych profilowań sejsmicznych typu *down-hole* (DH). W technice tej źródło fal umieszcza się na powierzchni terenu, a odbiornik przesuwa się na kolejne pozycje głębokościowe w otworze i rejestruje czas przejścia fal sejsmicznych. Prędkość dla interwału głębokościowego pomiędzy kolejnymi pozycjami odbiornika określa się, dzieląc dystans pomiędzy pozycjami odbiornika przez różnice w czasie dotarcia fal do tych pozycji odbiornika. Technika ta obarczona jest zdecydowanie większymi błędami pomiarowymi niż technika CH i zwykle słabo sprawdza się do wyznaczania profilu prędkościowego w gruntach, a jej zastosowanie powinno ograniczać się do roli badania kontrolnego.

Wartości prędkości fal sejsmicznych uzyskane w badaniach pozwoliły na wyliczenie parametrów mechanicznych podłoża – współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń oraz modułu ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń i modułu Younga w zakresie bardzo małych odkształceń. Należy zaznaczyć, że parametry te są wyznaczane dla bardzo małych odkształceń, jakie zachodzą w trakcie rozchodzenia się fal sejsmicznych (odkształcenia sprężyste) i różnią się od parametrów wyznaczanych metodami statycznymi.

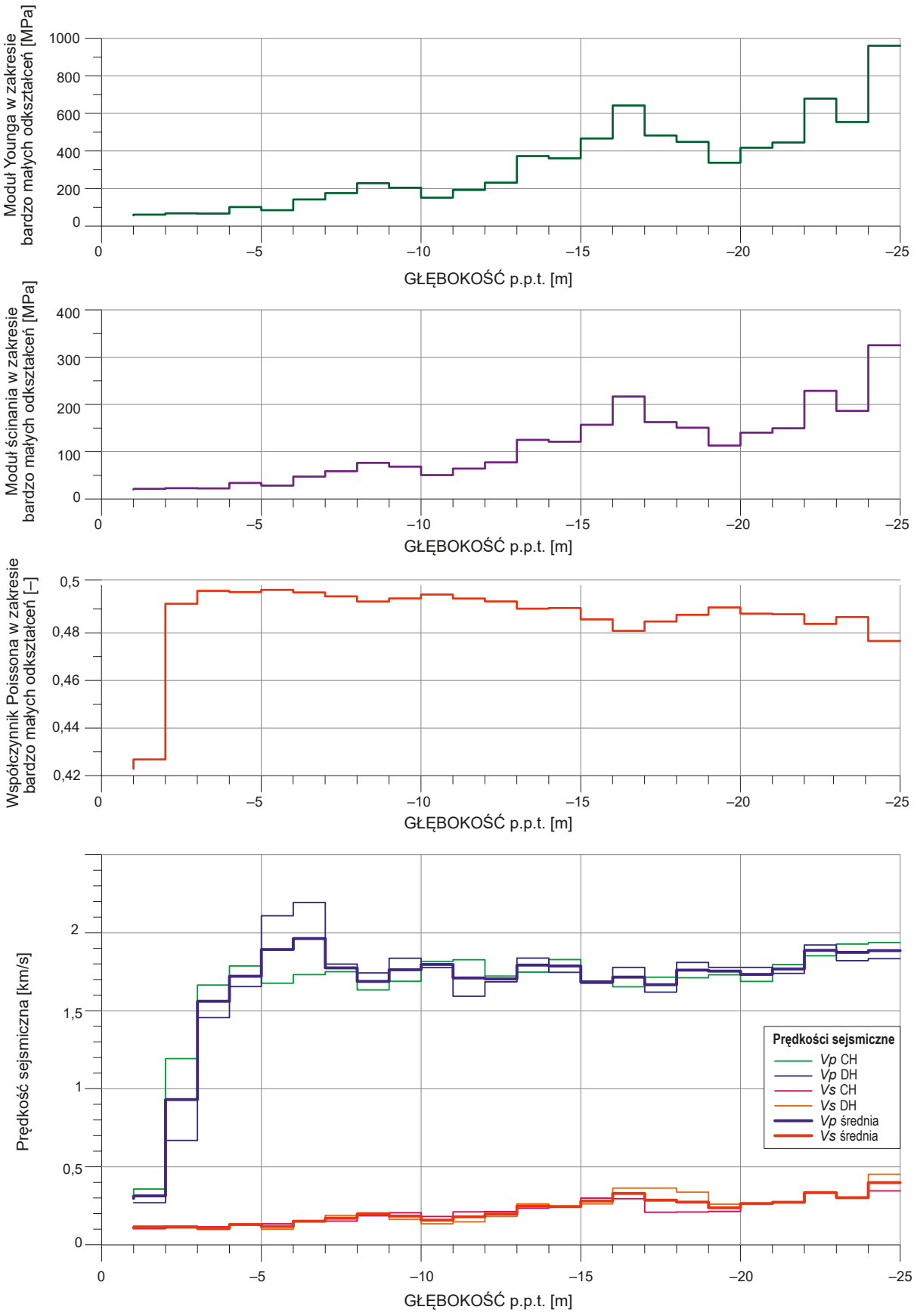
Wyniki pomiarów uzyskane w trakcie badań w Katowicach zestawiono w postaci graficznej na rysunku 103.

Wartości pomierzonych prędkości fali P mieszczą się w przedziale od ok. 300 do ok. 1900 m/s. Rozkład wartości *Vp* jest w przybliżeniu warstwowy. Do głębokości ok. 3 m występuje ośrodek gruntowy o wartościach *Vp* w przedziale 300 do ok. 900 m/s. Dosyć niskie wartości w przypowierzchniowej strefie są związane z głębokością zwierciadła wody, które podczas badań stabilizowało się na głębokości ok. 3 m p.p.t., a obecność wody nie wpływała na wartości prędkości fali podłużnej. Od głębokości 3 m następuje dalszy wzrost prędkości i w przedziale głębokości 5–7 m osiąga maksymalne wartości ponad 1900 m/s. Wzrost wartości prędkości fali P w tej strefie jest związany z obecnością wody wypełniającej ośrodek gruntowy. Dalej, do głębokości ok. 22 m, wartości prędkości *Vp* wahają się nieznacznie wokół 1700 m/s, co odpowiada zawodnionemu ośrodkowi zbudowanemu z gruntów gruboziarnistych (niespoistych) – w tym przypadku piasków drobnych. W ostatnich 3 m profilu prędkościowego fali P, głębokość 22–25 m, wartości prędkości fali podłużnej wzrastają prawie do 1900 m/s, co koreluje się z występowaniem warstwy zbudowanej z gruntów spoistych (glin).

W rozkładzie wartości prędkości fali S (*Vs*), uzyskanym badaniem CH i potwierdzonym badaniem DH, można zaobserwować warstwowy układ rozkładu prędkości. Do głębokości 6 m wartości wahają się w granicach ok. 110–130 m/s. Niskie wartości są prawdopodobnie związane z mechanicznym naruszeniem i odprężeniem tej strefy związanym z wykonywaniem wykopu pod przyszły fundament konstrukcji. W zakresie głębokości między 7 a 11 m zaznacza się warstwa o nieznacznie wyższych wartościach prędkości dochodzących do maksymalnie 200 m/s. Głębiej notuje się nieznacz-



Rys. 102. Sumaryczny zapis amplitud fal sejsmicznych zarejestrowanych w międzyotworowych prześwietlaniach sejsmicznych (CH) dla kolejnych poziomów głębokościowych między otworami wiertniczymi w Katowicach. Linia zielona podkreśla czas pierwszego wstąpienie fali P, linia żółta – fali S



Rys. 103. Profil prędkości sejsmicznych fal P i S oraz parametrów mechanicznych między otworami wiertniczymi uzyskane techniką międzyotworowego prześwietlania sejsmicznego (CH) i pionowego profilowania sejsmicznego (DH). Poligon badawczy w Katowicach

ne obniżenie wartości *Vs* związane z występowaniem warstwy piasków z pyłem (piasków pylastych), a poniżej – stopniowy wzrost prędkości od ok. 180 m/s na głębokości 12 m p.p.t do 330 m/s na głębokości 12 m p.p.t. Wzrost ten jest typowym zjawiskiem związanym ze wzrostem naprężeń efektywnych w ośrodku wraz z głębokością. Podwyższone wartości *Vs* w interwale głębokości 15–17 m wynika z obecności warstwy pylastych glin o wyższych parametrach sztywności. Od głębokości 18 do 22 m następuje nieznaczny spadek prędkości *Vs* do ok. 240 m/s, po czym znów następuje wzrost do maksimum na głębokości 25 m z wartościami *Vs* prawie 400 m/s. Wyższe wartości *Vs* w najgłębszych badanych warstwach wiążą się z obecnością gruntów drobnoziarnistych (spoistych). Profil prędkościowy rejestruje stopniowy wzrost wartości *Vs* wraz z głębokością. Na ten typowy trend nakładają się niewielkie wahania związane ze zmiennością litologii. Wartości *Vs* w całym profilu są stosunkowo niskie, natomiast nie zarejestrowano obecności warstw o wartościach anomalnie niskich.

Parametry sprężystości podłoża (rys. 103) są wynikiem obliczeń wykonanych na podstawie lokalnych wartości prędkości oraz rozkładu wartości gęstości objętościowej. Dla strefy powyżej zwierciadła wód podziemnych przyjęto stałą wartość 1,7 g/cm^3. Wartości parametrów sprężystości nawiązują do układu warstw nawierconych otworami. Wartości modułów Younga w zakresie bardzo małych odkształceń i modułu ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń wzrastają wraz z głębokością, zdarzają się lokalne odchylenia od tego trendu.

Wartość współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń wzrasta skokowo ok. 3 m, po czym stopniowo spada wraz z głębokością z nieznacznymi wahaniami. Wzrost wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń na głębokości 3 m jest związana z obecnością zwierciadła wód podziemnych. Lokalne obniżenia wartości współczynnika w interwałach głębokościowych między 7–9 m oraz 15–18 m są związane ze zmianą porowatości i stopniem nasycenia ośrodka wodą, a w efekcie zmianami stanu gruntu.

Wartości modułu ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń oraz modułu Younga w zakresie bardzo małych odkształceń charakteryzują się bardzo podobnym przebiegiem w profilu, przy czym wartości modułu Younga w zakresie bardzo małych odkształceń są trzykrotnie wyższe niż modułu ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń, co potwierdzają założenia teorii sprężystości. Odchylenia wartości modułów od stałego wzrostu wraz z głębokością nawiązują do zmian litologicznych. Nieznaczny wzrost wartości modułów w warstwie na głębokości 6–9 m prawdopodobnie wiąże się z obecnością zagęszczonych piasków, natomiast wyraźne podniesienie tych wartości w interwałach głębokościowych między 15 a 17 m oraz w spągowej warstwie otworu, 22–25 m, jest związane z występowaniem glin pylastych o podwyższonej sztywności.

Wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń zarejestrowane w badanym profilu nie odbiegają od typowych wartości rejestrowanych dla gruntów. Wartości bliskie 0,5, występujące w pierwszych 7 m, wskazują, że na mechanizm odkształceń zasadniczy wpływ ma obecność wody w porach gruntu. W głębszych partiach profilu szkielet ziarnowy zaczyna mieć większe znaczenie w reakcji na odkształcenia i w efekcie przenoszenie obciążeń. Wartości modułów w głębszej części profilu są również typowe dla gruntów czwartorzędowych i nie zanotowano w nich wartości anomalnych, co wskazuje, że w profilu nie występują warstwy szczególnie słabe.

8.3.2. Badania na terenie Warszawy

W trakcie badań przeprowadzonych w centrum Warszawy istotne było określenie przestrzennej zmienności parametrów mechanicznych podłoża gruntowego do głębokości 50 m. Badania wykonano jako część rozpoznania geologicznego terenu pod projektowany wieżowiec. W budynku zaprojektowano wielopoziomowe wykorzystanie przestrzeni podziemnej, a sama konstrukcja ma mieć skomplikowany kształt, co powoduje, że jej oddziaływanie na podłoże będzie nierównomierne. Na profilach otworów wiertniczych, wykonanych w celu rozpoznania budowy geologicznej podłoża, wykazano występowanie znacznej zmienności warstw na przestrzeni kilkudziesięciu metrów, dlatego zastosowano technikę, która pozwala na określenie rozkładu pól prędkości fal sejsmicznych nie tylko w profilu pionowym, lecz także uwzględnienie obocznej zmienności tych wartości.

Do badań wykorzystano technikę tomograficznych prześwietlań sejsmicznych (SBT), która umożliwia uzyskanie przestrzennego obrazu zmienności wartości prędkości. Technika SBT wykorzystuje pomiary, które są zdecydowanie bardziej skomplikowane i czasochłonne, niż określenie profilu prędkości w profilu pionowym, jaki uzyskuje się techniką międzyotworowych prześwietlań sejsmicznych CH, chociaż technicznie wykorzystuje się do tego celu te same lub podobne narzędzia pomiarowe. Badanie SBT wymaga określenia prędkości nie tylko wzdłuż odcinków horyzontalnych, ale też linii przebiegających skośnie. Realizuje się to przez wykonanie wielokrotnych pomiarów. Dla każdego położenia źródła dokonuje się rejestracji docierających fal dla kolejnych pozycji odbiornika. Można to zrealizować, stosując specjalne zestawy kilku do kilkudziesięciu odbiorników (streamery otworowe) rozmieszczone co założony interwał odległości lub przez rejestrację kolejnych pozycji pojedynczego odbiornika i późniejsze złożenie zapisów do jednego, posegregowanego pliku. Zwykle przy nadajniku umieszczonym na danej głębokości odbiorniki umieszcza się tak, że część z nich znajduje się poniżej, a część powyżej głębokości odpowiadającej położeniu nadajnika. Po rejestracji sygnałów dla jednego położenia nadajnika i założonej liczby położeń odbiornika, nadajnik zostaje przemieszczony na kolejny poziom głębokościowy i procedurę się powtarza. Pokrycie badaniami przestrzeni między otworami o głębokości 50 m wymaga wykonania setek pojedynczych pomiarów.

Dla każdego z zapisów (każdej trasy sejsmicznej) odpowiadającego rejestracji przy ściśle określonym położeniu nadajnika i odbiornika wyznacza się czas przejścia czoła fali (P lub S w zależności od typu badania). Szczególnie w przypadku fali S identyfikacja czoła fali nastręcza wielu trudno-

ści i wymaga wielokrotnego doszczegółowienia i poprawienia przy różnej segregacji tras sejsmicznych. Dla każdej z tras sejsmicznych zarejestrowanych dla konkretnej lokalizacji pary nadajnik–odbiornik wyznacza się też drogę sygnału. Tę drogę wyznaczoną w przestrzeni pomiarowej przy uwzględnieniu położenia i krzywizny otworów określa się mianem promienia sejsmicznego i wstępnie uznaje za linię prostą. Przy znanej długości promienia oraz znanym czasie przejścia fali sejsmicznej możliwe jest wyznaczenie prędkości fali. Prędkość ta jest jednak prędkością średnią, a nawet pozorną. Fala sejsmiczna, przemieszczając się przez niehomogeniczny ośrodek zmienia swoją prędkość, ale też ulega wielokrotnemu ugięciu. Komplikacje te są jednak uwzględniane na późniejszym etapie modelowania pola prędkości.

Po wykonaniu rejestracji dla wielu punktów wzbudzania i wielu punktów odbioru oraz określeniu przebiegu wszystkich promieni sejsmicznych, przestrzeń gruntowa objęta badaniami (przestrzeń pomiarowa) zostaje pokryta siatką krzyżujących się promieni. Do każdego z nich przypisuje się wartość prędkości pozornej. Taki zestaw danych jest podstawą do przeprowadzenia modelowania pola prędkości. Zwykle przestrzeń pomiarową dzieli się na komórki obliczeniowe i dla każdej z komórek, na drodze iteracyjnego dopasowania, określa się stałą wartość prędkości fali sejsmicznej.

W badaniach w Warszawie pomiar prędkości wykonano między 4 otworami oddalonymi od siebie o ok. 30 m. Każdy z otworów miał ok. 50 m głębokości i był, tak jak w przypadku badań w Katowicach, specjalnie przygotowany do sejsmicznych badań otworowych. Pomiary przeprowadzono dla 3 płaszczyzn przebiegających pod istniejącym budynkiem przeznaczonym do wyburzenia. Do pomiaru prędkości fali P jako odbiornika użyto specjalnego streamera składającego się z 48 hydrofonów rozmieszczonych co 1 m, natomiast źródłem było urządzenie, w którym jest generowane wyładowanie elektryczne (tzw. sparker). W wodzie taka iskra powoduje miejscowe zagotowanie i powstanie pęcherzyka pary, który następnie zapada się pod ciśnieniem. Ta mikroeksplozja jest wystarczająca, żeby wygenerować krótki impuls fal sejsmicznych o wysokich częstotliwościach, który rozprzestrzenia się w ośrodku. Takie źródło przemieszcza się na kolejne pozycje w otworze i dokonuje się serii rejestracji. Dzięki zastosowaniu streamera hydrofonowego dla każdej pozycji sparkera rejestrowano równocześnie 48 tras sejsmicznych. Ani hydrofony, ani sparker nie musi być dociskany do ściany otworu, jedynie wymaga zanurzenia w wodzie (co zwykle stanowi pewien problem w pierwszych metrach przy powierzchni). W przypadku rejestracji fali S zastosowano taki sam nadajnik i odbiornik jak podczas badań w Katowicach. Pomiar wymagał wielokrotnego przemieszczania nadajnika i odbiornika, każdorazowego blokowania ich w otworze za pomocą pneumatycznego pęcherza i wykonywania pomiarów dla pojedynczych pozycji nadajnik–odbiornik. Sprawiło to, że cała procedura była wyjątkowo żmudna i pracochłonna. Pomimo tego, że zastosowano dwumetrowy krok pomiarowy (zarówno interwał pomiędzy kolejnymi pozycjami nadajnika jak i odbiornika), a odbiornik był lokalizowany maksymalnie 12 m powyżej i poniżej głębokości odpowiadającej głębokości położenia nadajnika, to pokrycie pomiarami przestrzeni pomiędzy dwoma pięćdziesięciometrowymi otworami wymagało wykonania ponad 300 pomiarów.

Rejestracje dla fal P i S, niezależnie czy były zapisane za pomocą pojedynczego odbiornika, czy streamera, można potraktować jako pojedyncze trasy sejsmiczne. Prawidłowe przypisanie koordynat nadajnika i odbiornika do poszczególnych tras pozwala na swobodne segregowanie tych tras i zestawianie ich na wykresach w programach do przetwarzania sejsmicznego, np. wybierając wszystkie trasy, w których nadajnik i odbiornik był położony na tej samej głębokości. Dzięki takiemu segregowaniu łatwiej można wyznaczyć czoło fali (szczególnie istotne jest to w przypadku fali S), oznaczyć czas dotarcia czoła na trasach (pikowanie) i tak przegrupować trasy, żeby wcześniejsze piki stanowiły wskazówkę do dalszego pikowania.

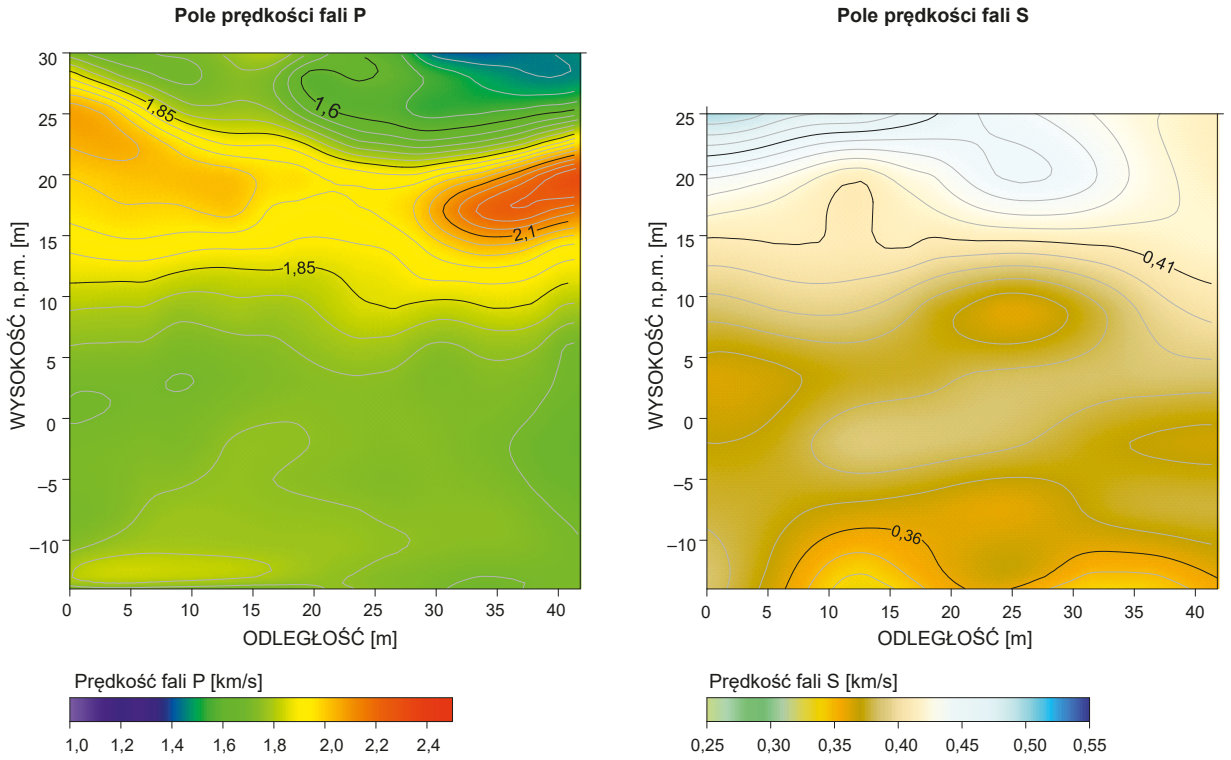
Proces wyznaczania czoła fali kończy się uzyskaniem matrycy, w której są zawarte informacje o koordynatach zarówno nadajnika, jak i odbiornika oraz o czasie dotarcia czoła fal P i S. Matryca taka była przetworzona specjalistycznym programem do modelowania pól prędkości GeoTomCG. Do programu wprowadzono dane dotyczące wszystkich 3 płaszczyzn objętych badaniami, co sprawiło, że model pola prędkości był spójny i bardziej precyzyjny. Na podstawie wartości *Vp* i *Vs* w modelu dokonano obliczeń współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń oraz modułu Younga w zakresie bardzo małych odkształceń i modułu ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń. Dopiero z modelu przestrzennego wyekstrahowano następnie poszczególne przekroje pól prędkości (rys. 104) i przekroje parametrów mechanicznych (rys. 105).

Podstawowym efektem wykonanych badań było uzyskanie obrazu przestrzennego rozkładu parametrów mechanicznych – współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń, modułu ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń i modułu Younga w zakresie bardzo małych odkształceń. Na podstawie przekrojów oraz z uwzględnieniem profili otworów wiertniczych przeprowadzono dodatkowo interpretację geologiczną podłoża inwestycji (rys. 106).

Rozkład wartości prędkości fali P można było określić dopiero od głębokości ok. 7 m (rzędna 30 m), na której to głębokości stabilizowało się zwierciadło wód podziemnych, a prędkości określono do spągu otworów, czyli do ok. 50 m p.p.t. Zarejestrowane wartości *Vp* mieszczą się w przedziale od ok. 1,4 do 2,2 km/s. Ich rozkład w przybliżeniu jest warstwowy. Do rzędnej ok. 22–30 m występuje ośrodek gruntowy o wartościach *Vp* 1,4–1,6 km/s, co odpowiada prędkości fal sejsmicznych dla wody. Przypuszczalnie tę strefę tworzą nieskonsolidowane gliny oraz soczewa piasków, które wyklinowują się ku NW. Piaski stanowią spąg warstwy niskich prędkości.

Warstwa niższa, charakteryzująca się najwyższymi zarejestrowanymi wartościami *Vp*, rozciąga się od rzędnej ok. 12–15 m do spągu warstwy najpłytszej. Wartości *Vp* rejestrowane w warstwie osiągają 1,9–2,2 km/s. Warstwa ta odpowiada warstwie skonsolidowanych glin zwałowych

Warstwa najniższa, występująca poniżej rzędnej ok. 15 m, ma stosunkowo stałe wartości *Vp*, oscylujące w granicach 1,7–1,8 km/s. Prędkości takie są nieznacznie wyższe niż *Vp*



Rys. 104. Przekrój pól prędkości sejsmicznych fal P i S między otworami wiertniczymi uzyskane techniką tomograficznych prześwietlań sejsmicznych (SBT). Poligon badawczy w Warszawie

dla wody. Warstwa odpowiada miąższemu pakietowi w przewadze piaszczystemu. Lokalne zmiany wartości *Vp* w tej warstwie są prawdopodobnie związane z wkładkami gruntów drobnoziarnistych (spoistych), których miąższość jest mniejsza niż rozdzielczość modelu.

Rozkład prędkości fali S (*Vs*) zarejestrowano w przedziale głębokości od ok. 11 do 50 m p.p.t. Rozkład wartości *Vs* nie jest jednoznacznie powiązany z litologią podłoża. Duże znaczenie wydaje się mieć miąższość pakietów (szczególnie gruntów o podwyższonej sztywności) oraz obecność drobnych przewarstwień piaszczystych w glinach, które wpływają na sposób rozchodzenia się fali S.

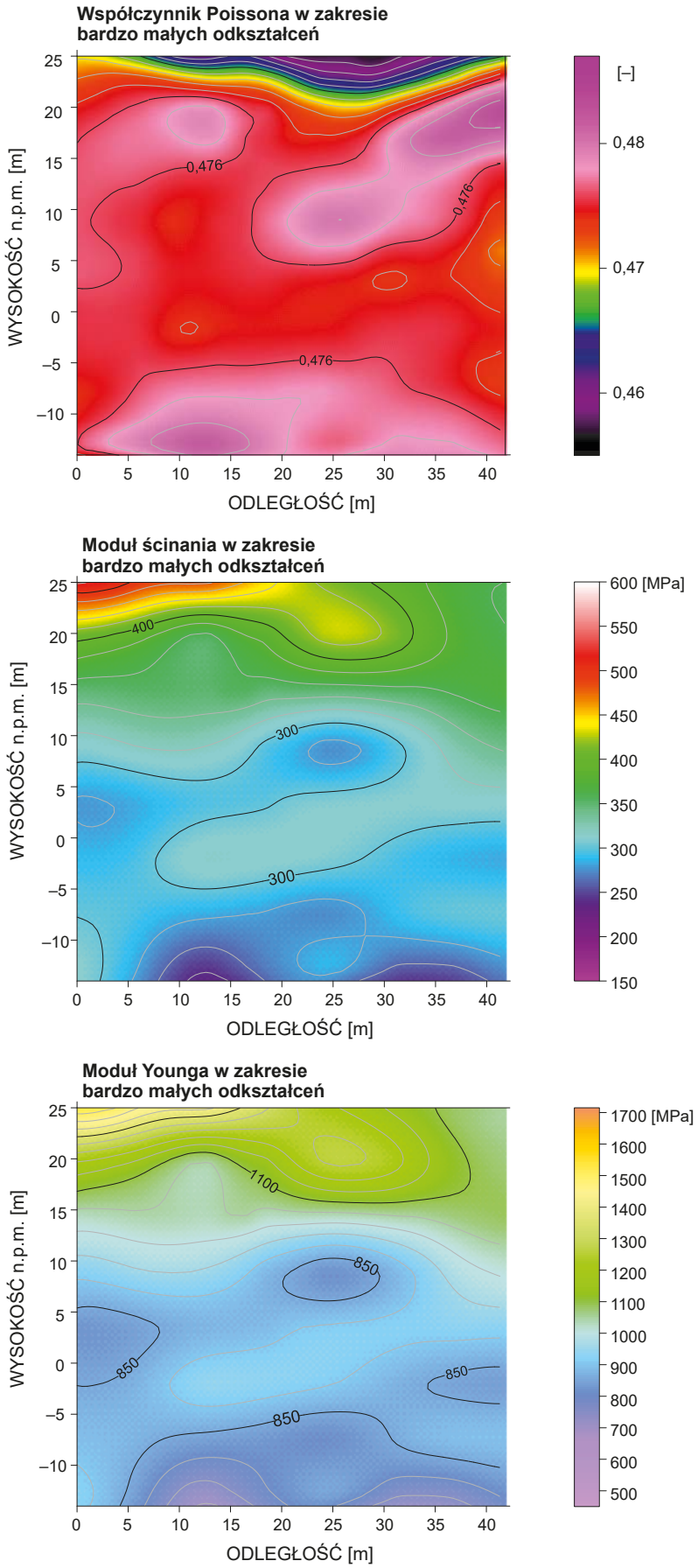
W wyniku badań zarejestrowano wartości *Vs* w przedziale od ok. 0,3 km/s do ok. 0,5 km/s, co jest typowe dla gruntów. Nie zanotowano szczególnie obniżonych wartości *Vs*. Na przekroju można wyróżnić trzy pakiety, w których charakterystyka wartości i rozkładu *Vs* jest stała. Warstwę najpłytszą, zalegającą do rzędnej ok. 15 m, stanowią grunty o najwyższej zanotowanej wartości *Vs* – ponad 0,4 km/s. Związana jest ona z miąższym i ciągłym pakietem glin, które budują elewację w rejonie otworu 1. Obniżenie prędkości fali S w otworze 2, pomimo występowania tam pakietu glin zwałowych, odnoszone jest do obecności w południowej części drobnych wkładek piaszczystych i zmniejszenia się miąższości ciągłych pakietów glin. Przy takim układzie geologicznym prędkość fali S jest ograniczona do prędkości fali w warstwach piaszczystych.

Warstwa między rzędną –7 a 15 m charakteryzuje się wartościami *Vs* w granicach 0,37–0,41 km/s oraz wewnętrzną zmiennością w tym zakresie. Cały pakiet odpowiada warstwie piaszczystej z ewentualnymi cienkimi wkładkami gruntów spoistych. Najniższy pakiet występuje poniżej rzędnej ok. –7 m. Wartości *Vs* w tej warstwie spadają poniżej 0,37 km/s. Ich obniżenie jest prawdopodobnie wynikiem obecności pakietu iłów pstrych (częściowo twardoplastycznych) i podścielających je piasków drobnoziarnistych.

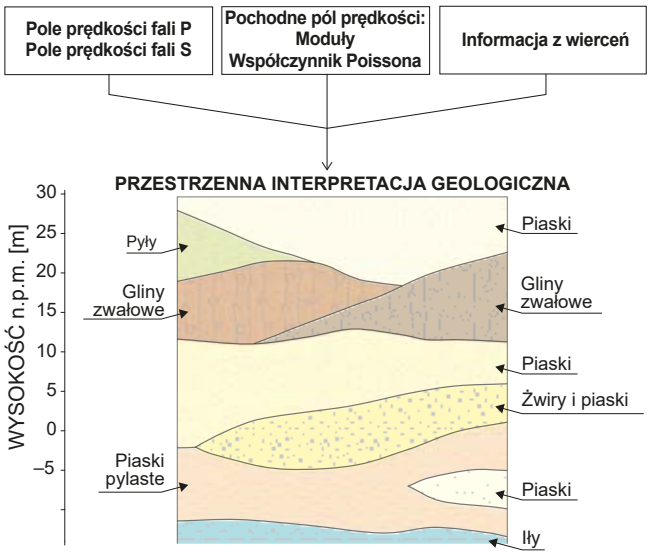
Parametry sprężystości podłoża zaprezentowane na rysunku 105 są wynikiem przeliczeń dokonanych na polach wartości prędkości. Przy przyjętej stałej gęstości objętościowej gruntów, oszacowanie parametrów sprężystości zależy od korelacji między wartościami prędkości fal podłużnych i poprzecznych.

Wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń w pierwszych metrach rosną od ok. 0,45 do 0,46. Obniżone wartości są związane z obecnością niezawodnionych piasków. Poniżej tej strefy współczynnik Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń jest stosunkowo stały. W centralnej części płaszczyzny, pomiędzy rzędnymi –5 a 5 m występuje strefa nieznacznie obniżonych wartości współczynnika Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń i równocześnie podwyższonych wartości modułów ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń i Younga w zakresie bardzo małych odkształceń. Strefa ta jest związana z zarejestrowanym lokalnym podwyższeniem wartości *Vs*, co ma związek z obecnością miąższej wkładki żwirów.

W podłożu zaznacza się warstwowy rozkład wartości modułów. Nietypowo najwyższe wartości tych modułów przypisuje się warstwie w górnej części przekroju zbudowanej z pakietu glin zwałowych. Zwraca uwagę wyraźny zanik warstwy o podwyższonych wartościach modułu ścinania



Rys. 105. Przekroje pól parametrów mechanicznych między otworami wiertniczymi uzyskane na podstawie wartości prędkości sejsmicznych. Poligon badawczy w Warszawie



Rys. 106. Lokalny model budowy geologicznej (przekrój) uzyskany na podstawie analizy wartości prędkości sejsmicznych, parametrów sprężystości i danych otworowych. Poligon badawczy w Warszawie

w zakresie bardzo małych odkształceń w najpłytszej strefie w rejonie otworu 2. Ma to prawdopodobnie związek z licznymi przewarstwieniami piasków w obrębie glin zwałowych, co może wskazywać na obecność dwóch nachodzących klinowato na siebie warstw glin.

8.4. ROZPOZNANIE BUDOWY GEOLOGICZNEJ POTENCJALNEJ LOKALIZACJI SKŁADOWISKA ODPADÓW (STUDIUM PRZYPADKU)

Obszar badań w geologii inżynierskiej czasami może wykraczać poza strefę przypowierzchniową ośrodka gruntowo-skalnego. Sytuacja taka zachodzi przede wszystkim wtedy, gdy oddziaływanie obiektów geologicznych występujących w podłożu może z czasem wywrzeć wpływ na warstwy przypowierzchniowe lub bezpośrednio na obiekty inżynierskie. Dobrym przykładem są strefy aktywne sejsmicznie – elementy budowy geologicznej, które generują zjawisko trzęsień ziemi, w tym przypadku uskoki w podłożu, są zwykle umiejscowione na głębokości rzędu kilometrów pod powierzchnią terenu, a często są też oddalone od bezpośrednio badanego rejonu. Ze względu jednak na wysokie energie wyzwalane w trakcie wstrząsów, fale sejsmiczne mogą wywołać interakcje w podłożu daleko poza bezpośrednim sąsiedztwem uskoku, na którym są generowane wstrząsy. W polskich warunkach problem naturalnych trzęsień ziemi jest marginalny, jednak przy szacowaniu bezpieczeństwa szczególnie wymagających konstrukcji nie może być pomijany. Dotyczy to przede wszystkim dużych inwestycji energetycznych (np. zapór, konwencjonalnych bloków energetycznych czy elektrowni jądrowych), których awaria mogłaby powodować skutki daleko wykraczające poza sam obiekt. Przykładowym rezultatem oddziaływania obiektów głęboko położonych na warstwy przypowierzchniowe są szkody górnicze. Część z nich, jak osiadanie powierzchni lub zapadliska skoncentrowane na małym obszarze, rozpoznaje się bezpośrednio na powierzchni. Jednak z uwagi na fakt, że eksploatacja podziemna jest prowadzona stale lub była prowadzona w niedawnej przeszłości, wiele ze zjawisk i procesów cały czas się dynamicznie rozwija. Same wyrobiska są zwykle zlokalizowane setki metrów pod powierzchnią, jednak ich wpływ z czasem dociera do warstw płytkich i powierzchni. Dlatego w przypadku szkód górniczych interesujące jest nie tylko rozpoznanie efektów, które bezpośrednio oddziałują na płytkie warstwy (jak pustki i kawerny, spękania, strefy występowania osiadań), lecz również rozpoznanie obiektów (starych wyrobisk), których wpływ z czasem może dotrzeć do powierzchni.

Przy rozpoznaniu obiektów geologicznych położonych na znacznych głębokościach standardowe techniki geofizyki inżynierskiej, zoptymalizowane do rozpoznania płytkich warstw podłoża, zwykle się nie sprawdzają. W badaniach nakierowanych na tego typu problemy konieczne jest zaangażowanie technik wykorzystujących znacznie wyższe energie, co pozwala na rozpoznanie do większych głębokości, albo należy zastosować zupełnie inne podejście badawcze. Narzędziem często stosowanym do rozpoznania wpływu budowy głębokiego podłoża na warstwy przypowierzchniowe są badania grawimetryczne (rozdz. 3.10).

W przykładowej lokalizacji przeprowadzono kompleksowe badania geologiczne i geofizyczne, których celem było określenie ryzyka pod kątem bezpiecznego, przyszłego składowania odpadów. Wykonano serię bezpośrednich badań punktowych (wiercenia i sondowania mechaniczne), które pozwoliły na określenie składu, wytrzymałości, miąższości i parametrów filtracyjnych miąższego pakietu glin zwałowych pokrywających obszar badań. Uzupełniono je badaniami geofizycznymi: grawimetrycznymi wykonanymi w siatce punktów, sejsmiki refleksyjnej, które zostały wykonane wzdłuż jednego profilu pomiarowego, tomografii elektrooporowej oraz sejsmicznej tomografii refrakcyjnej fali P przeprowadzonych wzdłuż równomiernie rozmieszczonych linii pomiarowych. Profilowe badania geofizyczne pozwoliły uzupełnić badania punktowe o aspekt przestrzenny i określić prawdopodobieństwo występowania okien hydrogeologicznych. Badania grawimetryczne i sejsmiki refleksyjnej zastosowano w celu rozpoznania budowy głębszego podłoża oraz określenia położenia warstw w podłożu podkenozoicznym, które omówiono w dalszej części rozdziału.

Parametry podłoża, które uzyskano z przeprowadzonych badań, potwierdziły wstępne założenia o występowaniu odpowiednich warunków do lokalizacji składowiska oraz na oszacowanie ryzyka związanego z głębszym podłożem. Potencjalne zagrożenia dla bezpieczeństwa składowiska mogły wynikać z obecności naturalnych pustek krasowych, obecności i niejednorodności miąższości warstw węgla brunatnego lub z obecności uskoków, które mogłyby generować incydenty sejsmiczne. Ewentualność występowania zjawisk krasowych można rozpatrywać jedynie jako teoretyczną.

W podłożu, jak wynika z profili pobliskich otworów wiertniczych (https://geologia.pgi.gov.pl/; zakładka „Otwory wiert-

nicze"), skały węglanowe pojawiają się dopiero na głębokości 700–1000 m, nie można natomiast wykluczyć występowania nieregularnych warstw węgla brunatnego, notowanego w niedaleko położonych otworach wiertniczych na głębokości ok. 150–200 m. Największy negatywny wpływ na bezpieczeństwo składowiska mogłoby natomiast mieć występowanie w bezpośrednim podłożu uskoków, na których mogłyby się potencjalnie generować wstrząsy sejsmiczne. Rejon składowiska jest wprawdzie określany jako asejsmiczny, jednak wstrząs zarejestrowany w 2012 r. ok. 35 km na SE od rejonu badań każe wprowadzić również czynnik sejsmiczny do analizy bezpieczeństwa składowiska, szczególnie, że geneza wstrząsu była związana z aktywnością dotychczas nierozpoznanego uskoku (Lizurek i in., 2012). Uskoki identyfikuje się zwykle z istnieniem silnych gradientów pola ciężkości wywołanych bezpośrednim sąsiedztwem bloków o różnej gęstości, co może sugerować możliwość wystąpienia trzęsień ziemi. To właśnie obecność na obszarze badań zróżnicowania pola grawitacyjnego wynikająca z obecności uskoków była powodem przeprowadzenia badań grawimetrycznych. Zmienność mogła również być w mniejszym stopniu wynikiem obecności pokładów węgla brunatnego o nieregularnej miąższości i teoretycznie obecności pustek lub rozluźnień.

Badania zaprojektowano w regularnej siatce ortogonalnej, o odległości między węzłami równej 40 m. Gęsta siatka pomiarowa pokryła obszar potencjalnej lokalizacji składowiska i jego bezpośredniego sąsiedztwa o wymiarach 700 × 1400 m. Na zewnątrz tego obszaru wykonano dodatkowo pomiary rozproszone w przybliżeniu co 150–200 m i rozszerzające obszar objęty badaniami o bufor, do rozmiarów 1750 × 2150 m. W sumie wykonano pomiary grawimetryczne na 615 punktach pomiarowych. Procedura pomiarowa wymagała dowiązywania pomiarów do punktu reperowego co maksymalnie 4 godziny. W tym celu w bezpośrednim sąsiedztwie obszaru badań wyznaczono tymczasowy reper pomiarowy (punkt bazowy) precyzyjnie dowiązany wielokrotnym pomiarem do repera państwowej osnowy grawimetrycznej utrzymywanej przez Instytut Geodezji i Kartografii. Do wytyczenia punktów pomiarowych w terenie zastosowano metody geodezji satelitarnej GNSS pracujące w trybie RTK. Każdy z punktów był wytyczony w terenie i tymczasowo zastabilizowany palikiem. Dokładność wytyczenia współrzędnych płaskich uzyskana za pomocą systemu GNSS, nie mniejsza niż 0,3 m była całkowicie wystarczająca do uwzględnienia koniecznych poprawek. Techniki geodezji satelitarnej nie pozwoliły jednak osiągnąć wystarczającej dokładności wyznaczenia wysokości, którą należy określić z dokładnością do 0,01 m, dlatego zastosowano techniki niwelacji geometrycznej. Niwelację bardzo ułatwił fakt, że obszar badań jest prawie zupełnie płaski i w trakcie wykonywania pomiarów był pozbawiony roślinności. W trakcie kampanii pomiarowej, dla ok. 10% stanowisk, pomiar wykonano dwukrotnie, co pozwoliło na kontrolę wyników i określenie wartości błędu przy założonej procedurze. Uzyskane wyniki pomiarowe poddano obróbce przez uwzględnienie koniecznych poprawek: skorygowano dryft rezydualny, uwzględniono wysokość grawimetru nad ziemią, a poprawka lunisolarna była uwzględniona automatycznie już na etapie pomiaru przez komputer wbudowany w grawimetr.

Tak przygotowane wyniki poddano procedurze przetwarzania, sprowadzając je do redukcji Bouguera, przyjmując stałą wartość gęstości warstwy redukowanej równą $2{,}3 \cdot 10^3$ kg/m^3, a następnie przeprowadzono procedurę filtracji. Przyjęta wartość gęstości warstwy redukowanej jest nieznacznie wyższa od przyjmowanej dla terenu Polski, jednak taką średnią wartość uzyskano z badań bezpośrednich przeprowadzonych na terenie potencjalnej lokalizacji składowiska. W wyniku filtracji uzyskano matrycę wartości anomalii rezydualnych dla kolejnych teoretycznych warstw podłoża. Wartości rozkładu przestrzennego anomalii w redukcji Bouguera i kolejnych anomalii rezydualnych zestawiono w postaci map. Rysunki przedstawiają mapę grawimetryczną anomalii w redukcji Bouguera (rys. 107) oraz mapy anomalii rezydualnych dla trzech poziomów filtracji, odpowiadających w przybliżeniu warstwom 0–20, 0–40 i 0–80 m (odpowiednio rys. 108, 109 i 110).

Anomalie Bouguera (rys. 107) wykazują niewielkie zmienności pola siły ciężkości. Różnica pomiędzy najmniejszą a największą zarejestrowaną wartością wynosi zaledwie 0,460 mGala. Najmniejsze wartości stwierdzono w centralnym fragmencie południowej części obszaru prac, a największe – w północno-zachodnim narożu potencjalnej lokalizacji składowiska. Nieznaczne różnice zanotowane na obszarze badań mogą świadczyć o niewielkiej zmienności gęstości utworów w podłożu potencjalnej lokalizacji składowiska.

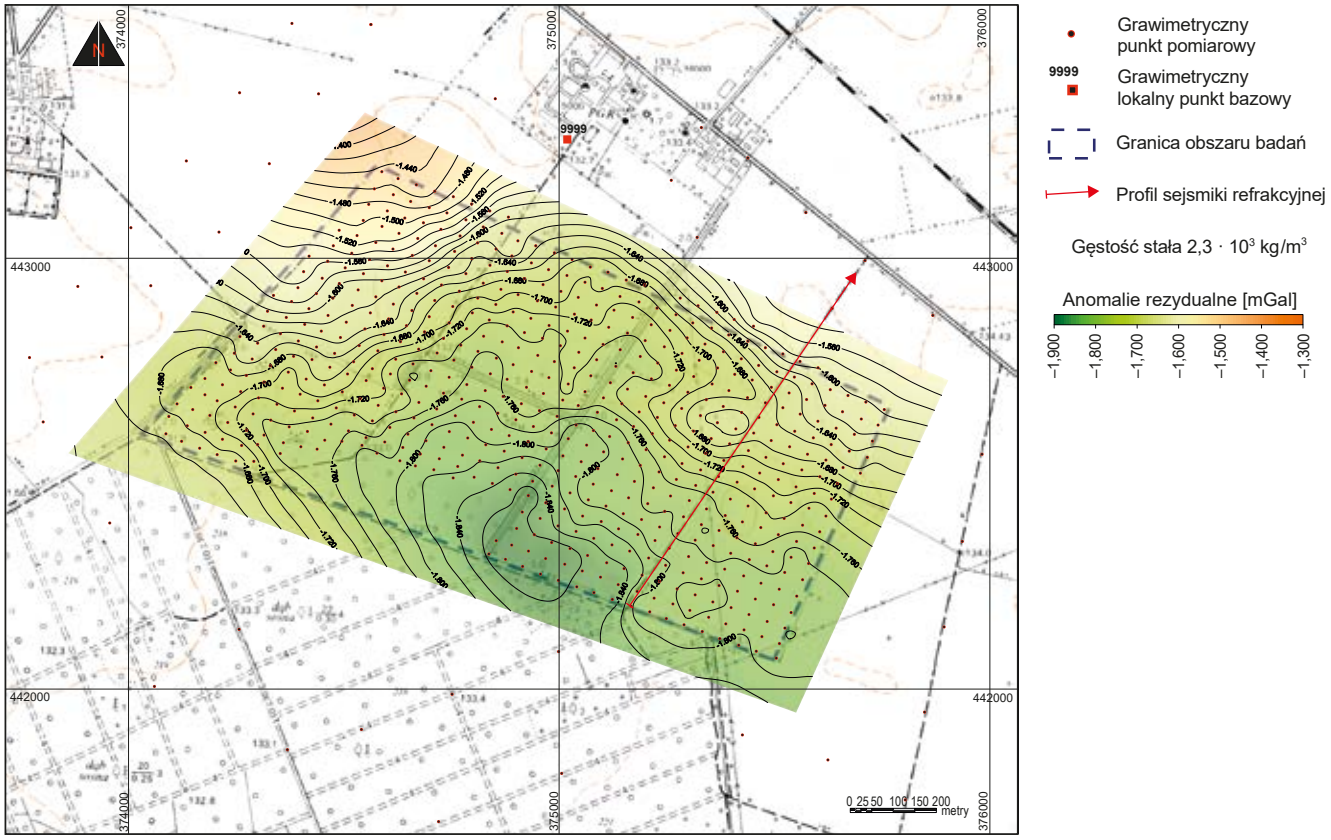
Lokalne zaburzenia rozkładu anomalii Bouguera występują na tle gradientu pola regionalnego, pochodzącego od głębszego podłoża. Wartości anomalii Bouguera zmniejszają się z N na S. Można też zanotować słabszy trend zmian z NE na SW.

Zmienność gęstości występująca w płytszych warstwach jest nieznaczna, a obiekty o gęstości odbiegającej od otoczenia charakteryzują się niewielkimi rozmiarami, w związku z tym słabo zaznaczają się na mapie anomalii Bouguera. W celu ich ukazania i lokalizacji sporządzono mapy anomalii rezydualnych siły ciężkości dla różnych, teoretycznych interwałów głębokości.

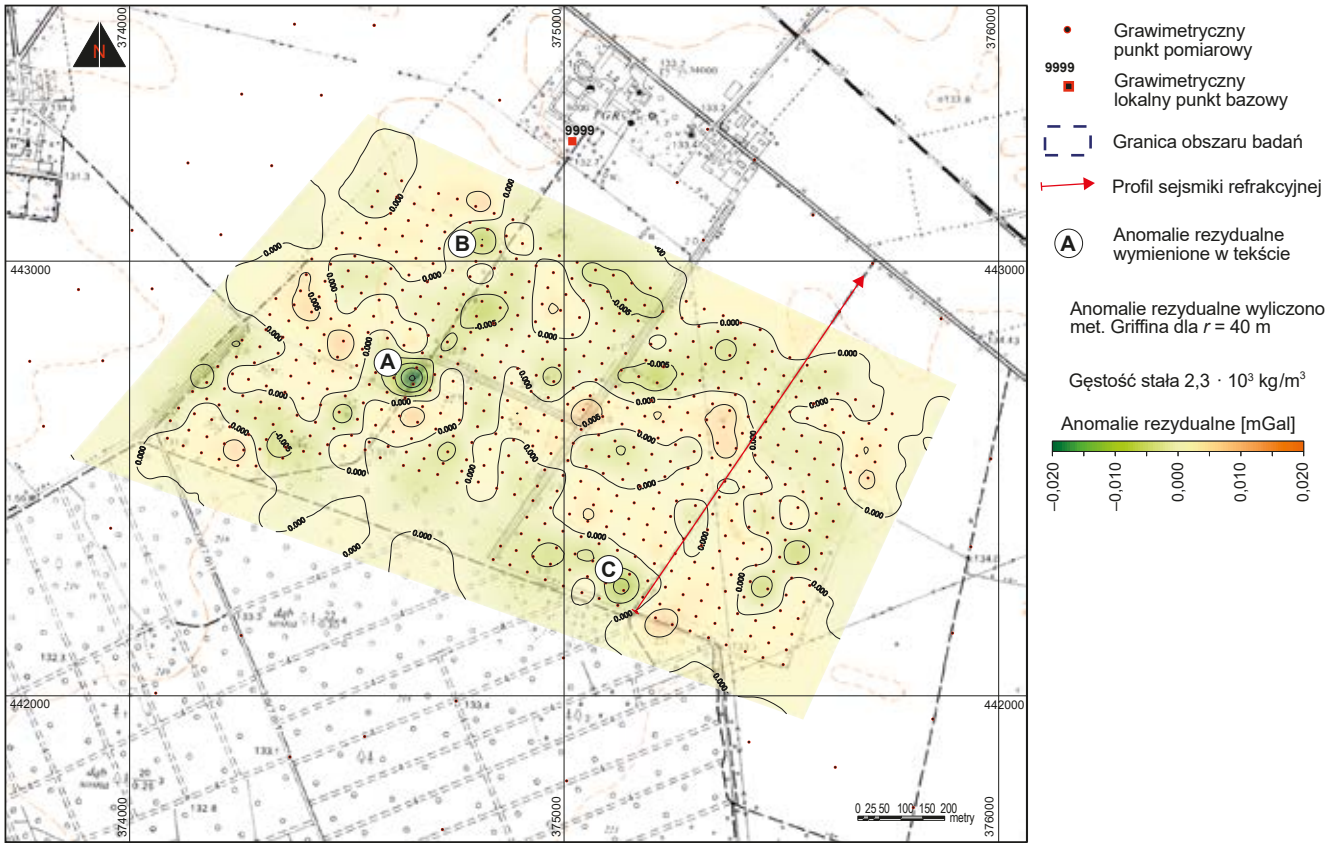
Anomalie rezydualne obliczono dla gęstości objętościowej $\sigma = 2{,}30 \cdot 10^3$ kg/m^3, dla trzech teoretycznych przedziałów głębokości: 0–20, 0–40 i 0–80 m p.p.t. Każda mapa rozkładu anomalii rezydualnych odzwierciedla oddziaływanie mas skalnych zalegających w rozpatrywanym interwale głębokości.

W obrazie anomalii pochodzącym od utworów występujących na głębokości 0–20 m (rys. 108) zarejestrowano jedną bardzo wyraźną anomalię ujemną oraz klika mniejszych. Każda anomalia ujemna jest związana z utworami charakteryzującymi się mniejszymi gęstościami objętościowymi w porównaniu z gęstością utworów otaczających. Obniżenie gęstości może zarówno wynikać z istnienia soczewek piasku w glinach, jak i ze zróżnicowania litologicznego i gęstościowego samych glin zwałowych, które występują w tym przedziale głębokościowym.

Biorąc pod uwagę względnie niewielkie amplitudy anomalii rezydualnych, wynoszące kilkanaście mGal (czyli nie-



Rys. 107. Mapa grawimetryczna. Anomalie w redukcji Bouguera



Rys. 108. Mapa grawimetryczna. Anomalie rezydualne dla warstwy teoretycznej 0–20 m

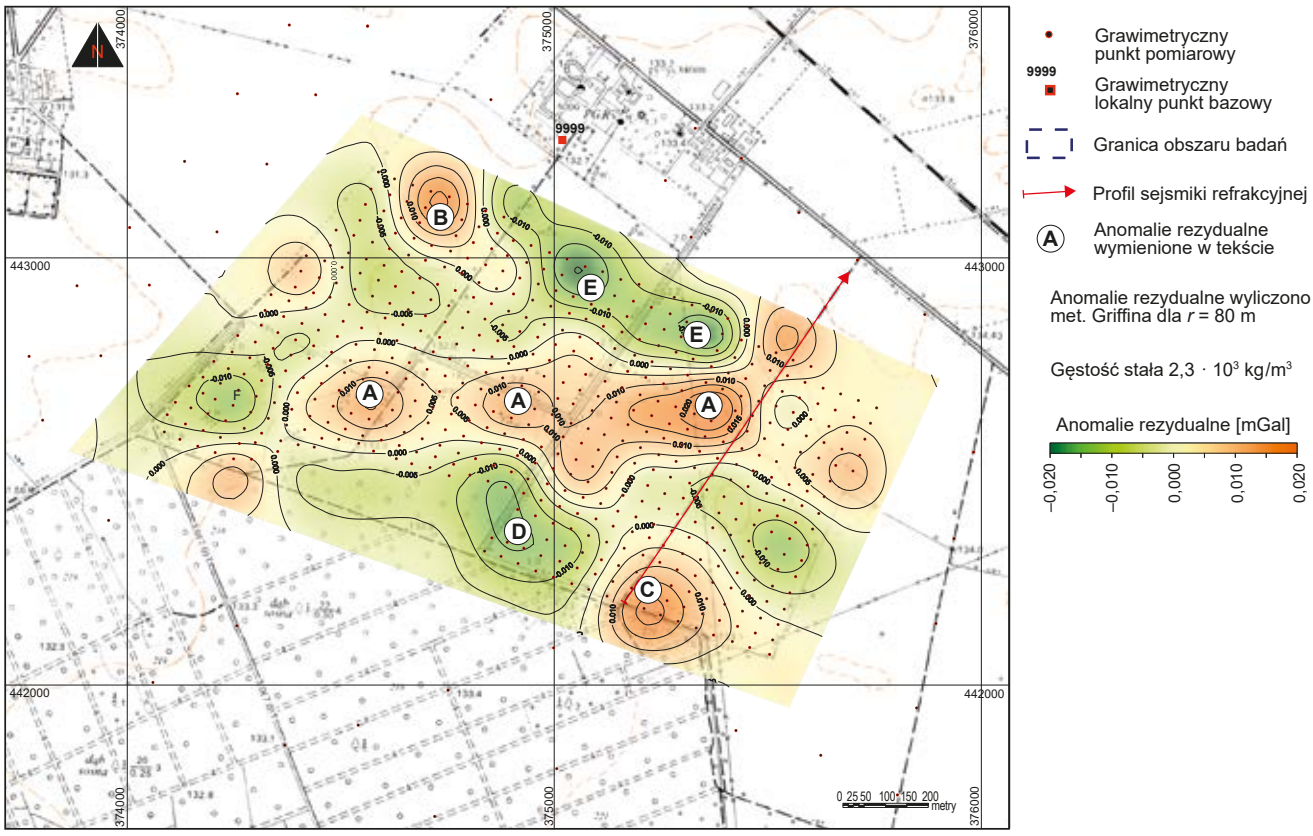
znacznie więcej niż błąd pomiarowy), bardziej prawdopodobne jest, że wynikają one ze zróżnicowania gęstościowego samych glin niż z występowania w obrębie glin wkładek o innej litologii, co skutkowałoby niedoborem mas. Jedynie ujemne anomalie, o charakterystycznym owalnym kształcie, oznaczone jako (A), (B) i (C) mogą być powiązane z występującymi w glinach niewielkimi soczewkami piasku lub piasku gliniastego. Ostatecznej identyfikacji przyczyn anomalii można byłoby dokonać dopiero na podstawie wiercenia.

Efekt grawitacyjny wywodzący się od mas skalnych w przedziale głębokości 0–40 m (rys. 109) jest bardziej koherentny niż efekt warstwy najpłytszej. Dla tej warstwy można zanotować anomalie układające się pasmowo, z pasmem anomalii dodatnich w centralnej części obszaru badań. Anomalia dodatnia (A), jak i pozostałe anomalie dodatnie w północnej (B) i południowej (C) części analizowanego obszaru, wykazują nadmiar mas (mają wyższą gęstość objętościową) w stosunku do otoczenia. Na podstawie dostępnych materiałów (wiercenia, przekroje, mapy geologiczne), można przyjąć, że anomalne formy dodatnie mogą odpowiadać glinom zwartym, bardziej skonsolidowanym niż gliny je otaczające.

Pomiędzy pasmami anomalii dodatnich występują ujemne anomalie rezydualne, oznaczone na rysunku 109 jako (D), (E) i (F). Obecność tych anomalii wskazuje na lokalne występowanie utworów o obniżonej gęstości objętościowej w stosunku do otoczenia, jednakże ich niewielkie amplitudy, wynoszące maksymalnie 0,040 mGal, tylko nieznacznie przekraczają błąd metody, dlatego trudno jest wnioskować o przyczynach ich występowania. Być może są związane z występowaniem glin półzwartych, piasków lub stref rozluźnień.

Obraz anomalii rezydualnych pochodzących od mas skalnych w przedziale głębokości 0–80 m (rys. 110) jest najmniej zróżnicowany przestrzennie, jednak amplitudy anomalii są zdecydowanie większe niż dla warstw płytszych. W centralnej i południowo-zachodniej części zaznaczają się bardzo wyraźnie ujemne anomalie, które wydają się być kontynuacją anomalii (D), (E) i (F) z warstwy płytszej (0–40 m). Anomalie dodatnie pokrywają mniejszą powierzchnię. Maksymalna amplituda anomalii rezydualnych dla tej warstwy wynosi 0,070 mGal, co wskazuje na rosnące wraz z głębokością zróżnicowanie gęstościowe utworów podłoża. Jedną z możliwych przyczyn może być występowanie w tej warstwie głębokościowej soczew i nieregularnych warstw węgla brunatnego, którego niska gęstość objętościowa objawia się jako deficyt mas. Obecność warstw węgla brunatnego odnotowano w otworach wiertniczych w niedalekim sąsiedztwie obszaru badań na głębokości 130–220 m p.p.t., chociaż nie została potwierdzona bezpośrednio pod potencjalną lokalizacją składowiska. Żaden z wykonanych otworów nie osiągnął głębokości potencjalnego występowania węgla brunatnego. Warstwy te leżą zdecydowanie głębiej niż teoretyczny zakres filtracji.

Badania grawimetryczne wskazują, że przypowierzchniowe warstwy podłoża potencjalnej lokalizacji składowiska, w teoretycznych przedziałach głębokościowych 0–20 i 0–40 m, charakteryzują się dużą jednorodnością. Niskie wartości anomalii rezydualnych dla tych dwóch przedziałów potwierdzają



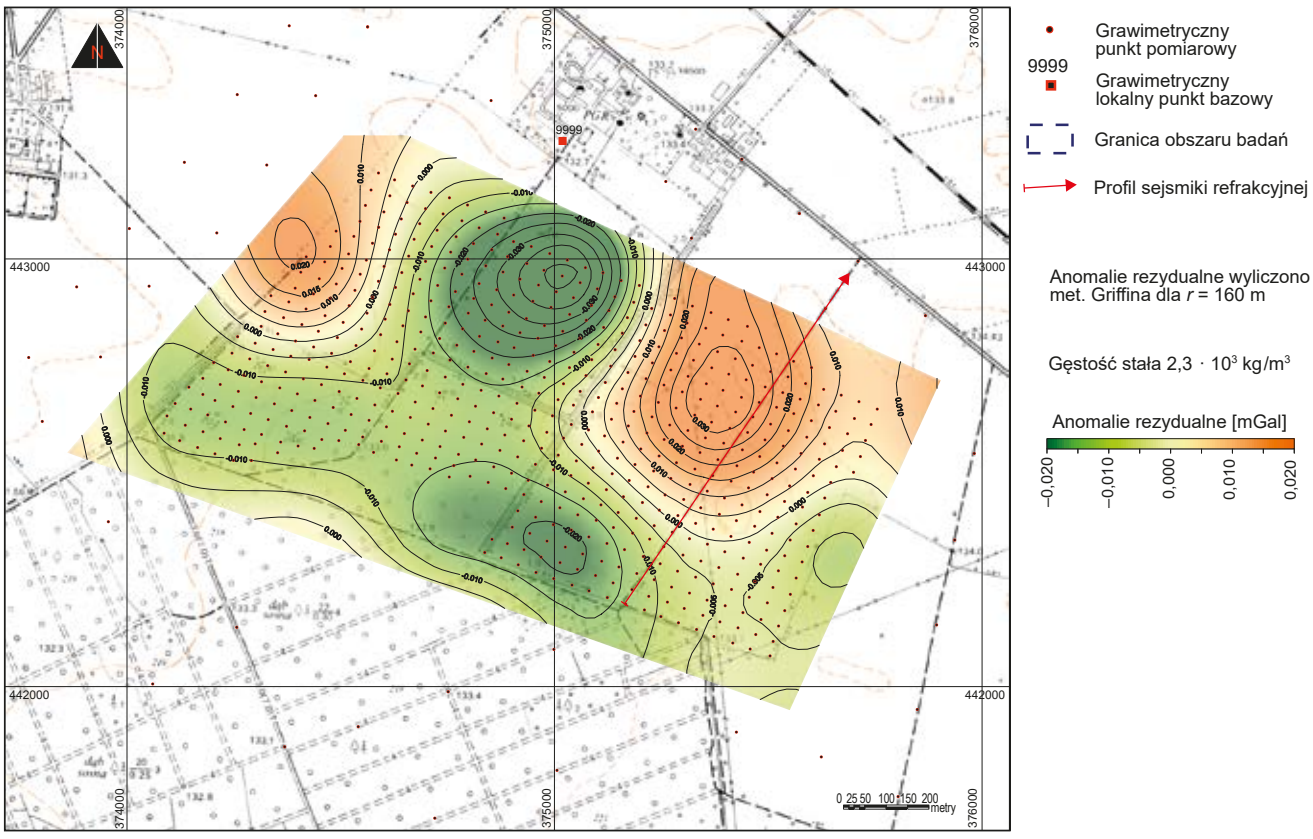
Rys. 109. Mapa grawimetryczna. Anomalie rezydualne dla warstwy teoretycznej 0–40 m

obserwacje uzyskane wierceniami, że gliny zwałowe występujące w podłożu różnicują się nieznacznie gęstością objętościową wynikającą z ich stanu. Obraz anomalii rezydualnych dla warstwy 0–80 m sugeruje, że w podłożu może występować warstwa węgla brunatnego o zmiennej miąższości, która nie została osiągnięta wierceniami. Ewentualny wpływ takiej warstwy powinien być dodatkowo wzięty pod rozwagę w analizie bezpieczeństwa składowania odpadów. Rozkład anomalii grawimetrycznych w redukcji Bouguera nie wskazuje, aby w podłożu potencjalnej lokalizacji składowiska występowały uskoki, jednak z uwagi na stosunkowo mały zasięg przestrzenny badań, wnioski te należy traktować z ostrożnością. Dlatego w celu dodatkowej weryfikacji przeprowadzono badania sejsmiczne z zastosowaniem techniki sejsmiki refleksyjnej, która pozwala na zobrazowanie głębszych warstw podłoża.

Refleksyjne badania sejsmiczne są rzadko stosowane w zadaniach związanych z geologią inżynierską. Rozdzielczość tej techniki, szczególnie w płytkich warstwach, zwykle nie jest satysfakcjonująca, a często obrazowanie warstw położonych płycej niż kilkadziesiąt metrów pod powierzchnią terenu w ogóle nie jest możliwe. Niemniej, przy szczególnych zadaniach, gdzie konieczne jest rozpoznanie warstw głębiej leżących, technika ta może być przydatna. Stosowana jest przede wszystkim do określenia położenia i geometrii (nachylenia, ciągłości) warstw w ośrodku gruntowo-skalnym na głębokości od kilkudziesięciu do nawet kilku tysięcy metrów, natomiast nie nadaje się do precyzyjnego określania pola prędkości fal sejsmicznych w ośrodku. W przypadku badań potencjalnej lokalizacji składowiska, technika sejsmiki refleksyjnej miała na celu określenie położenia warstw w podłożu podkenozoicznym. Przyjęto założenie, że wykazanie nieciągłości warstw w podłożu (w tym przypadku przede wszystkim warstw triasowych) może dowodzić istnienia uskoków. Przemieszczenie spągu osadów kenozoicznych mogłoby dodatkowo wskazywać na stosunkowo niedawną aktywność takiego uskoku.

Badania sejsmiczne techniką refleksyjną były wykonane na obszarze potencjalnej lokalizacji składowiska przy okazji innych badań sejsmicznych. Zastosowano rozstaw pomiarowy o długości 470 m i składający się z 48 kanałów aktywnych rejestrujących za pomocą geofonów fale sejsmiczne wywołane w kolejnych miejscach wzdłuż linii pomiarowych. Linie pomiarowe przecinały cały obszar potencjalnej lokalizacji składowiska w kierunku SW–NE, równolegle, co ok. 150 m. Rejestracja wzdłuż linii pomiarowych dłuższych niż 470 m wymagała zastosowania techniki roll-along, czyli segmentowego przesuwania układu pomiarowego w trakcie pomiarów. Geofony rozmieszczono w równych odstępach co 10 m, a kolejne punkty strzałowe rozmieszczano przy każdym geofonie (również co 10 m). Jako źródło fali sejsmicznej wykorzystano szerokopasmowe źródło impulsowe (kafar napędzany hydraulicznie uderzający masą 250 kg w ziemię). Energia źródła wystarczyła, aby zarejestrować odbicie fal sejsmicznych od granic na głębokości nie mniejszej niż 600 m.

Do pozyskanych danych terenowych zastosowano procedurę wspólnego punktu głębokościowego (CDP, ang. *common depth point*). W celu przybliżonego określenia głębokości poszczególnych granic dokonano uproszczonej konwersji



Rys. 110. Mapa grawimetryczna. Anomalie rezydualne dla warstwy teoretycznej 0–80 m

czasowo-głębokościowej, zakładając stały profil prędkościowy dla całej sekcji. Procedurom przetwarzania CDP są poświęcone liczne publikacje, w tym kompendium „Seismic data analysis" (Yilmaz, 2001) lub polski podręcznik „Przetwarzanie sejsmiczne" (Kasina, 1998). Jedną z uzyskanych sekcji czasowych prezentuje rysunek 111.

Na sekcji dobrze zaznacza się seria płasko leżących horyzontów refleksyjnych. Część z nich można śledzić na całej długości sekcji, natomiast część kontynuuje się jedynie na pewnym odcinku. Najlepiej jest widoczna seria horyzontów o wysokiej intensywności, ograniczona dwoma wyraźnymi refleksami zlokalizowanymi na poziomie ok. 180 i 250 milisekund [ms]. Refleksy te odpowiadają najprawdopodobniej granicom warstwy węgla brunatnego zlokalizowanej na głębokości 160–220 m p.p.t., o dużym zróżnicowaniu wewnętrznym. Granica spągowa tej warstwy jest ciągła i przebiega horyzontalnie, co świadczy o tym, że nie została przemieszczona uskokiem. Drugi, wyraźny horyzont refleksyjny kontynuujący się na całej długości sekcji jest zlokalizowany na poziomie 600–620 ms, co odpowiada w przybliżeniu głębokości 580–600 m p.p.t. Granica ta charakteryzuje się gwałtownym wzrostem wartości prędkości. Na podstawie korelacji z profilami głębokich otworów wiertniczych wykonanych w sąsiedztwie obszaru badań, można stwierdzić, że horyzont ten odpowiada granicy litologicznej pomiędzy skałami węglanowymi facji wapienia muszlowego a skałami ilastymi kajpru (w przybliżeniu odpowiada granicy triasu środkowego i górnego). Horyzont ten jest wyraźnie nieciągły. Około 550 m profilu horyzont refleksyjny obniża się skokowo o ok. 40 ms, a następnie w okolicach 750 m ponownie się podnosi. Zmiana położenia horyzontu refleksyjnego odpowiada zmianie położenia granicy o ok. 30 m i można ją traktować jako efekt istnienia niewielkiego rowu tektonicznego. Przerwanie ciągłości granicy jest związane z występowaniem uskoków.

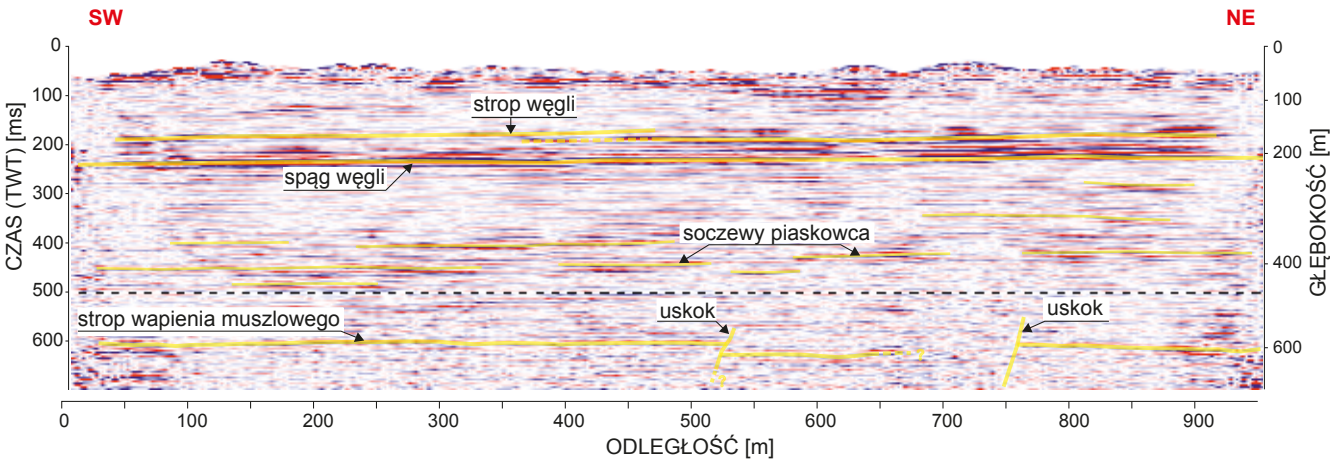
Pomiędzy stropem wapienia muszlowego a spągiem węgla brunatnego w sąsiadujących otworach wiertniczych występuje miąższa seria skał ilastych facji kajpru. Poza iłowcami, w serii tej zidentyfikowano występowanie wkładek piaskowców. Na sekcji sejsmicznej w tej części zaznaczają się liczne horyzonty refleksyjne o ograniczonej rozciągłości do kilkuset metrów. Horyzonty te odpowiadają ograniczonym przestrzennie soczewom piaskowców występującym w otoczeniu skał ilastych i pylastych. Część z granic tych warstw kontynuuje się nienaruszona ponad granicą uskokową zarejestrowaną w stropie wapienia muszlowego, co wskazuje na fakt, że uskok nie przecina skał kajpru. Uskok albo powstał na przełomie środkowego i późnego triasu, albo też jest późniejszy, ale skały ilaste kajpru spowodowały, że wygasa w tych skałach. Badania sejsmiczne wykonane techniką refleksyjną uzupełniły przeprowadzone badania grawimetryczne. Dzięki nim zidentyfikowano warstwę węgla brunatnego i osadzono ją na głębokości większej niż można było wnioskować na podstawie samych badań grawimetrycznych. Badania sejsmiczne pozwoliły również na identyfikację uskoków, które oddziałują do głębokości ok. 600 m i wygasają wyżej.

8.5. ROZPOZNANIE PUSTEK I STREF ROZLUŹNIEŃ W PODŁOŻU BUDOWLANYM W REJONIE BYŁEJ EKSPLOATACJI GÓRNICZEJ PROWADZONEJ W WYSADZIE SOLNYM (STUDIUM PRZYPADKU)

Tekst na podstawie publikacji: Ostrowski C., Ostrowska K., Pisula M., 2010 „Badania mikrograwimetryczne w rejonie wysadu solnego w Wapnie". Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych Sp. z o. o. Archiwum Hydro-Nafta, Piła. Praca zrealizowana na zlecenie firmy Hydro-Nafta Spółka z o. o. w Pile.

Procesy fizyczne zachodzące w eksploatowanym górotworze, a mające wpływ na powstanie deformacji nieciągłych powierzchni terenu, są bardzo trudne do przewidzenia. Zaprezentowany przykład pokazuje pozytywne wyniki zastosowania badań mikrograwimetrycznych wykonanych w celu wykrycia zagrożeń na powierzchni terenu nad eksploatowanym wysadem solnym i w jego otoczeniu.

Informacje o wpływach eksploatacji górniczej są szczególnie potrzebne wtedy, gdy w bliskim sąsiedztwie wyrobisk górniczych pojawiają się deformacje nieciągłe, w tym zapadliska. Ze względów bezpieczeństwa przede wszystkim istotne jest uzyskanie odpowiedzi na pytanie o stan górotworu,



Rys. 111. Czasowa sekcja sejsmiczna z interpretacją horyzontów refleksyjnych

geomechaniczne przyczyny tego stanu i ewentualne powiązanie z warunkami geologiczno-górniczymi (Kortas, 2007).

Jedną z metod geofizycznych, która pozwala prognozować deformacje nieciągłe powierzchni terenu jest mikrograwimetria. Zastosowanie tej metody może być pomocne do prognozowania wielu zagrożeń geologicznych. Zagrożenia te mogą być w danym przypadku wywołane przebiegiem naturalnych procesów fizycznych zachodzących np. w wysadzie solnym, czy innego rodzaju górotworze, lub czynnikami antropogenicznymi, w tym dokonanymi lub prowadzonymi robotami górniczymi w górotworze (Fajklewicz, 1972, 1980, 2007).

Cel i przeznaczenie wyników prac

W analizowanym przykładzie celem i zadaniem geofizycznym było rozpoznanie warstwy przypowierzchniowej do głębokości 20 m na obszarze pogórniczym zlikwidowanej kopalni soli w Wapnie. Opisana metodyka i uzyskane wyniki mogą być wsparciem w podobnych pracach, gdzie występują geozagrożenia w postaci pustek.

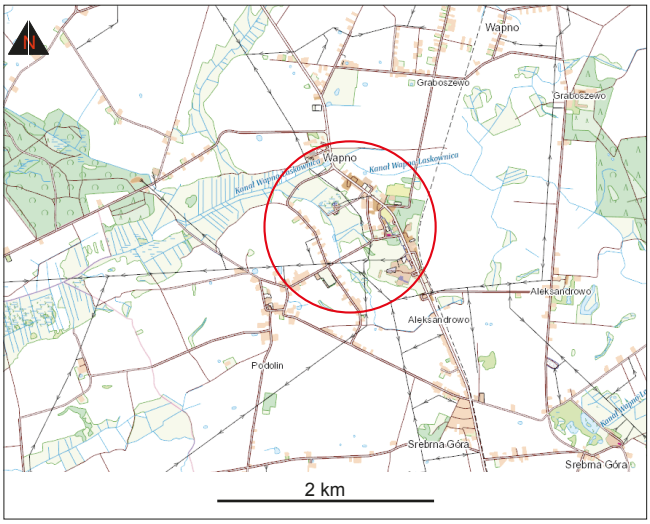
W tym przypadku rozpoznanie przeprowadzono pod kątem lokalizacji rozluźnień i pustek w ośrodku gruntowym i ośrodku skalnym, mogących powodować deformacje powierzchni terenu. Prognozowanie (monitorowanie) tego rodzaju zagrożeń umożliwia podjęcie wyprzedzających działań zabezpieczających.

Badania dotyczyły głównie identyfikacji rejonów charakteryzujących się niedoborem (ubytkiem) mas skalnych. Ubytek masy utworów przypowierzchniowych może mieć związek m.in. z procesami sufozji (wypłukiwania) lub krasu (rozpuszczania) powiązanymi z wyrobiskami po dawnej eksploatacyjnej działalności górniczej. O ile pustki występujące płytko można wykryć wierceniami, sondami lub metodami geofizycznymi (np. ERT lub GPR), tak pustki i znaczące rozluźnienia znajdujące się na większych głębokościach (np. 20–50 m i głębiej) są bardzo trudne do rozpoznania. Górotwór dąży do samolikwidacji występujących w nim pustek skalnych. Następuje to m.in. przez ekspansję rozluźnień utworów w różnych kierunkach, także ku górze. Z jednej strony takie „migrowanie" rozluźnień w kierunku powierzchni terenu powoduje niebezpieczeństwo powstania zapadlisk. Z drugiej jednak strony rozluźnienia „przemieszczające się" na mniejszą głębokość stwarzają możliwość ich wykrycia metodami geofizycznymi nienaruszającymi środowisko geologiczne, np. przez zastosowanie metody mikrograwimetrycznej (Fajklewicz, 1980, 2007; Fajklewicz, Ostrowski, 2010).

W opisanym przykładzie postawione zadanie zrealizowano dzięki opracowaniu i interpretacji jakościowej obrazów grawimetrycznych – podstawowej mapy anomalii w redukcji Bouguera i zestawu map anomalii rezydualnych siły ciężkości na potrzeby zidentyfikowania rozluźnień i pustek w górotworze po zakończonej eksploatacji soli w rejonie wysadu solnego w Wapnie.

Obszar badań

Obszar badań jest zlokalizowany w miejscowości Wapno w powiecie wągrowieckim (województwo wielkopolskie). Rejon prac obejmował dawny obszar górniczy, należący do zlikwidowanej po katastrofie górniczej w 1977 r. kopalni soli, i jego otoczenie. Teren badań wynosił ok. 72 ha i głównie stanowił centralną część miejscowości Wapno wraz z infrastrukturą oraz z pozostałościami zagospodarowania terenu po byłej kopalni. Ogólną lokalizację omawianego obszaru przedstawiono na rysunku 112.



Rys. 112. Obszar badań w rejonie wysadu solnego Wapno (podkład – mapa BDOT10)

Zarys budowy geologicznej (Górski i in., 2008)

Wysad solny Wapno rozwinął się na pograniczu dwóch jednostek mezozoicznych: wału kujawskiego i niecki mogileńskiej. Struktura ta jest diapirem solnym leżącym w osi antykliny solnej o przebiegu NW–SE, która wynurza się spod młodszych utworów niecki mogileńskiej i w kierunku północno-zachodnim łączy się z główną strukturą wału pomorsko-kujawskiego.

Bezpośrednią otulinę ciała solnego stanowią wapienie i margle oksfordu górnego i kimerydu dolnego. Utwory kredowe nie przylegają bezpośrednio do wysadu, lecz prawdopodobnie występują w odległości 250–500 m od niego. Utwory dolnokredowe to piaskowce, iłowce, mułowce oraz piaski glaukonitowo-kwarcowe. Kreda górna jest reprezentowana przez wapienie, margle, kredę, opoki i piaskowce margliste. Miąższość kredy wynosi 100–2000 m.

Omawiany wysad solny składa się z dwóch elementów: właściwego słupa solnego i przykrywającej go czapy gipsowej. Rozmiary wysadu solnego określone zasięgiem czapy gipsowo-iłowej są niewielkie i wynoszą ok. 350 × 900 m. Dłuższa oś wysadu jest zgodna z ogólnym kierunkiem antyklinorium pomorskiego.

Morfologia stropu zwierciadła solnego jest zróżnicowana na skutek nierównomiernego ługowania wychodni soli kamiennych i potasowo-magnezowych. Lustro solne znajdowało się pierwotnie na głębokości rzędu 155–175 m. Występowały tu głębokie formy krasowe do głębokości nawet 220 m. W trakcie katastrofalnego zalania kopalni strop soli oraz solny filar uległy znacznemu przemodelowaniu. Pojawiły się leje i niecki krasowe, a przepływ wód do wyrobisk doprowadził do przerwania i dalszego ługowania półki stropowej.

W wyniku ługowania soli rozwinęła się czapa gipsowo-iłowa zawierająca ponadto porwaki utworów mezozoicznych. W centralnej części wysadu czapa sięga powierzchni terenu (obszar tzw. gipsiaka), natomiast w strefach peryferycznych jej strop występuje na głębokościach rzędu 20–80 m. Rozpuszczanie skał gipsowych i solnych doprowadziło do powstania w obrębie czapy głębokich form erozyjnych związanych z suberozją i krasem.

Ponadto czapa w części osiowej jest rozcięta głęboką strukturą erozyjną w formie rynny sięgającej miejscami lustra solnego. Czapę gipsową przykrywają osady stanowiące jej zwietrzelinę (mułki i iły zawierające porwaki gipsowe). Pozostały nadkład stanowią osady trzeciorzędowe[18] i czwartorzędowe. Osady te, obok utworów zwietrzelinowych, wypełniają formy erozyjne w obrębie czapy, gdzie stwierdza się ich największą miąższość. Trzeciorzęd reprezentują utwory formacji burowęglowej (piaski drobnoziarniste i pylaste, mułki, węgiel brunatny) oraz iły.

Osady plejstoceńskie pokrywają cały obszar z wyjątkiem stref wychodni gipsów. Są to głównie gliny lodowcowe i utwory piaszczysto-żwirowe występujące w formie soczew, płatów i warstw z reguły o ograniczonych rozmiarach.

W otoczeniu wysadu solnego w Wapnie ponad utworami mezozoicznymi występują piaszczyste oligoceńsko-mioceńskie osady o zróżnicowanej miąższości (maksymalnie do 150 m), zalegające na głębokościach, na których znajduje się zwierciadło solne oraz czapa gipsowa. W otoczeniu wysadu miąższość osadów czwartorzędowych jest zmienna – od ok. 20 m do maksymalnie 60 m.

Warunki hydrogeologiczne (Górski i in., 2008)

Zalanie kopalni soli w Wapnie przyczyniło się do znaczącej zmiany warunków hydrogeologicznych zarówno w obrębie samej struktury solnej, jak i w jej otoczeniu. W wyniku katastrofy w kopalni i związanym z tym wymuszonym dopływem wód z nadkładu i otoczenia czapy (z poziomów czwartorzędowych i trzeciorzędowych) nastąpiło polepszenie parametrów filtracyjnych czapy gipsowej. Ponadto polepszyła się strefa kontaktu czapy z otaczającym ją poziomem oligoceńsko-mioceńskim na skutek gwałtownego odpływu wód z bezpośredniego otoczenia do wysadu. W efekcie doprowadziło to do powstania licznych zapadlisk i znaczących zmian warunków hydrogeologicznych, zagrażających środowisku geologicznemu i powierzchni terenu.

Na podstawie analizy wyników wierceń i wykonanych po katastrofie badań, w rejonie wysadu solnego Wapno można wyróżnić cztery piętra wodonośne w osadach:
- czwartorzędowych w otoczeniu wysadu;
- nadkładu czapy gipsowej;
- czapy gipsowej;
- trzeciorzędowych.

Sytuację geologiczną na głębokości 50 m n.p.m. zobrazowano na rysunku 113.

[18] Nazwę „trzeciorzęd" zachowano zgodnie z cytowaną pracą, lecz oficjalnie nie używa się już tego terminu. Paleogen i neogen są obecnie traktowane jako samodzielne okresy ery kenozoicznej.

Metodyka i technika pomiarów

W ramach prac grawimetrycznych przeprowadzono następujące czynności:
- wykonano uzupełniające pomiary dwóch przęseł sieci grawimetrycznej, łączące nowy punkt podstawowy z punktami osnowy grawimetrycznej kraju;
- wykonano pomiary siły ciężkości na wszystkich wytyczonych stanowiskach pomiarowych;
- wykonano 484 nawiązawcze pomiary siły ciężkości na stanowisku bazowym (podstawowym), w tym także pomiary przęseł sieci podstawowej;
- przestrzegano zasady, żeby czas trwania ciągów pomiarowych nie przekraczał 6 godzin, a dryft grawimetru był mniejszy niż 0,1 mGal/godz.;
- wykonano pomiary wysokości statywu na wszystkich stanowiskach grawimetrycznych, co umożliwiło redukcję pomiarów do powierzchni fizycznej Ziemi.

W ramach prac terenowych wykonano niezbędne prace geodezyjne, a następnie przeprowadzono pomiary grawimetryczne metodą punktów pośrednich w dwóch strefach (rys. 113):
- w strefie A (wewnętrznej) o powierzchni ok. 42 ha, w siatce pomiarowej o bokach 12,5 m z dogęszczeniami w trzech wytypowanych rejonach;
- w strefie B (zewnętrznej) o powierzchni ok. 30 ha, w siatce pomiarowej o bokach 20 m.

Łącznie wykonano pomiary grawimetryczne na ponad 3472 planowanych stanowiskach (rys. 114).

Na obszarze badań wyznaczono dwie strefy o potencjalnie zróżnicowanym zagrożeniu deformacjami powierzchni terenu.

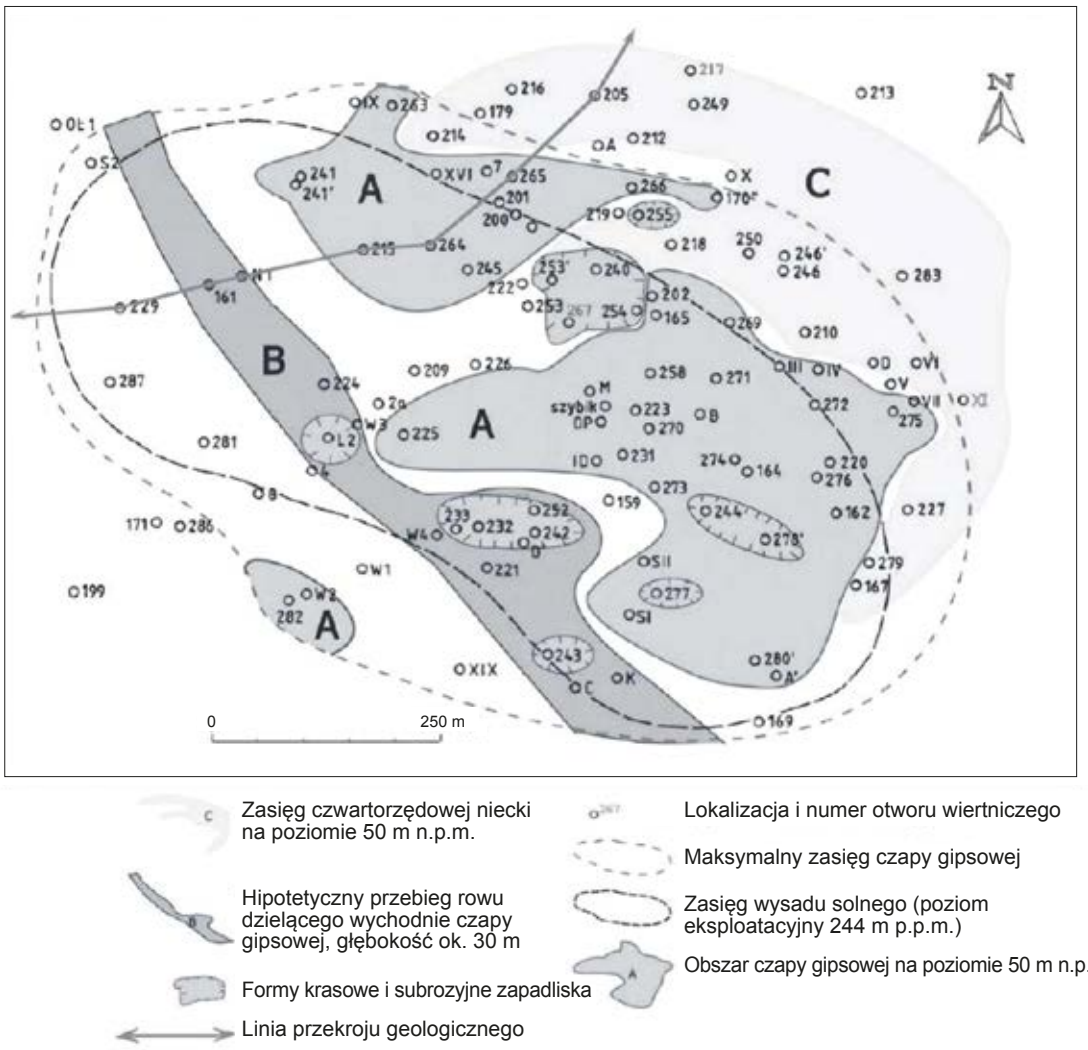
Strefa wewnętrzna o powierzchni 42 ha oznaczona literą A (rys. 113) została uznana za strefę o wyższym zagrożeniu – obejmuje ona teren gipsiaka i płytkiego występowania czapy wysadu oraz obszar objęty deformacjami nieciągłymi powierzchni z lat 1977–1978, w tym tereny zabudowane.

W otoczeniu wymienionego pola jest położona strefa zewnętrzna oznaczona jako B (rys. 113), o powierzchni 30 ha.

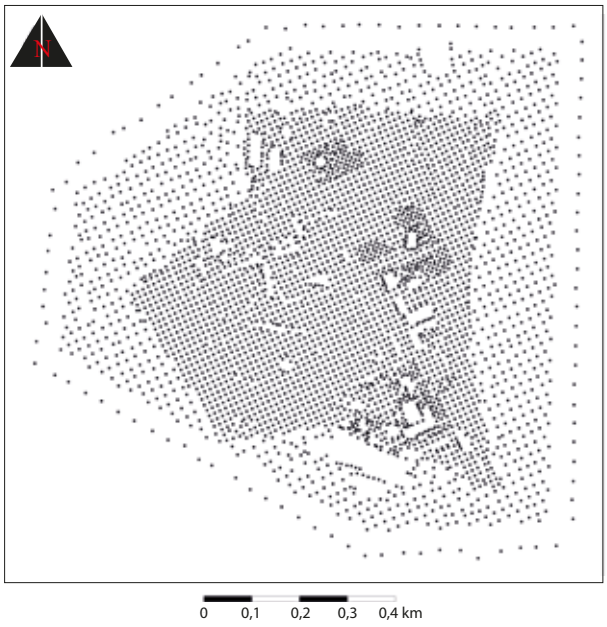
W tych strefach zastosowano różne zagęszczenie stanowisk pomiarowych. W obrębie pierwszego wymienionego pola (strefa A) wytyczono i zastabilizowano stanowiska (punkty) pomiarowe w węzłach siatki o bokach 12,5 m. Na polu zewnętrznym (strefa B) założono stanowiska grawimetryczne w siatce o długości boków 20 m. Liczne przesunięcia punktów w stosunku do siatki regularnej były spowodowane przeszkodami terenowymi.

W otoczeniu siatki pomiarowej strefy zewnętrznej B, w odległości 50–70 m od siatki, założono ciąg punktów dodatkowych przy odległościach wzajemnych co 30–60 m – wynikało to z uwarunkowań metodyki interpretacji.

Grawimetryczne pomiary na obszarze badań wykonywano metodą punktów pośrednich, wg schematu: A, 1, 2, 3.... n, A lub B (gdzie: A, B... – pomiar na punkcie podstawowym, 1, 2... – pomiar na punkcie rozproszonym). Pomiary prowadzono tak, żeby każdy ciąg rozpoczynał się i kończył pomiarem na punkcie podstawowym, dla którego, jak podano wcześniej, została wyznaczona wartość przyspieszenia siły ciężkości *g*. Czas trwania najdłuższych ciągów pomiarowych wynosił do 6 godzin, co jest zgodne z instrukcją obsługi stosowanych przyrządów.



Rys. 113. Mapa geologiczna ścięcia na poziomie 50 m n.p.m. (Górski i in., 2008)



Rys. 114. Schemat rozmieszczenia punktów pomiarowych w terenie

Dowiązania ciągów do punktu podstawowego pozwoliły na wyeliminowanie krótkookresowych dryftów „zera" przyrządu. Średnio- i długookresowe zmiany miejsca zerowego grawimetru, spowodowane głównie składową pionową sił lunisolarnych, były eliminowane w trakcie pomiarów przez program (w przypadku grawimetrów Scintrex jest to program wewnętrzny przyrządu) oparty na algorytmie Longmana. Poprawki lunisolarne mogą osiągać ±0,04 mGal/godz., a w ciągu dnia mogą zmieniać się nawet do ±0,3 mGal (Fajklewicz, 2007).

Wartości siły ciężkości wyznaczono dwukrotnie dla wszystkich stanowisk pomiarowych. Średni błąd kwadratowy pomiarów, obliczony na podstawie różnic z dwukrotnych (sporadycznie trzykrotnych) wyznaczeni, wyniósł ±0,007 mGal, czyli $0{,}007 \cdot 10^{-5}$ m/s^2, co spełnia wymogi stawiane pomiarom mikrograwimetrycznym.

Przetwarzanie danych pomiarowych

Źródłowe dane pomiarowe pozwoliły obliczyć wartości anomalii siły ciężkości w redukcji Bouguera (Fajklewicz, 2007), wg wzoru:

$$\delta g = g + (0{,}3086 - 0{,}0419 \cdot \sigma) \cdot h - \gamma_0 + \delta g_t$$

gdzie:

g – wartość siły ciężkości [mGal] wyrażona w systemie IGSN-71;

h – wysokość n.p.m. punktu pomiarowego [m] dla poziomu odniesienia Kronsztad;

σ – gęstość objętościowa utworów warstwy redukowanej [10^3 kg/m^3];

0;3086 h – poprawka wolnopowietrzna Faye'a [mGal] eliminująca wpływ wysokości położenia punktu pomiarowego względem poziomu odniesienia;

0419 · σ h – poprawka Bouguera [mGal] eliminująca składową pionową siły przyciągania kompleksu skalnego ograniczonego płaszczyznami poziomymi przechodzącymi przez punkt pomiarowy i poziom odniesienia;

γ_0 – normalna wartość siły ciężkości [mGal] obliczona w odniesieniu do powierzchni elipsoidy;

δg_t – poprawka topograficzna [mGal] eliminująca składową pionową przyciągania mas skalnych tworzących rzeźbę terenu.

Przetwarzanie danych pomiarowych obejmowało obliczenie wartości siły ciężkości, a następnie anomalii w redukcji Bouguera dla stałych (dwóch) i zmiennej gęstości utworów warstwy redukowanej. Otrzymane anomalie Bouguera zostały zapisane w postaci regularnych siatek wyinterpolowanych wartości, na podstawie których opracowano, w ramach prac interpretacyjnych, mapy grawimetryczne anomalii w redukcji Bouguera.

Interpretacja danych grawimetrycznych

Interpretację przeprowadzono pod kątem rozwiązania postawionego zadania. Obejmowała ona:

– opracowanie podstawowych map grawimetrycznych anomalii Bouguera dla stałej i zmiennej gęstości utworów warstwy redukowanej;
– transformacje pola siły ciężkości (anomalii Bouguera) i opracowanie rozkładów anomalii rezydualnych dla kilku przyjętych głębokości rozpoznania;
– analizę otrzymanego obrazu zaburzeń pola siły ciężkości.

Punktem wyjścia w interpretacji grawimetrycznej (jakościowej i ilościowej) są wartości anomalii siły ciężkości w redukcji Bouguera obliczone dla każdego punktu pomiarowego i zestawione w postaci katalogu danych, stanowiącego integralną część końcowego opracowania. Powierzchniowy obraz tych anomalii jest odzwierciedleniem rozkładu gęstości utworów skalnych zalegających pod punktem pomiarowym na równych głębokościach.

Analiza map anomalii Bouguera umożliwia wyciąganie wniosków o przestrzennym rozkładzie mas skalnych związanym z budową strukturalną, nieciągłościami tektonicznymi i innymi zależnościami litologiczno-gęstościowymi.

Opracowanie podstawowych map grawimetrycznych

Anomalie Bouguera obliczono dla gęstości stałych (2,25 i 2,05 · 10^3 kg/m^3) oraz dla gęstości zmiennej (2,00–2,09 · 10^3 kg/m^3 – w rejonie prac i dla najbliższego otoczenia).

Gęstość 2,25 · 10^3 kg/m^3 jest gęstością przyjmowaną umownie. Stanowi ona średnią dla utworów warstwy redukowanej na obszarze całego kraju. Anomalie dla tej gęstości obliczono jedynie w celu unifikacji danych grawimetrycznych dla obszaru Polski – nie będą one przedmiotem dalszych analiz ani transformacji.

Gęstość stała 2,05 · 10^3 kg/m^3 i zmienna (2,00–2,09 · 10^3 kg/m^3), których sposób określenia podano wcześniej, posłużyły do opracowania podstawowych map grawimetrycznych – anomalii Bouguera dla rejonu prac.

Gęstości zmienne do obliczeń anomalii, dla każdego punktu pomiarowego, zostały wyinterpolowane z opracowanego wcześniej rozkładu gęstości. Anomalie dla gęstości zmiennej z metodycznego punktu widzenia powinny być przedmiotem interpretacji grawimetrycznej. Taka zasada obowiązuje w standardowych pracach grawimetrycznych, w których jest analizowana budowa kompleksów skalnych występujących pod poziomem odniesienia, czyli pod poziomem morza. Ograniczeniem tej zasady może być mała ilość danych gęstościowych w rejonie prac. Inaczej przedstawia się problem gęstości objętościowej utworów warstwy redukowanej w przypadku badań mikrograwimetrycznych. W tej metodzie przedmiotem zainteresowania jest ośrodek skalny i/lub gruntowy, m.in. tworzący warstwę leżącą bezpośrednio pod powierzchnią terenu. Uwzględniając tę okoliczność oraz wyniki analiz gęstości utworów przypowierzchniowych oraz biorąc pod uwagę uwarunkowania przekształceń pomierzonego pola siły ciężkości, w metodzie mikrograwimetrycznej uzasadnione jest wykonywanie transformacji i interpretacji anomalii Bouguera dla gęstości stałej ustalonej dla obszaru prac.

Transformacje anomalii Bouguera

W ramach prac interpretacyjnych przeprowadzono transformacje rozkładu anomalii Bouguera (dla gęstości stałej). Zastosowana metoda transformacji pomierzonego pola oraz jej parametry zostały wybrane po analizie danych geologicznych i ukierunkowane na wyeksponowanie zaburzeń pola siły ciężkości pochodzących od zmian gęstości utworów przypowierzchniowych. Przedstawienie zaburzeń pola jest możliwe przez rozkład anomalii rezydualnych siły ciężkości.

Anomalie rezydualne obliczono metodą filtracji częstotliwościowej przy użyciu programu z pakietu OASIS_montaj. Anomalie uzyskano po zastosowaniu filtra 2D FFT (ang. *Fast Fourier Transform*), BTWR (ang. *Butterworth Filter*) i przyjęciu właściwej długości fali l, traktowanej jako parametr filtracji. Parametry dobrano tak, żeby uzyskany efekt grawitacyjny pochodził (teoretycznie) od utworów znajdujących się w przedziałach głębokości: 0–20; 20–50 i 50–100 m p.p.t.

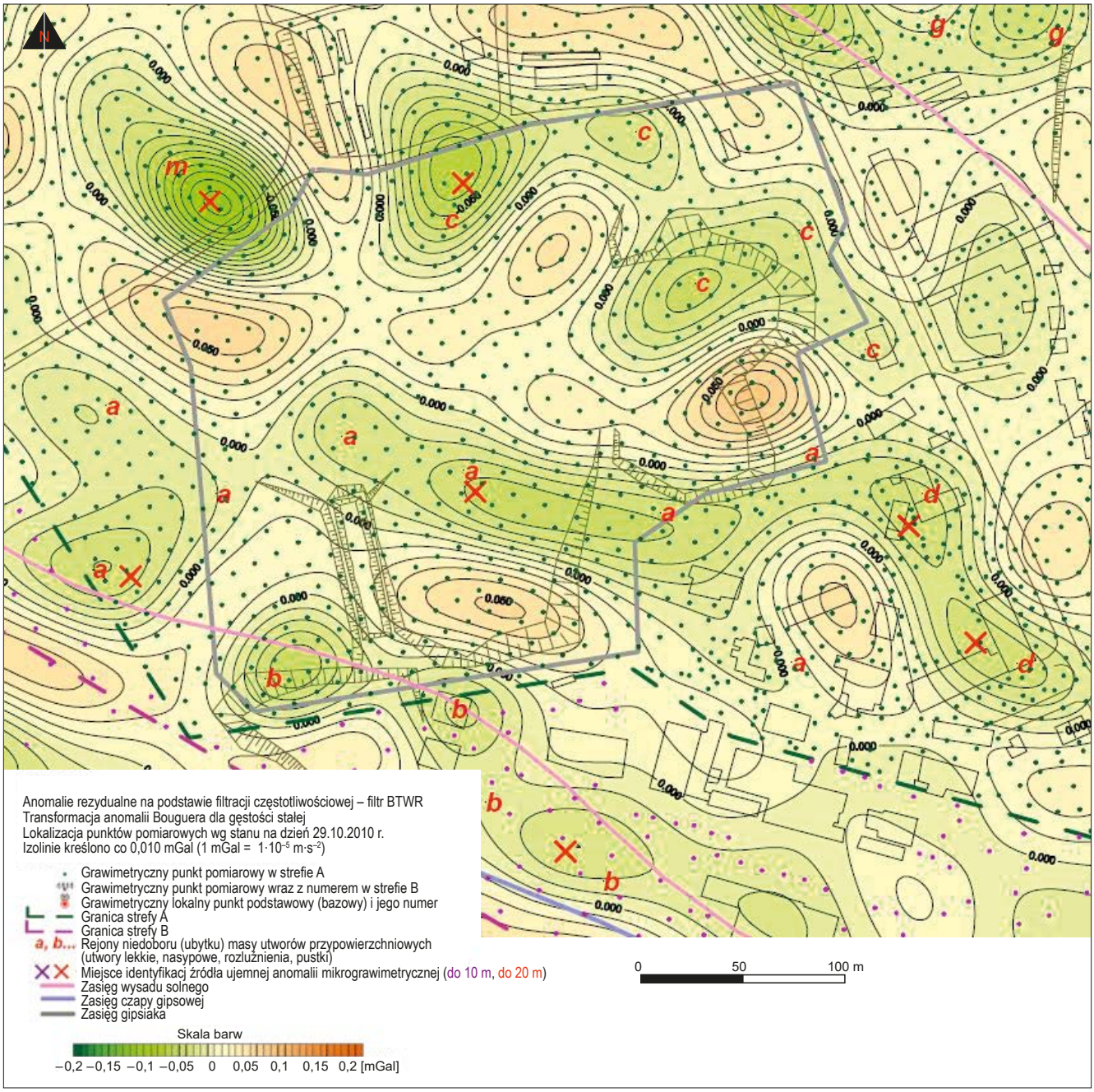
Uzyskane rozkłady anomalii rezydualnych wskazują na istnienie wyraźnych zaburzeń pola siły ciężkości. Należy jednak wyraźnie podkreślić, że podane na mapach przedziały głębokości rozpoznania należy traktować szacunkowo. Wynika to z superpozycji mierzonych wartości siły ciężkości pochodzących od wielu kompleksów i z braku możliwości jednoznacznego powiązania anomalii grawimetrycznych z głębokością ich źródła, zwłaszcza w ośrodku niejednorodnym gęstościowo, z jakim mamy do czynienia w pracach prospekcyjnych.

Wyniki prac

Wyniki prac zaprezentowano w postaci zestawu map grawimetrycznych, na których wydzielono anomalie związane z niedoborem (ubytkiem) masy utworów budujących ośrodek gruntowy i/lub skalny. Dla wyjaśnienia źródeł ujemnych form anomalnych zaproponowano wykonanie otworów sprawdzających.

Anomalie rezydualne obliczono dla trzech przedziałów głębokości: 0–20; 20–50 i 50–100 m p.p.t. W pierwszym przedziale głębokości (0–20 m) wprowadzono dla strefy A dwa podprzedziały: 0–10 m i 10–20 m (rys. 115), dla dokładniejszego ustalenia położenia źródeł anomalii. We wszystkich tych przypadkach rozkłady anomalii rezydualnych odzwierciedlają oddziaływanie grawitacyjne mas skalnych zalegających w rozpatrywanym interwale głębokości.

W obrazie anomalii pochodzących od utworów występujących na głębokości 0–20 m zarejestrowano kilka wyraźnych anomalii ujemnych (te bowiem stanowią przedmiot zainteresowania), z których każda jest związana z utworami o mniejszej gęstości objętościowej w porównaniu z gęstością utworów otaczających. Obniżenie gęstości może wynikać z istnienia pustki lub rozluźnienia utworów m.in. w wyniku działalności górniczej i towarzyszącemu jej krasowi lub procesowi sufozji, albo może być uwarunkowane litologicznie. Szczególnie charakterystyczne anomalie ujemne zarejestrowano w rejonach oznaczonych literami od (a) do (m).



Rys. 115. Fragment mapy grawimetrycznej przedstawiającej anomalie rezydualne dla orientacyjnej głębokości rozpoznania 10–20 m

Pierwsza z sygnalizowanych anomalii ujemnych, umownie nazwana literą (a), o charakterze pasmowym jest usytuowana w południowej części strefy A. Przecina rejon gipsiaka, a przed nim i za nim ma odgałęzienia odpowiednio na północny zachód i południowy wschód. Ma kilka miejsc ekstremalnie obniżonych wartości wynikających z niedoboru (ubytku) masy utworów skalnych, w których jest proponowane wykonanie otworów sprawdzających do głębokości 10 lub 20 m.

Przy południowej granicy strefy A i południowo-zachodniej granicy strefy B zarejestrowano również pasmową anomalię ujemną (b). Jej amplituda jest największa w obrębie gipsiaka i wiąże się z wyraźnym ubytkiem mas skalnych o lokalnym, niewielkim zasięgu. Przy oddalaniu się od gipsiaka amplituda maleje. W każdym z trzech minimów wartości kilkakrotnie przekraczają dokładności pomiarów, stąd uzasadnione jest wyjaśnienie źródeł anomalii odwiertami sprawdzającymi do głębokości 10 m.

W północno-wschodniej części gipsiaka ciągnie się sinusoidalnie pasmowa anomalia ujemna oznaczana literą (c). Ma jedno wyraźne minimum i dwa o mniejszych wartościach. Każde z minimów ma inny przebieg osi podłużnej, różny zasięg powierzchniowy i kształt, stąd prawdopodobnie są różne źródła kolejnych elementów tej formy anomalnej, ale w każdym przypadku anomalia odzwierciedla występowanie mniejszej masy osadów w stosunku do otoczenia.

Pomiędzy południowo-wschodnimi narożami gipsiaka i strefy A biegnie wydłużona forma anomalna (d) o znaku ujemnym. Ma dwa minima wartości, oba położone w bezpośrednim pobliżu zabudowań i oba wynikające z lokalnego ubytku masy utworów przypowierzchniowych, stąd istotne jest rozpoznania źródła sygnalizowanej formy anomalnej otworami do głębokości 20 m.

Wynikiem prac grawimetrycznych było wyznaczanie mapy ujemnych anomalii rezydualnych dla przedziału głębokości 0–20 m o wartościach równych i mniejszych od –0,025 mGal ($-0{,}025 \cdot 10^{-5}$ m/s^2) (rys. 116).

Formy anomalne (a–m) należy traktować jako obszary o niedoborze (ubytku) masy utworów przypowierzchniowych



Rys. 116. Zasięg ujemnych anomalii rezydualnych siły ciężkości o wartościach mniejszych niż –0,025 mGal i proponowana lokalizacja otworów wyjaśniających źródła anomalii

płytko zalegających. W wielu przypadkach takie niedobory mogą wskazywać na potencjalne zagrożenie powierzchni deformacjami nieciągłymi. W związku z tym źródła wykazanych anomalii ujemnych powinny być wyjaśnione otworami sprawdzającymi, zlokalizowanymi dokładnie we wskazanych, charakterystycznych punktach stref anomalnych.

W rejonie badań stwierdzono ponadto wiele niskoamplitudowych anomalii ujemnych, których wartości wynoszą powyżej –0,025 mGal, czyli mniej niż trzykrotny błąd pomiarów, a tym samym niedobory masy utworów skalnych w stosunku do otoczenia nie są zbyt duże. Należy jednak pamiętać, że nawet niewielkie niedobory (ubytki) masy spowodowane rozluźnieniami utworów płytko zalegających mogą się rozprzestrzeniać pod wpływem wypłukiwania materiału skalnego i stanowią wówczas niebezpieczeństwo dla powierzchni terenu.

Efekty badań mikrograwimetrycznych stanowią właściwy materiał do zintegrowanej interpretacji grawimetryczno-geologicznej, której wyniki mogą spowodować zmniejszenie liczby otworów sprawdzających.

8.6. BADANIA OBIEKTÓW HYDROTECHNICZNYCH I ICH PODŁOŻA

Skala przestrzenna obiektów hydrotechnicznych i zmiany w środowisku jakie zachodzą w wyniku ich powstania powoduje, że tego typu inwestycje są planowane zazwyczaj w długich perspektywach czasowych. W procesie inwestycyjnym dotyczącym obiektów hydrotechnicznych inne badania będą konieczne na etapie projektowania i budowy, kiedy trzeba rozpoznać podłoże przed budową samej konstrukcji i oszacować zagrożenie rozwojem ruchów masowych w dnie i na brzegach planowanego zbiornika, inne do oceny niszczenia elementów wynikających z rozmywania, osiadania czy korozji, a jeszcze inne do oceny stanu konstrukcji, która musi przejść modernizację lub remont.

Podejście badawcze zmienia się także w zależności od typu obiektów, a nawet w obrębie poszczególnych większych obiektów. Odmiennego podejścia i różnych metod badawczych wymaga rozpoznanie podłoża niż badanie samej konstrukcji, czy ośrodka gruntowo-skalnego w strefie brzegowej zbiornika.

Konstrukcje hydrotechniczne muszą spełniać ściśle określone wymogi bezpieczeństwa, ponieważ ich awarie mogą nieść za sobą niewyobrażalne konsekwencje. Do tej pory w Polsce nie odnotowano ofiar wskutek zdarzeń związanych z awariami takich budowli, jednak nawet w przypadku incydentów zniszczenia generowane przez falę powodziową były znaczące. Dla przykładu przelanie i w efekcie zniszczenie zapory ziemnej na małym zbiorniku Niedów na Dolnym Śląsku w 2010 r., której maksymalne spiętrzenie wynosiło zaledwie ok. 8 m, spowodowało w dolinie Nysy Łużyckiej falę powodziową o wysokości ocenianej na 4 m oraz poważne szkody w rejonie Zgorzelca (Kostecki, Rędowicz, 2014), a przerwanie wału przeciwpowodziowego w rejonie Płocka (w miejscowości Świniary) w tym samym roku spowodowało zalanie terenów o powierzchni ok. 60 km^2 zamieszkanych przez ponad 2500 osób (Wierzbicki i in., 2012).

Wysokie wymagania bezpieczeństwa i szeroki zakres problematyki badań wykorzystywanych w zagadnieniach związanych z budownictwem hydrotechnicznym powoduje, że bezinwazyjne metody pomiarowe są chętnie stosowane do rozpoznania tych obiektów. Dotyczy to zarówno metod przeznaczonych do poszczególnych elementów konstrukcji (zwłaszcza systemów precyzyjnego pomiaru odkształceń wbudowanych na stałe w budowle, jak inklinometry i sieci reperów), jak i narzędzi z katalogu metod badań geofizyki inżynierskiej. Do konstrukcji betonowych od lat wykorzystuje się georadar, ale także techniki sejsmiczne oparte na zastosowaniu fal bezpośrednich. Metody sejsmiczne i geoelektryczne są stosowane do rozpoznania podłoża budowli i do określania składu samych konstrukcji ziemnych, a w ostatnich latach są podejmowane próby zastosowania metod elektromagnetycznych do szybkiego, przesiewowego badania wałów przeciwpowodziowych (Sieiński, Śliwiński, 2020).

W rozdziale zaprezentowano wyniki badań geofizycznych przeprowadzonych na czterech różnych obiektach hydrotechnicznych. Pierwszy przykład prezentuje przypadek badań przeprowadzonych na wale przeciwpowodziowym Wisły w rejonie Bydgoszczy-Fordonu. Drugi dotyczy zapory ziemnej, trzeci prezentuje badania struktury zapory betonowej, natomiast czwarty przedstawia możliwości oceny stanu technicznego zapory betonowej. Zaprezentowane badania nie pokrywają zakresu zagadnień związanych z badaniami obiektów hydrotechnicznych, a jedynie prezentują przykłady badań na obiektach o różnych skalach.

8.6.1. Badania geofizyczne wałów przeciwpowodziowych

Według danych Państwowego Gospodarstwa Wodnego Wody Polskie (https://www.wody.gov.pl), w kraju istnieje ponad 8600 km wałów przeciwpowodziowych, a wiele z nich wymaga modernizacji. Sama diagnoza stanu tak rozległej infrastruktury przeciwpowodziowej wymaga wprowadzenia metod szybkich badań przesiewowych, które pozwolą na identyfikację odcinków i miejsc szczególnie zagrożonych uszkodzeniem lub przerwaniem. Wielokrotnie wykazano, że bezinwazyjne metody geofizyczne dają dobre rezultaty w rozpoznaniu budowy wałów i ich podłoża, jednak badania zwykle są stosowane na krótkich fragmentach wałów (Gołębiowski i in., 2012; Cygal i in., 2015). Obecnie wprowadza się metody geofizyczne do przesiewowej kontroli stanu technicznego wałów przeciwpowodziowych. W wytycznych IMGW jako wiodące proponuje się badania konduktometryczne, a badania georadarowe i inne są rzadziej rekomendowane (Sieiński, Śliwiński, 2020). Badania geofizyczne są jednak wciąż traktowane jedynie jako uzupełniające.

Wał przeciwpowodziowy Wisły w rejonie Fordonu (Bydgoszcz) jest zlokalizowany na zachodnim brzegu rzeki i chroni rozległy teren tarasów wykorzystywanych w przewadze rolniczo i częściowo zabudowanych. W rejonie chronionym wałem jest zlokalizowana również newralgiczna instalacja oczyszczalni ścieków miasta Bydgoszczy, która wymaga

skutecznej ochrony przeciwpowodziowej. Wał jest tak zbudowany, że dwoma krańcami opiera się o zerodowaną wysoczyznę polodowcową i tworzy łuk o długości ponad 5,5 km. Ma wysokość 4,5–5,0 m i szerokość u podstawy powyżej 35 m. W połowie wysokości wału, po stronie odpowietrznej (zachodniej), jest zbudowana półka o szerokości ok. 4 m. Wał przebiega po tarasach zalewowym i nadzalewowym, zbudowanych z piasków, mułków, mad i miejscami występujących torfów (Kozłowska, Kozłowski, 1992). W dwóch miejscach wał odcina od współczesnego koryta rzeki łukowate starorzecze Wisły. W części północnej starorzecze jest wykorzystywane przez potok i w wale jest zainstalowany przepust, natomiast w części południowej wał jest zbudowany bezpośrednio na starorzeczu, blokując je od strony rzeki. Zmienność osadów tarasów Wisły oraz obecność starorzecza powoduje, że w podłożu wału występują osady o zróżnicowanej litologii, a co za tym idzie – o różnych parametrach mechanicznych i różnej przepuszczalności.

Badania geofizyczne przeprowadzone na wale miały na celu wskazanie granicy pomiędzy podłożem gruntowym a nasypem, zobrazowanie zmienności podłoża wału oraz wskazanie miejsc, w których podłoże i konstrukcja wału mogą być podatne na zniszczenie w trakcie wezbrań powodziowych. Badania miały też przetestować przydatność dwóch szybkich metod geofizycznych do prowadzenia badań przesiewowych na dłuższych odcinkach wałów.

Wzdłuż całego wału wykonano profilowania elektromagnetyczne GCM, stosując czteropoziomowy konduktometr. Badania wykonano wzdłuż linii przebiegającej po osi korony wału i powtórzono na półce położonej w połowie wysokości wału, ok. 2,5 m poniżej korony. Rejestracji dokonywano automatycznie, w interwale czasowym równym 1 s, a urządzenie było przenoszone ręcznie przez idącego człowieka. Rejestracja co 1 s odpowiada w tym przypadku krokowi pomiarowemu odpowiadającemu w przybliżeniu 1 m. Dla każdego punktu pomiarowego urządzenie rejestrowało za pomocą wbudowanego odbiornika GPS pozycję geograficzną.

Zastosowany konduktometr wykonuje automatycznie pomiar indukowanego pola elektromagnetycznego dla 4 kombinacji położenia cewek nadawczych i odbiorczych, dzięki czemu uzyskuje się pomiar dla 4 teoretycznych warstw o grubości 6, 4, 2 i 1 m. Wyniki podawane w jednostkach przewodności (odwrotność oporności) są wartościami pozornymi i żeby uzyskać przekrój wartości rzeczywistych, należy wykonać procedurę inwersji. Przekroje wartości rzeczywistych (przeliczone do oporności) pozwoliły na rozpoznanie podłoża do głębokości nieznacznie ponad 6 m. Przeprowadzenie badań z korony wału pozwoliło zarejestrować rozkład oporności przede wszystkim w obrębie korpusu wału. Rejestracja wzdłuż niżej położonej półki pozwoliła na określenie rozkładu oporności również w podłożu wału. Wyniki zarejestrowane w terenie przetworzono za pomocą oprogramowania Aarhus Workbench GCM, uzyskując przekroje oporności właściwej.

Na jednokilometrowym odcinku wału, w miejscu, gdzie przecina on starorzecze, wykonano badania sejsmiczne techniką wielokanałowej analizy fal powierzchniowych (MASW). Linia pomiarowa przebiegała w osi korony wału. Zastosowano zestaw pomiarowy rejestrujący sygnał z 48 geofonów. Geofony o częstotliwości głównej 4,5 Hz były wbijane w grunt w równych odstępach co 2 m. Punkty strzałowe były przesuwane co 8 m wzdłuż linii pomiarowej, a jako źródła fal użyto młota ręcznego o wadze 10 kg, którym uderzano w ziemię. Rejestrację sygnału dla wszystkich geofonów włączał impuls odebrany z geofonu, przy którym zlokalizowany był punkt strzałowy. Po zarejestrowaniu fal dla wszystkich punktów rozmieszczonych wzdłuż rozłożonej linii pomiarowej, połowę geofonów przenoszono na koniec tej linii, przedłużając ją, a „strzelanie" kontynuowano co kolejne interwały ośmiometrowe. Procedurę taką (tzw. roll-along) kontynuowano aż do pokrycia pomiarami całej długości mierzonego odcinka. Następnie sejsmiczne dane pomiarowe posegregowano w programie do przetwarzania w ten sposób, że dla każdej rejestracji (odpowiadającej pojedynczemu strzałowi) z zestawu wybrano jedynie 24 geofony, zlokalizowane z jednej strony punktu strzałowego. W ten sposób każdy z plików powstałych z segregacji obejmował rejestrację fal dla układu o identycznej geometrii, gdzie geofony były położone względem źródła na odległościach pomiędzy 2 a 48 m.

Segregację i dalsze przetwarzanie wykonano w programie RadexPRO. Dla każdego wysegregowanego zapisu fal przeprowadzono transformację Fouriera, w której pole falowe zostało przekształcone tak, że dla poszczególnych zakresów częstotliwości określono prędkość fal. Dla każdego zapisu wykres rozkładu tej prędkości stanowi swego rodzaju mapę intensywności i nazywany jest obrazem dyspersji (ang. *dispersion image*). Na obrazie dyspersji ręcznie wyznaczono linię trendu odpowiadającą podstawowej modzie fal powierzchniowych. Zbiór tych linii trendu posłużył do konstrukcji przekroju prędkości fal powierzchniowych i przeprowadzenia procedury inwersji. Efektem przetwarzania był przekrój wartości prędkości fali sejsmicznej S (*Vs*), co pozwoliło na rozpoznanie zmienności wartości *Vs* do głębokości 12 m.

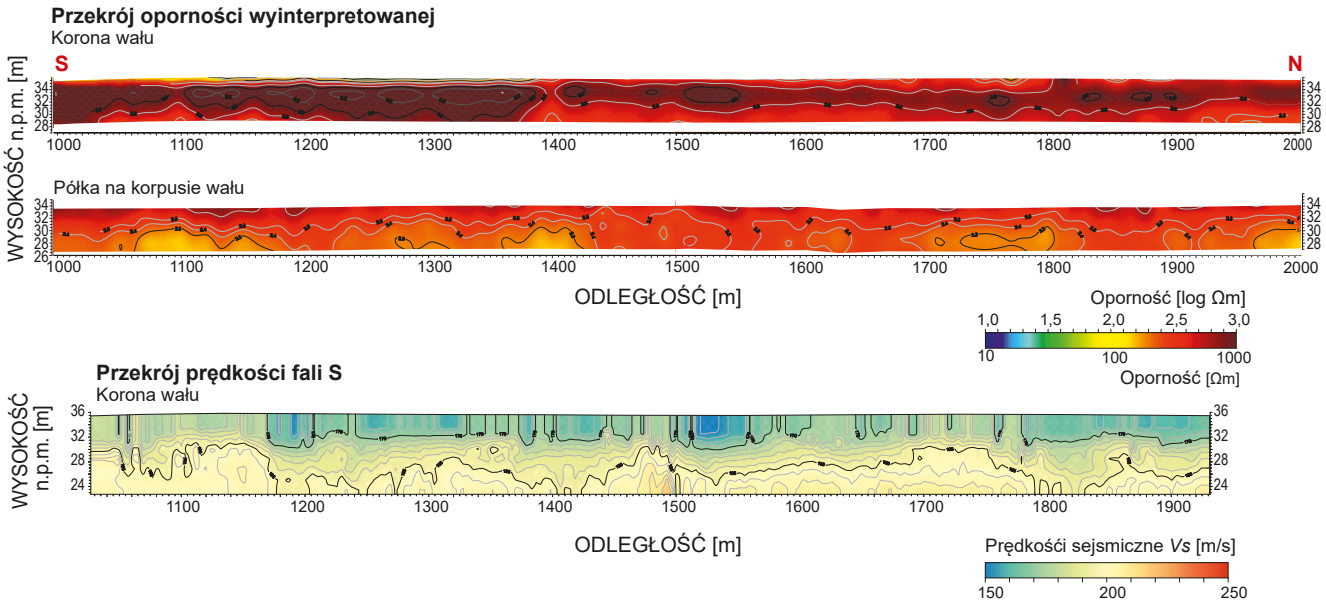
Uzyskane przekroje oporności i wartości *Vs* (na odcinku objętym oboma badaniami) zestawiono na rysunku 117.

Na przekrojach geoelektrycznych stosunkowo wyraźnie zaznaczają się dwie warstwy ośrodka. Górna warstwa charakteryzuje się wyższymi wartościami oporności, natomiast dolna – niższymi. Wartości w przekrojach wykonanych z korony wału i z półki różnią się dość istotnie, natomiast położenie granicy dla obu przekrojów jest podobne i przebiega ok. rzędnej 31 m. W przekroju wykonanym z korony wału wartości oporności w górnej warstwie dochodzą i przekraczają 1000 Ωm. Za wartość graniczną można przyjąć ok. 600 Ωm. Najniższe zarejestrowane wartości w niższej warstwie w przekroju z korony nie spadają poniżej 250 Ωm. W przekroju wykonanym z półki, w warstwie górnej, wartości sięgają jedynie 400 Ωm, a za wartość graniczną warstwy dolnej można przyjąć 250–300 Ωm. Najniższe zarejestrowane wartości oporności nie spadają poniżej 150 Ωm. Granica pomiędzy warstwami nie jest wyznaczona na podstawie wartości oporności – wartości te w dwóch przekrojach zachodzą na siebie – natomiast zaznacza się w postaci gradientu wartości oporności i w przypadku obu przekrojów przebiega współkształtnie, falując pomiędzy rzędną 30 a 32 m n.p.m. Różnice w war-

tościach oporności pomiędzy dwoma przekrojami można interpretować na różne sposoby. Może być to efekt zmiany składu litologicznego materiału, z którego jest zbudowany wał w części centralnej i w części pod półką lub też wynikać z różnej wilgotności tych dwóch części. Granica między warstwami przebiega w przybliżeniu na wysokości oryginalnej powierzchni terenu, jednak można obserwować odcinki, w których przebiega głębiej. Górną, wysokooporową warstwę należy uznać za antropogeniczną (nasyp wału), natomiast dolną za grunty naturalne (osady aluwialne). Strefy, w których granica warstw przebiega poniżej oryginalnej powierzchni terenu można interpretować jako miejsca, gdzie w podłożu wału grunty naturalne są zbudowane z piasków o grubszym uziarnieniu i w efekcie o wyższej oporności. Takie osady zlewają się na przekroju geoelektrycznym z materiałem, z którego jest zbudowany wał i zwykle mają wyższą przepuszczalność. Zlokalizowane bezpośrednio w podłożu wału mogą stanowić drogę wzmożonej migracji wody w trakcie wezbrania powodziowego i mogą preferencyjnie ulegać sufozji – głównej przyczynie awarii wałów przeciwpowodziowych (Wierzbicki i in., 2012). Zasięg przestrzenny stref, w których granica warstwy wysokooporowej obniża się poniżej oryginalnej powierzchni terenu, zaznaczono na dolnym wykresie rysunki (rys. 117).

Przekrój wartości prędkości fali sejsmicznej S uzyskany techniką MASW ukazuje, że zakres zmienności wartości *Vs* na całym przekroju jest nieznaczny. Ekstremalne zarejestrowane wartości 150 i 215 m/s są niewielkie i wskazują na niską sztywność ośrodka. Takich prędkości można się spodziewać we współczesnych aluwiach zbudowanych z niezagęszczonych piasków i namułów oraz w nasypach antropogenicznych. Pomimo ogólnie niskich wartości *Vs*, na przekroju można zaobserwować występowanie dwóch warstw badanego ośrodka. Warstwa wyższa charakteryzuje się wartościami *Vs* ok. 170 m/s, natomiast warstwa głębsza – 200 m/s. Wyznaczenie granicy pomiędzy tymi dwoma warstwami opiera się nie bezpośrednio na wartościach, a na położeniu maksymalnego gradientu wartości. W przypadku badanego wału granica ta pokrywa się w przybliżeniu z przebiegiem izolinii 180–185 m/s. Warstwa górna, o niższych wartościach *Vs*, odpowiada w przewadze korpusowi wału. Niższe wartości wynikają ze słabszego zagęszczenia występującego w nasypach antropogenicznych. Dolna warstwa odpowiada naturalnym osadom stanowiącym podłoże wału i złożonym w przewadze z piasków.

Można zauważyć, że wartości *Vs* na przestrzeni przekroju zmieniają się i wzrastają w nasypie w miejscach, gdzie wzrastają one również w podłożu. Potwierdza to przypuszczenie, że materiał do konstrukcji wału był pobieranych w bardzo bliskim sąsiedztwie wału. Również w podłożu notuje się wyraźną zmienność wzdłuż przekroju. Można zauważyć strefy o obniżonych i podwyższonych wartościach *Vs*. W miejscach, gdzie wartości te są niższe, strefa graniczna pomiędzy warstwami rozmywa się (zmniejsza się wartość gradientu pionowego *Vs*), a granica obniża się. Granica pomiędzy warstwami przebiega w przybliżeniu wzdłuż rzędnej 31 m n.p.m., odpowiadającej oryginalnej rzędnej powierzchni terenu. Miejscami, szczególnie w strefach, gdzie warstwa dolna charakteryzuje się niższymi wartościami *Vs*, granica warstw obniża się poniżej pierwotnej powierzchni terenu. Miejsca te można interpretować jako strefy występowania osadów o obniżonej sztywności, jak namuły lub słabo zagęszczone piaski, których parametry (wartości *Vs*) zlewają się z górną warstwą – korpusem wału. Zasięg przestrzenny tych stref, prawdopodobnie wypełniających rynny erozyjne, zaznaczono na wykresie w dolnej części rysunki (rys. 117).



Rys. 117. Fragment przekrojów geofizycznych wykonanych na wale przeciwpowodziowym Wisły w Bydgoszczy-Fordonie. Przekroje oporności wyinterpretowanej wykonane techniką czteropoziomowego profilowania konduktometrycznego, przekrój wartości prędkości fali S techniką wielokanałowej analizy fal powierzchniowych (MASW)

Porównując zakresy wartości prędkości fali S i gęstości objętościowej wyznaczone dla przekrojów geoelektrycznych i sejsmicznego można zauważyć, że o ile w części północnej zakresy te pokrywają się, to w części południowej korelacja ta nie jest oczywista. Można to wytłumaczyć dużą zmiennością facjalną w osadach rzecznych, które można na przekrojach geofizycznych obserwować z wysoką dokładnością przestrzenną. W strefie północnej obniżenia (rynny erozyjne stanowiące pozostałość koryta) są wypełnione piaskami budującymi odsypy, o małym stopniu zagęszczenia (stąd niska sztywność i wysoka oporność). W strefie południowej podobne rynny są wypełnione częściowo namułami lub osadami organicznymi (stąd niska sztywność, ale i niska oporność), a częściowo piaskami odsypów (stąd niska sztywność i wysoka oporność).

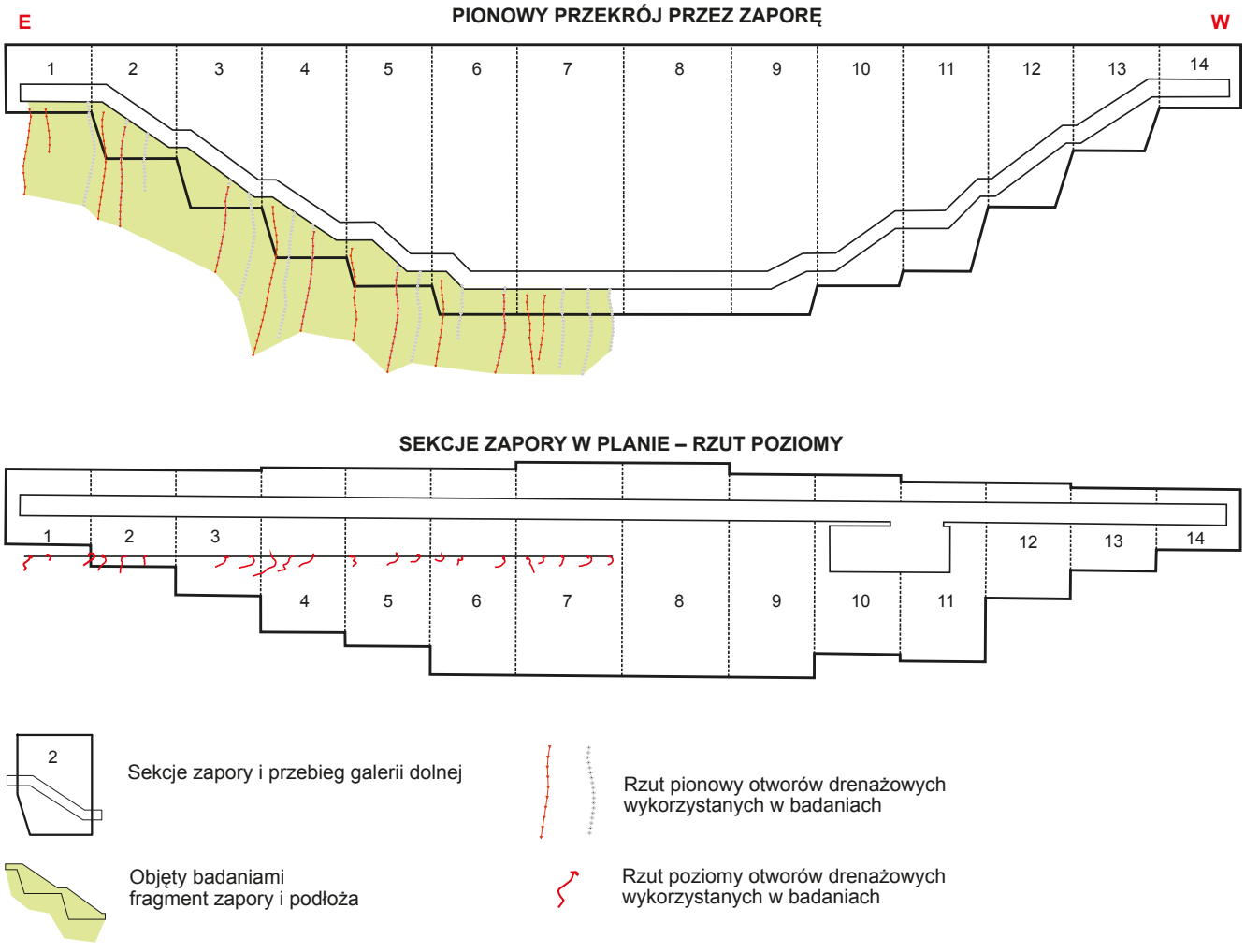
Prezentowane badania wału przeciwpowodziowego pozwalają na dwa ogólne wnioski. Obie techniki pomiarowe w pewnym stopniu pozwalają na rozpoznanie struktury wału i jego podłoża. Profilowanie konduktometryczne identyfikuje strefy piaszczyste, o wysokiej oporności i przypuszczalnie wysokiej przepuszczalności, niezależnie od ich genezy. Badania MASW identyfikują natomiast strefy o niskich parametrach sztywności, również niezależnie od ich genezy. Dopiero po połączeniu wyników z obu technik można przeprowadzić dokładniejszą interpretację budowy podłoża nasypu. Natomiast kluczowe jest uwzględnienie w interpretacjach szerszego kontekstu – geologicznego, hydrogeologicznego i sedymentologicznego w rejonie badań.

8.6.2. Badania geofizyczne zapory betonowej

Badania prowadzono na zaporze betonowej typu grawitacyjnego, o wysokości 38 m, składającej się z 14 monolitycznych sekcji. Schematyczny plan konstrukcji zapory zaprezentowano na rysunku 118.

W podłożu zapory występują stromo zapadające na południe piaskowce i łupki warstw krośnieńskich górnych serii śląskiej (Wdowiarz i in., 1988). W trakcie budowy zapory cienka warstwa aluwiów została całkowicie usunięta, a zaporę osadzono bezpośrednio na skałach, w których wykonano dodatkowo uszczelniającą przesłonę cementową.

Zapora jest stale monitorowana za pomocą różnych systemów pomiarowych. Jednym z nich jest system piezometrów wbudowanych pod stopę zapory, a zmiany ciśnienia notowane w tych piezometrach stanowią jeden z pierwszych sygnałów ostrzegawczych, świadczących o potencjalnych nieszczel-

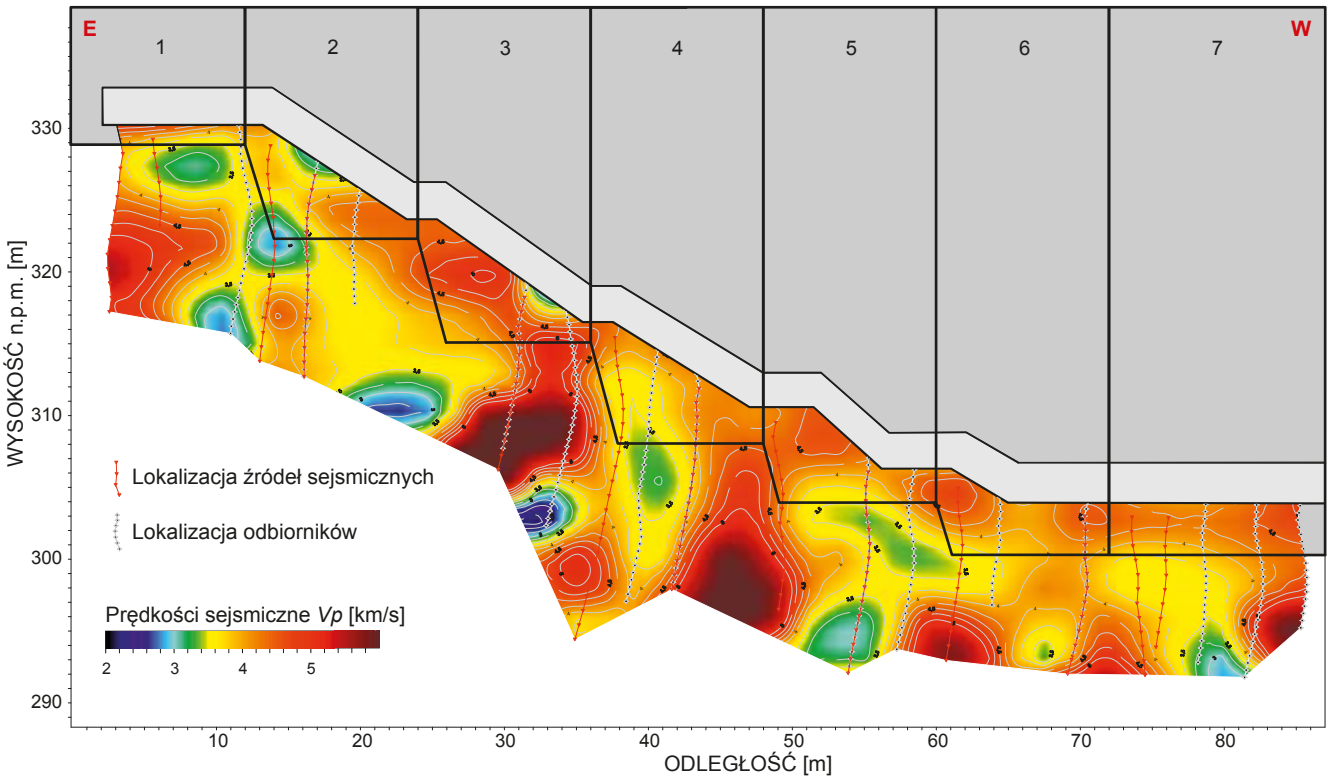


Rys. 118. Schematyczny przekrój i rzut poziomy zapory betonowej

nościach korpusu i podłoża. Rozpoznanie przyczyn zjawisk zachodzących w podłożu betonowej konstrukcji jest szczególnie trudne. Przeprowadzenie bezpośrednich obserwacji ogranicza się do pomiaru ciśnienia i odkształceń. Wykonanie wierceń jest właściwie niemożliwe, ponieważ wprowadziłoby to poważny element ryzyka – utworzenie nowej drogi migracji wody pod wysokim ciśnieniem. Jedyne metody badawcze, które można zastosować przy tak wysokich wymaganiach bezpieczeństwa powinny być bezinwazyjne. Stosowany georadar pozwala na zobrazowanie obecności spękań lub innych nieciągłości w betonie, jednak jego zasięg głębokościowy jest zwykle ograniczony do maksymalnie kilku metrów, co w przypadku konieczności rozpoznania stanu stopy konstrukcji jest głębokością zdecydowanie zbyt małą.

Do rozpoznania warunków w zaporze betonowej zdecydowano się zastosować metodę sejsmiczną. W dolnej części zapory, z poziomu dolnej galerii (tunelu przebiegającego wewnątrz korpusu, wzdłuż całej długości zapory) zainstalowany jest system otworów drenażowych. Otwory te przebiegają w podłożu skalnym wzdłuż przesłony cementowej, po jej stronie dolnej (po stronie odpowietrznej) i służą odprowadzeniu potencjalnych przecieków wód z podłoża zapory. Otwory drenażowe zapadają stromo na północ, mają od kilkunastu do ok. 20 m głębokości i są rozmieszczone co kilka metrów, maksymalnie do 10 m, od siebie wzdłuż jednej linii. Otwory drenażowe posłużyły jako punkty dostępu, w których możliwe było rozmieszczenie elementów sejsmicznego układu pomiarowego – hydrofonów i małego źródła fali P, przystosowanego do badań w otworach wiertniczych. Do badań zastosowano jedną z technik opartych na wykorzystaniu fal bezpośrednich – tomograficznych prześwietlań sejsmicznych (SBT). Dzięki badaniom uzyskano przestrzenny obraz zmienności wartości prędkości fali sejsmicznej P (*Vp*) w ośrodku – dolna część korpusu zapory oraz jego podłoże wzdłuż powierzchni łączącej wykorzystane otwory drenażowe. Na rysunku 119 przedstawiono rozkład wartości *Vp* rzutowany na powierzchnię pionową równoległą do przebiegu otworów.

W badaniach wykorzystano zestaw (tzw. string) hydrofonów zamocowanych na wzmocnionym kablu sygnałowym. Hydrofony były rozmieszczone w stałych odstępach 0,5 m. Zestaw ten umieszczano w jednym z otworów drenażowych, na całej jego długości, od dna do kryzy otworu. W pobliskim otworze (zwykle wybierano otwór odległy o ok. 10 m) umieszczano nadajnik fal sejsmicznych. Nadajnik otworowy wykorzystuje silny prąd elektryczny, który generuje krótkotrwałe wyładowanie między elektrodami. Jeśli elektrody są zanurzone w wodzie, temperatura łuku odparowuje wodę i powstaje chwilowy pęcherzyk pary wodnej. Pęcherzyk natychmiast zapada się, a jego rozszerzanie i implozja generują fale sejsmiczne o wysokiej częstotliwości i stałej energii. Źródło takie jest znane jako sparker. W każdym z otworów sparker przesuwano od powierzchni, w głąb otworu, generując kolejne fale sejsmiczne co 1 m i rejestrowano je za pomocą zestawu hydrofonów w pierwszym otworze. Dla każdej pary otworów, w zależności od ich długości, rejestrowano kilkadziesiąt zapisów (dla każdego punktu wzbudzania), po kilkadziesiąt tras sejsmicznych każdy (przykładowy zapis sejsmiczny prezentuje rysunek 120). Pojedyncza trasa odpowiadała zapisowi fal przebiegających wzdłuż pojedynczego promienia sejsmicznego. W efekcie dla każdej pary otworów



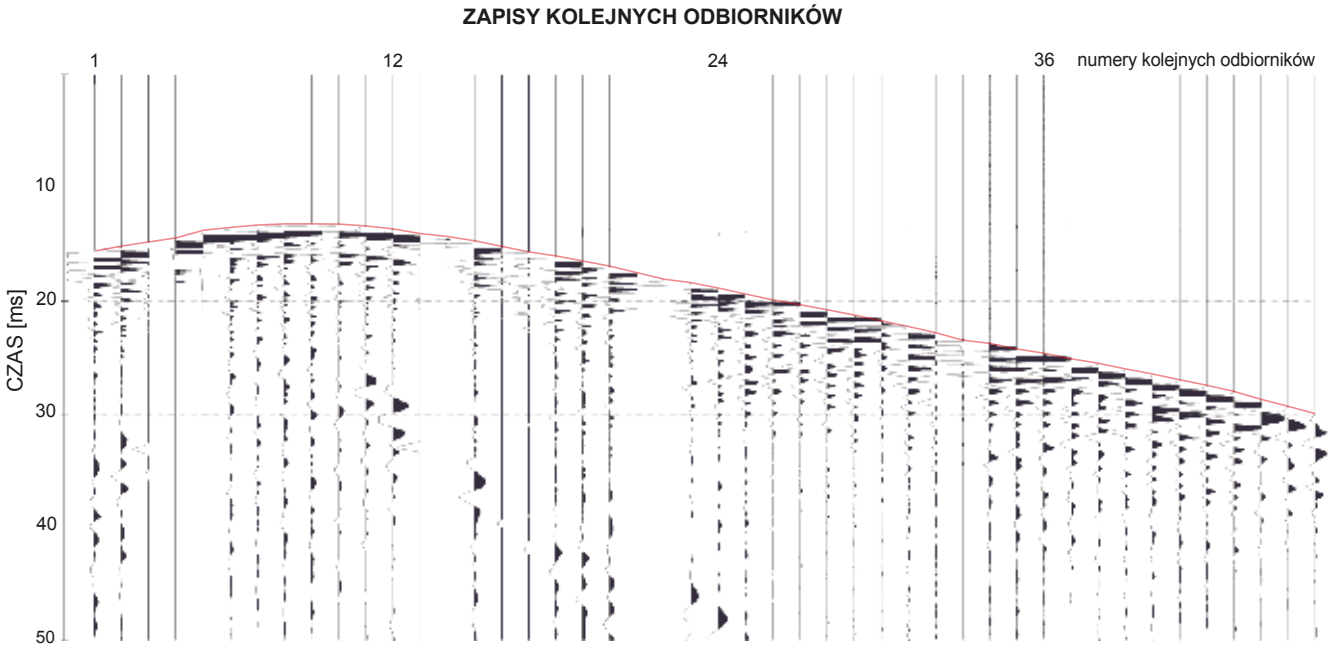
Rys. 119. Rozkład wartości prędkości (pole prędkości) fali P w dolnej, betonowej części zapory i w podłożu

rejestrowano od kilkuset do blisko 1000 zapisów fal przebiegających wzdłuż krzyżujących się promieni sejsmicznych. Po realizacji rejestracji w jednej parze otworów, zestaw przenoszono do kolejnych dwóch otworów. Starano się je wybierać tak, żeby kolejne powierzchnie między otworami częściowo nakładały się na siebie. W trakcie badań terenowych wykonano rejestrację na 14 płaszczyznach pomiarowych, pokrywając odcinek o długości blisko 80 m.

Określenie pozycji każdego z punktów strzałowych i każdego odbiornika w przestrzeni trójwymiarowej jest bardzo istotnym elementem prześwietlań sejsmicznych. Błąd określenia pozycji przekłada się liniowo na błąd wyznaczenia prędkości fal sejsmicznych. Szczególnie przy relatywnie małych odległościach między nadajnikiem a odbiornikiem nominalnie mały błąd określenia pozycji przekłada się na duży błąd procentowy określenia długości promienia. Pomiary geodezyjne w przypadku prezentowanych badań były zadaniem niestandardowym. Wewnątrz betonowej zapory niemożliwe było wsparcie się geodezją satelitarną, więc określenie pozycji kryzy każdego z otworów drenażowych wymagało zastosowania tradycyjnej geodezji optycznej i skomplikowanego poligonu. Do pomiarów położenia w samych otworach konieczne było zastosowanie specjalistycznego inklinometru zintegrowanego z cyfrową busolą, który opuszczano do każdego z otworów. W efekcie, po przeliczeniu pomiarów geodezyjnych i uwzględnieniu danych inklinometru wyznaczono pozycję każdego elementu sejsmicznego układu pomiarowego w układzie współrzędnych XYZ, z dokładnością od pojedynczych centymetrów.

Na etapie przetwarzania danych dla każdej z tras wyznaczono czas opóźnienia, pomiędzy momentem generacji sygnału a momentem dotarcia czoła fali P do odbiornika (tzw. pierwsze wstąpienie – ang. *first break*). Wartości te przyporządkowano do poszczególnych promieni sejsmicznych o zdefiniowanej geometrii w przestrzeni trójwymiarowej – pozycji początku (punkt wzbudzania), końca (punkt odbioru) i długości. Następnie obliczono średnią prędkość fali sejsmicznej wzdłuż każdego promienia sejsmicznego. Na tym etapie otrzymano zbiór blisko 10 000 promieni z przypisaną wartością prędkości średniej. Promienie te pokrywają badaną przestrzeń w wielu miejscach, nakładając się i krzyżując. Następnie, utworzono wstępny model rozkładu wartości prędkości fal sejsmicznych P w przestrzeni i w procesie inwersji przeprowadzono dopasowanie modelu do danych pomierzonych w terenie. Uzyskany model o najwyższym dopasowaniu (zwykle opisywanym jako mający najniższy błąd RMS – błąd średniokwadratowy) przyjmuje się jako odpowiadający rzeczywistemu rozkładowi wartości prędkości w rzeczywistej przestrzeni. Cały proces był przeprowadzony w specjalistycznym oprogramowaniu przeznaczonym do przetwarzania danych tomograficznych prześwietlań sejsmicznych.

Prędkości fal sejsmicznych P, ich wartości, rozkład przestrzenny i gradienty tych wartości w przestrzeni posłużyły do wyciągnięcia wniosków o budowie geologicznej podłoża oraz obecności ewentualnych zmian w strukturze betonu. Wartości *Vp* zależą w dużej mierze od składu ośrodka, w którym zachodzi ich propagacja, jego parametrów sprężystości i gęstości objętościowej, ale również od stopnia jego zniszczenia, przede wszystkim obecności szczelin (Angioni i in., 2003). Rozkład wartości *Vp* w przekroju pionowym ukazuje kilka regularności. W górnej jego części wartości są stosunkowo jednorodne i zawierają się w przedziale 3,7–4,5 km/s z niewielkimi odchyleniami. Część ta ma od kilku do 10 m grubości. W niższej części przekroju zmienność wartości *Vp* w przestrzeni znacząco wzrasta. Notuje się strefy o obniżo-



Rys. 120. Przykładowy zapis fal bezpośrednich zarejestrowany układem 47 odbiorników dla jednej lokalizacji źródła. Rejestracja między otworami drenażowymi. Czerwoną linią zaznaczono czoło fali P

nej wartości *Vp*, poniżej 3,5 km/s, oraz strefy wysokich, a miejscami ekstremalnie wysokich wartości, przekraczających 4,5 a nawet 5 km/s. W części, w której występują zróżnicowane wartości *Vp*, strefy najwyższych gradientów mają tendencję do układania się współkształtnie i stromego zapadania na wschód. Strefy wysokich gradientów oddzielają od siebie naprzemienne partie ośrodka o obniżonych i podwyższonych wartościach *Vp* o szerokości do 10 m.

Kiedy na przekrój pola prędkości nałoży się plan konstrukcji betonowego korpusu zapory, wyraźnie widać, że część górna przekroju, o jednorodnym rozkładzie wartości *Vp* odpowiada betonowej stopie zapory. Notowane wartości prędkości utrzymujące się w rejonie 4 km/s dobrze odpowiadają betonowemu korpusowi. Jedynie w sekcjach 2 i 4 odnotowano lokalne obniżenie tych wartości poniżej 3,5 km/s, co może być wskaźnikiem stopniowej degradacji konstrukcji – powstania drobnych spękań i szczelin. Dolna część przekroju pola prędkości, charakteryzująca się dużą zmiennością, odpowiada podłożu skalnemu, na którym jest zbudowana zapora. Znając litologię oraz ogólne położenie warstw, można przypuszczać, że strefy wysokich wartości *Vp* są związane z gruboławicowymi pakietami piaskowców. Strefy o niższych wartościach *Vp* odpowiadają cienkowarstwowym przeławiceniom piaskowców i łupków – typowej litologii warstw krośnieńskich. Zapadanie stref wysokich gradientów, odpowiadających granicom między warstwami skalnymi, może być obrazem wynikającym ze stromego zapadania warstw na południe i jest upadem pozornym.

8.6.3. Badania geofizyczne zapory ziemnej

Zapora poddana badaniom geofizycznym ma konstrukcję ziemną z elementami betonowymi (spusty denne, wieża zamknięć), jej maksymalna wysokość wynosi 14 m, a długość korony jest równa 750 m. Maksymalna szerokość korpusu przekracza 100 m. Zapora została wykonana w przewadze metodą namywania, a proces przyśpieszano w części wschodniej nadsypując korpus materiałem przywożonym ciężarówkami. Zapora ma w części centralnej spusty denne, a w części wschodniej są zainstalowane przelewy powierzchniowe. Piętrzenie zapory wynosi nieznacznie ponad 10 m.

Blisko 50 lat od wybudowania zapory i uruchomienia zbiornika wodnego konieczne było podjęcie decyzji o jej modernizacji lub remoncie. W tym celu posłużono się metodami geofizycznymi. Na pierwszym etapie – ocena stanu zapory – zaplanowano wykonanie bezinwazyjnych badań geofizycznych. Pierwotnie ich zakres był ograniczony i obejmował wykorzystanie techniki tomografii elektrooporowej (ERT) wzdłuż trzech linii pomiarowych równoległych do korony, wykonanie profilowania refrakcyjnego wzdłuż korony oraz dodatkowych badań w rejonie kanałów spustowych (niekomentowanych w tym rozdziale). Zdefiniowanym celem badań było rozpoznanie niejednorodności w korpusie zapory oraz określenie szczegółów budowy geologicznej podłoża, które mogłyby mieć wpływ na stan techniczny zapory. Po wstępnej analizie uzyskanych rezultatów okazało się, że o ile techniką ERT rozpoznano budowę podłoża, to uzyskane wyniki nie pozwalają na wyciąganie wniosków na temat struktury samego korpusu. Dodatkowo sejsmiczne profilowanie refrakcyjne pozwoliło jedynie na określenie granicy związanej z położeniem zwierciadła wód podziemnych – cechy i tak już monitorowanej systemem piezometrów. W związku z tym zakres badań rozszerzono, użyto techniki profilowania georadarowego (GPR) wzdłuż dwóch linii – na koronie zapory i na półce u podstawy, oraz techniki sejsmicznej tomografii refrakcyjnej fali P (SRT-P) na wschodnim przyczółku i fragmencie korpusu zapory.

W rejonie zapory dno doliny rzecznej jest wyścielone osadami czwartorzędowymi – piaskami aluwialnymi, w wielu miejscach zaglinionymi, o miąższości dochodzącej do kilkunastu metrów. Brzegi doliny rzecznej są zbudowane z wapieni i dolomitów triasu – facji wapienia muszlowego, budujących Garb Tarnogórski, przykryte jedynie cienką warstwą zwietrzelin i osadów młodszych.

W rejonie zapory ziemnej wapienie i dolomity zapadają monoklinalnie na NE, z lokalnymi zaburzeniami tektonicznymi, głównie uskokowymi i drobnymi zafałdowaniami (Biernat, 1957). W spągu wapieni triasowych występują klastyczne utwory triasu dolnego facji pstrego piaskowca i głębiej – zlepieńce permskie facji czerwonego spągowca. Utwory permu i triasu pokrywają niezgodnie sfałdowane skały górnego karbonu – głównie piaskowce węglonośne (Biernat, 1957; Wilanowski, Żaba, 2010, 2016). W rejonie Garbu Tarnogórskiego skały permu i triasu mają miąższość dochodzącą do 200 m. W wapieniach i dolomitach triasu są rozwinięte kopalne formy krasowe wypełnione glinami i mułkami. Osady te, których wiek pierwotnie określano na jurajski (Biernat, 1957), były eksploatowane lokalnie jako glinki ogniotrwałe z boksytami. Nowe datowania określiły wiek tych osadów na oligocen–miocen. Glinki ogniotrwałe i boksyty występują lokalnie, wypełniając kawerny i zagłębienia w powierzchni wapieni i dolomitów triasowych. Osady te stanowią rezydualne wypełnienia górnotriasowego paleokrasu (Biernat, 1957).

W podłożu zapory i na brzegach doliny skały triasowe są wykształcone jako gruboławicowe wapienie i dolomity dolnego wapienia muszlowego oraz zalegające na nich cienkoławicowe wapienie i dolomity margliste warstw gogolińskich. Według archiwalnych badań geofizycznych w węglanowym podłożu doliny rzecznej są kawerny wypełnione glinkami ogniotrwałymi i boksytowymi (Jagodziński, 1963). Można spodziewać się, że formy te występują również w bezpośrednim podłożu zapory.

Do badań techniką tomografii elektrooporowej (ERT) użyto system pomiarowy wykorzystujący 48 elektrod rozmieszczonych wzdłuż linii pomiarowej w równych, pięciometrowych odstępach. Całkowita długość układu pomiarowego wynosiła 235 m, co nie pozwoliło na jednorazowe pokrycie całej długości zapory układem pomiarowym. Dlatego w trakcie pomiarów zastosowano technikę, w której po wykonaniu serii pomiarów wzdłuż rozłożonego pierwotnie układu elektrod, fragment układu (część elektrod i kabli) przenosi się na koniec układu, rozmieszcza się je wzdłuż linii pomiarowej i pomiar kontynuuje się dalej – tzw. układ roll-

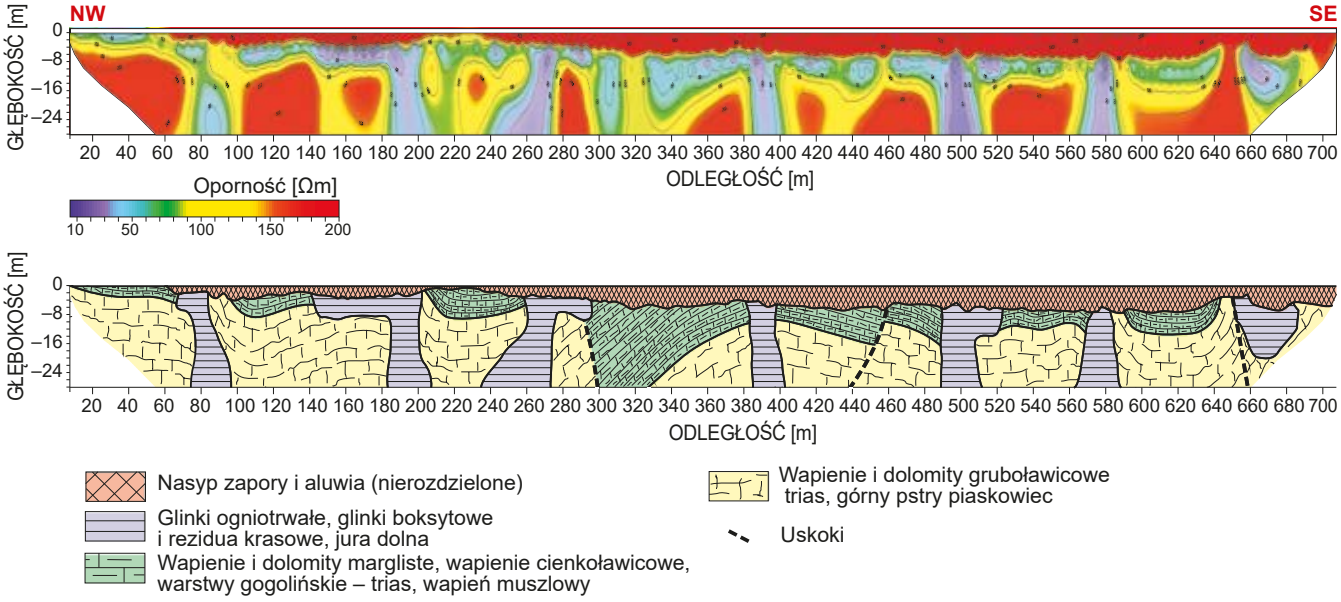
-along. W przypadku wykorzystanego systemu pomiarowego (*ARES GF Instruments*) kable są tak przygotowane, że możliwe jest przenoszenie segmentów składających się z kabla i 8 elektrod, co przy zastosowanej separacji elektrod pozwalało na każdorazowe wydłużenie profilu o 40 m. Rejestrację danych prowadzono symetrycznym układem (protokołem, ang. *measurement array*) Schlumbergera. Protokół ten jest stosunkowo powolny, zwłaszcza, że nie pozwala na rejestrację wielokanałową, jednak jest szczególnie odporny na zakłócenia elektromagnetyczne, co było szczególnie istotne w przypadku pomiarów na działającym obiekcie przemysłowym, jakim jest zapora wodna.

Pomiary wzdłuż korony zapory oraz na półce po stronie odpowietrznej nie nastręczyły problemów technicznych. Elektrody były wbijane w grunt porośnięty trawą. Natomiast po stronie odwodnej korpus zapory jest pokryty płytami betonowymi uszczelnionymi asfaltem. Instalacja elektrod wymagała wykonania otworów przebijających płytę betonową, wzdłuż linii pomiarowej co 5 m, które pozwoliły na tymczasowy montaż elektrod w kontakcie elektrycznym z materiałem korpusu. Otwory te zostały po badaniach zabetonowane i uszczelnione.

W trakcie badań, dla każdej kombinacji elektrod, pomiary dokonuje się minimum czterokrotnie. Na podstawie porównania wyników aparatura wyznacza błąd (odchylenie statystyczne) dla każdej kombinacji, odpowiadającej pomiarowi dla pojedynczego punktu. Przekroczenie pewnej założonej wartości błędu wskazuje, że pomiar dla danej kombinacji elektrod (punktu pomiarowego) jest niewiarygodny i prawdopodobnie zakłócony. Taki pomiar może zostać powtórzony lub wynik jest oznaczony w aparaturze jako błędny. Dla każdej z kombinacji elektrod aparatura zapisuje średnią wartość pomiarów oraz wartość odchylenia statystycznego. Pozwala to na etapie przetwarzania odfiltrować automatycznie błędy pomiarowe. Taką procedurę przeprowadzono dla danych pomiarowych. W części przypadków błędy pomiarowe nie są notowane w aparaturze jako wartości o wysokim odchyleniu standardowym. Z tego powodu dane surowe weryfikuje się manualnie. Wartości rejestrowane w terenie dla sąsiednich punktów (zbliżonych kombinacji elektrod) zmieniają się zwykle stopniowo, zachowując koherentny trend. Dlatego wartości zanotowane dla pojedynczego punktu, które znacząco odbiegają od punktów sąsiadujących, zwykle wskazują na występowanie błędu, który nie został oflagowany wysoką wartością odchylenia standardowego. Punkty te ręcznie wyklucza się z dalszej analizy.

Zbiory danych pomiarowych, odpowiadające poszczególnym profilom pomiarowym, po oczyszczeniu z błędnych pomiarów poddano procesowi inwersji w programie Res2DInv, z zastosowaniem różnych parametrów inwersji. Dobór tych parametrów zależy od konfiguracji układu pomiarowego, jakości danych oraz celu badań i jest wyczerpująco opisany w pracach dotyczących inwersji danych tomografii elektrooporowej (Loke, Barker, 1995; Loke, 2010). Wyniki inwersji dla wszystkich trzech linii pomiarowych zestawiono w postaci przekrojów oporności rzeczywistej (przekrojów geoelektrycznych). Dzięki badaniom ERT uzyskano przekroje o głębokości prospekcji 25–30 m p.p.t. Ich porównanie pozwoliło stwierdzić, że zarejestrowane rozmieszczenie ciał o różnej oporności jest koherentne, a obraz opornościowy kontynuuje się między poszczególnymi przekrojami. Ta koherencja potwierdziła, że wyniki inwersji są bliskie rzeczywistemu rozmieszczeniu ciał w przestrzeni geologicznej i można na ich podstawie przeprowadzić wiarygodną interpretację budowy podłoża. Jeden z przekrojów geoelektrycznych wraz z interpretacją geologiczną przedstawiono na rysunku 121.

Badania sejsmiczne techniką profilowania refrakcyjnego przeprowadzone wzdłuż całej korony zapory nie przyniosły rezultatów istotnych dla poprawy rozpoznania stanu tech-



Rys. 121. Przekrój geoelektrycznych wykonany techniką tomografii elektrooporowej u podstawy zapory (góra) oraz jego interpretacja geologiczna (dół)

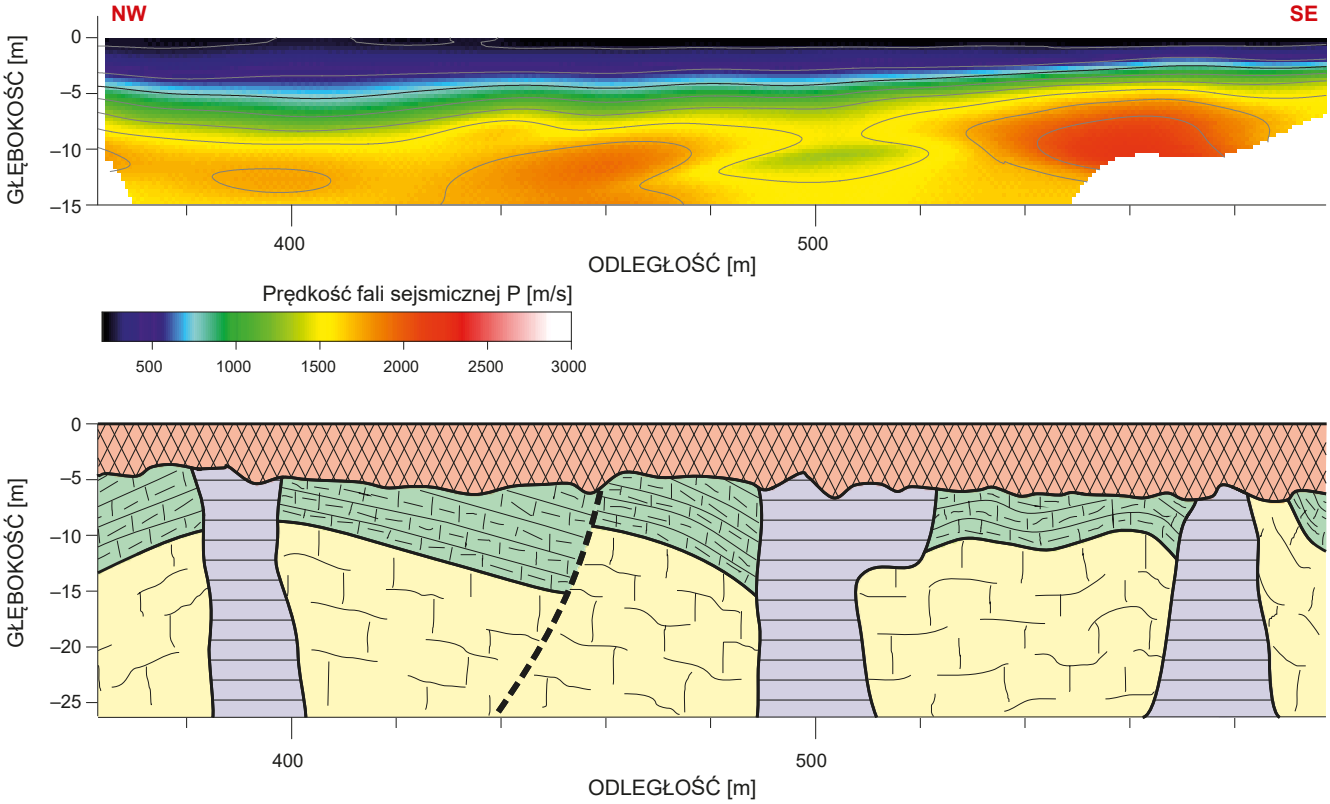
nicznego zapory oraz poznania szczegółów budowy podłoża. Umożliwiły jedynie orientacyjne wyznaczenie spągu aluwiów w dolinie. Rozdzielczość sejsmicznego profilowania refrakcyjnego, zarówno przyjętego układu pomiarowego, jak i metody obliczeniowej, okazała się o wiele za niska, żeby wnieść do rozpoznania nowe informacje. W związku z tym postanowiono wykonać testowe badania z zastosowaniem wchodzącej wówczas do katalogu metod badawczych geofizyki inżynierskiej techniki sejsmicznej tomografii refrakcyjnej fali P (SRT-P). W przypadku tej techniki liczba punktów strzałowych jest kilkukrotnie większa niż w technice profilowania refrakcyjnego. Stosuje się również technikę roll-along przy każdorazowym przełożeniu, przenosząc tylko połowę odbiorników. W efekcie w badaniach SRT-P uzyskuje się wielokrotnie większe zagęszczenie pokrycia przestrzeni podziemnej promieniami sejsmicznymi niż w przypadku profilowań. Stosuje się również inne podejście obliczeniowe do uzyskanych danych. W przypadku profilowań refrakcyjnych dane pomiarowe podlegają silnemu uśrednieniu i w dalszych krokach przetwarzania przyjmuje się obecność maksymalnie trzech warstw o względnie stałych wartościach prędkości. W przetwarzaniu danych SRT-P stosuje się algorytmy czoła fali sejsmicznej (Sheehan i in., 2005) do przestrzennego modelowania pola wartości prędkości fali sejsmicznej, a rozkład pola prędkości może być wielowarstwowy lub ciągły.

Badania przeprowadzono na wschodnim odcinku korpusu zapory, wzdłuż linii pomiarowej przebiegającej po półce po stronie odpowietrznej. Zastosowano układ pomiarowy zawierający 24 geofony rozmieszczane co stałą odległość 5 m. Dla każdego rozstawu fale generowano w 16 punktach rozmieszczonych co 10 m, 12 punktów było rozmieszczonych na długości pokrywającej się z aktywnym układem pomiarowym, natomiast na obu końcach po dwa punkty strzałowe lokowano poza rozstawem. Jako źródło fal sejsmicznych wykorzystano młot ręczny, którym uderzano w metalową płytę leżącą na ziemi. Po dokonaniu rejestracji dla wszystkich 16 strzałów wzdłuż aktywnego rozstawu geofonów, pierwszą połowę rozstawu przenoszono na kolejne pozycje wzdłuż linii pomiarowej i pomiary kontynuowano. Badaniami objęto odcinek ok. 240 m.

Rejestracja amplitud fal sejsmicznych w funkcji czasu, dobiegających do wszystkich 24 geofonów przez czas ok. 0,25 s od generacji fali dla każdego wykonanego strzału stanowiła pojedynczy rekord sejsmiczny (plik). Na etapie przetwarzania każdy z rekordów wymagał poprawienia stosunku sygnału do szumu, czego dokonano przez filtrację częstotliwościową oraz selektywne wygłuszanie (ang. *muting*) fal powierzchniowych i części zakłóceń. Procedury te pozwoliły uwypuklić pierwszą dochodzącą do kolejnych geofonów falę (pierwsze wstąpienie), odpowiadającą fali refrakcyjnej. Dla każdej trasy każdego z rekordów wyznaczono ręcznie czas rejestracji pierwszego wstąpienia, czyli czas opóźnienia pomiędzy generacją fali a jej dotarciem do odbiornika przy określonej geometrii punktu wzbudzenia i punktu odbioru. Zestawienie zawierające lokalizację punktu wzbudzenia, lokalizację punktu odbioru (względem linii pomiarowej) oraz czas opóźnienia stanowi podstawę do przeprowadzenia dalszego modelowania numerycznego pola prędkości wzdłuż przekroju pod linią pomiarową. Modelowanie takie przeprowadzono za pomocą oprogramowania Rayfract i przedstawiono jako przekrój pola prędkości fali P. Głębokość prospekcji sięgnęła ok. 15 m p.p.t., co było spowodowane stosunkowo niewielką długością aktywnego układu pomiarowego i płytkim zaleganiem pierwszej granicy, na której zachodziła refrakcja. Rozdzielczość zastosowanego układu nie pozwoliła również na zobrazowanie zmian wartości prędkości w płytkiej warstwie, związanej z obecnością tuneli spustów dennych. Przekrój wartości prędkości fali P zestawiono na rysunku 122 z odpowiednim fragmentem interpretacji geologicznej przygotowanej na podstawie przekroju geoelektrycznego.

Badania georadarowe, w postaci profilowania georadarowego, przeprowadzono wzdłuż linii pomiarowych wyznaczonych wzdłuż korony zapory oraz wzdłuż półki u podstawy zapory po stronie odwodnej. Technikę GPR zastosowano do wskazania niejednorodności w obrębie korpusu zapory. Przeprowadzenie linii pomiarowej wzdłuż korony pozwoliło na obrazowanie ewentualnych refleksów w miejscu, gdzie korpus ma największą miąższość i badaniami można było potencjalnie objąć cały korpus. Duże znaczenie miały też możliwości prospekcyjne techniki GPR. Niezawodniony, wysokooporowy materiał, z którego jest zbudowany korpus, stosunkowo słabo tłumi fale elektromagnetyczne, podczas gdy osady zawodnione, a szczególnie niskooporowe grunty drobnoziarniste, właściwie całkowicie tłumią sygnał. Pod koroną zapory odległość między powierzchnią a zwierciadłem wód podziemnych oraz gliniastymi aluwiami występującymi w podłożu zapory jest największa, co dawało nadzieję na uzyskanie relatywnie dużej głębokości rozpoznania. W badaniach zastosowano radar wyposażony w ekranowaną antenę o częstotliwości 250 MHz, która emitowała impuls elektromagnetyczny pionowo w kierunku ziemi, a zintegrowana antena odbiorcza rejestrowała sygnał powracający, odbity od kolejnych horyzontów. Sygnał był wyzwalany co 3 cm wzdłuż linii pomiarowej. Wyzwalaniem sygnału sterowało kółko pomiarowe przytwierdzone do anteny, toczące się po ziemi. Taki sposób wyzwalania jest powszechnie stosowany w systemach GPR, jednak jego dokładność na dłuższych odcinkach jest ograniczona. Uzyskane odległości są obarczone systematycznym błędem. Punkty krańcowe linii pomiarowych wymagają zlokalizowania za pomocą narzędzi geodezyjnych i konieczne jest wprowadzenie poprawek dla całej linii.

Fale elektromagnetyczne przemieszczają się w ośrodku gruntowo-skalnym z niewyobrażalną prędkością, czasami przekraczającą 30% prędkości światła w próżni. Impuls elektryczny w czasie jednej nanosekundy (1 ns = 10^{-9}s) przebywa w skałach od kilku do kilkunastu centymetrów. W trakcie pomiarów techniką GPR aparatura nie wymaga zatrzymania. Odległość na jaką przemieści się antena w trakcie emisji i rejestracji jest znikomo mała i może być całkowicie pominięta. W badaniach przyjęto czas rejestracji (od momentu emisji sygnału) na 160 ns, co przy założonej prędkości 0,12 m/ns pozwoliło teoretycznie zarejestrować



Rys. 122. Przekrój wartości prędkości fali P (*Vp*) uzyskany techniką sejsmicznej tomografii refrakcyjnej (góra) i odpowiadający mu fragment interpretacji geologicznej (dół). Wyraźny spadek wartości *Vp* jest skorelowany z obecnością wypełnionych pustek krasowych

odbicia z głębokości bliskiej 10 m. W rzeczywistości czas potrzebny na pojedynczą emisję i rejestrację jest tak mały, że urządzenie dokonuje serii bardzo szybkich rejestracji blisko siebie, a uzyskany sygnał uśrednia się (ang. *stacking*) dla poprawy jego jakości. W przypadku badań na zaporze w Przeczycach, na każdą pojedynczą trasę składały się 32 zarejestrowane impulsy.

Uzyskane z rejestracji terenowej dane przetworzono, stosując filtrację częstotliwościową oraz odpowiednie wzmocnienie sygnału. Do przeliczenia czasu rejestracji na głębokość przyjęto stałą wartość prędkości równą 0,12 m/ns. Procedury przetwarzania sygnału elektromagnetycznego są wyczerpująco opisane w publikacjach poświęconych wyłącznie badaniom georadarowym (Karczewski i in., 2011). Przetworzone dane zestawiono w echogramy, na których na skali poziomej umieszczono kolejne trasy sejsmiczne. Każda z tras jest wykresem zarejestrowanej amplitudy sygnału elektromagnetycznego rejestrowanej przez antenę odbiorczą w funkcji czasu lub po przeliczeniu na głębokość. Wartość czasu/głębokości odłożono na osi pionowej echogramu. Tak zestawiony echogram stanowi odpowiednik przekroju, na którym horyzonty odbijające promieniowanie elektromagnetyczne zaznaczają się jako linie wzmocnionych amplitud i odpowiadają w przybliżeniu przekrojowi geologicznemu. Na rysunku 123 zaprezentowano fragmenty echogramu zarejestrowanego z korony zapory, ilustrujące różne szczegóły budowy korpusu i miejscami podłoża zapory.

Na zaprezentowanym przekroju opornościowym (rys. 121, panel górny) wyraźnie odróżnia się warstwa wysokooporowa w przypowierzchniowej części przekroju. Wartości oporności przekraczają w niej 200 Ωm i dochodzą nawet do 1000 Ωm. Warstwa ta jest stosunkowo jednorodna, a wartości oporności rosną ku powierzchni. Spąg tej warstwy jest nierówny, a jej maksymalna miąższość dochodzi do 8 m. Warstwa ta odpowiada korpusowi zapory zbudowanemu z niezawodnionego materiału ziarnistego oraz w dolnej części prawdopodobnie aluwiom. Rozróżnienie pomiędzy nimi na podstawie przekroju geoelektrycznego jest niemożliwe. Głębiej obraz opornościowy zarejestrowany techniką ERT jest bardziej złożony. Największą powierzchnię przekroju zajmuje ośrodek o stosunkowo wysokiej oporności, w granicach 150–500 Ωm. Tworzy on rozległe bloki sięgające do granicy prospekcji. Wartości oporności oraz geometria tych ciał może odpowiadać masywnym i gruboławicowym dolomitom i wapieniom. Pomiędzy warstwami wysokooporowymi (korpusem i skałami węglanowymi) występuje strefa o silnie zróżnicowanej miąższości i pośrednich wartościach oporności (w granicach 40–60 Ωm). Ośrodek o takich wartościach oporności może odpowiadać marglom, cienkoławicowym wapieniom i dolomitom z przeławiceniami ilastymi. Spąg opisywanej warstwy jest pofalowany, co wskazuje, że warstwy w podłożu doliny są sfałdowane. Przez analogię z otaczającymi wychodniami (Wilanowski, Żaba, 2010) można przyjąć, że wysokooporowa warstwa w głębi przekroju odpowiada

dolomitom kruszconośnym, warstwa o pośrednich wartościach oporności odpowiada warstwom gogolińskim, a cały kompleks węglanowy triasu środkowego jest nieznacznie sfałdowany i prawdopodobnie pocięty uskokami. W ośrodku odpowiadającym podłożu skalnemu notuje się, poza opisanymi dwoma warstwami, strome i pionowe strefy o znacznie obniżonych wartościach oporności (nawet poniżej 30 Ωm). Strefy te przecinają zarówno warstwy wysokoporowe, jak i warstwy o pośredniej oporności, nie kontynuują się jednak do powierzchni, co wskazuje, że są przykryte aluwiami. Niskie wartości oporności w skałach osadowych wskazują, że strefy te są zbudowane z materiału drobnoziarnistego, na przykład ilastego. Kształt tych stref wskazuje, że materiał ilasty wypełnia głębokie i wąskie zagłębienia. Układ stref niskoporowych i wartości oporności pozwalają przypuszczać, że strefy te odpowiadają gliniastym i ilastym wypełnieniom pustek krasowych – glinkom ogniotrwałym i boksytom. Biorąc pod uwagę, że strefy są stosunkowo wąskie i zapadają stromo w głąb podłoża, można przypuszczać, że formy krasowe rozwinęły się na strefach uskokowych. Pełną interpretację geologiczną przekroju geoelektrycznego zamieszczono na rysunku 121.

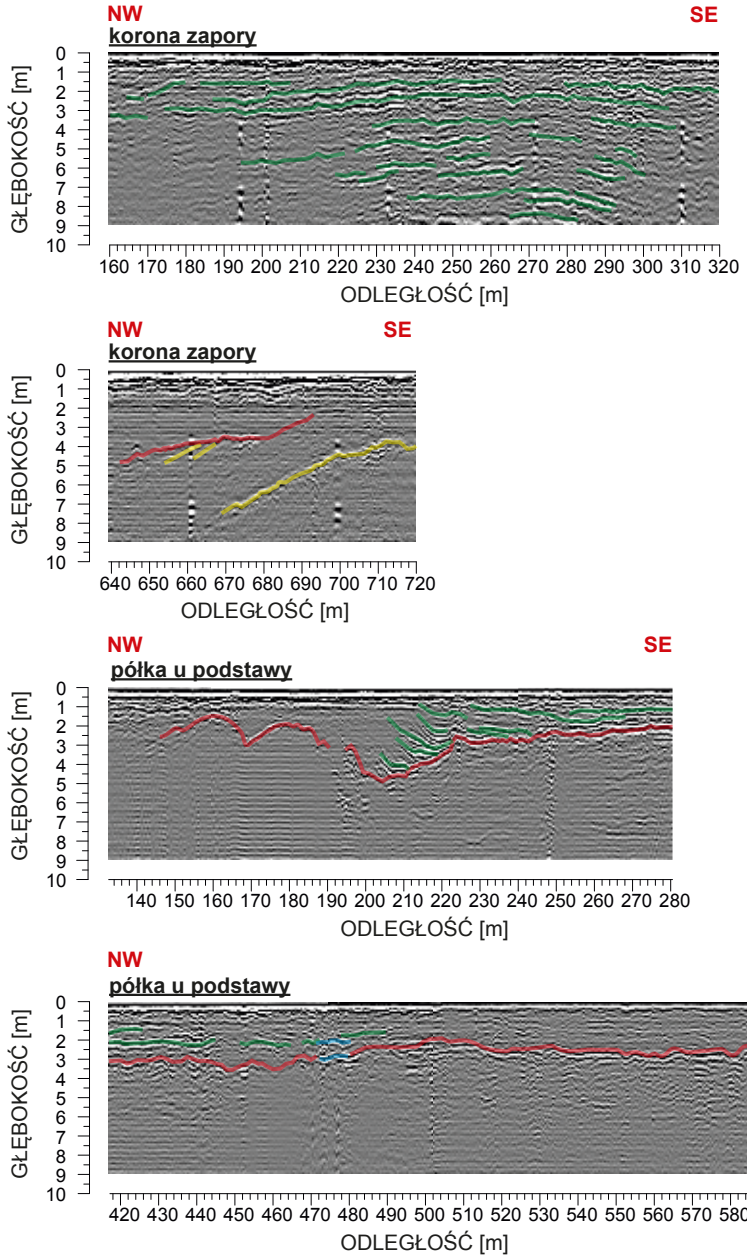
Przekrój pola prędkości fali sejsmicznej P (*Vp*) ukazuje (rys. 122), podobnie jak przekrój oporności (rys. 121), dwie wyraźne warstwy. Warstwa płytsza, zalegająca do głębokości ok. 5 m, charakteryzuje się wartościami *Vp* w granicach 500–1200 m/s. Rozkład wartości prędkości w tej warstwie jest stosunkowo jednorodny, a wartości wzrastają wraz z głębokością. Wartości prędkości zanotowane w warstwie dobrze odpowiadają osadom z jakich zbudowane są aluwia wyścielające dolinę oraz korpus zapory. Ze względu na niewystarczającą rozdzielczość nie zarejestrowano zmian wartości *Vp*, jakich można by się spodziewać w związku z obecnością betonowych elementów tunelu spustowego.

Warstwa dolna jest oddzielona od warstwy płytszej wyraźną granicą zaznaczającą się jako strefa podwyższonego gradientu wartości prędkości. Przebieg maksimum gradientu pokrywa się w przybliżeniu z izolinią prędkości 1200 m/s i dobrze odpowiada granicy wyznaczonej na podstawie badań elektrooporowych. W warstwie głębszej wartości *Vp* zawierają się w granicach od 1200 do ponad 2000 m/s, co może odpowiadać zwietrzałym drobnym ławicom margli i wapieni. We wschodniej części przekroju wartości *Vp*, pomiędzy 480 a 520 m linii pomiarowej, zaznacza się w obrębie głębszej warstwy wyraźna strefa obniżenia wartości *Vp* – spadają one do 1200–1400 m/s. Położenie strefy obniżonych prędkości odpowiada lokalizacji rozległej strefy niskoporowej zarejestrowanej na przekroju geoelektrycznym i interpretowanej jako ilaste i gliniaste wypełnienie formy krasowej. Wartości prędkości zanotowane w tej strefie techniką SRT-P odpowiadają litologii wypełnień krasowych – gliniastym i ilastym osadom z nieregularnymi pustkami i fragmentami skał otaczających.

Na przekroju wartości *Vp* nie zaznacza się natomiast strefa interpretowana jako wypełnienie formy krasowej, zlokalizowana pomiędzy 380–400 m linii pomiarowej. Prawdopodobnie strefa ta jest na tyle wąska, że przy zastosowanym układzie pomiarowym nie osiągnięto wystarczającej rozdzielczości, aby można było ją prawidłowo zobrazować.

Badania techniką profilowania georadarowego pozwoliły osiągnąć, przynajmniej na fragmentach linii pomiarowej, dużą dla tej metody głębokość rozpoznania sięgającą blisko 10 m, natomiast w innych fragmentach sygnał ulegał wytłumieniu już na głębokości pojedynczych metrów. Zróżnicowanie to wiąże się ze zmiennym składem korpusu – w miejscach, gdzie jest on zbudowany w całości z niezawodnionego materiału ziarnistego (piasków) oporność materiału była wysoka i rozpoznanie sięgnęło maksymalnych głębokości, podczas gdy w miejscach, gdzie w korpusie były zawarte warstwy materiału drobnoziarnistego, charakteryzującego się niższymi wartościami oporności, dochodziło do szybkiego tłumienia fal elektromagnetycznych i głębokość obrazowania spadała. Na rysunku 123 zaprezentowano cztery fragmenty uzyskanego echogramu, na którym zaznaczają się wyraźne horyzonty odbijające odpowiadające różnym granicom. Najpowszechniej rejestrowanymi granicami są granice w składzie materiału korpusu. Granice te w różnych częściach zapory układają się w odmienny sposób i zostały podkreślone zielonymi liniami. W centralnej części zapory zaznacza się seria refleksów układających się współkształtnie w formę kopuły (rys. 123A). W tej części zapora była budowana z zastosowaniem techniki namywania – zawiesina piasków była wylewana w miejsce formowania zapory, gdzie materiał ziarnisty osadzał się, tworząc rodzaj stożków napływowych. Zarejestrowane kopułowato wygięte horyzonty odpowiadają granicom sedymentacyjnym w takim właśnie stożku w przekroju poprzecznym. We wschodniej części echogramu uzyskanego dla linii pomiarowej wzdłuż półki u podstawy zapory (rys. 123C) zaznacza się strefa, gdzie na krótkim dystansie horyzonty odpowiadające granicom w materiale korpusu zapadają na wschód. Horyzonty te odpowiadają granicom warstwowania skośnego, powstałego w trakcie zapełniania materiałem ziarnistym obniżenia w podłożu zapory. Sama granica podłoża jest zaznaczona linią czerwoną i wyraźnie można zauważyć jej lokalne obniżenie. Na rysunku 123D granice sedymentacyjne materiału korpusu mogą być śledzone jedynie do ok. 490 m linii pomiarowej, w przybliżeniu do lokalizacji tuneli spustu dennego (linie niebieskie). Prawdopodobnie w trakcie budowy obiekt ten był granicą, do której stosowano metodę namywania, natomiast dalej na wschód korpus był usypywany metodą tradycyjną, w trakcie której materiał jest bardziej homogeniczny i nie powstają granice sedymentacyjne.

Na części echogramów, w miejscach, gdzie podłoże korpusu jest położone nie głębiej niż kilka metrów, możliwe było zarejestrowanie spągu korpusu. Na fragmentach zapisanych przy krawędziach doliny, granica ta prawdopodobnie odpowiada stropowi podłoża skalnego (rys. 123B i C). Potwierdzają to wysoka amplituda horyzontu, świadcząca o znacznej zmianie litologii ośrodka, zarejestrowanie warstw skośnie dochodzących do spągu korpusu od dołu (nachylone warstwy skał węglanowych triasu, rys. 123B) oraz silnie zróżnicowana morfologia granicy (rys. 123C). Lokalne obniżenie stropu podłoża odnotowane na rysunku 123C może być efektem



A. Granice warstw o różnym składzie w obrębie korpusu (linie zielone). Korpus budowany był metodą namywania materiału ziarnistego.

B. Spągowa granica korpusu zapory (linia czerwona) i zapadająca na W granica w obrębie skalnego podłoża (linia żółta).

C. Nierówny spąg korpusu zapory (linia czerwona) – efekt obecności leja krasowego. Warstwy materiału korpusu (linie zielone) skośnie wypełniające lej.

D. Spąg korpusu zapory (linia czerwona), warstwy materiału korpusu (linia zielona) i granice betonowej konstrukcji upustu dennego (linie niebieskie).

Rys. 123. Echogramy uzyskane metodą georadarową ilustrujące szczegóły budowy korpusu zapory

występowania w podłożu formy krasowej. Granica spągu korpusu zarejestrowana w centralnej części zapory dla linii pomiarowej, przebiegającej wzdłuż półki u podstawy zapory (rys. 123D), odpowiada granicy pomiędzy korpusem a aluwiami występującymi w dolinie, natomiast sygnał poniżej tej granicy jest już silnie tłumiony.

Wypełnienia krasowe w stosunku do skał węglanowych charakteryzują się skrajnie innymi parametrami mechanicznymi i wartościami przepuszczalności. Wyniki badań elektrooporowych wskazują, że w skałach budujących podłoże doliny występuje seria kopalnych form krasowych wypełnionych rezyduami i glinkami ogniotrwałymi, a badania sejsmiczne i georadarowe potwierdzają te obserwacje. Informacje te powinny zostać zweryfikowane wierceniami nacelowanymi na bezpośrednie rozpoznanie wskazanych stref i z pewnością powinny być brane pod uwagę przy modernizacji zapory.

8.6.4. Ocena stanu technicznego zapory betonowej za pomocą badań geofizycznych

Kompleksowa ocena stanu technicznego konstrukcji inżynierskiej wymaga określenia przestrzennego zróżnicowania parametrów budującego ją materiału. Informacji takiej nie dają badania punktowe, konieczne jest ich uzupełnienie badaniami geofizycznymi. W przypadku konstrukcji betonowych metodą geofizyczną umożliwiającą rozpoznanie przestrzenne jest metoda sejsmiczna umożliwiająca określenie zróżnicowania prędkości fal sejsmicznych w obrębie całej konstrukcji. Na podstawie prędkości fal sejsmicznych

możliwe jest określenie szacunkowych wartości parametrów fizyczno-mechanicznych betonu budującego konstrukcję.

Prędkość fal sejsmicznych podłużnych *Vp* i poprzecznych *Vs* jest związana z modułem Younga E_d i współczynnikiem Poissona ν, wynikającymi z teorii sprężystości, zależnościami funkcyjnymi w postaci:

$$E_d = \frac{(\rho Vp^2)(1+\nu)(1-2\nu)}{(1-\nu)}$$

gdzie:
E_d – dynamiczny moduł Younga [GPa];
ρ – gęstość objętościowa gruntu/skały [Mg/m^3];
Vp – prędkość fali podłużnej [km/s];
v – współczynnik Poissona [–].

$$\nu = \frac{Vp^2 - (2Vs)^2}{2(Vp^2 - Vs^2)}$$

gdzie:
v – współczynnik Poissona [–];
Vp – prędkość fali podłużnej [km/s];
Vs – prędkość fali poprzecznej [km/s].

Całkowitą porowatość ośrodka, na podstawie prędkości fal sejsmicznych *Vp*, można określić wg zależności empirycznych. Najbardziej znaną z nich jest wzór średniego czasu Wyllie'go i Gardnera, wiążący całkowitą porowatość ośrodka z prędkością fal sejsmicznych podłużnych, ma on postać:

$$\frac{1}{V} = \frac{K_p \times S_w}{V_w} + \frac{K_p\,(1-K_p)}{V_g} + \frac{1-K_p}{V_{szk}}$$

gdzie:
V – prędkość fal podłużnych P w ośrodku porowatym [km/s];
V_w – prędkość fal podłużnych P w wodzie [km/s];
V_g – prędkość fal podłużnych P w powietrzu [km/s];
V_{szk} – prędkość fal podłużnych P w szkielecie skały [km/s];
K_p – całkowita porowatość ośrodka [%];
K_p – stopień zawodnienia przestrzeni porowej [–].

Wytrzymałość materiału na jednoosiowe ściskanie *Rc* również określa się na podstawie zależności empirycznych. Jedną z nich jest formuła umożliwiająca określenie wartości *Rc* na podstawie *Vp*, jeżeli znane są maksymalne wartości *Vp* i *Rc* dla badanego materiału. Formuła ta, podana przez Sztumiana, ma postać:

$$\frac{(Rc_{max} - Rc)^2}{Rc^2{}_{max}} = \frac{(Vp_{max}{}^2 - Vp^2)}{Vp_{max}{}^2}$$

gdzie:
Rc_{max} – maksymalna wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie [MPa];
Rc – wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie [MPa];
Vp_{max} – maksymalna prędkość fal podłużnych P [km/s];
Vp – prędkość fal podłużnych P [km/s].

Moduł sprężystości określony na podstawie prędkości fal sejsmicznych, przy bardzo małych i krótkich czasach obciążenia, nazywany dynamicznym, nie uwzględnia cech reologicznych ośrodka objawiających się przy obciążeniu długotrwałym. Wartości dynamiczne modułu Younga (E_d) przelicza się na statyczne (E_s) na podstawie pomiarów korelacyjnych, dynamicznych i statycznych, wykonanych na tych samych stanowiskach pomiarowych. Wartość przelicznika E_d/E_s dla betonu zawiera się w przedziale od –2 dla betonu doskonałego do –5 dla betonu słabego.

Opierając się na wymienionych zależnościach, można na podstawie prędkości fal sejsmicznych wnioskować na temat zróżnicowania ośrodka ze względu na wymienione parametry fizyczno-mechaniczne E_d, *Rc*, K_p. Konieczne jest jednak określenie rozkładu prędkości tych fal w obrębie badanego ośrodka (Bestyński i in., 2013).

Metodyka badań

Metodą pomiarową umożliwiającą określenie prędkości fal sejsmicznych w obrębie badanej konstrukcji jest prześwietlanie sejsmiczne. Technika ta umożliwia odwzorowanie zróżnicowania prędkości fal sejsmicznych na objętych pomiarami powierzchniach przez rejestrację fal sejsmicznych przechodzących przez badany ośrodek. Układ pomiarowy stanowią najczęściej dwie linie pomiarowe, które ograniczają powierzchnię objętą pomiarem. Wzdłuż jednej z tych linii jest usytuowany szereg punktów wzbudzania fal, a wzdłuż drugiej szereg punktów ich odbioru. Fala sejsmiczna generowana w każdym z punktów wzbudzenia jest rejestrowana wszystkimi odbiornikami. W efekcie powierzchnia pomiarowa zostaje pokryta siatką od kilkuset do kilku tysięcy promieni sejsmicznych przecinających ją w różnych kierunkach.

W zaporach betonowych linie pomiarowe umieszcza się w galeriach kontrolno-pomiarowych, pomiarem jest objęta przestrzeń zawarta między galeriami. Możliwe jest również wykonanie prześwietleń w przestrzeni od ściany odwodnej, na poziomie wody w zbiorniku, do galerii. Pomiary metodą prześwietleń można również wykonywać między otworami wiertniczymi, jeżeli otwory są drożne i napełnione wodą. Wzdłuż jednego otworu umieszcza się odbiorniki drgań, a wzdłuż drugiego – wzbudza się fale sejsmiczne. Pomiary wykonuje się wielokanałową aparaturą sejsmiczną. Odbiornikami fal w galeriach są geofony, a w otworach hydrofony. W galeriach fale sejsmiczne wzbudza się udarowo, młotem, a w otworach wiertniczych generatorem EHD (elektro-hydro-dynamicznym) generującym fale sejsmiczne w wyniku wyładowania elektrycznego w wodzie.

Prędkość fali sejsmicznej wzdłuż danego promienia jest zależna od parametrów fizycznych ośrodka, przez który ten promień przebiega. Każdy z promieni niesie więc informację o innym wycinku powierzchni pomiarowej. W związku z tym równoczesna analiza czasów przebiegu fal, wzdłuż wszystkich promieni, umożliwia odwzorowanie rozkładu ich prędkości na całej rozważanej powierzchni pomiarowej, którą dzieli się na elementy powierzchniowe. Odwzorowanie takie jest zagadnieniem ogólnej teorii inwersji, która jest zbiorem metod umożliwiających odwzorowanie parametrów szukanego modelu ośrodka na podstawie pomiarów oraz związków fizycznych łączących parametry modelu z mierzonymi wielkościami.

Wygodnym sposobem zapisu i analizy danych pomiarowych, parametrów modelu i łączącego je związku fizycznego jest metoda wektorowa. Zapisując zbiór danych pomiarowych, jako wektor *d* o długości *N* (gdzie *N* to liczba pomiarów), pa-

rametry modelu jako wektor *m* o długości *M*, a związek miedzy tymi wielkościami jako *G*, otrzymujemy równanie wektorowe: d = G×m, odpowiadające układowi *N* równań liniowych.

Rozwiązaniem tego układu równań jest prędkości fal sejsmicznych w każdym z wydzielonych elementów podziału powierzchni pomiarowej. Wartości te odwzorowują rozkład prędkości fal sejsmicznych na badanej powierzchni i są podstawą do sporządzenia mapy ich rozkładu.

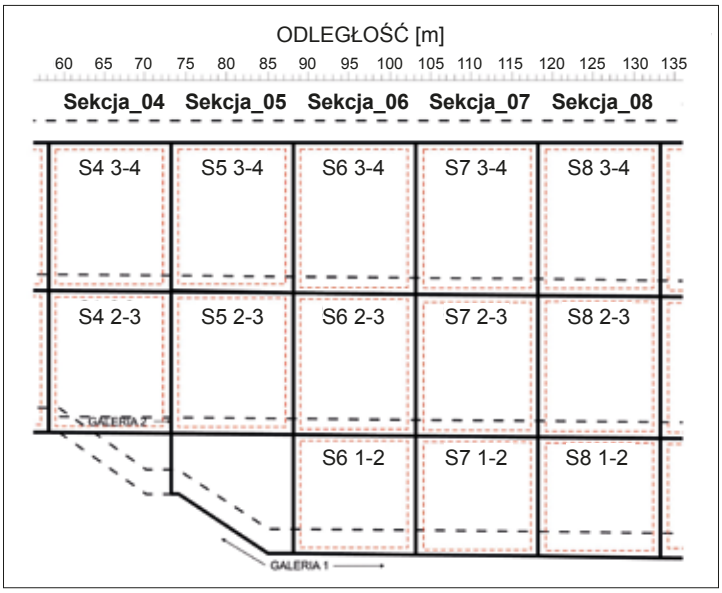
Zdolność rozdzielcza pomiarów metodą sejsmiczną zależy od długości rejestrowanych fal, zwykle przyjmuje się, że wynosi ona (0,25–0,50)λ. Do tej wielkości musi być dopasowana wielkość elementów podziału powierzchniowego. W typowych warunkach badania korpusów zapór betonowych są to kwadraty (prostokąty) o boku 1,0–1,5 m.

Zróżnicowania prędkości fal sejsmicznych i parametrów fizyczno-mechanicznych w betonowym korpusie zapory

Większość zapór jest zbudowana w taki sposób, że składają się one z kilkudziesięciu bloków betonowych (sekcji). Szerokość bloków jest różna. Może wynosić 10–18 m, w zależności do miejsca położenia. Przykład fragmentu zapory z podziałem na sekcje przedstawiono na rysunkach 124 i 125.



Rys. 124. Zdjęcie zapory od strony wody górnej. Na zdjęciu widoczne łączenia bloków (sekcji)



Rys. 125. Fragment szkicu zapory z podziałem na sekcje i galerie

W zaporach betonowych wzdłuż korpusu poprowadzone są galerie. Zlokalizowane są one najczęściej na kilku poziomach. Poszczególne galerie łączą się ze sobą (rys. 126).

Galerie często (w tym przypadku również) są wykorzystywane do prześwietlań korpusu zapory. Prześwietlając np. sekcję nr 6, najpierw pomiary wykonywano pomiędzy galeriami 3–4. Następnie pomiary przeprowadzono pomiędzy galeriami 2–3 i 1–2. Wykonano również prześwietlanie od ściany odwodnej z poziomu powierzchni wody do galerii 3 i 4. Przed pracami geofizycznymi wyznaczono geodezyjnie położenie poszczególnych płaszczyzn prześwietlań oraz geofonów i punktów strzałowych.

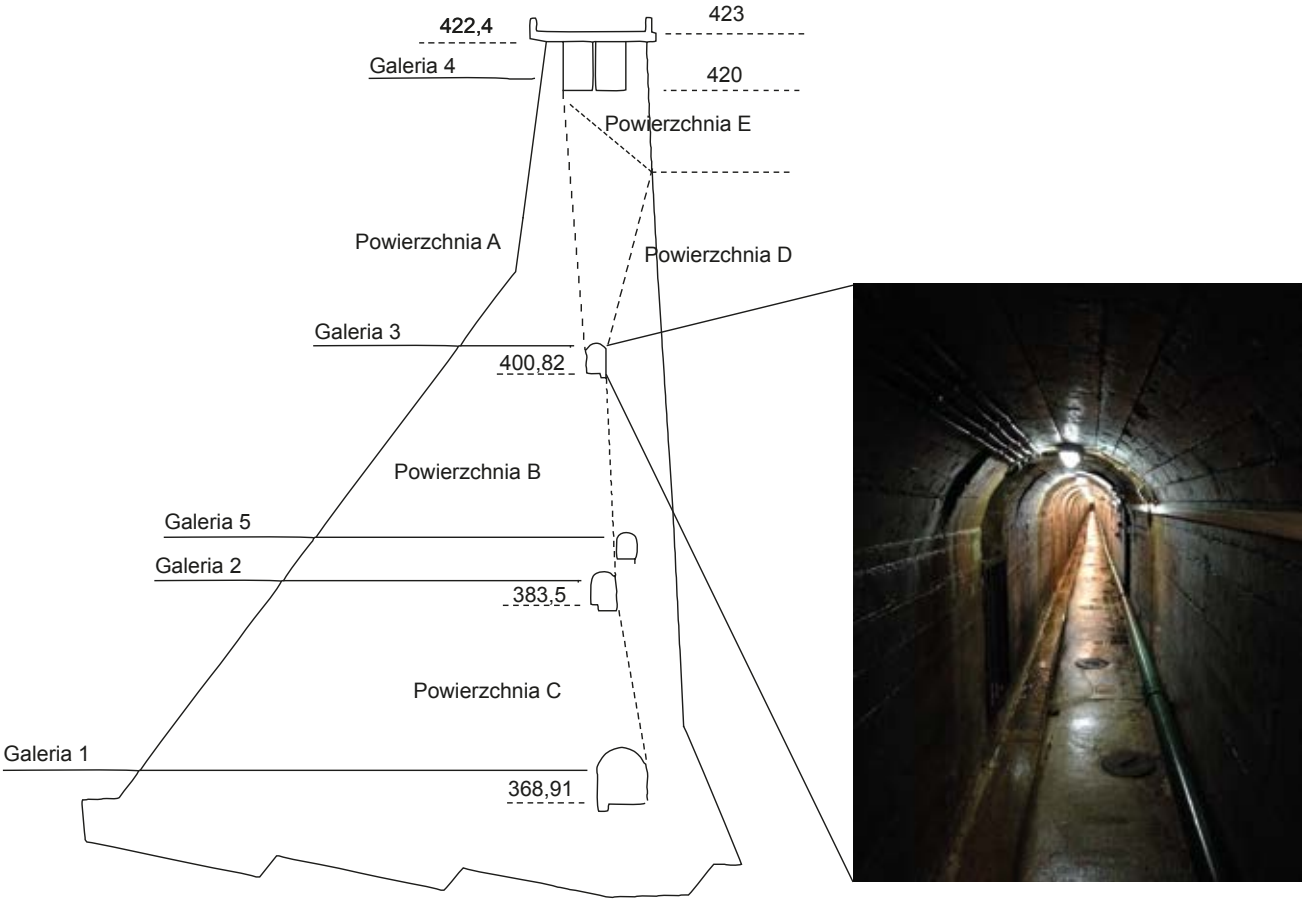
Na rysunku 127 przedstawiono mapę rozkładu prędkości fal sejsmicznych *Vp* na powierzchni ograniczonej galeriami 1–4 i bocznymi ścianami trzech kolejnych sekcji zapory. Mapę tą tworzy 9 map prędkości fal określonych w wyniku prześwietleń między sąsiadującymi galeriami, w każdej sekcji osobno.

Takie wykonanie pomiarów wynikało z konieczności wyeliminowania wpływu na prędkość fal dylatacji i uszczelnień między sąsiadującymi sekcjami.

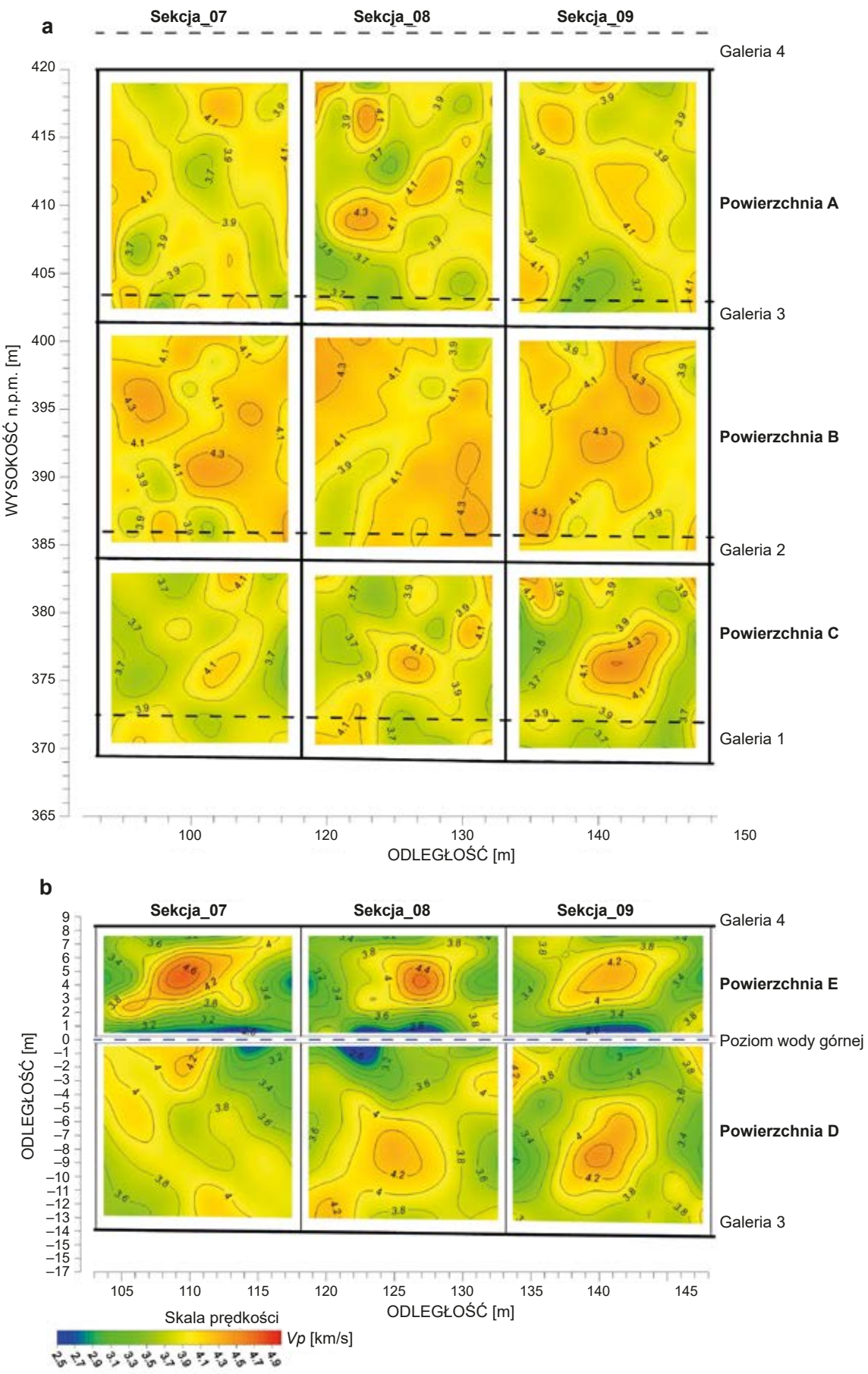
W kolejnych sekcjach 7, 8 i 9, między galeriami 3–4 średnie prędkości fal wynoszą: 3965, 3892 i 3898 m/s, między galeriami 2–3: 4099, 4113 i 4099 m/s i między galeriami 1–2: 3822, 3750 i 3549 m/s. Na każdej z map prędkości podano średnią prędkość fal dla całej powierzchni pomiarowej. Zarejestrowane prędkości fal na wydzielonych powierzchniach są stosunkowo wysokie, a ich zróżnicowanie jest niewielkie, co świadczy o wysokich parametrach i jednorodności betonu (Bestyński i in., 2013).

Na rysunku 127b przedstawiono mapy rozkładu *Vp* na powierzchniach wyznaczonych krawędzią ściany odwodnej sekcji 7, 8 i 9 i poziomu wody oraz galeriami 3 i 4. Otrzymane prędkości są niższe od określonych między galeriami. Średnie prędkości do galerii 3 w kolejnych sekcjach wynoszą: 3631, 3762 i 3565 m/s, a do galerii 4 odpowiednio: 3591, 3750, 3549 m/s. Również tutaj na każdej z map podano średnią prędkość fal dla całej powierzchni pomiarowej. Prędkości fal na omawianych powierzchniach są również dużo bardziej zróżnicowane. Mapy prędkości obrazują położenie stref anomalnie niskich prędkości (kolor niebieski), wskazujących na osłabienie betonu – największe w strefie bezpośrednio sąsiadującej ze ścianą odwodną.

Rezultaty wykonanych badań zestawiono w formie tabelarycznej (tab. 37). W tabeli podano lokalizację każdej powierzchni pomiarowej, zakres mierzonych prędkości i ich wartość średnią oraz szacunkowe wartości średnie i zakresy zmienności określonych na podstawie prędkości fal sejsmicznych, parametrów fizyczno-mechanicznych charakteryzujących ośrodek, tj. dynamicznego modułu Younga E_d, wytrzymałości na jednoosiowe ściskanie *Rc* i całkowitej porowatość K_p.



Rys. 126. Poglądowy szkic obrazujący przekrój przez korpus zapory oraz zdjęcie wewnątrz galerii



Rys. 127. Prędkości fal sejsmicznych w korpusie zapory (Bestyński i in., 2015)

Tabela 37

Zestawienie paramentów uzyskanych za pomocą badań geofizycznych

Nr sekcji	Powierzchnia	*Vp* [km/s]			E_d [GPa]			K_p [%]			*Rc* [MPa]		
	Gal(W)-Gal	min.	max.	śr.	min.	max.	śr.	min.	max.	śr.	min.	max.	śr.
7	3-4	3,11	4,38	3,96	19,3	38,4	31,3	8,2	17,4	10,5	27,7	41,8	37,0
	2-3	3,32	4,53	4,10	22,0	40,9	33,6	7,5	15,6	9,7	29,9	43,5	38,6
	1-2	3,41	4,33	3,82	23,2	37,5	29,2	8,3	14,8	11,3	30,9	41,2	35,5
	W-3	2,63	4,34	3,78	13,8	37,7	28,5	8,3	22,6	11,7	22,7	41,3	35,0
	W-4	2,35	4,78	3,57	11,0	45,7	25,5	6,3	17,5	13,3	19,7	46,4	32,7
8	3-4	3,18	4,48	3,89	20,2	40,1	30,3	7,7	16,6	10,8	28,4	42,9	36,3
	2-3	3,57	4,45	4,11	25,5	39,6	33,8	7,8	13,5	9,7	32,7	42,6	38,7
	1-2	3,46	4,58	3,90	23,9	41,9	30,5	7,2	14,3	10,8	31,5	44,1	36,4
	W-3	2,87	4,42	3,78	16,5	39,0	28,5	8,0	19,5	11,7	25,2	42,2	35,0
	W-4	2,63	4,26	3,54	13,8	36,3	25,1	8,7	23,0	13,6	22,6	40,4	32,4
9	3-4	3,38	4,34	3,90	22,8	37,7	30,4	8,3	15,0	10,8	30,6	41,4	36,3
	2-3	3,59	4,51	4,10	25,8	40,6	33,6	7,6	13,2	9,7	32,9	43,2	38,6
	1-2	3,31	4,50	3,87	21,9	40,4	30,0	7,6	15,6	10,9	29,8	43,1	36,1
	W-3	2,87	4,55	3,71	16,5	41,5	27,5	7,4	19,7	12,3	25,2	43,8	34,2
	W-4	2,37	4,37	3,57	11,2	38,2	25,4	8,2	27,0	13,4	20,0	41,7	32,6

Podsumowanie

Przedstawione przykłady badań potwierdzają możliwość przestrzennego zróżnicowania badaniami sejsmicznymi właściwości fizyczno-mechanicznych betonu budującego korpusy zapór, jak również ich skalnego podłoża. Określone w sposób pośredni, na podstawie prędkości fal sejsmicznych, szacunkowe wartości parametrów fizyczno-mechanicznych dopiero w połączeniu z badaniami laboratoryjnymi próbek materiału umożliwiaj pełną, przestrzenną ocenę stanu technicznego badanych obiektów i ich podłoża.

Badania sejsmiczne wykorzystuje się również do oceny skuteczności prac remontowych – porównuje się wyniki pomiarów wykonanych przed rozpoczęciem remontu i po jego zakończeniu.

Uzyskiwane rezultaty upoważniają do stwierdzenia, że badania geofizyczne są istotne i przydatne w rozpoznaniu stanu technicznego budowli hydrotechnicznych.

8.7. OBRAZOWANIE BUDOWY GEOLOGICZNEJ FLISZU

Karpaty zewnętrzne są młodymi, stromymi górami fałdowymi zbudowanymi z utworów fliszowych. Flisz jest osadem terygenicznym, który był deponowany w stosunkowo głębokim basenie morskim w wyniku sedymentacji prądów zawiesinowych. Taka sedymentacja tworzy charakterystyczną sekwencję złożoną z naprzemianległych warstw twardych i kruchych osadów gruboziarnistych (piaskowce i zlepieńce) oraz miękkich i plastycznych osadów drobnoziarnistych (mułowce i iłowce).

Osady te w fazie ruchów górotwórczych zostały sfałdowane, zuskokowane i ponasuwane na siebie, tworząc skomplikowaną strukturę tektoniczną o charakterze płaszczowinowym. Fliszowy ośrodek skalny jest nieciągły, niejednorodny i anizotropowy. Warunki budowlane na takich obszarach są bardzo trudne, a warunki geologiczno-inżynierskie skomplikowane i wymagają szczegółowego rozpoznania.

Ocena właściwości fizyczno-mechanicznych fliszu na podstawie badań geofizycznych

Wieloletnie badania geofizyczne na obszarze Karpat fliszowych wykazały, że najbardziej efektywne w rozpoznaniu budowy geologicznej i właściwości fizyczno-mechanicznych fliszu są metody sejsmiczna i geoelektryczna. Zastosowanie kompleksowych badań geofizycznych umożliwia określenie podstawowych charakterystyk fliszu, jego litologii i stopnia zaangażowania tektonicznego (Bestyński, 1993, 1997).

Pomiary sejsmiczne umożliwiają zlokalizowanie i okonturowanie stref koncentracji spękań związanych z tektoniką, charakteryzujących się obniżonymi prędkościami fal sejsmicznych, a elektrooporowe, na podstawie zróżnicowania opornościowego piaskowców i mułowców, określenie litologii, czyli procentowego udziału każdego z nich.

Należy pamiętać, że na obszarach fliszowych, to metoda refrakcyjna powinna być wiodąca (podstawowa) w badaniach geofizycznych, a metoda ERT jest tylko uzupełnieniem informacji. Niniejszy przykład odnosi się jednak do wykorzystania i sposobu interpretacji badań elektrooporowych, gdyż jest on rzadko opisywany i wykorzystywany.

Podział fliszu na serie litologiczne

Oporność elektryczna fliszu, zbudowanego z naprzemianległych warstw wysokooporowych piaskowców i niskooporowych łupków, zależna jest głównie od jego składu litolo-

gicznego. Można więc przyjąć, że oporność elektryczna ośrodka fliszowego jest funkcją jego składu procentowego.

Oporność elektryczna charakteryzuje więc skład litologiczny fliszu oraz zawodnienie masywu. Zawodnienie masywu powoduje zawsze obniżenie oporu elektrycznego. Jeśli dodatkowo wody będą zmineralizowane, spadek oporności będzie znaczący.

Ilościowo zależność oporu elektrycznego od litologii fliszu określa wzór empiryczny (Trojan, 1975):

$$\rho = (2 \pm 0{,}5) \times (\%\text{piaskowców})$$

gdzie:
ρ – oporność elektryczna [Ωm].

Zależność oporu wody od jej mineralizacji określa wzór (Stenzel, Szymanko, 1973):

$$\rho = \frac{A}{C_0}$$

gdzie:
ρ – oporność elektryczna [Ωm];
A – stała empiryczna (A = 7,5×105);
C_0 – ogólna mineralizacja wody [mg/dcm^3].

Zależność oporności fliszu od zawartości piaskowców określona w latach 70. przez Trojana (1975) została potwierdzona i uszczegółowiona przez Bestyńskiego (1997).

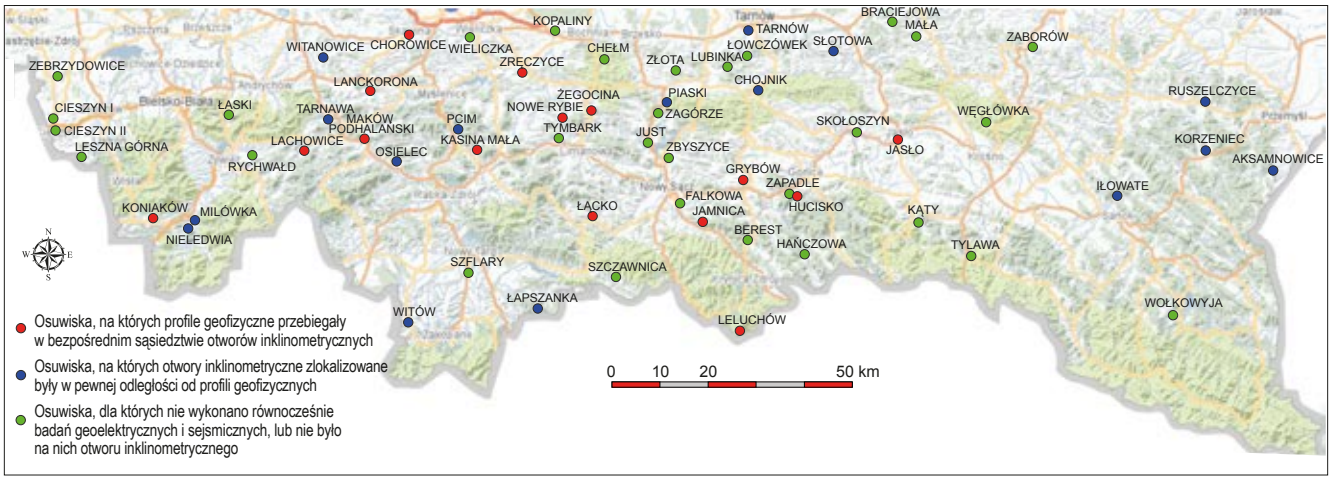
Zależności te znalazły także potwierdzenie w pracach współczesnych. Przykładem mogą być prace geofizyczne wykonywane w ramach projektu SOPO – liczne badania geofizyczne w 66 lokalizacjach (rys. 128) – oraz inne projekty, np. związane z geotermią płytką.

Na podstawie kilkunastu lat badań fliszu można zestawić zależność oporności elektrycznej od zawartości piaskowców (rys. 129) (Bestyński, 1997):

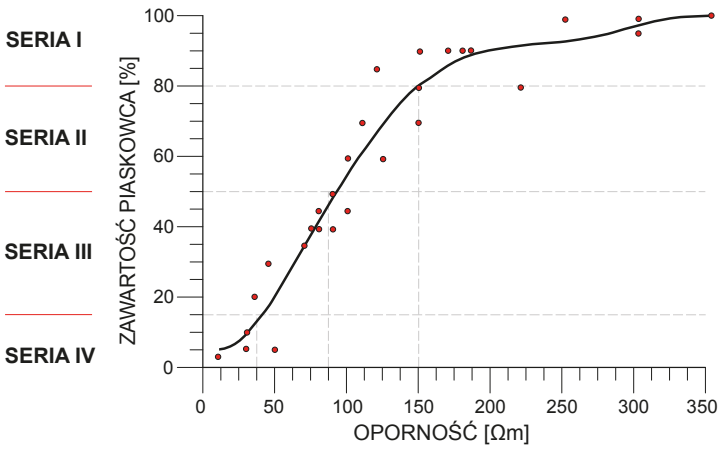
$$[\%\text{pc}] = 7{,}26 - 0{,}37\rho + 1{,}8 \times 10 - 2\,\rho^2 - 1{,}3 \times 10 - 4\rho^3 + 3{,}58 \times 10 - 7\rho^4 - 3{,}47 \times 10 - 10\rho^5$$

gdzie:
[%pc] – procentowa zawartość piaskowca [%].

W niezaburzonym tektonicznie ośrodku fliszowym izolinie wartości oporności często przebiegają zgodnie z granicami litologicznymi. Zaburzenie tego przebiegu najczęściej jest związane z tektoniką i jest pomocne w jej rozpoznaniu. Dyslokacje naruszają ciągłość warstw, a więc



Rys. 128. Mapa lokalizacji badań geofizycznych wykonanych w ramach projektu SOPO



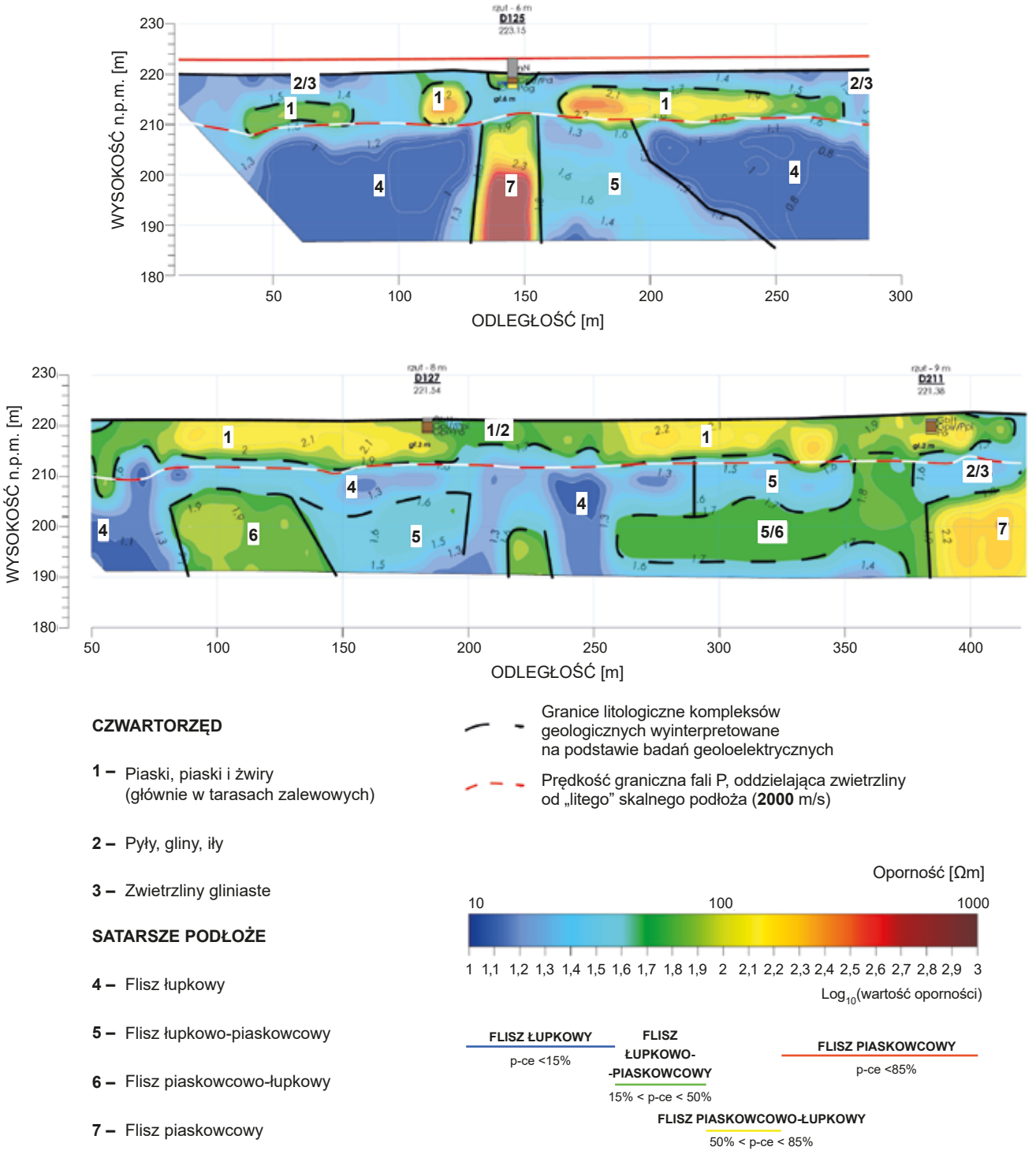
Rys. 129. Empiryczna zależność oporności elektrycznej fliszu od procentowej zawartości piaskowców (Bestyński, 1997)

również ciągłość izoomów odpowiadającym granicom litologicznym.

Z punktu widzenia zawartości piaskowców i łupków podzielono flisz na cztery serie litologiczne (Bestyński i in., 1989):

– I – seria piaskowcowa (85–100% piaskowców, 0–15% łupków) – oporność powyżej 150 Ωm;
– II – seria piaskowcowo-łupkowa (50–85% piaskowców, 15–50% łupków) – oporności 90–150 Ωm;
– III – seria łupkowo-piaskowcowa (15–50% piaskowców, 50–85% łupków) – oporności 40–90 Ωm;
– IV – seria łupkowa (0–15% piaskowców, 85–100 % łupków) – oporności poniżej 40 Ωm.

Na tej podstawie można w miarę prosty sposób podjąć próbę wstępnej interpretacji przekrojów geoelektrycznych wykonanych na fliszu. Jeśli dodatkowo z pracami geoelektrycznymi były wykonywane sejsmiczne profilowania refrakcyjne, to daje nam to możliwość wyznaczenia głównej



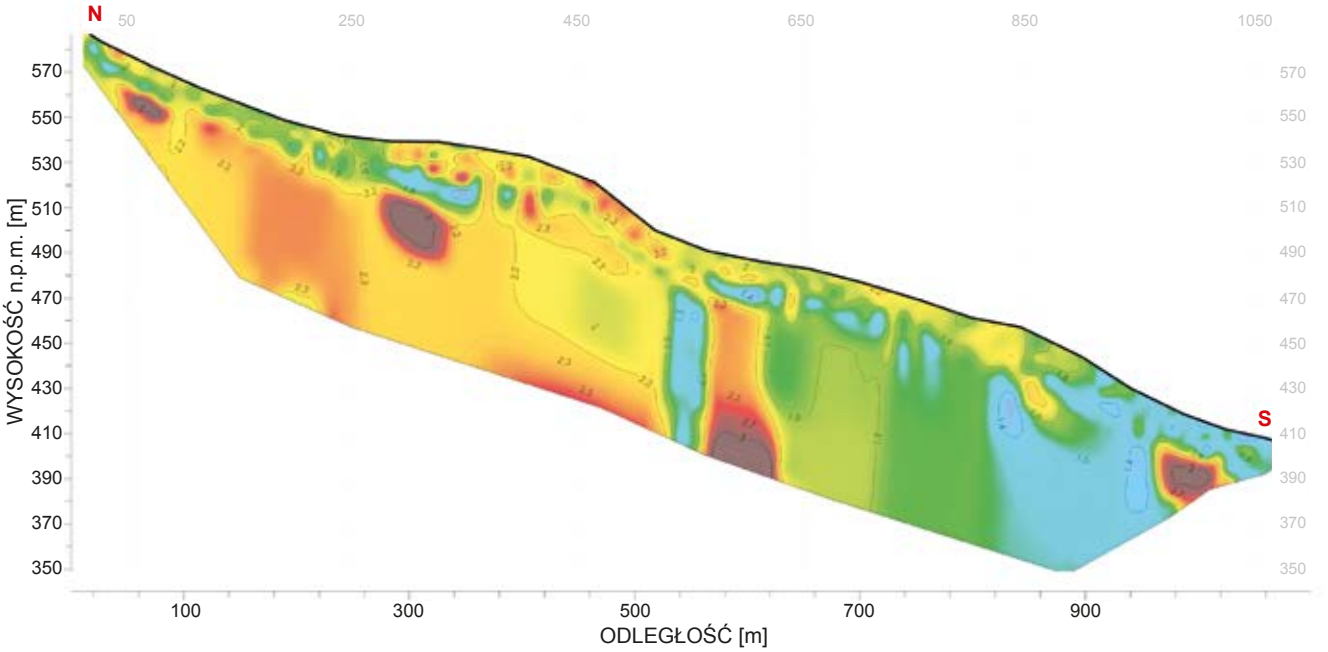
Rys. 130. Przykład interpretacji przekrojów ERT w ośrodku wykształconym jako flisz

granicy refrakcyjnej, która oddzieli zwietrzelinę od „litego" podłoża skalnego. Przykład takiej interpretacji pokazano na rysunku 130.

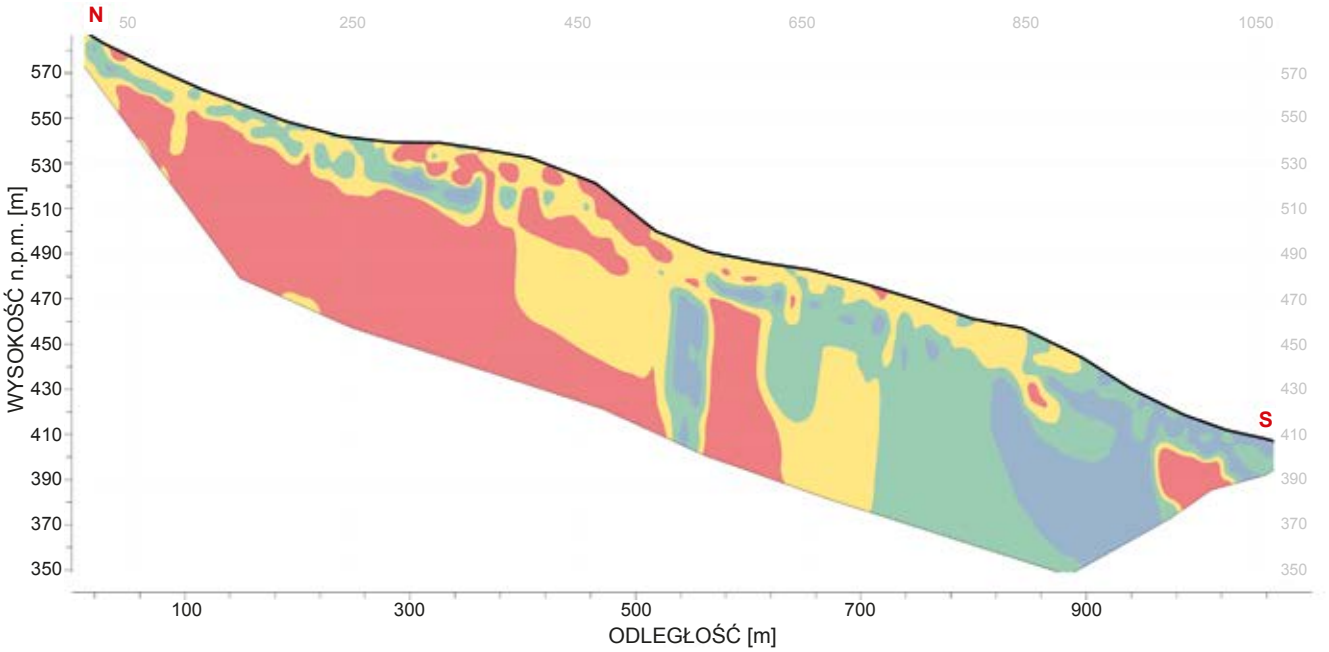
W tym przypadku jako granicę refrakcyjną przyjęto prędkość 2000 m/s, ponieważ badania sejsmiczne wykonywano za pomocą tomografii sejsmicznej fali P (SRT-P). Wyznaczenie takiej granicy oraz podział ośrodka na serie litologiczne powoduje, że interpretacja jest prostsza.

W pewnych przypadkach można podjąć próbę wykonania takiej interpretacji w sposób półautomatyczny (np. w odpowiednim programie). Mając przekrój geoelektrycznych (rys. 131), możemy zdefiniować zakresy opornościowe, które prezentują się na przekroju jako granice (rys. 132).

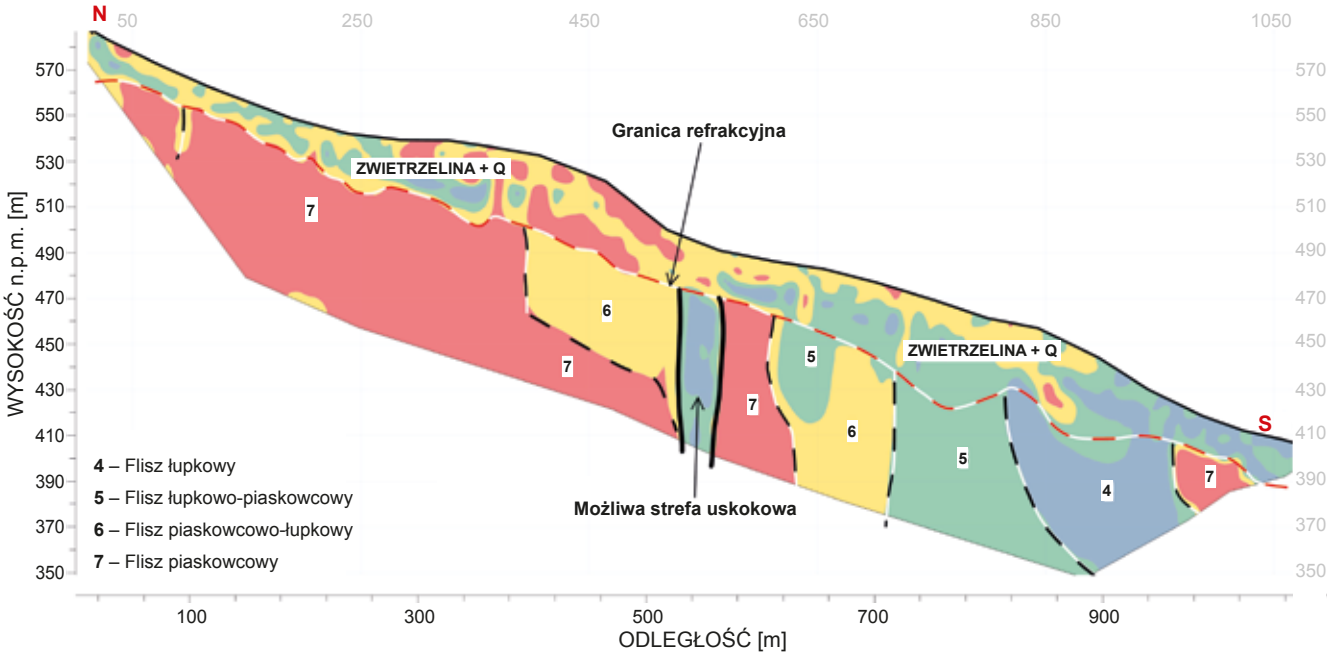
Jak widać na rysunku 133, zdefiniowane zakresy oporności dla konkretnych serii litologicznych wskazały strefy występowania fliszu piaskowcowego (grupa I, kolor czerwony), piaskowcowo-łupkowego (grupa II, kolor żółty), łupkowo-piaskowcowego (grupa III, kolor zielony) i łupkowego (grupa IV, kolor niebieski). Dodatkowo na przekroju można wyinterpretować strefy uskokowe. Wykorzystując wyniki badań sejsmicznych i wyznaczoną granicę refrakcyjną, można wskazać granicę między zwietrzeliną a „litym" podłożem skalnym (rys. 133).



Rys. 131. Przekrój geoelektryczny bez interpretacji w ośrodku wykształconym jako flisz (objaśnienia na rysunku 130)



Rys. 132. Przekrój geoelektryczny z podziałem na serie litologiczne w ośrodku wykształconym jako flisz (objaśnienia na rysunku 130)



Rys. 133. Przekrój geoelektryczny z podziałem na serie litologiczne i z interpretacją w ośrodku wykształconym jako flisz (objaśnienia na rysunku 130)

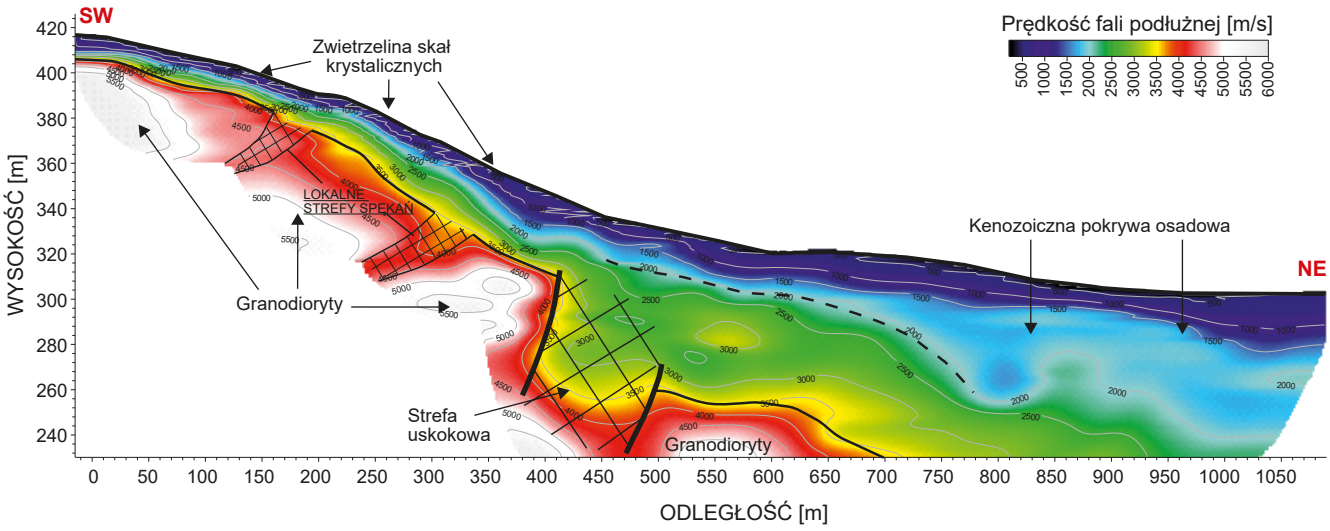
8.8. ROZPOZNANIE NIECIĄGŁOŚCI TEKTONICZNYCH ORAZ STROPU SKAŁ

8.8.1. Rozpoznanie nieciągłości tektonicznych oraz stropu skał metodami sejsmicznymi

Pomiary prędkości sejsmicznej fali P w wersji sejsmicznej tomografii refrakcyjnej (SRT-P) oraz badania elektrooporowe w wielu przypadkach sprawdzają się na obszarach górskich i wszędzie tam, gdzie pod powierzchnią terenu znajduje się podłoże skalne w zasięgu głębokościowym przyjętej metody. Badania tego typu umożliwiają wydzielenie istniejących stref nieciągłości i rozgraniczenie strefy zbudowanej ze skał od poziomu znajdującej się powyżej, gdzie występują procesy wietrzenia oraz pokrywy najmłodszych skał osadowych. Poniżej opisano przykłady wykorzystania badań geofizycznych do interpretacji nieciągłości tektonicznych oraz stropu podłoża skalnego.

Profil sejsmiczny fali P metodą sejsmicznej tomografii refrakcyjnej (SRT-P) został wykonany we wsi Mąkolno, ok. 3 km na NW od Złotego Stoku. Geologicznie przebiega on po wschodniej krawędzi Gór Złotych i przecina sudecki uskok brzeżny (rys. 134).

W rozkładzie prędkości badanego ośrodka wyraźnie można wydzielić trzy strefy. Po stronie lewej notuje się wysokie



Rys. 134. Interpretacja stropu podłoża skalnego oraz nieciągłości tektonicznych na podstawie badań geofizycznych techniką SRT-P (profil geofizyczny przecinający sudecki uskok brzeżny w rejonie wsi Mąkolno)

i bardzo wysokie wartości *Vp*, przekraczające 4000 m/s, z lokalnymi maksymami powyżej 5500 m/s. Rozkład wartości *Vp* w tej strefie jest niejednorodny, miejscami występują obniżenia wartości *Vp* i strefy szybkich jej zmian. Obniżenia te dają wyraźne, strome granice, co należy interpretować jako strefy nieciągłości, spękań lub uskoki tnące masyw krystaliczny. Ośrodek o wysokich wartościach *Vp* jest tu interpretowany jako krystaliczne skały magmowe (granity, granodioryty). Znaczny spadek wartości *Vp* w najpłytszych 10 m, w tej części przekroju, związany jest z występowaniem zwietrzelin.

W środkowej części profilu można zaobserwować prawie pionową strefę o znaczne obniżonych prędkościach fali podłużnej. Strefa obniżenia *Vp* ma szerokość ok. 100 m i ograniczona jest stromymi krawędziami wysokiego gradientu wartości *Vp*. Tego typu układ w obrazie rozkładu prędkości sejsmicznych interpretowany jest jako strefa uskokowa, rozdzielająca podłoże skalne. W tym przypadku widać również wyraźnie obniżone skrzydło zrzucone uskoku po stronie prawej.

Ośrodek skalny występujący po prawej stronie przekroju charakteryzuje się znacznie niższymi wartościami *Vp*. Nie przekraczają one 2500 m/s nawet do głębokości 70 m p.p.t. Ośrodek skalny w tej części przekroju można interpretować jako miąższą, kenozoiczną pokrywę osadową. Strefa podłoża skalnego zapada w stronę prawą, „znikając" z przekroju. Nie jest rejestrowana w skrajnej części profilu i znajduję się prawdopodobnie na głębokościach przekraczających zasięg przyjętej metod badań.

Kolejny przykład podobnej sytuacji zarejestrowano 5 km na SW od Jawora i profil również przecina sudecki uskok brzeżny (rys. 135).

Na przekroju prędkościowym fali podłużnej można wyróżnić trzy wyraźne typy ośrodka skalnego różniące się wartościami *Vp*. Najgłębiej i najbardziej na SW występuje ośrodek o bardzo wysokich wartościach *Vp*, w zakresie od 3500 do ponad 5500 m/s, co wskazuje, że ośrodek jest zbudowany ze skał krystalicznych, a najwyższe zanotowane prędkości są prawdopodobnie związane z występowaniem bazaltów kenozoicznych. Centralna część profilu jest zajęta przez ośrodek o prędkościach pośrednich (2000–3500 m/s), co odpowiada zmetamorfizowanym skałom osadowym występującym w rejonie linii badawczej. Prawa część przekroju, w strefie przypowierzchniowej cechuje się najniższymi wartościami *Vp*, w granicach 1400–2000 m/s. Prędkości takie przypisuje się osadom kenozoicznym pokrywającym podłoże bloku przedsudeckiego (iły i osady klastyczne miocenu, osady czwartorzędowe).

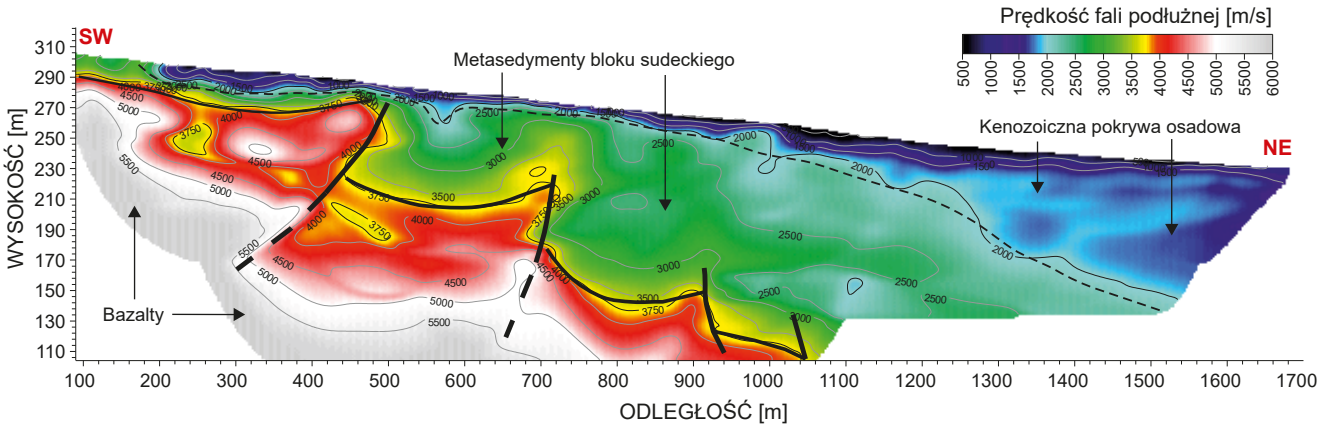
Przekrój *Vp* rejestruje wyraźne stopnie, wzdłuż których granica pomiędzy wysokoprędkościowym ośrodkiem w głębi a ośrodkiem o średnich wartościach *Vp* przy powierzchni skokowo obniża się ku prawej stronie przekroju. Granice, wzdłuż których zachodzi obniżenie, można interpretować jako strefy nieciągłości. Na przekroju zarejestrowano cztery tak zidentyfikowane granice, które składają się na szeroką i bardzo skomplikowaną strefę tektoniczną sudeckiego uskoku brzeżnego.

8.8.2. Rozpoznanie nieciągłości tektonicznych oraz stropu skał metodami elektrooporowymi

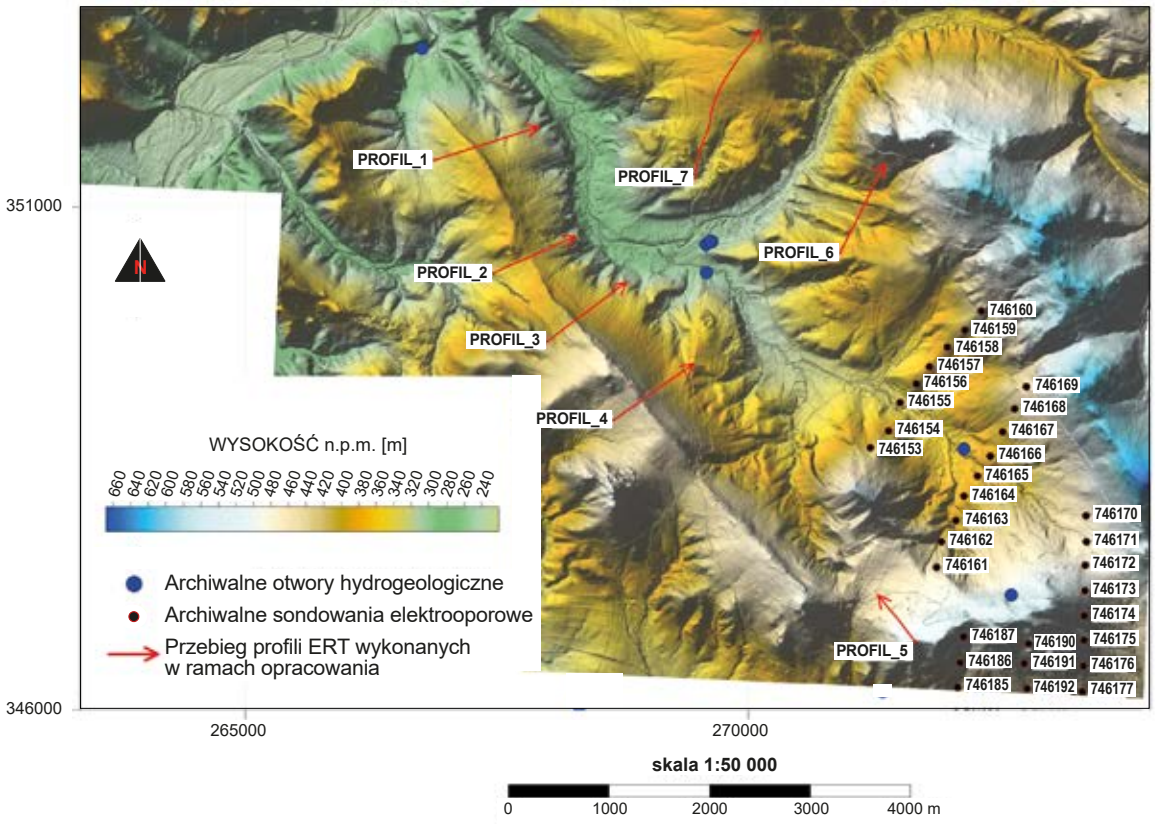
Na przekrojach elektrooporowych wykonanych techniką tomografii elektrooporowej ERT strefy uskokowe obrazują się jako silne i gwałtowne zmiany oporności w poziomie. Strefy uskokowe najlepiej obrazują się, jeżeli przecina je kilka profili geofizycznych równoległych, co umożliwi ich śledzenie na kolejnych przekrojach geoelektrycznych. Dobre wyniki obrazowania takich stref są także widoczne na przekrojach, gdzie następuje zmiana oporności. Profil przechodzi np. od obszaru wysokich oporności do obszaru oporności niskich. Przykładem takich prac są badania geofizyczne, które wykonano na potrzeby kartowania Rowu Wlenia (rys. 136).

Celem badań było zobrazowanie kontaktu skał metamorficznych, znajdujących się po zewnętrznej stronie rowu, z marglami i wapieniami kredy znajdującymi się w centrum struktury.

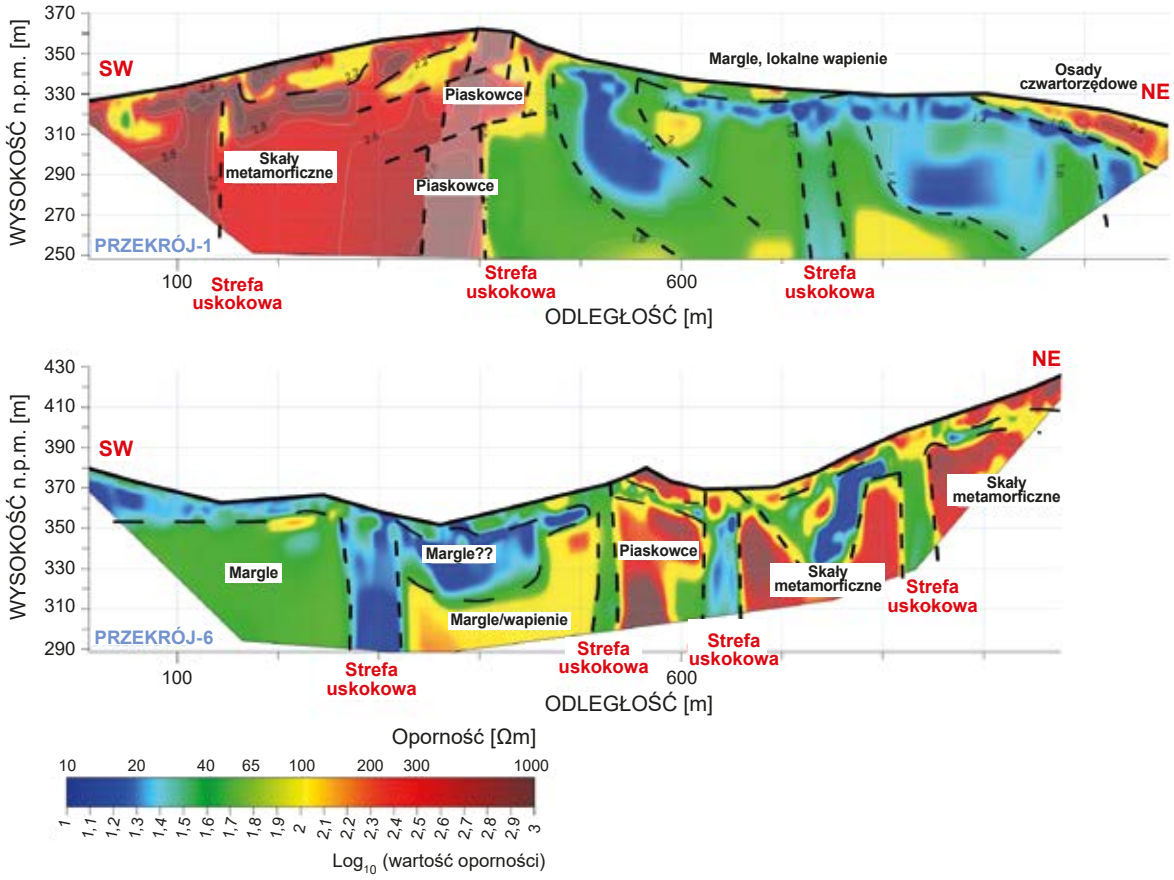
Jak widać na przekrojach geologiczno-geofizycznych, kontakt skał metamorficznych z marglami jest zobrazowany bardzo wyraźnie (rys. 137). Dodatkowo wyinterpretowano warstwę piaskowców, nachylonych prawie pod kątem 90 stopni. Zarówno w skałach metamorficznych, jak również w marglach i wapieniach są widoczne silne gradienty poziome, świadczące o strefach dyslokacji w obrębie tych skał.



Rys. 135. Interpretacja stropu podłoża skalnego oraz nieciągłości tektonicznych na podstawie badań geofizycznych techniką SRT-P (profil geofizyczny przecinający sudecki uskok brzeżny w rejonie Jaworowa)



Rys. 136. Lokalizacja badań geofizycznych na tle Rowu Wlenia



Rys. 137. Interpretacja stropu podłoża skalnego oraz nieciągłości tektonicznych na podstawie badań geofizycznych techniką ERT (wg A. Kowalskiego, PIG-PIB)

8.9. ROZPOZNANIE WYSTĘPOWANIA WARSTW IŁÓW ORAZ DEFORMACJI GLACITEKTONICZNYCH

Tekst na podstawie publikacji: Pacanowski G., Sokołowska M., Mieszkowski R., 2016 „Rola obrazowania elektrooporowego w uszczegółowieniu skomplikowanej budowy geologicznej wzgórza Morasko w Poznaniu". Prz. Geol., 64, 4: 238–244.

Punktowe metody badań podłoża (wiercenia i sondowania) nie są wystarczające do oceny deformacji glacitektonicznych, ze względu na ich bardzo zróżnicowaną intensywność, głębokość zalegania i rozprzestrzenienie. Z tego powodu metody geofizyczne stanowią istotny element wspomagający badania geologiczno-inżynierskie, gdyż pozwalają uzyskać prawie ciągły obraz pomiarowy. Poniżej zaprezentowano przykład badań dla zdeformowanego glacitektonicznie stropu iłów plioceńskich przykrytego zróżnicowanymi litologicznie osadami czwartorzędu, zlokalizowanego w rejonie wzgórza Morasko w Poznaniu (Pacanowski i in., 2016b).

Wzgórze Morasko stanowi część moreny czołowej stadiału poznańskiego zlodowacenia Wisły (zlodowacenia północnopolskie), w podłożu której znajdują się glacitektonicznie spiętrzone utwory neogenu (pliocen). Wzgórze jest zbudowane z plejstoceńskich piasków i żwirów czołowo-morenowych o miąższości kilkunastu metrów. Osady morenowe leżą na utworach zlodowacenia Wisły (fazy poznańskiej) wykształconych w postaci glin, piasków gliniastych z domieszką kamieni i z przewarstwieniami piasków. Lokalnie mogą w nich występować głazy narzutowe. Poniżej osadów lodowcowych plejstocenu zalegają jeziorne, szaroniebieskie lub szarozielone osady pliocenu, wykształcone w postaci iłów z soczewami piasków (Frankowski i in., 2013). Osady te lokalnie wyłaniają się na powierzchnię i charakteryzują się dużym zróżnicowaniem parametrów fizyczno-mechanicznych oraz znacznym obniżeniem parametrów wytrzymałościowych w strefach zlustrzeń i złuskowań (Dyjor, 1977).

Głównym celem przeprowadzonych badań było dokładne rozpoznanie stropu iłów plioceńskich z punktu widzenia lokalizacji ewentualnej strefy poślizgu. Prace obejmowały następujące etapy (Pacanowski i in., 2016b):

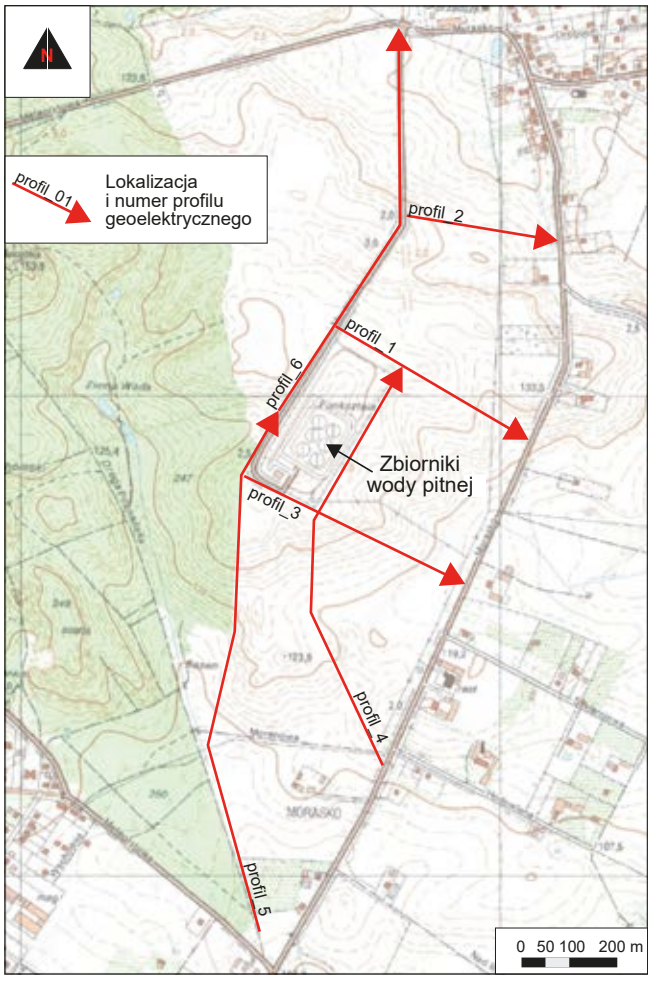
- etap I – wykonanie badań geofizycznych w celu wstępnego, ogólnego rozpoznania budowy geologicznej i skorelowanie ich z dostępnymi badaniami archiwalnymi (faza projektu badań geologicznych);
- etap II – wykonanie otworów wiertniczych w miejscach, gdzie stwierdzono anomalne rozkłady mierzonych parametrów fizycznych podłoża, w celu skorelowania ich z badaniami geofizycznymi oraz pobrania próbek gruntów do badań laboratoryjnych;
- etap III – wykonanie sondowań statycznych CPTU do oceny parametrów fizyczno-mechanicznych ośrodka gruntowego;
- etap IV – wykonanie reinterpretacji badań geofizycznych w dowiązaniu do wykonanych otworów badawczych i sondowań;
- etap V – wykonanie dodatkowych badań elektrooporowych w celu uszczegółowienia budowy geologicznej w miejscach wytypowanych na podstawie wstępnego modelu geologicznego.

Zaprojektowano badania tomografii elektrooporowej (ERT), przyjmując układ Wennera-Schlumbergera, który charakteryzuje się większą w stosunku do innych układów liczbą punktów pomiarowych. Badaniami geofizycznymi objęto obszar o powierzchni 110 ha i wykonano na nim 6 profili tomografii elektrooporowej (ERT) o łącznej długości ok. 4 km (rys. 138).

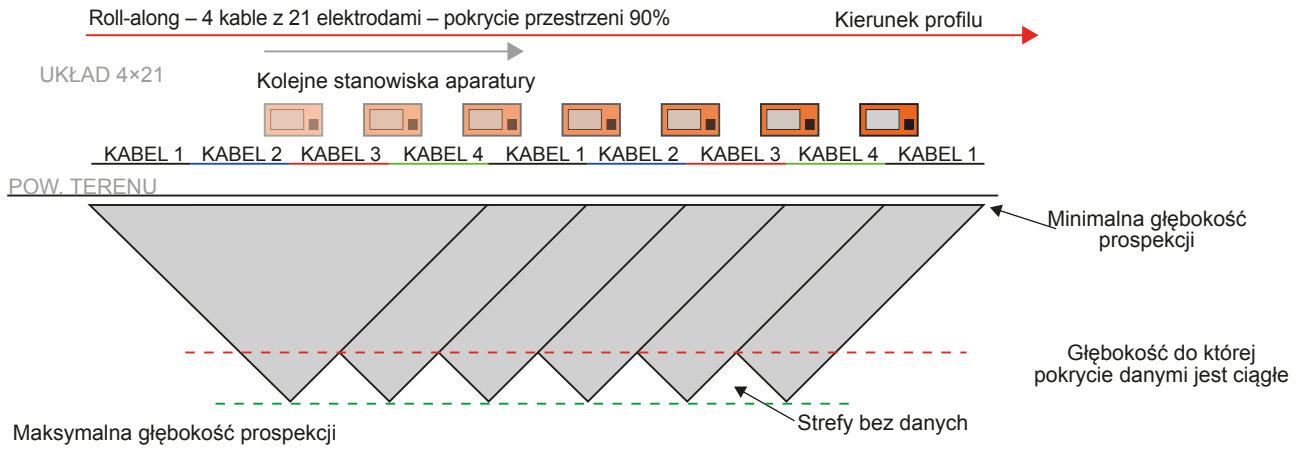
Badania elektrooporowe zaprojektowano w taki sposób, żeby osiągnąć głębokość ok. 30–40 m p.p.t. Profile geoelektryczne wykonano z pięciometrowym rozstawem elektrod, co oznacza rozdzielczość w poziomie równą ok. 5 m, a w pionie 3 m w górnych i 6 m w dolnych partiach przekroju. Przy tak przyjętym układzie pomiarowym pełne pokrycie danymi występuje tylko do danej głębokości (rys. 139).

Oprócz badań geofizycznych, wzdłuż profili pomiarowych wykonano także wiercenia i sondowania CPTU na potrzeby poboru próbek i oceny parametrów fizyczno-mechanicznych wydzielonych zespołów gruntów. Ich lokalizacja została dostosowana do obrazu uzyskanego z badań geofizycznych. Zaprojektowano je w miejscach występowania anomalii geofizycznych, tj. skokowej zmiany w wartościach oporności.

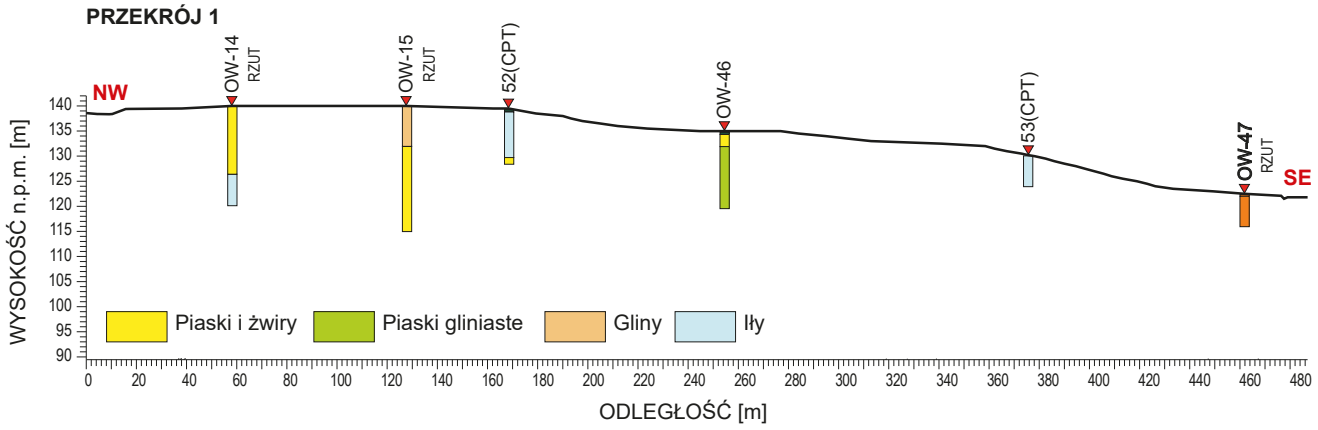
W tak skomplikowanych warunkach gruntowych, mając do dyspozycji wyłącznie wyniki wierceń, można uzyskać



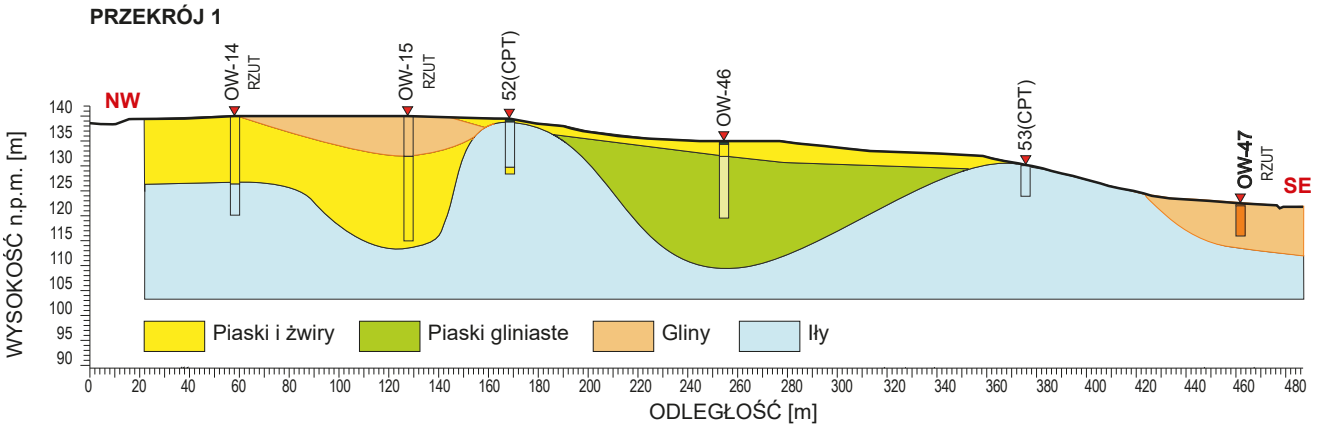
Rys. 138. Lokalizacja obszaru objętego badaniami oraz ciągów tomografii elektrooporowej (Pacanowski i in., 2016b)



Rys. 139. Schemat pokrycia danymi badanego ośrodka gruntowo-skalnego wzdłuż linii pomiarowej ERT (standard firmy ABEM)



Rys. 140. Przekrój nr 1 z naniesionymi profilami wierceń (Pacanowski i in., 2016b)



Rys. 141. Przypuszczalny przekrój geologiczno-inżynierski wzdłuż profilu nr 1 (Pacanowski i in., 2016b)

bardzo zgeneralizowany (możliwe, że błędny) obraz budowy geologicznej. Poniżej zestawiono wyniki wykonanych wierceń i sondowań na wybranym przekroju (nr 1 wg mapy – rys. 138).

W kolejnym podejściu wrysowano granice geologiczne wyłącznie na podstawie wierceń i sondowań (rys. 141), z zastosowaniem klasycznej metody łączenia warstw pomiędzy punktami badawczymi. W ten sposób uzyskano średnio skomplikowany obraz budowy geologicznej, z nieco pofałdowanym stropem iłów plioceńskich w podłożu.

W celu weryfikacji modelu budowy geologicznej badania punktowe skorelowano z opracowanymi wynikami pomiarów geofizycznych metodą ERT. Na podstawie rozkładu wartości oporności oraz zmienności oporności ośrodka gruntowego wyróżniono na analizowanym terenie następujące kategorie litologiczne (Pacanowski i in., 2016b):

– ośrodek o oporności powyżej 70 Ωm, niekiedy przekraczającej 1000 Ωm, odpowiadający piaskom o różnej wilgotności, lokalnie są to piaski pylaste i/lub gliniaste;
– ośrodek o oporności 25–70 Ωm, tj. gliny, gliny piaszczyste z glinami;
– ośrodek o oporności, poniżej 25 Ωm (lokalnie 5–10 Ωm), odpowiadający utworom ilastym.

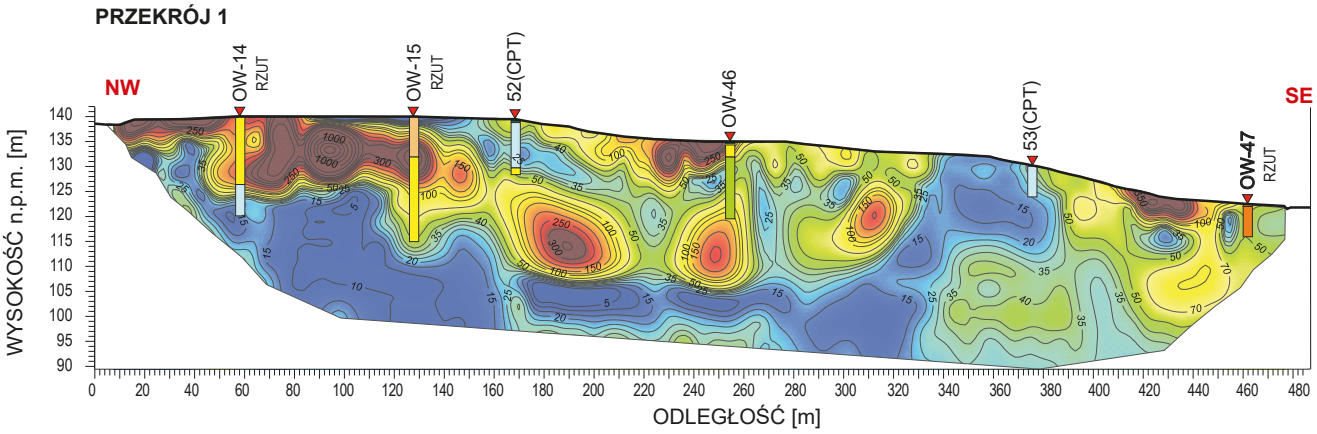
Jako granicę czwartorzęd–pliocen przyjęto wartość oporności równą 25 Ωm. Po tej izolinii poprowadzono linię wyznaczającą strop iłów plioceńskich (Frankowski i in., 2013).

Z porównania przekroju uzyskanego metodą klasycznej interpretacji (rys. 141), z tym co wykazała interpretacja pomiarów geofizycznych (rys. 142) wynika, że obraz uzyskany wyłącznie z wierceń nie odzwierciedla w pełni stopnia zaburzenia gruntów budujących badane wzgórze. Na przekroju geofizycznym jest widoczna duża zmienność stref o różnej oporności. Wyraźnie zaznaczają się fragmenty oderwanego starszego podłoża, strefy wyciśnięcia utworów ilastych na powierzchnię oraz strefy wymieszania ze sobą gruntów piaszczystych i gliniastych.

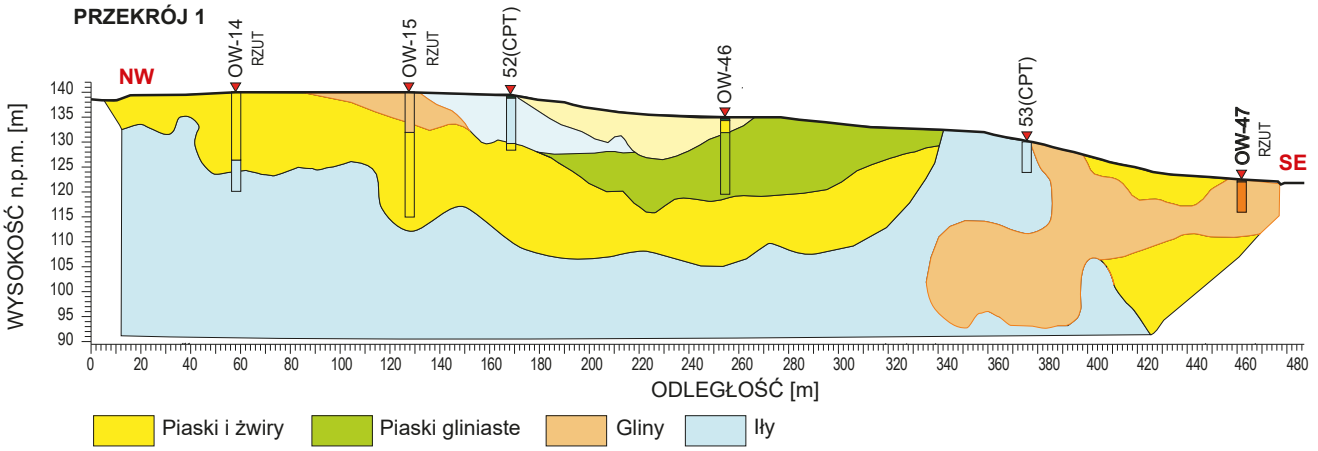
Skorelowanie wyników wierceń z wynikami pomiarów geofizycznych uzyskanych metodą ERT umożliwiło doprecyzowanie przebiegu granic geologicznych pomiędzy warstwami w warunkach silnie zaburzonego glacitektonicznie podłoża. W konsekwencji uzyskano ostateczny model budowy geologicznej (rys. 143), nieco bardziej skomplikowany od jego pierwotnej wersji, opartej wyłącznie na wierceniach i sondowaniach.

W rzeczywistości w analizowanym przekroju udział utworów piaszczystych jest większy, ponieważ stwierdzone w rejonie otworu 52 CPT utwory ilaste stanowią porwak starszego podłoża, a nie jego zdeformowany strop w postaci pojedynczego fałdu (Pacanowski i in., 2016). W takim przypadku dokładne rozpoznanie położenia stropu iłów plioceńskich ma duże znaczenie z punktu widzenia potrzeb projektowych, choćby z uwagi na położenie potencjalnej strefy poślizgu lub głębokości zagłębienia np. ścian szczelinowych czy pali.

W opisanym przypadku badania geofizyczne wniosły istotne informacje na temat budowy geologicznej terenu, zwłaszcza, że charakterystyka opornościowa badanych gruntów jest bardzo kontrastowa, a więc granice zaznaczają się



Rys. 142. Przekrój geoelektryczny nr 1 z naniesionymi profilami otworów i sond CPTU (Pacanowski i in., 2016b)



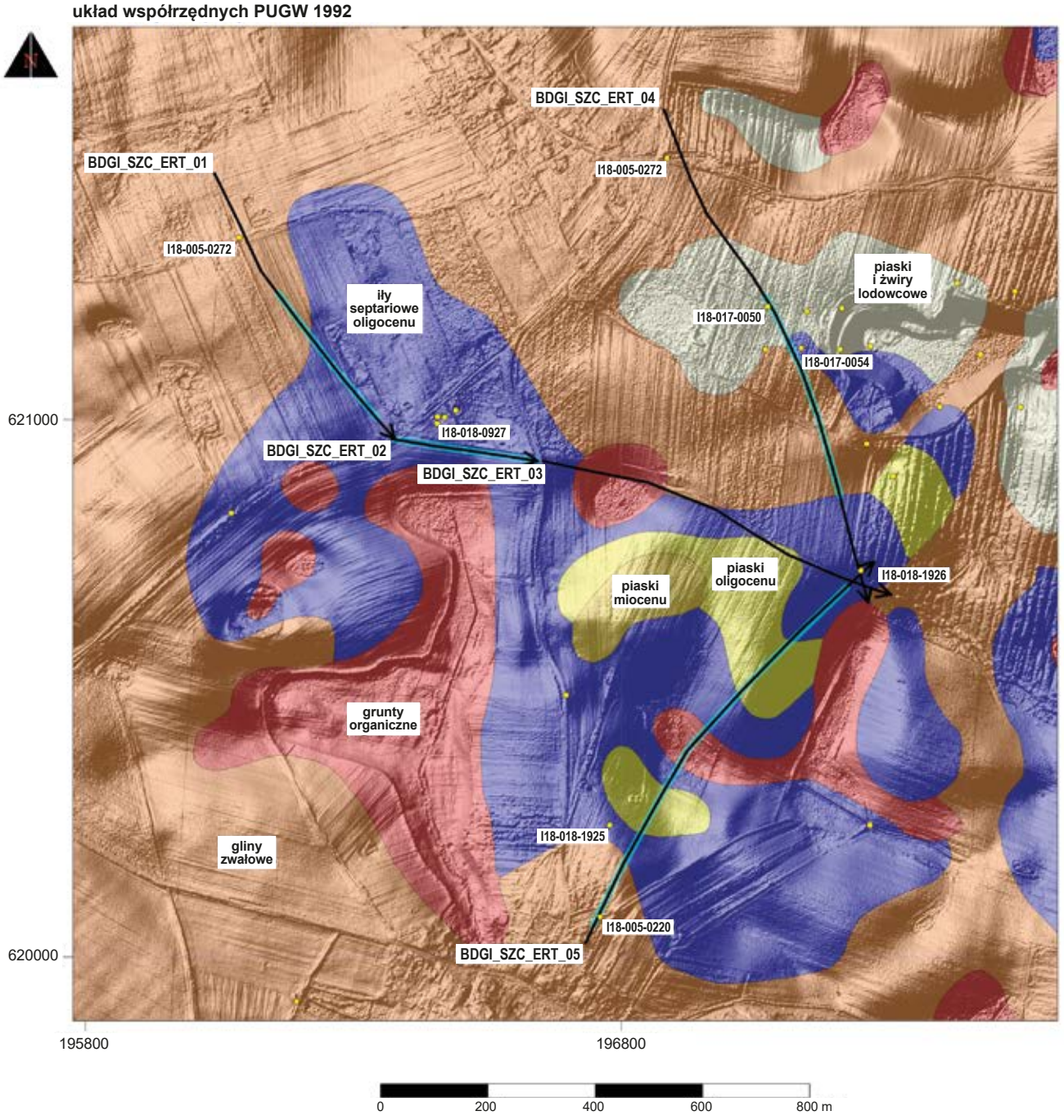
Rys. 143. Przekrój geologiczno-inżynierski wzdłuż profilu nr 1, po uwzględnieniu danych z badań elektrooporowych (Pacanowski i in., 2016b)

dosyć jednoznacznie. Metody geofizyczne są zatem istotnym uzupełnieniem metod bezpośrednich (wierceń i sondowań), zwłaszcza w skomplikowanych warunkach gruntowych.

8.10. OBRAZOWANIE STROPU IŁÓW NA PRZYKŁADZIE BADAŃ PROWADZONYCH W RAMACH OPRACOWANIA „ATLASU GEOLOGICZNO-INŻYNIERSKIEGO SZCZECINA"

Metody geoelektryczne są wykorzystywane do badania obszarów o skomplikowanej budowie geologicznej, na których występują duże kontrasty opornościowe. Wynikowe modele geoelektryczne w bardzo dokładny sposób obrazują przebieg stropu osadów ilastych, uszczegóławiając model geologiczny pomiędzy otworami.

Przykładem wykorzystania metod elektrycznych do określania powierzchni stropu gruntów spoistych są badania geofizyczne wykonane w ramach opracowania „Atlasu geologiczno-inżynierskiego Szczecina" (Jaros i in., 2022). Celem badań geofizycznych było określenie regionalnej budowy geologicznej w kilku wytypowanych obszarach, charakteryzujących się skomplikowaną budową geologiczną. Opisano obszar znajdujący się w południowo-zachodniej części atlasu, gdzie na powierzchni występują iły septariowe oligocenu (rys. 144).



Rys. 144. Mapa dokumentacyjna obszaru badań na podkładzie NMT oraz wydzielenia geologiczne

Wyniki badań dowiązano do archiwalnych i nowych otworów wiertniczych (wykonanych w ramach prac do atlasu) oraz do danych ze SMGP 1:50 000 – ark. Dołuje (Piotrowski, 1979).

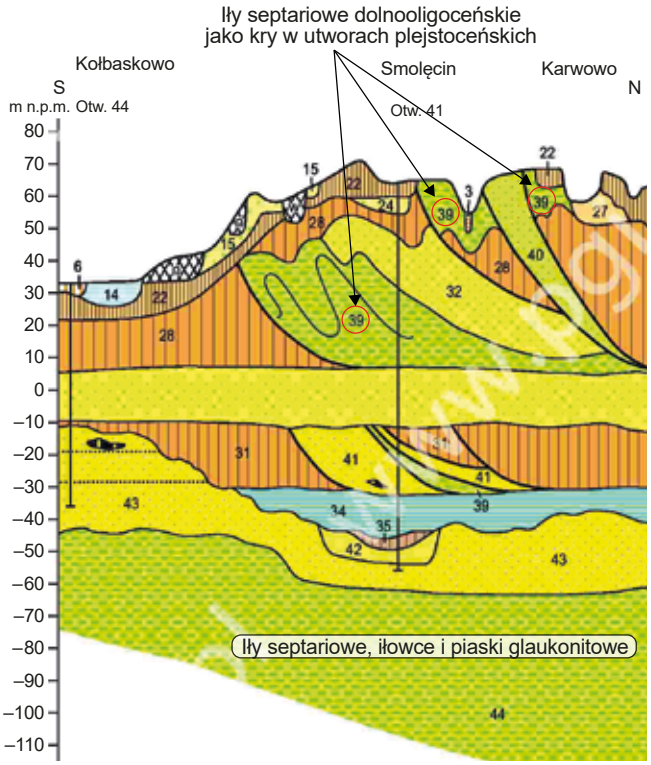
Budowa geologiczna obszaru objętego badaniami

Obszar opracowania, jak widać na mapie (rys. 144), znajduje się w miejscu, gdzie na powierzchni terenu są zlokalizowane liczne wychodnie utworów podczwartorzędowych.

W podłożu czwartorzędu występują iły septariowe, iłowce i piaski glaukonitowe. Iły często w efekcie procesów glacitektonicznych charakteryzują się zaburzoną strukturą. Schemat budowy geologicznej opisujący tę sytuację przedstawiono na rysunku 145.

W osadach plejstocenu, w obrębie zaburzonych glacitektonicznie glin zwałowych, występują porwaki utworów starszego podłoża. Są to piaski i mułki, a także iły, które występują jako kry w utworach plejstoceńskich tuż pod powierzchnią terenu (oznaczenie 39 na rysunku 145).

Iły septariowe dolnego oligocenu jako kry w utworach plejstoceńskich występują na powierzchni obszaru. Są to ciemnoszare, szare do niebieskozielonych zwięzłe iły wykazujące powierzchnie łupliwości. W stropie, w wyniku wietrzenia oraz procesów oksydacyjno-redukcyjnych, zmieniają barwę na szarobrązową z rdzawymi plamkami, miejscami z kilkucentymetrowymi kryształkami gipsu. Iły septariowe są mieszaniną illitu i montmorylonitu, z niewielkim udziałem kwarcu, skaleni i glaukonitu. Kry iłów dolnego oligocenu stwierdzono na różnych głębokościach w obrębie glin zwałowych różnego wieku (rys. 145) (Piotrowski, 1979).



Rys. 145. Schemat budowy geologicznej – przekrój przez południową cześć arkusza Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 – ark. Dołuje (Piotrowski, 1979)

Przekroje geoelektryczne – model geoelektryczny

Na podstawie korelacji ze SMGP 1:50 000 (ark. Dołuje) i profilami litologicznymi otworów wiertniczych, można stwierdzić, że opracowany na podstawie przekrojów geoelektrycznych model geoelektryczny dobrze oddaje budowę geologiczną badanego terenu.

Kontrast pomiędzy niskooporowymi utworami ilastymi a średniooporowymi glinami oraz wysokooporowymi piaskami jest na tyle duży, że przebieg granic jest wyraźny. Widać, że obszar występowania iłów na mapie geologicznej jest potwierdzony wynikami elektrooporowymi. W samych iłach występują głębokie na kilka metrów zagłębienia wypełnione osadami młodszymi, np. przekroje nr 1 i 5 (rys. 146).

Przekrój nr 2 (rys. 146) obrazuje w zasadzie tylko osady ilaste, które występują na całej długości profilu. Strefy zwiększonych oporności występujące lokalnie w stropie przekroju mogą mieć związek z wypełnieniami osadami czwartorzędu.

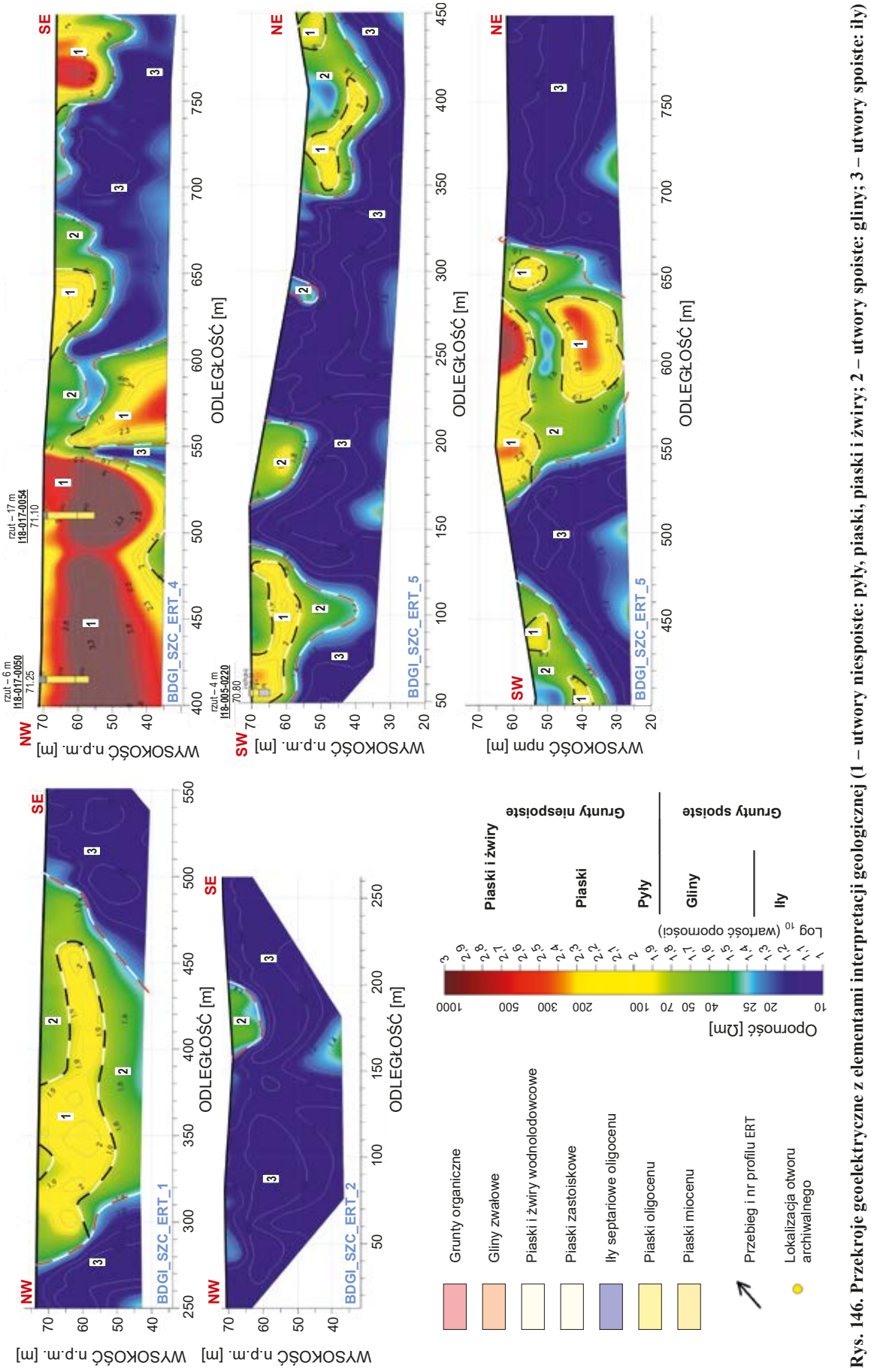
Przekrój nr 4 (rys. 146) ukazuje z kolei granicę pomiędzy utworami piaszczystymi na północy, gdzie w przekroju są widoczne miąższe strefy wysokooporowe, a iłami na południu (strefy niskooporowe). Granica pomiędzy tymi utworami jest bardzo zaburzona, co potwierdza procesy glacitektoniczne, jakie występowały na badanym obszarze.

Na przekroju nr 5 (rys. 146) dominują utwory niskooporowe (ilaste), które w wielu miejscach są porozcinane strefami wyżej oporowymi (gliny i piaski, lokalnie piaski i żwiry). W przekroju tym bardzo dobrze widać nieregularność stropu osadów ilastych i złożoność budowy geologicznej tego obszaru.

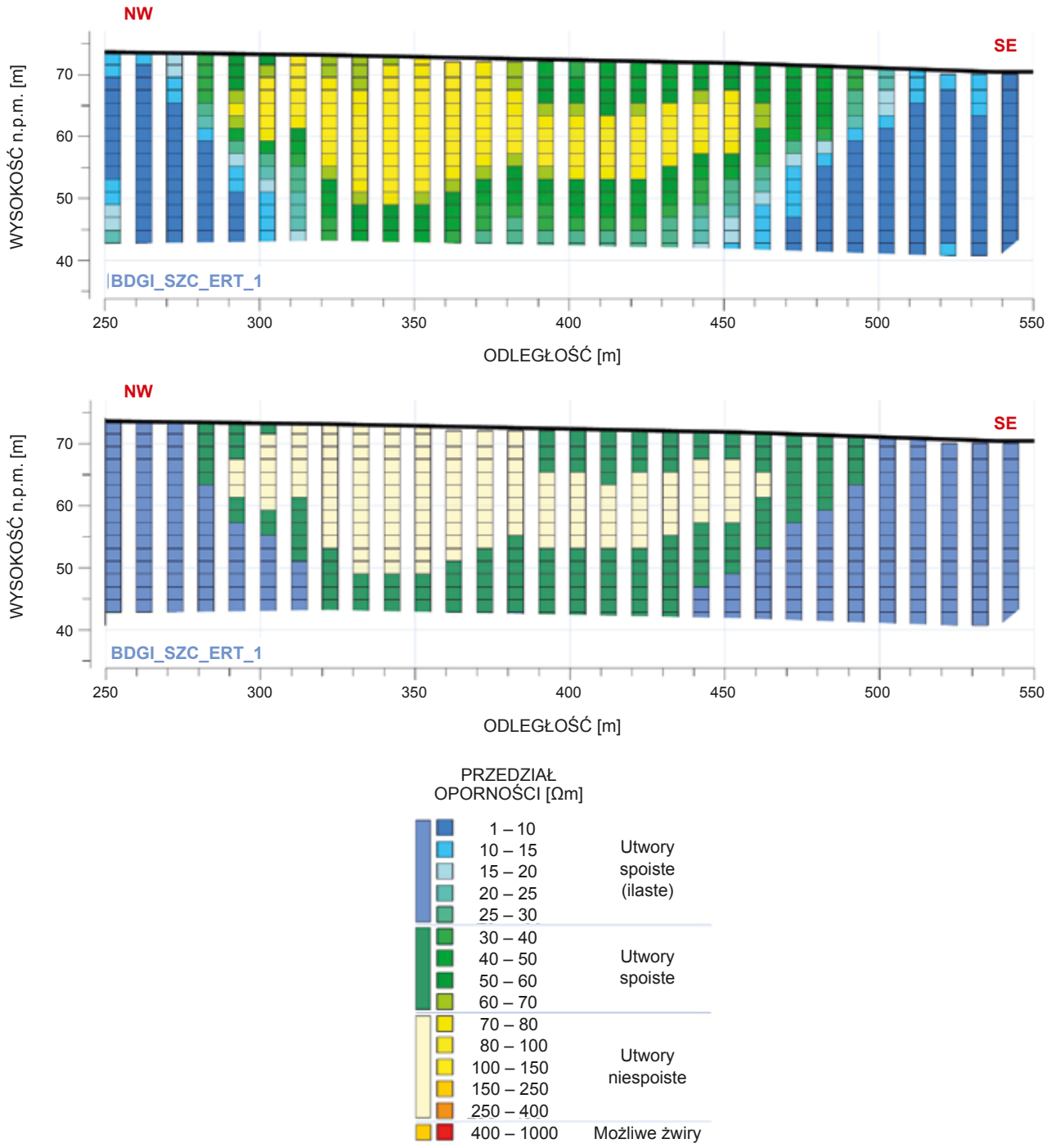
Z analizy wyników badań elektrooporowych wynika, że model geologiczny opracowany tylko na podstawie otworów (np. dla przekrojów regionalnych) byłby o wiele prostszy i trudno by było tylko na podstawie danych punktowych z wierceń oddać charakter budowy tego obszaru. Natomiast uzupełnienie informacji geologicznej o dane elektrooporowe prowadzi do wzrostu ilości danych, przez co modele geologiczne są dużo bardziej wiarygodnym odzwierciedleniem lokalnej budowy geologicznej. Jak pokazuje przytoczony przykład, przekroje geoelektryczne powinny stanowić dodatkowe źródło informacji przy rozpoznaniu regionalnej czy lokalnej budowy geologicznej.

Dane ERT można w dowolny sposób implementować do programów przeznaczonych dla geologii inżynierskiej, np. Geostar, czy programów służących do modelowania. Implementacja danych może odbywać się w sposób automatyczny – przeniesienie całego zbioru oporności wyinterpretowanych – lub w sposób półautomatyczny przez stworzenie modeli 1D (rys. 147).

Do specjalistycznego programu najkorzystniej jest wprowadzić dane ERT w postaci modeli 1D, które uzyskuje się z przekroju geoelektrycznego. Najczęściej dane należy przefiltrować (importując do programu mniejszą ilość danych w postaci uogólnionych modeli 1D) i dostosować ich liczbę do możliwości technicznych oprogramowania. Modele 1D są traktowane przez program tak samo jak pojedyncze otwory. Można sparametryzować zakresy oporności występujące w modelach i otrzymać „pomocnicze otwory litologiczne", służące do interpretacji przekroju geologiczno-inżynierskiego miedzy otworami.



Rys. 146. Przekroje geoelektryczne z elementami interpretacji geologicznej (1 – utwory niespoiste: pyły, piaski, piaski i żwiry; 2 – utwory spoiste: gliny; 3 – utwory spoiste: iły)



Rys. 147. Modele 1D uzyskane z przekrojów geoelektrycznych

8.11. OKREŚLANIE CIĄGŁOŚCI WARSTW USZCZELNIAJĄCYCH W DNIE WYKOPU

Tekst na podstawie publikacji: Pacanowski G., Czarniak P., Bąkowska A., Mieszkowski R., Welc F., 2014 "The role of geophysical ERT method to evaluate the leakproofness of diapragm wall of deep foundation trenches on the example of the construction of retail and office complex in Lublin, Poland". Studia Quaternaria, 31, 2: 91–99.

Badania geofizyczne często są stosowane do poszukiwania nieciągłości występujących w warstwach geologicznych. Niezidentyfikowane nieciągłości występujące w naturalnych warstwach izolacyjnych mogą stanowić przeszkodę w projektowaniu i w bezpiecznym prowadzeniu prac budowlanych. Przykładem wykorzystania badań geofizycznych do określenia ciągłości warstwy geologicznej jest ocena szczelności dna głębokiego wykopu fundamentowego, zabezpieczonego ścianą szczelinową, za pomocą geofizycznej metody tomografii elektrooporowej (ERT).

Badania przedstawione w przytoczonym przykładzie prowadzono na terenie dużej inwestycji budowlanej w miejscu, gdzie występują skomplikowane warunki wodno-gruntowe, tj. poziom wód podziemnych występuje powyżej

projektowanego dna wykopu fundamentowego, podłoże jest niejednorodne, a ok. 8–10 m poniżej dna wykopu zalegają skrasowiałe i zwietrzałe osady węglanowe nasycone wodą pod ciśnieniem.

Inwestycja obejmowała budowę kompleksu handlowo-usługowego. Poziom posadowienia płyty fundamentowej zaprojektowano na głębokości ok. 10 m p.p.t. (na rzędnej 161,2 m n.p.m.). Wykop zabezpieczono ścianami szczelinowymi.

Na etapie projektu budowlanego wykonano szeroki zakres punktowych badań geotechnicznych (wiercenia, sondowania statyczne oraz badania laboratoryjne) w celu rozpoznania budowy geologicznej oraz określenia parametrów fizyczno-mechanicznych gruntów.

W profilu litologicznym stwierdzono (od powierzchni terenu): nasypy antropogeniczne o miąższość do 4 m, grunty organiczne, czwartorzędowe o miąższość do 4 m, piaski rzeczne czwartorzędowe, przewarstwione madami (gliny pylaste i pyły) o miąższości 3–6 m, osady zastoiskowe – iły i pyły neogenu o miąższość 9–10 m, skały węglanowe wieku kredowego, których spągu nie przewiercono. Ogólny schemat budowy geologicznej, charakteryzujący teren inwestycji, przedstawiono na schematycznym przekroju (rys. 148).

W rozpoznanym profilu gruntowym występują dwa poziomy wodonośne:

– poziom swobodny w piaskach rzecznych czwartorzędowych, na głębokości 7,5–8,0 m (tj. na rzędnej ok. 164 m n.p.m.);
– poziom napięty, szczelinowy, w skałach wieku kredowego, poziom nawiercony występuje na głębokości ok. 20–22 m (rzędna 150–152 m n.p.m.), natomiast ustabilizowany na głębokości 5–6 m (rzędna 166 m n.p.m.).

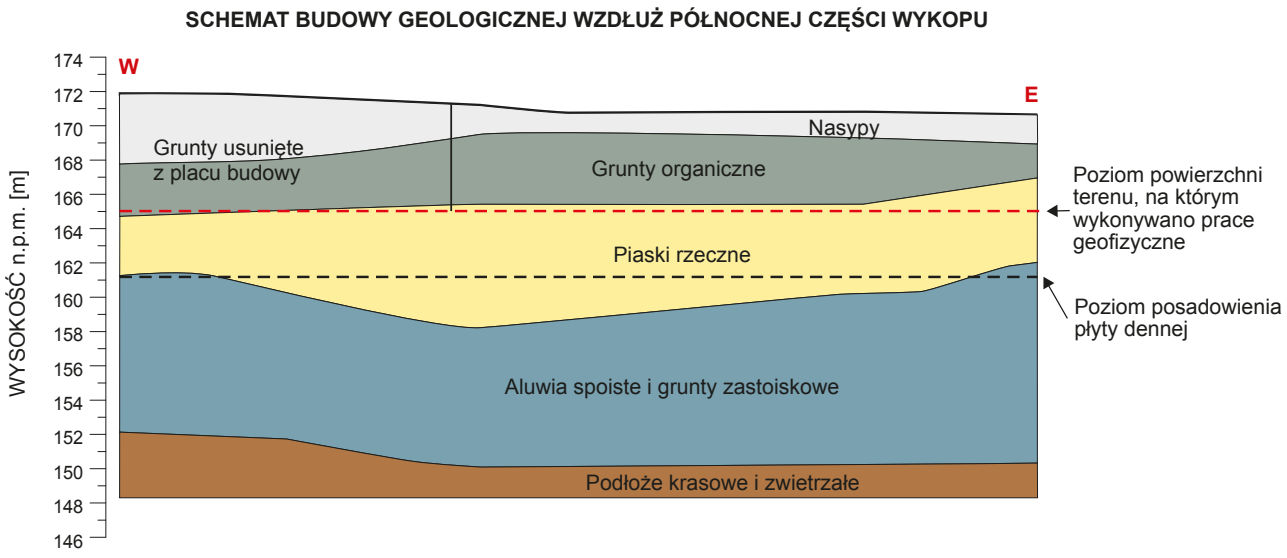
Podczas pogłębiania dna w północno-wschodniej części wykopu uszkodzono koparką stary, niezidentyfikowany wcześniej piezometr (rys. 149). Piezometr ten służył do monitoringu szczelinowych wód podziemnych w utworach kredowych. Strop tych utworów występuje na tym obszarze na głębokości ok. 25 m p.p.t. (rzędna ok. 155 m n.p.m.). Woda w utworach kredy jest pod znacznym ciśnieniem piezometrycznym. Poziom nawiercony jest na rzędnej ok. 155 m n.p.m., natomiast ustabilizowany na rzędnej ok. 166 m n.p.m., czyli ok. 5 m powyżej projektowanego dna wykopu. Na skutek awarii (uszkodzenia piezometru) woda gwałtownie zaczęła zalewać wykop. W celu zapobiegnięcia dalszym zniszczeniom szybko uszczelniono uszkodzony piezometr, a następnie wokół niego usypano wysoki i rozległy nasyp, który miał zabezpieczyć dno wykopu przed powiększającą się strefą przebicia hydraulicznego i dalszym jego podtapianiem. Ten zabieg zatrzymał na pewien czas wypływ wody, ale również zastopował prace budowlane na kilka miesięcy.

W celu określenia zasięgu strefy przebicia hydraulicznego zdecydowano się wykonać pomiary geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej w układzie 2D oraz 2,5D. W wykopie fundamentowym wykonano pomiary geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej (ERT). Zdecydowano się na wybór tej metody z uwagi na spodziewane kontrasty oporności elektrycznej gruntów. Pomiary zrealizowano w dwóch etapach:

– etap 1 – określono zasięg strefy przebicia hydraulicznego w obrębie dna wykopu fundamentowego;
– etap 2 – określono szczelność przesłony przeciwfiltracyjnej (iniekcji ilastej) wykonanej w dnie wykopu (na podstawie badań etapu 1).

Lokalizację profili pomiarowych przedstawiono na rysunku 150.

Pomiary wykonano aparaturą Terrameter LS (ABEM, Szwecja). W badaniach zastosowano protokół dipol–dipol. Protokół ten wybrano z dwóch powodów: 1) duże zagęszczenie punktów pomiarowych, 2) możliwość zastosowania pomiarów wielokanałowych. Czas wykonania pomiarów był bardzo istotny. W strefie przebicia hydraulicznego (północno-wschodnia część wykopu) przyjęto rozstawy elektrod co 2 m, a długość profili pomiarowych była ograniczona wykopem i wynosiła po 80 m. Przy tak przyjętych ustawieniach



Rys. 148. Schematyczny przekrój geologiczny wykonany na podstawie otworów – strefa wystąpienia awarii



Rys. 149. Zdjęcie z placu budowy kompleksu handlowo-usługowego z zaznaczonym miejscem awarii

instrumentalnych głębokość rozpoznania rozkładu oporności elektrycznej w gruncie sięgała do ok. 13–14 m.

Pomiary metodą ERT wykonano w całym wykopie w celu opracowania mapy stropu osadów spoistych paleogenu. Warstwa ta była szczególnie istotna, bo izolowała wykop od warstwy wodonośnej drugiego poziomu o zwierciadle napiętym. Dodatkowe profile ERT wykonano również protokołem dipol–dipol, przy czym rozstawy elektrod zwiększono do 3–4 m, uzyskując nieco większą głębokość prospekcji. Przekroje geoelektryczne uszczegółowiły budowę geologiczną pomiędzy badaniami punktowymi – ukazały znacznie większą zmienność w obrębie warstw.

Na przekroju geoelektrycznym (rys. 151) jest widoczna zmienność przebiegu spągu warstwy piaszczystej zalegającej na utworach niskooporowych – aluwia spoiste/grunty zastoiskowe. W wyniku przeprowadzonych badań geofizycznych ustalono, że na obszarze objętym pomiarami elektrooporowymi występują ośrodki, które dają wyraźne kontrasty opornościowe:

– kompleks piasków rzecznych przewarstwionych madami (gliny pylaste i pyły) o opornościach powyżej 50 Ωm;
– kompleks osadów zastoiskowych – iły i pyły neogenu o niskich opornościach od 5 do 40 Ωm;
– strefa przebicia hydraulicznego w obrębie kompleksu osadów zastoiskowych o opornościach w przedziale 40–70 Ωm.

Dzięki pomiarom elektrooporowym wskazano strefę przebicia hydraulicznego (warstwa IV – rys. 152). Na rzędnej posadowienia płyty dennej dominują niskie oporności elektryczne, które odnoszą się do nieprzepuszczalnych osadów zastoiskowych. Strefa przebicia hydraulicznego przecina poziom posadowienia płyty dennej na 40–42 mb. profilu. Ma ona podwyższone wartości oporności (60–80 Ωm) i kontrastuje z osadami zastoiskowymi (5–40 Ωm). Warto zwrócić uwagę na fakt, że warstwa V (rys. 152) może być związana z piaskami zawodnionymi lub też może być to strop podłoża krasowego.

W przedziale 30–32 oraz 65–68 mb. profilu w poziomie płyty dennej można również wyróżnić podwyższone wartości oporności elektrycznej. Prawdopodobnie są to piaski zawodnione. Ich obecność w dnie wykopu fundamentowego może stanowić problemy podczas budowy fundamentu.

Na drugim etapie prac w miejscu awarii wykonano uszczelnienie metodą iniekcji. Schemat iniekcji wokół uszkodzonego piezometru przedstawiono na rys. 153.

Prace wykonane po wystąpieniu awarii, polegające na wykonaniu przesłony przeciwfiltracyjnej, objęły zasięgiem cały nasyp zabezpieczający, jak również stwierdzone w dnie wykopu osady sypkie (warstwa II oraz przy powierzchni warstwa V – rys. 152).

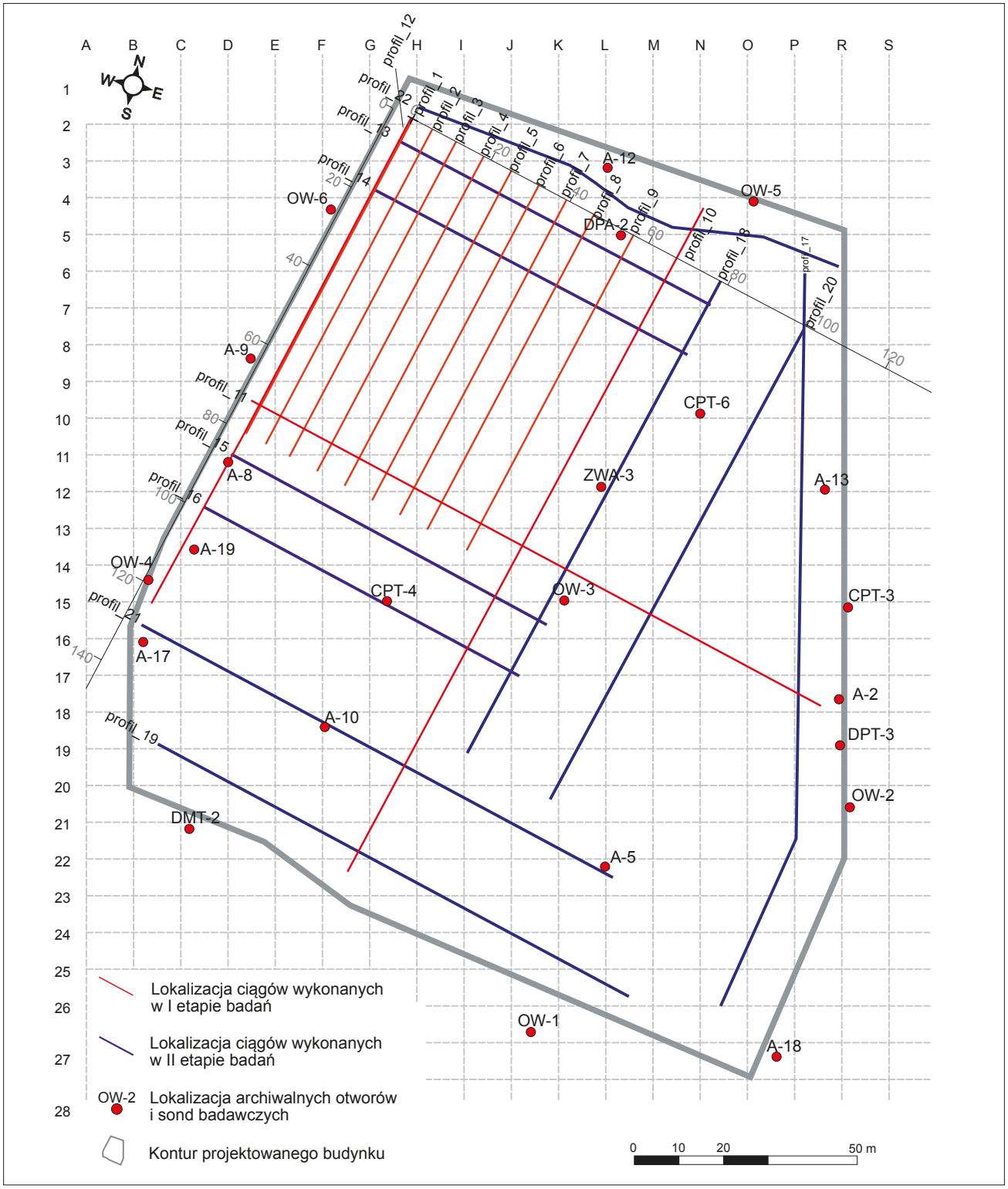
Po wykonaniu iniekcji przeprowadzono drugi etap badań geofizycznych. Obraz rozkładu oporności elektrycznej po iniekcji przedstawiono na rysunku 154.

W wyniku iniekcji na przekroju można zauważyć obniżenie oporności w strefie przebicia hydraulicznego, całego nasypu zabezpieczającego oraz gruntów sypkich w dnie wykopu (warstwa II – rys. 152). Przesłona ilasta zredukowała anomalię warstwy V na 30–32 m długości profilu, natomiast strefa podwyższonych oporności na 65–68 m długości profilu pozostała niemal bez zmian.

Na rysunku 155 przedstawiono porównanie rozkładu oporności w gruncie dla etapów pierwszego (przed wykonaniem iniekcji) i drugiego (po wykonaniu iniekcji) oraz zmianę oporności po wykonaniu przesłony przeciwfiltracyjnej. Na rysunku 155C jest widoczne zmniejszenie wartości oporności po pracach iniekcyjnych. Kolor czerwony symbolizuje miejsca, gdzie zmiana miała największe procentowe wartości. Kolor biały to miejsca najmniejszych zmian w wartościach oporności.

Wpływ iniekcji (z uwagi na kontrast opornościowy iniektu w stosunku do gruntu sypkiego) w miejscu wystąpienia awarii zaznacza się również na innych profilach geoelektrycznych. Poniżej przedstawiono profile nr 3 i 4 (rys. 156 i 157). Na profilach (rys. 155, 156 i 157) widać znaczne obniżenie wartości oporności w miejscu, gdzie wykonano iniekcję. Dodatkowo można zaobserwować, że w centralnej części awarii, poniżej strefy iniekcji występuje strefa wysokooporowa – związana z przebiciem hydraulicznym.

Interpretacja wszystkich profili ERT oraz analiza profili otworów wiertniczych i sondowań statycznych umożliwiła wykonanie mapy stropu osadów niskooporowych (rys. 158). Warstwa niskooporowa odpowiada osadom zastoiskowym i jest nieprzepuszczalna. Warstwa ta zabezpiecza wykop przed dopływem wód drugiego poziomu wodonośnego. Rzędna stropu osadów niskooporowych w obrębie wykopu jest zmienna w zakresie od 152 do 165 m n.p.m. Na mapie (rys. 158) wyróżniono dwa obszary, w których rzędna stropu osadów spoistych wyraźnie się obniża. Na obszarze nr 1 strop osadów niskooporowych występuje na rzędnej ok. 155 m n.p.m. To właśnie w tym miejscu wystąpiła awaria i dopływ wody do wykopu. Na obszarze nr 2 strop osadów niskooporowych

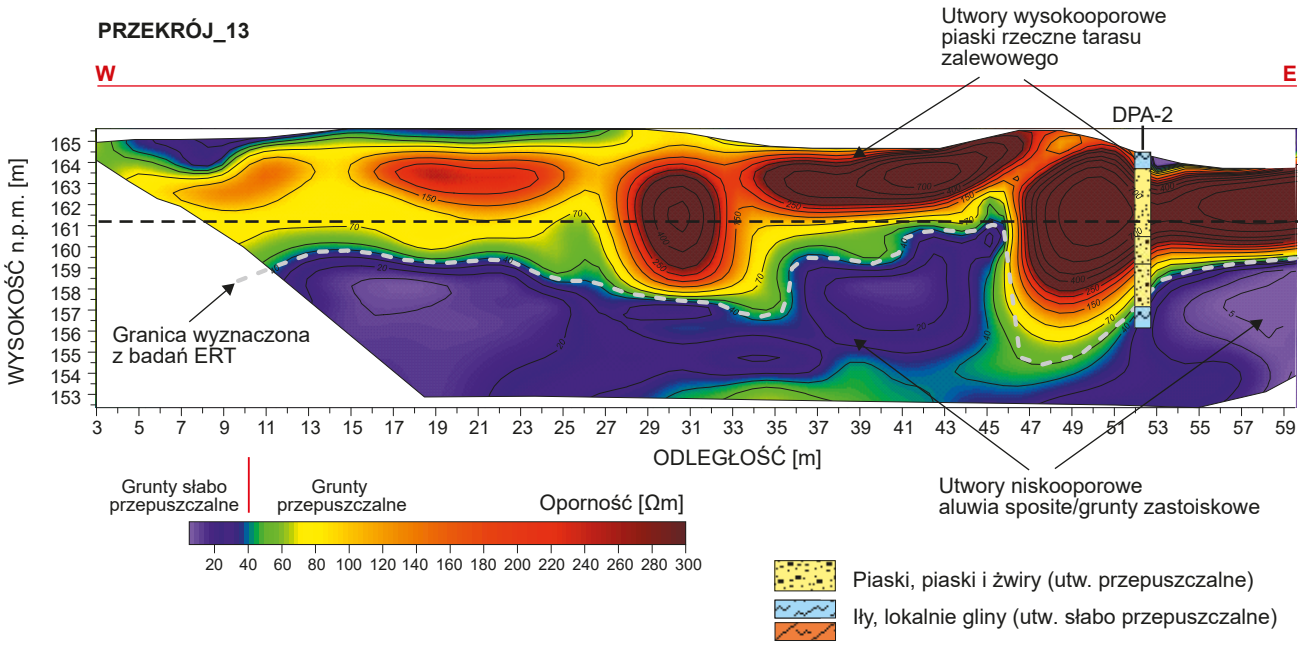


Rys. 150. Mapa dokumentacyjna pomiarów metodą ERT

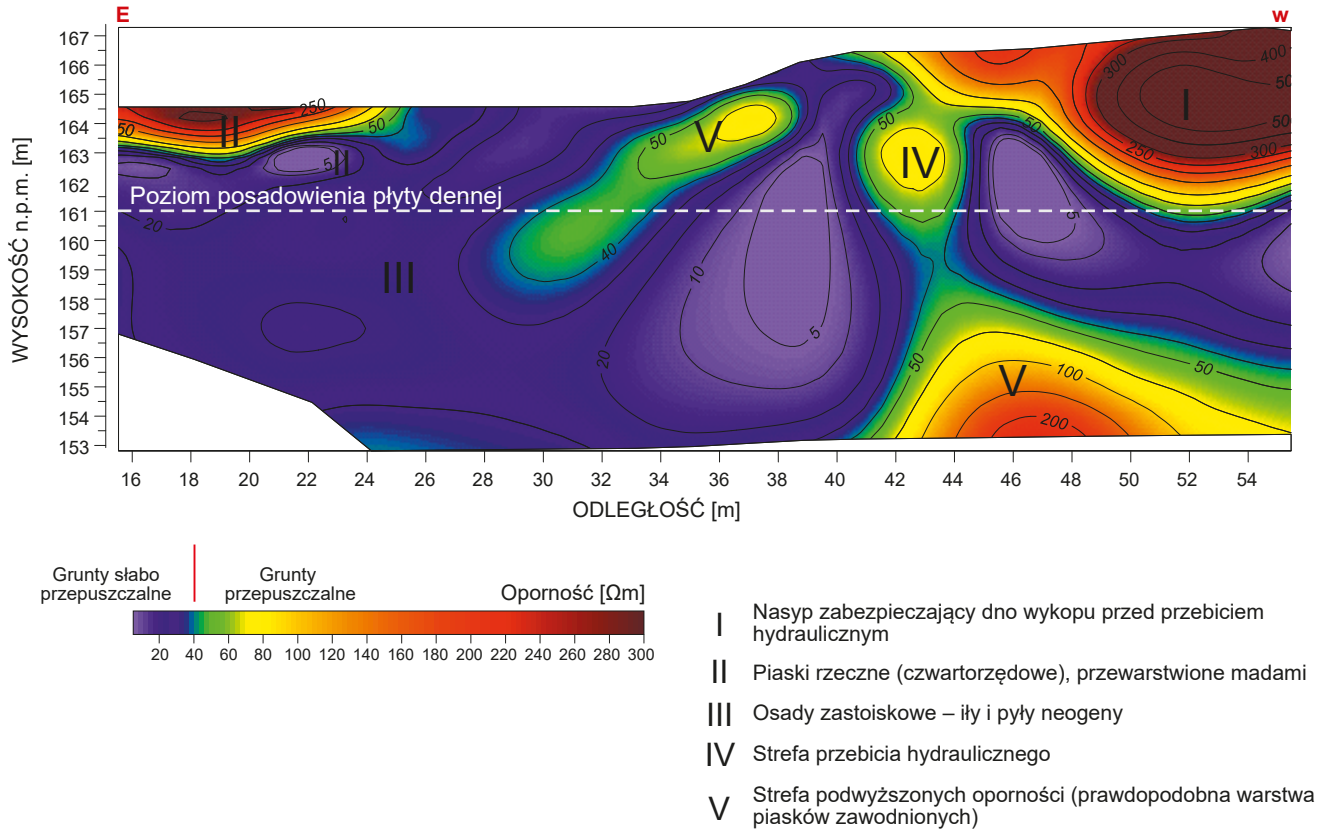
obniża się do rzędnej ok. 152 m n.p.m. W tym miejscu odnotowano niewielki dopływ wody do wykopu, który udało się zatrzymać lokalnym odwodnieniem.

Przedstawiona w przykładzie metodyka prac geofizycznych umożliwiła precyzyjnie wskazanie stref stanowiących zagrożenie dla przeprowadzenia prac fundamentowych. Po wykonaniu iniekcji prace fundamentowe w wykopie zostały zakończone.

Należy zwrócić uwagę, że wyniki rozpoznania geotechnicznego (razem 23 otwory wiertnicze i sondowania statyczne) były podstawą do opracowania projektu posadowienia ściany szczelinowej (sumaryczna dł. 630 m) oraz płyty dennej (pow. 2,5 ha). Z uwagi na bardzo skomplikowaną geologię, taka ilość rozpoznania bezpośredniego nie zagwarantowała pełnego rozpoznania warunków gruntowo-wodnych i uniknięcia awarii.



Rys. 151. Obraz geofizyczny otrzymany z badań elektrooporowych. Badania geofizyczne wykonano po zdjęciu górnej warstwy nasypów i gruntów organicznych

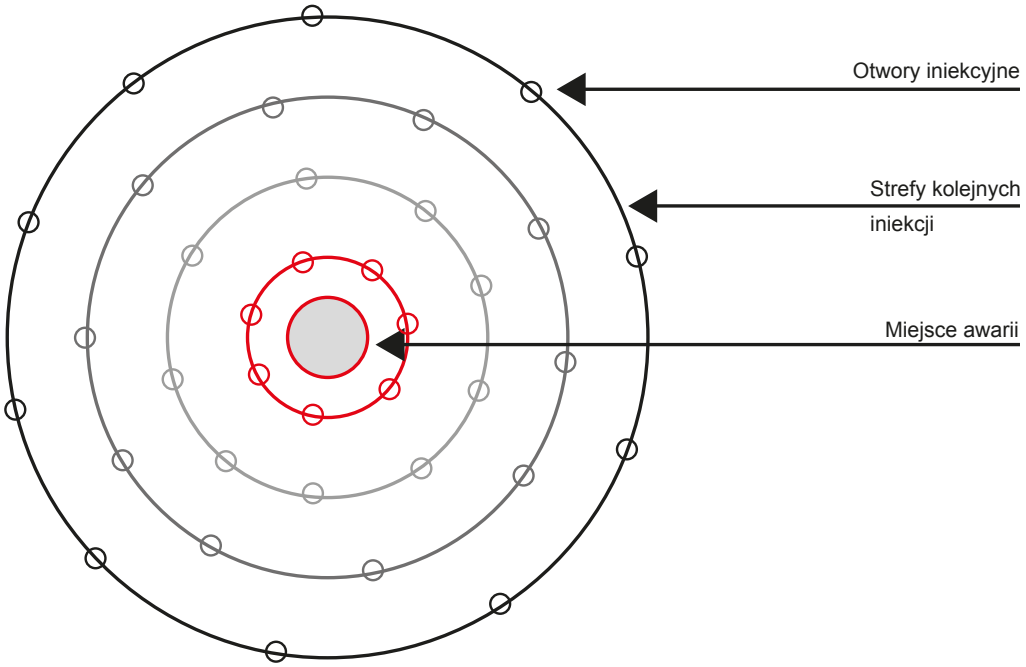


Rys. 152. Przekrój geoelektryczny – etap 1 pomiarów ERT, profil 14

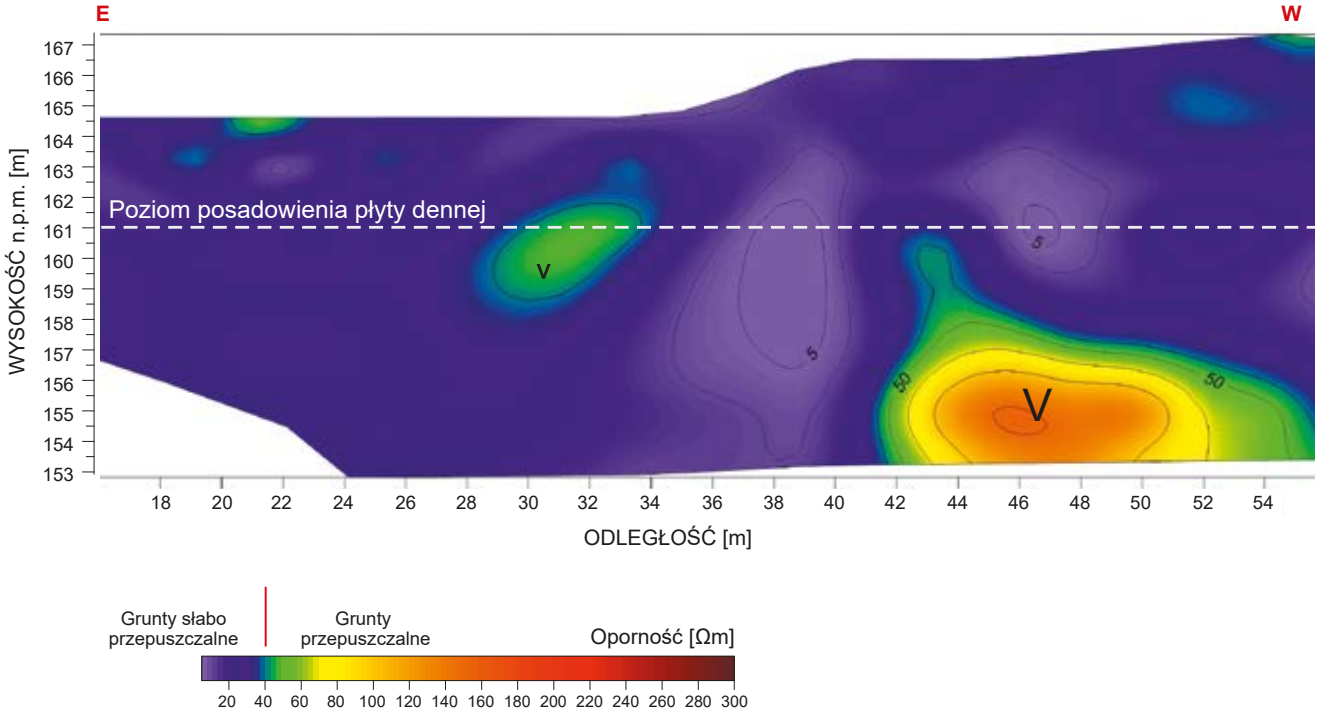
Można by nie dopuścić do problemów związanych z przebiciem hydraulicznym, gdyby badania geofizyczne były wykonane razem z badaniami geotechnicznymi i wzajemnie korelowane. Wykorzystując przekroje geofizyczne, można by dokładnie opracować położenie granic geologicznych, zmienność litologiczną, a tym samym jeszcze przed rozpoczęciem prac fundamentowych wskazać ewentualne miejsca mogące stanowić problemy podczas wznoszenia obiektu.

Poza tym uniknięto by kilkumiesięcznego zatrzymania budowy, co wiązało się ze znacznymi kosztami.

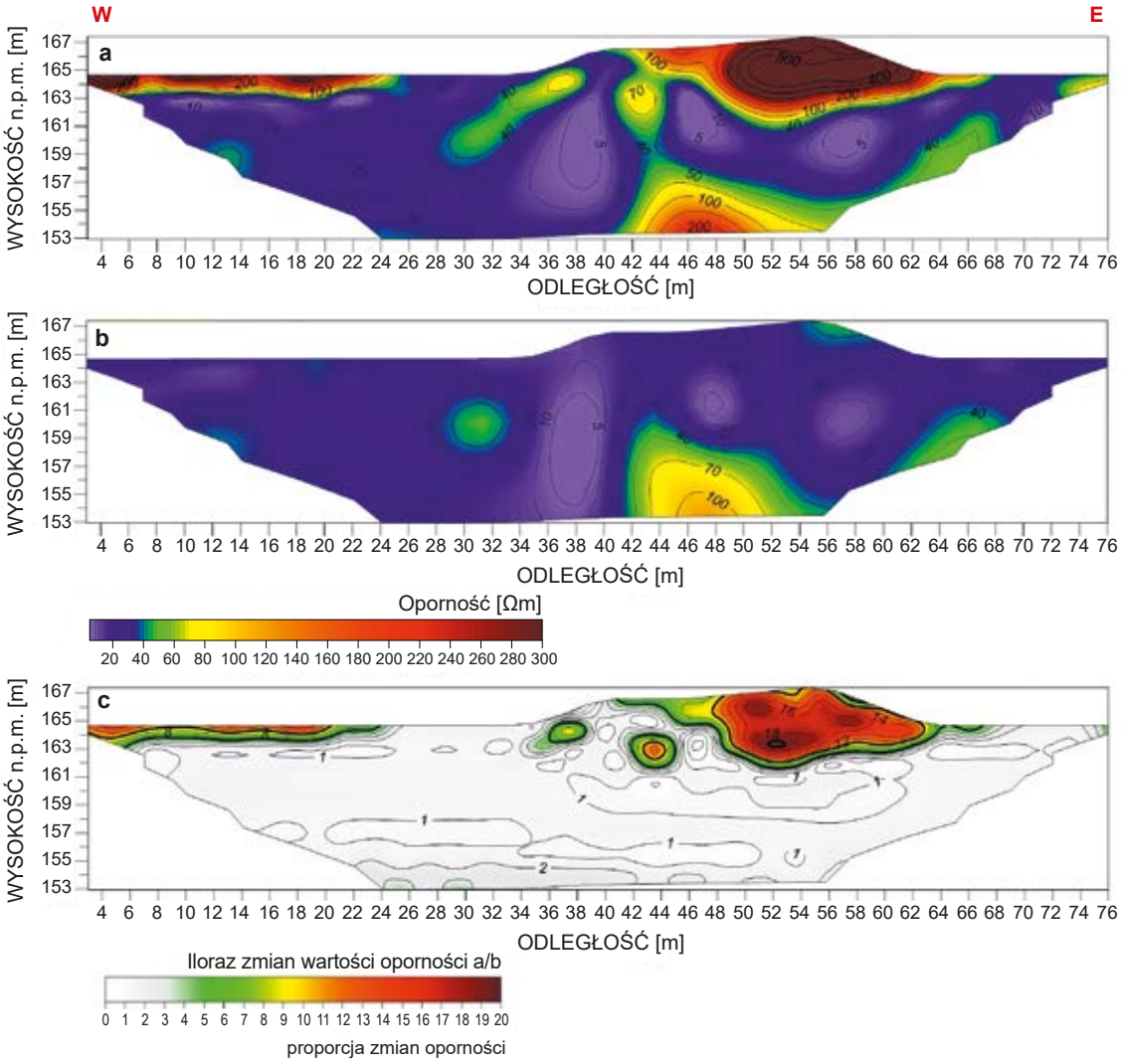
Przyjęta metodyka pomiarowa ERT umożliwiła uzyskanie wyników o bardzo dobrej rozdzielczości (w poziomie ±1 m, w pionie ± kilkadziesiąt centymetrów). Dzięki otrzymanej dokładności rozkładu oporności elektrycznej gruntów w dnie wykopu można było wykazać nawet niewielkie anomalie.



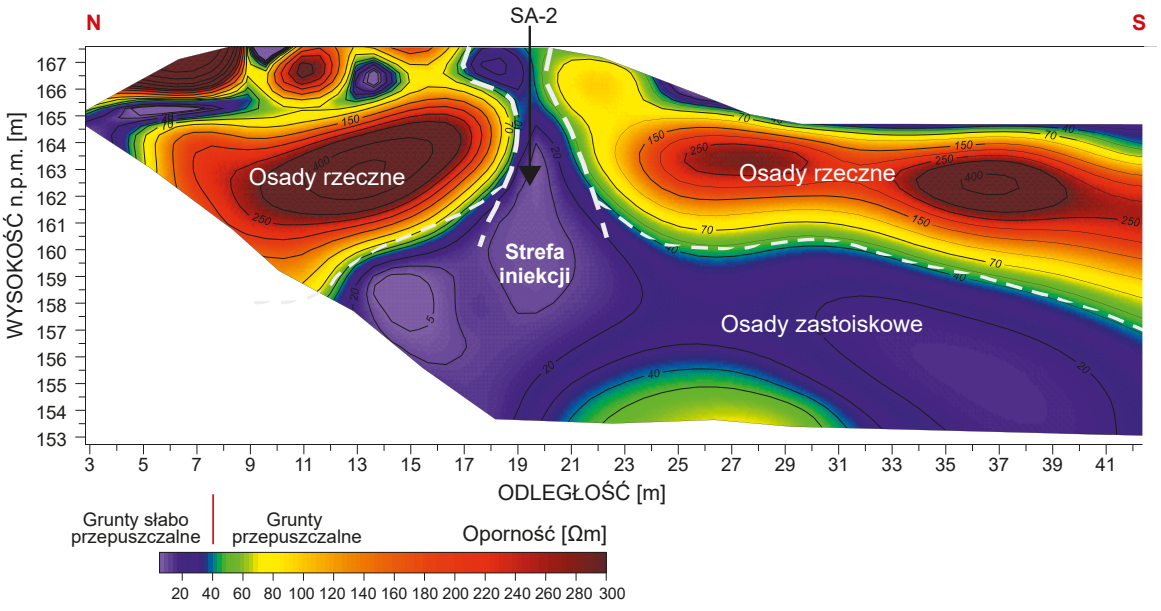
Rys. 153. Schemat rozmieszczenia otworów iniekcyjnych wokół uszkodzonego piezometru (miejsca awarii)



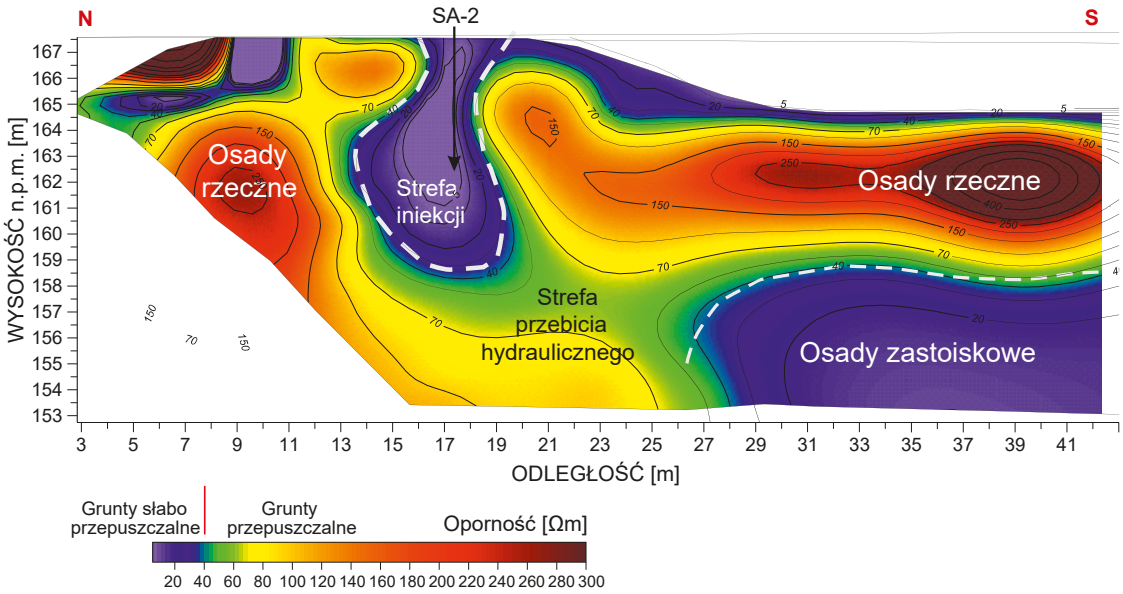
Rys. 154. Przekrój geoelektryczny – etap 2 pomiarów ERT, profil 14 (objaśnienia na rysunku 152)



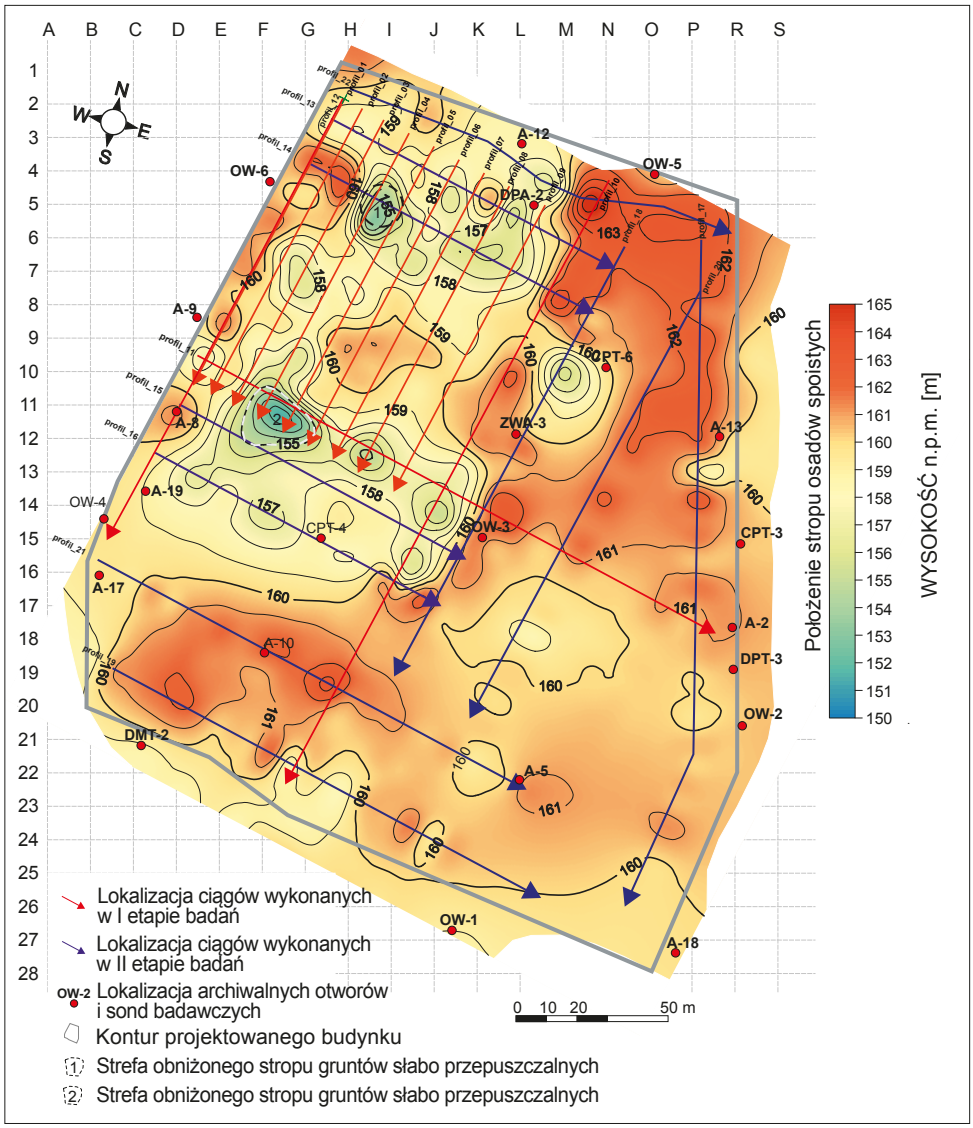
Rys. 155. Zestawienie przekrojów ERT – profil 14 (A – etap 1 [przed iniekcją]; B – etap 2 [po iniekcji]; C – zmiana oporności elektrycznej)



Rys. 156. Przekrój geoelektryczny – etap 2 pomiarów ERT, profil 3



Rys. 157. Przekrój geoelektryczny – etap 2 pomiarów ERT, profil 4



Rys. 158. Mapa stropu osadów niskooporowych (spoistych) wykonana na podstawie przekrojów ERT oraz danych z otworów archiwalnych

8.12. ROZPOZNANIE WYSTĘPOWANIA WARSTW GRUNTÓW ORGANICZNYCH

W dokumentowaniu podłoża na potrzeby posadowienia różnego typu obiektów budowlanych szczególnie istotne jest zidentyfikowanie w podłożu gruntów problematycznych, tj. takich, które mogą spowodować trudności na etapie projektowania, budowy i eksploatacji obiektu budowlanego. Do takich gruntów zalicza się m.in. grunty organiczne, ponieważ podlegają one znacznym odkształceniom pod wpływem obciążenia, wykazują zmienne wykształcenie litologiczne, mają różne rozprzestrzenienie poziome i często wymagają zastosowania specjalistycznych rozwiązań projektowych.

Przyjmuje się, że grunt jest organiczny, gdy zawartość części organicznych wynosi ≥2%. Wykazuje on z reguły wysoką wilgotność, lecz niską gęstość, wytrzymałość i znaczną odkształcalność. Do gruntów organicznych najpowszechniej występujących w Polsce należy zaliczyć torfy i gytie (namuły).

Zdefiniowanie gruntów „słabonośnych" jest bardzo trudne, ponieważ jest to pojęcie zależne od ciężaru budowli, typu fundamentu, rodzaju obciążeń, warunków eksploatacji itp. (Majer i in., 2018). Grunty słabonośne definiowane były np. jako grunty o wartości modułu ściśliwości poniżej 1 MPa (Bażyński, Turek, 1969) lub o module odkształcenia do 5 MPa i o wytrzymałości na ścinanie w warunkach bez odpływu c_u do 50 kPa (Bzówka i in., 2012). Z uwagi na niejednoznaczność definicji i zależność od projektowanych obciążeń, można je określać jako „grunty nienadające się do bezpośredniego posadowienia".

Grunty organiczne najczęściej występują w dolinach rzecznych, gdzie mogą osiągać znaczne miąższości (kilkanaście metrów). Rejonem występowania gruntów organicznych do głębności nawet kilkudziesięciu metrów są Żuławy Wiślane. Spotyka się je także często w zagłębieniach bezodpływowych, w utworach interglacjalnych, na obszarach osuwiskowych oraz na obszarach pogórniczych obniżeń terenu. Najczęściej są „omijane" podczas dokumentowania otworami w tzw. siatce, czyli stałym rozstawie, gdzie np. zagłębienie znajduje się pomiędzy otworami, w związku z czym nie zostaje ono udokumentowane. Są to typowe sytuacje, często występują w praktyce „rutynowego" sposobu projektowania badań i dokumentowania geologiczno-inżynierskiego.

Występowanie gruntów organicznych nie zawsze oznacza trudności, pod warunkiem, że ich rozprzestrzenienie jest właściwie rozpoznane. Jeśli ich miąższość jest niewielka, często wystarczy ich usunięcie i zastąpienie gruntem o lepszych parametrach mechanicznych. W przypadku, gdy ich miąższość jest znaczna, zazwyczaj konieczne jest ich wzmocnienie lub posadowienie na palach. Wówczas muszą być bardzo dokładnie przebadane pod kątem właściwości fizyczno-mechanicznych, tak żeby odpowiednio zaprojektować posadowienie.

Największy problem stanowią, gdy zostaną stwierdzone („odkryte") już w fazie realizacji inwestycji, co zdarza się dość często. Taka sytuacja zazwyczaj znacznie opóźnia budowę, podraża koszt realizacji inwestycji i zawsze wymaga przeprojektowania sposobu posadowienia.

Za każdym razem więc należy grunty organiczne dokładnie zidentyfikować oraz przebadać, ponieważ charakteryzują się zmiennym wykształceniem, a tym samym zmienną ściśliwością oraz zróżnicowaniem rozprzestrzenienia, zarówno w pionie (miąższość), jak i w poziomie (obszar występowania). Szczególnie niebezpieczne jest posadowienie obiektu na granicy gruntów o skrajnie różnych parametrach mechanicznych (Majer i in., 2018).

Ich okonturowanie, czyli określenie ich przestrzennego zasięgu i miąższości zalegania, ma duże znaczenie w przypadku wielkich obiektów przestrzennych typu hale, terminale, lub obiektów liniowych typu drogi, koleje itp. W rejonach ich występowania zaleca się w miarę możliwości zagęszczenie liczby punktów dokumentacyjnych, jednak jest to czasochłonne i generuje koszty. Poza tym technicznie ręczne wykonywanie otworów wiertniczych o głębokości większej niż 6 m jest trudne, a z kolei wjazd wiertnicą mechaniczną bywa niemożliwy. Przydatne do tego celu są prace kameralne na mapach/modelach/zdjęciach, kartowanie terenowe oraz w szczególności metody geofizyczne. Na poniższych przykładach pokazano skuteczność stosowania metod geofizycznych do identyfikacji warstw gruntów organicznych na różnych etapach inwestycji w procesie budowy dróg.

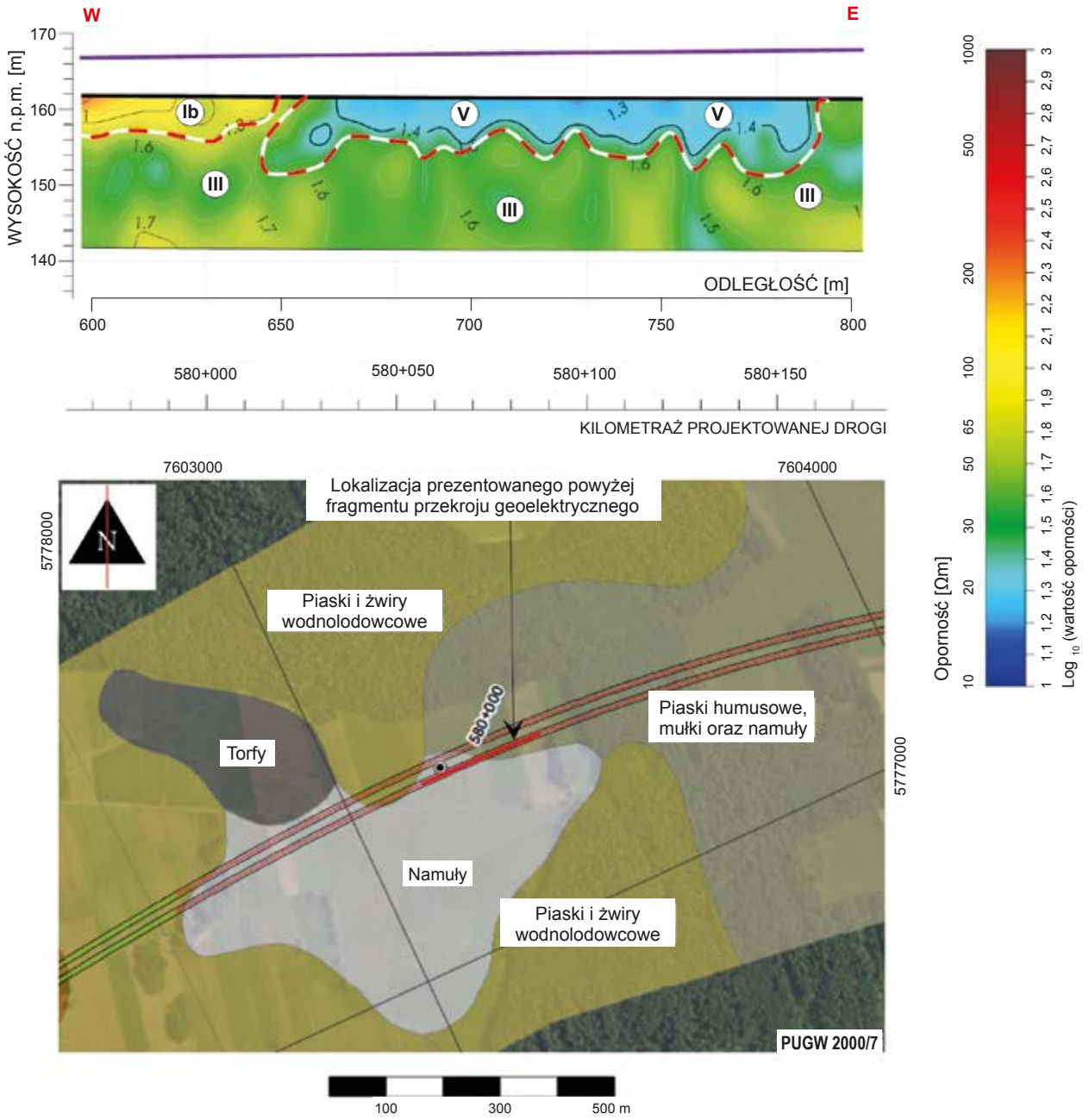
Przykład 1

Na rysunku 159 pokazano fragment przekroju geoelektrycznego, wykonanego na wczesnym etapie inwestycji (tj. na etapie Koncepcji Programowej, przed projektem robót geologicznych, gdy nie było jeszcze wykonywanych wierceń). Określenie potencjalnych stref występowania warstw gruntów organicznych wykonano na podstawie wyników badań elektrooporowych oraz SMGP 1 : 50 000 – ark. Krzesk [566] (Brzezina, 1999).

Na fragmencie przekroju po lewej stronie od góry są widoczne oporności powyżej 60 Ωm, co zinterpretowano jako strefy piaszczyste (na mapie są to piaski i żwiry wodnolodowcowe, namuły). Od 580+020 km wartości oporności w warstwie przypowierzchniowej wyraźnie zmniejszają się do 20–40 Ωm. Miąższość tej strefy wynosi ok 6 m. Strefę tę zinterpretowano jako grunty organiczne. Na mapie SMGP 1 : 15000 obszar ten to piaski humusowe, mułki oraz namuły. Strefa ta wyraźnie oddziela się od niżej zalegających wyżej oporowych stref, które zinterpretowano jako gliny.

Wykonywanie badań elektrooporowych umożliwiło wstępne wyznaczenia obszarów potencjalnego ryzyka dla inwestycji. Badania miały za zadanie wskazać strefy potencjalnych gruntów organicznych oraz stanowić podstawę do zaprojektowania wierceń i sondowań.

Po wykonaniu otworów możliwa była reinterpretacja wyników badań (w dowiązaniu do danych litologicznych), a także przeprowadzenie badań dodatkowych np. dla uszczegółowienia budowy geologicznej lub okonturowania stref gruntów organicznych.



Rys. 159. Fragment przekroju geoelektrycznego wykonanego na wczesnym etapie inwestycji oraz fragment Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 – ark. Krzesk [566]

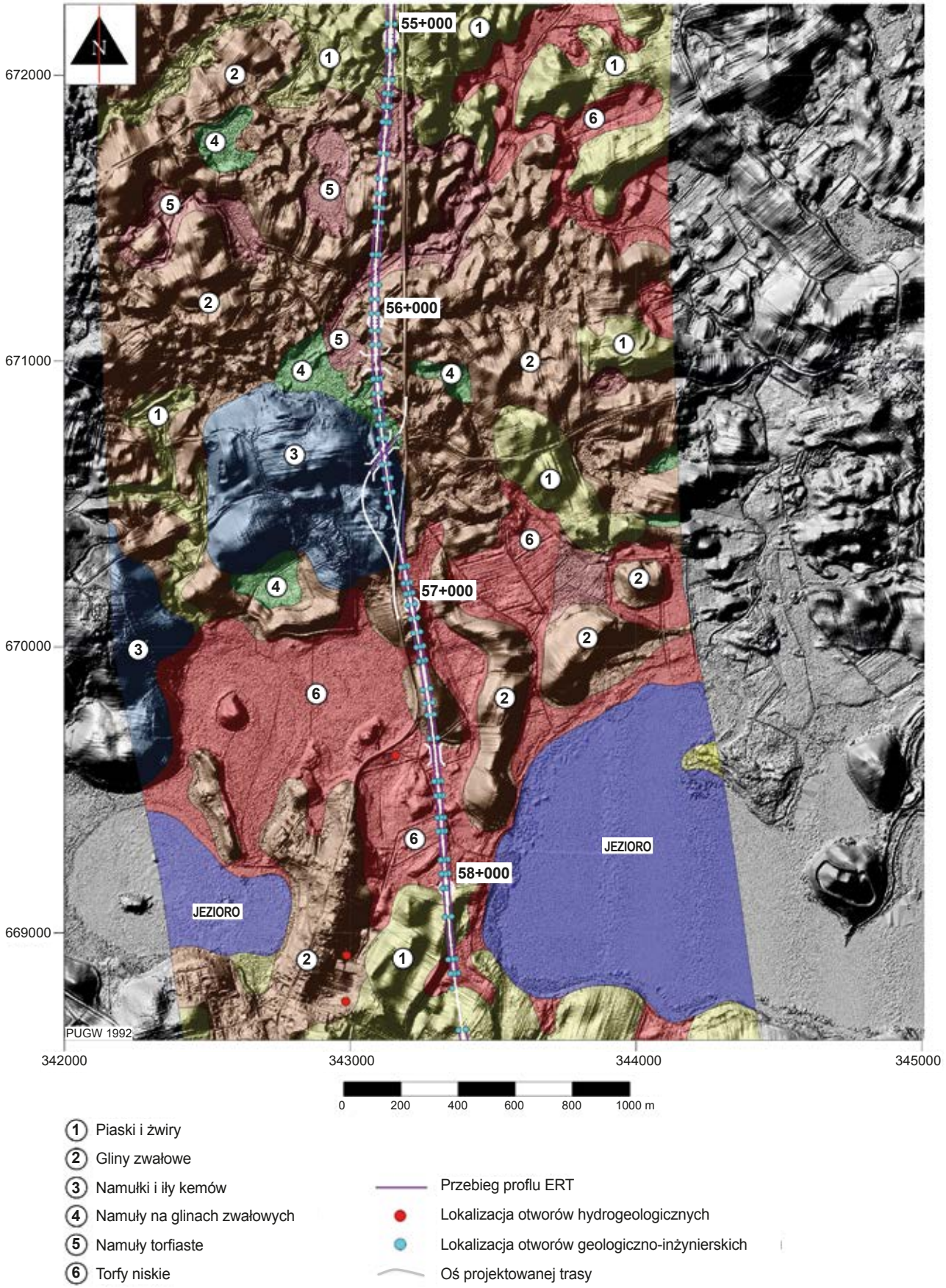
Przykład 2

W ramach dokumentacji geologiczno-inżynierskiej dla projektowanego odcinka drogi ekspresowej S11 Bobolice–Szczecinek przeprowadzono badania geofizyczne, które wykonano przed projektem robót geologicznych. W związku z tym na pierwszym etapie interpretacji wyników badań skorzystano z danych SMGP 1:15000 – ark. Bobolice [122] (Marszałek, Szymański, 2003).

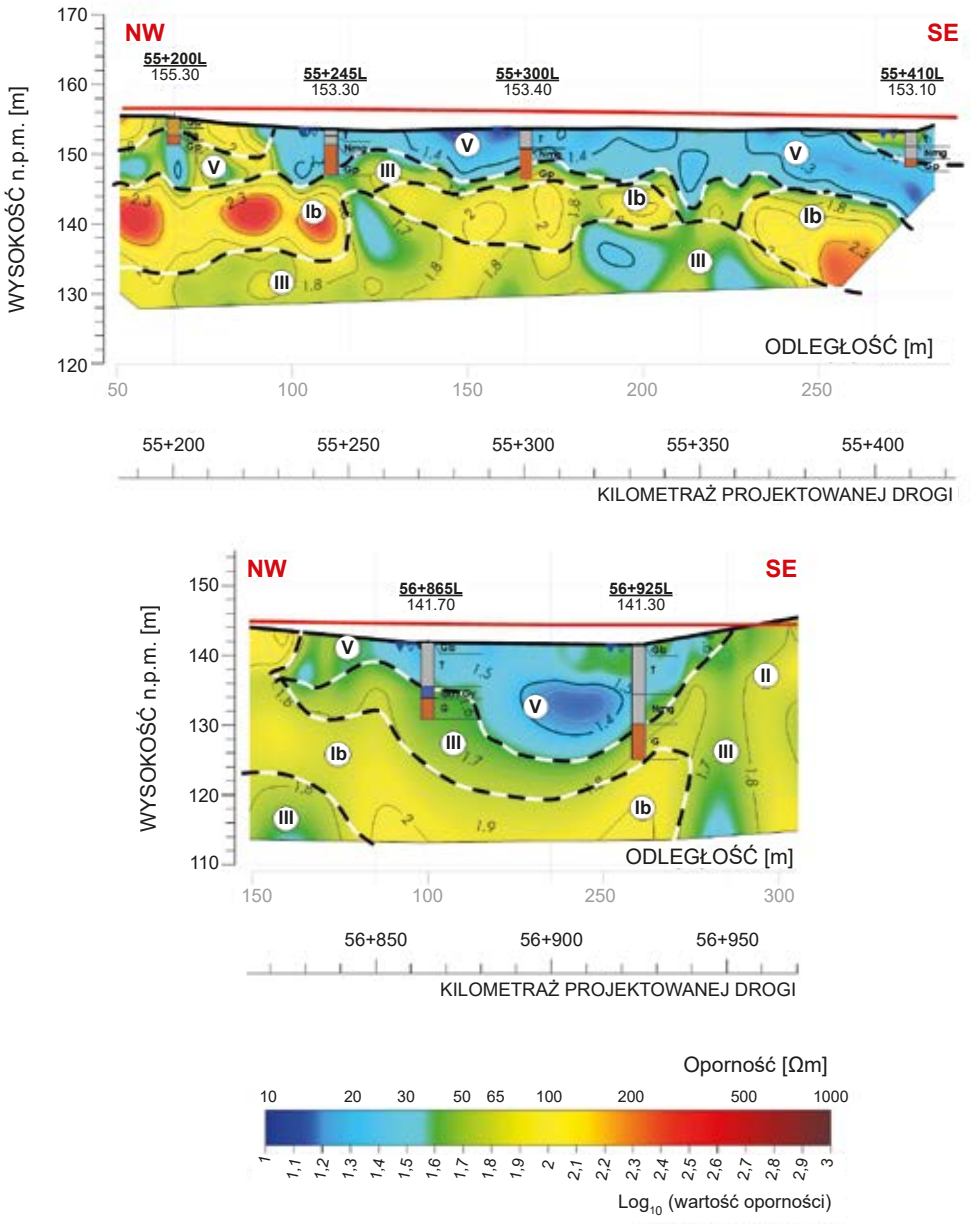
Dane te zcyfrowano i osadzono na podkładzie numerycznego modelu terenu (NMT) (rys. 160). Na podstawie tych danych geologicznych dokonano wstępnej interpretacji wyników elektrooporowych, ze wskazaniem miejsc, w których potencjalnie występują grunty organiczne. Na podstawie wyników badań geofizycznych zaprojektowano wiercenia.

Numeryczny model terenu (rys. 160) pokazuje skomplikowaną morfologię terenu badań, co przekłada się również na skomplikowaną budowę geologiczną. Obecność w pobliżu inwestycji jezior, obniżeń bezodpływowych, sprawia, że na trasie inwestycji będzie wiele miejsc, gdzie w podłożu mogą występować warstwy gruntów organicznych. O ile obszar pomiędzy 57+000 a 58+000 km drogi już w trakcie wizji terenowej wytypowano jako strefę występowania torfów (pozostawało tylko pytanie jaka jest ich miąższość), o tyle w mniejszych zagłębieniach nie odnotowano obecności gruntów organicznych.

Przekrój górny na prezentowanym rysunku (rys. 161) przedstawia fragment przekroju geoelektrycznego pomiędzy



Rys. 160. Przykład mapy wykonanej na potrzeby zaprojektowania badań geofizycznych na podkładzie NMT, przedstawiającej zcyfrowane wydzielenia geologiczne oraz przebieg drogi



Wydzielenia litologiczne z podziałem na grupy o zróżnicowanej oporności
Opracowane na podstawie wyników ERT, danych z mapy geologicznej oraz danych z otworów

- Ia Piaski i żwiry
- Ib Piaski i żwiry (nawodnione)
- II Piaski gliniaste, pyły, pyły piaszczyste
- III Gliny
- IV Iły
- V Grunty organiczne

51+290P / 67.94 Nazwa otworu, Rzędna otworu [m n.p.m.]

Zwierciadło wody swobodnie nawiercone i ustabilizowane
Zwierciadło wody naporowe ustabilizowane
Zwierciadło wody naporowe nawiercone

Niweleta osi projektowanej drogi

Granice litologiczne kompleksów geologicznych wyinterpretowane na podstawie badań geofizycznych i litologii otworów

Rys. 161. Przykład przekrojów geoelektrycznych wykonanych w ramach dokumentacji geologiczno-inżynierskiej dla inwestycji projektowanej trasy S11 Bobolice–Szczecinek

55+200 a 55+400 km drogi. Od góry na przekroju stwierdzono niskie wartości oporności, co w korelacji z profilami otworów pozwoliło na wyinterpretowanie stref gruntów organicznych. Zwraca uwagę fakt, że w otworach pod strefą torfów występują utwory gliniaste, których nie można wydzielić na przekrojach geoelektrycznych. Dopiero niżej występujące utwory piaszczyste charakteryzują się wyższymi wartościami oporności, co daje możliwość wyodrębnienia warstwy piaszczystej. Obraz geoelektryczny jest na tym fragmencie bardzo nieregularny, charakteryzuje się wieloma silnymi gradientami, co może sugerować, że budowa geologiczna na tym odcinku jest skomplikowana i zmienna. W spągowej części przekroju, na obszarze, który zakwalifikowano do osadów gliniastych, widoczne są strefy niskich wartości oporności (kolory niebieskie). Strefy te są trudne do zinterpretowania. Mogą to być pochodne inwersji lub strefy osadów organicznych albo glin z dużą zawartości frakcji iłowej. Jednoznaczna interpretacja jest bardzo trudna. Wyniki badań geofizycznych pokazują jednak, że budowa geologiczna jest skomplikowana i należy rozważyć możliwość wykonania dodatkowego rozpoznania w postaci wierceń (w tym wierceń głębszych – poniżej spągu gruntów niskooporowych).

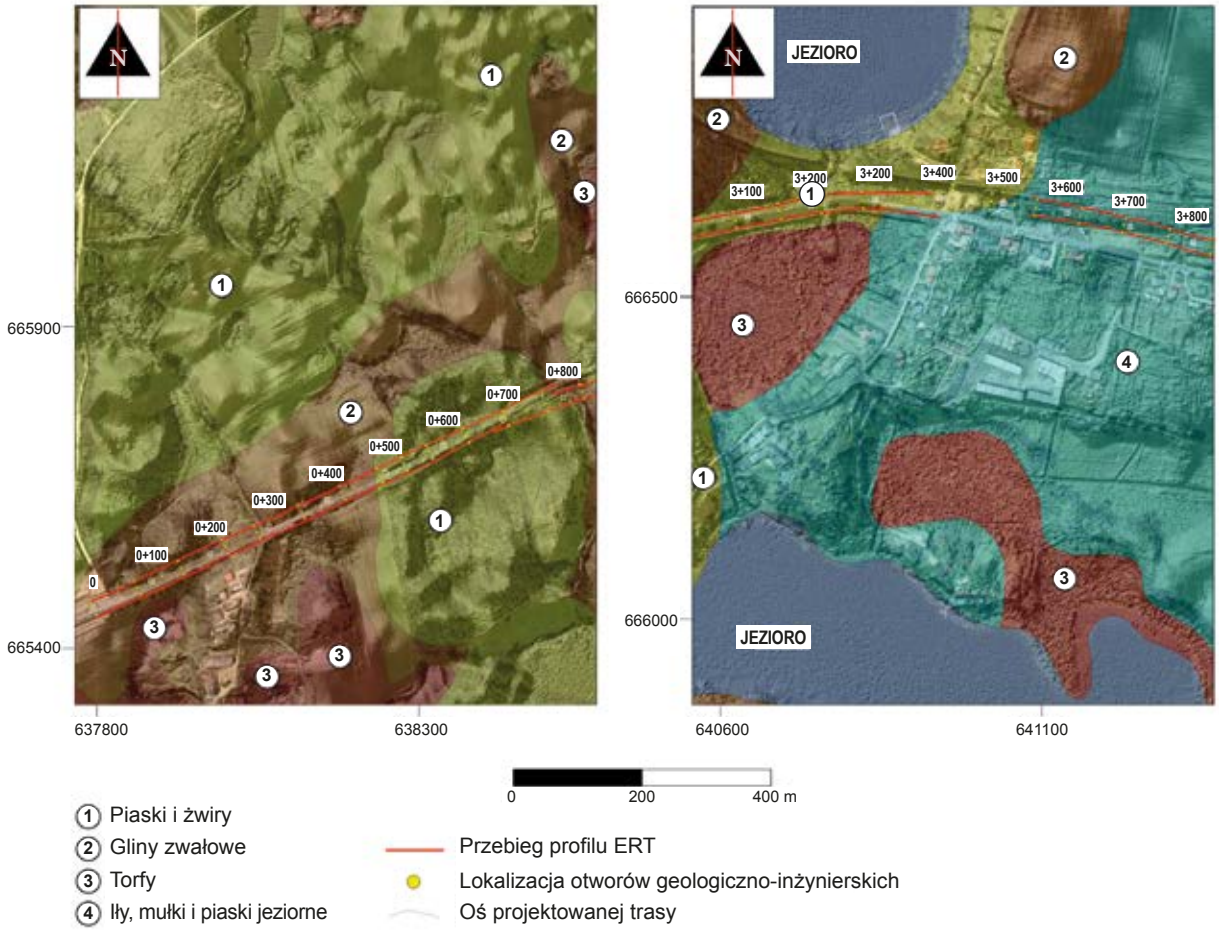
Przekrój dolny na rysunku 161 przedstawia fragment przekroju zlokalizowanego bardziej na południe projektowanej trasy. W centralnej części fragmentu przekroju jest widoczna miąższa niskooporowa strefa, którą zinterpretowano jako torfy. Widać tutaj, że na tym odcinku warstwa osadów gliniastych została odzwierciedlona na przekroju geoelektrycznym. Poniżej osadów spoistych jest widoczny wzrost wartości oporności, co zinterpretowano jako warstwę piaszczystą. Przykład ten pokazuje bardzo dobre odwzorowanie modelu budowy geologicznej przez model geoelektryczny. Szczególnie dobrze jest ukazana warstwa niskooporowa, która obrazuje strefę występowania torfów. Warto zwrócić uwagę także na wyznaczenie granicy obszaru występowania torfów. Granica ta jest wskazana na przekroju bardzo dokładnie i można z dużym prawdopodobieństwem określić obszar, na którym występują osady organiczne i na tej podstawie zaprojektować rozstaw oraz głębokość wierceń i sondowań.

Przykład 3

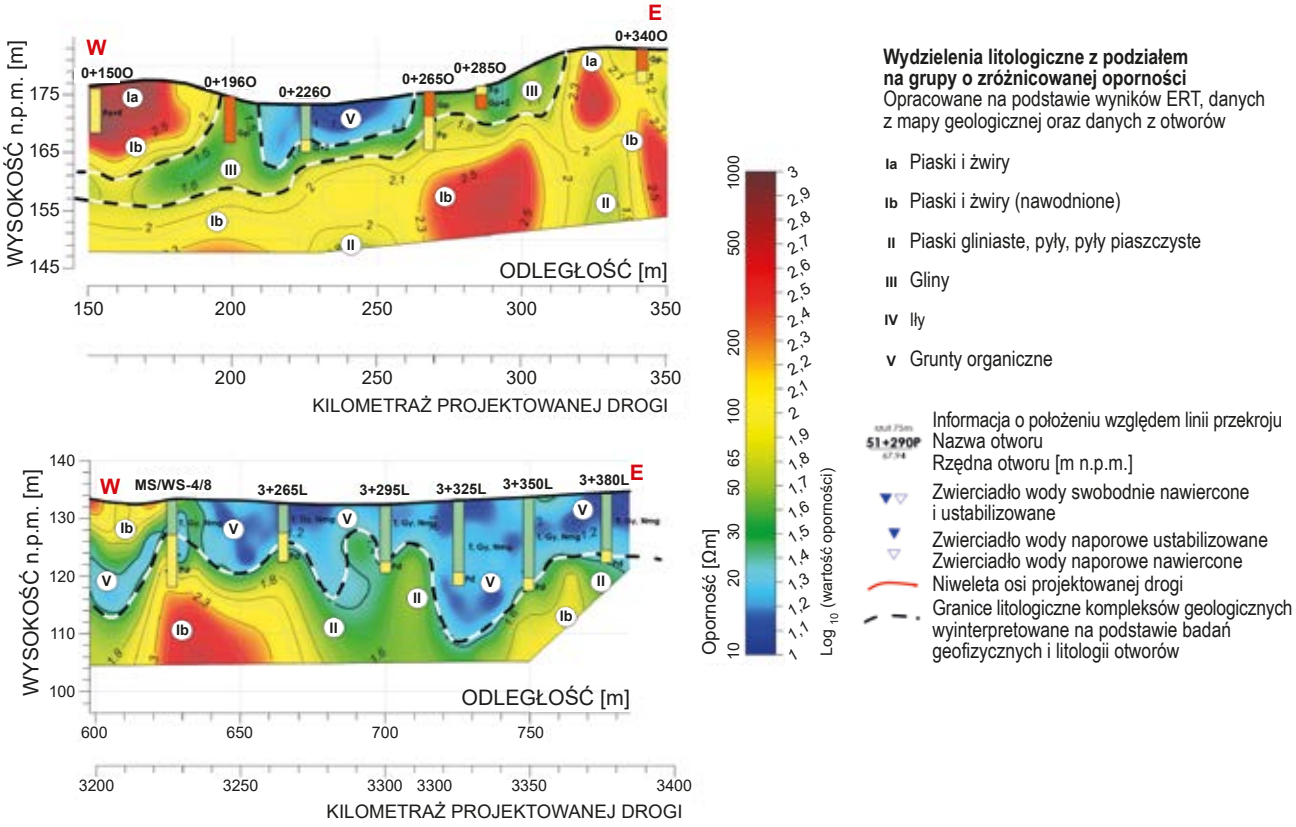
Przykład ten stanowią badania geofizyczne wykonane w ramach dokumentacji geologiczno-inżynierskiej dla projektowanego odcinka drogi ekspresowej S16 Borki–Mrągowo (rys. 162).

Przekrój górny na rysunku 163 to fragment przekroju wykonanego pomiędzy 150 a 350 m projektowanej trasy.

Na tym odcinku budowa geologiczna jest bardzo zróżnicowana, podobnie jak morfologia. Strefa, w której na



Rys. 162. Mapy dokumentacyjne z zaznaczonymi przekrojami geoelektrycznymi



Rys. 163. Przykład przekrojów geoelektrycznych wykonanych w ramach dokumentacji geologiczno-inżynierskiej dla inwestycji projektowanej trasy S16 Borki–Mrągowo

podstawie badań geofizycznych wskazano obszar gruntów organicznych, początkowo nie miała zaplanowanych wierceń. Jednak na podstawie wyników badań elektrooporowych zaplanowano wykonanie dodatkowych otworów. Jak widać na przekroju, wyniki elektrooporowe poprawnie wskazały występowanie torfów. Obszar ten nie jest duży, jednak miąższość osadów organicznych dochodzi do 10 m. Obraz rozkładu wartości oporności na przekroju pokazuje ponadto model budowy geologicznej, który jest dość zróżnicowany. Wynika z niego (a potwierdzają to profile otworów), że granice warstw geologicznych są często bardzo ostre o dużym nachyleniu. Wykonywanie badań geofizycznych na obszarach, gdzie zmienność budowy geologicznej jest duża wydaje się być zasadne, niemniej w wielu przypadkach interpretacja wyników badań jest bardzo trudna, dlatego ważne jest, żeby była możliwość korelacji wyników z danymi z otworów wiertniczych.

Przekrój dolny na rysunku 163 to fragment przekroju wykonanego pomiędzy 3+200 a 3+400 km projektowanej trasy. Projektowana trasa na tym odcinku schodzi do doliny. Dolina stanowi obszar położony między dwoma jeziorami, przy czym w przeszłości geologicznej mogła ona stanowić fragment jeziora.

W obrazie rozkładu wartości oporności jest widoczna od góry warstwa niskooporowa, która interpretowana jest jako strefa występowania torfów, gytii i namułów. Zwraca uwagę bardzo zmienny przebieg spągu utworów niskooporowych, co wyraźnie pokazuje, że interpretacja spągu utworów słabonośnych tylko na podstawie wierceń może być problematyczna. W spągowej części przekroju geoelektrycznego są widoczne zarówno strefy wysokooporowe, jak i średniooporowe, co wskazuje na warstwy piaszczyste i gliniaste. W kilku miejscach korelacja wyników geofizycznych z profilami otworów jest niejednoznaczna.

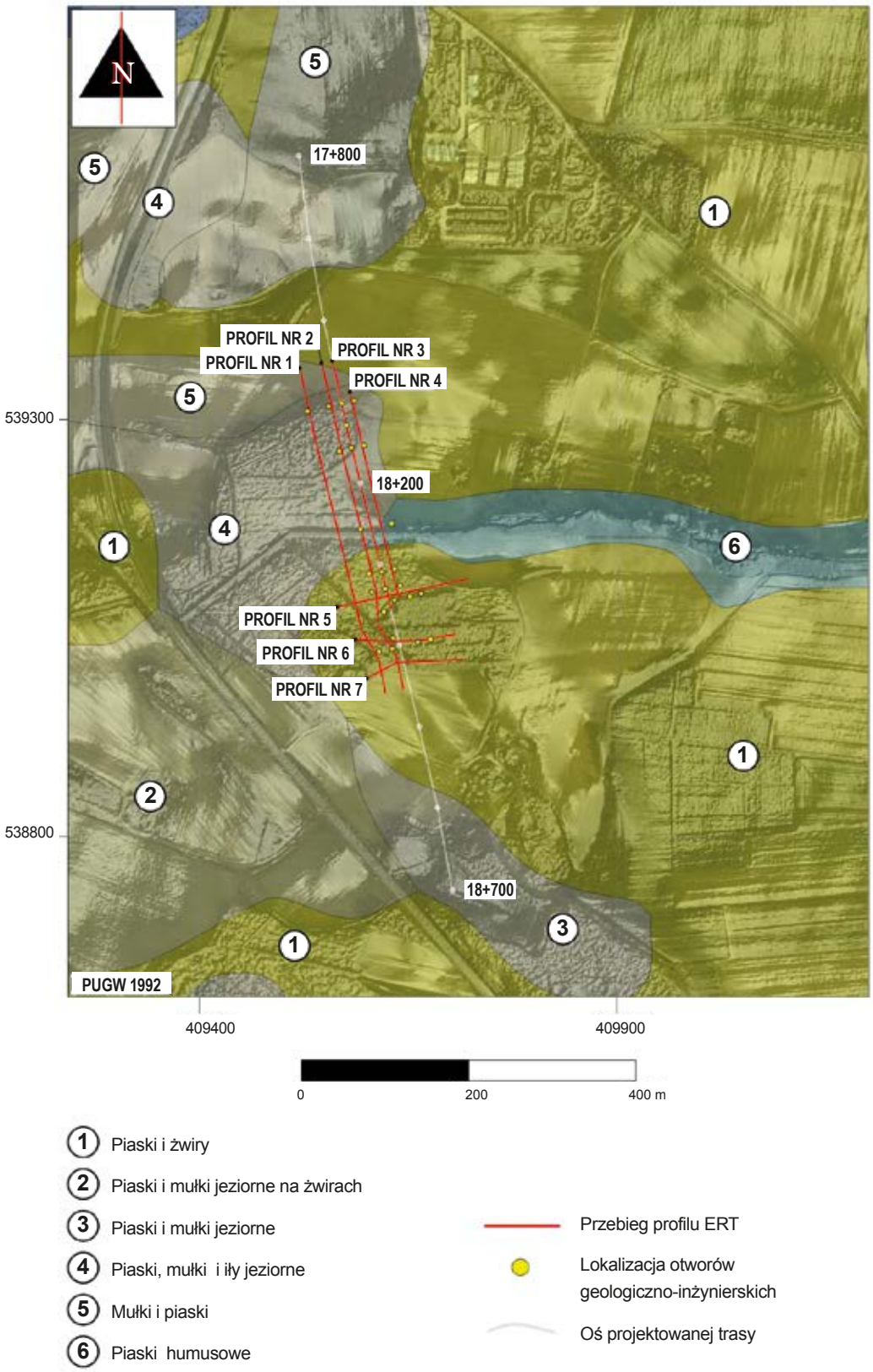
Przykład 4

Ostatni z prezentowanych przykładów odnosi się do odcinka budowanej drogi ekspresowej S5 w okolicach Żnina (rys. 164).

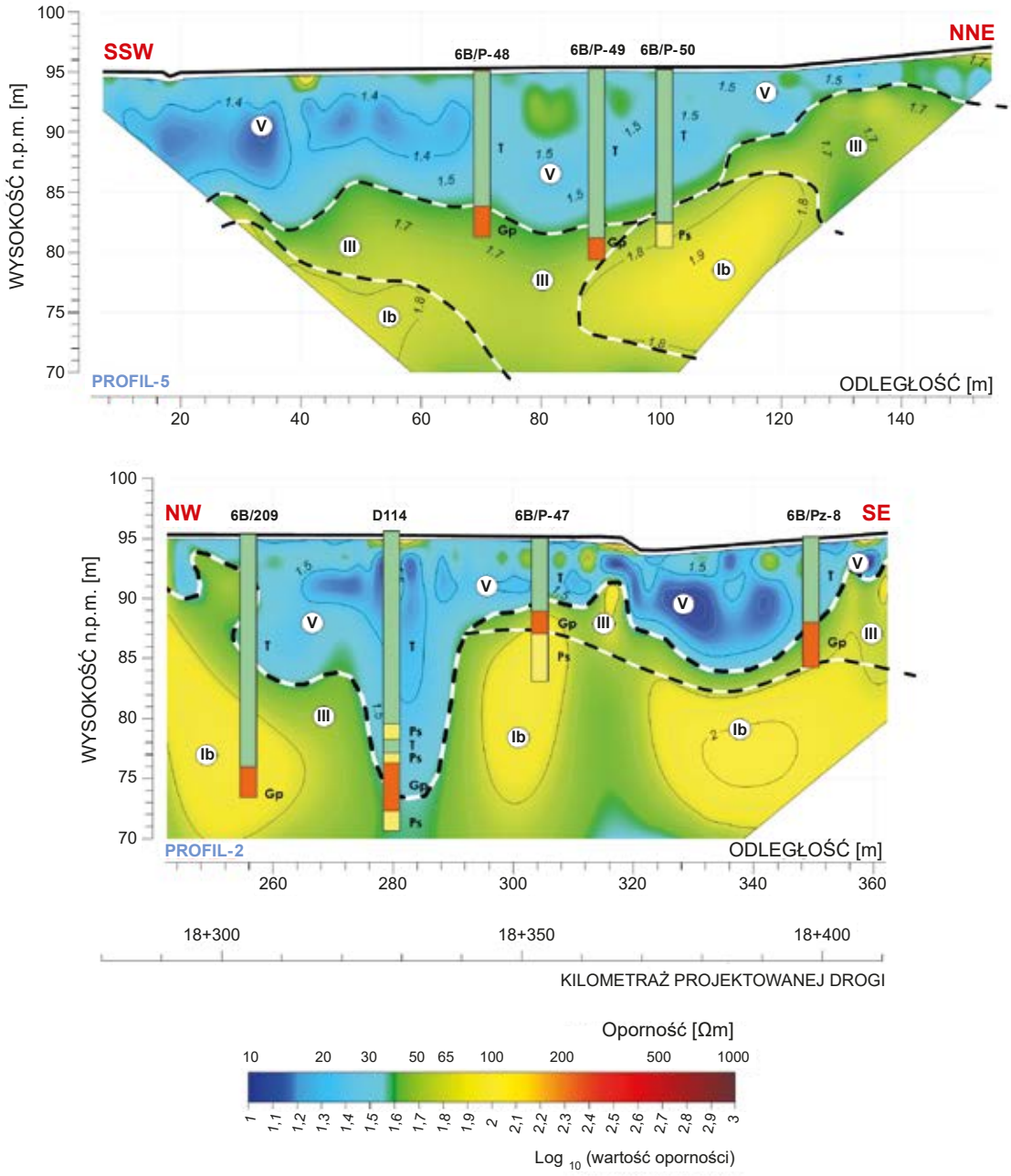
Badania geofizyczne były już wykonane na etapie budowy, w celu uszczegółowiania budowy geologicznej i okonturowania stwierdzonych w dokumentacji geologiczno-inżynierskiej gruntów organicznych. Na przekrojach (rys. 165) w obrazie rozkładu wartości oporności widać wyraźnie od góry strefę niskooporową, którą na podstawie korelacji z litologią uzyskaną z wierceń wyinterpretowano jako warstwę torfów. Co ciekawe, nie wszystkie dane pochodzące z otworów wiertniczych korelują się z wynikami badań geofizycznych, w kilku przypadkach uznano, że to wyniki geofizyczne należy uznać za bardziej wiarygodne.

Na podstawie wyników badań geofizycznych oraz wyników z archiwalnych otworów opracowano syntetyczną mapę spągu gruntów organicznych (rys. 166).

W celu lepszego zobrazowania rozprzestrzenienia gruntów organicznych wykonano wizualizację 3D spągu gruntów organicznych (rys. 167).



Rys. 164. Mapa dokumentacyjna badań elektrooporowych na odcinku budowanej trasy S5 w okolicach Żnina

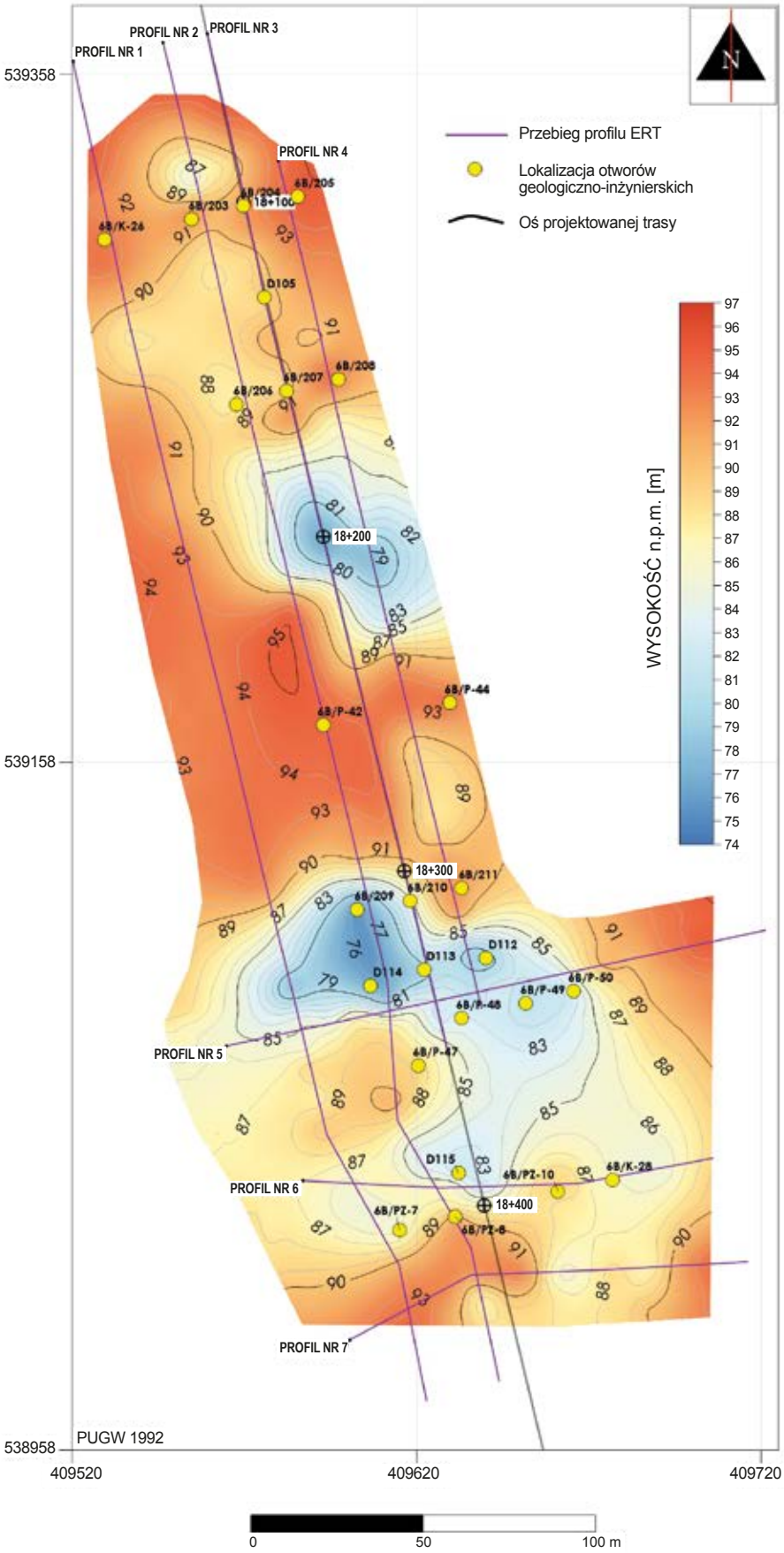


Wydzielenia litologiczne z podziałem na grupy o zróżnicowanej oporności
Opracowane na podstawie wyników ERT, danych z mapy geologicznej oraz danych z otworów

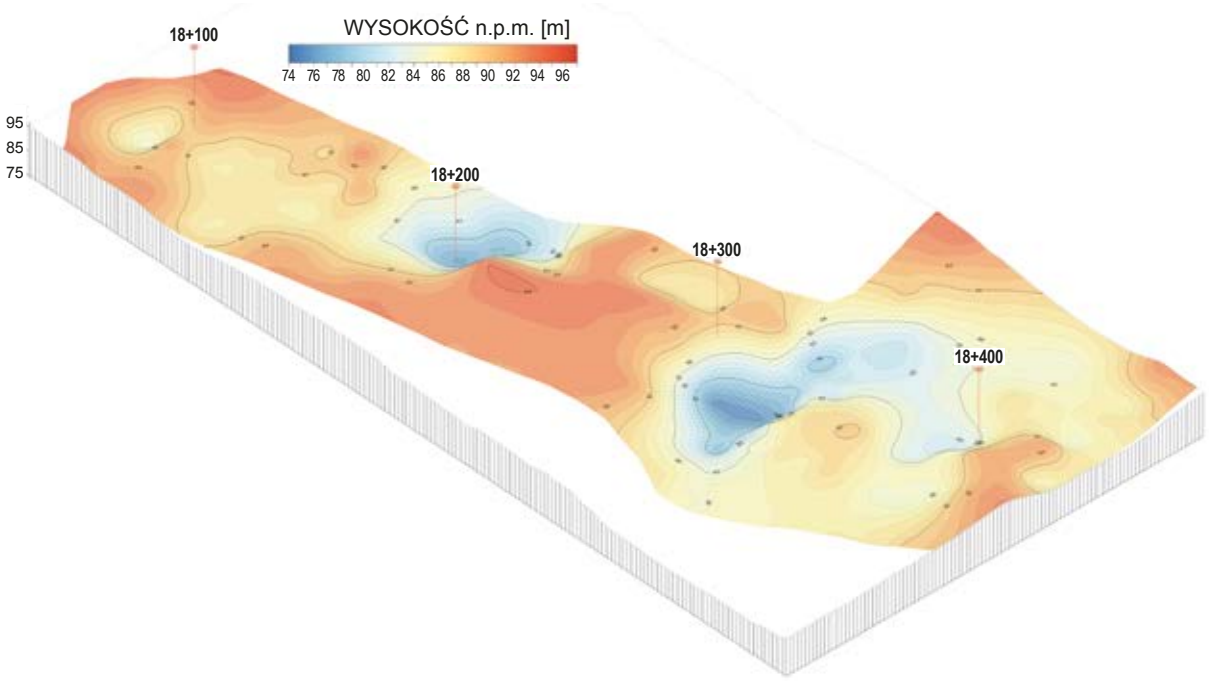
- Ia Piaski i żwiry
- Ib Piaski i żwiry (nawodnione)
- II Piaski gliniaste, pyły, pyły piaszczyste
- III Gliny
- IV Iły
- V Grunty organiczne

- Informacja o położeniu względem linii przekroju
- 51+290P Nazwa otworu
- Rzędna otworu [m n.p.m.]
- Zwierciadło wody swobodnie nawiercone i ustabilizowane
- Zwierciadło wody naporowe ustabilizowane
- Zwierciadło wody naporowe nawiercone
- Niweleta osi projektowanej drogi
- Granice litologiczne kompleksów geologicznych wyinterpretowane na podstawie badań geofizycznych i litologii otworów

Rys. 165. Przykład przekrojów geoelektrycznych wykonanych dla uszczegółowienia budowy geologicznej pod projektowaną trasę S5, okolice Żnina



Rys. 166. Mapa spągu gruntów organicznych, opracowana na podstawie badań geofizycznych oraz danych z otworów archiwalnych



Rys. 167. Wizualizacja trójwymiarowa spągu gruntów organicznych, opracowana na podstawie badań geofizycznych oraz danych z otworów archiwalnych

8.13. IDENTYFIKACJA I ROZPOZNANIE FORM KRASOWYCH

Nierozpoznane formy krasowe stanowią duży problem na etapie budowy i eksploatacji obiektów budowlanych. Ich identyfikacja jest trudna, wymaga indywidualnego podejścia i stosowania kilku metod badań podłoża. Poniżej przedstawiono wyniki badań geoelektrycznych w rejonie Chełma, które stanowiły jedno z narzędzi do rozpoznania form krasowych. Obszar badań charakteryzuje się w miarę płaskim, równym terenem o niewielkich deniwelacjach.

Analizowany teren znajduje się w powiecie świdnickim, w południowo-wschodniej części Płaskowyżu Świdnickiego. Wchodzi on w skład makroregionu Wyżyny Lubelskiej, podprowincji Wyżyny Lubelsko-Lwowskiej oraz zachodniej części Obniżenia Dorohuckiego (Kondracki, 2009).

Płaskowyż Świdnicki jest płaską równiną denudacyjną zbudowaną głównie z utworów węglanowych kredy górnej oraz zalegających na nich osadów czwartorzędu (Harasimiuk i in., 1984). Morfologia terenu ma charakter równiny poroz-cinanej dolinami rzecznymi wypełnionymi mułkami i torfami. Równina z nielicznymi wzniesieniami na zachodniej części odcinka jest zbudowana z silnie spękanego kompleksu opoki przewarstwionej marglami i marglistymi wapieniami. Całość kompleksu jest przykryta osadami czwartorzędowymi, głównie pylastymi i pylasto-piaszczystymi, lessopodobnymi. W pobliżu dolin rzek licznie występują zagłębienia bezodpływowe wypełnione namułami i torfami.

Obniżenie Dorohuckie jest wykształcone w formie płaskiej równiny zbudowanej z wapiennomarglistych skał kredowych, na których leżą wydmowe piaski plejstoceńskie. Morfologia analizowanego obszaru jest słabo urozmaicona. Występują tu jedynie powstałe w wyniku procesów krasowych zagłębienia bezodpływowe wypełnione torfem (Klimaszewski, 1961; Krogulec i in., 2011).

Najstarszymi, udokumentowanymi osadami na obszarze badań są utwory dewonu dolnego (Harasimiuk i in., 1984). Utwory mastrychtu osiągają miąższość 360–450 m i należą do nich: kreda pisząca, margle i opoki. Te ostatnie odsłaniają się na znacznej części obszaru. Miąższość margli jest zmienna. Opoki występują w stropowej części osadów mastrychtu górnego. Ich miąższość jest zróżnicowana i wynosi od kilkunastu metrów do ok. 100 m.

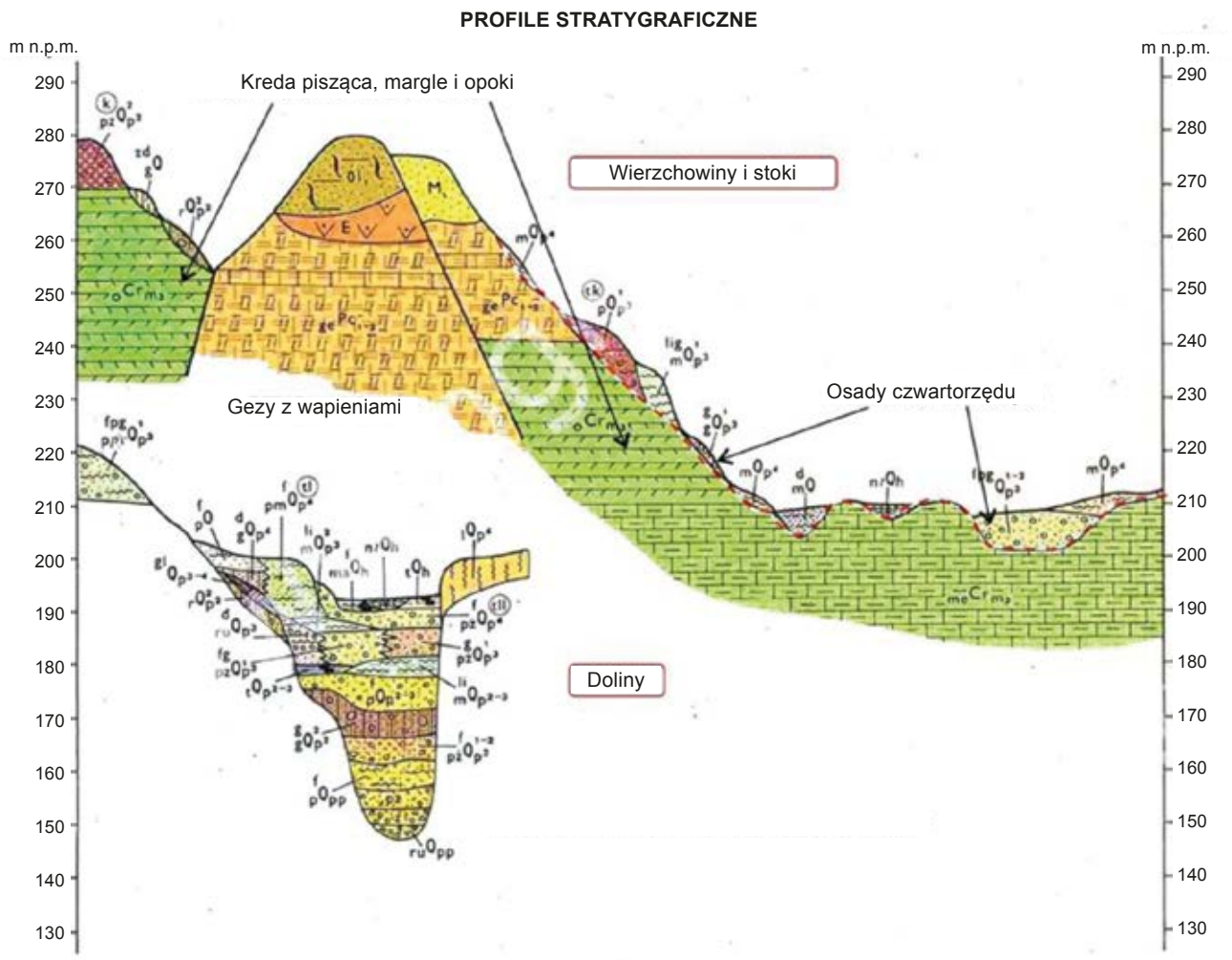
Paleogen jest reprezentowany przez osady paleocenu, eocenu i oligocenu dolnego. Osady paleocenu reprezentują gezy z przewarstwieniami wapieni, które lokalnie odsłaniają się na powierzchni terenu. Osady wieku oligoceńskiego – piaski z glaukonitem i iły, występują w formie izolowanych, niewielkich płatów na wzgórzach ostańcowych. Miąższość osadów oligocenu dolnego osiąga kilkanaście metrów.

Osady miocenu to płytkomorskie białe, drobno- i średnioziarniste piaski kwarcowe.

Pokrywa osadów czwartorzędowych osiąga największe miąższości w dolinach rzecznych i może dochodzić do 100 m. Na obszarach poza dolinami miąższość pokrywy czwartorzędowej często nie przekracza 2 m.

Na obszarze objętym badaniami występują osady czwartorzędowe oraz utwory kredowe w postaci margli, opok i kredy piszącej odsłaniające się bezpośrednio na powierzchni terenu lub pod niewielkiej miąższości osadami czwartorzędu. Na rysunku 168 przedstawiano charakterystyczny przekrój geologiczny obszaru badań.

Na analizowanym terenie występują również formy krasowe w postaci lejów krasowych. Na marglach i opokach marglistych, na równinach denudacyjnych w pobliżu Biskupic, występuje znaczna liczba drobnych i większych zagłębień



Rys. 168. Schemat budowy geologicznej na obszarze badań (Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000 – ark. Piaski)

bezodpływowych o udokumentowanej genezie krasowej (Klimaszewski, 1961; Krogulec i in., 2011). Występują tu suche leje o średnicy kilkunastu metrów, głębokości do 5 m i dnie wypełnionym osadami współczesnej erozji gleb oraz duże zagłębienia o nieregularnych kształtach, o osiach dochodzących do kilkuset metrów. Dna tych zagłębień są płaskie, podmokłe lub zawodnione, zbudowane z namułów i torfów.

Przeprowadzone badania geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej pozwoliły na określenie rozkładu wartości oporności na drodze inwersji danych pomiarowych, a skala głębokościowa odpowiadała rzeczywistej głębokości w ośrodku gruntowo-skalnym. Przekrój geoelektryczny, jako końcowy efekt przetwarzania danych, był przedmiotem interpretacji geologicznej.

Wyniki posłużyły do uszczegółowieniu modelu budowy geologicznej. Do korelacji otrzymanych granic geologicznych posłużyły dane uzyskane ze SMGP 1:50 000 oraz z otworów geologiczno-inżynierskich.

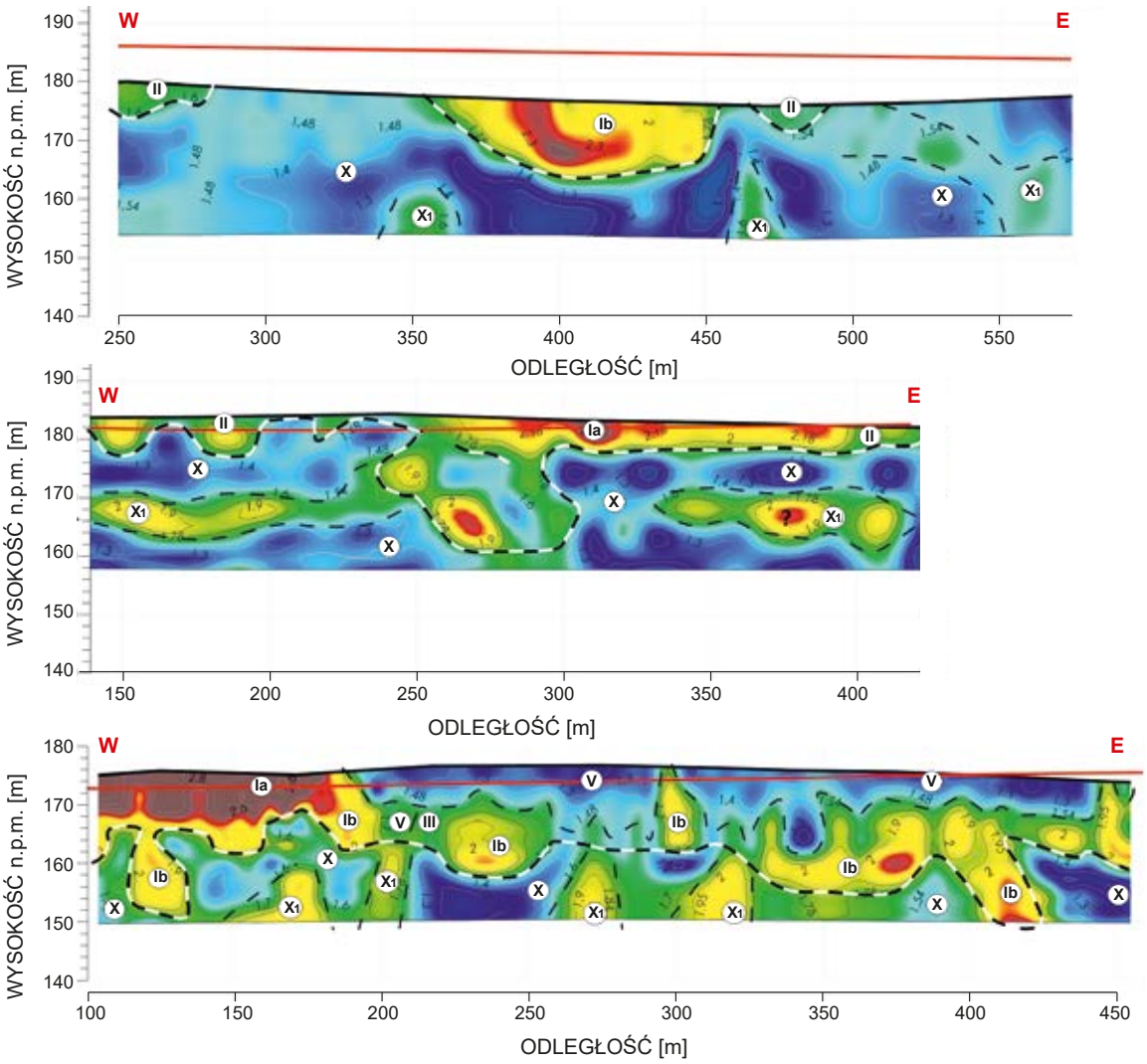
Podczas interpretacji geologicznej otrzymanych wyników z przetwarzania geofizycznych danych pomiarowych przyjęto kilka założeń, wynikających zarówno z ogólnej znajomości fizycznych właściwości gruntów i skał występujących na terenie badań, jak i ogólnej znajomości charakteru badań elektrooporowych.

Budowa geologiczna badanego obszaru sprawiała problemy interpretacyjne z kilku powodów. Model geoelektryczny jaki otrzymano w wielu miejscach był niejednoznaczny. Poszczególne grunty czy skały charakteryzowały się podobnymi wartościami oporności, co na etapie interpretacji (przed wykonaniem wierceń) uniemożliwiało prawidłowe dopasowanie warstwy geoelektrycznej do wydzielenia litologicznego.

Interpretację oparto na przyjętych założeniach, gdzie zgeneralizowano rozkład wartości oporności, dzieląc ośrodek głównie ze względu na to, czy dane oporności zaliczane będą do gruntów drobnoziarnistych (spoistych) czy gruboziarnistych (niespoistych). Jako granicę przyjęto oporność o wartości 60–65 Ωm. Przy czym na dokumentowym obszarze w wielu miejscach w strefach przypowierzchniowych zaobserwowano, że osady gliniaste mają podwyższone wartości oporności.

Podczas analizy przekrojów geoelektrycznych (rys. 169) wydzielono:

– warstwy wysokooporowe – grunty gruboziarniste (niespoiste) – piaszczyste (wysokie wartości oporności, powyżej 70–100 Ωm);



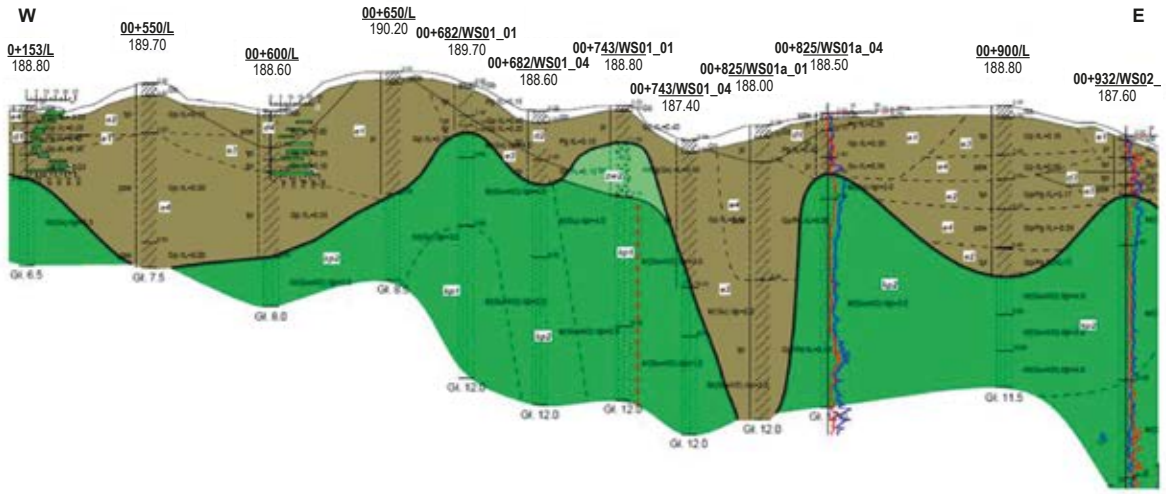
Rys. 169. Fragmenty przekrojów geoelektrycznych wykonanych techniką ERT z występującymi formami krasowymi

– warstwy niskooporowe – grunty drobnoziarniste (spoiste) – gliniaste, wykształcone jako różnego rodzaju gliny, od glin piaszczystych, poprzez gliny, aż do glin pylastych i zwięzłych (oporności w zakresie 30–70 Ωm);
– warstwy bardzo niskooporowe – grunty drobnoziarniste (spoiste) – pyły i iły zastosikowe (oporności poniżej 30 Ωm).

Na przekrojach geoelektrycznych dokonano interpretacji przez wrysowanie przebiegu granic dla warstw zróżnicowanych opornościowo, w nawiązaniu do budowy geologicznej określonej na podstawie danych z arkusza Piaski SMGP 1:50 000 i otworów geologiczno-inżynierskich. Opisy poszczególnych wydzieleń na przekrojach nawiązują do utworów, jakie znajdują się w danym miejscu na arkuszu Piaski SMGP 1:50 000.

Przebieg granic uogólniono, jednak daje on pogląd o modelu geoelektrycznym ośrodka gruntowo-skalnego. Szczególną uwagę zwrócono na zidentyfikowanie miejsc, które mogą być potencjalnymi strefami występowania gruntów słabonośnych oraz potencjalnymi miejscami występowania krasu.

Uzyskane wyniki badania geofizycznego posłużyły do zaprojektowania i wykonania przekrojów geologiczno-inżynierskich (rys. 170), na których zidentyfikowano granice form krasowych.



Rys. 170. Przykładowy przekrój geologiczno-inżynierski opracowany na podstawie badań geofizycznych techniką ERT, na którym wyinterpretowano zagłębienia i leje krasowe (kolor brązowoszary) w stropie skał węglanowych (kolor zielony) (wg Ziemińskiego i in., 2022)

8.14. BADANIA GEOFIZYCZNE NA TERENACH ZANIECZYSZCZONYCH ORAZ W STREFACH KONTAKTU WÓD MORSKICH I ŚRÓDLĄDOWYCH

W utworach czwartorzędowych, w obszarach gdzie wody podziemne wykazują niską mineralizację, oporności elektryczne utworów przepuszczalnych i słabo przepuszczalnych różnią się zdecydowanie, w związku z tym klasyfikacja hydrogeologiczna wyników elektrooporowych na ogół nie stanowi problemu. Przyjmuje się na ogół następujące kryteria klasyfikacji hydrogeologicznej:

– utwory przepuszczalne – oporności powyżej 80 Ωm;
– utwory słabo przepuszczalne – oporności poniżej 60 Ωm.

W przedziale oporności 60–80 Ωm występują utwory o charakterze pośrednim (półprzepuszczalne): piaski gliniaste, gliny piaszczyste, pyły piaszczyste.

Oporność utworów wodonośnych jest kształtowana zarówno przez ich właściwości filtracyjne, jak i oporność wody podziemnej, co powoduje, że interpretacja hydrogeologiczna danych elektrooporowych nie zawsze jest jednoznaczna. W przypadku występowania czystych wód podziemnych o niskiej mineralizacji, oporność elektryczna warstw wodonośnych jest z reguły zdecydowanie wyższa niż oporności warstw słabo przepuszczalnych, co daje możliwość wyróżnienia w przekroju geoelektrycznym warstw wodonośnych.

Na obszarach, gdzie wody podziemne (lub powierzchniowe) charakteryzują się podwyższoną mineralizacją, interpretacja wyników badań znacznie się komplikuje.

Szereg prac z tego typu obszarów (miejsc o podwyższonej mineralizacji) pokazuje, że mineralizacja ma wpływ zarówno na oporności utworów przepuszczalnych, jak również tych słabo przepuszczalnych (Ryżak, 1979).

Podział wód ze względu na mineralizację przedstawiono w rozdz. 7.6.2.2 (Bocheńska i in., 2002, Ogilwi, 1974).

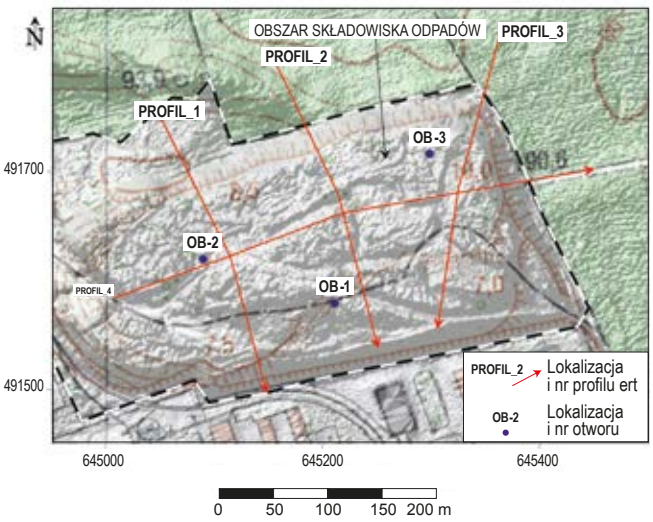
Przykład 1 – Kawęczyn (Warszawa)

Przykładem wykorzystania metod geofizycznych do badania obszarów o zwiększonej mineralizacji wód podziemnych są pomiary wykonane w rejonie składowiska odpadów Kawęczyn. Badania dotyczyły nieczynnego składowiska odpadów i substancji uwalniających się z niego oraz jego wpływu na środowisko naturalne.

Głównym celem badań elektrooporowych było uszczegółowienie budowy geologicznej i hydrogeologicznej. Spodziewano się, że zastosowanie badań elektrooporowych umożliwi rozpoznanie skomplikowanych warunków geologicznych i hydrogeologicznych w strefie wysypiska i pod nim oraz pozwoli zobrazować ewentualne strefy utworów przepuszczalnych i słabo przepuszczalnych w podłożu wysypiska.

Założono, że odpady w obrębie wysypiska, a także pośrednio wody zlokalizowane w jego obrębie i otoczeniu, będą charakteryzowały się podwyższoną mineralizacją. W efekcie tego wskazanie warstw przepuszczalnych i słabo przepuszczalnych okazało się problematyczna.

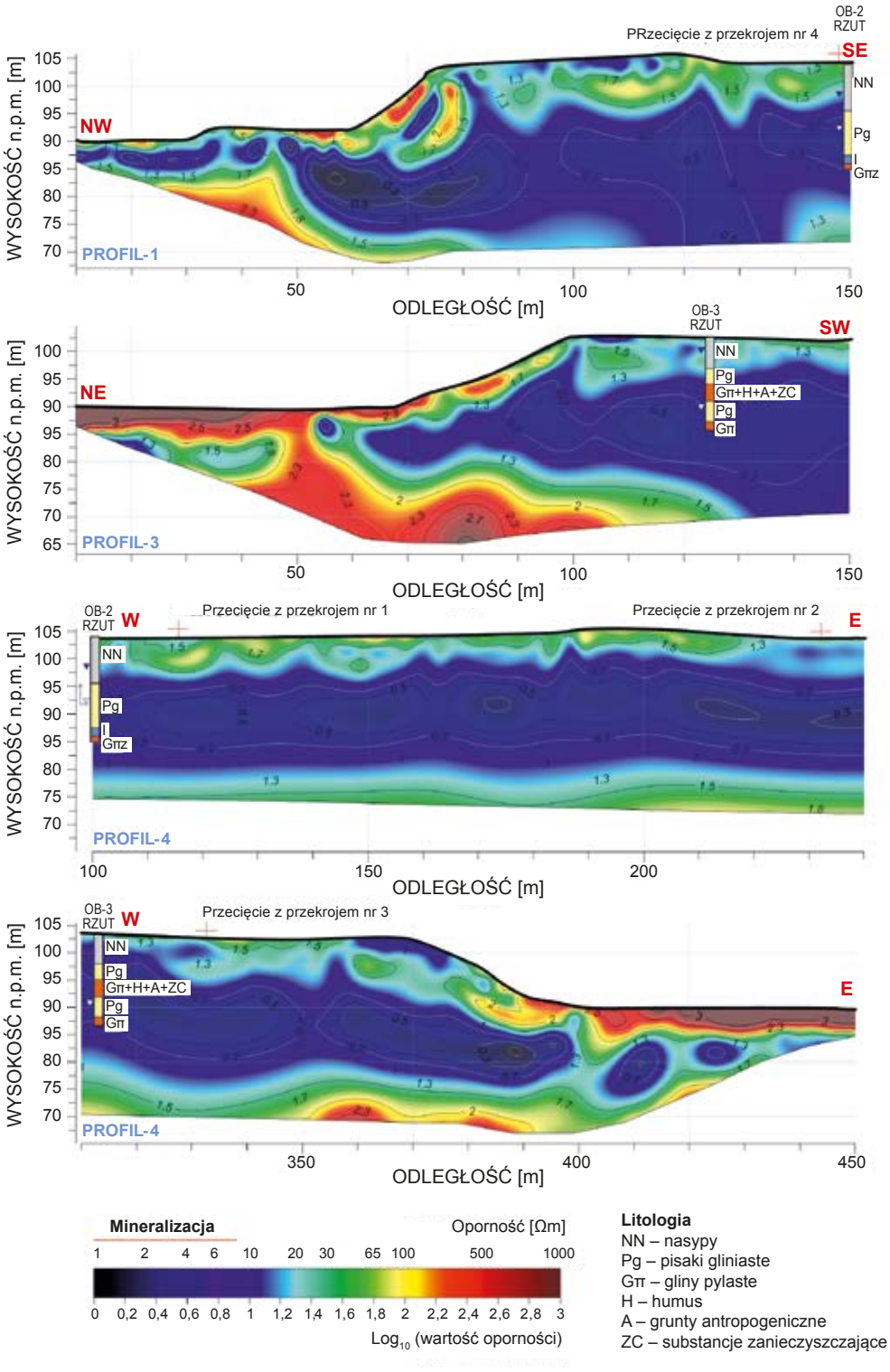
Prace geofizyczne prowadzono w siatce przedstawionej na rysunku 171.



Rys. 171. Poglądowa mapa lokalizacji badań geofizycznych na podkładzie NMT i mapy topograficznej w skali 1:10 000

Opracowane przekroje (rys. 172) pokazują charakterystyczne dla tego miejsca bardzo niskie wartości oporności (rzędu kilku Ωm), które są związane z mineralizacją wody. W korelacji do budowy geologicznej obszaru badań, a także litologii otworów, są to piaski zawodnione – woda silnie zmineralizowana. Woda oddziałuje jednak nie tylko na utwory przepuszczalne, ale pośrednio również na te słabo przepuszczalne (Ryżak, 1979).

Uzyskane wyniki badań elektrooporowych są zdeterminowane przez warunki wodne (głównie zmineralizowaną wodę). W strefie do rzędnej 75 m n.p.m. wody podziemne są zmineralizowane. Na podstawie wyników badań elektrooporowych nie ma możliwości wydzielenia stref utworów przepuszczalnych i słabo przepuszczalnych w strefie oddziaływania zmineralizowanych wód. Na wykonanym w osi składowiska przekroju nr 4 (rys. 172), w spągowej części



Rys. 172. Fragmenty przekrojów geoelektrycznych z charakterystycznymi strefami bardzo niskich oporności, będących efektem mineralizacji wód

składowiska, są widoczne podwyższone wartości oporności, co może świadczyć o tym, że zasięg wód zmineralizowanych sięga do tej głębokości.

Badania geofizyczne pokazują strefy, gdzie zaznacza się wpływ wód z podwyższoną mineralizacją (zanieczyszczonych), która pochodzi od odpadów zgromadzonych na składowisku.

Przytoczony przykład pokazuje, że metody geoelektryczne pozwalają na zidentyfikowanie obszarów o podwyższonej mineralizacji. W ten sposób można wyznaczyć obszary wokół składowisk odpadów i prowadzić ciągły monitoring rozprzestrzeniania się stref silnie zmineralizowanych (zanieczyszczonych) (Antoniuk i in., 2003).

Przykład 2 – ZACHEM Bydgoszcz

Kolejny przykład wykorzystania badań geofizycznych stanowią pomiary geofizyczne metodą geoelektryczną, wykonane w celu wskazania kierunków dopływów zanieczyszczeń na obszar pól irygacyjnych, oczyszczalni Kapuściska oraz w rejon ujęcia barierowego Zakładów Chemicznych ZACHEM (rys. 173).

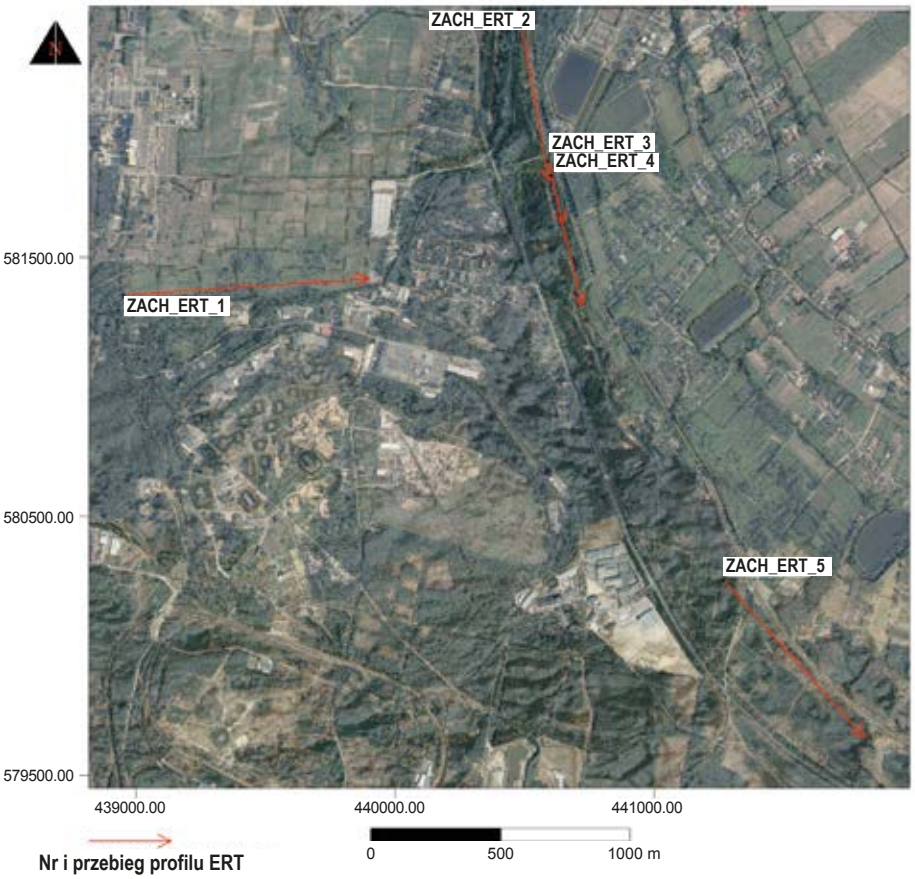
Badania geofizyczne były wykonane w obrębie południowo-wschodniej części Bydgoszczy, na terenie dzielnic Czersko Polskie i Łęgnowo w trzech lokalizacjach:

– wzdłuż południowej granicy zrekultywowanych pól irygacyjnych (profil nr 1, rys. 174);
– u podnóża skarpy Wiślanej w pobliżu oczyszczalni Kapuściska (profile 2–4, rys. 174);
– w obrębie ujęcia barierowego Zakładów Chemicznych ZACHEM (profil nr 5, rys. 174).

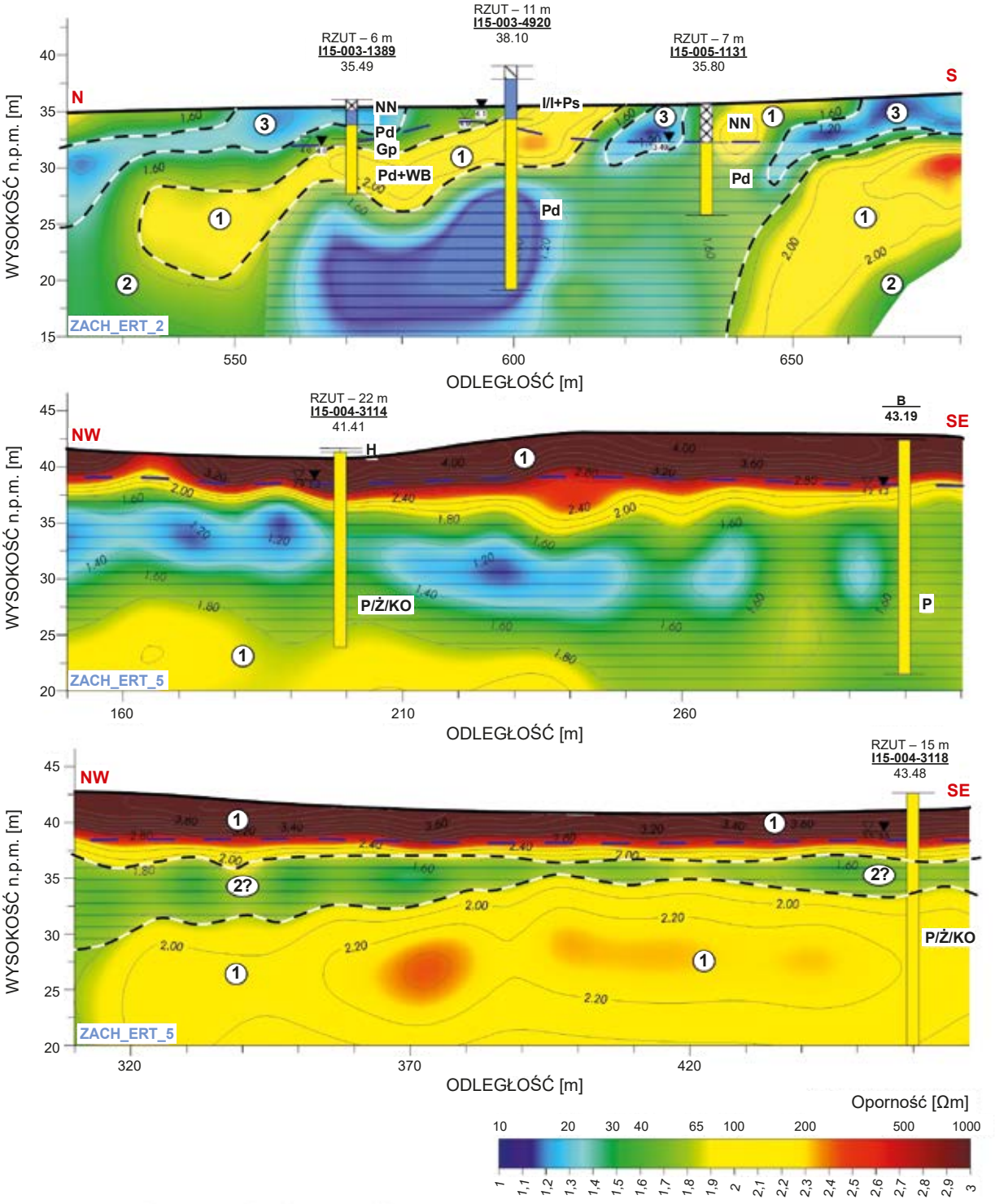
Pola irygacyjne pracowały nieprzerwalnie od 1907 do końca 2002 r. Obecnie obszar został zrekultywowany przez Miejskie Wodociągi i Kanalizacje (MWiK) w Bydgoszczy.



Rys. 173. Poglądowa mapa lokalizacji badań geofizycznych (podkład – mapa topograficzna w skali 1:50 000)



Rys. 174. Poglądowa mapa lokalizacji badań geofizycznych na podkładzie NMT i ortofotomapy



Rys. 175. Przykładowe profile geofizyczne

Wieloletnie obserwacje poziomu wód podziemnych w rejonie pól irygacyjnych wskazują na jego stopniowe opadanie, co jest związane z zaniechaniem zasilania obszaru oczyszczalni przez ścieki.

W rejonie wschodnim, w którym są zlokalizowane profile 2–4, znajdował się kanał ściekowy wybudowany w formie ceramicznej, częściowo otwartej instalacji, służącej do odprowadzania zanieczyszczeń. Wykonana instalacja służyła do odprowadzania bezpośrednio do Wisły ogromnych ilości, wysokotoksycznych ścieków powstałych w wyniku nitrowania, chłodzenia i płukania z dawnej fabryki. W okolicach kanału ściekowego, zwłaszcza po jego południowej stronie, na powierzchni terenu widać liczne obiekty m.in. betonowe słupy, wkopane okręgi betonowe (prawdopodobnie studnie).

Rejon badań charakteryzuje się bardzo zmienną budową geologiczną.

Warstwę przypowierzchniową tworzą wodnolodowcowe piaski ze żwirami, pod którymi zalega pakiet glin zwałowych zlodowacenia północnopolskiego – fazy leszczyńskiej i poznańskiej, przedzielonych piaskami fluwioglacjalnymi i lokalnie iłami oraz mułami zastoiskowymi. Pod warstwą glin lodowcowych stwierdzono występowanie warstw piaszczystych wykształconych w postaci piasków drobnych z przewarstwieniami węgla brunatnego (miocen).

W centralnej i południowej części analizowanego obszaru pierwszy poziom zwierciadła wód gruntowych występuje na rzędnej ok. 30 m n.p.m. Zasilanie poziomów wodonośnych odbywa się głównie poprzez infiltrację wód opadowych i roztopowych do warstwy wodonośnej oraz ze spływu wód z wyżej ległych obszarów wodnolodowcowych, na których zlokalizowane były dawne zakłady ZACHEM.

Rysunek 175 przedstawia profile geofizyczne wykonane na terenie badań. Przekrój górny (profil ZACH_ERT 2) obrazuje wyraźne zmiany w obrazie rozkładu oporności na obszarze, na którym powinny występować piaski. Spadek wartości oporności jest interpretowany jako wpływ zmineralizowanych wód na oporność piasków. Pomiędzy 560 a 610 mb. przekroju wartości oporności zmniejszają się do kilku Ωm. Strefa ta kontynuuje się w kierunku południowym, do ok 640 mb. przekroju, jednak tam oporności są większe i można je skorelować z gruntami spoistymi (gliny).

Przykład ten pokazuje, jak mineralizacja (zanieczyszczenia) wody wpływa na wyniki badań elektrooporowych i utrudnia ich interpretację, gdy brak jest korelacji wyników badań z litologią otworów. W takim przypadku, gdzie na przekroju zaznaczają się silne gradienty wyraźnych spadków oporności (strefy anomalne), można przypuszczać, że powstały one na skutek lokalnych zmian/anomalii (np. mineralizacji), a nie są wynikiem odwzorowania budowy geologicznej.

Drugi z przekrojów (rys. 175 – profil ZACH_ERT 5 – odc. 160–310 m) obrazuje strefę obniżonych wartości oporności, które jednak byłoby można zinterpretować jako utwory spoiste. W obrazie rozkładu wartości oporności nie widać silnych gradientów, rozkład oporności jest w miarę równomierny. Bez korelacji danych elektrooporowych z litologią znaną z otworów, trudno byłoby wskazać te miejsca jako obszary piaszczyste z mineralizacją. Interpretacja wskazywałaby raczej na grunty spoiste. Mając jednak wiedzę o historii tego miejsca, a także możliwość korelacji otrzymanych wyników z litologią wierceń, można przypuszczać, że faktyczne oporności, jakie rejestruje się dla piasków, zostały obniżone na skutek zanieczyszczenia piasków wodami z pobliskich polderów.

Przekrój trzeci i dolny (rys. 175. – profil ZACH_ERT5 – odc. 320–460 m) pokazuje w spągowej części typowe wartości oporności dla piasków, piasków i żwirów zawodnionych, w granicach 100–150 Ωm, co można interpretować jako strefy w których nie ma mineralizacji. Jest jednak widoczna kilkumetrowa warstwa, ciągnąca się przez cały analizowany fragment przekroju, o znacznie obniżonych wartościach oporności, która stanowi problem dla właściwej interpretacji. Otwór archiwalny wskazuje, że w całym profilu litologicznym mamy do czynienia z utworami niespoistymi. Należy zwrócić uwagę także na to, że w strefie przypowierzchniowej jest widoczna dobra korelacja dla wysokich wartości oporności piasków, piasków i żwirów niezawodnionych z poziomem zwierciadła wód gruntowych.

Przykład 3 – Wyspa Wolin

Tekst na podstawie publikacji: Pacanowski, 2016 „Obrazowanie elektrooporowe warunków hydrogeologicznych strefy brzegowej wyspy Wolin". Biul. Państw. Inst. Geol., 466: 225–232, doi: 10.5604/01.3001.0009.4760.

Kolejnym przykładem wykorzystania badań geofizycznych są badania, jakie wykonano wzdłuż wybrzeża na wyspie Wolin, a które miały na celu zbadanie kontaktu słonych wód morskich i słodkich śródlądowych (Pacanowski i in., 2015). Spodziewano się wyodrębnić strefy, gdzie słodka woda wpływa do morza.

Budowa geologiczna wyspy Wolin jest opisana w wielu pracach (Ruszała i in., 1979; Matkowska i in., 1974). Podłoże terenu budują osady czwartorzędowe o zróżnicowanej miąższości, dochodzącej nawet do 150 m, szczególnie w północno-zachodniej, wypiętrzonej części wyspy, będącą wysoczyzną morenową dochodzącą do 115 m n.p.m., która obniża się stromymi zboczami do Zalewu Szczecińskiego i Bałtyku. Osady czwartorzędowe to przeważnie piaski średnio- i drobnoziarniste. Występują tam dwa poziomy glin zwałowych przedzielonych poziomem piaszczysto-żwirowym. Taka budowa geologiczna występuje głównie w granicach i najbliższym sąsiedztwie Wolińskiego Parku Narodowego, a więc na bezpośrednim obszarze badań geofizycznych. Na pozostałej części wyspy, głównie w jej wschodniej partii, występują wychodnie gliny zwałowej. Podłoże czwartorzędu jest zbudowane ze skał wapiennych kredy górnej. Utworów paleogenu i neogenu na tym obszarze nie stwierdzono (Gurwin, 2009; Ruszała i in., 1979).

Wyspa Wolin od północy jest otoczona wodami Bałtyku (Zatoka Pomorska), od południa wodami Zalewu Szczecińskiego, od wschodu rzeką Dziwną, a od zachodu cieśniną Świny (rys. 176).

Wody otaczające wyspę charakteryzują się różną mineralizacją. Ma to związek głównie z podwyższoną minerali-



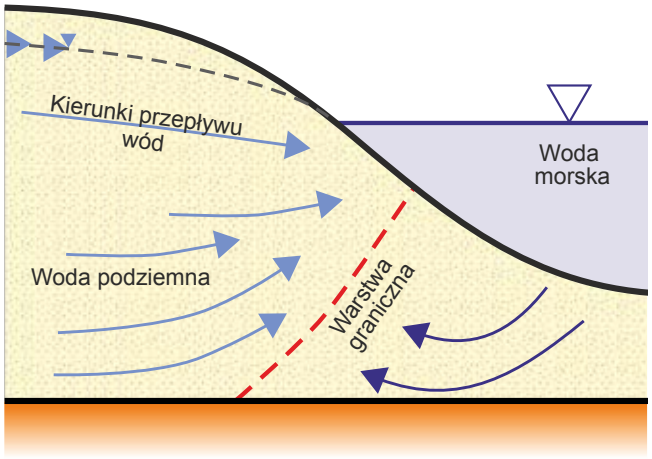
Rys. 176. Mapa wyspy Wolin z otaczającymi wodami. Czarną przerywaną linią zaznaczono profil geoelektryczny (Pacanowski, 2016)

zacją chlorkową na tym obszarze. Zasolenie Bałtyku jest największe i waha się w przedziale 3000–17000 mg Cl/dm^3, przy czym średnie zasolenie wynosi ok. 7000 mg Cl/dm^3. Wody Zalewu Szczecińskiego i Dziwny również charakteryzują się podwyższonymi wartościami chlorków, jednak są to wartości znacznie niższe np. Dziwna – przedział 14,4–218 mg Cl/dm^3 (Paczyński, Sadurski, 2007).

W skład systemu hydrograficznego regionu wchodzą zlewnie: Dziwny i Świny oraz bezpośrednia zlewnia Zalewu Szczecińskiego i Bałtyku. Zlewnie te odgrywają dominującą rolę w odwadnianiu terenu (Paczyński, Sadurski, 2007). W przypadku wyspy Wolin obserwuje się wyraźną trójdzielność hydrograficzną: bezodpływowe wyniesione partie terenu w środkowej części wyspy, wschodnią część wyspy drenowaną przez Dziwnę oraz mierzeję wydmową w zachodniej części wyspy, gdzie woda odpływa na południe naturalnymi lub sztucznymi ciekami. Czwartorzędowe piętro wodonośne – pierwszy, przypowierzchniowy poziom wodonośny występuje w utworach porowych (głównie piaskach i żwirach). Swobodne zwierciadło wód podziemnych układa się współkształtnie do morfologii terenu i występuje na rzędnych od kilku do ok. 20 m n.p.m. (w części północno-zachodniej wyspy). Wraz z obniżaniem się powierzchni terenu zwierciadło występuje coraz płycej – od 6,3 do 7,2 m n.p.m. (w części wschodniej wyspy). Warstwa wodonośna ma całkowitą miąższość od 20 do ponad 40 m, średnia wartość współczynnika filtracji 22,5 m/d, średnia wartość przewodności wynosi 450 m^2/d. Zasilanie poziomu przypowierzchniowego odbywa się wskutek infiltracji wód z opadu atmosferycznego (utwory piaszczyste występują tu od powierzchni – brak jest izolacji), głębsze poziomy wodonośne są zasilane poprzez gliny piaszczyste i okna hydrogeologiczne (Kłyza, 1988). Wody piętra czwartorzędowego mają łatwy kontakt z wodami wysoko zmineralizowanymi (Matkowska, 1997a, 1997b).

Kredowe piętro wodonośne (Cr3) – poziom wodonośny występuje w utworach szczelinowo-porowych i szczelinowych (margle i wapienie) na głębokości 39,0–42,3 m. Zwierciadło wody ma charakter napięty i stabilizuje się na głębokości 2,8–3,6 m poniżej zwierciadła czwartorzędowego, pierwszego przypowierzchniowego poziomu wodonośnego (poziomu plejstoceńskiego). Jakość wód podziemnych piętra kredowego nie spełnia wymogów dla wód przeznaczonych do spożycia przez ludzi. Wody nawiercone w otworach badawczych na wysoczyźnie wolińskiej nie są użytkowane. W warunkach naturalnych morze stanowi podstawową bazę drenażową wszystkich systemów krążenia wód podziemnych wybrzeża. W zależności od warunków hydrogeologicznych drenaż ten odbywa się wzdłuż linii brzegowej lub też pod dnem morza. Podobnie przebiega także strefa kontaktu wód podziemnych z zasolonymi wodami morskimi (Kozerski i in., 1992).

Dla lepszego zobrazowania sytuacji specyficznych warunków hydrogeologicznych, występujących w strefie brzegowej należy przeanalizować schemat (rys. 177), gdzie



Rys. 177. Schemat dynamicznego kontaktu wód morskich i podziemnych (Copper, 1959)

przedstawiono dynamiczny kontakt wód słodkich i słonych (Cooper, 1959).

Wody słodkie charakteryzują się o wiele niższą gęstością właściwą od wód słonych. Ze względu na proces ingresji wód słonych do warstw wodonośnych, klin wód słonych o większej gęstości penetruje w głąb warstwy wodonośnej przy jej spągu. Warstwa graniczna oddzielająca wody słodkie od słonych jest rezultatem rozmycia strefy kontaktu przez procesy dyfuzyjne i hydrodynamiczne (Sukowski, 1982). Istnieją prace, w których autorzy zajmowali się zagadnieniem ingresji wód słonych w głąb lądu (Kłyza, 1998; Gurwin, Krawiec, 2012), natomiast proces odwrotny wymaga przeprowadzenia badań, omawianych w tym przykładzie.

Dla zobrazowania zjawiska kontaktu wód słonych i słodkich wykonano badania wzdłuż plaży na wyspie Wolin (rys. 178). Zastosowano metodę tomografii elektrooporowej ze względu na możliwość przestrzennego (przedstawionego na płaszczyźnie 2D) i ciągłego rozpoznania struktur geologicznych i hydrogeologicznych. Należy dodać, że dla celów interpretacji wyników wykonanych pomiarów, wcześniejsze rozpoznanie geologiczne badanego odcinka wybrzeża było niewystarczające, ze względu na zbyt małą liczbę otworów wiertniczych. Zastosowane pomiary dają też możliwość monitoringu takich stref i obrazowania zmian zachodzących w przepływie wód słodkich i słonych w funkcji czasu.

Kontakt słodkich wód podziemnych ze słonymi wodami morskimi w strefie brzegowej powoduje, że sposób przetwarzania i interpretacji danych geofizycznych uzyskanych metodą tomografii elektrooporowej jest dość skomplikowany.

Jak już wspomniano wcześniej, piaski zawodnione mogą wykazywać oporność elektryczną od 1 do 60–200 Ωm, zależnie od stopnia mineralizacji wody i stopnia nasycenia warstwy. Piaski suche mają oporności jeszcze wyższe (od 200 do kilku tys. Ωm). Iły zmieniają swą oporność właściwą w mniejszym zakresie: od 1 do ok. 20–25 Ωm (w pewnym stopniu uzależnione jest to od genezy ich powstania), ale i one podlegają tym samym prawom zależności oporu.

Na podstawie wyników badań elektrooporowych, bez ogólnej znajomości geologii badanego terenu, nie można dokładnie stwierdzić, z jakimi utworami mamy do czynienia



Rys. 178. Przebieg profilu ERT (kolor czerwony) po plażyod miejscowości Międzyzdroje do miejscowości Międzywodzie (Pacanowski, 2016)

i trudno wydzielić na przekroju oporowym warstwy wodonośne i niewodonośne, gdyż taką samą oporność mogą mieć iły, jak i zawodniony piasek w którym występuje silnie zasolona woda.

Na oporność elektryczną gruntów decydujący wpływ mają trzy główne czynniki: mineralizacja wody, zawartość frakcji iłowej oraz wilgotność (Ogilwi, 1974). Zmiany oporności w zależności od zasolenia wody i temperatur obrazuje rysunek 85 (rozdz. 7.6.2). Zmineralizowana woda oraz materiał ilasty stanowią składniki dobrze przewodzące prąd. Obniżają zatem znacznie wartości oporności w ocenie litologii.

Badania geofizyczne wykonane na długości 17 km wybrzeża wyspy Wolin wykazały zmiany widoczne na przekrojach geoelektrycznych.

Na podstawie przeprowadzonej analizy danych geofizycznych wyznaczono trzy typy kompleksów opornościowych:

– typ pierwszy – nawodnione utwory piaszczyste, o opornościach rzędu 5–20 Ωm, występujące w strefie falowania Morza Bałtyckiego, występujące płytko przy powierzchni. Niski zakres pomierzonych wartości jest prawdopodobnie powiązany z wysokim stopniem mineralizacji roztworu wodnego, który wypełnia całkowicie pory analizowanego ośrodka;
– typ drugi – kompleksy występujące poniżej anomalii typu pierwszego, charakteryzujące się wysokimi opornościami rzędu 30–70, czasami nawet do 300 Ωm. Pochodzenie tych form może być związane z występowaniem wód podziemnych słodkich, które wykazują o wiele niższą przewodność jonową w stosunku do wód słonych, co przekłada się bezpośrednio na oporność mierzonych utworów;
– typ trzeci – kompleksy o niskich wartościach oporności rzędu 10–20 Ωm. Występują one pod utworami nawodnionymi wodą słodką. W strefie tej dochodzi do gwałtownego spadku oporności elektrycznej, co najprawdopodobniej jest wynikiem ingresji wód słonych.

Z racji słabego rozpoznania geologicznego badanej części wyspy Wolin dowiązanie granic geologicznych jest tylko umowne. Dotyczy to głównie przybliżonej granicy kreda–czwartorzęd. Na przekrojach geoelektrycznych granica litologiczna jest interpolowana na podstawie danych z otworów leżących w głębi wyspy, w odległości 1–2 km. Wyznaczenie tej granicy na podstawie badań elektrooporowych jest niemożliwe, gdyż w obrazie rozkładu wartości oporności ta granica nie jest widoczna. Potwierdzone zostało natomiast, że w utworach kredowych wody są zmineralizowane. Na całej długości przekrojów geoelektrycznych oporności na głębokościach odpowiadających występowaniu kredy są bardzo niskie. Dla utworów czwartorzędowych to zróżnicowanie jest już znacznie większe.

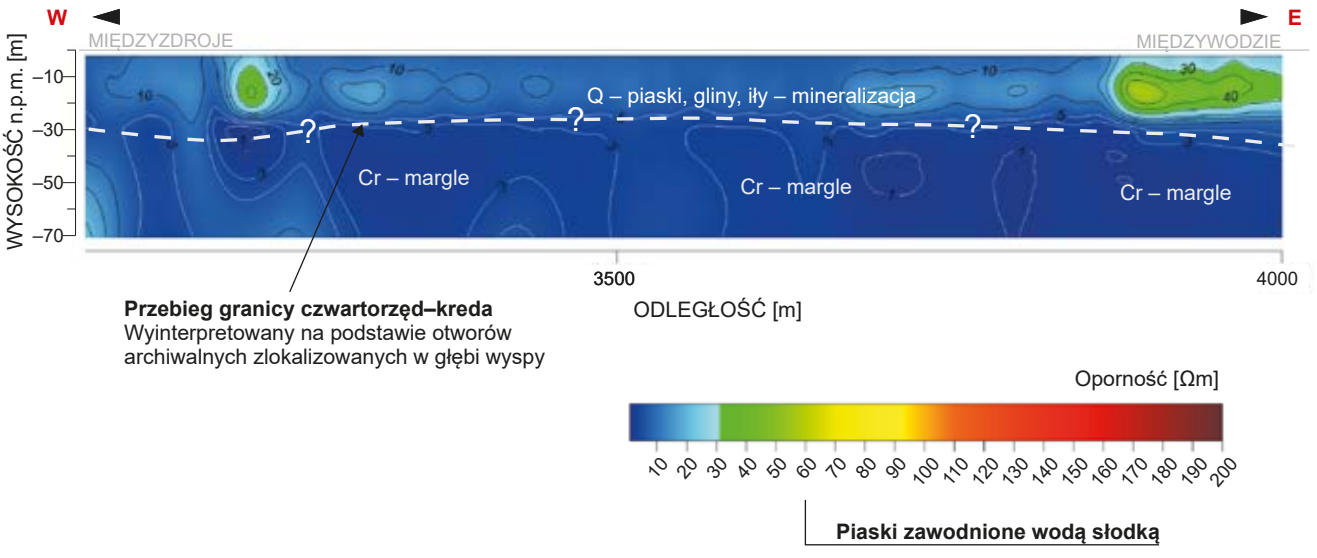
Na przekrojach geoelektrycznych występują strefy, gdzie praktycznie w całości dominują bardzo niskie wartości oporności (rys.179). Ma to związek prawdopodobnie z zasoleniem wód zarówno w kredzie jak i w czwartorzędzie.

Na niektórych odcinkach przekrojów są widoczne również strefy, gdzie dominują wyższe wartości oporności tożsame z zawodnieniem wodą słodką (rys. 180).

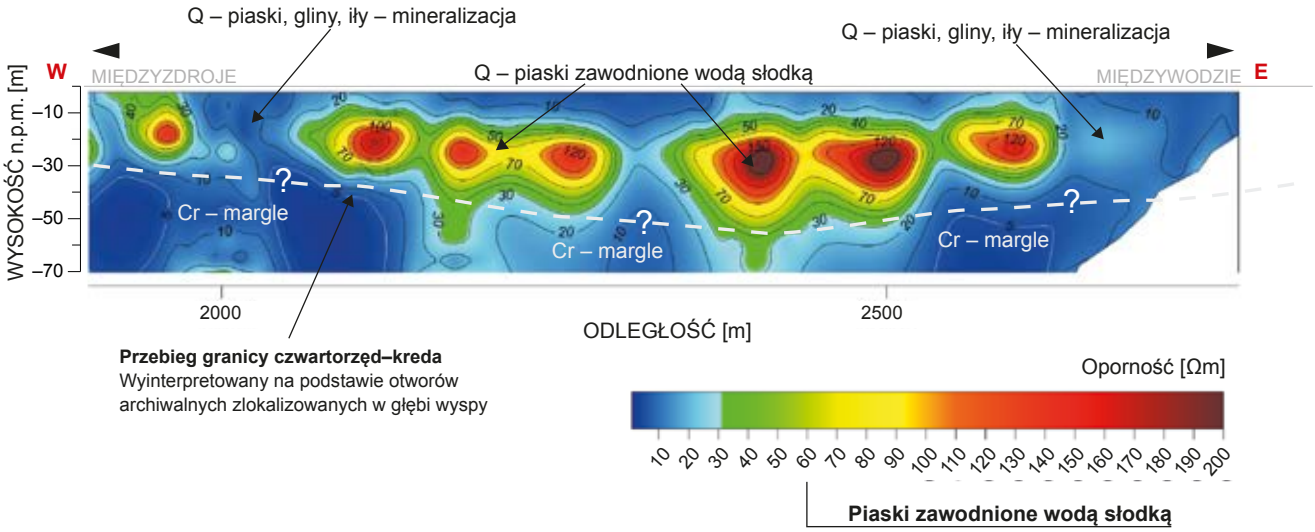
Interpretacja geologiczna przekrojów jest bardzo trudna, praktycznie niemożliwa. W utworach czwartorzędowych nie można wyróżnić miejsc, gdzie występują piaski, gliny, iły, jeśli są one nasycone wodą zmineralizowaną. Można jednak z dużym prawdopodobieństwem wskazać miejsca, które są strefami występowania piasków zawodnionych wodą słodką.

Metoda tomografii elektrooporowej okazała się dobrym narzędziem do ciągłego rozpoznania strefy brzegowej wyspy Wolin na odcinku 17 km, dostarczyła dokładniejszych danych o warunkach hydrogeologicznych i pokazała miejsca migracji słodkich wód podziemnych z lądu do morza (rys. 181).

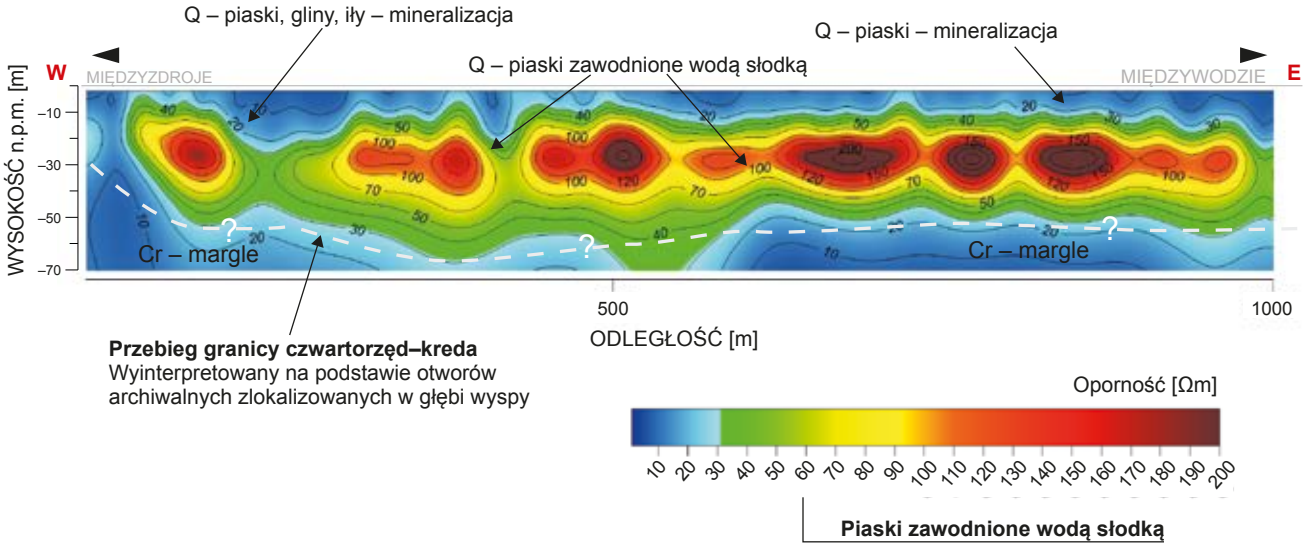
Na uwagę zasługuje także szczegółowość uzyskanego obrazu – są widoczne strefy o rozciągłości poziomej rzędu 20–30 m, co byłoby trudne do zobrazowania za pomocą badań elektrooporowych w ich klasycznych wariantach.



Rys. 179. Przekrój tomografii elektrooporowej. W przekroju dominują niskie wartości oporności, co wiąże się z silną mineralizacją (Pacanowski, 2016)



Rys. 180. Przekrój tomografii elektrooporowej. Widoczne w przekroju strefy wyżej oporowe są tożsame z piaskami zawodnionymi wodami słodkimi (Pacanowski, 2016)



Rys. 181. Przekrój tomografii elektrooporowej z widoczną miąższą warstwą wodonośną wód słodkich (Pacanowski, 2016)

Zastosowana metoda daje też możliwość monitoringu reżimu wodnego z racji swej bezinwazyjności i możliwości powtórzenia pomiarów po pewnym czasie.

Dwuwymiarowość modelu interpretacyjnego jaki uzyskano stosując metodę tomografii elektrooporowej, pozwoliła na zobrazowanie specyficznych warunków hydrogeologicznych strefy brzegowej. Dodatkową zaletą zastosowania tej metody była bardzo duża rozdzielczość przestrzenna punktów pomiarowych (w porównaniu np. do pionowych sondowań elektrooporowych).

Jednocześnie trzeba mieć na uwadze, że wyniki badań uzyskanych zastosowaną metodą należy traktować jako uogólniony model sytuacji hydrogeologicznej. W modelu tym, poszczególne elementy opornościowego obrazu ośrodka nie zawsze precyzyjnie odzwierciedlają kształt czy położenie obszarów anomalnych, ale jeśli jest on traktowany całościowo, zdecydowanie lepiej i dokładniej oddaje rzeczywistość geologiczną i hydrogeologiczną na badanym obszarze.

8.15. INTERPRETACJA SKRAJNIE NISKICH WARTOŚCI OPORNOŚCI ELEKTRYCZNEJ NA PRZEKROJACH GEOELEKTRYCZNYCH

Badania elektrooporowe są narażone na szereg zakłóceń, szczególnie, gdy się je wykonuje w miejscach, w których jest obecna infrastruktura podziemna czy naziemna. Poniżej pokazano przykłady wybranych wyników badań, dla których na przekrojach geoelektrycznych zostały wyinterpretowane w procesie inwersji bardzo niskie wartości oporności. Interpretacja takich stref (pod kątem budowy geologicznej) jest

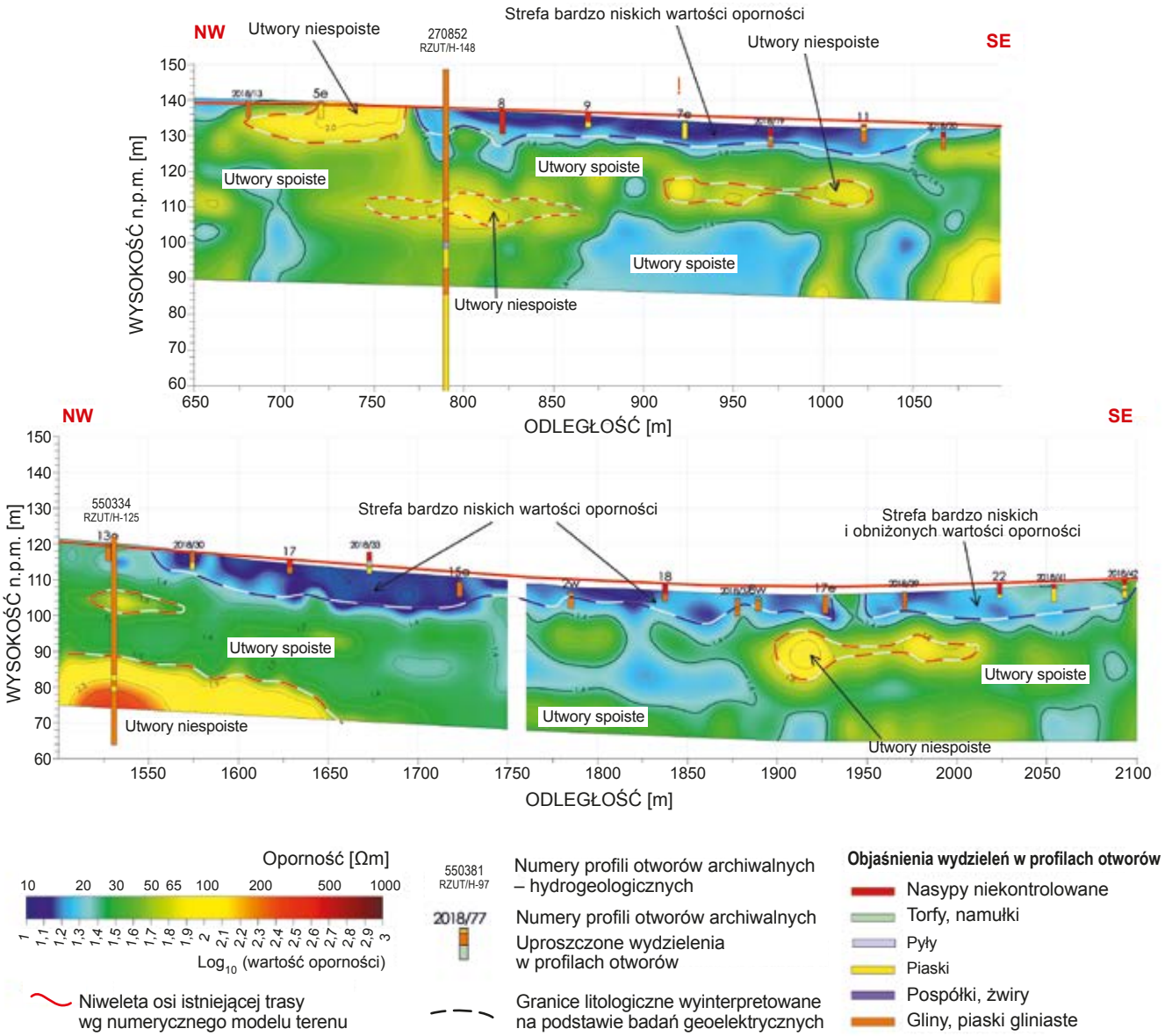
bardzo trudna ze względu na to, że nie wiadomo, czy niskie wartości oporności wynikają z budowy geologicznej, czy są one wynikiem błędów pomiarowych lub występowaniem infrastruktury podziemnej. Należy pamiętać o zasadzie, że prąd w ośrodku będzie rozchodził się zawsze tam, gdzie napotka najmniejszy opóropór. W przypadku gdy w gruncie będą zlokalizowane przewodniki, rejestrowane oporności będą nieprawdziwe.

Przykład 1

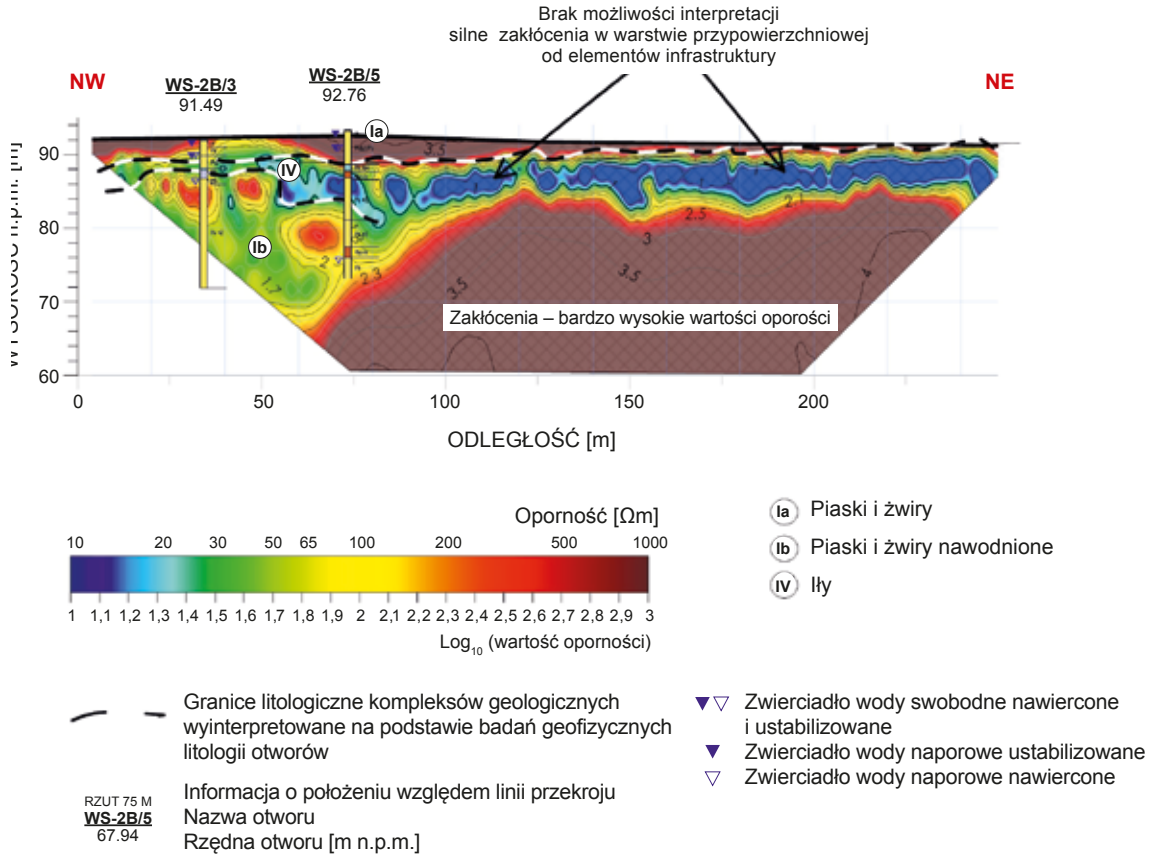
Przykład pokazuje wyniki badań ERT dla profilu zlokalizowanego w pobliżu istniejącej drogi. Na odcinkach w bezpośrednim sąsiedztwie profilu geofizycznego były zlokalizowane metalowe barierki (rys. 182). Korelacja położenia barierek ze strefami bardzo niskich oporności, jakie zostały zarejestrowane w górnej części przekroju prowadzi do wniosków, że na tym obszarze, wpływ na zarejestrowane oporności mogą mieć metalowe barierki. Dane z wierceń pokazują, że utwory geologiczne jakie tam występują w warstwie przypowierzchniowej to: gliny, gliny piaszczyste, lokalnie piaski i nasypy (grunty antropogeniczne). Utwory te charakteryzują się wyższymi opornościami niż zarejestrowane oporności rzędu 3–10 Ωm. Warto podkreślić, że obraz elektrooporowy dla dolnej części przekroju koreluje się z profilami (nielicznych) wierceń archiwalnych położonych w pobliżu przekrojów – ciągów geofizycznych. Tam, gdzie w pobliżu ciągów nie było zlokalizowanych barierek, wyinterpretowane oporności były znacznie wyższe i korelowały się z litologią wierceń.

Przykład 2

Kolejny profil geofizyczny został wykonany w pobliżu infrastruktury drogowej (rys. 183). Lewa (południowo-zachodnia) strona przekroju wydaje się pokazywać poprawny



Rys. 182. Przekroje geoelektryczne ze strefami niskich wartości oporności zarejestrowanymi w pobliżu metalowych barierek

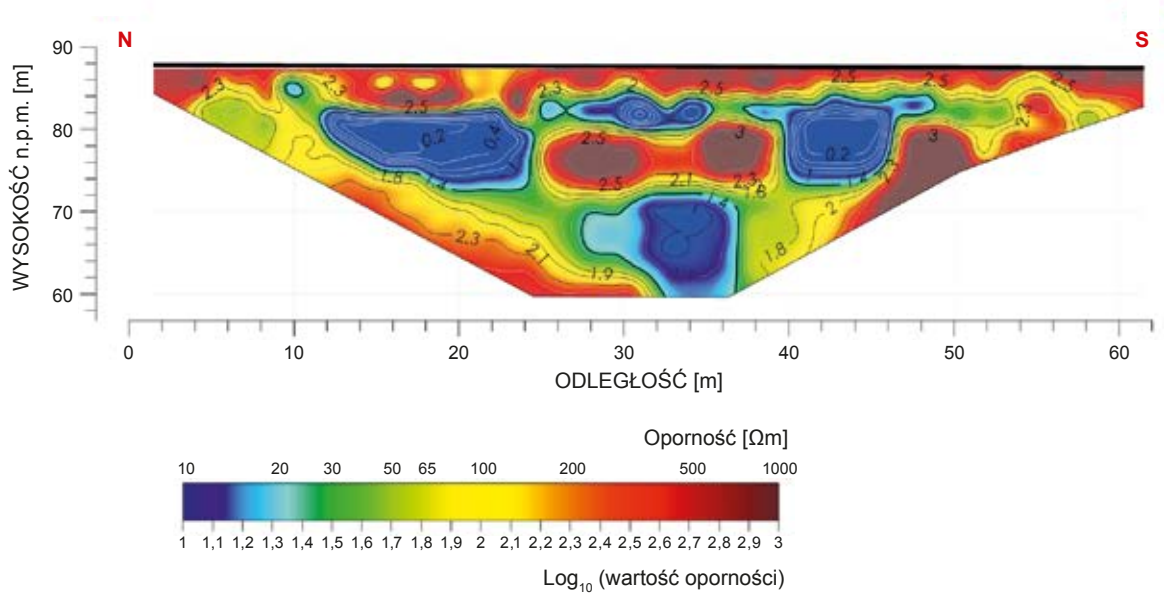


Rys. 183. Profil geofizyczny ze strefą silnych zakłóceń w warstwie przypowierzchniowej

rozkład wartości oporności (obraz elektrooporowy koreluje się z profilami litologicznymi wierceń). Natomiast po prawej (północno-wschodniej) stronie przekroju są widoczne duże różnice w rozkładzie wartości oporności. Od góry zostały zarejestrowane bardzo niskie wartości oporności (może to być efekt infrastruktury podziemnej oraz naziemnej). Z kolei poniżej oporności mają wartości 1000–10 000 Ωm, co w piaskach zawodnionych jest raczej mało prawdopodobne. Można wnioskować, że te wartości są następstwem zakłóceń. Stąd przekrój w swojej wschodniej części należy uznać za nieinterpretowalny.

Przykład 3

Następny przykład pochodzi z pomiarów, jakie wykonano w Szczecinie, na (i w okolicy) Zamku Książąt Pomorskich. Profil (rys. 184) został wykonany na dziedzińcu zamku.



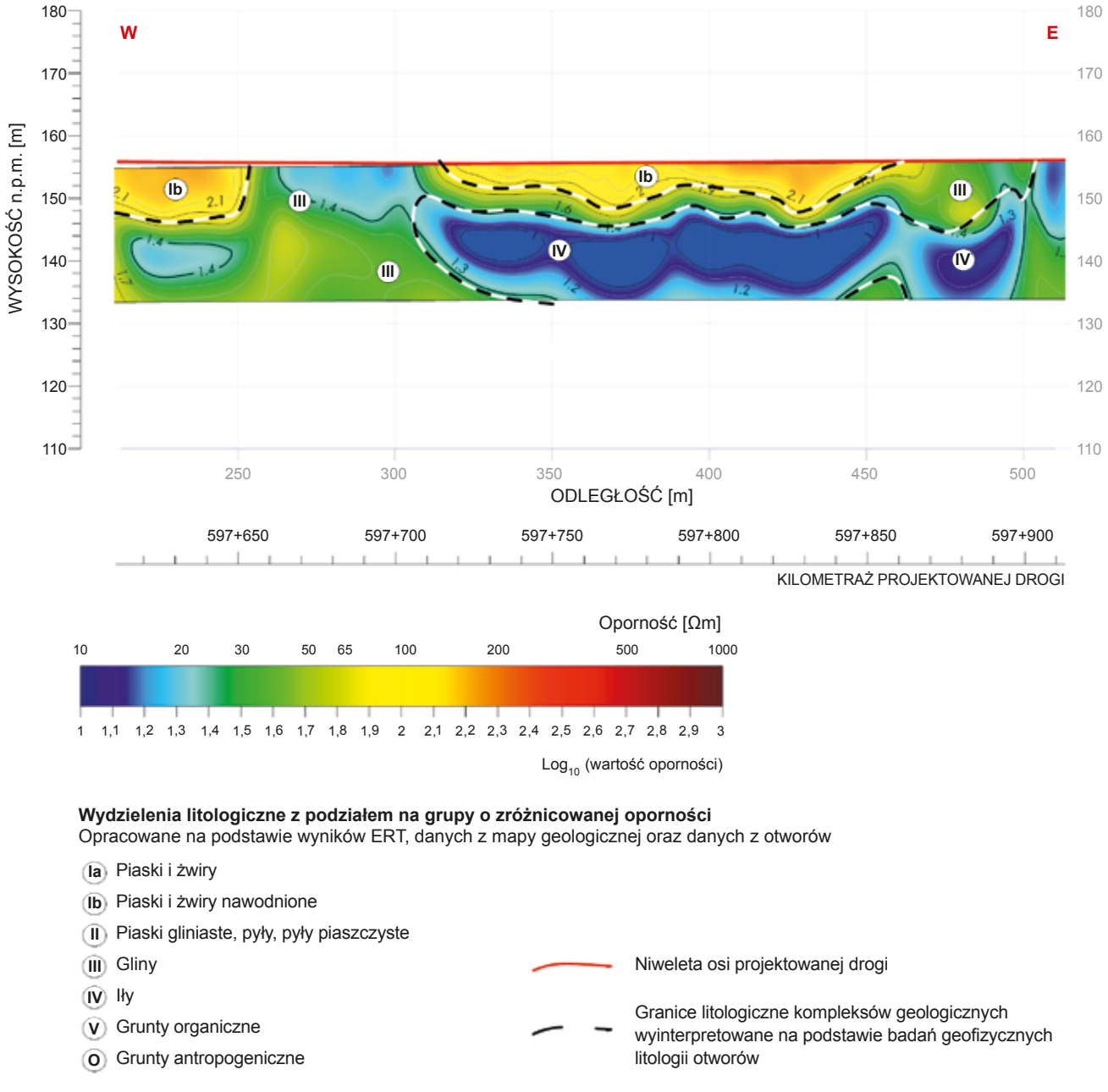
Rys. 184. Profil geofizyczny z licznymi zakłóceniami od istniejącej infrastruktury podziemnej

Zakładano, że w wyniku licznych zakłóceń od istniejącej infrastruktury podziemnej wyniki badań będą nieinterpretowalne, jednak na prośbę Inwestora wykonano badania geofizyczne. Wyniki badań potwierdziły, że w takim miejscu nie ma możliwości eliminacji zakłóceń. Przekrój nie nadaje się do interpretacji. Świadczą o tym wysokie gradienty, a także same wartości oporności (zarówno bardzo niskie jak i wysokie). W niektórych miejscach wyinterpretowane oporności mają wartości rzędu 1–2 Ωm, co ewidentnie wyklucza możliwość interpretacji takiego przekroju. Co ciekawe, na plikach pomiarowych, nie ma możliwości „wycięcia" niskich wartości oporności pozornych, bo nie zarejestrowały się skrajnie niskie wartości, pojawiają się one dopiero po „inwersji".

Przykład 4

Ostatni przykład pochodzi z rejonu Lubelszczyzny. Zaprezentowany fragment przekroju wykonano w ramach rozpoznania geologicznego pod planowaną autostradę A2 (rys. 185).

W dolnej części przekroju zarejestrowano bardzo niskie wartości oporności (kilka, kilkanaście Ωm). Na obszarze badań nie występuje na powierzchni infrastruktura, według mapy ewidencyjnej również pod powierzchnią nie występuje zinwentaryzowana infrastruktura. Nie ma też informacji, by na danym obszarze mogły występować wody o podwyższonej mineralizacji. Pomimo tego, oporności mają skrajnie niskie wartości. Na tym obszarze takie oporności zostały wyinterpretowane dla kilku profili geofizycznych. Na etapie prac, gdy wykonywane były badania geofizyczne, nie było



Rys. 185. Profil geofizyczny z zarejestrowanymi bardzo niskimi wartościami oporności

jeszcze otworów, zostały one wywiercone później, jednak ich głębokość była za płytka by rozpoznać niskooporowy ośrodek. Przyjęto więc interpretację, że są to oporności iłów. Jednak ich wartości są skrajnie niskie.

Powyższe przykłady pokazują, że skrajnie niskie wartości oporności w wielu przypadkach mogą pochodzić od zakłóceń, jednak nie w każdym przypadku. Do takich wyników zawsze należy podchodzić zachowawczo. Skrajnie niskie wartości oporności rzadko będą odzwierciedlały budowę geologiczną (aczkolwiek przykład 4 wskazuje, że istnieje taka możliwość), mogą one być mylnie interpretowane i będą sprawiały dużą trudność w prawidłowej interpretacji budowy geologicznej.

W trakcie prac terenowych bardzo ważne jest opisywanie przez operatora wszystkich elementów infrastruktury naziemnej, które potencjalnie mogą zakłócić pomiary. Dodatkowo, podczas planowania pomiarów, należy zwrócić uwagę na to, czy jakieś elementy infrastruktury nie znajdują się w pobliżu wytyczonego ciągu geoelektrycznego.

8.16. INTERPRETACJA STREF BARDZO WYSOKICH WARTOŚCI OPORNOŚCI ELEKTRYCZNEJ NA PRZEKROJACH GEOELEKTRYCZNYCH

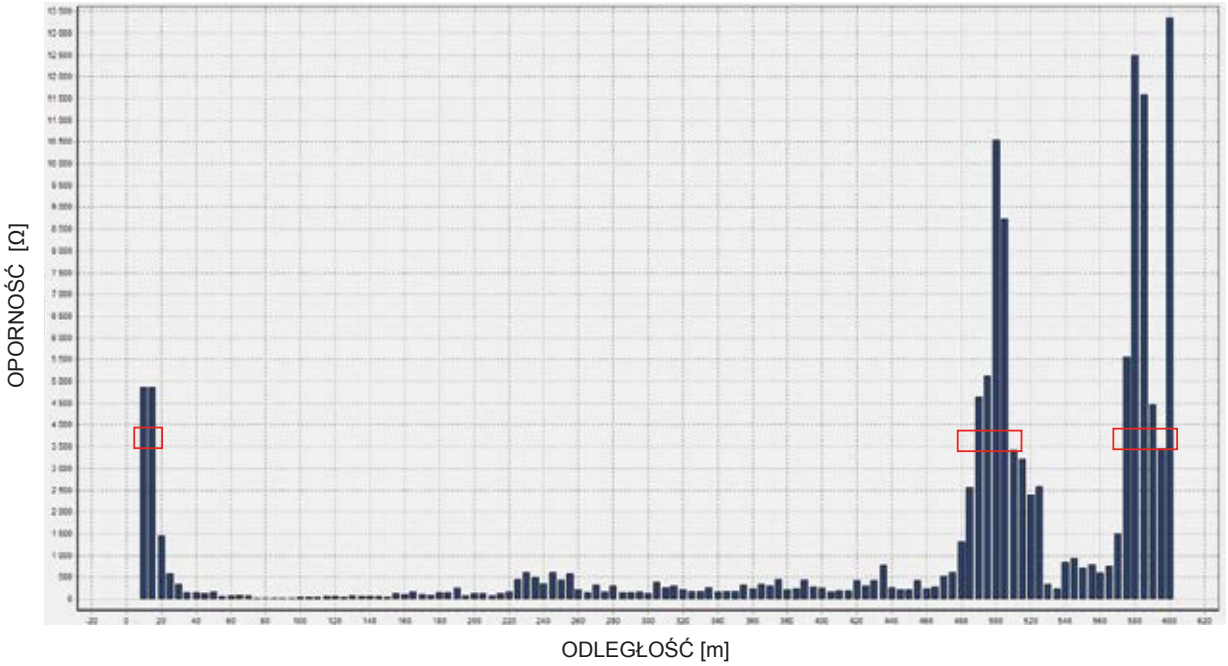
Wykonywanie badań elektrooporowych w miejscach, gdzie pod powierzchną ziemi występują suche piaski, jest niezwykle trudne i często niemożliwe do zrealizowania.

Na wielu obszarach Polski, szczególnie tam gdzie rosną lasy sosnowe (w większości rosną na piaskach), a poziom wodonośny jest głęboko, możemy napotkać na bardzo duże utrudnienia w wykonaniu terenowych badań elektrooporowych. Strefa przypowierzchniowa jest bardzo sucha, a jej oporności sięgają wartości od kilku do kilkudziesięciu tysięcy Ωm. Prąd wpuszczany w głąb ośrodka gruntowo-skalnego jest odbierany za pomocną elektrod potencjałowych z bardzo dużą stratą z przyczyn bardzo dużych oporności warstwy przypowierzchniowej, Elektrody, które mają za zadanie odebrać go z ośrodka, nie otrzymują żadnej informacji lub otrzymują bardzo małe wartości, przy czym często są to informacje obarczone dużym błędem.

Wysokie wartości oporów uziemień elektrod mogą być jedną z głównych przyczyn powstawania błędów pomiarowych i słabej jakości danych. W takich przypadkach zaleca się poprawę „uziomów" elektrod (potocznie nazywanych „brakiem uziemień" elektrod, „słabym uziomem", „słabym uziemieniem" elektrod). Można tego dokonać na kilka sposobów.

Typowe sposoby to nawodnienie gruntu w miejscu, w którym wbijamy elektrody (często są stosowane wody nasycone solą dla większego obniżenia oporu gruntu), połączenie kilku elektrod równolegle lub po prostu mocniejsze (głębsze) wbicie elektrody. Doświadczenia pokazują, że druga z tych metod – połączenie elektrod – w przypadku badań ERT jest lepsza, woda z solanką może bowiem prowadzić do efektów polaryzacji. Większość nowoczesnych aparatur jest wyposażona w testery, które umożliwiają mierzenie wartości oporności uziemień elektrod przed rozpoczęciem pomiarów, a także monitoring „uziemień" w trakcie pomiarów (może się zdarzyć, że w trakcie akwizycji danych, np. elektroda zostanie odłączona od kabla). Zapis wartości oporności dla poszczególnych elektrod można prześledzić na wykresach na bieżąco w terenie lub później w procesie interpretacji. Może to być użyteczna informacja na temat przypowierzchniowej budowy geologicznej.

Na rysunku 186 przedstawiono, jak wygląda poglądowy plik z wartościami „uziemień" elektrod. Czerwonym kolorem zaznaczono miejsca, w których wartości oporów elektrod są bardzo wysokie. Elektrody te powinny zostać lepiej „uziemione",



Rys. 186. Przykład podglądu na oporności „uziomów" poszczególnych elektrod na profilu ERT, aparatura ABEM Terrameter LS

by nie powodować błędów w trakcie badań. W zależności od aparatury, wartości mogą być różne, w takim przypadku najlepiej postępować zgodnie z zaleceniem producenta danej aparatury. W przypadku aparatury Terrameter LS, wartości powyżej 5000 Ωm są uznawane za nieprawidłowe i elektrody na których występują takie wartości nie powinny brać udziału w pomiarach.

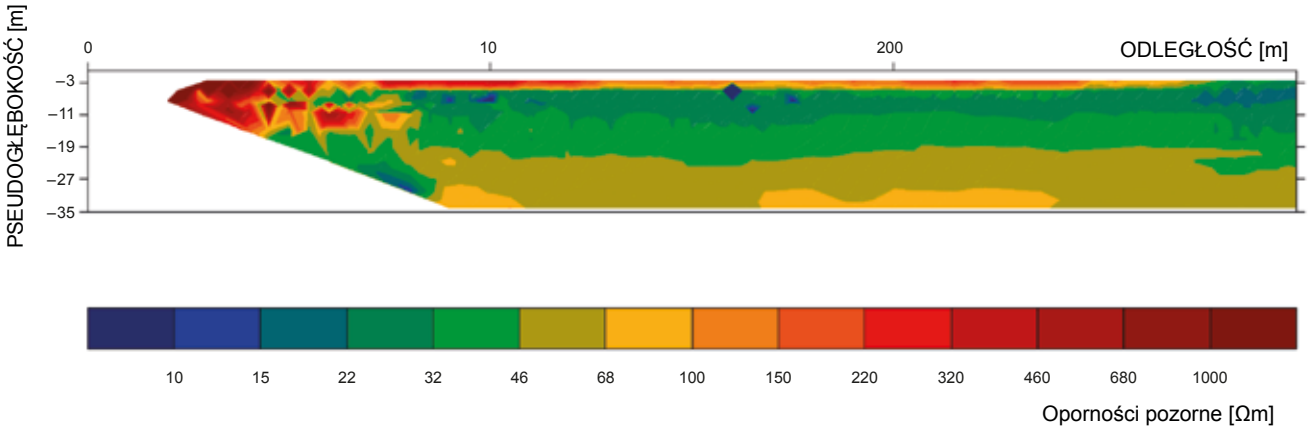
Dodatkowo, mając podgląd przekroju (pseudosekcji) już w terenie można ocenić jakość danych (rys. 187).

Aparatury nowej generacji dają także możliwość prześledzenia jakości danych w odniesieniu do liczby składań (ang. *stack*), wielkości natężenia prądu czy średniego odchylenia standardowego dla danych. Ponadto wyniki pomiarów są podawane bez współczynnika geometrycznego *K*, co pozwala na wprowadzenie korekt topograficznych.

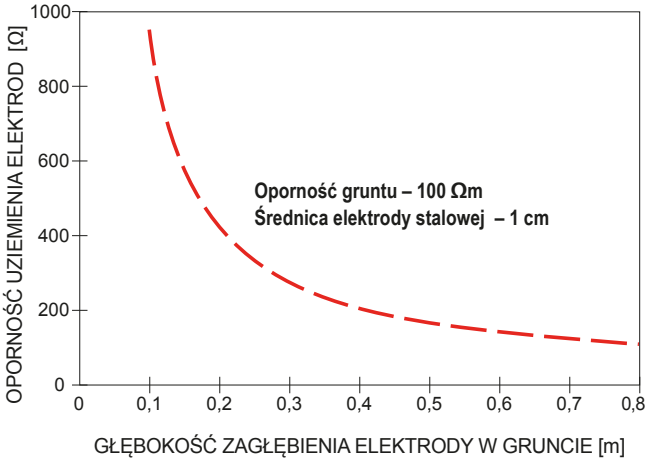
Rysunek 188 prezentuje jak zmienia się oporność „uziemienia" elektrody wraz ze zwiększaniem jej zagłębienia w gruncie. Przykładowy ośrodek jest piaszczysty, o średniej oporności 100 Ωm. Elektroda jest stalowa i ma średnicę 1 cm. Kolejne pomiary oporności po zagłębieniu elektrody o 10 cm pokazują jak spada wartość oporu.

W niektórych warunkach geologicznych, gdy materiał przy powierzchni jest rozluźniony lub gruboziarnisty (kontakty elektrod są słabe), wykorzystanie wody do poprawy kontaktu jest nieefektywne, gdyż woda szybko infiltruje w podłoże gruntowe. W takich przypadkach jest konieczne użycie elementów utrzymujących wilgoć przez cały czas trwania pomiarów. Może to być np. płuczka bentonitowa lub lokalnie dostępna glina lub ił. Nie zaleca się akceptacji negatywnych danych, należy w miarę możliwości doprowadzić do poprawy „uziomów" elektrod lub wyłączenia elektrod, które powodują powstanie danych negatywnych. Czasami warto również rozważyć zmianę układu pomiarowego na taki, który daje lepszy sygnał lub jest bardziej odporny na zakłócenia np. Wennera (Dahlin, Zhou, 2004).

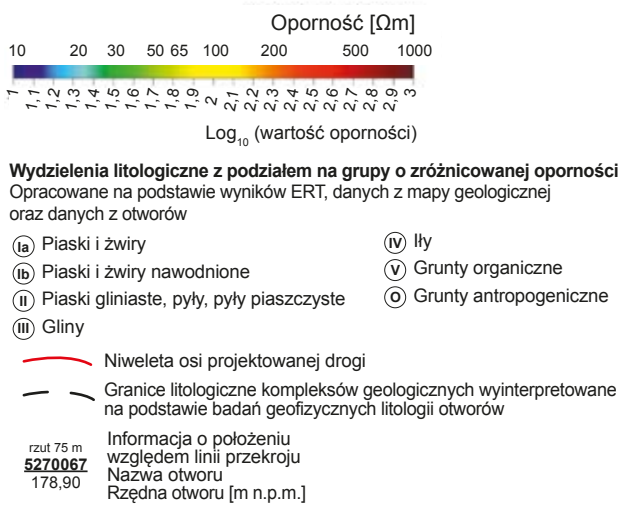
W przypadku, gdy pomiar zostanie wykonany w opisanych powyżej warunkach, często otrzymujemy dane, które po przetworzeniu dają nam miąższą, wysokooporową warstwę. Doświadczenie pokazuje, że takie wyniki często powodują błędy w interpretacji. Miąższa, wysokooporowa warstwa nie pozwala na wydzielenie w niej innych warstw, np. przewarstwień spoistych. Poniższe przykłady odnoszą się głównie do prac wykonywanych w utworach czwartorzędowych. Na przykładach pokazano sytuacje, w których miąższa warstwa wysokooporowa (piaszczysta) jest rejestrowana w wynikach obrazowania elektrooporowego (rys. 189–193).



Rys. 187. Przykład podglądu pseudosekcji podczas pomiarów terenowych, aparatura ABEM Terrameter LS



Rys. 188. Wykres zmian oporności salowej elektrody zagłębianej w gruncie o 10 cm



Rys. 189 Objaśnienia do przekrojów na rysunkach 190–193

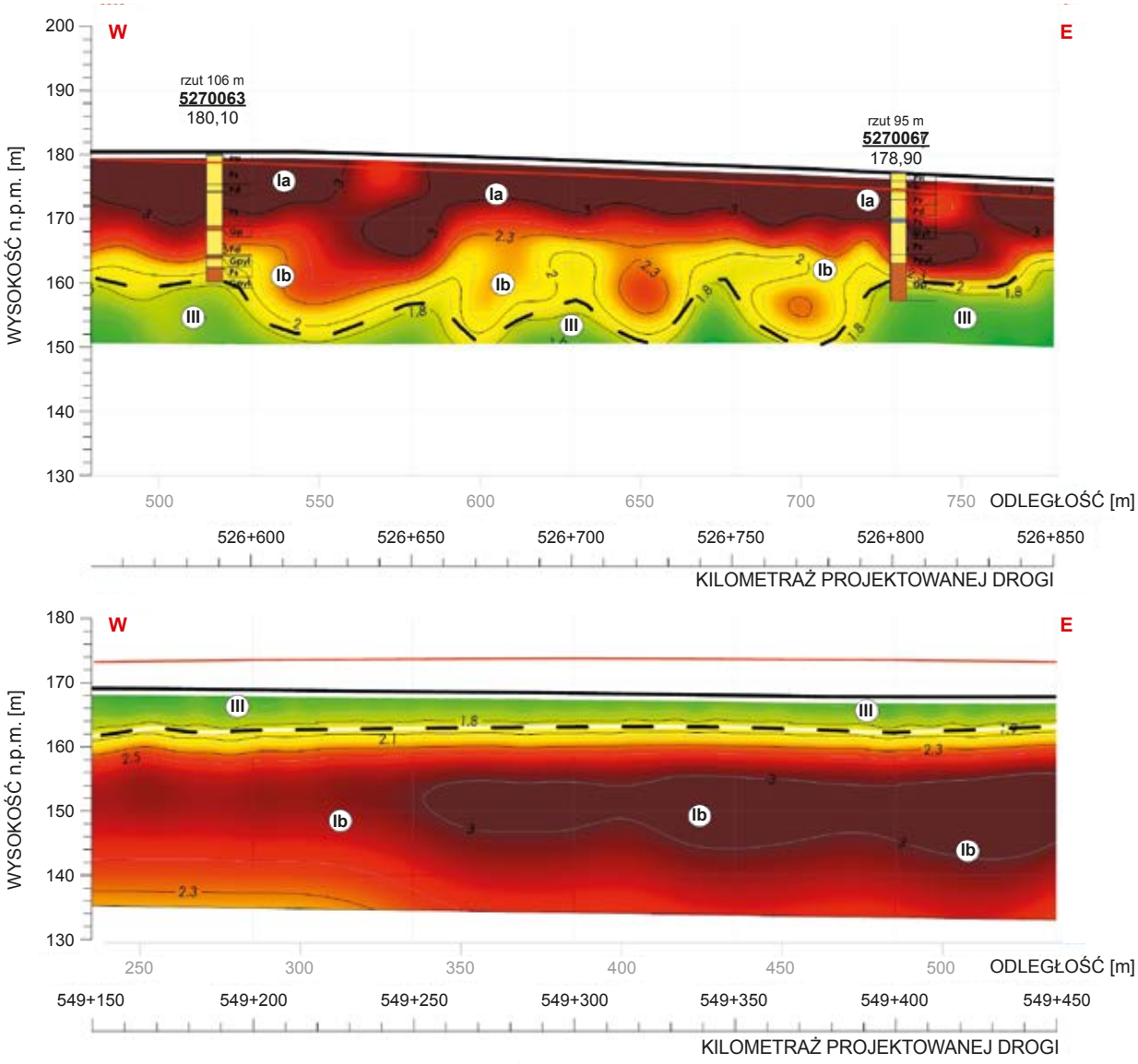
Przykład 1

Rysunek 190 przedstawia dwa przekroje geoelektryczne, wykonane w ramach rozpoznania geologicznego pod projektowaną autostradę A2, na wschód od Warszawy. Prace geofizyczne były prowadzone przed wykonaniem wierceń, a ich wyniki skorelowano z otworami archiwalnymi. W obu przypadkach na przekrojach są zarejestrowane miąższe, wysokooporowe strefy. W przekroju górnym są to strefy o miąższości do 20 m p.p.t. występujące od powierzchni. W przekroju dolnym bezpośrednio pod powierzchnią terenu występują utwory niskooporowe (z informacji z mapy geologicznej wynika, że są to utwory gliniaste). Jak widać, trudno jest w obrębie takiej warstwy wyróżnić przewarstwienia np. utworów spoistych, zwłaszcza że na tym etapie badań nie ma szczegółowej informacji z wierceń.

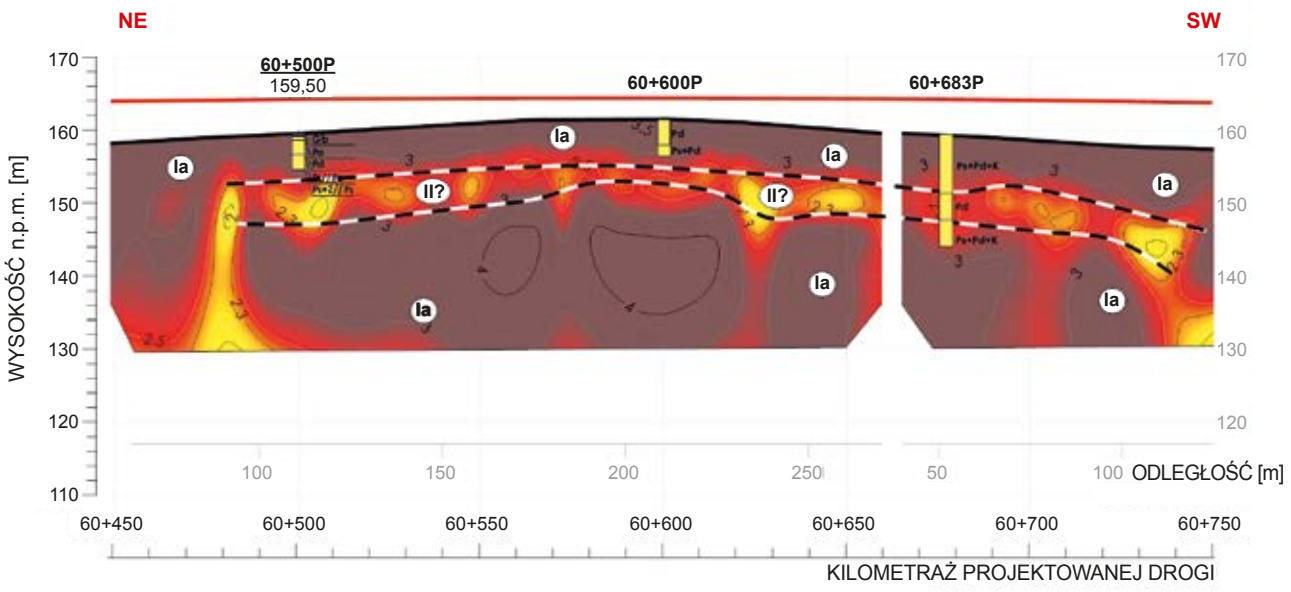
Dlatego w obu przypadkach strefy wysokooporowe można było zinterpretować tylko jako jedną warstwę zbudowaną z utworów piaszczystych, piaszczysto żwirowych. Na obu przekrojach geoelektrycznych w modelu geoelektrycznym występują 2 warstwy różne opornościowo. Warstwy te charakteryzują się dość silnym gradientem przejścia od wysokich do niskich i od niskich do wysokich wartości oporności. Przekroje pokazują uogólniony obraz budowy geologicznej na badanym odcinku.

Przykład 2

Rysunek 191 przedstawia fragment przekroju geoelektrycznego z północno-zachodniej Polski. Badania były wykonywane dla projektowanej trasy szybkiego ruchu. Podobnie jak na poprzednim przykładzie, w obrazie wartości oporności rejestruje się miąższa (30 m) strefa wysokooporowa. Na tym odcinku rozpoznanie geologiczne wykonane na podstawie otworów jest dokładniejsze, chociaż tylko jeden z otworów jest głębszy (tj. ma głębokość ok. 20 m). Według danych z profilów otworów, na tym odcinku, występują tylko utwory niespoiste (piaski drobne i średnie).



Rys. 190. Przykład wysokooporowych profili geoelektrycznych wykonanych na wstępnym etapie rozpoznania geologicznego pod projektowaną autostradę A2. Objaśnienia na rysunku 189

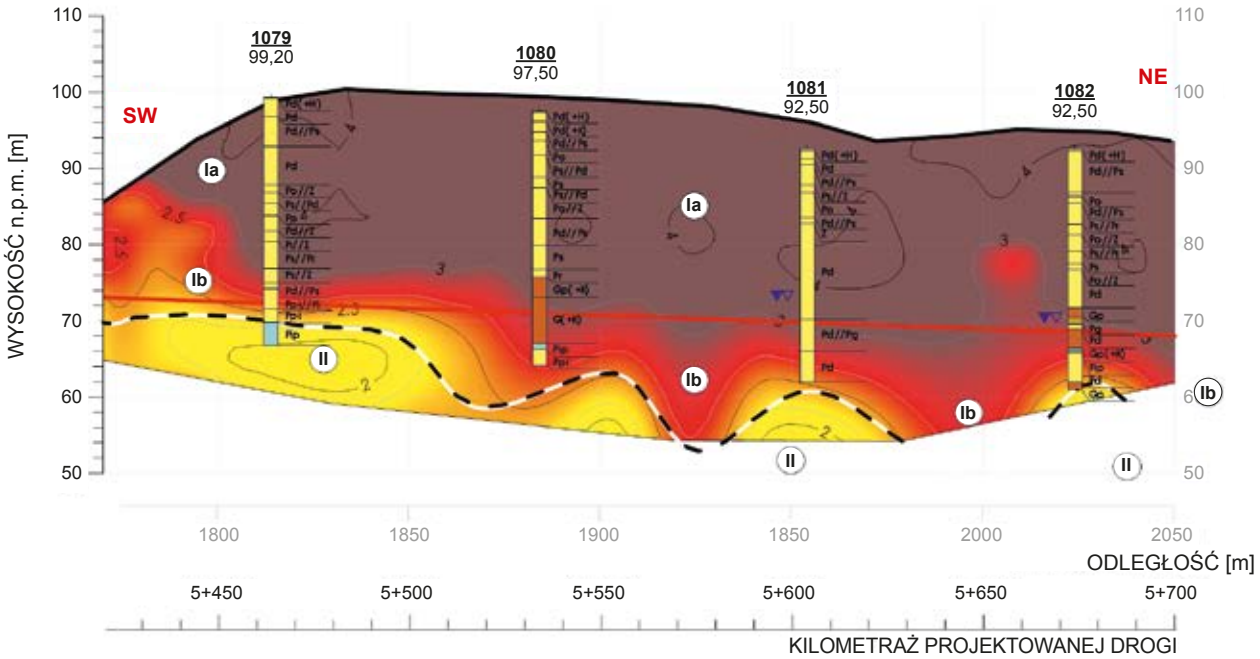


Rys. 191. Przykład wysokooporowych profili geoelektrycznych wykonanych w ramach dokumentacji geologiczno-inżynierskiej wykonywanej dla projektowanej trasy szybkiego ruchu. Objaśnienia na rysunku 189

W obrazie rozkładu oporności na głębokości ok. 10 m zarejestrowano strefę niżej oporową (II?). Wartości tych oporności są wysokie, charakterystyczne dla utworów piaszczystych, jednak w interpretacji zasugerowano, że mogą to być przewarstwienia utworów spoistych. Dane z otworu 60+683P wskazują w tej strefie piaski drobne. Wyraźny gradient rozcinający strefę oporności o wartościach kilkuset Ωm może być sygnałem, że znajduje się tam warstwa niżej oporowa. Ze względu na rozdzielczość metody i ekranowanie wysokooporowych warstw (jak już napisano, strefa ta charakteryzuje się wysokimi wartościami oporności), strefy takie powinny być wyznaczane w interpretacji. Mogą one wskazywać na odmienne wykształcenie litologiczne piasków lub warstwę np. utworów spoistych.

Przykład 3

Kolejny przykład to fragment przekroju geoelektrycznego z północnej Polski, z obszaru Lęborka (rys. 192). Badania były wykonywane dla projektowanej drogi S6. Na tym odcinku trasa rozcina niewielkie wzgórza znajdujące się na południe od Lęborka (niweleta schodzi tutaj na głębokość prawie 30 m), a otwory archiwalne miały głębokości do 30–40 m p.p.t. Całe wzgórze jest piaszczyste, co jest widoczne na profilach otworów, a także w obrazie rozkładu



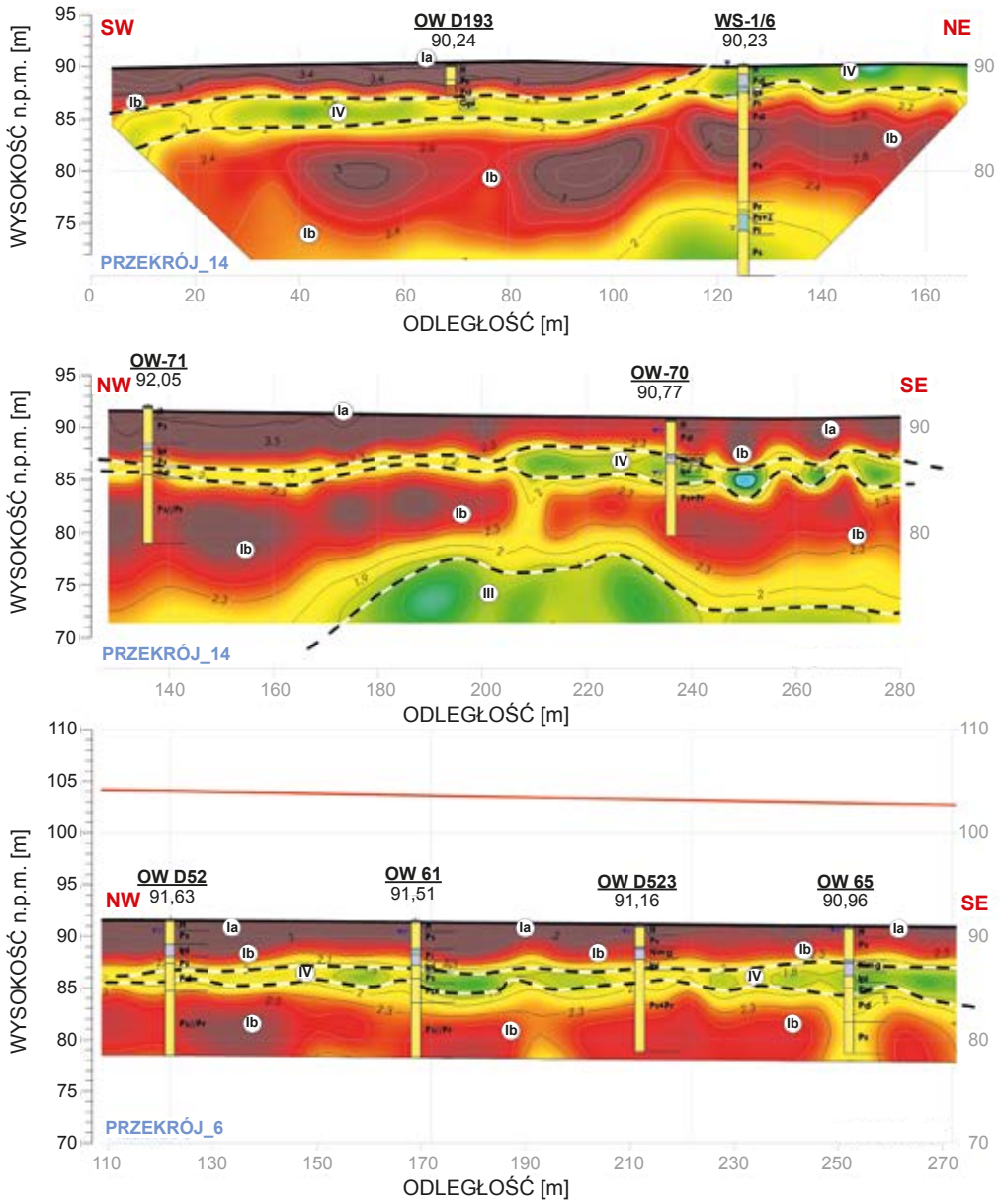
Rys. 192. Przykład wysokooporowych profili geoelektrycznych wykonanych w ramach rozpoznania dodatkowego dla dokumentacji geologiczno-inżynierskiej wykonywanej dla projektowanej trasy S6. Objaśnienia na rysunku 189

oporności. Woda znajduje się dopiero na rzędnej 72–74 m n.p.m.

Strefa wysokooporowa jest miąższa, a wartości wyinterpretowanych w procesie inwersji oporności sięgają kilku tysięcy Ωm. Dopiero w spągowej części przekroju oporności zmniejszają się (głównie za sprawą zawodnienia oraz pojawienia się utworów spoistych). Przykład ten pokazuje, że nie ma możliwości wyinterpretowania w tej miąższej warstwie przewarstwień spoistych. Opisywane na przekrojach archiwalnych piaski drobne, średnie czy żwiry stanowią tu jedną wysokooporową warstwę. W strefie zawodnionej wartości oporności szybko spadają, należy jednak pamiętać, że jest to uzależnione od rozdzielczości pionowej metody. Podobnie jak na wcześniejszych przykładach, wysokooporowa warstwa zalega od góry i nie daje możliwości wydzielenia innych warstw, a także przesuwa mocno w dół granice niżej oporowe, które są obarczone błędem w procesie inwersji. W takich przypadkach warto zwrócić uwagę na rozkład gradientów pionowych, gdyż ich położenie może więcej powiedzieć o układzie budowy geologicznej niż same wyinterpretowane wartości oporności. Korelacja wyników elektrooporowych z danymi z otworów daje możliwość wyznaczenia granic i przyjęcia innych zakresów opornościowych dla tych odcinków, niż wynika to z przyjętych założeń. W takiej sytuacji, utwory spoiste, np. gliny mogą charakteryzować się znacznie podwyższonymi wartościami oporności. Wynika to z procesu inwersji danych. Dla pobranych prób oporności te mogą mieć zupełnie inne wartości.

Przykład 4

Przykład zaprezentowany na kolejnym rysunku (rys. 193) pochodzi z projektowanego odcinka Wschodniej Obwodnicy Warszawy.



Rys. 193. Przykład wysokooporowych profili geoelektrycznych, dla których wyznaczono przewarstwienia spoiste. Objaśnienia na rysunku 189

Tu również mamy do czynienia z obszarem, na którym w budowie geologicznej dominują utwory piaszczyste, jednak dosyć płytko, bo na głębokości 5 m, znajduje się warstwa utworów spoistych, o miąższości 1–3 m, złożona z iłów zastoiskowych oraz glin. Mając wiedzę o występowaniu takiej warstwy (na podstawie materiałów archiwalnych), dla całego obszaru wykonano badania geofizyczne z krokiem 2 metrowym. Zastosowany krok pomiarowy umożliwił wyznaczenie warstwy, aczkolwiek trzeba zaznaczyć, że nie ma idealnej korelacji co do położenia warstwy w pionie. Można tu zaobserwować ekranowanie warstwy wysokooporowej, warstwami niżej oporowymi, a także niedoskonałości w rozdzielczości pionowej metody. Na przekroju widać, że badania elektrooporowe dobrze odwzorowały układ geologiczny warstw, a trochę gorzej ich przestrzenne występowanie.

Na rysunku 193 warstwa niżej oporowa ma znacznie podwyższone wartości oporności (iły najczęściej charakteryzują się wartościami oporności rzędu 5–30 Ωm). Korelacja z litologią znana z otworów, a także oparcie interpretacji na silnych gradientach pionowych dały możliwość wyznaczenia przebiegu warstwy spoistej. Warto zwrócić uwagę, że dla przekroju górnego, pomiędzy 120 a 160 m profilu, tam gdzie iły wychodzą na powierzchnię, wartości oporności są niskie. Nie są one ekranowane przez wysokooporowe piaski.

Opisywany przykład pokazuje, że dla poszczególnych przypadków jest możliwe, w obrębie warstwy wysokooporowej, wyznaczenie niezbyt miąższych przewarstwień niżej oporowych (w tym przypadku spoistych). Dużo zależy od głębokości położenia tej warstwy, jej miąższości i zastosowanego kroku pomiarowego.

8.17. KONDUKTOMETR CZY TOMOGRAFIA ELEKTROOPOROWA?

Tekst na podstawie publikacji: Czarniak i in., 2017 „Zastosowanie badań konduktometrycznych z użyciem inwersji 1D, jako narzędzia do kartowania przestrzennego przypowierzchniowych warstw geologicznych". Prz. Geol., 65, 10/2: 803–810.

Opisany w tej części rozdziału przykład ma na celu porównanie wyników otrzymanych z badań konduktometrycznych z rezultatami badań otrzymanych z tomografii elektrooporowej, a także sprawdzenie, czy i jak dokładnie odzwierciedlają one litologię badanych obszarów. Został opracowany na podstawie wyników badań wykonanych w ramach projektu „Nowoczesne metody rozpoznania podłoża gruntowego w drogownictwie", który realizowano na potrzeby krajowego RID (Rozwój Innowacji Drogowych).

Wykorzystanie profilowania konduktometrycznego w badaniach podłoża budowlanego otwiera nowe perspektywy dla szybkiego rozpoznania budowy geologicznej na inwestycjach liniowych. Również ciągły postęp w technikach modelowania matematycznego, w zestawieniu z zaawansowanymi systemami inwersji 1D i 2D, pozwala na uzyskanie coraz dokładniejszego obrazu rozkładu oporności właściwej warstw geologicznych. Metoda konduktometryczna to także dobre narzędzie dla kartografii, gdzie w szybki sposób można kartować przestrzenny rozkład oporności.

Dla realizacji celu badań wykonano pomiary polowe dla trzech wytypowanych poligonów testowych, zlokalizowanych wzdłuż planowanej drogi S-19 (odcinek Kraśnik–Janów Lubelski–Nisko): 3-S19-1, 3-S19-3 oraz 3-S19-4.

Metodyka prac prowadzonych na ww. obszarach prezentowała się następująco: najpierw wykonano pomiary metodą tomografii elektrooporowej na prostoliniowym odcinku o długości 200 m, a następnie wzdłuż tego samego odcinka przeprowadzono wielopoziomowe profilowania konduktometryczne o długości 200–240 m. Dodatkowo wykonano kilka równoległych profili konduktometrycznych przesuniętych względem siebie o 10 m. W miejscach badań geofizycznych znajdowały się archiwalne otwory geologiczne, wykonywane w ramach prac pod projektowaną drogę S19.

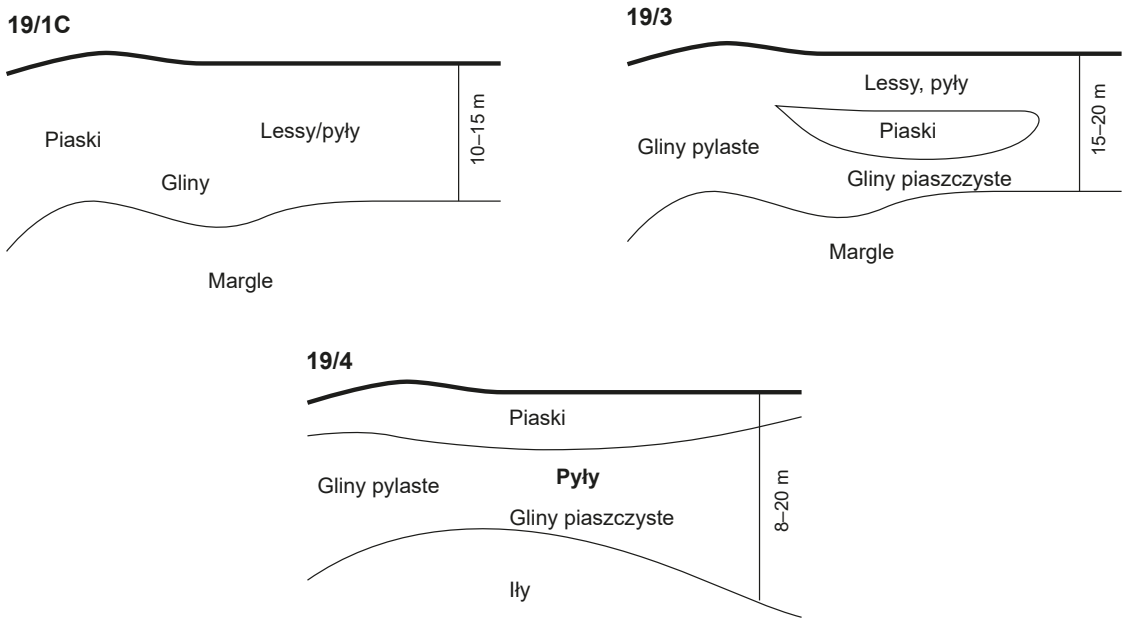
Obszar poligonów zlokalizowanych wzdłuż projektowanej trasy S19 znajduje się na progu środkowopolskim, wchodzącym w skład Niecki Lubelskiej. Struktura ta odgranicza platformę paleozoiczną od zapadliska przedkarpackiego. Budowa geologiczna obszaru badań jest dość złożona, występują tu utwory kredy górnej, neogenu i czwartorzędu. Poligony testowe znajdują się na obszarach o zróżnicowanych warunkach geologicznych:

– poligon 3-S19-1 – zlokalizowany w pobliżu miejscowości Polichno, gdzie w podłożu występują wzajemnie przewartwiające się warstwy spoiste i niespoiste lessów i utworów lessopodobnych, poniżej których występuje podłoże skalne w postaci mioceńskich wapieni i margli;
– poligon 3-S19-3 – znajduje się nieopodal miejscowości Janów Lubelski, w warstwie przypowierzchniowej występują utwory lessowe, poniżej których zalegają gliny polodowcowe przewarstwione piaskami wodnolodowcowymi w formie soczew i płatów;
– poligon 3-S19-4 – położony niedaleko miejscowości Łążek Ordynacki, w podłożu występują plejstoceńskie piaski rzeczne oraz mady rzeczne (gliny pylaste i pyły), z dużą zawartością części organicznych oraz iły krakowieckie.

Schemat budowy geologicznej na poligonach testowych 3-S19 przedstawiono na rysunku 194.

W ramach prowadzonych prac wykorzystano dwa konduktometry wielopoziomowe. Konduktometr DUALEM-42S, mający odbiorniki o podwójnej geometrii, oddalone o 2 i 4 m od nadajnika, zapewniające jednoczesny pomiar przewodności ośrodka na czterech poziomach rozpoznania oraz konduktometr DUALEM-1S, który jest również wyposażony w odbiornik o podwójnej geometrii, ale oddalony od nadajnika o 1 m, mierzący przewodność na dwóch poziomach. Zastosowanie dwóch typów urządzeń pozwoliło na zarejestrowanie danych z orientacyjnych przedziałów głębokościowych do 0,5; 1,0; 1,5; 2,0; 3,2 i 6,4 m. Dzięki temu była możliwość bardzo szybkiego prześledzenia zmian miąższości, budowy geologicznej w warstwach przypowierzchniowych, z jednoczesnym zachowaniem bardzo dużej rozdzielczości.

Ze względu na przyjętą metodykę prac, konduktometr został umieszczony na specjalnie skonstruowanych sankach, w ustalonej i dokładnie znanej wysokości nad poziomem gruntu. Powyższa procedura miała na celu zachowanie stałej wysokości cewek odbiorczych i nadawczych, co z kolei



Rys. 194. Schemat budowy geologicznej na poligonach testowych 3-S19 (Czarniak i in., 2017)

eliminowało ewentualną niepewność określenia przewodności oraz miąższości poszczególnych warstw. Więcej informacji o sposobie pomiarów za pomocą konduktometrów wielopoziomowych można znaleźć w publikacji Beamisha (2011).

Badania konduktometryczne wykonano wzdłuż zaplanowanych linii pomiarowych z automatycznym, jednosekundowym wyzwalaniem pomiaru, co pozwoliło na uzyskanie gęstości próbkowania ok. 1 m. Określenie współrzędnych poziomych oraz wysokości poszczególnych punktów było możliwe dzięki sprzężonemu z aparaturą nadajnikowi GPS.

Wyniki pomiarów przefiltrowano (usunięto jednoznacznie błędne zapisy wywołane zakłóceniami), po czym podano je procedurze inwersji jednowymiarowej, wykorzystując algorytm AarhusInv w programie Aarhus Workbench (https://www.aarhusgeosoftware.dk/). Kompilacja dwóch typów jednowymiarowych przetwarzań: poprzecznie ograniczonej inwersji LCI (ang. *laterally constrained inversion*, Auken i in., 2005) oraz przestrzennie ograniczonej inwersji SCI (ang. *spatially constrained inversion*, Viezzoli i in., 2008), umożliwiła budowę modeli pseudo-2D i pseudo-3D. Takie podejście wymagało stworzenia modelu wyjściowego, opartego np. na oporności i miąższości poszczególnych warstw, gdzie w wyniku kombinacji liniowych parametrów podstawowych było możliwe uzyskanie rzeczywistego modelu badanego ośrodka.

Algorytm LCI umożliwia przetwarzanie bardzo dużych zbiorów danych elektromagnetycznych w stosunkowo niedługim czasie. Zasada jego działania w poszczególnych etapach przedstawia się następująco: najpierw profile (ciągi) konduktometryczne są dzielone na podsekcje o określonej długości. Dla każdego odcinka tworzony jest odrębny model jednowymiarowy 1D, a następnie przez korelację parametrów tożsamych (zazwyczaj oporność i głębokość) łączy się sąsiednie modele. Uzyskany tym sposobem model jest poddawany inwersji (traktując go jako pojedynczy zbiór danych) (Auken i in., 2005).

Analiza przeprowadzona modułem LCI pozwala uzyskać model pseudo-2D, którego parametry mogą być wykorzystane podczas prowadzenia dalszych przetwarzań metodą SCI. Inwersja SCI umożliwia stworzenie modelu opornościowego gruntu – pseudo-3D, wykorzystując algorytm 1D. Zbiór danych, model oraz zadane ograniczenia przestrzenne (oporność warstw, miąższość, głębokość, zasięg przestrzenny węzłów itd.) są przetwarzane jako jeden proces, z wykorzystaniem triangulacji Delaunay'a, tworząc siatkę węzłów za pomocą metody najbliższego sąsiedztwa (ang. *nearest neighboring*). Ograniczenia inwersji są zależne przede wszystkim od odległości i pozycji poszczególnych węzłów w przestrzeni oraz ich wagi. Algorytm ten prowadzi do utworzenia poprzecznie wygładzonego modelu z wyraźnymi granicami, który odzwierciedla zmiany w modelu ośrodka (Viezzoli i in., 2008).

Ogólne założenia inwersji SCI są bardzo podobne do LCI. Jedyna różnica polega na migracji danych, która w SCI odbywa się w całej przestrzeni objętej pomiarem – wzdłuż linii pomiarowej, pomiędzy liniami oraz między warstwami (Viezzoli i in., 2008). W inwersji SCI jest tworzony bardziej dokładny, spójny model geologiczny (model pseudo-3D) w stosunku do analiz wykonanych jedynie na podstawie pojedynczego ciągu pomiarowego (model 2D). Dla każdego modelu inwersji został obliczony indeks DOI (ang. *depth of investigation*), który daje szacunkową głębokość uzyskania wiarygodnego modelu geologicznego (Oldenburg, Li, 1999). Informacje poniżej DOI zostały usunięte z profili oraz map opornościowych.

Do wykonania pomiarów techniką tomografii elektrooporowej ERT wykorzystano 12-kanałowy tomograf elektrooporowy ABEM Terrameter LS. Badania prowadzono z 2-metrowym rozstawem elektrod, co dało możliwość osiągnięcia prospekcji do głębokości ok. 28 m. Wyniki ERT zaprezentowano do głębokości do 7–8 m p.p.t., żeby mieć lepsze porównanie z wynikami z badań GCM. Pomiary terenowe prowadzono metodą roll-along, przenosząc kolejne kable na czoło profilu. Dokładne położenie oraz wysokość każdej elektrody pomierzono za pomocą wysokiej

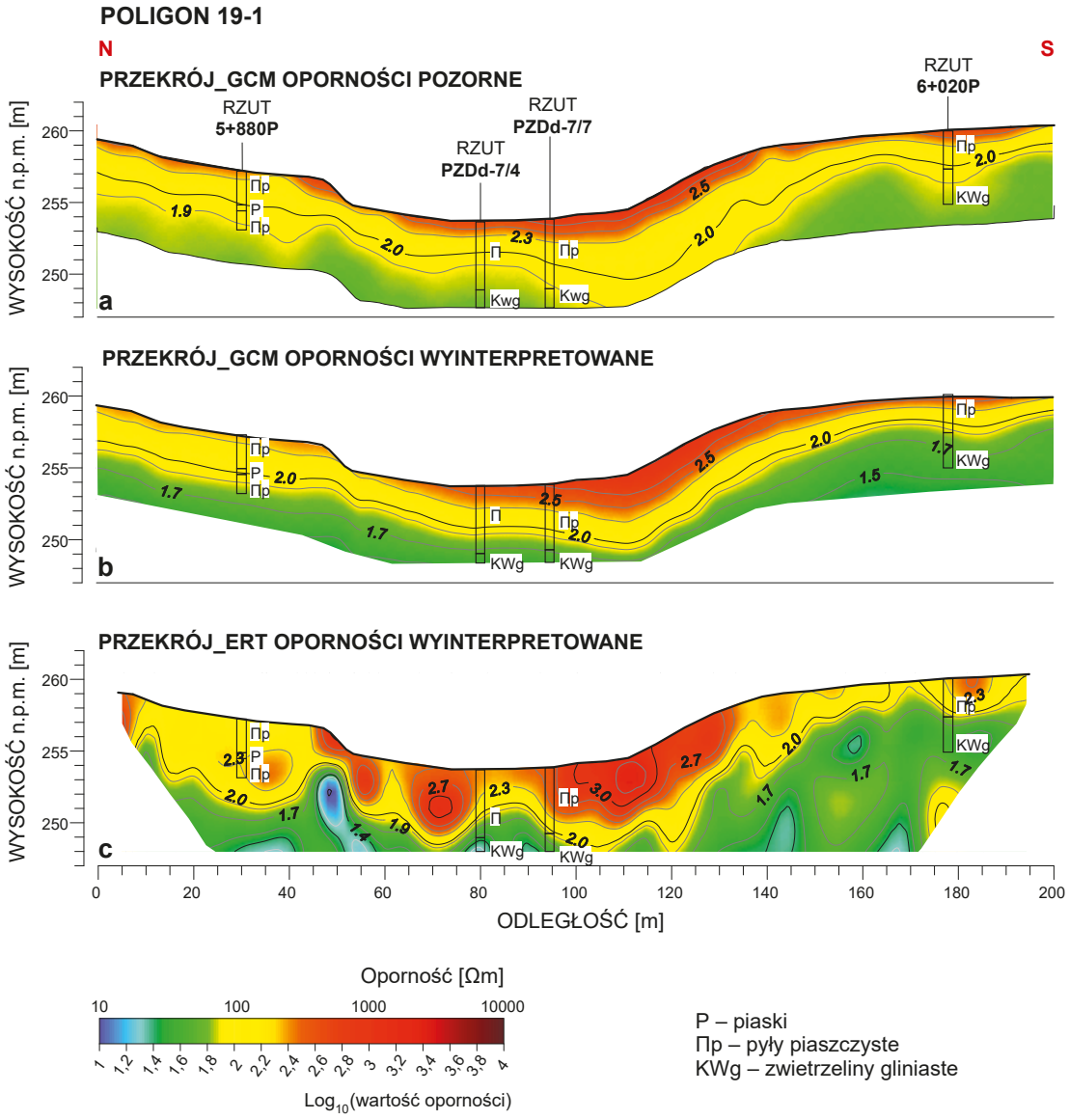
klasy urządzenia GPS, pracującego w trybie RTK (ang. *real time kinematic*), co także pozwoliło na określenie dokładnej morfologii badanego obszaru. Po zapoznaniu się z warunkami terenowymi oraz modelem geologicznym (rys. 194), zadecydowano o zastosowaniu układu pomiarowego GRADIENT_×L, umożliwiającego wykonanie stosunkowo dużej liczby punktów pomiarowych przy niewielkim czasie akwizycji.

Uzyskane wyniki z pomiarów terenowych oraz lokalizację poszczególnych elektrod zaimportowano do programu Res2Dinv, gdzie dokonano ich przetworzenia. W efekcie otrzymano obraz przedstawiający rozkład oporności zbliżonej do rzeczywistej na danej głębokości wraz z uwzględnieniem morfologii terenu.

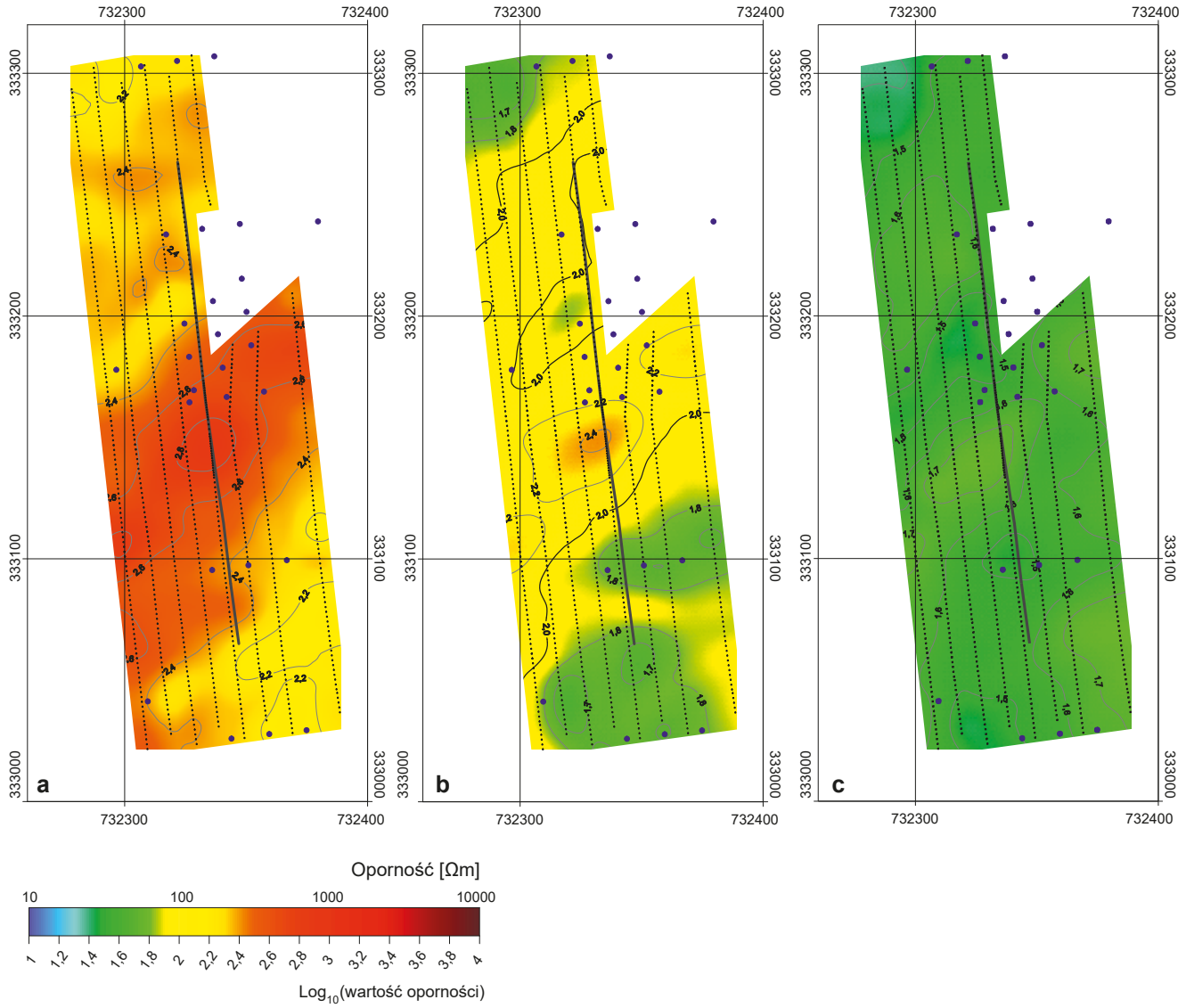
Poligon 3-S19-1

Na podstawie badań archiwalnych (Rant i in., 2016) na rysunku 194 przedstawiono koncepcję płytkiej budowy geologicznej tego poligonu. Wynika z niej, że od powierzchni mogą występować utwory piaszczyste lub też lessy i pyły. Utwory te przykrywają niżej leżące gliny. Taka budowa powinna występować w strefie analizowanych wyników badań geofizycznych, czyli do głębokości 6 m.

Rozkład wartości oporności zarówno dla metody ERT, jak i GCM potwierdza taki model budowy geologicznej. W strefie przypowierzchniowej dominują oporności rzędu 100–300 Ωm, lokalnie do 1000 Ωm, co należy utożsamiać z piaskami. Miąższość tego kompleksu osiąga maksymalnie 5m – mapa oporności wyinterpretowanej na głębokości 6 m p.p.t. (rys. 196c) definitywnie wskazuje na brak wyżej opisanych utworów. Miejsca o stosunkowo niewielkiej miąższości warstwy piaszczystej, o dosyć wysokich opornościach (barwy żółte), należy utożsamiać z występowaniem pyłów oraz lessów (rys. 195). Dolna część przekrojów geofizycznych charakteryzuje się znacznie niższymi opornościami. Ich wartości wahają się w granicach 30–70 Ωm,



Rys. 195. Zestawienie przekrojów z wielopoziomowych profilowań konduktometrycznych w skali (a) oporności pozornej, (b) oporności rzeczywistej oraz (c) tomografii elektrooporowej w skali oporności rzeczywistej. Poligon 3-S19-1 (Czarniak i in., 2017)



Rys. 196. Zestawienie map oporności rzeczywistej z wielopoziomowych profilowań konduktometrycznych na głębokości 1 (a), 3 (b) oraz 6 m p.p.t. (c). Poligon 3-S19-1 (Czarniak i in., 2017)

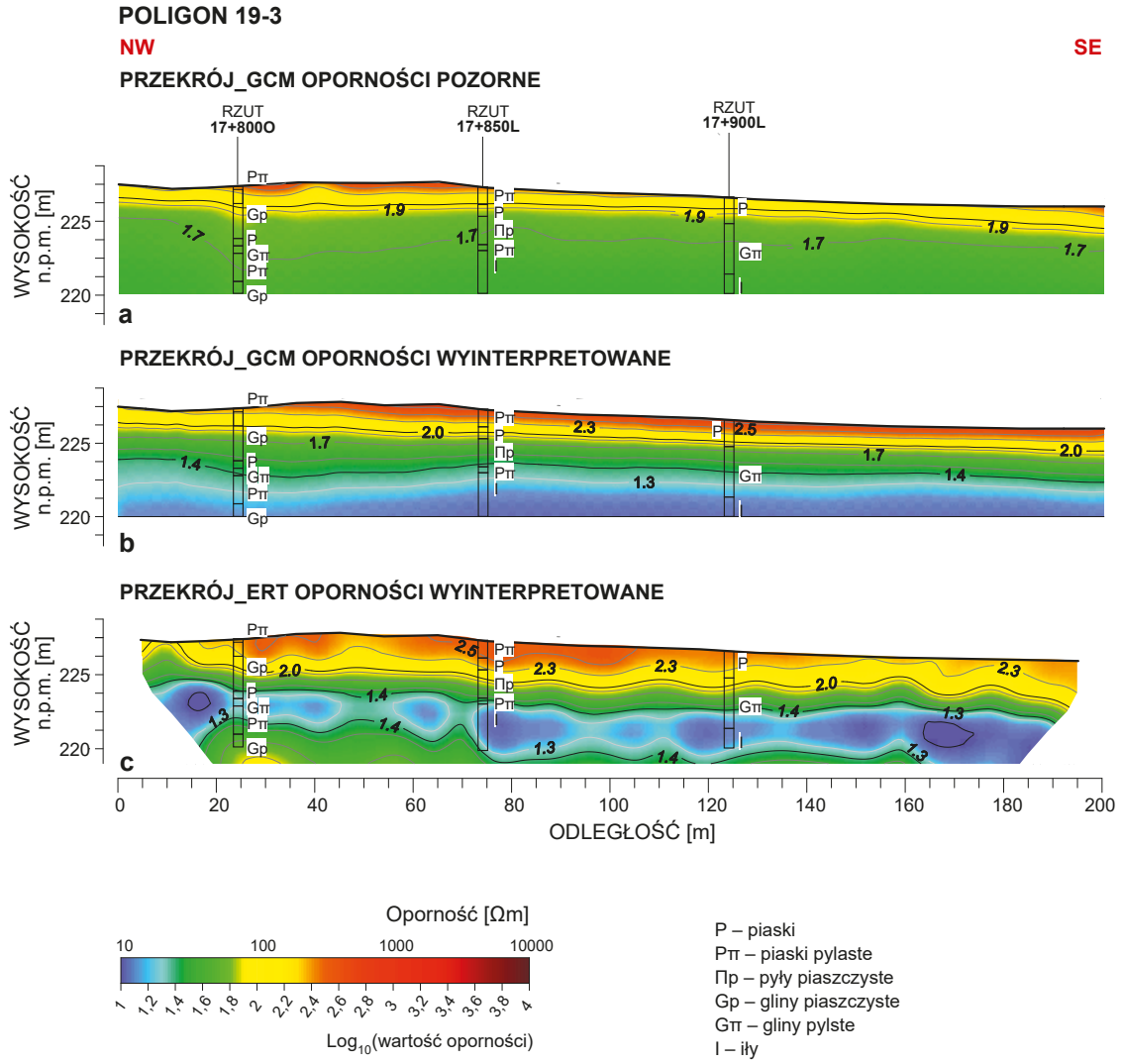
co odpowiada opornościom glin. Lokalnie widoczny spadek oporności do 20–25 Ωm (barwy niebieskie) można przypisać iłom lub glinom o dużej zawartości frakcji ilastej (rys. 195).

Wyniki badań uzyskane na drodze profilowania konduktometrycznego, a także tomografii elektrooporowej, znajdują odzwierciedlenie w ogólnym modelu budowy geologicznej badanego poligonu i są one zbieżne. Należy jednak pamiętać, że w przypadku ERT mamy do czynienia z modelowaniem 2D, a w przypadku GCM z 1D – czego efektem jest bardziej „płaski" obraz przedstawiony na przekroju. Niemniej jednak, przekładając wyniki badań na model geologiczny, widać że profilowania konduktometryczne dają porównywalne rozkłady oporności w stosunku do rozkładów uzyskanych metodą tomografii elektrooporowej.

Poligon 3-S19-3

Analiza materiałów archiwalnych przeprowadzona dla poligonu 3-S19-3 wskazuje, że na badanym obszarze należy spodziewać się utworów, które można podzielić na trzy kompleksy opornościowe. Są to piaski, pyły piaszczyste tworzące warstwę przypowierzchniową oraz podścielające je grunty spoiste w postaci glin, glin pylastych, a także iłów o zmiennej zawartości frakcji piaszczystej. Jest także możliwe istnienie licznych przewarstwień soczewek piasków i glin o znacznym udziale frakcji piaszczystej.

Wyniki badań odzwierciedlają i uzupełniają zakładaną koncepcję budowy geologicznej. Zarówno dane uzyskane z tomografii elektrooporowej, jak i konduktometrii, jednoznacznie wskazują na piaszczystą, piaszczysto-pylastą strefę przypowierzchniową. Utwory o wysokiej oporności (powyżej 100 Ωm, barwy żółte do ciemnoczerwonych) pokrywają w sposób ciągły całą wierzchnią część omawianego obszaru (rys. 198a). Szczególnie wyraźnie widać to na mapie oraz przekroju konduktometrycznym (rys. 197b), który znacznie dokładniej obrazuje strefę przypowierzchniową. Miąższość pokładów wysokooporowych wynosi 1–2 m. Poniżej opisanej warstwy przypowierzchniowej zaznaczają się



Rys. 197. Zestawienie przekrojów z wielopoziomowych profilowań konduktometrycznych w skali (a) oporności pozornej, (b) oporności rzeczywistej oraz (c) tomografii elektrooporowej w skali oporności rzeczywistej. Poligon 3-S19-3 (Czarniak i in., 2017)

grunty, które pod kątem oporności elektrycznej należy sklasyfikować jako niskooporowe (rys. 198b, c).

W przekrojach geofizycznych grunty niskooporowe uwidaczniają się poprzez barwy ciemnozielone do niebieskich, natomiast dane z pobliskich odwiertów pozwalają zaklasyfikować je jako utwory spoiste – głównie gliny oraz iły. Na przekroju oporności rzeczywistej uzyskanym metodą tomografii elektrooporowej (rys. 197c) można zaobserwować zmienność w litologii wspomnianych utworów spoistych. Bezpośrednio pod warstwą przypowierzchniową zalegają utwory niskooporowe (barwy niebieskie), które na podstawie pobliskich odwiertów należy uznać za iły lub gliny ze znacznym udziałem frakcji iłowej. Poniżej widoczna zmiana barw (od zielonych do miejscami żółtych – zachodnia część przekroju) wskazuje na wzrost udziału materiału piaszczystego – należy się spodziewać glin pylastych, glin piaszczystych, a także soczewek piasku.

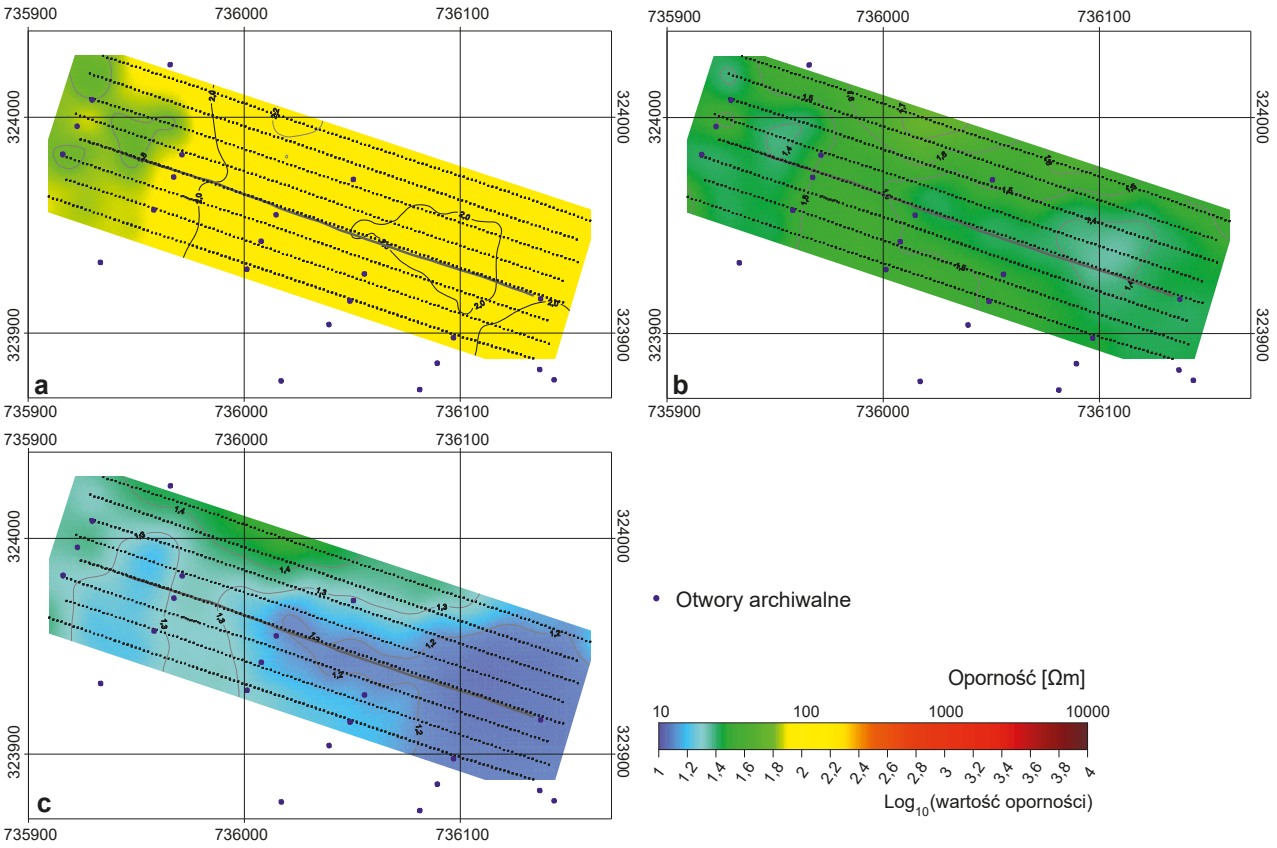
Należy podkreślić, że rozkład oporności pozornych, jaki uzyskano z badań konduktometrycznych, nie odzwierciedla dobrze takiej budowy geologicznej i dopiero zastosowanie odpowiednich algorytmów obliczeniowych daje dobrą korelację z otworami archiwalnymi.

Poligon 3-S19-4

Ostatnim obszarem, na którym dokonano zestawienia pomiarów elektromagnetycznych z elektrooporowymi, był poligon 3-S19-4. Zgodnie z przyjętą metodyką wstępnego określenia płytkiej budowy geologicznej dokonano na podstawie badań archiwalnych. Informacja otrzymana z pobliskich odwiertów wskazuje, że od powierzchni występuje kilkumetrowa warstwa utworów wysokooporowych w postaci piasków. Poniżej zalegają pokłady glin o zmiennej zawartości frakcji piaszczystej, a także utwory ilaste.

Wykonane pomiary geofizyczne pozwoliły na dosyć dokładne rozpoznanie przebiegu ww. utworów, a także na określenie stref o zwiększonej zawartości materiału piaszczystego oraz iłowego w niżej leżących gruntach spoistych.

Jak wspomniano wcześniej, powierzchniową strefę tworzą piaski (barwy żółte do czerwonych, widoczne na przekrojach – rys. 199, oraz na mapie oporności rzeczywistej na głębokości 2 m p.p.t.



Rys. 198. Zestawienie map oporności rzeczywistej z wielopoziomowych profilowań konduktometrycznych na głębokości 2 (a), 4 (b) oraz 6 m p.p.t. (c). Poligon 3-S19-3 (Czarniak i in., 2017)

– rys. 200a). Tworzą one ciągłą pokrywę o zmiennej miąższości, osiągającej swoje maksimum w części centralnej (ok. 4,5 m) oraz minimum w części południowej (ok. 1,5 m). Powyższą sytuację dobrze obrazuje przekrój konduktometryczny (rys. 199a, b), uwidaczniający przebieg oraz miąższość pokładów piaszczystych, a także granicę między nimi a niżej leżącą strefą utworów spoistych.

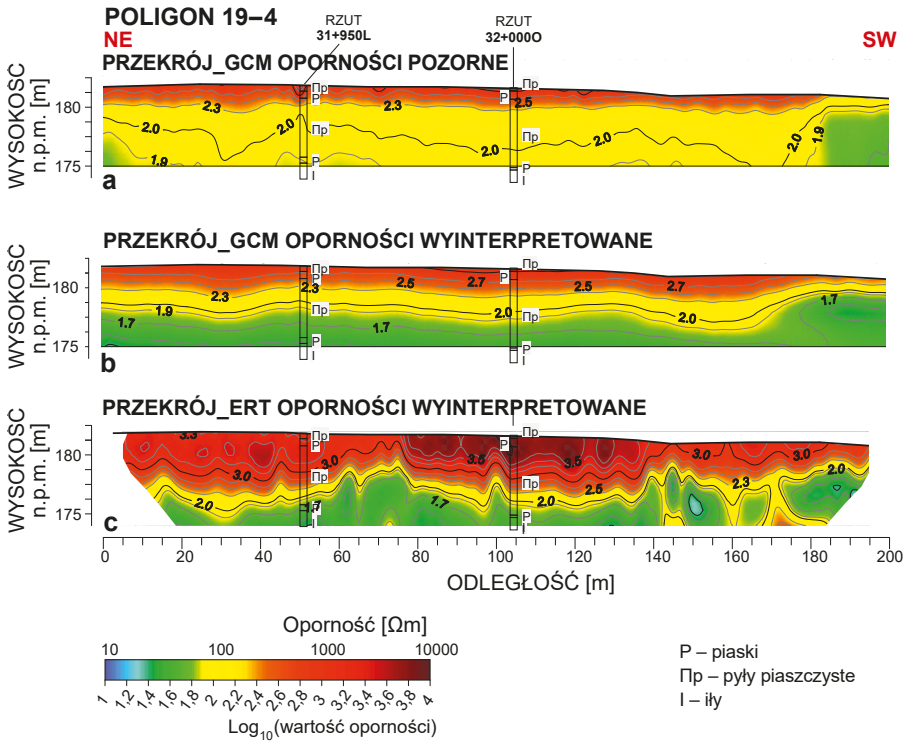
Poniżej warstw piaszczystych o wysokiej oporności zalegają wspomniane już utwory spoiste. Dane z otworów wiertniczych wskazują, że są to utwory gliniaste o zróżnicowanej zawartości frakcji piaszczystej oraz iłowej, a także utwory ilaste, miejscami z domieszką materiału piaszczystego. Dane uzyskane z pomiarów elektrooporowych wskazują, że opisywana warstwa ma charakter niejednorodny. Żółte plamy zawierające się w utworach spoistych (zobrazowanych jako jednolita warstwa o barwie zielonej), świadczą o znaczącym wzroście materiału piaszczystego w tych strefach. Są to prawdopodobnie soczewki piasku, na które jak się okazuje, nie natrafił żaden odwiert – zatem nie było można uwzględnić ich w budowie geologicznej, przedstwionej na podstawie wykonanych otworów.

Na koniec nadmienić należy, że zasięg głębokościowy uzyskany metodą tomografii elektrooporowej daje pełniejszy obraz budowy geologicznej, ze względu na dokładniejsze odwzorowanie rozkładu oporności w badanym ośrodku. Niemniej jednak, do badań związanych z rozpoznaniem geologii pod nowo budowane drogi, głębokość rozpoznania podłoża uzyskana za pomocą metody GCM jest w większości przypadków zadowalająca.

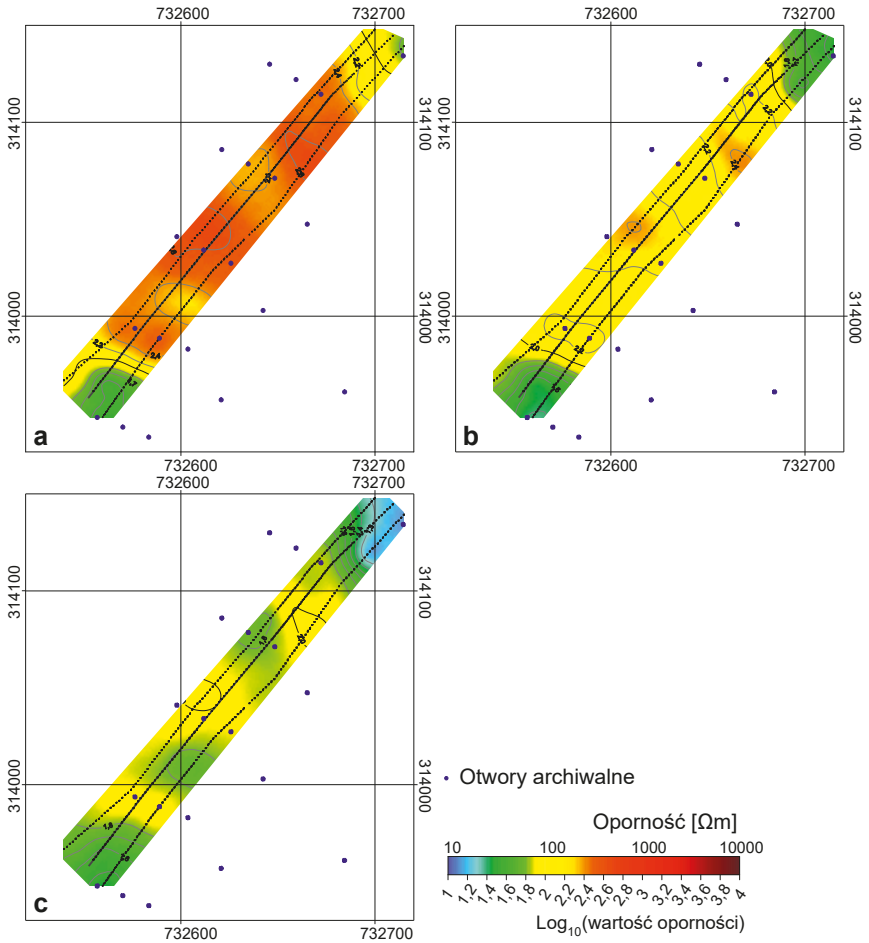
Podsumowanie

Zastosowanie badań geofizycznych w wersji profilowania konduktometrycznego do kartowania przestrzennego przypowierzchniowych warstw geologicznych jest bardzo wydajnym narzędziem, które umożliwia rozpoznanie w ciągu zaledwie kilku godzin rozległych obszarów, np. pod obiekty liniowe. Wyniki uzyskane w postaci map oraz przekrojów rozkładu oporności rzeczywistej (po przeprowadzeniu inwersji) są bardzo szczegółowe, a w połączeniu z danymi geologicznymi, pochodzącymi z otworów oraz sondowań, dają bardzo wiarygodny obraz podłoża budowlanego. Dzięki zastosowaniu badań geofizycznych zarówno w wersji GCM, jak i ERT, już na wstępnym etapie projektu można zidentyfikować strefy, które mogą mieć negatywny wpływ na planowane przedsięwzięcia. Za ich pomocą można wskazać obszary, gdzie należy wykonać dodatkowe rozpoznanie (otwory wiertnicze lub/i sondy), zmniejszyć liczbę wierceń, ale przede wszystkim zwiększyć poziom uszczegółowienia wyników, co w efekcie może przynieść duże oszczędności na dalszym etapie realizacji inwestycji drogowej.

W przedstawionym przykładzie skoncentrowano się na rozpoznaniu budowy geologicznej pod obiekty liniowe, ale zaprezentowane przetwarzanie oraz inwersja danych konduktometrycznych, może być stosowane do wielu innych celów, takich jak: ocena stanu technicznego wałów przeciwpowodziowych, okonturowania obszarów występowania zanieczyszczeń, poszukiwania rud metali i złóż kopalin pospolitych (żwirów, piasków), archeologii, identyfikacji infrastruktury podziemnej itp.



Rys. 199. Zestawienie przekrojów z wielopoziomowych profilowań konduktometrycznych w skali (a) oporności pozornej, (b) oporności rzeczywistej oraz (c) tomografii elektrooporowej w skali oporności rzeczywistej. Poligon 3-S19-4 (Czarniak i in., 2017)



Rys. 200. Zestawienie map oporności rzeczywistej z wielopoziomowych profilowań konduktometrycznych na głębokości 2 (a), 3 (b) oraz 5 m p.p.t. (c). Poligon 3-S19-4 (Czarniak i in., 2017)

8.18. PROBLEMY REALIZACJI BADAŃ GEOFIZYCZNYCH METODĄ TOMOGRAFII ELEKTROOPOROWEJ

Tradycyjne pomiary oporności odbywają się poprzez wykonywanie pionowych sondowań elektrooporowych (VES) lub profilowań elektrooporowych (PE). Z racji tego, że metoda tomografii elektrooporowej (ERT) powstała najpóźniej, jest zaliczana do metod nowych, obecnie rozwijających się bardzo dynamicznie. Zyskała ona dużą popularność zarówno w kraju, jak i za granicą, o czym świadczą liczne prace geologiczne i hydrogeologiczne, w których jest wykorzystywana, a także liczne publikacje opisujące metodę oraz wyniki prac z jej zastosowaniem.

Tomografia elektrooporowa obecnie ma zastosowanie w bardzo wielu dziedzinach geologii, tj. kartografii geologicznej, geologii złożowej, geologii inżynierskiej, zagrożeniach geologicznych, hydrogeologii czy ochronie środowiska.

W Polsce, w ostatnich latach, także nowo powstające czy aktualizowane instrukcje i wytyczne zalecają stosowanie metody ERT w rozpoznaniu podłoża budowlanego (Wytyczne…, 2016; Wytyczne…, 2019a; Zarządzenie…, 2019; Majer, Sokołowska, 2021).

W związku z tym, w poprzednich rozdziałach niniejszej publikacji zebrano i opisano kilka praktycznych problemów, z którymi można się spotkać w trakcie wykonywania geofizycznych pomiarów polowych z zastosowaniem metody tomografii elektrooporowej (ERT). Przedstawiono i omówiono metodykę prac wykonywanych aparaturą Terrameter LS szwedzkiej firmy ABEM (obecnie firma zmieniła nazwę na GUIDELINE GEO).

Opis metodyki i aparatury przedstawiono z uwagi na fakt, że jest to najczęściej używana aparatura w kraju, a także ze względu na duże doświadczenie autorów w jej wykorzystaniu.

Wskazano błędy, jakie mogą pojawić się podczas stosowania metody roll-along, a także problemy wynikające z wysokich oporności „uziomów" elektrod, temperatury, przeszkód, nieliniowych przebiegów profili oraz zmiennej morfologii.

Jedną z przyczyn dużej popularnością badań elektrooporowych jest niewątpliwie to, że oporność gruntów jest parametrem kompleksowym, zależnym od wielu czynników i procesów. Wartości oporności mogą zmieniać się w bardzo szerokim zakresie, od jednego omometra w utworach solankowych do kilkudziesięciu tysięcy omometrów np. w granitach. Z jednej strony sprawia to, że możemy mieć do czynienia z wieloznacznością interpretacji, z drugiej jednak strony daje możliwość zastosowania metody w bardzo wielu dziedzinach geologii podczas rozwiązywania wielu problemów badawczych.

Rozwój metody, specyfika prac polowych

W ciągu zaledwie kilkunastu ostatnich lat postęp w rozwoju sprzętu do tomografii elektrooporowej jest bardzo widoczny. Co kilka lat pojawiają się na rynku nowe generacje sprzętu, które przynoszą wiele usprawnień i podnoszą jakość badań. Stosowane są nowe filtry, dzięki którym coraz skuteczniej zostają usuwane zakłócenia, pojawiają się kable nowej generacji o lepszych parametrach, moc aparatur jest silniejsza.

Zwiększa się także ilość danych, które uzyskuje się podczas pomiarów w krótkim czasie, co było krokiem milowym w rozwoju metody ERT (Dahlin, Zhou, 2004), lecz wszystkie wymienione elementy sprawiły, że stało się możliwe coraz dokładniejsze odwzorowanie modelu geologicznego ośrodka przez model geoelektryczny.

Dla osiągnięcia dobrego odwzorowania modelu budowy geologicznej ośrodka gruntowo-skalnego, przez obrazowanie zmian wartości oporności na przekrojach geoelektrycznych, wymagane jest dobre pokrycie całej badanej przestrzeni danymi o dużej rozdzielczości. Duża liczba punktów pomiarowych jest ścisłe powiązana z czasem pracy w terenie, dlatego też często idzie się na kompromis, by uzyskać jak największą ilość danych w jak najkrótszym czasie. Zagadnienie to wydaje się niezwykle istotne we wszelkiego rodzaju pracach komercyjnych, gdzie zakres prac często bywa duży (mogą to być dziesiątki kilometrów profili geofizycznych).

W trakcie pomiarów polowych są wykorzystywane różne układy pomiarowe. Układy te można podzielić na klasyczne (znane od wielu lat, np. układ Wennera) oraz na te, których rozwój przyszedł wraz z rozwojem nowych technik pomiarowych, np. multi gradient, układ przeznaczony do pomiarów wielokanałowych, przyśpieszający znacznie prace. Wiele informacji na temat układów pomiarowych, ich stosowalności, zalet i ograniczeń można znaleźć np. w pracy Dahlina i Zhou (2004) oraz w rozdziałach 3.2–3.4, 3.6, 7.4.2.

Przed przystąpieniem do badań terenowych często dokonuje się analizy techniki wykonania prac, tj. wyboru odpowiedniego kroku pomiarowego (odległości pomiędzy kolejnymi elektrodami, element związany z rozdzielczością badań), określenia głębokości badań, możliwości wystąpienia zakłóceń oraz długości linii pomiarowej. Wszystkie te elementy muszą być dostosowane do celu badań.

W szczególności powinna zostać przeanalizowana minimalna i maksymalna głębokość prospekcji, a w przypadku stosowania metody roll-along także rozkład punktów pomiarowych i głębokość strefy, w której występuje ciągłe pokrycie przestrzeni danymi, w stosunku do głębokości badań jaką możemy uzyskać z długości podstawowej linii pomiarowej i przyjętego układu geometrycznego.

Użycie metody roll-along można zdefiniować w następujący sposób: jeśli długość profilu nie jest wystarczająca, by wykonać pomiary przy użyciu jednego standardowego zestawu kabli (tę długość można zdefiniować jako „podstawowa linia pomiarowa"), można zastosować metodę roll-along. Ten termin nie ma polskiego tłumaczenia, niemniej oznacza on czynność, która następuje po pomierzeniu wszystkich punktów przy użyciu pierwotnego rozłożenia kabli. Następnie przesuwa się jeden kabel (pierwszy w rozstawie) na koniec całego rozstawu. Ponieważ rozłożony kabel ma teraz nową pozycję, można wykonywać pomiary w nowych punktach. Metoda roll-along może być użyta jeden raz lub tyle razy ile potrzeba do uzyskania pożądanej długości profilu.

Profile z użyciem metody roll-along zwykle nie powinny być pokazane z danymi z największych głębokości, ponieważ będą zawierać strefy bez danych. Przyjmuje się, że ciągłe pokrycie danymi występuje tylko do zasięgu 75–80% maksymalnej głębokości, jest to zależne głównie od długości przenoszonego kabla. Stosowanie techniki roll-along staje się praktycznie konieczne podczas wykonywania prac dla obiektów liniowych.

Analiza metodyki prac polowych na przykładzie aparatury Terrameter LS

Z doświadczeń autorów wynika, że nie wszystkie aparatury pozwalają na optymalizację czasu pracy i ilości pozyskanych danych, szczególnie w zadaniach o dużym zakresie prac polowych. Rozwiązania przyjęte przez producentów różnią się od siebie. Na przykładzie aparatury Terrameter LS widać, że twórcy urządzenia bardzo ciekawie rozwiązali optymalizację pracy w terenie. W badaniach tych najczęściej wykorzystuje się następujące układy kabli: 2×21, 2×32, 4×21 i 4×16 (pierwsza cyfra oznacza liczbę kabli w podstawowym układzie pomiarowym, druga liczba oznacza liczbę aktywnych kanałów w kablu wielożyłowym). Najbardziej popularny układ, rekomendowany przez producenta, to 4×21. Aparatura pozwala wykonywać pomiary dla 64 aktywnych kanałów. Dla takiej liczby aktywnych kanałów naturalna konfiguracja kabli to 2×32 (rys. 201). System pracuje symetrycznie, tak więc można rozwinąć kabel z 32 wyjściami po lewej stronie aparatury i 32 po prawej. Daje to możliwość podłączenia 64 elektrod. Trzeba zaznaczyć, że aparatura zawsze znajduje się pośrodku linii profilowej. Na kablu każdy konektor (miejsce podłączenia elektrody) ma swój numer, pomiar jest wykonywany od konektora z nr 1 w stronę rosnących numerów. Nie można rozkładać dowolnie kabla, zawsze musi być rozłożony w kierunku rosnących numerów konektora, w tym kierunku odbywa się pomiar. To rozwiązanie nie jest jednak optymalne, co zostanie za chwile wykazane, zastosowano więc inny układ, mianowicie zaprojektowano kable, na których mamy 21 aktywnych kanałów.

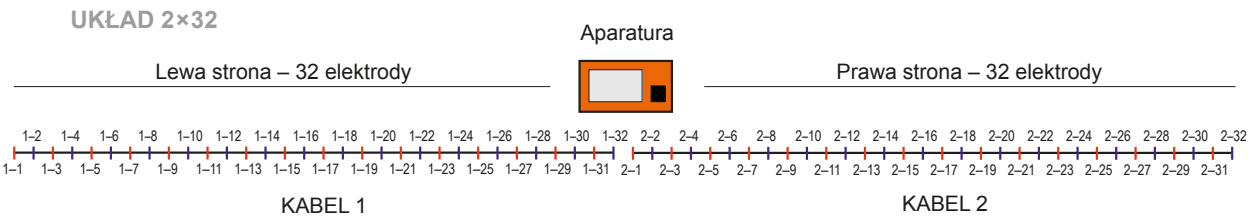
Zestaw pomiarowy składa się z 4 podstawowych kabli i nosi nazwę 4×21. Po lewej stronie aparatury znajdują się 2 kable (kable łączy się między sobą specjalną wielożyłową złączką – zwaną popularnie baryłką). Po prawej stronie znajdują się również 2 kable połączone ze sobą w identyczny sposób (rys. 202).

Dzięki temu układ pomiarowy po rozłożeniu składa się z 84 elektrod, przy czym aktywnych kanałów jest 64. Z racji tego, że aparatura pracuje tylko z 64 aktywnymi kanałami, na pierwszym i ostatnim kablu do pomiaru są brane tylko elektrody nieparzyste. Należy zwrócić uwagę na jeszcze jeden element takiego rozwiązania, mianowicie ostatnia i pierwsza elektroda na sąsiednich kablach są przyłączone to tego samego aktywnego kanału.

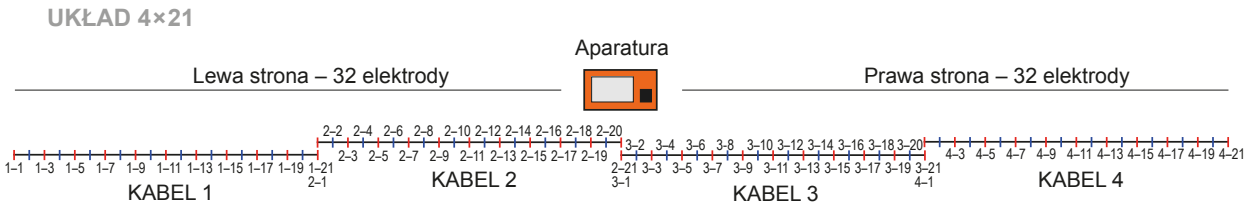
Chcąc wykonać dłuższy profil niż wynika to z rozłożenia 4 kabli, należy przenieść kabel z początku na koniec zestawu (rys. 203), to przekładanie kabli jak wyżej opisano nosi nazwę roll-along.

Przenoszenie kabla z pierwszej pozycji na ostatnią daje możliwość wykonania dłuższych, ciągłych profili. Metoda ta niesie ze sobą jednak pewną niedogodność, ponieważ w trakcie przekładania kabli na przekroju ERT pojawiają się miejsca, w których nie ma danych (rys. 204).

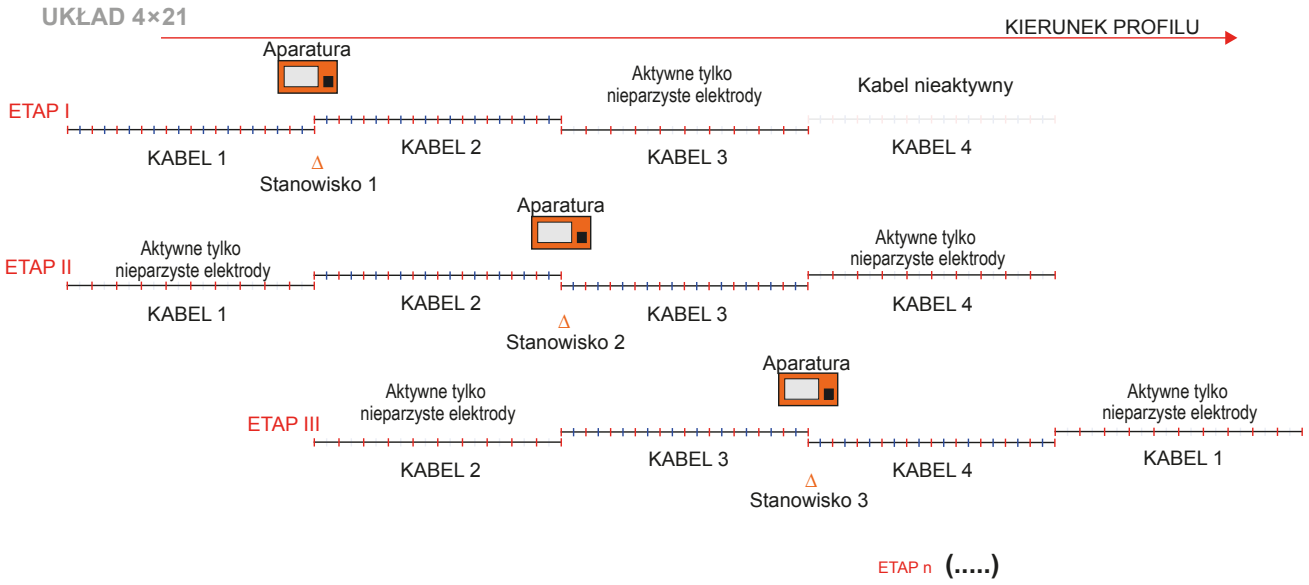
Analizując przekrój geoelektryczny jaki uzyskuje się w metodzie ERT (rys. 204), można wyróżnić w płaszczyźnie przekroju 3 strefy, różne ze względu na pokrycie danymi. Od góry na przekroju znajduje się strefa, w której nie ma danych. Mówimy tu o minimalnej głębokości prospekcji, która jest zależna od rozstawu elektrod i układu geometrycznego (zasada jest taka, że czym odległości pomiędzy elektrodami będą większe, strefa ta będzie głębsza). Poniżej na przekroju ERT występuje strefa, w której pokrycie danymi jest w miarę równomierne, ilość danych uzależniona będzie od rozstawu



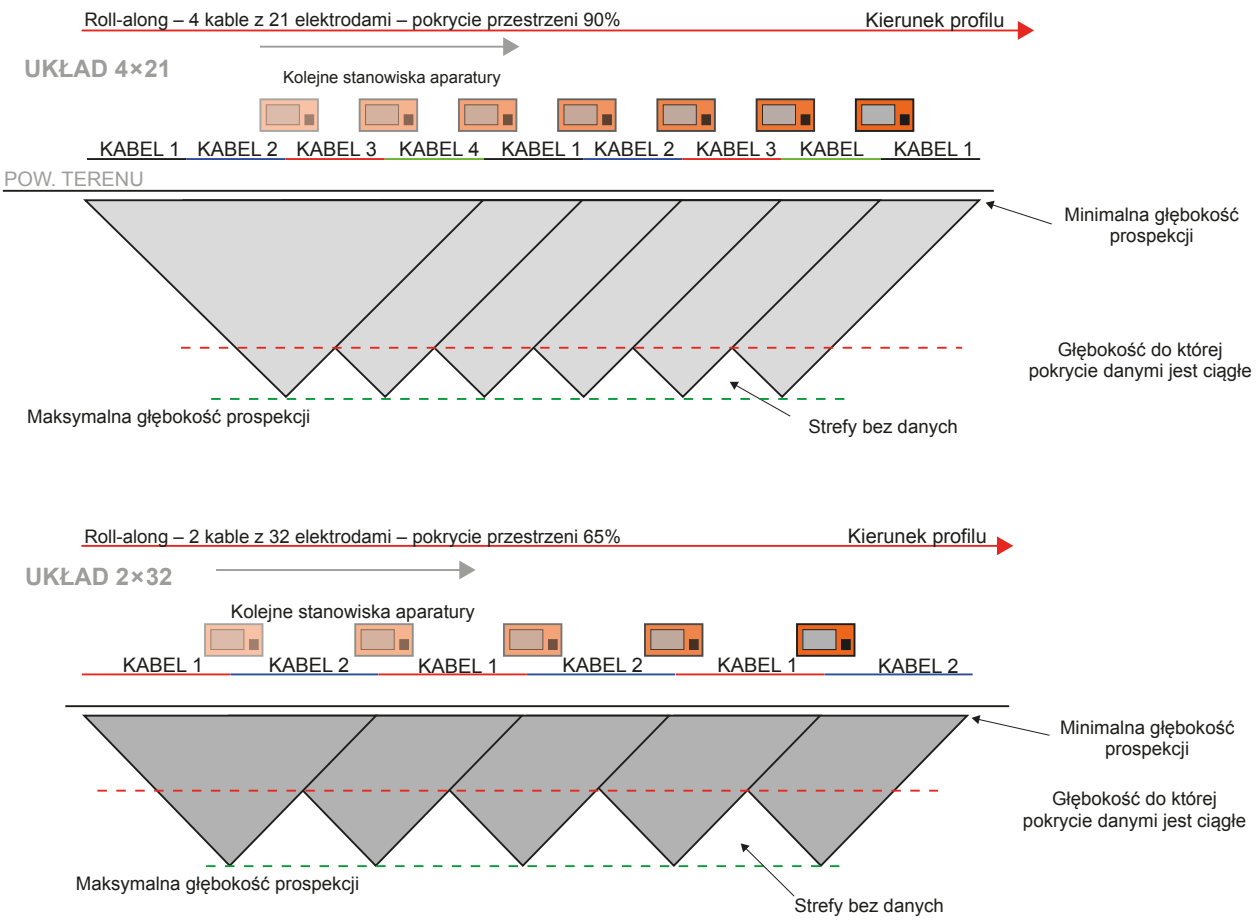
Rys. 201. Schemat układu pomiarowego dla aparatury Terrameter LS, układ 2×32



Rys. 202. Schemat układu pomiarowego dla aparatury Terrameter LS, układ 4×21



Rys. 203. Schemat układu pomiarowego dla aparatury Terrameter LS, układ 4×21, metoda 1



Rys. 204. Pokrycie danymi przestrzeni pod linią profilu ERT dla metody roll-along dla układów 4×21 i 2×32

elektrod i układu geometrycznego jaki zastanie zastosowany. W dolnej części przekroju ERT przy zastosowaniu metody roll-along pojawią się strefy, w których nie ma pomiarów. Wielkość stref bez danych będzie uzależniona głównie od długości kabla, który jest przekładany. Kable mające zbyt dużą liczbę elektrod powodują powstanie rozległych stref bez danych, co może później prowadzić do licznych błędów w procesie przetwarzania danych i interpretacji wyników badań. Sensownym rozwiązaniem wydaje się wtedy manualne „obcięcie" przekroju do głębokości, do której występu-

je równomierne pokrycie danymi. Jak jednak można zauważyć analizując dane w tabeli (tab. 39), otrzymuje się wtedy znacznie płytszą głębokość akwizycji danych. Rysunek 204 pokazuje graficzne porównanie w jaki sposób przestrzeń pod profilem ERT jest pokryta danymi podczas wykonywania pomiarów układem 2×32 i 4×21.

Rozdzielczość metody jest związana z odległością pomiędzy kolejnymi elektrodami, a także ze stosowanym układem geometrycznym. Głębokość z kolei, zależy od rozstawów (odległości między sobą) elektrod prądowych i wybranego układu pomiarowego. Poniżej przedstawiono zależność głębokości prospekcji jaką uzyskuje się dla kilku popularnych układów geometrycznych w stosunku do długości profilu ERT (tab. 38). Przykładowo dla profilu o długości *L*, zasięg głębokościowy stanowi dla układu Wennera 18%, Schlumbergera i gradientu 19%, dipol–dipol 23% (Edwards, 1977).

Należy jednak pamiętać, że przedstawione w tabeli 38 wartości dotyczą maksymalnych głębokości jakie są uzyskiwane dla jednego czy kilku punktów i nie odpowiada to całej przestrzeni pod profilem ERT. Wydaje się, że lepiej jest operować formułą, która opisuje do jakiej głębokości pokrycie danymi jest równomierne (tab. 39, rys. 204). Tabela 39 prezentuje wartości minimalnej głębokości, czyli głębokości do jakiej mamy ciągłe pokrycie danymi oraz maksymalnej głębokości prospekcji dla 4 układów geometrycznych: Wennera, Schlumbergera, gradientu, dipole–dipol, w odniesieniu do trzech różnych układów kabli stosowanych w systemie aparatury Terrameter LS, tj. 2×32, 4×16 i 4×21.

W tabelach 38–39 zestawiono dane dla 3 różnych rozstawów elektrod, tj. 2, 5, 10 m. Wszystkie obliczenia są oparte na środkowej głębokości badania (Edwards, 1977).

Tabela 38

Zestawienie popularnych układów geometrycznych i ich zasięg głębokościowy (Edwards, 1977)

Układ geometryczny	Głębokość prospekcji [m]
Wenner	0,18L
Schlumberger	0,19L
Dipol–dipol	0,23L
Pole–dipol	0,30–0,35L
Pole–pole	0,45–0,50L
Gradient	0,19L

L – długość profilu [m]

Tabela 39

Zależność głębokości prospekcji od kroków pomiarowych i stosowanych układów geometrycznych na przykładzie aparatury Terrameter LS

Rozstaw elektrod	Układ geometryczny	Układ kabli	Min. głębokość prospekcji [m]	Głębokość do której pokrycie danymi jest równomierne [m]	Max. głębokość prospekcji [m]	Długość podstawowej linii pomiarowej	% zasięgu głębokościowego dla podstawowej linii pomiarowej	% zasięgu głębokościowego dla równomiernego pokrycia danymi
2	Wenner	2×32	1	11	22	126	17%	9%
		4×16	1	16	22	126	17%	13%
		4×21	1	21	28	160	18%	13%
	Schlumberger	2×32	1	12	24	126	19%	10%
		4×16	1	18	24	126	19%	14%
		4×21	1	23	31	160	19%	14%
	gradient	2×32	1	12	24	126	19%	10%
		4×16	1	18	24	126	19%	14%
		4×21	1	23	31	160	19%	14%
	dipole–dipole	2×32	0,8	14	28	126	22%	11%
		4×16	0,8	21	28	126	22%	17%
		4×21	0,8	27	36	160	23	17%
	pole–dipole	2×32	1,8	23	45	126	36%	18%
		4×16	1,8	34	45	126	36%	27%
		4×21	1,8	43	58	160	36%	27%

Tab. 39 cd.

Rozstaw elektrod	Układ geometryczny	Układ kabli	Min. głębokość prospekcji [m]	Głębokość do której pokrycie danymi jest równomierne [m]	Max. głębokość prospekcji [m]	Długość podstawowej linii pomiarowej	% zasięgu głębokościowego dla podstawowej linii pomiarowej	% zasięgu głębokościowego dla równomiernego pokrycia danymi
5	Wenner	2×32	2,6	27	54	315	17%	9%
		4×16	2,6	41	54	315	17%	13%
		4×21	2,6	52	69	400	17%	13%
	Schlumberger	2×32	2,6	30	60	315	19%	10%
		4×16	2,6	45	60	315	19%	14%
		4×21	2,6	57	76	400	19%	14%
	gradient	2×32	2,6	30	60	315	19%	10%
		4×16	2,6	45	60	315	19%	14%
		4×21	2,6	57	76	400	19%	14%
	dipole–dipole	2×32	2,1	35	71	315	23%	11%
		4×16	2,1	53	71	315	23%	17%
		4×21	2,1	67	90	400	23%	17%
	pole–dipole	2×32	4,4	57	114	315	36%	18%
		4×16	4,4	85	114	315	36%	27%
		4×21	4,4	108	144	400	36%	27%
10	Wenner	2×32	5,2	54	109	630	17%	9%
		4×16	5,2	82	109	630	17%	13%
		4×21	5,2	104	138	800	17%	13%
	Schlumberger	2×32	5,2	60	120	630	19%	10%
		4×16	5,2	90	120	630	19%	14%
		4×21	5,2	115	153	800	19%	14%
	gradient	2×32	5,2	60	120	630	19%	10%
		4×16	5,2	90	120	630	19%	14%
		4×21	5,2	115	153	800	19%	14%
	dipole–dipole	2×32	4,2	71	141	630	22%	11%
		4×16	4,2	106	141	630	22%	17%
		4×21	4,2	134	179	800	22%	17%
	pole–dipole	2×32	8,9	114	227	630	36%	18%
		4×16	8,9	171	227	630	36%	27%
		4×21	8,9	217	289	800	36%	27%

Tabela 39 pokazuje, że występują wyraźne różnice w głębokości prospekcji dla stref pokrytych równomiernie danymi w zależności od tego, jakie kable będą stosowane w metodzie roll-along. Na przykład dla układu Wennera w układzie 2×32 różnice pomiędzy maksymalną głębokością, a strefą ciągłego pokrycia przekroju danymi są dwukrotne.

Podczas projektowania badań geofizycznych należy szczegółowo opisać sposób wykonania pomiarów, gdyż w procesie interpretacji wyników badań może prowadzić do poważnych błędów. W tym miejscu warto również wspomnieć, że istnieje pogląd, iż zbyt duża ilość danych może prowadzić również do problemów z dopasowaniem modelu do danych rzeczywistych (Dahlin, Zhou, 2004). Duża liczba punktów pomiarowych może zwiększyć trudność w osiągnięciu dobrego dopasowania danych z inwersji i prawdopodobnie zwiększyć liczbę artefaktów z powodu nieznanych cech zanieczyszczenia szumem pomiarowym (LaBrecque i in., 1996).

Na przykładzie analizy protokołów pomiarowych stosowanych w aparaturze Terrameter LS, widać że dla niektórych układów pomiarowych nie zawarto w protokole wszystkich kombinacji pomiarów, które by wynikały z liczby elektrod. Powodów jest kilka. Jednym z głównych jest aspekt czasowo-ekonomiczny wykonania badań. Punkty pomiarowe należy dobierać w taki sposób, żeby optymalnie pokryć nimi badaną przestrzeń, jednocześnie wykonując badania w miarę szybko, a także żeby skutecznie i wydajnie stosować odpowiednie układy pomiarowe i odpowiednio wydajnie prowadzić akwizycję danych w terenie. Firmy oferujące sprzęt do ERT stosują różne rozwiązania, polegające na różnym czasie pojedynczego pomiaru (impulsy), różnych konfiguracjach kabli, układów pomiarowych itd.

W praktyce, w trakcie wykonywania badań polowych, można spodziewać się, że wyniki badań mogą być obarczone licznymi błędami. Błędy te mogą pochodzić np. od zakłóceń z infrastruktury, mogą być sumą różnych elementów, w tym samej geologii. Jednym z najbardziej niekorzystnych terenów do wykonywania badań polowych są obszary, na których od powierzchni występują suche piaski, które w wielu przypadkach uniemożliwiają wykonanie prawidłowych pomiarów. Często prowadzi to do powstania licznych błędów, których eliminacja jest niemożliwa. Główną przyczyną tego zjawiska jest spadek mocy sygnału i związane z tym niskie wartości prądu, który jest odbierany przez elektrody potencjałowe. Niestety, w takim przypadku mamy do czynienia z brakiem powtarzalności wyniku pomiaru, pomimo tego, że większość aparatur jest wyposażona w funkcje składania kilku pomiarów i wyciągania z nich średniej, przy zdefiniowanym możliwym do przyjęcia błędzie pomiarowym.

Warto również powołać się na wyniki badań jakie w swojej pracy przedstawili Dahlina i Zhou (2004), które mówią, że dla analizowanych przypadków dla różnych zakłóceń poszczególne układy pomiarowe są w różny sposób narażone na zakłócenia. Jest to ważna informacja, bo może ona prowadzić do wniosków, że w danym miejscu, czy dla danych warunków geologicznych, wybór układu pomiarowego jest niezwykle ważny. Co więcej, w pracy przytoczono wnioski, że **układy Wennera i GD są najmniej narażone na losowe zakłócenia**, co oznacza, że w miejscach w których możemy spodziewać się zakłóceń to właśnie stosowanie tych układów może dać najlepsze wyniki badań. Wybór odpowiedniego układu pomiarowego, często pomijany w planowaniu badań, wydaje się być elementem dość istotnym z kilku powodów. Pierwszy powód, to przytoczony powyżej dotyczący zakłóceń, kolejne natomiast to: dobór odpowiedniej rozdzielczości, głębokości i szybkości akwizycji danych.

W literaturze można znaleźć kilka opracowań dotyczących charakterystyki poszczególnych układów geometrycznych. W skrócie można powiedzieć, że najpopularniejsze to układ Schlumbergera (SC) lub też w kombinacji Wennera-Schlumbergera (WN-SC), Wennera (WN) dipol–dipol (DD), pol–dipol (PD), gradient (GD). Układy WN i SC charakteryzują się podobnymi możliwościami jeśli chodzi o obrazowanie struktur geologicznych, z tym że WN jest mniej podatny za zakłócenia, ale jednocześnie uzyskujemy mniejszą rozdzielczość obrazowania. Ponadto układy te cechują się dobrym stosunkiem sygnału do szumu, co z kolei jest ważne dla pomiarów wykonywanych dla większych głębokości. Niewątpliwie wadą (w ujęciu efektywności prowadzenia prac polowych) układu SC jest duża liczba pomiarów i mała czasowa efektywność badań.

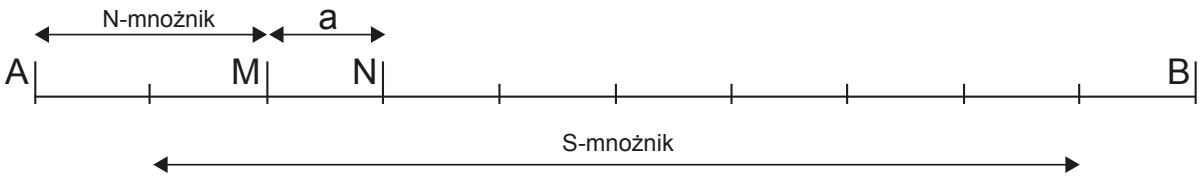
Dipol–dipol jest układem, który z jednej strony zapewnia większy zasięg głębokościowy niż poprzednie, jest bardziej rozdzielczy, dobrze odwzorowuje budowę geologiczną, w szczególności zmiany pionowe (uskoki, pionowe granice geologiczne), niemniej jest narażony na zakłócenia. Niestety jakość sygnału dla tego układu jest bardzo słaba. Prowadzi to do wielu błędów, zarówno w pomiarach, jak również w późniejszej interpretacji. Zaletą tego układu jest możliwość wykonywania pomiarów w wariancie wielokanałowym. Układ ten jest również silnie podatny na zmiany 3D w geologii, dużo bardziej niż inne układy pomiarowe (Dahlin, Loke, 1997; Dahlin, Zhou, 2004). Co ciekawe, Dahlin i Looke (1997) nie zalecają stosowania tego układu dla $n > 6$, jako że powoduje to bardzo mocny spadek sygnału do szumu.

Ciekawym układem wydaje się być układ gradientowy, rekomendowany do wykorzystywania w pomiarach wielokanałowych. W aparaturze Terrameter LS przy wykorzystaniu tego układu wykonuje się badania dla 12 aktywnych kanałów (w zależności od typu aparatury). Układ ten można scharakteryzować jako wydajny, efektywny, o dobrej rozdzielczości, dający dobre odwzorowanie budowy geologicznej w modelu geoelektrycznym.

Z racji tego, że w stosunku do takich układów jak Wenner, Schlumberger czy dipol–dipol, układ ten jest mniej popularny, poniżej przedstawiono jego krótką charakterystykę.

Pomiary układem gradientowym polegają na wykorzystaniu w pomiarze pary elektrod zewnętrznych (elektrody prądowe) do „wpuszczenia" prądu w głąb badanego ośrodka (podobnie jak w układzie Wennera, czy Schlumbergera) oraz kilku par elektrod wewnętrznych (to największa zaleta tego układu, znacznie przyspieszająca prace polowe) do mierzenia potencjału, który jest odpowiedzią ośrodka na zadany prąd (elektrody potencjałowe). Układ ten jest przez to wielokanałowy, co oznacza, że podczas jednego cyklu mamy możliwość odbioru sygnału przez kilka par elektrod potencjałowych. Tradycyjne pomiary gradientowe (wykorzystywane głównie do profilowań jednopoziomowych) często obejmowały pomiary z elektrodami prądowymi tylko w jednym ustalonym miejscu. W badaniu wieloparametrowego gradientu używa się dużej liczby kombinacji elektrod prądowych, dobierając układ elektrod z kilkoma różnymi odstępami i separacjami s, podobnie jak w przypadku pomiarów wielu elektrod z innymi zespołami elektrod.

Można zauważyć, że układ gradientowy jest kombinacją różnych układów. Będzie to przede wszystkim połączenie charakterystyki układów pol–dipol i Schlumbergera. W zależności od tego w jakiej pozycji mamy elektrody prądowe i potencjałowe widać podobieństwo do układu pol–dipol (rys. 205), duże współczynniki s, małe współczynniki n) lub Schlumberger (współczynniki s, n po środku). Widać więc,



Rys. 205. Szkic układu gradientowego pokazujący pozycję elektrod podczas pomiarów ze współczynnikiem s = 8 i n = 2 (Zhou, Dahlin, 2003, zmienione)

że układ gradientowy łączy charakterystyki układu dipolowego i układu Schlumbergera, nie ma jednak potrzeby stosowania w nim elektrody oddalonej, która może być uciążliwa w niektórych warunkach terenowych.

Negatywne oporności, wpływ warunków meteorologicznych i oddziaływanie przeszkód występujących w podłożu

Problem wysokich wartości oporów uziemień elektrod (potocznie nazywany „brakiem uziomów", „brakiem uziemień" elektrod, „słabym uziomem", „słabym uziemieniem" elektrod) są niewątpliwie jednym z poważniejszych problemów, które spotyka się szczególnie w badaniach np. na niżu Polskim, w obszarach gdzie od powierzchni występują suche piaski. Problem ten opisano w rozdz. 6.

Wykonywanie pomiarów w terenie zurbanizowanym, gdzie w gruncie mogą znajdować się kable, rury, czy inne elementy infrastruktury, prowadzi często do licznych błędów pomiarowych. Środowisko miejskie w wielu przypadkach nie jest dobrym miejscem dla metody ERT.

Na jakość pomiarów pośrednio mogą mieć wpływ również warunki pogodowe. Deszczowa, wilgotna pogoda nie sprzyja wykonywaniu badań. Na kablach mogą tworzyć się zwarcia, co będzie skutkować możliwością rejestracji negatywnych danych, a w skrajnych przypadkach zwarć na linii pomiarowej, co może skutkować nawet uszkodzeniem kabli czy aparatury.

Z kolei wysokie temperatury i słońce mogą być czynnikami negatywnie wpływającymi na stabilność pracy urządzenia, kiedy to aparatura nagrzewa się lub przegrzewa, co powoduje problemy pracy procesorów wewnątrz aparatury. Problemy te opisano w artykule (Pacanowski i in., 2016a), gdzie nagrzewanie się aparatury skutkowało wymuszeniem przerwania pomiarów. Zaleca się by w miarę możliwości chronić aparaturę przed słońcem, np. poprzez osłonięcie jej parasolem.

W warunkach zimowych, przy niskich temperaturach (poniżej zera), występują problemy z zamarzniętym podłożem, co utrudnia lub też uniemożliwia wbijanie elektrod grunt. Zmarznięta ziemia może być jednym z głównych ograniczeń dla wykonywania badań tą metodą w porze zimowej. Ponadto ujemne temperatury powodują spowolnienie pracy aparatury (Terrameter LS wykazuje znaczne spowolnienie pracy), a także częste uszkodzenia kabli (głównie wtyczek, jak również pękanie izolacji na kablach).

Sposoby obliczania współczynnika *K*

Z uwagi na problemy z obliczaniem współczynnika geometrycznego *K* poniżej przedstawiono kilka przykładów obliczania jego wartości. Do obliczeń przyjęto następujące założenia:

– elektrody A, M, N, B są umieszczone na płaskiej powierzchni (tzw. półprzestrzeń);
– elektrody A i B są elektrodami prądowymi;
– elektrody M i N są elektrodami napięciowymi;
– odpowiednie odległości pomiędzy elektrodami wynoszą:
  • pomiędzy A i M: L_AM,
  • pomiędzy A i N: L_AN,
  • pomiędzy B i M: L_BM,
  • pomiędzy B i N: L_BN.

Współczynnik geometryczny *K* oblicza się z wzoru:

$$K = \frac{6{,}283}{\frac{1}{L_AM} + \frac{1}{L_BN} - \frac{1}{L_AN} - \frac{1}{L_BM}}$$

gdzie:
K – współczynnik geometryczny [–];
L_AM – odległość pomiędzy elektrodami A i M [m];
L_BN – odległość pomiędzy elektrodami B i N [m];
L_AN – odległość pomiędzy elektrodami A i N [m];
L_BM – odległość pomiędzy elektrodami B i M [m].

Przykład 1

Układ symetryczny 4-elektrodowy Schlumbergera.
Rozstawy elektrod: AB = 32 m, MN = 3 m.
Odległości pomiędzy elektrodami:
L_AM = 14,5 m, L_AN = 17,5 m, L_BM = 17,5 m, L_BN = 14,5 m.
Współczynnik geometryczny *K*:

$$K = \frac{6{,}283}{\frac{1}{30{,}5} + \frac{1}{30{,}5} - \frac{1}{33{,}5} - \frac{1}{33{,}5}} = \frac{6{,}283}{0{,}023645} = 265{,}7$$

Przykład 2

a) Układ 3-elektrodowy, elektrody AMNB w linii.
Rozstawy elektrod: AM = 5 m, MN = 5 m, B0 = 60 m.
Odległości pomiędzy elektrodami:
L_AM = 5 m, L_AN = 10 m, L_BM = 62,5 m, L_BN = 57,5 m.
Współczynnik geometryczny *K*:

$$K = \frac{6{,}283}{\frac{1}{5} + \frac{1}{57{,}5} - \frac{1}{10} - \frac{1}{62{,}5}} = \frac{6{,}283}{0{,}10139} = 62$$

b) Układ 3-elektrodowy elektrody AMN w linii, elektroda B na linii prostopadłej do linii elektrod AMN.
Rozstawy elektrod: AM = 5 m, MN = 5 m, B0 = 60 m.
Odległości pomiędzy elektrodami:

L_AM = 5 m, L_AN = 10 m, L_BM = L_BN = sqrt (60×60 + 2,5×2,5) = 60,05 m.

Współczynnik geometryczny *K*:

$$K = \frac{6{,}283}{\frac{1}{5} + \frac{1}{60{,}05} - \frac{1}{10} - \frac{1}{60{,}05}} = \frac{6{,}283}{0{,}1000} = 62{,}8$$

UWAGA: Wartości współczynników dla przypadków a) i b) są bliskie siebie, rozbieżność wynosi +/– 0,65 %.

WNIOSEK: Elektroda B może być umieszczona w dowolnym kierunku względem kierunku AMN, o ile jest spełniony warunek wystarczającego oddalenia.

c) Układ 3-elektrodowy, elektrody AMN w linii, elektroda B na linii równoległej do linii elektrod AMN. Odległość linii równoległych 60 m. Elektrody AMN przesunięte w lewo o 50 m względem położenia z przypadku b).

Rozstawy elektrod: AM = 5 m, MN = 5 m.

Odległości pomiędzy elektrodami:

L_AM = 5 m, L_AN = 10 m, L_BM = sqrt (60×60 + 52,5×52,5) = 79,7 m, L_BN = sqrt (60×60 + 47,5×47,5) = 76,5 m.

Współczynnik geometryczny *K*:

WNIOSEK: Elektrody AMN mogą być przemieszczane na odcinku +/– 50 m bez potrzeby zmiany położenia elektrody B.

Przykład 3

Układ 2-elektrodowy.

Rozstawy elektrod: AM = 1 m, BN = 10 m, elektrody B i N (w tzw. nieskończoności) są oddalone od środka rozstawu AM o 50 m.

Odległości pomiędzy elektrodami (z pewnym nieznaczącym przybliżeniem):

L_AM = 1 m, L_AN = 50 m, L_BM = 50 m, L_BN = 10 m.

Współczynnik geometryczny *K*:

$$K = \frac{6{,}283}{\frac{1}{1} + \frac{1}{10} - \frac{1}{50} - \frac{1}{50}} = \frac{6{,}283}{1{,}06} = 5{,}927$$

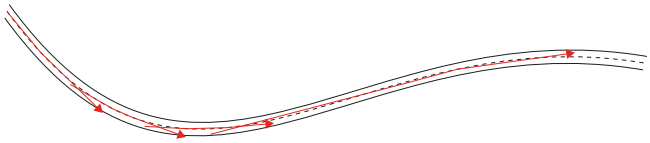
Łatwo można obliczyć, że przy zmianie oddalenia elektrod B i N w zakresie od 30 m do 70 m wartość współczynnika *K* zmienia się tylko +/– 1.8 %.

WNIOSEK: Elektrody AM mogą być przemieszczane po znacznym obszarze (np. 30×20 m) bez potrzeby zmiany położenia elektrod B i N.

UWAGA: Jeśli rozstaw AM ulegnie zwiększeniu, w odpowiedniej proporcji powinny ulec zwiększeniu pozostałe rozstawy.

Liniowe przebiegi profili

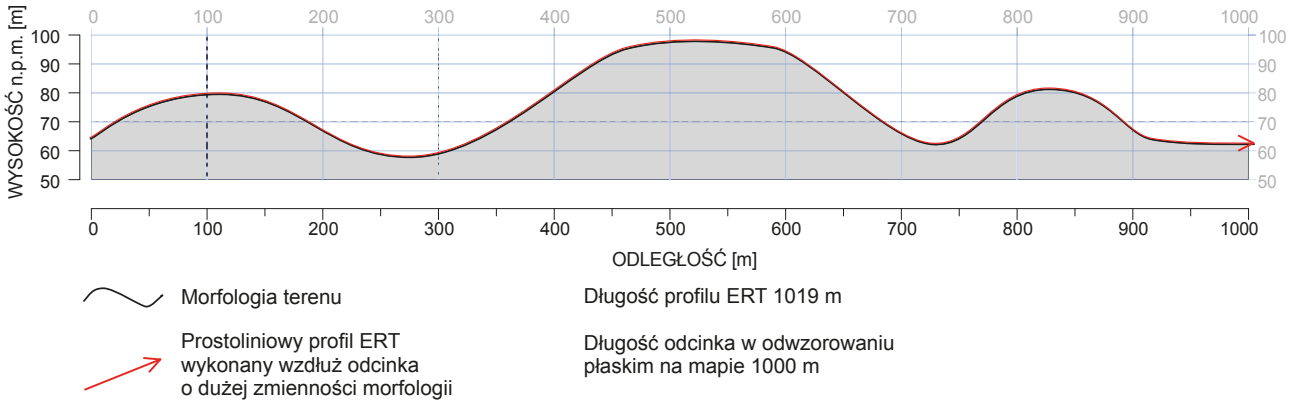
Dla badań wykonywanych w trudnych warunkach terenowych (jak np. w obszarach leśnych, czy zurbanizowanych), istotną sprawą staje się zaplanowanie profili tak, żeby ich przebiegi były liniowo proste. Niestety zadanie to dla badań pod obiekty liniowe (np. nowo projektowane drogi) czasami może być bardzo pracochłonne i skomplikowane, niemniej ta zasada powinna być za wszelka cenę zachowana. Często wymusza to przerywanie profili i stratę informacji lub też wykonywanie pracochłonnych zakładek, jednak zachowanie prostoliniowego przebiegu profili powinno być zawsze priorytetowe w tego typu pracach (rys. 206).



Rys. 206. Przykładowy schemat wytyczenia profili ERT na łuku drogi

Tycząc profile ERT zależy zwrócić uwagę na skalę krzywizny profilu. Jeżeli np. podstawowa linia pomiarowa ma 200 m, a łuk drogi krzywiznę 4–5°, to w skali 200 m pokonuje się go prostą. Tycząc profile ERT najlepiej posłużyć się następującym schematem – najpierw dokonać wytyczenia na mapie, później zweryfikować przebieg w terenie na podstawie wizji terenowej, po której należy wprowadzić ew. poprawki co do przebiegu profili w terenie. Na pewno dużym ułatwieniem wykonywania prac w terenie jest wcześniejsze wyznaczenie przebiegu profili np. przez geodetę za pomocą kołków wbitych w ziemię.

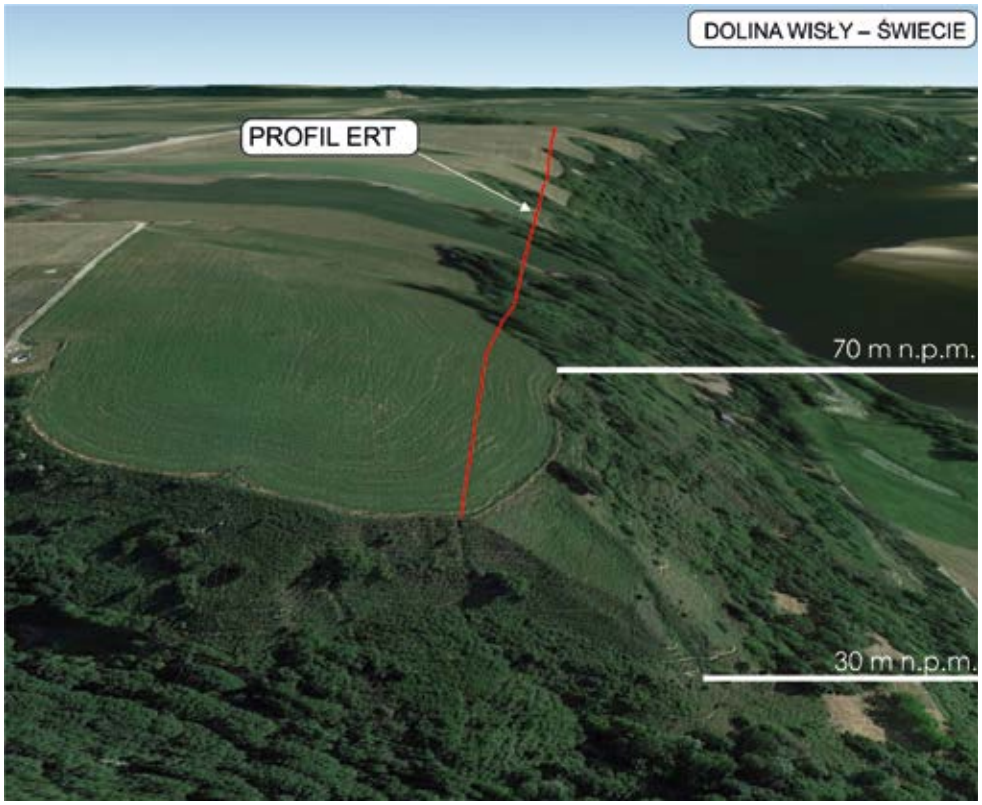
Duże spadki terenu, czy duże deniwelacje na trasie profilu geofizycznego również są czynnikami, utrudniającymi wykonanie prac terenowych. Na rysunku 207 przedstawiono



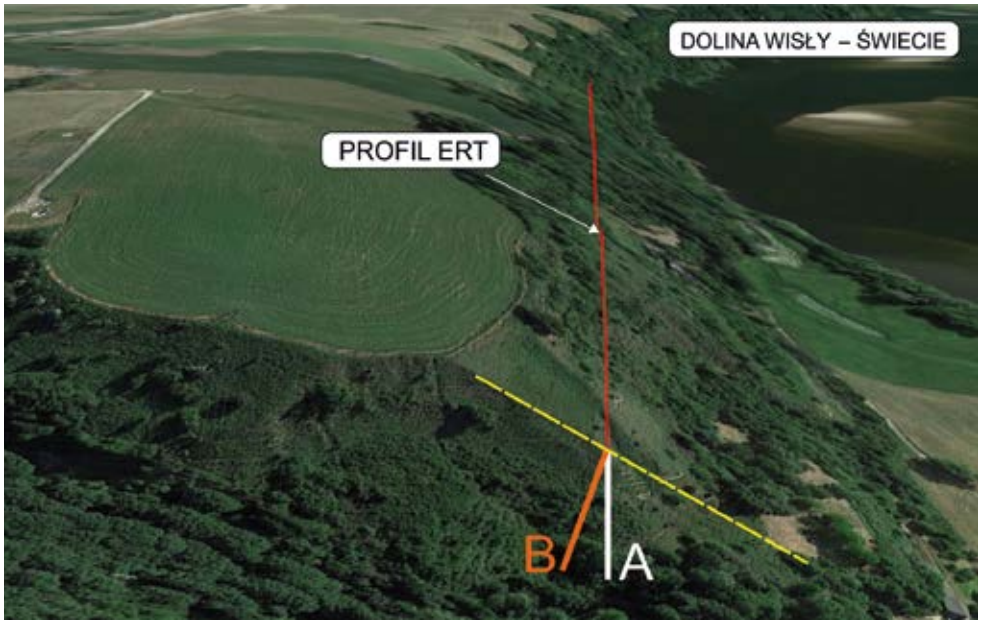
Rys. 207. Przykład dużej zmienności morfologii terenu na trasie profilu ERT

morfologię terenu dla przekroju o długości 1 km z deniwelacjami terenu sięgającymi 40 m.

Pojawiają się niezgodności co do długości profilu w terenie a jego długości rzutowanej w płaskim odwzorowaniu mapowym. Przykład (rys. 207) pokazuje, że wykonany w terenie profil ERT miał długość 1019 m, podczas gdy na mapie odcinek miał długość 1000 m. Niezgodność 2% nie jest może dużym błędem, jednak zaleca się w takich przypadkach by wprowadzać poprawki na przebieg takich profili. Poprawki takie wprowadza się poprzez wprowadzenie współrzędnych przestrzennych położenia każdej elektrody (×1, Y1, Z1). Poprawki te o czym już wspomniano wcześniej, dają również możliwość wyliczenia współczynnika geometrycznego *K* oraz wartości oporności pozornych wedle faktycznego położenia elektrod.



Rys. 208. Przykład lokalizacji przebiegu profilu ERT w pobliżu skarpy



Rys. 209. Przykład lokalizacji przebiegu profilu ERT na zboczu skarpy

Pomiary w pobliżu skarp i na zboczach

Należy poruszyć jeszcze jeden niezwykle istotny problem, z jakim można się spotkać, gdy profile geoelektryczne przebiegają w pobliżu skarpy lub zbocza. Kiedy profil geoelektryczny przebiega równolegle do górnej krawędzi zbocza, w bliskiej odległości od tej krawędzi, możemy otrzymać w wyniku pomiarów błędne wartości oporności pozornych. Najczęściej wartości oporności będą zawyżone, co w procesie inwersji będzie prowadziło do błędnego modelu geoelektrycznego. Powodem takiej sytuacji jest zaburzenie półprzestrzeni w jakiej rozchodzą się linie ekwipotencjalne prądu oraz wynikające z tego faktu błędne przeliczenia współczynnika *K*.

W wielu przypadkach istnieje możliwość przeliczenia otrzymanych wartości poprzez przemnożenia oporności przez stałą korelacyjną, jednak by wykonać taką operację, musi istnieć możliwość korelacji otrzymanych wyników badań z litologią otworu. Na rysunku 208 pokazano przykład przebiegu profilu ERT w pobliżu 40 m skarpy Wiślanej w okolicy Świecia.

Drugim problemem, z którym można się spotkać wykonując pomiary na skarpie, zboczu górskim, równolegle do tej skarpy zbocza, są problemy z faktycznym określeniem płaszczyzny przekroju geoelektrycznego. Płaszczyzna ta będzie raczej wynikała z morfologii skarpy, zbocza, jego kąta nachylenia (płaszczyzna B) niż z kierunku płaszczyzny mapy (płaszczyzna A) (rys. 209). Interpretacja wyników badań w takich miejscach jest niezwykle trudna, wymaga dużego doświadczenia i znajomości specyfiki warunków geologicznych takiego miejsca.

Podsumowanie

Wykonywanie prac terenowych to jeden z najważniejszych etapów w procesie dokumentowania badań geofizycznych. Podczas tych prac można się spotkać z wieloma sytuacjami obniżającymi jakość danych, które uzyskujemy w trakcie pomiaru. Dlatego też operator musi dołożyć wszelkich starań, żeby jakość danych była jak najlepsza. Opisane przypadki, które mogą prowadzić do obniżenia jakości danych, nie wyczerpują wszystkich możliwości, pokazują jedynie niektóre z problemów, z którymi możemy się spotkać w trakcie prac. Doświadczenie operatora, wysokiej jakości sprzęt pomiarowy oraz diagnostyka kabli to elementy, które najskuteczniej będą eliminowały występowanie błędów podczas pomiarów.

9. TERMINOLOGIA

9.1. SŁOWNIK TERMINÓW

Spis powszechnie stosowanych terminów w geofizyce inżynierskiej zaimplementowano (oraz przetłumaczono) z propozycji zaproponowanej przez Paula Wolfa z Wright State University (https://www.eegs.org/) (tab. 40) oraz uzupełniono podstawowymi terminami z zakresu geologii inżynierskiej (na podstawie: Wytyczne…, 2019a; Majer, Sokołowska, 2021).

Anomalia geofizyczna – 1) strefa o wartościach parametrów fizycznych wyznaczonych w wyniku badań geofizycznych znacząco odbiegających od średnich uzyskanych dla danego przekroju geofizycznego; 2) różnica (odchylenie) pomiędzy zmierzonymi wartościami parametru geofizycznego (przedstawionymi jako krzywa, mapa, przekrój itd.), a wybranym poziomem odniesienia (tła). Może mieć charakter względny lub bezwzględny.

Badania geofizyczne – ogół czynności związanych z badaniem środowiska geologicznego za pomocą jakościowych i ilościowych metod fizycznych w celu poznania jego budowy oraz wyjaśnienia zachodzących w nim procesów. Pozwalają ocenić charakter, strukturę i parametry fizyczne, jakimi cechuje się środowisko geologiczne.

Geofizyka inżynierska – zajmuje się badaniami geofizycznymi wykonywanymi głównie w celu rozpoznania budowy geologicznej, warunków geologiczno-inżynierskich oraz hydrogeologicznych, identyfikacji niekorzystnych procesów i zjawisk geologicznych, a także oszacowania parametrów fizyczno-mechanicznych ośrodka gruntowo-skalnego na potrzeby budownictwa, planowania przestrzennego oraz zagospodarowania przestrzeni podziemnej.

Geologia inżynierska – dziedzina geologii zajmująca się zarówno badaniami, studiami oraz rozwiązywaniem inżynierskich i środowiskowych problemów, które mogą powstać jako rezultat wzajemnego oddziaływania podłoża budowlanego i obiektu budowlanego (w szerszym ujęciu sposobu zagospodarowania terenu i przestrzeni podziemnej), jak również przewidywaniem odpowiednich środków i sposobów zapobiegania zagrożeniom geologicznym.

Model geofizyczny – model podłoża przedstawiający układ warstw geofizycznych, ich właściwości geofizyczne (parametry zmierzone za pomocą badań geofizycznych – tab. 33) oraz/lub miejsca anomalii geofizycznych.

Model geologiczno-geofizyczny – model podłoża przedstawiający układ warstw geologiczno-geofizycznych, ich właściwości fizyczno-mechaniczne oraz/lub miejsca niekorzystnych procesów i zjawisk.

Model podłoża – przedstawienie oraz opis układu warstw gruntów i skał, ich właściwości fizyczno-mechanicznych oraz wód podziemnych, a także wskazanie miejsc niekorzystnych procesów i zjawisk zachodzących lub mogących wystąpić w podłożu, sporządzony na podstawie wyników badań podłoża i innych dostępnych danych.

Ośrodek gruntowo-skalny – grunty i skały występujące w środowisku geologicznym o określonych właściwościach fizyczno-mechanicznych, które mogą wpływać na przebieg zjawisk i procesów w nim przebiegających. Ośrodek gruntowo-skalny może być jednorodny lub niejednorodny.

Podłoże budowlane (podłoże gruntowe) – strefa skał i gruntów naturalnych lub antropogenicznych współpracująca z obiektem budowlanym, w której właściwości gruntów i skał mają wpływ na projektowanie, wykonywanie i eksploatowanie obiektów.

Przekrój geofizyczny – graficzne przedstawienie modelu geofizycznego, przekrój 2D przedstawiający wyniki badań geofizycznych (może mieć charakter jakościowy lub ilościowy) odzwierciedlający zmienność budowy ośrodka geologicznego w nawiązaniu do zróżnicowanych właściwości geofizyczne tego ośrodka. W pewnych przypadkach na jednym przekroju mogą być przedstawione wyniki badań kilku metod geofizycznych.

Przekrój geologiczno-geofizyczny – graficzne przedstawienie modelu geologiczno-geofizycznego, przekrój 2D przedstawiający wyniki interpretacji badań geofizycznych z uwzględnieniem badań geologiczno-inżynierskich, geotechnicznych, hydrogeologicznych oraz relacji litologia–parametry geofizyczne, określonej na podstawie badań ilościowych.

Punkt dokumentacyjny – miejsce, w którym wykonuje się bezpośrednie obserwacje, pomiary i badania charakteryzujące podłoże budowlane, np.: obserwacja powierzchniowa, węzeł badawczy, wiercenie, sondowanie, szurf, szybik,

wykop, wyrobisko, odsłonięcie, odkrywka, piezometr, studnia, źródło, wysięk, miejsca przeprowadzenia badań geofizycznych itp.

Środowisko geologiczne (ośrodek geologiczny) – obejmuje skorupę ziemską wraz z wpływającymi na nią czynnikami atmo-, hydro-, i biosfery oraz czynnikami wewnętrznymi i antropogenicznymi.

Środowisko geologiczno-inżynierskie (ośrodek geologiczno-inżynierski) – część środowiska geologicznego, która może się zmienić lub zmienia się pod wpływem obiektu budowlanego lub, w szerszym ujęciu, sposobu zagospodarowania terenu/przestrzeni podziemnej, i jednocześnie wpływa na obiekt budowlany lub sposób zagospodarowania terenu/przestrzeni podziemnej. Środowisko geologiczno-inżynierskie wyznaczają dwie strefy:
– strefa stwierdzonego lub przewidywanego wpływu działalności człowieka na środowisko geologiczne – strefa oddziaływań inżynierskich;
– strefa stwierdzonego lub przewidywanego wpływu środowiska geologicznego na obiekty i procesy wywołane działalnością człowieka – strefa oddziaływań geologicznych.

Warstwa geofizyczna – warstwa gruntów i skał o podobnych właściwościach geofizycznych, którą wydziela się na podstawie klasyfikacji parametru wiodącego, tj. oporności elektrycznej (tab. 15) lub prędkości fal sejsmicznych (tab. 20, 21) lub innych parametrów (tab. 33), w zależności od metody badań geofizycznych.

Warstwa geologiczno-geofizyczna – warstwa gruntów i skał o podobnym wykształceniu litologicznym i podobnych właściwościach fizyczno-mechanicznych wyznaczonych na podstawie właściwości geofizycznych. Warstwa geofizyczna, której przypisuje się litologię na podstawie odpowiednich klasyfikacji (rozdz. 7.6.2.2) oraz parametry fizyczno-mechaniczne (rozdz. 7.6.2.3) w zależności od metody badań geofizycznych.

Właściwości (parametry) geofizyczne – wyniki badań geofizycznych otrzymywane z pomiarów. W rozumieniu Eurokodu 7 stanowią one wartości mierzone parametrów geotechnicznych. W tabeli 33 zestawiono mierzone parametry geofizyczne przy użyciu wybranych metod geofizycznych. Parametry te wykorzystuje się do opracowania przekrojów, map geofizycznych oraz do wyprowadzenia parametrów fizyczno-mechanicznych na podstawie np. korelacji.

Tabela 40

Słownik terminów stosowanych w geofizyce inżynierskiej wg Paula Wolfa z Wright State University (https://www.eegs.org/)

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
ABEM	A brand of geophysical surveying devices from the Swedish manufacturer, once bearing the same name, now Guideline Geo	**ABEM**	Marka urządzeń do pomiarów geofizycznych szwedzkiego producenta, kiedyś o tej samej nazwie, obecnie Guideline Geo
AC	Alternating current	**AC**	Prąd przemienny
Accelerated weight drop	A seismic energy source that produces waves by the impact of a falling object with the ground, where the rate of fall is enhanced by a mechanical or pneumatic device	**Przyspieszony zrzut masy**	Źródło sejsmiczne generujące fale sejsmiczne poprzez zrzut masy z pewnej wysokości za pomocą mechanicznego lub pneumatycznego urządzenia
Accelerometer	A transducer that produces an electrical signal that is proportional to the acceleration	**Akcelerometr**	Przetwornik wytwarzający sygnał elektryczny proporcjonalny do przyspieszenia
Acoustic	An adjective referring to properties or devices that depend on pressure waves in or near the audible range of about 20 to 20,000 Hz	**Akustyczny**	Przymiotnik odnoszący się do właściwości lub urządzeń, które zależą od fal ciśnienia w obszarze słyszalnego zakresu (od 20 do 20 000 Hz) lub w jego pobliżu
Acoustic impedance	A seismic wave parameter that is the product of density and seismic wave speed (Z = density • V)	**Impedancja akustyczna**	Parametr fali sejsmicznej, miara oporu jaki stawia ośrodek rozchodzącej się w nim fali dźwiękowej. Jest iloczynem gęstości i prędkości fali sejsmicznej (Z = gęstość ośrodka • V)
Acoustic log	A well log that displays a continuous record of the seismic velocity of the rocks in the borehole wall as a function of depth. Also called sonic log or continuous velocity log	**Profilowanie akustyczne**	Profilowanie otworowe obrazujące ciągły zapis zmian prędkości sejsmicznych skał w ścianie otworu wraz z głębokością. Inaczej zwane profilowaniem sonicznym lub ciągłym profilowaniem prędkości
Acoustic wave	A propagating pressure wave, frequently used as an approximation to a full seismic wave	**Fala akustyczna**	Rozchodząca się fala ciśnienia, często używana jako przybliżenie do pełnej fali sejsmicznej
AEM	Airborne electromagnetics	**AEM**	Elektromagnetyka powietrzna, badania elektromagnetyczne prowadzone z samolotu

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Aeromagnetic	A magnetic survey conducted from an aircraft	**Aeromagnetyka**	Pomiar magnetyczny prowadzony z samolotu
AGC	Automatic gain control, a method for reducing the range of amplitude of a signal by scaling in a sliding data window	**AGC**	Automatyczna kontrola wzmocnienia sygnału sejsmicznego, metoda służąca do przeskalowania zakresu amplitudy sygnału zarejestrowanego w oknie danych
Air gun	A source that produces seismic waves by rapidly releasing high pressure from an underwater chamber	**Air gun**	Źródło sejsmiczne, generujące fale sejsmiczne poprzez gwałtowne uwolnienie wysokiego ciśnienia pod wodą
Air wave	An acoustic wave that propagates through the air from a seismic source	**Fala powietrzna**	Fala akustyczna rozchodząca się w powietrzu generowana ze źródła sejsmicznego
Aliasing	An effect of producing false frequency components in digitally sampled data when the sampling rate is lower than the Nyquist frequency	**Aliasing**	Wieloznaczność procesu próbkowania wynikająca z niejednoznacznej reprezentacji sygnału, gdy częstotliwość próbkowania jest niższa niż częstotliwość Nyquista. Składowe widmowe o częstotliwościach wyższych od częstotliwości Nyquista ulegają podczas próbkowania nałożeniu na składowe o innych częstotliwościach, co powoduje, że nie można ich poprawnie odtworzyć
Altitude	The vertical height above a reference level, usually mean sea level	**Wysokość**	Wysokość powyżej poziomu odniesienia, zwykle średniego poziomu morza
Ambiguity	The fact that a number of different, sometimes drastically different, geological material distributions or models can produce identical or very similar geophysical responses	**Niejednoznaczność**	Fakt, że wiele różnych, czasem drastycznie odmiennych, rozkładów lub modeli geologicznych może dawać identyczne lub bardzo podobne zapisy mierzonych parametrów geofizycznych
Ampere	The basic unit of electrical current flow; 1 ampere = 1 coulomb per second	**Amper**	Podstawowa jednostka przepływu prądu elektrycznego; 1 amper = 1 kulomb na sekundę
Amplitude	The maximum disturbance from equilibrium of a physical variable representing a wave; e.g., for an electromagnetic wave with amplitude Emax, the electric field oscillates between +Emax and –Emax	**Amplituda**	Największe wychylenie z położenia równowagi dla przebiegów falowych, np. dla fali elektromagnetycznej o amplitudzie Emax, pole elektryczne oscyluje pomiędzy +Emax a –Emax
Amplitude spectrum	The distribution of the amplitudes of the Fourier components of a signal as a function of frequency	**Widmo amplitudowe**	Rozkład amplitud sygnału w dziedzinie częstotliwości otrzymane za pomocą transformacji Fouriera
Angle of incidence	The angle between the direction of a ray incident on a surface and the normal (perpendicular) to the surface	**Kąt padania**	Kąt między kierunkiem promienia padającego na powierzchnię a normalną (prostopadłą) do powierzchni
Angular frequency	Frequency expressed in radians per second; angular frequency = $2\pi \cdot$ frequency in hertz	**Częstotliwość kątowa**	Częstotliwość wyrażona w radianach na sekundę; częstotliwość kątowa = $2\pi \cdot$ częstotliwość w hercach
Anomalous	Adjective denoting an anomaly	**Anomalny**	Przymiotnik oznaczający anomalię
Anomaly	An object, zone, or data that deviates from the typical surroundings	**Anomalia**	Obiekt, strefa lub dane, które odbiegają od typowego otoczenia
Antenna	A device for radiating and/or receiving electromagnetic waves	**Antena**	Urządzenie do emitowania i/lub odbierania fal elektromagnetycznych
Antialias filter	An electrical filter to remove high frequency components of a signal that would otherwise lead to aliasing	**Filtr antyaliasingu**	Filtr elektryczny do usuwania składowych sygnału o wysokiej częstotliwości, które w przeciwnym razie prowadziłyby do aliasingu
Antiferromagnetic	A material which has sublattices of atomic spins that are perfectly aligned within each sublattice but the sublattices have antiparallel alignment resulting in zero net magnetization	**Antyferro-magnetyczny**	Materiał, w którym elementarne momenty magnetyczne w podsieciach sieci krystalicznej są uporządkowane antyrównolegle, co skutkuje zerowym namagnesowaniem netto
Aperture	The opening area, real or conceptual, through which signal is admitted to a measuring system	**Apertura**	Obszar otworu, rzeczywisty lub koncepcyjny, przez który sygnał jest wprowadzany do układu pomiarowego

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Apparent conductivity	The conductivity calculated from electrical or electromagnetic survey results on the assumption that the earth is a homogeneous, isotropic half space	**Przewodność pozorna**	Wynik pomiaru przewodności otrzymany na podstawie badań elektrycznych lub elektromagnetycznych przy założeniu, że ziemia jest jednorodną, izotropową półprzestrzenią
Apparent resistivity	The resistivity calculated from electrical survey results on the assumption that the earth is a homogeneous, isotropic half space	**Oporność pozorna**	Oporność obliczona na podstawie wyników pomiarów elektrycznych przy założeniu, że ziemia jest jednorodną, izotropową półprzestrzenią
Apparent velocity	The velocity of wave propagation that is calculated from the rate at which a disturbance is observed to move along the surface of the ground, it is greater than or equal to the true velocity of the waves in the earth	**Prędkość pozorna**	Prędkość propagacji fal obliczana na podstawie prędkości, z jaką obserwuje się zakłócenie poruszające się po powierzchni ziemi, jest większa lub równa rzeczywistej prędkości fal na ziemi
Array	A physical arrangement of sensor for geophysical surveying, such as electrodes or geophones	**Rozstaw pomiaru**	Fizyczny rozkład odbiorników do pomiarów geofizycznych na powierzchni ziemi, takich jak elektrody czy geofony
Arrival time	The time at which a signal reaches a sensor from the time of energy input at the source	**Czas przybycia**	Czas przejścia sygnału (np. fali sejsmicznej) od momentu wzbudzenia przez źródło do odbiornika
Attenuation	The decrease in signal strength with travel distance through a material	**Tłumienie sygnału**	Spadek mocy sygnału wraz z odległością podczas przejścia przez ośrodek
Attenuation coefficient	A numerical measure of the rate of attenuation with distance	**Współczynnik tłumienia**	Miara liczbowa szybkości tłumienia sygnału wraz z rosnącą odległością
Attitude	Spatial orientation	**Attitude**	Orientacja przestrzenna
Automatic gain control	A method for reducing the range of amplitude of a signal, frequently referred to as AGC	**Automatic gain control**	Automatyczna kontrola wzmocnienia sygnału sejsmicznego, metoda służąca do przeskalowania zakresu amplitudy zarejestrowanego sygnału w oknie danych
Azimuth	The horizontal orientation relative to north of an object or feature	**Azymut**	Orientacja pozioma obiektu względem północy
Azimuthal anisotropy	The variation of a physical property with azimuth, commonly electrical resistivity or seismic velocity	**Anizotropia azymutalna**	Zmienność właściwości fizycznej z azymutem, zwykle oporności elektrycznej lub prędkości sejsmicznej
Azimuthal resistivity	The variation of electrical resistivity with azimuth, commonly used to determine orientation of bedrock fractures	**Oporność azymutalna**	Zmienność oporności elektrycznej z azymutem, powszechnie stosowana do określania orientacji pęknięć skalnych
Bandpass	The range of frequencies passed by a filter or system which cuts out high and low frequencies	**Bandpass**	Zakres częstotliwości przepuszczanych przez filtr lub system odcinający wysokie i niskie częstotliwości
Bandwidth	The range of frequency content of a signal or the range of frequencies passed by a system	**Szerokość pasma**	Obszar zakresu częstotliwości sygnału lub zakres częstotliwości przepuszczanych przez system
Base station	A reference point that is used in a gravity or magnetic survey to correct for temporal variations in the field; a reference point which is established to allow tying to other surveys	**Stacja bazowa**	Punkt odniesienia używany w pomiarach grawimetrycznych lub magnetycznych w celu skorygowania czasowych zmian pola; punkt odniesienia, który jest ustanowiony, żeby umożliwić powiązanie z innymi badaniami
Baseline	A reference line which may be a line on the earth or a map for surveying for data reference or a conceptual line of reference on a well log, graph, *etc.*	**Linia bazowa**	Linia odniesienia stosowana do pomiarów w celu powiązania danych. Może być linią w terenie, na mapie, w karcie otworu lub na wykresie itp.
Benchmark	In surveying: a permanently set reference point with accurately known coordinate position. Alternate meaning: criteria against which performance is measured, such as the speed of a computer program for a specified calculation	**Reper**	W geodezji: ustalony na stałe punkt odniesienia z dokładnie znaną pozycją współrzędnych. Alternatywne znaczenie: kryteria, według których mierzy się wydajność, takie jak szybkość programu komputerowego dla określonego obliczenia

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Bin size	The dimensions of the area used to determine which seismic traces to stack in the CMP method	**Bin size**	Wymiary obszaru używane w przetwarzaniu sejsmiki refleksyjnej, stosowana w celu określenia, które trasy sejsmiczne należy złożyć w metodzie CMP (wspólnych punktów środkowych)
Binning	The process in seismic reflection surveying where the surface area is divided into small regions (called bins) and all reflections which have a midpoint in a bin are summed to improve the signal to noise ratio	**Binning**	Proces przetwarzania sejsmiki refleksyjnej, gdzie powierzchnia pomiaru jest dzielona na małe obszary (biny). Stosuje się w celu poprawy stosunku sygnału do szumów poprzez sumowanie refleksów o wspólnym CMP (wspólny punkt środkowy) w danym binie
Bipole	A pair of electrodes with opposite polarity that are treated as an entity, if the spacing is small for the scale of the application it is called a dipole	**Bipole**	Para elektrod o przeciwnej biegunowości, które są traktowane jako całość, jeśli odległość jest mała dla skali zastosowania nazywana jest dipolem
Bird	A device towed behind an aircraft which contains instruments for an airborne geophysical survey	**Bird**	Urządzenie holowane za samolotem, zawierające instrumenty do powietrznych badań geofizycznych
Bistatic mode	In ground penetrating radar: a technique which uses separate transmitting and receiving antennae	**Bistatic mode**	W radarze penetrującym ziemię: technika wykorzystująca oddzielnie anteny nadawcze i odbiorcze
Blind zone	In seismic refraction survey: an interface which does not show up as a first arrival at any source-receiver offset due to its small thickness and a seismic wave velocity which is insufficiently greater than the underlying layer	**Martwa strefa**	W sejsmice refrakcyjnej: granica, która nie rejestruje się jako pierwsze wstąpienie na żadnym offsecie z powodu zbyt małej miąższości warstwy lub z powodu obecności warstwy o prędkości sejsmicznej niższej niż ta w warstwie nadległej
Body waves	A seismic (or possibly electromagnetic) wave which propagates through the interior of a transmitting object	**Fale przestrzenne**	Fale sejsmiczne (ewentualnie elektromagnetyczne), które rozchodzą się we wnętrzu obiektu transmitującego. Termin odnosi się głównie do fal sejsmicznych podłużnych (P) oraz poprzecznych (S)
Borehole gravimeter	A gravity measuring device that can measure the relative gravitational field in a borehole	**Grawimetr otworowy**	Urządzenie do pomiaru wielkości przyciągania ziemskiego, które może mierzyć względne pole grawitacyjne w otworze wiertniczym
Borehole log	A graphical record of the materials and/or their properties as a function of depth in a borehole	**Karta otworu**	Graficzny zapis litologii i/lub jej właściwości w funkcji głębokości w otworze wiertniczym
Bouguer total field	A result of a gravity survey after tidal, latitude, free air, and Bouguer corrections have been performed. It is commonly the final result that is interpreted for a gravity survey	**Anomalia Bouguera**	Wynik badań grawimetrycznych po wykonaniu poprawek na pływy, poprawki geograficznej, poprawki wolnopowietrznej i Bouguera. Zwykle jest to wynik końcowy, który jest interpretacją badań grawimetrycznych
Bouguer correction	A correction to gravity data that account for the gravitational attraction of a horizontal slab of rock between the station elevation and the datum elevation	**Poprawka Bouguera**	Poprawka danych grawimetrycznych, która uwzględnia przyciąganie grawitacyjne poziomej płyty skalnej między rzędną stacji a rzędną punktu odniesienia
Bright spot	On seismic reflection data: a zone of abnormally high reflection amplitude	**Bright spot**	W sejsmice refleksyjnej: strefa o anomalnie wysokiej amplitudzie odbicia
Broadside orientation	A survey where the energy source is significantly offset perpendicular to the line of sensors	**Broadside orientation**	Badanie, w którym źródło propagacji jest znacznie przesunięte prostopadle do linii czujników
Buffalo gun	A seismic energy source used in shallow surveys; it consists of a very short barrel in which a shotgun shell is fired within a shallow borehole	**Buffalo gun**	Źródło sejsmiczne wykorzystywane w sejsmice inżynierskiej, składa się z krótkiej lufy generującej wystrzał niewielkiego ładunku wybuchowego (pocisku do strzelby) w płytkim otworze
Bulk modulus	An elastic modulus that gives the negative of the ratio of the hydrostatic stress to the volume strain	**Moduł objętościowy**	Moduł sprężystości/odkształcalności objętościowej dający ujemny stosunek naprężenia hydrostatycznego do odkształcenia objętościowego

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Calibrate	Adjust an instrument to established standards for accurate, reproducible readings	**Kalibracja**	Dostosowanie przyrządu do ustalonych standardów w celu uzyskania dokładnych, powtarzalnych odczytów
Casing	The pipe which is slid down a bore hole to keep the hole from collapsing, usually made of steel or PVC	**Rury okładzinowe**	Rura, która jest wsuwana w otwór wiertniczy, żeby zapobiec zasypaniu otworu, zwykle wykonana ze stali lub PCV
Cathodic currents	Electrical currents used to protect pipelines from corrosion, these can interfere with geophysical surveys	**Prądy katodowe**	Prądy elektryczne stosowane do ochrony rurociągów przed korozją, mogą zakłócać badania geofizyczne
CDP	Common depth point, commonly synonymous with CMP	**CDP**	Wspólny punkt głębokościowy, powszechnie synonim CMP
Cesium magnetometer	A devise for measuring the Earth's magnetic field which utilizes the magnetic field dependence of the atomic energy levels in cesium	**Magnetometr cezowy**	Urządzenie do pomiaru pola magnetycznego Ziemi, które wykorzystuje zależność od pola magnetycznego poziomów energii atomowej w cezie
Channel wave	A wave which propagates in a low velocity layer (channel) between two higher velocity materials, the energy is significantly contained in the layer and spreads in two dimensions rather than three; the waves are dispersive	**Fala kanałowa**	Fala, która rozchodzi się w warstwie o małej prędkości pomiędzy dwoma ośrodkami o wyższej prędkości. Następuje całkowite wewnętrzne odbicie fali. Energia rozprzestrzenia się zazwyczaj w dwóch wymiarach; fale się rozpraszają
Chargeability	A measure of the time-domain induced polarization related to secondary to primary voltage ratios	**Naładowanie**	Pomiar polaryzacji indukowanej w odniesieniu do stosunku napięcia wtórnego do pierwotnego w dziedzinie czasu
CMP	Common mid-point	**CMP**	Wspólny punkt środkowy
Coherence	A measure of the similarity of 2 or more wave forms	**Koherencja**	Miara podobieństwa dwóch lub więcej fali
Common depth point (CDP)	A technique of seismic reflection data acquisition, more appropriately called common mid-point	**Wspólny punkt głębokościowy (CDP)**	Technika akwizycji danych sejsmiki refleksyjnej, częściej nazywana CMP
Common mid-point (CMP)	A technique of seismic reflection data acquisition where traces having different ray paths but the same midpoint between source and receiver are summed after adjustments for geometry	**Wspólny punkt środkowy (CMP)**	Technika akwizycji danych sejsmiki refleksyjnej, w której trasy o różnych drogach przebiegu promieni sejsmicznych mają wspólny punkt środkowy między źródłem a odbiornikiem i są sumowane po dostosowaniu geometrii
Common offset	A group of seismic traces which have the same source to receiver distance	**Wspólny offset**	Grupa tras sejsmicznych o tej samej odległości pomiędzy źródłem a odbiornikiem
Compressional wave	A longitudinal mechanical wave that propagates compressions and dilations of the material	**Fala podłużna**	Fala podłużna, która rozchodzi się przez ściskanie i rozszerzanie materiału, ruch odbywa się w kierunku zgodnym z kierunkiem jej rozchodzenia się
Constant-spacing traverse	A resistivity technique where the spacing between electrodes is held constant and the electrode set is moved at fixed steps along a line on the ground surface	**Constant-spacing traverse**	Technika pomiaru oporności, w której cały układ pomiarowy o stałych odstępach pomiędzy elektrodami przemieszczany jest o stały krok pomiarowy wzdłuż profilu na powierzchni gruntu
Contrast	The difference in material properties, commonly for a body of interest to the background geology	**Kontrast**	Różnica we właściwościach materiału, zwykle w przypadku obiektu będącego przedmiotem zainteresowania geologii
Correlation	Determination of the relationship of two features such as rock units or geophysical signal responses. Mathematical measure of the similarity of two signals	**Korelacja**	Określenie związku dwóch cech, takich jak ośrodek skalny i odpowiadający mu zapis geofizyczny. Matematyczna miara podobieństwa dwóch wskaźników
Critical angle	The greatest angle at which a ray, travelling in one medium, can strike the boundary between that medium and a second of lower refractive index without being totally reflected within the first medium	**Kąt krytyczny**	Maksymalny kąt, pod jakim promień może padać na granicę ośrodków, ulegając przy tym załamaniu

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Critical distance	In seismic refraction, the distance from the source at which reflection and refraction times are the same; this corresponds to the onset of the head wave arrival	**Odległość krytyczna**	W przypadku sejsmiki refrakcyjnej: odległość od źródła, przy której czasy odbicia i załamania są takie same; odpowiada to początkowi dojścia czoła fali
Critical refraction	Waves that refract at the critical angle	**Załamanie krytyczne**	Fale załamujące się pod kątem krytycznym
Cross correlation	A measure of the degree of linear relationship between 2 signals	**Kros korelacja**	Miara stopnia liniowej zależności między dwoma sygnałami
Cross-hole tomography	A technique for determining the distribution of physical properties of the zone between two bore holes by making an extensive series of measurement with the source(s) in one hole and the receiver(s) in the other; this applies to many techniques such as resistivity, seismic, radar, *etc.*	**Tomografia międzyotworowa**	Technika określania rozkładu właściwości fizycznych strefy pomiędzy dwoma otworami wiertniczymi poprzez wykonanie dużej ilości pomiarów pomiędzy źródłem/źródłami w jednym otworze a odbiornikiem/ odbiornikami w drugim; dotyczy to wielu technik badawczych, takich jak pomiary oporności, pomiary prędkości fal sejsmicznych, radar itp.
Cross-line	An adjective describing something that is perpendicular to the direction of a survey line	**Cross-line**	Przymiotnik określający, że coś jest prostopadłe do kierunku linii pomiarowej
Crossover distance	In seismic refraction it is the distance at which the head waves from the first refracting layer arrive at the same time as the direct waves	**Crossover distance**	W sejsmice refrakcyjnej jest to odległość, przy której fale czołowe od pierwszej warstwy refrakcyjnej docierają w tym samym czasie, co fale bezpośrednie
CSAMT	Controlled source audio magnetotelluric method	**CSAMT**	Metoda badań audiomagnetotellurycznych z kontrolowanym źródłem
Cultural noise	The response of a geophysical instrument to man-made objects, devices, or activities which interfere with measuring the desired signal	**Zakłócenia wywołane działalnością człowieka**	Zakłócenia spowodowane działalnością człowieka lub urządzeń, które negatywnie wpływają na pożądany zapis sygnału geofizycznego
Current	The flow of electric charges, measured in amperes	**Natężenie prądu**	Przepływ ładunków elektrycznych mierzony w amperach
Current density	The current flow per unit area through a small surface area, measured in amperes/square meter	**Gęstość natężenia prądu**	Przepływ prądu na jednostkę powierzchni, mierzony w amperach/metr kwadratowy
Current distribution	The distribution of current density through the earth as it flows between positive and negative electrodes	**Rozkład natężenia prądu**	Rozkład gęstości natężenia prądu w ziemi podczas przepływu między dodatnią i ujemną elektrodą
Current electrode	A devise, such as a metal stake, to act as an electrical current source or sink in the earth	**Elektroda**	Element, taki jak metalowy pręt, który działa jako przekaźnik prądu elektrycznego w skale lub gruncie
Curve-matching techniques	A resistivity interpretation technique which uses log-log graphs of apparent resistivity versus electrode spacing to compare with theoretical curves; similar techniques can be used with some other electrical and electromagnetic methods	**Techniki dopasowywania krzywych**	Technika interpretacji oporności, która wykorzystuje krzywe oporności pozornej w funkcji odległości między elektrodami w celu porównania z krzywymi teoretycznymi; podobne techniki mogą być stosowane z niektórymi innymi metodami elektrycznymi i elektromagnetycznymi
Damping ratio	A measure of vibrational energy dissipation commonly used by engineers, equal to 1/(2Q)	**Współczynnik tłumienia**	Powszechnie stosowana przez inżynierów miara rozpraszania energii drgań, równa 1/(2Q)
Datum	A reference level, usually an elevation, to which measurements are referenced, a common example is the sea-level datum	**Datum**	Poziom odniesienia, zwykle wysokość, do której odnoszone są pomiary, typowym przykładem jest odniesienie poziomu morza
DC	Direct current; a constant voltage component of a signal	**DC**	Prąd stały; składowa stała napięcia sygnału
Decimation	Reducing the sampling rate of a digitized signal by keeping only every tenth, fourth, *etc.* sample	**Decymacja**	Zmniejszenie częstotliwości próbkowania sygnału cyfrowego przez zachowanie tylko co którejś próbki

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Declination	The angle between true north and magnetic north at a specified location, positive if a compass point east of true north	**Deklinacja**	Kąt między rzeczywistą północą a północą magnetyczną w określonym miejscu, dodatni, jeśli kompas wskazuje na wschód od prawdziwej północy
Deconvolution	The mathematical procedure for removing the response of a linear system from the output signal to find the input signal	**Dekonwolucja**	Proces odwrotny do konwolucji. Polega ona na określeniu funkcji opisującej zakłócenia w celu ich odfiltrowania od zarejestrowanych danych i uzyskania niezakłóconych danych
Delay-time method	A seismic refraction interpretation method for irregular refracting surfaces that estimates the depth from time difference between waves arriving at the surface and the corresponding travel time along the refractor	**Metoda czasu opóźnienia**	Metoda interpretacji sejsmiki refrakcyjnej dla nieregularnych powierzchni refrakcyjnych, która szacuje głębokość na podstawie różnicy czasu pomiędzy falami docierającymi do powierzchni i odpowiadającym czasem przebiegu wzdłuż refraktora
Depth of investigation	The maximum depth at which a geophysical technique provides useful information about the subsurface; The maximum depth at which interfaces or sources of anomalies are resolvable considering the signal-to-noise ratio and other measurements considerations, the local conditions, and the type of target	**Głębokość badania**	Maksymalna głębokość, na której metoda geofizyczna dostarcza użytecznych informacji o ośrodku. Maksymalna głębokość, na której można rozpoznać granice lub źródła anomalii, biorąc pod uwagę stosunek sygnału do szumu i inne kwestie związane z pomiarami, warunki lokalne i rodzaj celu
Depth of penetration	The depth to which currents or fields used for exploration penetrate the subsurface, closely related to depth of investigation	**Głębokość penetracji**	Głębokość, na jaką prądy lub pola wykorzystywane do badania mogą wnikać pod powierzchnię, ściśle związana z głębokością badania
Depth section	A seismic section where the vertical scale has been converted to depth using a velocity function	**Sekcja głębokościowa**	Sekcja sejsmiczna, na której dokonano konwersji czasowo-głębokościowej i czasowa skala pionowa została przekształcona na głębokość za pomocą funkcji prędkości
Dielectric constant	The electrical property of a material that give a measure of its ability to store charge	**Stała dielektryczna**	Właściwość elektryczna materiału określająca jego zdolność do przechowywania ładunku
Diffraction	The spreading of a wave front when it strikes a discontinuity in the propagating medium	**Dyfrakcja**	Rozprzestrzenianie się czoła fali, gdy uderza ona w nieciągłość w ośrodku propagacji; zmiana kierunku rozchodzenia się fali na granicach nieciągłości
Dip	The angle that a surface or linear feature makes with a horizontal plane	**Upad**	Kąt, jaki tworzy powierzchnia lub element liniowy z płaszczyzną poziomą
Dipole	A pair of electrodes, one positive and one negative, that are close together compared to the scale of the application in which they are used	**Dipol**	Para elektrod, jedna dodatnia i jedna ujemna, które są blisko siebie w porównaniu do skali zastosowania, w której są używane
Dipole–dipole array	An arrangement of an electrical or electromagnetic survey where the source and receiver are both characterized by as dipoles and are separated by a distance significantly longer than the size of the dipoles	**Układ dipol–dipol**	Układ pomiarów elektrycznych lub elektromagnetycznych, w którym zarówno źródło, jak i odbiornik są scharakteryzowane jako dipole i są oddzielone odległością znacznie większą niż odległość dipoli
Dipole field	The characteristic electric or magnetic field produced by an electric or magnetic dipole; it possesses rotational symmetry around the dipole axis	**Pole dipolowe**	Charakterystyczne pole elektryczne lub magnetyczne wytwarzane przez dipol elektryczny lub magnetyczny; ma symetrię obrotową wokół osi dipola
Direct wave	A seismic or electromagnetic wave that propagate direct from the source to the receiver in an approximately a straight line	**Fala bezpośrednia**	Fala sejsmiczna lub elektromagnetyczna rozchodząca się bezpośrednio od źródła do odbiornika w przybliżeniu po linii prostej
Dispersion	Spreading of a material or field in space; this term has many uses including molecular dispersion, spreading of a wave form due to velocity dependence on wavelength, transient electric field spreading in the subsurface, *etc.*	**Dyspersja**	Rozprzestrzenianie się materiału lub pola w przestrzeni; termin ten ma wiele zastosowań, w tym dyspersję molekularną, rozprzestrzenianie się kształtu fali ze względu na zależność prędkości od długości fali, przejściowe rozchodzenie się pola elektrycznego w gruncie itp.; w ośrodku dyspersyjnym fale o różnych długościach rozchodzą się z różnymi prędkościami

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Displacement	The linear distance of the physical movement of a body from one place to another	**Przemieszczenie**	Liniowa odległość fizycznego ruchu ciała z jednego miejsca do drugiego
Diving wave	A seismic wave that is continually refracted as the ray propagates through a strong velocity-gradient medium so the wave bends and eventually returns to the surface	**Fala nurkująca**	Fala sejsmiczna, która jest stale załamywana podczas propagacji promienia sejsmicznego przez ośrodek o silnym gradiencie prędkości, więc fala ugina się i ostatecznie powraca na powierzchnię
Down-hole	Seismic surveys with receiver (-s) in borehole and source at the surface close to the aperture of the borehole, usually one or two meters apart	**Down-hole**	Badania sejsmiczne otworowe, w których w otworze umieszcza się odbiornik (-i), a źródło zlokalizowane jest na powierzchni terenu, zwykle w odległości 1 lub 2 m od otworu
Drift	A gradual variation in field or signal that is not related to the physical property being measured	**Dryf**	Stopniowa zmiana pola lub sygnału, która nie jest związana z mierzoną właściwością fizyczną
Dynamic range	The ratio of the maximum to the minimum (non-zero, frequently noise level) signal that a measuring system can record; for digital systems it equals $2n^{-1}$ where n is the number of bits of the digitized signal	**Zakres dynamiki**	Stosunek sygnału maksymalnego do minimalnego (niezerowy, często poziom szumu), jaki może zarejestrować system pomiarowy; dla systemów cyfrowych wynosi $2n^{-1}$, gdzie n to liczba bitów zdigitalizowanego sygnału
Elastic	Implies zero net displacement upon release of an imposed force	**Sprężystość**	Oznacza zerowe przemieszczenie netto po zwolnieniu przyłożonej siły
Elastic moduli	Elastic constants	**Moduły sprężystości**	Stałe sprężystości
Elastic wave	A wave that propagates by elastic deformation of the transmitting material	**Fala sprężysta**	Fala, która rozchodzi się w wyniku sprężystego odkształcenia materiału przenoszącego
Electric profiling	A resistivity technique with a fixed configuration of electrodes that is advanced stepwise along a traverse	**Profilowanie elektryczne**	Technika badania oporności ze stałą konfiguracją elektrod, które są przesuwane stopniowo wzdłuż ciągu
Electric sounding	A resistivity technique with the center of the configuration held at a fixed location and the spacing of electrodes increased stepwise (usually in a geometric progression) to increase the depth of investigation	**Sondowanie elektryczne**	Technika badania oporności ze środkiem pomiaru utrzymywanym w stałym miejscu i stopniowym zwiększaniem odstępów między elektrodami (zwykle w postępie geometrycznym) w celu zwiększenia głębokości badania
Electrical conductivity	The proportionality constant of a material that relates the current density to the applied electric field, commonly the property determined in an electromagnetic survey	**Przewodność elektryczna**	Stała proporcjonalności materiału, która wiąże gęstość prądu z zastosowanym polem elektrycznym, zwykle określana w badaniu elektromagnetycznym
Electrical resistivity	The inverse of electrical conductivity, the physical property determined in a resistivity survey	**Oporność elektryczna**	Odwrotność przewodności elektrycznej, właściwość fizyczna określana w badaniu rezystywności
Electrochemical effect	An electrical response to chemical activity	**Efekt elektrochemiczny**	Elektryczna odpowiedź na aktywność chemiczną
Electromagnetic sounding	An electromagnetic survey technique where progressively deeper layers of the earth are investigated beneath a fixed surface location	**Sondowanie elektromagnetyczne**	Technika badań elektromagnetycznych, w której badane są coraz głębsze warstwy ziemi pod tym samym punktem na powierzchni
Electromagnetic survey	A geophysical survey method that normally determines the distribution of electrical conductivity on the basis of currents induced by time varying magnetic fields	**Badanie elektromagnetyczne**	Metoda badań geofizycznych, która zwykle określa rozkład przewodności elektrycznej na podstawie prądów indukowanych przez zmienne w czasie pola magnetyczne
EM	Electromagnetic	**EM**	Elektromagnetyka
Energy source	Seismic: the mechanism for generating seismic waves such as explosive, vibrator, weight-drop, hammer strike or earthquake	**Źródło energii**	Sejsmika: mechanizm generowania fal sejsmicznych w wyniku użycia materiału wybuchowego, wibratora, przez upadek masy, uderzenie młotem lub trzęsienie ziemi

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Equipotential surface	A theoretical surface which is the locus of all points having the same value of potential. Equipotential surfaces are everywhere perpendicular to lines of force vector. Mean sea level is an equipotential surface with respect to gravity. An electrical equipotential surface is everywhere perpendicular to current flow	**Powierzchnia ekwipotencjalna**	Teoretyczna powierzchnia, której wszystkie punkty mają tę samą wartość potencjału. Powierzchnie ekwipotencjalne są w każdym punkcie pola prostopadłe do linii wektora siły. Średni poziom morza jest powierzchnią ekwipotencjalną w stosunku do siły grawitacji. Elektryczna powierzchnia ekwipotencjalna jest wszędzie prostopadła do przepływu prądu
ERT	Electrical resistivity tomography	**ERT**	Tomografia elektrooporowa
Event	Seismic: a feature, such as a peak, on a seismic section that can be recognized on several traces; an occurrence at a specific time such as an earthquake	**Zdarzenie**	Sejsmika: cecha, pik na sekcji sejsmicznej, która może być rozpoznana na kilku trasach, np. zmiana morfologii na przekroju sejsmicznym; zdarzenie w określonym czasie np. trzęsienie ziemi
Expanding-spacing technique	A resistivity (or electromagnetic) procedure where the center of the electrodes (coils) is kept fixed and the spacing between them is expanded stepwise (usually in a geometric progression) to produce increasing greater depth of penetration, the purpose is to produce a depth profile of resistivity	**Expanding-spacing technique**	Procedura badań opornościowych (lub elektromagnetycznych), w której środek elektrod (cewek) jest utrzymywany nieruchomo, a odstęp między nimi jest rozszerzany stopniowo (zwykle w postępie geometrycznym) w celu uzyskania coraz większej głębokości penetracji, w wyniku czego otrzymuje się głębokościowy profil rozkładu oporności
Faraday's Law	The law of electromagnet induction which states that the voltage induced around a circuit is proportional to the time rate of change of the magnetic flux through the circuit	**Prawo Faradaya**	Prawo indukcji elektromagnesu, które mówi, że napięcie indukowane wokół obwodu jest proporcjonalne do szybkości zmian strumienia magnetycznego w obwodzie
FDEM	Frequency-domain electromagnetic	**FDEM**	Elektromagnetyczna metoda procesów przejściowych w dziedzinie częstotliwości. Polega na indukowaniu prądów elektrycznych w ośrodku skalnym kontrolowanymi falami elektromagnetycznymi generowanymi na powierzchni
Filter	A device or operation that selectively removes components of the input stream; a common type is a frequency filter which removes selected frequency components from a signal	**Filtr**	Urządzenie lub operacja, która selektywnie usuwa składniki strumienia wejściowego; powszechnym typem jest filtr częstotliwości, który usuwa wybrane składowe częstotliwości z sygnału
First arrival	The first signal to arrive at a receiver from a source input; the time of first arrival is the primary information for a seismic refraction survey	**Pierwsze wstąpienie**	Pierwszy sygnał, który dociera do odbiornika od momentu jego generacji za pomocą źródła; czas pierwszego wstąpienia jest podstawową informacją w sejsmice refrakcyjnej
Fold of coverage	The number of traces of seismic reflection data that are composited to form a single trace for the purpose if improving signal-to-noise ratio	**Krotność pokrycia**	Liczba tras w sejsmice refleksyjnej, które są łączone w jedną trasę w celu poprawy stosunku sygnału do szumu
Forward modelling	The process of determining the geophysical response that would result from a particular model, used in interpreting results or planning surveys	**Modelowanie w przód**	Proces tworzenia zapisu sejsmicznego, który powstałby na podstawie konkretnego modelu, wykorzystywany do interpretacji wyników lub planowania badań
Fourier analysis	The mathematically procedure to separate a signal into its various frequency components	**Analiza Fouriera**	Matematyczna procedura rozdzielania sygnału na różne składowe częstotliwościowe
Free-air anomaly	The result of a gravity survey after the free-air correction but before the Bouguer correction	**Anomalia wolnopowietrzna**	Wynik badań grawimetrycznych po poprawce wolnopowietrznej, ale przed poprawką Bouguera
Free-air correction	A correction applied to gravity data that compensates for the location of the observation station at an elevation different from the reference elevation (e.g., sea level), it does not account for any rock that might be between the two elevations	**Poprawka wolnopowietrzna**	Poprawka stosowana w danych grawimetrycznych, która kompensuje położenie stacji obserwacyjnej na wysokości innej niż wysokość odniesienia (np. na poziomie morza), nie uwzględnia żadnych skał, które mogą znajdować się pomiędzy tymi dwiema wysokościami

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Frequency-domain electromagnetic	An electromagnetic survey technique where discrete frequencies are used, as opposed to time-domain EM	**Badania elektromagnetyczne w domenie czasu**	Technika pomiarów elektromagnetycznych, w której wykorzystywane są poszczególne częstotliwości, w przeciwieństwie do EM w dziedzinie czasu. Elektromagnetyczna metoda procesów przejściowych w dziedzinie częstotliwości. Polega na indukowaniu prądów elektrycznych w ośrodku skalnym kontrolowanymi falami elektromagnetycznymi generowanymi na powierzchni
Fresnel zone	The zone on a reflecting surface that contributes wave components that are within one-half wavelength of the reflection from the center when they arrive at the receiver	**Strefa Fresnela**	Strefa na powierzchni odbijającej przyczyniająca się do powstania składowych fali, które w momencie dotarcia do odbiornika znajdują się w obrębie jednej połowy długości fali od środka
g	A unit of acceleration equal to the typical gravitational attraction at the surface of Earth (9.81 m/s/s)	**g**	Jednostka przyspieszenia równa typowemu przyciąganiu grawitacyjnemu na powierzchni Ziemi (9,81 m/s^2)
g.u.	Gravity units, 0.1 milligal or 10^{-6} newton/kg (or m/s^2)	**g.u.**	Jednostka grawitacyjna, 0,1 milligal lub 10^{-6} N/kg (lub m/s^2)
Gain	The multiplicative factor by which a signal is increased by a system or systems	**Wzmocnienie**	Współczynnik mnożnikowy, o który sygnał jest zwiększany przez system lub systemy
Gal	A unit of measurement of the gravitation field (10^{-2} newton/kg) or the acceleration of gravity (1 cm/s^2)	**Gal**	Jednostka miary pola grawitacyjnego (10^{-2} N/kg) lub przyspieszenia ziemskiego (1 cm/s^2)
Gamma	A unit of magnetic field equal to the official SI unit of 1 nanotesla, also equal to 10^{-5} gauss	**Gamma**	Jednostka pola magnetycznego równa oficjalnej jednostce SI 1 nanotesli, również równa 10^{-5} gausów
Generalized reciprocal method	A refraction interpretation method. It is based on determining the critical distance, i.e., the point where head waves leave the refractor when shooting in opposite directions	**Uogólniona metoda wzajemności**	Metoda interpretacji sejsmiki refrakcyjnej. Opiera się na określeniu odległości krytycznej, czyli punktu, w którym czoła fali odbijają się od refraktora przy aktywacji źródła z przeciwnych kierunków
Geoelectric	Adjective referring to the electrical properties of earth materials	**Geoelektryczny**	Przymiotnik odnoszący się do właściwości elektrycznych gruntów
Geoid	A theoretical sea level surface that is extended through the continents, it is a surface of constant gravitational potential	**Geoida**	Teoretyczna powierzchnia poziomu morza, która rozciąga się przez kontynenty, jest to powierzchnia o stałym potencjale grawitacyjnym
Geomagnetic	adjective referring to the Earth's magnetic field	**Geomagnetyczny**	Przymiotnik odnoszący się do pola magnetycznego Ziemi
Geophone	A device used in seismic surveys that senses ground vibrations and outputs an electrical signal that is proportional to the velocity of vibration	**Geofon**	Urządzenie używane w badaniach sejsmicznych, które wykrywa drgania gruntu i przetwarza je na sygnał elektryczny proporcjonalny do prędkości drgań
Geophysics	The study of the Earth that utilizes the phenomena of physics to determine Earth properties	**Geofizyka**	Dziedzina badań Ziemi wykorzystująca zjawiska fizyczne do określenia właściwości Ziemi
GPR	Ground penetrating radar, an electromagnetic method for imaging the subsurface	**GPR**	Georadar, metoda elektromagnetyczna do obrazowania przypowierzchniowej przestrzeni ośrodka gruntowego
Gradient	The rate of change of the value of a field or property with distance; the first derivative with distance;	**Gradient**	Szybkość zmiany wartości pola lub właściwości wraz z odległością; pierwsza pochodna z odległością;
Gradient array	An electrical survey method where the two potential electrodes are closely spaced to provide a measurement of the gradient of the electric field	**Układ gradientowy**	W metodzie pomiarów elektrooporowych, konfiguracja elektrod, w której dwie elektrody potencjałowe są stosunkowo blisko siebie, żeby zapewnić pomiar gradientu pola elektrycznego

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Gradiometer	A survey device which measures the gradient of a field; a common example is two magnetometers that are separated by a short fixed distance and that measure simultaneously to allow the determination of the magnetic field gradient in the direction defined by the line of the receivers	**Gradiometr**	Urządzenie pomiarowe, które mierzy nachylenie pola; typowym przykładem są dwa magnetometry, które są oddzielone niewielką stałą odległością i dokonują pomiaru jednocześnie, żeby umożliwić określenie gradientu pola magnetycznego w kierunku wyznaczonym przez linię odbiorników
Gravimeter	An instrument for measuring relative gravity field values; also, gravity meter	**Grawimetr**	Przyrząd do pomiaru wartości względnego pola grawitacji
Gravitational acceleration	The acceleration of a freely falling body under only the force of gravity; typical value is around 9.8 m/s^2; it is numerically equivalent to the value of the gravitational field in newton/meter	**Przyspieszenie grawitacyjne**	Przyspieszenie swobodnie spadającego ciała pod działaniem wyłącznie siły grawitacji; typowa wartość to ok. 9,8 m/s^2; jest liczbowo odpowiednikiem wartości pola grawitacyjnego w niutonach/metr
Gravitational constant	the experimentally determined proportionality constant in Newton's Law of Universal gravitation; value is approximately 6.67×10^{-11} newton-$meters^2/kg^2$	**Stała grawitacyjna**	Wyznaczona eksperymentalnie stała proporcjonalności w prawie powszechnego ciążenia Newtona; wartość wynosi około $6{,}67 \times 10^{-11}$ Nm^2/kg^2
Gravity anomaly	A localized zone of departure of the gravitational field from the average field surrounding that is interpreted as a density contrast	**Anomalia grawitacyjna**	Zlokalizowana strefa odejścia pola grawitacyjnego od średniego otoczenia pola interpretowana jako kontrast gęstości
Gravity effect	The vertical component of the gravity field due to a body, which is the effect observed in a gravity survey	**Efekt grawitacji**	Składowa pionowa pola grawitacyjnego wywołana ciałem, czyli efekt obserwowany w pomiarach grawimetrycznych
Gravity meter	An instrument for measuring relative gravity field values; also gravimeter	**Grawimetr**	Przyrząd do pomiaru wartości względnego pola grawitacji
Ground penetrating radar	An electromagnetic method that emits waves in the tens of MHz to GHz range and records the waves reflected back from subsurface dielectric constant contrasts	**Georadar**	Metoda elektromagnetyczna, która emituje fale w zakresie od kilkudziesięciu MHz do GHz i rejestruje fale odbite od podpowierzchniowych kontrastów stałej dielektrycznej
Ground roll	Surface waves that are generated by a seismic source; Rayleigh waves are a major component; ground roll is a serious noise component that can obscure portions of seismic reflection data	**Ground roll**	Fale powierzchniowe generowane przez źródło sejsmiczne; fale Rayleigha są głównym składnikiem; ground roll jest istotnym składnikiem szumu, który może zasłonić część danych rejestracji sejsmicznej
Head wave	Seismic: A wave entering a medium whose incident and refracted angle is the critical angle	**Fala czołowa**	Sejsmika: fala wchodząca do ośrodka, której kąt padania i załamania jest kątem krytycznym
Hidden layer	A layer that cannot be observed as a first arrival in a seismic refraction survey because it has a lower velocity than the layer above or it is too thin in relation to the higher velocity layer below	**Warstwa ukryta**	W sejsmice refrakcyjnej: warstwa, której pierwsze wstąpienia nie mogą zostać zarejestrowane ponieważ ma ona mniejszą prędkość niż warstwa powyżej lub jest zbyt cienka w stosunku do warstwy o wyższej prędkości poniżej
Homogeneous	The condition of having the same properties at every point	**Jednorodny**	Warunek posiadania tych samych właściwości w każdym punkcie
Horizon	Geology: an interface between two beds	**Horyzont**	Geologia: granica pomiędzy dwiema warstwami
Hydrophone	A sensor for seismic waves in water that produces an electrical response proportional to changes in pressure	**Hydrofon**	Odbiornik fal sejsmicznych wykorzystywany w wodzie, który wytwarza sygnał elektryczny proporcjonalny do zmian ciśnienia
Image	A graphic presentation of a physical reality, for example, a photograph or a seismic section	**Obraz**	Graficzna prezentacja obrazu parametrów fizycznych, np. zdjęcie lub przekrój sejsmiczny
Image resolution	The area represented by each pixel of image; the smaller the area represented by a pixel, the more accurate and detailed the image	**Rozdzielczość obrazu**	Obszar reprezentowany przez każdy piksel obrazu; im mniejszy obszar reprezentowany przez piksel, tym dokładniejszy i bardziej szczegółowy obraz

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Impedance	Electrical: the ratio of alternating voltage to current which may be complex with the real part being the resistance and the imaginary part being the reactance; seismic: acoustic impedance = density times wave propagation velocity	**Impedancja**	Elektryczna: stosunek napięcia przemiennego do prądu, który może być złożony z częścią rzeczywistą będącą opornością, a częścią urojoną będącą reaktancją; sejsmika: impedancja akustyczna = gęstość razy prędkość propagacji fali
Incidence angle	The angle between the normal and the direction of propagation for a wave striking an interface	**Kąt padania**	Kąt między normalną a kierunkiem propagacji fali uderzającej w granicę
Inclination	The angle between a surface, line, or vector and the horizontal plane	**Nachylenie**	Kąt między powierzchnią, linią lub wektorem a płaszczyzną poziomą
Induced current	An electrical current that flows in a circuit or a material as a response to a changing magnetic field	**Prąd indukowany**	Prąd elektryczny, który płynie w obwodzie lub materiale w odpowiedzi na zmieniające się pole magnetyczne
Induced magnetization	Magnetization in a material that is produced in response to an applied magnetic field	**Namagnesowanie wzbudzone**	Namagnesowanie w materiale, który powstaje w odpowiedzi na przyłożone pole magnetyczne
Induced polarization	IP, an electrical survey method that relies on the delayed electrical response of earth material after a current flowing through them is quickly terminated	**Polaryzacja wzbudzona**	IP, metoda pomiarów elektrycznych, która opiera się na opóźnionej odpowiedzi elektrycznej materiału Ziemi po szybkim przerwaniu przepływającego przez nie prądu; tempo spadku elektrycznego naładowania ośrodka za pomocą sztucznie wygenerowanego prądu
In-line array	An arrangement where sources and receivers lie along a common line	**Układ liniowy**	Układ, w którym źródła i odbiorniki leżą wzdłuż wspólnej linii
In-phase component	The part of an observed signal that has the same phase as the input signal	**Składowa rzeczywista**	Część obserwowanego sygnału, która ma taką samą fazę jak sygnał wejściowy
Interval velocity	The velocity of waves through a specified thickness interval, typically one formation	**Prędkość interwałowa**	Prędkość fal w określonym przedziale głębokościowym, zazwyczaj w jednej formacji lub określonym kroku pomiarowym
Inverse modelling	A process for determining a model that could produce observed results starting with the observed results	**Modelowanie odwrotne**	Proces określania modelu, który ma na celu znalezienie wyników jak najbardziej zbliżonych do wyników obserwowanych
Inversion	Modelling: the process of determining a possible model from the observed results	**Inwersja**	Modelowanie: proces wyznaczania możliwego modelu z obserwowanych wyników
IP	Induced polarization	**IP**	Polaryzacja wzbudzona
Isotropic	An adjective describing a property that at every point is independent of direction	**Izotropowy**	Przymiotnik opisujący właściwość, która w każdym punkcie jest niezależna od kierunku
Iteration	Repeating a calculation with revised parameter estimates to reduce differences between the calculated result and some reference result	**Iteracja**	Powtarzanie obliczeń ze skorygowanymi oszacowaniami parametrów w celu zmniejszenia różnic między wynikami obliczonymi a niektórymi wynikami referencyjnymi; czynność powtarzania tej samej operacji w pętli z góry określoną liczbę razy lub aż do spełnienia określonego warunku
k	Commonly used symbol for wavenumber	**k**	Powszechnie używany symbol dla liczby falowej
Lame's constants	A pair of elastic constants relating stress and strain (λ and μ)	**Stałe Lamego**	Para stałych sprężystości odnoszących się do naprężenia i odkształcenia (λ i μ)
Lateral resolution	The minimum horizontal distance between two physical features at which they can be recognized as separate in geophysical data	**Rozdzielczość oboczna**	W danych geofizycznych: minimalna odległość pozioma między dwoma cechami fizycznymi, przy której można je rozpoznać jako oddzielne
Longitudinal wave	A wave in which the direction of disturbance is collinear with the propagation direction; Seismic: P wave, a compressional wave	**Fala podłużna**	fala, w której kierunek zakłócenia jest współliniowy z kierunkiem propagacji. Sejsmika: fala P, fala kompresyjna
Love wave	A surface wave that is a horizontally polarized shear wave	**Fala Love'a**	Powierzchniowa fala poprzeczna o polaryzacji poziomej wywołująca drgania poziome, prostopadłe do kierunku rozchodzenia się fal

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Low-cut filter	A device or operation that removes frequencies below a characteristic frequency from a signal with a controlled transition between passed and cut frequencies; also called a high-pass filter	**Low-cut filter**	Operacja, która usuwa z sygnału częstotliwości poniżej częstotliwości charakterystycznej z kontrolowanym przejściem między częstotliwościami przepuszczonymi i odciętymi; zwany także high-pass filter
Low-pass filter	A device or operation that passes frequencies below a characteristic frequency from a signal with a controlled transition between passed and cut frequencies; also called a high-cut filter	**Low-pass filter**	Operacja przepuszczająca częstotliwości poniżej częstotliwości charakterystycznej sygnału z kontrolowanym przejściem między częstotliwościami przepuszczanymi i odcinanymi; zwany także high-cut filter
Low velocity layer	Seismic refraction: a layer that has a lower velocity than the one above so that it does not produce a head wave and is not detected as a first break	**Warstwa niskich prędkości**	W sejsmice refrakcyjnej: warstwa o mniejszej prędkości niż położona wyżej, dzięki czemu nie wytwarza fali czołowej i nie jest wykrywana jako pierwsze wstąpienie
LVL	Low velocity layer	**LVL**	Warstwa niskich prędkości
Magnetic anomaly	A feature on a magnetic map or profile that is noticeably different from its surroundings	**Anomalia magnetyczna**	Obiekt na mapie lub profilu magnetycznym, który wyraźnie różni się od otoczenia
Magnetic declination	Also called magnetic variation, the angle by which magnetic north differs from true (geographic) north	**Deklinacja magnetyczna**	Kąt, o który północ magnetyczna różni się od północy rzeczywistej (geograficznej)
Magnetic dipole	The simplest unit of a magnetic system consisting of a small current loop, but sometimes visualized as a pair of equal north and south magnetic poles separated by a short distance	**Dipol magnetyczny**	Najprostsza jednostka układu magnetycznego składająca się z małej pętli prądowej, ale czasami wizualizowana jako para równych biegunów północnych i południowych oddzielonych niewielką odległością
Magnetic field intensity	H, also called magnetic intensity and magnetizing force; SI unit is ampere-turn/meter a field generated by electrical conduction currents	**Natężenie pola magnetycznego**	H, zwane także natężeniem magnetycznym i siłą magnesującą; jednostką SI jest amperokręt/metr pole generowane przez prądy przewodzenia elektrycznego
Magnetic inclination	The angle the earth's magnetic field vector makes with a horizontal plane, positive is downward	**Inklinacja magnetyczna**	Kąt, jaki wektor pola magnetycznego Ziemi tworzy z płaszczyzną poziomą, dodatni jest skierowany w dół
Magnetic induction	B, also called magnetic field and magnetic flux density; SI unit is tesla; a field generated by electrical conduction currents and magnetic materials that produces a force on a current or moving electrical charge; related to H by $B = \mu_0(H + M)$, where μ_0 is the magnetic permeability of space and M is the magnetization	**Indukcja magnetyczna**	B, zwana także polem magnetycznym; jednostką SI jest tesla; pole generowane przez prądy przewodzenia elektrycznego i materiały magnetyczne, które wytwarza siłę na prąd lub poruszający się ładunek elektryczny; w odniesieniu do H przez $B = \mu_0(H + M)$, gdzie μ_0 jest przenikalnością magnetyczną przestrzeni, a M jest namagnesowaniem
Magnetic permeability	The ratio of the magnetic induction to the magnetic field intensity, $\mu_0 = B/H$; in space $\mu_0 = 4\pi\ 10^{-7}$ weber/ampere-meter	**Przenikalność magnetyczna**	Stosunek indukcji magnetycznej do natężenia pola magnetycznego, $\mu_0 = B / H$; w przestrzeni $\mu_0 = 4\pi\ 10^{-7}$ weber/amperometr
Magnetic storm	A strong disturbance of the geomagnetic field due to high energy particle streams emanating from the sun; they can make magnetic survey data unreliable	**Burza magnetyczna**	Silne zakłócenie pola geomagnetycznego spowodowane strumieniami cząstek o wysokiej energii emanujących ze Słońca; mogą sprawić, że dane z badań magnetycznych będą niewiarygodne
Magnetic susceptibility	The ratio of the magnetization of a body to the magnetic field intensity producing it, k (or χ) = M/H (dimensionless)	**Podatność magnetyczna**	Stosunek namagnesowania ciała do natężenia pola magnetycznego, które je wytwarza, k (lub χ) = M / H (bezwymiarowe)
Magnetization	M, the net magnetic dipole moment per unit volume of a material, units: amperes/meter	**Namagnesowanie**	M, dipolowy moment magnetyczny netto na jednostkę objętości materiału, jednostki: ampery/metr
Magnetometer	An instrument for measuring the magnetic field	**Magnetometr**	Przyrząd do pomiaru pola magnetycznego

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Magnetotelluric method	An electromagnetic method for determining the variation of the resistivity of thick layers of the crust by measuring the naturally occurring electric and magnetic field components as a function of frequency	**Metoda magnetotelluryczna**	Elektromagnetyczna metoda określania zmienności oporności warstw skorupy poprzez pomiar naturalnie występujących składowych pola elektrycznego i magnetycznego w funkcji częstotliwości
Master curves	Theoretically calculated families of curves for a range of layered Earth models that can be used for interpreting geophysical data, particularly resistivity and electromagnetic	**Krzywe wzorcowe**	Teoretycznie obliczone rodziny krzywych dla szeregu warstwowych modeli Ziemi, które można wykorzystać do interpretacji danych geofizycznych, w szczególności rezystywności i elektromagnetycznych
MASW (multichannel analysis of surface waves)	A technique for estimating shear wave velocity as a function of depth by recording surface waves with multiple sensors along a surface line	**MASW (wielokanałowa analiza fal powierzchniowych)**	Technika szacowania prędkości fali poprzecznej w funkcji głębokości poprzez rejestrację fal powierzchniowych za pomocą wielu czujników wzdłuż linii na powierzchni
Maxwell's equations	The four basic differential equations that govern electromagnetic fields	**Równania Maxwella**	Cztery podstawowe równania różniczkowe rządzące polami elektromagnetycznymi
Metal factor	A quantity used in frequency domain induced polarization surveys to represent the apparent resistivity differences at two frequencies to help characterize sulfide ore bodies	**Metal factor**	Wielkość stosowana w badaniach polaryzacji indukowanej w dziedzinie częstotliwości do reprezentowania pozornych różnic oporności przy dwóch częstotliwościach, żeby pomóc scharakteryzować np. rudy siarczkowe
Microgravity	A gravity survey precise to less than 100 microgals	**Mikrograwimetria**	Pomiar grawimetryczny z dokładnością do mniej niż 100 mikrogali
Migration	A numerical operation applied to seismic (or ground penetrating radar) sections to move the reflections, which may come from dipping reflections or scatterers, into their proper geometrical position on the migrated section	**Migracja**	Operacja numeryczna stosowana na odcinkach sejsmicznych (lub GPR) w celu przesunięcia odbić, które mogą pochodzić z nachylonych granic refleksyjnych lub innych rozpraszaczy, do ich właściwej geometrycznej pozycji na migrowanym odcinku
Model	A conceptual representation of a real system that allows theoretical analysis of system responses to various inputs	**Model**	Koncepcyjny obraz odwzorowania rzeczywistej budowy analizowanego ośrodka, która umożliwia teoretyczną analizę odpowiedzi tego ośrodka na różne dane wejściowe
Mute	A numerical operation applied to seismic (or ground penetrating radar) sections to remove a section of the record in which noise overwhelms the signal and thus degrades the final result	**Mutowanie**	Operacja numeryczna zastosowana do sekcji sejsmicznych (lub GPR) w celu usunięcia fragmentu zapisu, w którym szum zasłania sygnał właściwy, a tym samym pogarsza wynik końcowy
Natural gamma log	A well log that measures the gamma radiation naturally emitted by the materials penetrated	**Profilowanie naturalnej promieniotwórczości gamma**	Profilowanie otworowe, które mierzy naturalne promieniowanie gamma emitowane przez penetrowane materiały
NDT	Non-destructive testing	**NDT**	Badania nieniszczące
Near-surface geophysics	Geophysics applied to the upper zones of the earth, typically the top 100 m; called shallow geophysics or engineering geophysics	**Geofizyka przypowierzchniowa**	Geofizyka stosowana w górnych strefach ziemi, zwykle w górnych 100 m, nazywana płytką geofizyką lub geofizyka inżynierską
Neutron log	A well log that uses a neutron source in the logging tool to determine the characteristics of the surrounding material, most commonly hydrogen content, and consequently water content and porosity	**Profilowanie neutronowe**	Profilowanie otworowe mające na celu określenie właściwości otaczającego materiału; najczęściej stosowane do określenia zawartości wodoru, a co za tym idzie zawartości wody i porowatości
Noise	Any disturbance picked up by a recording system that interferes with observing the desired signal	**Szum**	Wszelkie zakłócenia wychwytywane przez system rejestracji, które zakłócają obserwację pożądanego sygnału
Non-polarizable electrode	An electrode used in electrical exploration methods that avoids the electrochemical action occurring when a metal stake is driven placed in the ground; porous pot electrode with a metal contact in a porous container filled with a saturated salt solution of the same metal	**Elektroda niepolaryzowalna**	Elektroda stosowana w metodach badań elektrycznych, która pozwala uniknąć oddziaływania elektrochemicznego występującego podczas wbijania metalowego pręta w ziemię; porowata elektroda ze stykiem metalowym w porowatym pojemniku wypełnionym nasyconym roztworem soli tego samego metalu

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Normal move out (NMO)	The increase in arrival time with increasing distance between the source and the geophone of a seismic wave reflected from a horizontal surface	**NMO**	Wzrost czasu przybycia wraz ze wzrostem odległości między źródłem a geofonem fali sejsmicznej odbitej od poziomej powierzchni
Normalize	To adjust data to a norm such as a maximum value of unity or a common mean	**Normalizacja**	Dostosowanie danych do normy, takiej jak maksymalna wartość jedności lub wspólna średnia
Notch filter	A filter which removes a narrow band of frequencies from a signal, most commonly the electrical power grid frequency of 60 or 50 Hz	**Notch filter**	Filtr usuwający wąskie pasmo częstotliwości z sygnału, najczęściej częstotliwość sieci energetycznej 60 lub 50 Hz
Nyquist frequency	The maximum frequency that can be contained in a signal if it is going to be accurately sampled for digitizing; Nyquist frequency = 1/(2*sample interval)	**Częstotliwość Nyquista**	Maksymalna częstotliwość próbkowania, jaka może być zawarta w sygnale i może zostać odtworzona bez zniekształceń. Częstotliwość Nyquista = 1 / (2*interwał próbkowania); składowe widmowe o częstotliwościach wyższych od częstotliwości Nyquista ulegają podczas próbkowania nałożeniu na składowe o innych częstotliwościach (aliasing), co powoduje, że nie można ich poprawnie odtworzyć
Observer	In geophysics: the person who runs a recording system, such as seismic recording	**Operator**	W geofizyce: osoba, która obsługuje system rejestracji, taki jak sejsmometr
Oersted	A unit of magnetic field intensity in cgs-emu system	**Oersted**	Jednostka natężenia pola magnetycznego w układzie elektromagnetycznym
Off time	For a time-domain electromagnetic survey it is the time after the energizing current is turned off during which secondary fields are measured	**Off time**	Dla pomiarów elektromagnetycznych (TEM) w dziedzinie czasu jest to czas po wyłączeniu prądu zasilającego, podczas którego mierzone są pola wtórne
Off-end	A seismic shooting geometry where the source is beyond the end of the geophone spread	**Strzelanie poza rozstawem (off-end)**	Geometria układu sejsmicznego, gdzie źródło sejsmiczne znajduje się poza końcem rozstawu odbiorników
Offset	Seismic: the distance from the source to a particular sensor or sensor group. Electrical: a shift in DC voltage level; Geology: a displacement	**Offset**	Sejsmika: odległość od źródła do konkretnego odbiornika lub grupy odbiorników
Ohm	The unit of electrical resistance, which equals 1 volt/ampere	**Om**	Jednostka oporności elektrycznej, która jest równa 1 wolt/amper
Ohmmeter	A device for measuring electrical resistance	**Omometr**	Jednostka, w której mierzona jest oporność elektryczna
Ohm-meter	A unit in which the electrical resistivity of a material is measured	**Omomierz**	Urządzenie do pomiaru oporności elektrycznej
Ohm's Law	The linear relationship between voltage and current that applies to many common material	**Prawo Ohma**	Zależność liniowa między napięciem a prądem, która ma zastosowanie do wielu powszechnie stosowanych materiałów
On time	For a time-domain electromagnetic survey it is the time during which the energizing current flows	**On time**	Dla pomiarów elektromagnetycznych (TEM) w dziedzinie czasu jest to czas, w którym płynie prąd zasilający
Open hole	A borehole or section of a borehole where the walls of the hole are formed by the penetrated rock; not cased	**Otwór otwarty**	Odwiert lub odcinek odwiertu, w którym ściany otworu są utworzone przez przebitą skałę; bez obudowy
Optimization	Selecting the system and the controlling parameters to best meet the needs for solving a specified problem	**Optymalizacja**	Dobór metody, systemu i parametrów kontrolnych w celu najkorzystniejszego rozwiązania danego problemu
Optimum window	A seismic reflection technique where the source-to-geophone offset is arranged so that the reflected waves fall in a low noise window between the refraction arrivals and the surface wave arrivals	**Optimum window**	Metoda w sejsmice refleksyjnej polegająca na takim ustawieniu odległości źródła od odbiornika, żeby fale refleksyjne mieściły się w oknie o niskim poziomie zakłóceń, pomiędzy pierwszymi wstąpieniami fali refrakcyjnej a falami powierzchniowymi

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Orthogonal	Geometrically: perpendicular or normal to a line or surface	**Ortogonalny**	Geometria: prostopadły lub normalny do linii lub powierzchni
Paleomagnetism	Study of the change of earth's magnetic field through geologic time	**Paleomagnetyzm**	Badanie zmian pola magnetycznego Ziemi w czasie geologicznym
Paleoseismology	Spatial, temporal, and magnitude study of prehistoric earthquakes	**Paleosejsmologia**	Badanie przestrzenne, czasowe i wielkości prehistorycznych trzęsień ziemi
Permittivity	Ratio of the electrical displacement to the electric field strength	**Przenikalność elektryczna**	Zdolność ciała do polaryzacji elektrycznej (uporządkowaniu ładunków elektrycznych według ich biegunowości) pod wpływem zewnętrznego pola elektrycznego (pole elektryczne – inaczej pole elektromagnetyczne – obszar działania sił elektromagnetycznych)
Phase	(+) or (–) displacement of a sinusoidal wave from the reference position	**Faza**	(+) lub (–) przesunięcie fali sinusoidalnej od pozycji odniesienia
Phase velocity	Distance travelled per unit time by a point of constant phase	**Prędkość fazowa**	Odległość przebyta w jednostce czasu przez punkt o stałej fazie
Poisson's ratio	Ratio of the longitudinal and transverse strains	**Współczynnik Poissona**	Stosunek odkształceń podłużnych do odkształceń poprzecznych
Polarization	Seismic: direction of particle motion in a shear wave, frequently specified as SV and SH for motions in the horizontal and vertical planes respectively. Electromagnetic waves: the direction of the electric (or magnetic) field vector	**Polaryzacja**	Sejsmika: kierunek ruchu cząstki w fali poprzecznej, często określany jako SV i SH dla ruchu odpowiednio w płaszczyźnie poziomej i pionowej. Fale elektromagnetyczne: kierunek wektora pola elektrycznego (lub magnetycznego)
Pole	A single point of special significance, such as the North pole, a mathematical singularity, or one end of a magnet	**Biegun**	Pojedynczy punkt o szczególnym znaczeniu, taki jak biegun północny, osobliwość matematyczna lub jeden koniec magnesu
Potential	Amount of work required to move unit charge, mass, *etc.* to some position from reference a position	**Potencjał**	Ilość pracy potrzebna do przeniesienia ładunku jednostkowego, masy itp. do jakiejś pozycji z pozycji odniesienia
Pre-stack	Processing operations made prior to trace stacking	**Pre-stack**	Operacje przetwarzania wykonane przed złożeniem tras sejsmicznych
Primary wave (P-wave)	Body wave that elastically compresses and dilates particles in the direction of propagation	**Fala P**	Fala przestrzenna, która sprężyście odkształca cząstki w kierunku propagacji; fala podłużna, fala kompresyjna
Probe	A devise containing sensors and/or energy sources that is placed in or drawn through a region to determine its properties; commonly used in boreholes, oceanography and atmospheric studies	**Sonda**	Urządzenie zawierające czujniki i/lub źródła energii, które jest umieszczane w ośrodku lub przez niego przeciągane w celu określenia jego właściwości; powszechnie stosowane w badaniach otworowych, oceanografii i badaniach atmosferycznych
Propagation	The transmission of wave energy through a medium	**Propagacja**	Przenoszenie energii fal przez ośrodek
Proton-precession magnetometer	method for measuring Earth's total magnetic field; frequency of nuclei precession is proportional to strength of total magnetic field	**Magnetometr precesji protonów**	Metoda pomiaru całkowitego pola magnetycznego Ziemi; częstotliwość precesji cząstek jest proporcjonalna do natężenia całkowitego pola magnetycznego cząstek
Pseudosection	A graphical representation of a physical property in horizontal distance and depth that resembles a cross-section but does not directly represent the properties of the cross-section, it typically requires an inversion properties to construct a cross-section	**Pseudosekcja**	Graficzny obraz właściwości fizycznych w odległości poziomej i głębokości, która przypomina przekrój poprzeczny, ale nie reprezentuje bezpośrednio właściwości przekroju poprzecznego, zazwyczaj wymaga zabiegu inwersji do skonstruowania przekroju poprzecznego
Quality factor	Q, coefficient used in characterizing the intrinsic attenuation of seismic waves	**Współczynnik jakości**	Q, współczynnik stosowany do charakteryzowania własnego tłumienia fal sejsmicznych

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Q-wave	Seismic surface wave most often referred to as the Love wave	**Fala Q**	Sejsmiczna fala powierzchniowa najczęściej określana jako fala Love'a
Radar	Exploration system that transmits and receives electromagnetic waves	**Radar**	System eksploracji, który nadaje i odbiera fale elektromagnetyczne
Random noise	Incoherent background energy	**Przypadkowy szum**	Niekoherentna energia otoczenia
Ray path	Line drawn outward from seismic source that intersects wavefront at a right angle in an isotropic medium	**Droga promienia**	Linia wyprowadzona na zewnątrz ze źródła sejsmicznego, która przecina czoło fali pod kątem prostym w ośrodku izotropowym
Rayleigh wave	Surface wave with an elliptical orbit oriented in a vertical plane; motion diminishes with depth	**Fala Rayleigha**	Fala powierzchniowa o orbicie eliptycznej zorientowanej w płaszczyźnie pionowej; ruch maleje wraz z głębokością
Reciprocity	Equivalent travel time for symmetrical forward and reversed refraction profile	**Wzajemność**	Równoważny czas przebiegu symetrycznie dla pomiarów na profilu w jedną i w druga stronę
Reflection coefficient	Ratio of the amplitude of the incident and reflected wave; values of amplitudes are a function of angle of incidence, density and seismic velocity of horizons	**Współczynnik odbicia**	Stosunek natężenia fali odbitej do natężenia fali padającej
Refraction	Bending of wavefront (or ray path) as it propagates across impedance boundary	**Refrakcja**	Zmiana kierunku rozchodzenia się fali akustycznej i jej załamanie związane ze zmianą prędkości wynikające z przejścia do ośrodka o innych właściwościach
Regional trend	Bouguer anomalies, produced from large features, which remain smooth over considerable distances	**Trend regionalny**	Anomalie Bouguera, powstające z dużych cech, które pozostają gładkie na znacznych odległościach
Remnant magnetization	Existing magnetism in a rock independent of the existing polarizing field	**Magnetyzacja resztkowa**	Istniejący w skale magnetyzm niezależny od istniejącego pola polaryzacyjnego
Residual anomalies	Remaining gravity anomaly after regional anomalies are removed; a function of local disturbances	**Anomalie resztkowe**	Pozostała anomalia grawitacyjna po usunięciu anomalii regionalnych; funkcja zaburzeń lokalnych
Resolution	The ability to spatially and temporally detect/ image/separate individual features	**Rozdzielczość**	Zdolność do przestrzennego i czasowego wykrywania/obrazowania/oddzielania poszczególnych cech
Rigidity modulus	See shear modulus	**Moduł sztywności**	Patrz moduł ścinania
Rock susceptibility	The degree to which a rock can be magnetized	**Podatność magnetyczna skały**	Stopień, w jakim skała może zostać namagnesowana
Roll-along	A procedure for utilizing a number of receivers and/or energy sources to collect data along a long line; equipment from one end of the line is moved to the far end to advance along the line; common in seismic reflection	**Roll-along**	Procedura wykorzystania wielu odbiorników i/lub źródeł energii do zbierania danych wzdłuż długiej linii; odbiorniki z jednego końca linii są przemieszczane na drugi koniec; powszechne w badaniach sejsmicznych
Sample interval	The time interval at which a signal is sampled for digitizing an analog signal; e.g., a 1 millisecond sampling interval would result from uniformly sampling a signal at a 1 kilohertz rate	**Interwał próbkowania**	Przedział czasu, w którym sygnał jest próbkowany w celu zdigitalizowania sygnału analogowego; np. interwał próbkowania wynoszący 1 milisekundę byłby wynikiem równomiernego próbkowania sygnału z częstotliwością 1 kiloherca
Sample rate	The number of times per second that the value of an analog signal is measured in the digitization process; the sample rate is the reciprocal of the sample interval	**Częstotliwość próbkowania**	Liczba pomiarów sygnału analogowego na sekundę w procesie digitalizacji; częstotliwość próbkowania jest odwrotnością interwału próbkowania
SASW	Spectral Analysis of Surface Waves, a technique for measuring surface wave properties at a set of increasing spacings on the surface of the Earth which are inverted to determine shear velocity as a function of depth	**SASW**	Analiza spektralna fal powierzchniowych, technika pomiaru właściwości fal powierzchniowych w zbiorze rosnących odstępów na powierzchni Ziemi, które są odwrócone w celu określenia prędkości ścinania w funkcji głębokości

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Scaling	Adjusting the size by some proportionality factor	**Skalowanie**	Dostosowanie rozmiaru o pewien współczynnik proporcjonalności
Scattering	The irregular redirection of wave energy (electromagnetic or seismic) due to non-uniformities in the propagating medium	**Rozpraszanie**	Nieregularne przekierowanie energii fal (elektromagnetycznych lub sejsmicznych) spowodowane niejednorodnością ośrodka propagacji
Schlumberger array	An electrode configuration used in a 4-point electrical resistivity measurements where the inner electrodes which measure the electrical potential difference are relatively closely space compared to the distance to the outer current electrodes	**Układ Schlumbergera**	Konfiguracja elektrod stosowana w 4-punktowych pomiarach oporności elektrycznej, w których elektrody wewnętrzne, które mierzą różnicę potencjałów elektrycznych, znajdują się stosunkowo blisko siebie w porównaniu z odległością od zewnętrznych elektrod prądowych
Secondary arrival	A wave, usually referring to seismic, from a specific boundary that arrives at a receiver after the first arrival signal	**Wtórne wstąpienie**	W sejsmice: fala z określonej granicy, która dociera do odbiornika po rejestracji pierwszego wstąpienia
Secondary voltage	A voltage measured in a receiver: a) [for induced polarization surveys] after the primary current is turned off, or b) [in electromagnetics surveys] due to secondary magnetic field produced by current flow in the subsurface	**Napięcie wtórne**	Napięcie mierzone w detektorze: a) [dla badań polaryzacji indukowanej] po wyłączeniu prądu pierwotnego lub b) [w badaniach elektromagnetycznych] z powodu wtórnego pola magnetycznego wytwarzanego przez przepływ prądu pod powierzchnią terenu
Secondary wave (S-wave)	Shear wave (seismic)	**Fala S**	Fala ścinająca, fala poprzeczna
SEG format	A series of data formats recognized by the Society of Exploration Geophysicists for the purpose of standardizing the format of geophysical data for recording and transfer	**Format SEG**	Seria formatów danych uznanych przez Society of Exploration Geophysicists (SEG) w celu ujednolicenia formatu danych geofizycznych do rejestracji i transferu
Seismic anisotropy	Differences in the velocity of seismic waves in a rock unit depending on the direction of the wave propagation and the type and polarization of the waves	**Anizotropia sejsmiczna**	Różnice prędkości fal sejsmicznych w danym ośrodku skalnym w zależności od kierunku propagacji fali oraz rodzaju i polaryzacji fal
Seismic discontinuity	A sharp (relative to the relevant seismic wavelengths) discontinuity in the velocity of propagation of seismic waves at some surface in the material	**Nieciągłość sejsmiczna**	Ostra (względem odpowiednich długości fal sejsmicznych) nieciągłość prędkości propagacji fal sejsmicznych na powierzchni ośrodka
Seismic hazard	A fault that has the potential to move and produce a significant earthquake	**Zagrożenie sejsmiczne**	Strefa uskokowa, która ma potencjał zostać aktywowaną i może wywołać trzęsienie ziemi
Seismic impedance	Acoustic impedance	**Impedancja sejsmiczna**	Impedancja akustyczna
Seismic wave	A mechanical wave that propagates through the earth or along its surface; It has many forms including p-wave, s-wave, and surface waves. It may be produced by earthquakes, volcanic activity, or mechanical devices	**Fala sejsmiczna**	Fala mechaniczna, która rozchodzi się po ziemi lub wzdłuż jej powierzchni. Ma wiele form, w tym falę P, falę S i fale powierzchniowe. Może być wytwarzana przez trzęsienia ziemi, aktywność wulkaniczną lub urządzenia mechaniczne
Seismology	The study of seismic wave phenomena; natural and man-made	**Sejsmologia**	Badanie zjawisk fal sejsmicznych, naturalnych i wytworzonych przez człowieka
Self potential (spontaneous potential)	An electrical potential (voltage) difference that occurs in the earth due to naturally occurring processes, most commonly electrochemical action or groundwater flow. It is also the name given to a geophysical technique that utilizes these potential differences to study the subsurface	**Potencjał spontaniczny (potencjał samoistny)**	Różnica potencjałów elektrycznych (napięcia), która występuje w ziemi w wyniku naturalnie zachodzących procesów, najczęściej oddziaływania elektrochemicznego lub przepływu wód gruntowych. Jest to również nazwa nadana technice geofizycznej, która wykorzystuje te potencjalne różnice do badania ośrodka
Sensitivity	A measure of the smallest signal that can be clearly measured by a sensor	**Czułość**	Miara najmniejszego sygnału, który może być odebrany przez odbiornik

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Shear modulus	The proportionality constant between shear stress and shear strain that characterizes a material within the elastic range	**Moduł ścinania**	Stała proporcjonalności między naprężeniem ścinającym a odkształceniem ścinającym, która charakteryzuje materiał w zakresie sprężystości
Shear wave	A seismic wave that is propagated due to shear stresses in the material; the displacement of the particles is perpendicular to the direction of propagation. They can have two polarization directions perpendicular to the propagation direction. Also called S waves because they are the second type of wave to arrive from an earthquake	**Fala ścinająca**	Fala sejsmiczna, która rozchodzi się w wyniku naprężeń ścinających w ośrodku; przemieszczenie cząstek jest prostopadłe do kierunku propagacji. Mogą mieć dwa kierunki polaryzacji prostopadłe do kierunku propagacji. Nazywane również falami S, ponieważ są drugim rodzajem fali, która pochodzi z trzęsienia ziemi
Shielding	In electrical instrumentation – a metallic layer surrounding an electrical system to prevent interference by external electric and/or magnetic fields	**Ekranowanie**	W oprzyrządowaniu elektrycznym – warstwa metaliczna otaczająca układ elektryczny, zapobiegająca zakłóceniom powodowanym przez zewnętrzne pola elektryczne i/lub magnetyczne
Shock wave	A wave of high amplitude and short duration	**Fala uderzeniowa**	Fala o dużej amplitudzie i krótkim czasie trwania
Shot	An input of seismic energy, originally with explosives, but now commonly used for any type of user initiated input, particularly impulsive energy sources	**Strzał**	Aktywowanie energii sejsmicznej, pierwotnie pochodzącej z materiałów wybuchowych, obecnie inicjowana zazwyczaj przez różnego rodzaju działania użytkownika, głównie za pomocą impulsowych źródeł energii
Shotpoint	The location of a seismic energy input. Also called source point, particularly for non-explosive sources	**Punkt strzałowy**	Lokalizacja generacji energii sejsmicznej. Nazywany również punktem źródłowym (*source point*), szczególnie w przypadku źródeł niewybuchowych
SH-wave	A shear wave which is polarized with its plane of particle motion perpendicular to the vertical plane	**Fala SH**	Fala ścinająca, która jest spolaryzowana w płaszczyźnie ruchu cząstki prostopadłej do płaszczyzny pionowej
Signal	That which is sought, which carries desired information. As opposite to noise. Sometimes "message" is used for the desired information and "signal" is used to include both message and noise	**Sygnał**	To, czego się szuka, co niesie ze sobą pożądaną informację. Czasami określenie „informacja" jest stosowane tylko do zapisu pożądanego sygnału, a „sygnał" stosowany jest do zapisu zawierającego zarówno sygnał użyteczny, jak i szum
Signal-to-noise ratio	The ratio of the signal strength to the strength of other fields that interfere with observing the desired signal; it may be expressed as an amplitude ratio or as a power ratio	**Stosunek sygnału do szumu (S/N ratio)**	Stosunek siły sygnału do natężenia innych pól, które zakłócają obserwację pożądanego sygnału; może być wyrażony jako stosunek amplitudy lub jako stosunek mocy
Skin effect	The effect that very high frequency electromagnetic field propagate along the surface of a conductor	**Skin efekt**	Efekt rozchodzenia się pola elektromagnetycznego o bardzo wysokiej częstotliwości wzdłuż powierzchni przewodnika
Smoothing	A mathematical technique for reducing noise and local variability in data by taking a running weighted average of a data point and its neighbours	**Wygładzanie**	Technika matematyczna redukująca szum i lokalną zmienność danych poprzez obliczanie średniej ważonej punktu danych i jego otoczenia. Powoduje uśrednienie wyników i umożliwia otrzymanie stosunkowo wiarygodnego obrazu nawet przy małej ilości lub słabej jakości danych
Snell's law	The law of refraction. At an interface the direction of propagation of a wave changes according to the equation; sine i /sine $r = V_i/V_r$ or $= n_r/n_i$, where i and r are the angles the incident and refracted rays respectively make with the normal to the interface, V_i and V_r are the wave propagation speeds in the 2 media and n_i and n_r are the indices of refraction in the 2 media	**Prawo Snelliusa**	Prawo załamania. Na styku kierunek propagacji fali zmienia się zgodnie z równaniem; sinus i/sinus $r = V_i/V_r$ lub $= n_r/n_i$, gdzie i i r są kątami, jakie tworzą odpowiednio padające i załamane promienie z normalną do rozważanych warstw, V_i i V_r są prędkościami propagacji fali w dwóch ośrodkach, a n_i i n_r to wskaźniki refrakcji w 2 ośrodkach

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Sonar	Sound Navigation and Ranging (acronym); a technique for using reflected sound waves to image objects and irregularities in the transmitting material	**Sonar**	Technika wykorzystywania odbitych fal dźwiękowych do obrazowania obiektów i nieregularności w przepuszczanym materiale. Również do rozpoznania morfologii dna zbiorników wodnych
Sonic log	A well logging device that measures the travel time of high-frequency acoustic waves between sources and receivers on a sonde for the purpose of a detailed determination of seismic velocities as a function of depth	**Profilowanie akustyczne**	Profilowanie otworowe, które mierzy czas przejścia fal akustycznych o wysokiej częstotliwości między źródłami a odbiornikami na sondzie w celu szczegółowego określenia prędkości sejsmicznych w funkcji głębokości
Source	A device that puts some form of energy in the ground or naturally produces some type of measurable field; examples: seismic – explosive, hammer, vibrator; electrical – an electrode connected to the positive side of a power supply; gravity – an intrusive body that produces a measurable, anomalous gravity field	**Źródło**	Urządzenie, które emituje pewien rodzaj energii w podłoże lub naturalnie wytwarza pewien rodzaj mierzalnego pola; przykłady: sejsmika – wybuchowe, młotkowe, wibracyjne; elektryczne – elektroda podłączona do dodatniej strony zasilacza; grawimetria – intruzywne ciało, które wytwarza mierzalne, anomalne pole grawitacyjne
S-P interval (time)	The time interval between the arrival of the P and S waves from a common source	**Interwał S-P (w czasie)**	Odstęp czasu między nadejściem fal P i S ze wspólnego źródła
Sparker	A seismic energy source that generates seismic waves by a high-voltage spark in water	**Sparker**	Źródło energii sejsmicznej, które generuje fale sejsmiczne poprzez iskrę, wyładowanie wysokiego napięcia w wodzie
Spatial aliasing	The effect of incorrectly representing data when the sampling interval is too long for the variability of the measured property. The effect makes high wavenumber components misrepresented as lower wave numbers	**Spatial aliasing**	Efekt nieprawidłowego przedstawiania danych, gdy interwał próbkowania jest zbyt duży dla zmienności mierzonej właściwości. Efekt ten sprawia, że składowe o wysokiej liczbie falowej są błędnie przedstawiane jako niższe liczby falowe. Składowe widmowe o częstotliwościach wyższych od częstotliwości Nyquista ulegają podczas próbkowania nałożeniu na składowe o innych częstotliwościach, co powoduje, że nie można ich poprawnie odtworzyć
Spectrum	The distribution of energy as a function of frequency of wavelength for a signal. Example: the intensity of a rainbow for the various colours	**Widmo**	Rozkład energii w funkcji częstotliwości długości fali sygnału. Przykład: intensywność tęczy dla różnych kolorów
Split spread	A spread of seismic receivers for which some portion are on opposite sides of the energy source	**Rozstaw odbiorników sejsmicznych**	Rozmieszczenie odbiorników sejsmicznych, których część znajduje się po przeciwnych stronach źródła energii
Stack	Verb: to add together time sequence data records that are considered to have the same signal content but different noise content to improve the signal-to-noise ratio	**Składanie**	Czasownik: sumowanie rekordów sejsmicznych, zawierających ten sam sygnał, ale różną zawartość szumu w celu poprawy stosunku sygnału do szumu
Stacking velocity	Seismic or radar: The velocity used in the normal moveout correction which best removes the normal moveout effect	**Prędkość składania**	Sejsmika lub georadar: prędkość używana w poprawce NMO, która najlepiej usuwa efekt NMO
Stake resistance	The electrical resistance between a stake electrode and the ground	**Oporność uziemienia elektrody**	Opór elektryczny między elektrodą a podłożem
Static correction	A correction applied to seismic data to remove the effect of travel time differences through near surface materials that would otherwise distort the image of subsurface structures	**Poprawka statyczna**	Poprawka stosowana do danych sejsmicznych w celu usunięcia wpływu różnic czasu dojścia fali poprzez ośrodek przypowierzchniowy, który w przeciwnym razie zniekształciłyby obraz struktur w tej strefie
Static shift	A time shift of a seismic trace which applies equally to each data point in the trace. A static correction is normally applied to remove the effect	**Przesunięcie statyczne**	Przesunięcie w czasie trasy sejsmicznej, które stosowanie jest jednocześnie dla każdego punktu w zapisie. Zwykle stosuje się korekcję statyczną w celu usunięcia wpływu niepożądanych czynników

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Streamer	A seismic device for towing a long string of sensors in the water behind a ship or on land behind other vehicle – land streamer (MASW surveys)	**Streamer**	Urządzenie sejsmiczne do holowania zestawu dużej ilości odbiorników zarówno w wodzie za statkiem lub na lądzie za innym pojazdem – land streamer (badania MASW)
Surface conductivity	Electrical conduction along the surface of mineral grains	**Przewodność powierzchniowa**	Przewodzenie elektryczne wzdłuż powierzchni ziaren mineralnych
Surface wave	A wave that travels along the surface of the earth; examples: Rayleigh waves and Love waves	**Fala powierzchniowa**	Fala poruszająca się po powierzchni ziemi; przykłady: fale Rayleigha i fale Love'a
SV-wave	A seismic shear wave which is polarized in the plane formed by the local vertical and the wave propagation direction	**Fala SV**	Sejsmiczna fala poprzeczna, która jest spolaryzowana w płaszczyźnie pionowej do kierunku propagacji fali
Sweep	The range of frequencies of a vibratory energy source that gradationally changes frequencies with time	**Sweep**	Zakres częstotliwości wibracyjnego źródła energii, które stopniowo zmienia swoją częstotliwości w czasie
Synthetic seismogram	An artificial seismic reflection record manufactured by assuming that a particular waveform travels through an assumed model. This is commonly used to relate seismic traces to borehole lithological information	**Sejsmogram syntetyczny**	Sztuczny zapis trasy sejsmicznej stworzony na podstawie założenia, że określony kształt fali przechodzi przez określony model. Zwykle wykorzystywany do powiązania tras sejsmicznych z danymi litologicznymi z otworu wiertniczego
Takeout	An electrical connector on a multichannel signal cable where a sensor, such as a geophone, can be connected to a pair of wires in the cable	**Wtyczka**	Złącze elektryczne w wielokanałowym kablu sygnałowym, w którym czujnik, taki jak geofon, można podłączyć do pary przewodów
Telluric currents	A naturally-occurring low-frequency electrical current that flows over extended regions of the earth	**Prądy telluryczne**	Naturalnie występujący prąd elektryczny o niskiej częstotliwości, który przepływa przez rozległe obszary ziemi
Telluric method	An electrical exploration method used to map lateral resistivity anomalies in the Earth on the basis of disturbance of the telluric current patterns	**Metoda telluryczna**	Metoda badań elektrycznych stosowana do mapowania anomalii oporności bocznej w Ziemi na podstawie zakłóceń wzorców prądu tellurycznego
Terrain correction	A correction applied to gravity data to remove the effects of topographic features in the vicinity of the gravity station	**Poprawka topograficzna**	Poprawka zastosowana do danych grawimetrycznych w celu usunięcia skutków wpływu topografii na wyniki badań grawimetrycznych
Thin layer	A layer of the earth that is near or below the vertical resolution of the method being used	**Thin layer**	Warstwa geologiczna, która jest blisko lub poniżej rozdzielczości pionowej zastosowanej metody badawczej
Tidal effects	The time-varying effects on gravity measurements of the attractions of Sun and Moon and the yielding of the solid earth and its oceans under these attractions	**Efekty pływowe**	Zmienny w czasie wpływ przyciągania Słońca i Księżyca na pomiary grawimetryczne
Time section	A seismic cross-section where the vertical axis is presented in seismic travel time	**Sekcja czasowa**	Przekrój sejsmiczny, w którym oś pionowa jest prezentowana w funkcji czasu przejścia fali
Tomography	A mathematical technique for inferring the distribution of the properties in a 2- or 3-D region by making a dense series of measurements of waves or fields passing through the region along multiple intersecting paths; for example: determining the seismic velocity distribution from travel times between a series of sources and receivers in parallel bore holes	**Tomografia**	Technika matematyczna służąca do szacowania rozkładu właściwości w obszarze dwu- lub trójwymiarowym przez wykonanie gęstej serii pomiarów fal lub pól przechodzących przez obszar wzdłuż wielu przecinających się tras; na przykład: wyznaczanie rozkładu prędkości sejsmicznych na podstawie czasów pomiędzy szeregiem źródeł i odbiorników w równoległych otworach wiertniczych
Topographic effects	Effects caused by differences in elevation, these occur in varying degrees for most geophysical methods	**Efekty topograficzne**	Efekty spowodowane różnicami wysokości, mają wpływ na większość metod geofizycznych w różnym stopniu

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Total-field anomalies	Anomalies of the magnetic field determine from data acquired using a total field magnetometer	**Anomalie pola całkowitego**	Anomalie pola magnetycznego określa się na podstawie danych uzyskanych za pomocą magnetometru mierzącego całkowite pole magnetyczne
Totally reflected	A wave, seismic or electromagnetic, is totally reflected from an interface when it is incident at an angle exceeding the critical angle; the wave velocity must increases across the interface for this to occur	**Całkowicie odbita**	Fala sejsmiczna lub elektromagnetyczna, która ulega całkowitemu odbiciu od powierzchni, gdy pada pod kątem przekraczającym kąt krytyczny; żeby do tego doszło, prędkość fali musi wzrosnąć w kierunku poprzecznym do granicy
Transient	A disturbance which has a limited extent in time after a change occurs to the system	**Przejściowy**	Zakłócenie, które ma ograniczony zasięg w czasie po wystąpieniu zmiany w systemie
Transmitter	A device that emits an electrical or electromagnetic signal for geophysical exploration purposes	**Nadajnik**	Urządzenie, które emituje sygnał elektryczny lub elektromagnetyczny do celów eksploracji geofizycznej
Transverse wave	A wave where the direction of the disturbance is perpendicular to the direction of wave propagation; examples: electromagnetic waves in a nonconducting medium or seismic shear waves	**Fala poprzeczna**	Fala, w której kierunek drgań jest prostopadły do kierunku propagacji fali; przykłady: fale elektromagnetyczne w ośrodku nieprzewodzącym lub sejsmiczne fale poprzeczne
Travel-time curve	A graph of the arrival time as a function of distance from the source	**Hodogram**	Wykres czasu dojścia fali w funkcji odległości od źródła
Tube wave	A mechanical wave that propagates along a borehole	**Fala rurowa**	Fala mechaniczna, która rozchodzi się wzdłuż otworu wiertniczego
Two-way travel time (two-way time), TWTT (TWT)	The time for a wave to travel from a surface source to a reflecting interface and back to a receiver on the surface	**Czas podwójny (TWT)**	Czas przejścia fali od źródła powierzchniowego do granicy odbijającej i z powrotem do odbiornika na powierzchni
Uncertainty	A measure of the precision of a measurement based on statistical measures	**Niepewność**	Miara dokładności pomiaru oparta na badaniach statystycznych
Up-hole	Seismic surveys with source located in a borehole and receiver (-s) placed at the surface	**Up-hole**	Badania sejsmiczne otworowe, w których w otworze umieszcza się źródło, a odbiornik (-i) zlokalizowany (-e) jest (są) na powierzchni terenu
Variometer	Magnetometer which detects change of direction of magnetic field	**Wariometr**	Magnetometr wykrywający zmianę kierunku pola magnetycznego
Velocity	Distance travelled per unit time	**Prędkość**	Dystans przebyty na jednostkę czasu
Velocity analysis	Analysis of data in terms of wave velocity	**Analiza prędkości**	Analiza danych pod kątem prędkości fal
Velocity filter	Two dimensional filtering of seismic data according to wave velocity	**Filtr prędkości**	Dwuwymiarowe filtrowanie danych sejsmicznych zgodnie z prędkością fal
Velocity inversion	A situation in which a layer with lower seismic velocities is located below a layer with higher velocities. Usually makes it impossible to identify this layer and the medium below using the refraction seismic method	**Inwersja prędkości**	Sytuacja, w której warstwa o niższych prędkościach sejsmicznych znajduje się poniżej warstwy o wyższych prędkościach. Zwykle uniemożliwia rozpoznanie tej warstwy oraz ośrodka poniżej za pomocą metody sejsmiki refrakcyjnej
Velocity log	Record of sonic wave velocity changes as a function of depth	**Profilowanie prędkości**	Zapis zmian prędkości fali dźwiękowej w funkcji głębokości
Velocity profile	A cross-section showing changes in wave velocity as a function of distance with depth	**Profil prędkości**	Przekrój dwuwymiarowy obrazujący zmiany prędkość fali w funkcji odległości z głębokością
Velocity spectrum	Velocity of reflected waves as a function of two way travel time	**Widmo prędkości**	Prędkość fal odbitych w funkcji czasu TWT
Velocity survey	A survey carried out to determine wave velocity	**Pomiar prędkości**	Badanie przeprowadzone w celu określenia prędkości fali

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Vertical electric sounding (VES)	Resistivity measurement designed to determine variation of resistivity with depth, commonly abbreviated as VES	**Pionowe sondowanie elektrooporowe (VES)**	Pomiar oporności elektrycznej mający na celu określenie zmian rezystywności wraz z głębokością, powszechnie określany skrótem VES
Vertical exaggeration	The vertical scale on a cross-section is some multiple of the horizontal scale	**Przewyższenie**	Sytuacja na przekroju, kiedy skala pionowa jest pewną wielokrotnością skali poziomej
Vertical profile	A record of changes in an Earth property with depth	**Profil pionowy**	Zapis zmian właściwości Ziemi z głębokością
Vertical stack	Adding together several traces with the same source and receiver locations to enhance signal relative to random noise	**Składanie pionowe**	Sumowanie kilku tras z tym samym źródłem i lokalizacją odbiorników w celu wzmocnienia stosunku sygnału użytecznego do szumu
VES	Vertical electric sounding	**VES**	Pionowe sondowanie elektrooporowe
Vibroseis	As seismic energy source using a hydraulically driven vibrator (TM Conoco)	**Vibroseis (Wibra)**	Źródło energii sejsmicznej, gdzie energia jest wzbudzana za pomocą wibratora z napędem hydraulicznym (nazwa handlowa firmy Conoco)
VLF	Very low frequency (electromagnetic signals in the 10 KHz to 30 KHz range)	**VLF**	Metoda badawcza bazująca na rejestracji bardzo niskich częstotliwości (sygnały elektromagnetyczne w zakresie od 10 do 30 KHz)
Walkaway	Test of signals created from a stationary source and receivers placed as successively greater distances	**Walkaway**	Technika pomiarowa, w której źródło jest stacjonarne, a odbiorniki są przesuwane na coraz większe odległości
Water velocity	Signal (wave) velocity in water	**Prędkość wody**	Prędkość fali w wodzie
Wave	A roughly sinusoidal signal in a medium such as air, water or rock	**Fala**	Sinusoidalny zapis sygnału w ośrodkach takich jak powietrze, woda lub skała
Wave equation	An equation expressed in partial derivatives. One of its solutions is a wave	**Równanie falowe**	Równanie wyrażone w pochodnych cząstkowych. Jednym z jego rozwiązań jest fala
Wave impedance	Ratio of cause to effect (strain to stress for seismic, electric to magnetic field for electromagnetic waves)	**Impedancja falowa**	Stosunek odkształcenia do naprężenia; dla fal sejsmicznych, elektrycznych, magnetycznych i elektromagnetycznych
Wave spreading	Reduction in intensity of a wave due to spreading or divergence	**Rozprzestrzenianie się fal**	Zmniejszenie intensywności fali z powodu rozprzestrzeniania się lub dywergencji
Waveform	A plot (usually as a function of time) of a quantity involved in wave motion such as voltage, current, seismic displacement, *etc.*	**Kształt fali**	Wykres (zwykle w funkcji czasu) wielkości związanej z ruchem falowym, takiej jak napięcie, prąd, przemieszczenie sejsmiczne itp.
Wavefront	The surface over which the phase of a traveling wave disturbance is the same	**Czoło fali**	Powierzchnia, na której faza zakłócenia fali biegnącej jest taka sama
Waveguide	Geological or manmade structures which keep waves contained and guided	**Falowód**	Struktury geologiczne lub stworzone przez człowieka, które utrzymują fale w pewnym porządku i prowadzą je
Wavelength	Distance between consecutive crests for a sinusoidal wave	**Długość fali**	Odległość między kolejnymi grzbietami fali sinusoidalnej
Wavelet	The fundamental waveform contained in a waveform representing reflections or refraction from multiple layers; a seismic pulse usually consisting of only a few cycles	**Wavelet**	Podstawowy kształt fali zawarty w przebiegu reprezentującym odbicia lub załamania od wielu warstw; impuls sejsmiczny składający się zazwyczaj tylko z kilku cykli
Wavenumber	2*pi / wavelength	**Liczba falowa**	2 · pi / długość fali
Weathering correction	Time compensation to account for slower seismic velocity in the weathered layer	**Poprawka na strefie niskich prędkości**	Kompensacja czasu w celu uwzględnienia wolniejszej prędkości sejsmicznej w warstwie zwietrzałej
Weight-drop	A seismic energy source that produces waves by the impact of a falling object with the ground, where the rate of fall is enhanced by a mechanical or pneumatic device	**Zrzut masy**	Źródło sejsmiczne, które wytwarza fale w wyniku uderzenia spadającego obiektu o ziemię, gdzie prędkość spadania jest zwiększana przez urządzenie mechaniczne lub pneumatyczne

Tab. 40 cd.

Termin (ang.)	Definicja (ang.)	Termin (pl.)	Definicja (pl.)
Well log	Measurements or observations made in a borehole and recorded as a function of depth	**Profilowanie otworowe**	Pomiary lub obserwacje wykonane w otworze wiertniczym i zarejestrowane w funkcji głębokości
Wenner array	An array for electrical resistivity in which four electrodes are placed in a line with equal distances between the electrodes	**Układ Wennera**	Układ geometryczny elektrod w badaniach elektrooporowych, w którym cztery elektrody są umieszczone w linii w równych odległościach między sobą
White noise	Noise in which the signal strength at all frequencies is equal (refer to concept of white light)	**Biały szum**	Szum, w którym siła sygnału na wszystkich częstotliwościach jest równa (patrz koncepcja światła białego)
Wiggle trace	A time-trace of a signal that is plotted as instantaneous value vs. time. A conventional plot. (c.f. Variable density and variable area plots)	**Wigle**	Trasa sejsmiczna z zapisem amplitudowym. Prezentacja trasy sejsmicznej z zapisem amplitudowym (wykres)
Wind noise	Acoustic noise due to wind (interferes with seismic signals)	**Szum wiatru**	Szum spowodowany wiatrem (zakłóca sygnały sejsmiczne)
Window	A region of times or distances. A larger data set is windowed to produce a subset of the data	**Okno danych**	Zbiór czasów lub odległości. Większy zestaw danych jest wyświetlany w oknie, żeby utworzyć podzbiór danych
Wireline log	A well log acquired by deploying instruments in a borehole. The instruments are suspended by a wire	**Karotaż**	Profilowanie otworowe uzyskane przez rozmieszczenie instrumentów w odwiercie. Instrumenty są zawieszone na przewodzie
Young's modulus	The proportionality constant between the one-dimensional stress and strain of an elastic body	**Moduł Younga**	Stała proporcjonalności między jednowymiarowym naprężeniem a odkształceniem ciała sprężystego

9.2. SPIS SKRÓTÓW I SYMBOLI UŻYTYCH W KSIĄŻCE

Tabela 41

Spis skrótów i symboli

Symbol / skrót	Jednostka	Nazwa
VES	–	Pionowe sondowania elektrooporowe (ang. *vertical electrical sounding*)
VES-IP	–	Pionowe sondowania elektrooporowe z polaryzacją wzbudzoną (ang. *vertical electrical sounding – induced polarization*)
PE	–	Profilowania elektrooporowe (ang. *electrical profiling*)
ERT	–	Tomografia elektrooporowa (ang. *electrical resistivity tomography*)
ERT-IP	–	Tomografia elektrooporowa z polaryzacją wzbudzoną (ang. *electrical resistivity tomography-induced polarization*)
IP	–	Polaryzacja wzbudzona (ang. *induced polarization*)
SP		Polaryzacja naturalna (ang. *spontaneous polarization*)
EBL	–	Otworowe pomiary elektrooporowe (ang. *electrical resistivity borehole logging*)
VEP	–	Pionowe profilowania elektrooporowe (ang. *vertical electrical resistivity profiling*)
XBERT	–	Międzyotworowe prześwietlania elektrooporowe (ang. *cross-borehole electrical resistivity*)
BERT	–	Tomograficzne prześwietlanie elektrooporowe (ang. *borehole electrical resistivity tomography*)
DC	–	Prąd stały (ang. *direct current*)
TEM	–	Sondowania elektromagnetyczne (ang. *transient electromagnetic*)
VLF	–	Profilowania elektromagnetyczne niskich częstotliwości (ang. *very low-frequency method*)
GCM	–	Profilowania konduktometryczne (ang. *ground conductivity meters*)
GPR	–	Georadar (ang. *ground penetration radar*)
BGPR	–	Otworowe pomiary georadarowe (ang. *borehole radar logging*)

Tab. 41 cd.

Symbol / skrót	Jednostka	Nazwa
VRP	–	Pionowe profilowania georadarowe (ang. *vertical radar profiling*)
XBGPR	–	Międzyotworowe prześwietlania georadarowe (ang. *cross-borehole radar*)
BRT	–	Tomograficzne prześwietlanie georadarowe (ang. *borehole radar tomography*)
VSP	–	Pionowe profilowania sejsmiczne (ang. *vertical seismic profiling*)
UH, UH-P, UH-S	–	Pionowe profilowania sejsmiczne UH, fali P, fali S (ang. *up-hole*)
DH, DH-P, DH-S	–	Pionowe profilowania sejsmiczne DH, fali P, fali S (ang. *down-hole*)
CH, CH-P, CH-S	–	Międzyotworowe prześwietlania sejsmiczne CH, fali P, fali S (ang. *cross-hole*)
PSL	–	Otworowe pomiary sejsmiczne fali P, fali S (ang. *P-S logging, P-S suspension logging*)
SBT, SBT-P, SBT-S	–	Tomograficzne prześwietlania sejsmiczne, fali P, fali S (ang. *seismic borehole tomography*)
SWM	–	Metody fal powierzchniowych (ang. *surface wave methods*)
MASW	–	Wielokanałowa analiza fal powierzchniowych (ang. *multichannel analysis of surface waves*)
SASW	–	Analiza spektralna fal powierzchniowych (ang. *spectral analysis of surface waves*)
CSWS	–	Ciągła analiza fal powierzchniowych (wyniki 1D) (ang. *continuous surface waves system*)
MAM	–	Analiza mikrowstrząsów, microtremor (ang. *microtremor analysis method*)
ReMi	–	Analiza mikrowstrząsów przenoszonych przez granice refrakcyjne (ang. *refraction microtremor*)
HVS	–	Zależność amplitudy w wektorze pionowym i poziomym fali powierzchniowej, HVS ratio (ang. *horizontal to vertical S wave ratio*)
SRP	–	Sejsmiczne profilowania refrakcyjne (ang. *seismic refraction profiling*)
SRT, SRT-P, SRT-S	–	Sejsmiczna tomografia refrakcyjna, fali P, fali S (ang. *seismic refraction tomography*)
SR	–	Sejsmika refleksyjna (ang. *seismic reflection*)
MAG	–	Magnetometria (magnetyka) (ang. *magnetometry*)
gMAG	–	Magnetometria gradientowa (ang. *gradient magnetometry*)
GRAV	–	Grawimetria (ang. *gravimetry*)
WARR	–	Profilowanie prędkości w metodzie georadarowej
CMP	–	Sondowania georadarowe (ang. *common midpoint*)
TWT	–	Czas podwójny mierzony w badaniach sejsmicznych (ang. *two-way-time*)
CDP	–	Procedura wspólnego punktu głębokościowego (ang. *common depth point*) stosowana w sejsmice refleksyjnej
2D FFT	–	Szybka transformacja Fouriera (ang. *fast Fourier transform*), algorytm stosowany do interpretacji zdjęć grawimetrycznych i magnetycznych oraz do analizy sygnału w sejsmice refleksyjnej
BTWR	–	Filtr pasmowy oparty na wyborze częstotliwości, stosowany w grawimetrii, magnetyce i sejsmice refleksyjnej (ang. *butterworth filter*)
EHD	–	Generator elektro-hydro-dynamiczny generujący fale sejsmiczne w wyniku wyładowania elektrycznego w wodzie
LCI	–	Poprzecznie ograniczona inwersja (ang. *laterally constrained inversion*) stosowana w przetwarzaniu danych elektromagnetycznych
SCI	–	Przestrzennie ograniczona inwersja (ang. *spatially constrained inversion*) stosowana w przetwarzaniu danych elektromagnetycznych
DOI	–	Indeks DOI (ang. *depth of investigation*) stosowany w przetwarzaniu i analizie danych elektromagnetycznych i elektrooporowych
GR	–	Grupa metod geofizycznych
BL	–	Otworowe pomiary geofizyczne (ang. *borhole logging*)
VP	–	Pionowe profilowania geofizyczne (ang. *vertical profiling*)
GI	–	Prześwietlania geofizyczne (ang. *geophisical imagin*)
XB	–	Międzyotworowe prześwietlania geofizyczne (ang. *cross-borehole*)
BT	–	Tomograficzne prześwietlania geofizyczne (ang. *borehole tomography*)
CPT	–	Sondowanie statyczne stożkiem elektrycznym lub piezoelektrycznym bez pomiaru ciśnienia wody w porach (ang. *electrical cone and piezocone penetration test*)
CPTU	–	Sondowanie statyczne stożkiem elektrycznym lub piezoelektrycznym z pomiarem ciśnienia wody w porach (ang. *electrical cone and piezocone penetration test*)

Tab. 41 cd.

Symbol / skrót	Jednostka	Nazwa
RCPTU	–	Sondowanie statyczne stożkiem elektrycznym lub piezoelektrycznym z pomiarem ciśnienia wody w porach (ang. *resistivity electrical cone and piezocone penetration test*) z modułem do pomiarów oporności elektrycznej
CCPTU	–	Sondowanie statyczne stożkiem elektrycznym lub piezoelektrycznym z pomiarem ciśnienia wody w porach (ang. *conductivity electrical cone and piezocone penetration test*) z modułem do pomiarów przewodności elektrycznej
SCPT	–	Sondowanie statyczne stożkiem elektrycznym lub piezoelektrycznym bez pomiaru ciśnienia wody w porach (ang. *seismic electrical cone and piezocone penetration test*) z modułem sejsmicznym
SCPTU	–	Sondowanie statyczne stożkiem elektrycznym lub piezoelektrycznym z pomiarem ciśnienia wody w porach (ang. *seismic electrical cone and piezocone penetration test*) z modułem sejsmicznym
DMT	–	Badanie dylatometrem płaskim (ang. *flat dilatometer test*)
SDMT	–	Badanie dylatometrem płaskim z modułem sejsmicznym (ang. *seismic flat dilatometer test*)
PBP	–	Badanie presjometrem wymagające wstępnego wiercenia (ang. *pre-bored pressiometer test*)
SPBP	–	Badanie presjometrem z modułem sejsmicznym wymagające wstępnego wiercenia (ang. *seismic pre-bored pressiometer seismic test*)
SPT	–	Badanie sondą cylindryczną (ang. *standard penetration test*)
MPM	–	Badanie presjometrem Menarda (ang. *ménard pressiometer test*)
SBP	–	Badanie presjometrem samowiercącym (ang. *self-boring pressuremeter test*)
FDP	–	Badanie presjometrem zagłębianym z pełnym przemieszczeniem (ang. *full displacement pressiometer test*)
RC	–	Badanie w kolumnie rezonansowej (ang. *resonant column tests*)
BE	–	Bender elementy (ang. *bender elements*), rodzaj piezoelementu w badaniach laboratoryjnych
DT	–	Dyski płaskie (ang. *disc shaped piezoectric transducer*), rodzaj piezoelementu w badaniach laboratoryjnych
P-RAT	–	Elementy pierścieniowe (ang. *piezoelectric ring-actuator technique*), rodzaj piezoelementu w badaniach laboratoryjnych
SSI	–	Interakcja podłoże budowlane – obiekt inżynierski (ang. *soil – structure interaction*)
GNSS	–	Globalny System Nawigacji Satelitarnej (ang. *global navigation satellite system*)
GPS	–	Amerykański system nawigacji satelitarnej (ang. *global positioning system*)
GLONASS	–	Rosyjski system nawigacji satelitarnej (ros. *globalnaia navigacionnaia sputnikova sistema*)
Galileo	–	Europejski system nawigacji satelitarnej
BeiDou	–	Chiński system nawigacji satelitarnej
QZSS	–	Japoński system nawigacji satelitarne (ang. *quasi zenit satellite system*)
RTK	–	Technika kinematyczna (ang. *real time kinematics*)
RTN	–	Technika kinematyczna z poprawkami stacji referencyjnych (ang. *real time network*)
ASG-EUPOS	–	Ogólnopolska sieć stacji referencyjnych
CZEPOS	–	Czeska sieć stacji referencyjnych
LitPOS	–	Litewska sieć stacji referencyjnych
SAPOS	–	Niemiecka sieć stacji referencyjnych
SKPOS	–	Słowacka sieć stacji referencyjnych
DOP	–	Współczynnik określający poziom zaufania do pomiaru (ang. *dilution of precision*)
ALS	–	Lotniczy skaning laserowy (ang. *airborne laser scanning*)
BSL	–	Bezzałogowy statek lotniczy (tzw. dron)
NMPT	–	Numeryczny model pokrycia terenu
NMT	–	Numeryczny model terenu
IMU	–	Jednostka inercyjna wyposażenie bezzałogowych statków lotniczych
PL-2000	–	Państwowy układ geodezyjnych współrzędnych płaskich prostokątnych
PL-1992	–	Państwowy układ geodezyjnych współrzędnych płaskich prostokątnych
PL-KRON86-NH	–	Państwowy geodezyjny układ wysokościowy z odniesieniem do średniego poziomu Morza Bałtyckiego, wyznaczonego dla mareografu w Kronsztadzie koło Sankt Petersburga, Federacja Rosyjska
PL-EVRF2007-NH	–	Państwowy geodezyjny układ wysokościowy z odniesieniem do średniego poziomu Morza Północnego, wyznaczonego dla mareografu w Amsterdamie (*normaal amsterdams peil*), Holandia
X	m	Współrzędna płaska X, stosowana w geodezji

Tab. 41 cd.

Symbol / skrót	Jednostka	Nazwa
Y	m	Współrzędna płaska Y, stosowana w geodezji
H	m	Wysokość normalna, rzędna, stosowana w geodezji
XYZ	–	Dowolny lokalny układ kartezjański
GRS80	–	Teoretyczny model pola siły ciężkości (w grawimetrii)
IGRF	–	Międzynarodowy model referencyjny pola magnetycznego Ziemi (ang. *international geomagnetic reference field)*
1D	–	Wizualizacja w przestrzeni jednowymiarowej
2D	–	Wizualizacja w przestrzeni dwuwymiarowej
3D	–	Wizualizacja w przestrzeni trójwymiarowej
UXO	–	Niewybuchy, niewypały (ang. *unexploded ordnance*)
PCV	–	Polichlorek winylu
PBG	–	Przedsiębiorstwa Badań Geofizycznych
PIG-PIB	–	Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
NFOŚiGW	–	Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej
AGH	–	Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica w Krakowie
UW	–	Uniwersytet Warszawski
GIG	–	Główny Instytut Górnictwa
IGSMiE PAN	–	Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią Polskiej Akademii Nauk
IBDiM	–	Instytut Badawczy Dróg i Mostów
ITB	–	Instytut Techniki Budowlanej
PW	–	Politechnika Warszawska
CPK	–	Centralny Port Komunikacyjny sp. z o.o.
UŚ	–	Uniwersytet Śląski
SGGW	–	Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego
GDDKiA	–	Generalna Dyrekcja Dróg Krajowych i Autostrad
NCBR	–	Narodowe Centrum Badań i Rozwoju
PKN	–	Polski Komitet Normalizacyjny
GUGiK	–	Główny Urząd Geodezji i Kartografii
PZGiK	–	Państwowy Zasób Geodezji i Kartografii
PODGiK		Powiatowy Ośrodek Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej
KODGiK		Kolejowy Ośrodek Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej
MWiK		Miejskie Wodociągi i Kanalizacje w Bydgoszczy
ASCE	–	American Society of Civil Engineers
ASTM	–	American Society for Testing and Materials
PN	–	Polska Norma
EEGS	–	Environmental and Engineering Geophysical Society
SEG	–	Society of Exploration Geophysicists
AGU	–	American Geophysical Union
EAGE	–	European Association of Geoscientists and Engineers
ABEM	–	Nazwa firmy produkującej aparaturę do badań geofizycznych
GIS	–	System Informacji Przestrzennej – SIP (ang. *geographic information system*)
BIM	–	Modelowanie informacji o budynku (ang. *building information modeling*)
RID	–	Rozwój Innowacji Drogowych
CBDE	–	Cyfrowy Bank Danych Geoelektrycznych
CBDG	–	Centralna Baza Danych Geologicznych
SMGP	–	Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000
SOPO	–	Systemu Osłony Przeciwosuwiskowej

Tab. 41 cd.

Symbol / skrót	Jednostka	Nazwa
BDGI	–	Baza Danych Geologiczno-Inżynierskich
MPGN	–	Mapa potencjału geotermii niskotemperaturowej
f	Hz	Częstotliwość zmiany natężenia prądu; częstotliwość fali sejsmicznej
ρ	Ωm	Oporność elektryczna (rezystywność, oporność elektryczna właściwa, oporność, opór elektryczny właściwy)
ρ_w	Ωm	Oporność elektryczna wody
σ	S/m	Przewodność elektryczna (konduktywność, przewodność elektryczna właściwa)
ε	F/m	Przenikalność elektryczna
ε_r	F/m	Względna przenikalność elektryczna
μ	H/m	Przenikalność magnetyczna
η	mV/V, %	Współczynnik polaryzacji wzbudzonej (współczynnik polaryzacji, polaryzowalność wzbudzona (M), współczynnik polaryzowalności, parametr polaryzacji, polaryzacja wzbudzona IP)
PS	mV	Polaryzacja naturalna (samoistna, spontaniczna; ang. *self-potential lub spontaneous polarization*, SP)
ReHz	%	Wartości składowej rzeczywistej Hz indukowanego pola magnetycznego
F	%	Wartość anomalii Frasera odzwierciedlająca tektoniczną strefę zwiększonej przewodności elektrycznej w strefach tektonicznych
ΔV^{IP}	mV	Napięcie depolaryzacji na „dipolu" MN po upływie czasu t_i od wyłączenia prądu polaryzującego
ΔV_0	V, mV	Napięcie na „dipolu" MN w czasie płynięcia prądu polaryzującego
I	A	Natężenie prądu
U	V	Napięcie prądu
ΔV	V	Różnica napięcia prądu (np. między elektrodami)
R	Ω	Opór elektryczny przewodnika
S	m^2	Pole przekroju poprzecznego przewodnika
l	m	Długość przewodnika
ρ_a	Ωm	Oporność pozorna, oporność elektryczna pozorna
A	–	Elektroda prądowa A (ang. C1)
B	–	Elektroda prądowa B (ang. C2)
M	–	Elektroda potencjałowa M (ang. P1)
N	–	Elektroda potencjałowa N (ang. P2)
ΔV_{MN}	mV	Różnica potencjałów między elektrodami M i N
I_{AB}	mA	Natężenie prądu elektrycznego emitowanego w podłoże przez elektrody A i B
K	m	Współczynnik geometryczny układu pomiarowego
AM; L_AM	m	Odcinek pomiędzy elektrodami A i M
AN; L_AN	m	Odcinek pomiędzy elektrodami A i N
BM; L_BM	m	Odcinek pomiędzy elektrodami B i M
BN; L_BN	m	Odcinek pomiędzy elektrodami B i N
a	m	Odległość między elektrodami
na	m	Odległość między parą elektrod zasilających i pomiarowych
ΔX	m	Szerokość komórki pomiarowej (oczka) w modelu geoelektrycznym
ΔH	m	Wysokość komórki pomiarowej (oczka) w modelu geoelektrycznym
X	m	Przebyta odległość w badaniu georadarowym
H	m	Głębokość w badaniu georadarowym; miąższość warstwy gruntów/skał w badaniu ERT
P	–	Fala sejsmiczna podłużna (ang. *compressional wave, longitudinal wave*)
S	–	Fala sejsmiczna poprzeczna (ang. *sheare wave*)
Q	–	Fala sejsmiczna powierzchniowa (ang. *Q-wave*)
Vp	m/s	Prędkość fali sejsmicznej podłużnej
Vs	m/s	Prędkość fali sejsmicznej poprzecznej
Vr	m/s	Prędkość fali sejsmicznej powierzchniowej

Tab. 41 cd.

Symbol / skrót	Jednostka	Nazwa
V	m/s	Prędkość fali sejsmicznej
V_{SN}	m/s	Znormalizowana prędkość fali poprzecznej S
L	m	Odległość, jaką musi przebyć fala sejsmiczna między punktem strzałowym a punktem odbioru (droga, jaką musi przebyć fala sejsmiczna pomiędzy dwoma punktami: strzałowym i odbioru)
T, Δt	s	Czas przejścia fali sejsmicznej między punktem strzałowym a punktem odbioru lub między dwoma geofonami lub dwoma poziomami
α, β	°	Kąt ugięcia promieni fali sejsmicznej przy przejściu przez granicę
α′, β′	°	Krytyczny kąt ugięcia promieni fali sejsmicznej przy przejściu przez granicę (całkowite wewnętrzne odbicie)
λ	–	Długość fali
V_w	km/s	Prędkość fal podłużnych P w wodzie
V_g	km/s	Prędkość fal podłużnych P w powietrzu
V_{szk}	km/s	Prędkość fal podłużnych P w szkielecie skały
K_p	%	Całkowita porowatość ośrodka
S_w	[–]	Stopień zawodnienia przestrzeni porowej
Rc_{max}	MPa	Maksymalna wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie
Vp_{max}	km/s	Maksymalna prędkość fal podłużnych P
g	mGal	Wartość przyspieszenia siły ciężkości wyrażona w systemie IGSN-71
h	m n.p.m.	Wysokość punktu pomiarowego
σ	10^3 kg/m^3	Gęstość objętościowa utworów warstwy redukowanej
0,3086·h	mGal	Poprawka wolnopowietrzna Faye'a eliminująca wpływ wysokości położenia punktu pomiarowego względem poziomu odniesienia
0,0419·σ·h	mGal	Poprawka Bouguera eliminująca składową pionową siły przyciągania kompleksu skalnego ograniczonego płaszczyznami poziomymi przechodzącymi przez punkt pomiarowy i poziom odniesienia
γ_0	mGal	Normalna wartość siły ciężkości obliczona w odniesieniu do powierzchni elipsoidy
δg_t	mGal	Poprawka topograficzna eliminująca składową pionową przyciągania mas skalnych tworzących rzeźbę terenu
G	MPa	Moduł ścinania (ang. *shear modulus*)
G_0 (G_{max}, G_d)	MPa	Moduł ścinania w zakresie bardzo małych odkształceń (inne określenia: moduł dynamiczny, moduł początkowy, moduł maksymalny, początkowy/ maksymalny moduł odkształcalności postaciowej, początkowy/ maksymalny moduł ścinania, dynamiczny moduł ścinania, moduł Kirchhoffa i inne) (ang. *shear modulus at very small strain*)
E	MPa	Moduł Younga (ang. *Young's modulus*)
E_0 (E_{max}, E_d)	MPa	Moduł Younga w zakresie bardzo małych odkształceń (inne określenia: moduł dynamiczny, moduł początkowy, moduł maksymalny, początkowy/ maksymalny moduł odkształcalności liniowej, początkowy/ maksymalny moduł Younga i inne) (ang. *Young's modulus at very small strain*)
ν	[–]	Współczynnik Poissona (ang. *Poisson's ratio*)
ν_0 (ν_d)	[–]	Współczynnik Poissona w zakresie bardzo małych odkształceń (ang. *Poisson's ratio at very small strain*)
ε_s	%, [–]	Odkształcenie ścinające
σ'_{v0}	kPa	Efektywne naprężenie geostatyczne
σ'_h	kPa	Efektywne naprężenie poziome
σ'_p	kPa	Efektywne naprężenie prekonsolidacji
C_α	[–]	Współczynnik ściśliwości wtórnej
M_0	kPa	Edometryczny moduł ściśliwości pierwotnej
Id	[–]	Wskaźnik materiałowy w badaniu DMT
M	MPa	Moduł ściśliwości w badaniu DMT
c_u	kPa	Wytrzymałość na ścinanie w warunkach bez odpływu
K_d	[–]	Współczynnik parcia bocznego w badania DMT
K_0	[–]	Współczynnik parcia gruntu w spoczynku
OCR	[–]	Wskaźnik prekonsolidacji
Rc	kPa	Wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie
w_L	%	Granica płynności

Tab. 41 cd.

Symbol / skrót	Jednostka	Nazwa
w_P	%	Granica plastyczności
I_P	[–]	Wskaźnik plastyczności
I_D	[–]	Stopień zagęszczenia
I_C	[–]	Wskaźnik konsystencji
I_L	[–]	Stopień plastyczności
Is	[–]	Wskaźnik zagęszczenia
φ′	[°]	Efektywny kąt tarcia wewnętrznego
Cu	[–]	Wskaźnik różnoziarnistości
ρ	Mg/m^3, kg/m^3	Gęstość objętościowa gruntu, skały, ośrodka gruntowo-skalnego
n, e	[–]	Porowatość
w	%	Wilgotność
k	m/s	Przepuszczalność
fi	%	Zawartość frakcji iłowej
SPT-N	[–]	Liczba uderzeń (N) tzw. opór zagłębienia, konieczny do osiągnięcia zagłębienia próbnika sondy SPT na głębokość 300 mm
%pc	%	Procentowa zawartość piaskowca
Parametr Q	–	Klasyfikacja masywu skalnego Barton'a, Lien'a, Lunde'a (ang. *rock mass quality*)
RMR	–	Klasyfikacja masywu skalnego Bieniawskiego (ang. *rock mass rating*)
KFG	–	Geofizyczna klasyfikacja masywu skalnego fliszowego
RQD	%	Wskaźnik spękania masywu (ang. *rock quality designation*), klasyfikacja masywu skalnego Deere'a
RW	%	Stopień zwietrzenia, określony jako procentowy udział gruntu rezydualnego do okruchów skały macierzystej
WRW	[–]	Współczynnik redukcji wytrzymałości, wyrażony jako stosunek wytrzymałości na ściskanie skały zwietrzałej do wytrzymałości skały niezwietrzałej (WRW = Rc zwietrzeliny/Rc skały)
Bs	–	Skała bardzo spękana
Ss	–	Skała średnio spękana
Ms	–	Skała mało spękana
Li	–	Skała lita
SM	–	Skała miękka
ST	–	Skała twarda
L	–	Termin opisujący plastyczność gruntu: niska plastyczność
M	–	Termin opisujący plastyczność gruntu: średnia plastyczność
H	–	Termin opisujący plastyczność gruntu: wysoka plastyczność
V	–	Termin opisujący plastyczność gruntu: bardzo wysoka plastyczność
M	g/dm^3	Mineralizacja ogólna wody
C_0	mg/dcm^3	Ogólna mineralizacja wody
α_t	$1/^oC$	Współczynnik temperaturowy przewodności elektrycznej roztworów
A	[–]	Stała empiryczna
PRG	–	Projekt robót geologicznych
PBGf	–	Program badań geofizycznych
DBGf	–	Dokumentacja z badań geofizycznych
OGf	–	Opracowania geofizyczne
pgg	–	Ustawa z dnia 9 czerwca 2011 r. Prawo geologiczne i górnicze (Dz.U. 2022 poz. 1072 z późn. zm.)
Z	–	Zalecane
Z/O	–	Zalecane z ograniczeniami
NZ	–	Niezalecane
AGS	–	Format danych
ARC/INFO	–	Format danych

Tab. 41 cd.

Symbol / skrót	Jednostka	Nazwa
ASC	–	Format danych
ASCII	–	Format danych
CAD	–	Format danych
CDR	–	Format danych
CGDB	–	Format danych
COD	–	Format danych
CSV	–	Format danych
DAT	–	Format danych
DB	–	Format danych
DBF	–	Format danych
DGN	–	Format danych
DOC	–	Format danych
DOCX	–	Format danych
DWG	–	Format danych
DXF	–	Format danych
GDB	–	Format danych
GRD	–	Format danych
GRD3	–	Format danych
INT	–	Format danych
KMZ	–	Format danych
LYR	–	Format danych
MDB	–	Format danych
MXD	–	Format danych
PD3	–	Format danych
PDF	–	Format danych
PG3	–	Format danych
PH3	–	Format danych
PRJ	–	Format danych
PU3	–	Format danych
SEGD	–	Format danych
SEGY	–	Format danych
SHP	–	Format danych
SHX	–	Format danych
TFW	–	Format danych
TIF	–	Format danych
TIFF	–	Format danych
TXT	–	Format danych
VEL	–	Format danych
WFS	–	Format danych
WMS	–	Format danych
XGDB	–	Format danych
XLS	–	Format danych
XLSX	–	Format danych
XML	–	Format danych
XYNT	–	Format danych
XYZ	–	Format danych

10. SPIS WYKORZYSTANYCH MATERIAŁÓW*

10.1. PRZEPISY PRAWNE

ROZPORZĄDZENIE Ministra Rozwoju z dnia 18 sierpnia 2020 r. w sprawie standardów technicznych wykonywania geodezyjnych pomiarów sytuacyjnych i wysokościowych oraz opracowywania i przekazywania wyników tych pomiarów do państwowego zasobu geodezyjnego i kartograficznego (Dz.U. 2022 poz. 1670).

ROZPORZĄDZENIE Ministra Rozwoju z dnia 28 lipca 2020 r. w sprawie wzorów wniosków o udostępnienie materiałów państwowego zasobu geodezyjnego i kartograficznego, licencji i Dokumentu Obliczenia Opłaty, a także sposobu wydawania licencji (Dz. U. 2020 poz. 1322).

ROZPORZĄDZENIE Ministra Środowiska z dnia 18 listopada 2016 r. w sprawie dokumentacji hydrogeologicznej i dokumentacji geologiczno-inżynierskiej (Dz.U. 2016 poz. 2033).

ROZPORZĄDZENIE Ministra Transportu, Budownictwa i Gospodarki Morskiej z dnia 25 kwietnia 2012 r. w sprawie ustalania geotechnicznych warunków posadawiania obiektów budowlanych (Dz.U. 2012 poz. 463).

ROZPORZĄDZENIE Rady Ministrów z dnia 15 października 2012 r. w sprawie państwowego systemu odniesień przestrzennych (Dz.U. 2012 poz. 1247, Dz. U. 2019 poz. 2494).

USTAWA z dnia 23 kwietnia 1964 r. Kodeks cywilny (Dz.U. 2022 poz. 1306).

USTAWA z dnia 26 czerwca 1974 r. Kodeks pracy (Dz.U. 2022 poz. 1510 z późn. zm.).

USTAWA z dnia 17 maja 1989 r. Prawo geodezyjne i kartograficzne (Dz.U. 2021 poz. 1990).

USTAWA z dnia 7 lipca 1994 r. Prawo budowlane (Dz.U. 2021 poz. 2351 z późn. zm.).

USTAWA z dnia 6 czerwca 1997 r. Kodeks karny (Dz.U. 2022 poz. 1138 z późn. zm.).

USTAWA z dnia 9 czerwca 2011 r. Prawo geologiczne i górnicze (Dz.U. 2022 poz. 1072 z późn. zm.).

USTAWA z dnia 5 sierpnia 2015 r. o zmianie ustaw regulujących warunki dostępu do wykonywania niektórych zawodów. (Dz.U. 2015 poz. 1505).

USTAWA z dnia 12 września 2002 r. o normalizacja (Dz.U. 2015 poz. 1483).

10.2. NORMY

ASTM D4015 Standard Test Methods for Modulus and Damping of Soils by Fixed-Base Resonant Column Devices.

ASTM D420 Standard Guide for Site Characterization for Engineering Design and Construction Purposes.

ASTM D4428/D4428M Standard Test Methods for Crosshole Seismic Testing.

ASTM D5088 Standard Practice for Decontamination of Field Equipment Used at Waste Sites.

ASTM D5195 Standard Test Method for Density of Soil and Rock In-Place at Depths Below Surface by Nuclear Methods.

ASTM D5608 Standard Practices for Decontamination of Sampling and Non Sample Contacting Equipment Used at Low Level Radioactive Waste Sites.

ASTM D5730 Standard Guide for Site Characterization for Environmental Purposes With Emphasis on Soil, Rock, the Vadose Zone and Groundwater (Withdrawn 2013).

ASTM D5753 Standard Guide for Planning and Conducting Geotechnical Borehole Geophysical Logging.

ASTM D5777 Standard Guide for Using the Seismic Refraction Method for Subsurface Investigation.

ASTM D6167 Standard Guide for Conducting Borehole Geophysical Logging: Mechanical Caliper.

ASTM D6235 Standard Practice for Expedited Site Characterization of Vadose Zone and Groundwater Contamination at Hazardous Waste Contaminated Sites.

ASTM D6274 Standard Guide for Conducting Borehole Geophysical Logging – Gamma.

ASTM D6285 Standard Guide for Locating Abandoned Wells.

ASTM D6429 Standard Guide for Selecting Surface Geophysical Methods.

ASTM D6430 Standard Guide for Using the Gravity Method for Subsurface Site Characterization.

ASTM D6431 Standard Guide for Using the Direct Current Resistivity Method for Subsurface Site Characterization.

ASTM D6432 Standard Guide for Using the Surface Ground Penetrating Radar Method for Subsurface Investigation.

ASTM D6639 Standard Guide for Using the Frequency Domain Electromagnetic Method for Subsurface Site Characterizations.

---

* Aktualność podanych przepisów prawnych oraz norm należy każdorazowo sprawdzać. Zaleca się korzystać ze strony Internetowego Systemu Aktów Prawnych (https://isap.sejm.gov.pl/) oraz Polskiego Komitetu Normalizacyjnego (https://www.pkn.pl/). Normy amerykańskie ASTM można bezpośrednio wyszukać na stronie organizacji (https://www.astm.org/).

ASTM D6726 Standard Guide for Conducting Borehole Geophysical Logging–Electromagnetic Induction.
ASTM D6727/D6727M Standard Guide for Conducting Borehole Geophysical Logging–Neutron.
ASTM D6780/D6780M Standard Test Method for Water Content and Density of Soil In situ by Time Domain Reflectometry (TDR).
ASTM D6820 Standard Guide for Use of the Time Domain Electromagnetic Method for Geophysical Subsurface Site Investigation.
ASTM D7046 Standard Guide for Use of the Metal Detection Method for Subsurface Exploration.
ASTM D7128 Standard Guide for Using the Seismic-Reflection Method for Shallow Subsurface Investigation.
ASTM D7400/D7400M Standard Test Methods for Downhole Seismic Testing.
ASTM D8295 Standard test method for determination of shera wave velocity and intial shear modulus in soil specimens using bender elements.
ASTM D8296 Standard Test Method for Consolidated Undrained Cyclic Direct Simple Shear Test under Constant Volume with Load Control or Displacement Control.
ASTM G57 Standard Test Method for Measurement of Soil Resistivity Using the Wenner Four-Electrode Method.
EN ISO 22476-1 Geotechnical investigation and testing – Field testing – Part 1: Electrical cone and piezocone penetration test.
EN ISO 22476-3 Geotechnical investigation and testing – Field testing – Part 3: Standard penetration test.
EN ISO 22476-4 Geotechnical investigation and testing – Field testing – Part 4: Ménard pressuremeter test.
EN ISO 22476-5 Geotechnical investigation and testing – Field testing – Part 5: Flexible dilatometer test.
EN ISO 22476-6 Geotechnical investigation and testing – Field testing – Part 6: Self-boring pressuremeter test.
EN ISO 22476-8 Geotechnical investigation and testing – Field testing – Part 8: Full displacement pressuremeter test.
EN ISO 22476-11 Geotechnical investigation and testing – Field testing – Part 11: Flat dilatometer test.
PN-B-02480:1986 – Grunty budowlane – Określenia, symbole, podział i opis gruntów.
PN-EN 1997-2 – Eurokod 7 Projektowanie geotechniczne, część 2: Rozpoznanie i badania podłoża gruntowego.
PN-EN ISO 14688-1:2018-05 – Badania geotechniczne. Oznaczanie i klasyfikowanie gruntów – Część 1: Oznaczanie i opis.
PN-EN ISO 14688-2:2018-05 – Badania geotechniczne – Oznaczanie i klasyfikowanie gruntów – Część 2: Zasady klasyfikowania.
PN-EN ISO 14689:2018-05 – Badania geotechniczne. Oznaczanie i klasyfikowanie skał.
prEN 1997-1:2022 (E) – Eurocode 7: Geotechnical design – Part 1: General rules.
prEN 1997-2:2022 (E) – Eurocode 7: Geotechnical design – Part 2: Ground properties.
prEN 1997-3:2022 (E) – Eurocode 7: Geotechnical design – Part 3: Geotechnical structures.

10.3. WYTYCZNE, INSTRUKCJE I ZARZĄDZENIA

INSTRUKCJA A-III Pomiary grawimetryczne i opracowanie ich wyników. Centralny Urząd Geologii i Główny Urząd Geodezji i Kartografii, Warszawa, 1970.
INSTRUKCJA badań podłoża gruntowego budowli drogowych i mostowych. Część 1. Generalna Dyrekcja Dróg Publicznych, Warszawa, 1998a.
INSTRUKCJA badań podłoża gruntowego budowli drogowych i mostowych. Część 2. Załącznik. Generalna Dyrekcja Dróg Publicznych, Warszawa, 1998b.
INSTRUKCJA obserwacji i badań osuwisk drogowych. Generalna Dyrekcja Dróg Publicznych, 1999.
INSTRUKCJA wykonywania robót geodezyjnych związanych z badaniami geologicznymi. Wydaw. Geol., Centralny Urząd Geologii, Warszawa, 1984.
SEGJ 2014. Society of Exploration Geophysicists of Japan. Application Manual of Geophysical Methods to Engineering and Environmental Problems, EAGE Publications, Houten, The Netherlands.
USACE 1995. Geophysical Exploration for Engineering and Environmental Investigations. Engineer Manual 1110-1-1802. United States Army Corps of Engineers, Washington, D.C., 208 pp.
USACE 2001. Geotechnical Investigations. Engineer Manual 1110-1-1804. United States Army Corps of Engineers, Washington, D.C.
WYTYCZNE badań podłoża gruntowego dla potrzeb budowy i modernizacji infrastruktury kolejowej. PKP PLK S.A., Warszawa, 2016.
WYTYCZNE wykonywania badań podłoża gruntowego na potrzeby budownictwa drogowego. Część 1: Wytyczne badań podłoża budowlanego w drogownictwie. Wytyczne. Państw. Inst. Geol., Warszawa, 2019a.
WYTYCZNE wykonywania badań podłoża gruntowego na potrzeby budownictwa drogowego. Część 1. Wytyczne badań podłoża budowlanego w drogownictwie. Załączniki. Państw. Inst. Geol., Warszawa, 2019b.
ZALECENIA techniczne Prezesa Państwowej Agencji Atomistyki dotyczące oceny warunków geologiczno-inżynierskich i hydrogeologicznych dla lokalizacji obiektów jądrowych. Państwowa Agencja Atomistyki, Warszawa, 2014.
ZARZĄDZENIE nr 58 Generalnego Dyrektora Dróg Krajowych i Autostrad z dnia 23 listopada 2015 w sprawie dokumentacji do realizacji inwestycji; www.pgi.gov.pl/drogi; https://www.gddkia.gov.pl/pl/3812/Rok-2015.
ZARZĄDZENIE nr 22 Generalnego Dyrektora Dróg Krajowych i Autostrad 27 czerwca 2019 w sprawie wprowadzenia do stosowania w GDDKiA „Wytycznych badań podłoża budowlanego na potrzeby budownictwa drogowego"; www.pgi.gov.pl/drogi; https://www.gddkia.gov.pl/pl/3812/Rok-2019.

10.4. LITERATURA

ABU-HASSANEIN Z., BENSON C., BLOTZ L., 1996 – Electrical Resistivity of Compacted Clays. J. Geotech. Eng., 122, 5: 397–406.
ACKMAN T.E., 2003 – An Introduction to the Use of Airborne Technologies for Watershed Characterization in Mined Areas. Mine Water Environ., 22, 2: 62–68.
AGAIBY S.S., MAYNE P.W., 2015 – Relationship between undrained shear strength and shear wave velocity for clays. *W*: Proc. 6th Int. Symp. Deform. Character. Geomat., Buenos Aires, Argentina.
ALLESSANDRELLO E., LEMOINE Y., 1983 – Détermination de la perméabilité des alluvions à partir de la prospection électrique. Bull. Int. Assoc. Eng. Geol., 26/27: 357–360 [in French].
AMINE D., HODGES G., SELVAMOHAN S., MARLOW D., 2009 – Correlating Helicopter EM and Borings for Levee

Evaluation Studies in California. *W*: Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems: 126–134. Doi: 10.4133/1.3176687.

AMOROSO S., COMINA C., MARCHETTI D., 2020 – Combined P-and S-Wave Measurements by Seismic Dilatometer Test (SPDMT): A case history in Bondeno (Emilia Romagna, Italy). Geotech. Test. J., 42, 2: 383–393. Doi:10.1520/GTJ20180233.

ANDERSON N., CROXTON N., HOOVER R., SIRLES P., 2008 – Geophysical Methods Commonly Employed for Geotechnical Site Characterization. Transportation Research Circular E-C130, Transportation Research Board, Washington, D.C.

ANGIONI T., RECHTIEN R.D., CARDIMONA S.J., LUNA R., 2003 – Crosshole seismic tomography and borehole logging for engineering site characterization in Sikeston, MO, USA. Tectonophysics, 368, 1: 119–137. Doi: 10.1016/S0040-1951(03)00154-9.

ANNAN A.P., DAVIS J.L., 1976 – Impulse radar sounding in permafrost. Radio. Sci., 11: 383–394.

ANTONIUK J., MOŚCICKI J., JANICKI K., 2003 – Badania geoelektryczne rozprzestrzeniania się wód skażonych chemicznie ze składowiska odpadów poflotacyjnych „Żelazny Most". *W*: Mat. Symp. WARSZTATY 2003 z cyklu „Zagrożenia naturalne w górnictwie": 383–391.

ATKINSON J.H., SALLFORS G., 1991 – Experimental determination of soil properties. *W*: Proceedings of the 10th ECSMFE: 915–956.

ATKINSON T., 1971 – Selection of open pit excavating and loading equipment. Trans. Inst. Min. Metall., 80: A101–A129.

AUKEN E., CHRISTIANSEN A.V., JACOBSEN B.H., FOGED N., SØRENSEN K.I., 2005 – Piecewise 1D Laterally Constrained Inversion of resistivity data. Geophys. Prosp., 53: 497–506.

BÁBEK O., SEDLÁČEK J., NOVÁK A., LÉTAL A., 2018 – Electrical resistivity imaging of anastomosing river subsurface stratigraphy and possible controls of fluvial style change in a graben-like basin, Czech Republic. Geomorphology, 317: 139–156.

BAJDA M., 2009 – Źródło generacji fali sejsmicznej w sondowaniach SCPT. Prz. Nauk. Inż. Kształt. Środ., 46: 57–66.

BAJDA M., MARKOWSKA-LECH K., LECH M., SKUTNIK Z., 2016 – Terenowe badania sejsmiczne w praktyce geotechnicznej. *W*: Mat. Konf. Nauk. II Sympozjum Geofizyczne APPLIED GEOPHYSICS 2016 – Geofizyka stosowana w zagadnieniach górniczych, inżynierskich i środowiskowych. 1–3 czerwca 2016: 1–12. Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN.

BANIA G., 2018 – ERT method in the study of chemical pollution of the hydrogeological environment – numerical analysis of 2D and 3D models. E3S Web Conf., 66, 01007.

BANIA G., ĆWIKLIK M., 2014 – Combined 2D Resistivity Imaging and Penetrometer-Based Resistivity Profiling – example of field studies. *W*: 76th EAGE Conference and Exhibition 2014. Amsterdam, 16–19 June 2014: 1–3.

BANIA G., ĆWIKLIK M., 2015 – Study of a Subsurface Zone Condition in the Vicinity of an Industrial Waste Heap with ERT Method. *W*: 77th EAGE Conference and Exhibition 2015. Madrid, Spain, 1–4 June 2015: 1–3.

BARAŃSKI M., 2003 – Laboratory measurements of the stiffness of normally consolidated till polluted by benzene with bender element. Geol. Quart., 47, 2: 211–214.

BARAŃSKI M., 2004 – Raport projektu badawczego KBN nr 5T15B04112: Ocena zachowania się iłów plioceńskich ze Stegien w warunkach naprężeń efektywnych. Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Warszawa.

BARTON N., 1999 – Engineering classification of rock mass for the design of tunnel support. Rock Mech., 6: 189–236.

BARTON N., 2002 – Some new Q-value correlations to assist in site characterisation and tunnel design. Int. J. Rock Mech. Mining Sci., 39: 185–216.

BARTON N., 2007 – Rock Quality, Seismic Velocity, Attenuation and Anisotropy. CRC Press, Taylor & Francis Group, London, UK.

BATZLE M., HAN D.H., HOFMANN R., 2007 – Rock Properties. *W*: Petroleum Engineering Handbook. Vol. 1. General Engineering (red. L.W. Lake, J.R. Fanchi): 571–686. Society of Petroleum Engineers, Richardson, Teksas.

BAXTER C.D.P., GUADALUPE TORRES Y., BAFFER B., SHARMA M.S.R., 2015 – Links between small and large strain behavior of Presumpscot clay. *W*: Symposium on the Presumpscot Formation, Portland, ME: 1–8.

BAŻYŃSKI J., TUREK S., 1969 – Słownik hydrogeologii i geologii inżynierskiej. Wydaw. Geol., Warszawa.

BEAMISH D., 2011 – Low induction number, ground conductivity meters: a correction procedure. J. Appl. Geophys., 75: 244–253.

BENEDETTO F., TOSTI F., 2013 – GPR spectral analysis for clay content evaluation by the frequency shift method. J. Appl. Geophys., 97: 89–96.

BERMEJO L., ORTEGA A.I., GUÉRIN R., BENITO-CALVO A., PÉREZ-GONZÁLEZ A., PARÉS J.M., ARACIL E., BERMÚDEZ de CASTRO J.M., CARBONELL E., 2017 – 2D and 3D ERT imaging for identifying karst morphologies in the archaeological sites of Gran Dolina and Galería Complex (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). Quater. Int., 433: 393–401.

BERY A.A., 2014 – Slope Monitoring Study Using Time-Lapse Resistivity Tomography and Engineering Soil's Characterization Methods. World Appl. Sci. J., 32, 7: 1364–1368. Doi: 10.5829/idosi.wasj.2014.32.07.536.

BERY A.A., SAAD R., 2012 – Correlation of seismic P-wave velocities with engineering parameters (N value and rock quality) for tropical environmental study. Int. J. Geosci., 3, 4: 749–757.

BESTYŃSKI Z., 1980 – Opracowanie robocze. Badania geofizyczne dla wypracowanie metodyki prac dla oceny stanu technicznego budowli hydrotechnicznych, Badania w ramach Programu Rządowego PR-7 wykonane w latach 1977–1980 przez Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych w Warszawie [materiały własne autora].

BESTYŃSKI Z., 1991 – Badania odkształcalności masywów fliszowych metodą statyczną i dynamiczną. Geo-Refleks, Warszawa.

BESTYŃSKI Z., 1993 – KFG – geophysical flysh rock mass classification in underground structures at complex geological conditions. *W*: Proceedings of XX Seminar of CIGB ICOLD Polish Section. Strony? Wydawca i miejsce wydania?

BESTYŃSKI Z., 1997 – Ocena właściwości geotechnicznych fliszu karpackiego na podstawie badań geofizycznych. Arch. AGH, Kraków [pr. doktor.].

BESTYŃSKI Z., 2002 – Dokumentacja badań sejsmicznych dla oceny stanu technicznego fliszowego podłoża zapory betonowej w Rożnowie. GEO-Refleks, Warszawa.

BESTYŃSKI Z., 2011 – Metody geofizyczne w geologii inżynierskiej. Biul. Państ. Inst. Geol., 446: 175–182.

BESTYŃSKI Z., 2014 – Polowe pomiary odkształcalności fliszowych masywów skalnych. Prz. Geol., 62, 10/2: 544–548.

BESTYŃSKI Z., THIEL K., 2002 – Geotechnical investigations at the predesign tunnel locations. North American Rock Mech. and Tunnelling Ass. of Canada Conf., Toronto.

BESTYŃSKI Z., TROJAN J., 1975 – Metody geofizyczne w badaniach stateczności zboczy skalnych „Badanie i prognozowanie

osuwisk na zboczach zbiorników wodnych we fliszu karpackim". Mat. Badaw. IMGW, Ser. Spec., 4: 155–170.

BESTYŃSKI Z., THIEL K., ZABUSKI L., 1989 – Geotechniczna klasyfikacje masywów fliszowych. Rozprawy Hydrotechniczne, 52.

BESTYŃSKI Z,. GRYCKO M., ICIEK A., 2004 – Dokumentacja badań geoelektrycznych na terenie pól irygacyjnych MWiK w Bydgoszczy. Segi Sp. z o.o.

BESTYŃSKI Z., PACANOWSKI G., BĄK T., 2013 – Badania geofizyczne jakości betonu strefy odwodnej zapory w Solinie. Tom 1/3 Projektu modernizacji ściany odwodnej zapory. IMGW-PIB-Warszawa, PIG-PIB-Warszawa, GEO-Refleks-Warszawa, CERMET-BUD-Kraków, Warszawa.

BESTYŃSKI Z., SIEINSKI E., PACANOWSKI G., 2015 – Badania geofizyczne w ocenie stanu technicznego zapór betonowych. *W*: Eksploatacja budowli piętrzących – diagnostyka i zapobieganie zagrożeniom (red. J. Winter, A. Wita): 345–355. IMGW-PIB, Warszawa.

BESTYŃSKI Z., PACANOWSKI G., SIEINSKI E., 2017 – Badania geofizyczne i klasyfikacje geotechniczne w ocenie stateczności karpackich zboczy fliszowych. Prz. Geol., 65, 10/2: 717–725.

BEYER L.A., CLUTSOM F.G., 1978 – Density and porosity of oil reservoirs and overlying formations from borehole gravity measurements, Gebo Oil Field, Hot Springs County, Wyoming. Oil and Gas Investigations Chart 88, United States Geological Survey, Reston, Virginia.

BIAŁOSTOCKI R., 1974 – Wytyczne do stosowania metod geofizycznych w badaniach hydrogeologicznych i geologiczno-inżynierskich. Wydaw. Geol., Warszawa.

BIENIAWSKI Z.T., 1981 – Rock classification: State of the art and prospect for standarizations. Trans. Res. Rec., 783.

BIENIAWSKI Z.T., 1989 – Engineering rock mass classifications. John Wiley & Sons, New York.

BIERNAT S., 1957 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Wojkowice. Inst. Geol., Warszawa.

BLAKELY R.J., WELLS R.E., WEAVER C.S., JOHNSON S.Y., 2002 – Location, structure, and seismicity of the Seattle fault zone, Washington: Evidence from aeromagnetic anomalies, geologic mapping, and seismic-reflection data. Geolog. Soc. Am. Bull., 114, 2: 169–177.

BLEIBINHAUS F., HOLE J.A., RYBERG T., FUIS G.S., 2007 – Structure of the California Coast Ranges and San Andreas Fault at SAFOD from seismic waveform inversion and reflection imaging. J. Geophys. Res., 112, B6.

BOBIŃSKI W., WOJCIECHOWSKA K., BLIŹNIUK A. i in., 2007 – Mapa Geośrodowiskowa Polski w skali 1:50 000, arkusz Bydgoszcz Wschód [319] (z objaśnieniami). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

BOCHEŃSKA T., DOWGIAŁŁO J., KLECZKOWSKI A.S., KRAJEWSKI S., MACIOSZCZYK A., MACIOSZCZYK T., MAŁECKA D., ROGÓŻ M., RÓŻKOWSKI A., SADURSKI A., SZCZEPAŃSKI S., WITCZAK S., 2002 – Słownik hydrogeologiczny. Wydaw. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

BOROŃ M., WOŹNIAKOWSKI M., GONCERZ K., 2014 – Projekt robót geologicznych likwidacji 9 piezometrów 1B-4B, 6B-8B, 10B i 20B zlokalizowanych przy ul. Chemicznej w Bydgoszczy. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

BRADFORD J.H., SAWYER D.S., 2002 – Depth characterization of shallow aquifers with seismic reflection, Part II-Prestack depth migration and field examples. Geophysics, 67: 98–109.

BRADFORD J.H., CLEMENT W.P., BARRASH W., 2009 – Estimating porosity with ground- penetrating radar reflection tomography: A controlled 3-D experiment at the Boise Hydrogeophysical Research Site. Water Resour. Res., 45: W00D26.

BRZEZINA R., 1999 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Krzesk [566]. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

BURNS S.E., MAYNE P.W., 1996 – Small- and high-strain measurements of in situ soil properties using the seismic cone penetrometer. Transp. Res. Rec., 1548: 81–88.

BUTLER D.K. (red.), 2005 – Near-surface geophysics. Society of Exploration Geophysicists, USA.

BUTRYM J., HARASIMIUK M., HENKIEL A., 1980 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Lublin. Inst. Geol., Warszawa.

BZÓWKA J., KNAPIK K., JUZWA A., STELMACH K., 2012 – Geotechnika komunikacyjna. Wydaw. PŚ, Gliwice.

CAI G., LIU, S., PUPPALA A.J., TONG L., 2011 – Assessment of the coefficient of lateral earth pressure at rest (Ko) from in situ seismic tests. Geotech. Test. J., 34, 4: 310–320.

CALAMITA G., BROCCA L., PERRONE A., PISCITELLI S., LAPENNA V., MELONE F., MORAMARCO T., 2012 – Electrical resistivity and TDR methods for soil moisture estimation in central Italy test-sites. J. Hydro., 454/455: 101–112. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.001.

CAMPANELLA R.G., 2008 – Geo-environmental site characterization. Geotechnical and Geophysical Site Characterization: 3–15. Huang & Mayne, London.

CAMPANELLA R.G., ROBERTSON P.K., GILLESPIE D., 1986 – Seismic cone penetration test. Use of in situ tests in geotechnical engineering. ASCE GSP, 6: 116–130.

CAPRIOTTI J., LI Y., 2015 – Inversion for permeability distribution from time-lapse gravity data. Geophysics, 80, 2: WA69–WA83. https://doi.org/10.1190/geo2014-0203.1

CASSIANI G., MEDINA M.A., 1997 – Incorporating auxiliary geophysical data into groundwater flow parameter estimation. Ground Water, 35, 1: 79–91.

CATERPILLAR, 2008 – Caterpillar Performance Handbook Edition (38th ed). Peoria, Illnois, USA: CAT publication, Caterpillar Inc.

CHA M., CHO G.-C., 2007 – Shear strength estimation of sandy soils using shear wave velocity. Geotech. Test. J., 30, 6: 484–495.

CHAMBERS J.E., WILKINSON P.B., WARDROP D., HAMEED A., HILL I., JEFFREY C., LOKE M.H., MELDRUM P.I., KURAS O., CAVE M., GUNN D.A., 2012 – Bedrock detection beneath river terrace deposits using three-dimensional electrical resistivity tomography. Geomorphology, 177/178: 17–25.

CHANG C., ZOBACK M.D., KHAKSAR A., 2006 – Empirical relations between rock strength and physical properties in sedimentary rocks. J. Pet. Sci. Eng., 51: 223–237.

CHMAL R., 1990 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Poznań (z objaśnieniami). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

CHURCH H.K., 1981 – Excavation Handbook. McGraw-Hill Inc., New York, NY.

COE J.T., BRANDENBERG S.J., AHDI S.K., KORDJAZI A., 2018 – Geophysical Methods For Determining The Geotechnical Engineering Properties Of Earth Materials. Temple University, California Department of Transportation, Report Number CA-17-2111.

CONE Penetration Testing, 2007 – A synthesis of highway practice. National Cooperative Highway Research Program Synthesis, 368. Transportation Research Board, Washington

COON R.F., MERRIT A.H., 1970 – Proceedings in situ modulus of deformability using rock quality index. A.T.S.M. Special Technical Publication 477, Philadelphia.

COOPER H., 1959 – A hypothesis concerning the dynamic balance of fresh water and salt water in a coastal aquifer. J. Geophys. Res., 64, 4: 461–467.

COX B.R., BACHHUBER J., RATHJE E., WOOD C.M., DULBERG R., KOTTKE A., GREEN R.A., OLSON S.M., 2011 – Shear Wave Velocity- and Geology-Based Seismic Microzonation of Port-au-Prince, Haiti. Earthq. Spectra, 27, S1: S67–S92.

CROFT M.G., 1971 – A method of calculating permeability from electric logs. *W*: Geological Research:. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 750–B: B265–B269.

CYGAL A., STEFANIUK M., KRET A., KLITYŃSKI W., 2015 – Zastosowanie metody konduktometrycznej do typowania stref o zmiennych parametrach filtracyjnych w obrębie podstawy wału przeciwpowodziowego. Prz. Geol., 63, 10/1: 652–656.

CZARNIAK P., PACANOWSKI P., BĄKOWSKA A., MIESZKOWSKI R., WELC F., 2014 – The role of geophysical ERT method to evaluate the leakproofness of diapragm wall of deep foundation trenches on the example of the construction of retail and office complex in Lublin, Poland. Stud. Quart., 31, 2: 91–99.

CZARNIAK P., PACANOWSKI G., SOBÓTKA P., 2017 – Zastosowanie badań konduktometrycznych z użyciem inwersji 1D, jako narzędzia do kartowania przestrzennego przypowierzchniowych warstw geologicznych. Prz. Geol., 65,10/2: 803–810.

DAAG A.S., HALASAN O.P.C., MAGNAYE A.A.T., GRUTAS R.N., SOLIDUM R.U., 2022 – Empirical Correlation between Standard Penetration Resistance (SPT-N) and Shear Wave Velocity (Vs) for Soils in Metro Manila, Philippines. Appl. Sci., 12, 8067: 1–24. https://doi.org/10.3390/app12168067.

DĄBROWSKI S., TRZECIAKOWSKA M., STRABURZYŃSKA R., 2000 – Mapa Hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Poznań (z objaśnieniami). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

DAHLIN T., LOKE M.H., 1997 – Quasi-3D resistivity imaging: mapping of 3D structures using two dimensional DC resistivity techniąues. *W*: Proceedings of the 3rd Environmental and Engineering. Europejskie Stowarzyszenie Geologów i Inżynierów. Doi: https://doi.org/10.3997/2214-4609.201407298.

DAHLIN T., ZHOU B., 2001 – A numerical comparison of 2D resistivity imaging with eight electrode arrays. *W*: Procs. 7th Meeting Environmental And Engineering Geophysics, Birmingham, England, 2–6 September 2001, ELEM0l, 2p.

DAHLIN T., ZHOU B., 2004 – A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. Geophys. Prosp., 52, 5: 379–398.

DAHLIN T., ZHOU B., 2006 – Multiple-gradient array measurements for multichannel 2D resistivity imaging. Near Surf. Geophys., 4, 2: 113–123.

DAMIATA B.N., LEE T.-C., 2006 – Simulated gravitational response to hydraulic testing of unconfined aquifers. J. Hydrol., 318, 1/4: 348–359.

DANIELSEN B.E., DAHLIN T., 2010 – Numerical modelling of resolution and sensitivity of ERT in horizontal boreholes. J. Appl. Geophys., 70: 245–254.

DE BENEDETTO D., CASTRIGNANO A., SOLLITTO D., MODUGNO F., BUTTAFUOCO G., LO PAPA G., 2012 – Integrating geophysical and geostatistical techniques to map the spatial variation of clay. Geoderma, 171/172: 53–63.

DECKER K.T., CARNEVALE M., 2019 – Adapting Vertical Seismic Profiling Techniques to Determine Depth and Characteristics of Sheet Piles at Complex Sites Using the Parallel Seismic Method. *W*: 10th International Conference on Stress Wave Theory and Testing Methods for Deep Foundations. ASTM INTERNATIONAL Selected Technical Papers, STP 1611. (red. P. Bullock i in.): 357–376. ASTM International, West Conshohocken.

DEERE D.U., HENDRON A.J., PATTON F.D., CORDING E.J., 1967 – Design of surface and near surface construction in rock. *W*: Proc. 8th U.S. Symposium on Rock Mechanics, Minneapolis, MN: 237–302.

DIEHL J.G., MARTIN A.J., STELLER R.A., 2006 – Twenty Year Retrospective on the OYO P-S Suspension Logger. *W*: Proceedings 8th U.S. National Conference on Earthquake Engineering, April 18–22, San Francisco, California: Paper No. 319.

DIKMEN U., 2009 – Statistical Correlations of Shear Wave Velocity and Penetration Resistance for Soils. J. Geophys. Eng., 6, 1: 61–72.

DOBAK P., DRĄGOWSKI A., FRANKOWSKI Z., FROLIK A., KACZYŃSKI R., KOTYRBA A., PINIŃSKA J., RYBICKI S., WOŹNIAK H., 2009 – Zasady dokumentowania warunków geologiczno-inżynierskich dla celów likwidacji kopalń. Ministerstwo Środowiska, Warszawa.

DOLL W.E., GAMEY T.J., BELL D.T., BEARD L.P., SHEEHAN J.R., NORTON J., HOLLADAY J.S., LEE J.L.C., 2012a – Historical Development and Performance of Airborne Magnetic and Electromagnetic Systems for Mapping and Detection of Unexploded Ordnance. JEEG, 17, 1: 1–17. Doi: 10.2113/JEEG17.1.1.

DOLL W.E., NORTON J., GAMEY T.J., WATKINS B., KINSALL B., HOLLADAY J.S., TATUM B., 2012b – Assessment of the TEM 8 Airborne Electromagnetic System for Ground Conductivity Measurements. *W*: Proc. SAGEEP 2012, Tucson, AZ: 240–249. Doi: 10.4133/1.4721763.

DOMENICO S.N., 1984 – Rock lithology and porosity determination from shear and compressional wave velocity. Geophysics, 49, 8: 1188–1195. Doi: 10.1190/1.1441748.

DUALEM 2016 – Electromagnetic Induction: Operation and Interpretation especially at Low Induction Numbers, DUALEM.

DUDA R., MŻYK S., FARBISZ J., BANIA G., 2020 – Investigating the Pollution Range in Groundwater in the Vicinity of a Tailings Disposal Site with Vertical Electrical Soundings. Pol J. Environ. Stud., 29, 1: 101–110.

DUDA W., BOCHNIA N., 1968 – Dokumentacja półszczegółowych badań grawimetrycznych, temat: Synklinorium szczecińskie i mogileńskie, 1965–1967. Archiwum PBG, Warszawa.

DUDA W., ZDZIARSKA B., WASIAK I., 1973 – Dokumentacja półszczegółowych badań grawimetrycznych, temat: Antyklinorium pomorskie, II etap, 1972. Archiwum PBG, Warszawa.

DYJOR S., 1977 – Uwagi o wpływie obszarów zaburzonych glacitektonicznie na warunki geotechniczne górotworu. *W*: II Sympozjum glacitektoniki. Badania Geologiczne Struktur Glacitektonicznych, Zielona Góra.

DYVIK R., MADSHUS C., 1985 – Lab measurement of G_{max} using bender element Proc. *W*: ASCE Conf. on Advances in the Art of Testing Soils under Cyclic Conditions, ASCE: 186–196.

DZWINEL J., 1978 – Geofizyka. Metody Geoelektryczne. Wydaw. Geol., Warszawa.

EDWARDS L.S., 1977 – All calculations are based on median depth of investigation. Chart of depths for different electrode spacing, orrays and cabie sets. Geophysics, 42, 5: l 020–l 036.

EL-NAQA A., 1996 – Assessment of geotechnical characterization of a rock mass using a seismic geophysical technique. Geotech. Geol. Eng., 14, 4: 291–305.

FAJKLEWICZ Z. (red.), 1972 – Zarys geofizyki stosowanej. Wydaw. Geol., Warszawa.

FAJKLEWICZ Z., 1980 – Mikrograwimetria górnicza. Wydaw. „Śląsk", Katowice.

FAJKLEWICZ Z., 2007 – Grawimetria stosowana. Wydaw. AGH, Kraków.

FAJKLEWICZ Z., OSTROWSKI C., 2010 – Mikrograwimetria – metoda służąca do wykrywania deformacji nieciągłych terenów górniczych. Bezpieczeństwo Pracy i Ochrona Środowiska w Górnictwie, 4, 188: 10–16.

FAJKLEWICZ Z., KORTAS G., OSTROWSKI C., 2007 – Mikrograwimetryczne rozpoznanie zagrożeń deformacjami nieciągłymi powierzchni terenu nad eksploatowanym wysadem solnym. Biul. Inf. Geofizyka, 2, 6: 3.

FANEKO F., KANEMORI T., TONOUCHI K., 1990 – Low-frequency shear wave logging in unconsolidated formations for geotechnical applications; STP17252S, ASTM special technical publications. Oyo Corp, Japonia.

FATEHNIA M., HAYDEN M., LANDSCHOOT M., 2015 – Correlation between shear wave velocity and SPT-N values for North Florida soils. Electron. J. Geotech. Eng., 20, 22: 12421–12430.

FITTERMAN D.V., DESZCZ-PAN M., 1998 – Helicopter EM mapping of saltwater intrusion in Everglades National Park, Florida. Explor. Geophys., 29, 2: 240–243.

FOTI S., LANCELLOTTA R., 2004 – Soil porosity from seismic velocities. Geotechnique, 54, 8: 551–554.

FOTI S., HOLLANDER F., GAROFALO F., ALBARELLO D., ASTEN M., BARD P., COMINA C., CORNOU C., COX B., DI GIULIO G., FORBRIGER T., HAYASHI K., LUNEDEI E., MARTIN A., MARCERAT D., OHRNBERGER M., POGGI V., RENALIER F., SICILIA D., SOCCO V., 2018 – Guidelines for the good practice of surface wave analysis: a product of the InterPACIFIC project. Bull. Earthq. Eng., 16, 6: 2367–2420. Doi: 10.1007/s10518-017-0206-7.

FRANCESE R.G., HAJNAL Z., PRUGGER A., 2002 – High-resolution images of shallow aquifers-A challenge in near-surface seismology. Geophysics, 67: 177–187.

FRANKOWSKI Z., HERBICH P., 2013 – Materiały, które posłużą do sporządzenia zaleceń technicznych Prezesa Państwowej Agencji Atomistyki dla lokalizacji obiektów jądrowych w zakresie oceny warunków geologiczno-inżynierskich i hydrogeologicznych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

FRANKOWSKI Z., KRÓLIKOWSKI C., LINOWSKI H., 1973 – Badania parametrów dynamicznych gruntu. Inżynieria i Budownictwo, 2: 506–510.

FRANKOWSKI Z., GRANICZNY M., JUSZKIEWICZ-BEDNARCZYK B., KRAMARSKA R., PRUSZAK Z., PRZEZDZIECKI P., SZMYTKIEWICZ M., WERNO M., ZACHOWICZ J., 2009 – Zasady dokumentowania geologiczno-inżynierskich warunków posadowienia obiektów budownictwa morskiego i zabezpieczeń brzegu morskiego. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

FRANKOWSKI Z., GODLEWSKI T., IRMIŃSKI W., ŁUKASIK S., MAJER E., NAŁĘCZ T., SOKOŁOWSKA M., WOŁKOWICZ W., CHADA K., CHOROMAŃSKI D., GAŁKOWSKI P., JAŚKIEWICZ K., JURYS L., KACZYŃSKI Ł., MADEJ M., MAJER K., PIETRZYKOWSKI P., SAMEL I., WSZĘDYRÓWNY-NAST M., 2012 – Zasady dokumentowania warunków geologiczno-inżynierskich dla potrzeb rekultywacji terenów zdegradowanych. Ministerstwo Środowiska, Warszawa.

FRANKOWSKI Z., MAJER E., SOKOŁOWSKA M., BARAŃSKI M., PIETRZYKOWSKI P., ROGUSKI A., PACANOWSKI G., CZARNIAK P., WOLSKI W., SAMEL B., KOCH D., MAKOWSKI K., MIROWSKA A., SALWOWSKI R., ROGOWSKA A., 2013 – Dokumentacja geologiczno-inżynierska dla potrzeb opracowania ekspertyzy w zakresie badań stateczności wzgórza Morasko w aspekcie jego planowanego zagospodarowania. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

FRANKOWSKI Z., MAJER E., PIETRZYKOWSKI P., SOKOŁOWSKA M., PACANOWSKI G., GODLEWSKI T., ŁUKASIK S., WSZĘDYRÓWNY-NAST M., KŁOSIŃSKI B., RYCHLEWSKI P., 2014 – Wytyczne badań podłoża gruntowego dla potrzeb budowy i modernizacji infrastruktury kolejowej. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

FRANKOWSKI Z., MAJER E., SOKOŁOWSKA M., RYŻYŃSKI G., OSTROWSKI S., MAJER K., 2018 – Badania geologiczno-inżynierskie prowadzone w Państwowym Instytucie Geologicznym w drugim pięćdziesięcioleciu jego działalności. Prz. Geol., 66, 12: 752–768.

FRANKOWSKI Z., MAJER E., SOKOŁOWSKA M., RYŻYŃSKI G., OSTROWSKI S., MAJER K., 2020 – Kierunki rozwoju geologii inżynierskiej w Państwowym Instytucie Geologicznym. Prz. Geol., 68, 5: 345–355.

FROHLICH R.K., FISHER J.J., SUMMERLY E., 1996 – Electric-hydraulic conductivity correlation in fractured crystalline bedrock: Central Landfill, Rhode Island, USA. J. Appl. Geophys., 35: 249–259. Doi:10.1016/0926-9851(96)00028-6.

GADALLAH M.R., FISHER R., 2009 – Exploration Geophysics. Springer, Berlin. Doi: 10.1007/978-3-540-85160-8.

GARDNER G.H.F., GARDNER L.W., GREGORY A.R., 1974 – Formation velocity and density – the diagnostic basics for stratigraphic traps. Geophysics. 39: 770–780. Doi:10.1190/1.1440465.

GLAZER Z., MALINOWSKI J., 1991 – Geologia i geotechnika dla inżynierów budownictwa. PWN, Warszawa.

GODLEWSKI T., 2015 – Measurement of soil shear wave velocity using in situ and laboratory seismic methods – Some methodological aspects. Geol. Quart., 59, 2: 358–366.

GODLEWSKI T., SZCZEPAŃSKI T., 2015 – Metody określania sztywności gruntów w badaniach geotechnicznych. Instrukcje, Wytyczne, Poradniki ITB, 494.

GOŁĘBIOWSKI T., TOMECKA-SUCHOŃ S., FARBISZ J., 2012 – Zastosowanie kompleksowych metod geofizycznych do nieinwazyjnego badania stanu technicznego wałów przeciwpowodziowych. *W*: Współczesne problemy ochrony przeciwpowodziowej (red. C. Szczegielniak), Sympozjum europejskie, Paryż – Orlean, 28–30 marca 2012 r., Stacja Naukowa Polskiej Akademi Nauk, Paryż: 233–241.

GÓRSKI J., WIERZBICKI J., RASAŁA M., RADASZEWSKI R., 2008 – Projekt prac geologicznych dla rozpoznania stopnia zagrożenia terenu pogórniczego Kopalni Soli w Wapnie w zakresie określenia jego przydatności do zagospodarowania i rewitalizacji. UAM, Instytut Geologii, Archiwum Hydro-Nafta, Piła.

GUADALUPE-TORRES Y., 2013 – Unique Relationship between Small Strain Shear Modulus and Effective Stresses at Failure. University of Rhode Island. [pr. doktor.]

GUNN D.A., CHAMBERS J.E., UHLEMANN S., WILKINSON P.B., MELDRUM P.I., DIJKSTRA T.A., HASLAM E., KIRKHAM M., WRAGG J., HOLYOAKE S., HUGHES P.N., HEN-JONES R., GLENDINNING S., 2014 – Moisture monitoring in clay embankments using electrical resistivity tomography. Constr. Build. Mater., 92,1: 82–94.

GURWIN J., 2009 – Zastosowanie numerycznego modelu filtracji w ocenie wpływu robót inżynierskich na wody podziemne na przykładzie planowanego tunelu między wyspami Wolin i Uznam. Biul. Państw. Inst. Geol., 436: 129–140.

GURWIN J., JANCZARSKI P., 2000 – Mapa Hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Bydgoszcz Wschód [319] (z objaśnieniami). Państw. Inst. Geol. Warszawa.

GURWIN J., KRAWIEC A., 2012 – Identyfikacja systemu krążenia wód podziemnych na wyspie Wolin. Biul. Państw. Inst. Geol. 451: 53–62.

HACKERT C.L., PARRA J.O., 2003 – Estimating scattering attenuation from vugs or karsts. Geophysics, 68: 1182–1188.

HALLEY R.B., SCHMOKER J.W., 1983 – High-porosity Cenozoic Carbonate Rocks of South Florida: Progressive Loss of Porosity with Depth. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 67, 2: 191–200.

HANAFY S.M., GAMAL M.A., 2005 – Detection of Subsurface Utilities Using GPR Techniques. *W*: Proc. SAGEEP 2005, Atlanta, GA: 451–456. Doi: 10.4133/1.2923490.

HARASIMIUK M., HENKIEL A., 1982 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Lublin. Inst. Geol., Warszawa.

HARASIMIUK M., HENKIEL A., KRÓL T., 1984 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Piaski [787] (z objaśnieniami). Inst. Geol., Warszawa.

HARDESTY K., WOLF L.W., BODIN P., 2010 – Noise to signal: A microtremor study at liquefaction sites in the New Madrid Seismic Zone. Geophysics, 75, 3: B83–B90. Doi: 10.1190/1.3374357.

HARRIS K., SAMSON C., VAN GEEL P., 2013 – Characterization of Waste Density in a Bioreactor Landfill via Microgravity and Settlement Analysis. JEEG, 18, 3: 157–168.

HARRY D.L., KOSTER J.W., BOWLING J.C., RODRIGUEZ A.B., 2005 – Multichannel Analysis of Surface Waves Generated During High-resolution Seismic Reflection Profiling of a Fluvial Aquifer. JEEG, 10: 123–133.

HAYASHI K., CAKIR R., WALSH T., LAVASSAR J., 2014 – Safety Evaluation of Dams Using Integrated Geophysical Method: A Case Study in Washington State. Proc. SAGEEP 2014, Boston, MA: 224–232. Doi: 10.4133/SAGEEP.27-086.

HAYASHI K., MATSUOKA T., HATAKEYAMA H., 2005 – Joint Analysis of a Surface-wave Method and Micro-gravity Survey. JEEG, 10, 2: 175–184.

HAYASHI K., MARTIN A., HATAYAMA K., KOBAYASHI T., 2013 – Estimating deep S-wave velocity structure in the Los Angeles Basin using a passive surface-wave method. Lead. Edge, 32, 6: 620–626. Doi: 10.1190/tle32060620.1.

HEIGOLD P., GILKESON R., CARTWRIGHT K., REED P., 1979 – Aquifer transmissivity from surficial electrical methods. Ground Water, 17, 4: 338–345.

HENKIEL A., DENEL W., 2008 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Bełżyce. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

HENKIEL A., DENEL W., 2015 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Bełżyce. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

HILTUNEN D., HUDYMA N., TRAN K.T., SARNO A.I., 2011 – Geophysical Testing of Rock and Its Relationships To Physical Properties. Florida Department of Transportation Research Center Contract No. BDK-75-977-01.

HODGES G., DUNBAR J., SMULLEN S., 2007 – Comparison of Airborne EM Inversions to Cone Penetrometer Results for Identifying Clay Layers Under Rio Grande Levees. Proc. SAGEEP 2007, Denver, CO: 823–829. Doi: 10.4133/1.2924743.

HOLTZ R.D., KOVACS W.D., 1981 – An Introduction to Geotechnical Engineering. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

HOSSAIN B., RAHMAN M., HAQUE R., 2021 – Empirical Correlation between Shear Wave Velocity (Vs) and Uncorrected Standard Penetration Resistance (SPT-N) for Dinajpur District, Bangladesh. J. Nat. Sci. Technol., 3: 25–29.

HUISMAN J.A., HUBBARD S.S., REDMAN J.D., ANNAN A.P., 2003 – Measuring Soil Water Content with Ground Penetrating Radar: A Review. Vadose Zone Journal, 2: 476–491.

HUNTER J.A., 2003 – Some observations of VP, VS, depth and porosity from boreholes in water- saturated unconsolidated sediments. Proc. SAGEEP 2003, San Antonio, TX: 650–661.

INAZAKI T., HAYASHI K.,SEGJ Levee Consortium, 2011 – Utilization of Integrated Geophysical Surveying for the Safety Assessment of Levee Systems. Proc. SAGEEP 2011, Charleston, SC: 370–378. Doi: 10.4133/1.3614117.

ISMAIL M.A.M., KUMAR N.S., ABIDIN M.H.Z., MADUN A., 2018 – Rippability Assessment of Weathered Sedimentary Rock Mass using Seismic Refraction Methods. J. Phys., Conference Series. Doi: 10.1088/1742-6596/995/1/012105.

IVANOV J., MILLER R.D., LACOMBE P., JOHNSON C.D., LANE Jr. J.W., 2006 –Delineating a shallow fault zone and dipping bedrock strata using multichannel analysis of surface waves with a land streamer. Geophysics, 71: A39–A42.

JACOBY W.J., SMILDE P.L., 2009 – Gravity interpretation: Fundamentals and application of gravity inversion and geological interpretation. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

JAGIELSKI A., 2002 – Geodezja I. Wydaw. P. W. Stabil, Kraków.

JAGIELSKI A., 2003 – Geodezja II. Wydaw. P. W. Stabil, Kraków.

JAGODZIŃSKI A., 1963 – Dokumentacja geofizyczna – Opracowanie badań geoelektrycznych temat: Najdziszów. PPG Warszawa. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

JAROS M., JUDKOWIAK M., BARAŃSKI M., FRANKOWSKI Z., MAJER E., OSTROWSKI S., SOKOŁOWSKA M., BĄK T., BŁACHNIO O., BONIEWSKA K., CHADA M., CYGLICKI M., CZARNIAK P., GRABOWSKA A., HORBOWICZ A., ILSKA A., JAGODA E., KOBIELA J., KOCYŁA J., KUTYNA M., LASOCKI M., ŁUKAWSKA A., MAJER K., PACANOWSKI G., PIECHOTA A., PLESKOT F., ROGUSKI A., RYŻYŃSKI G., SAMEL I., SOBÓTKA P., STAŃCZYK S., STAWICKA A., SZABŁOWSKA M., SZLASA M., TRUCHAN K.,WASILEWSKI K.,WILKOŁAZKI P., WOJTASZEK P., ŻERUŃ M., ZARĘBA S., SZEWCZUK K., ZAWŁOCKI J., WCZELIK K., 2022 – Atlas geologiczno-inżynierski Szczecina w skali 1:10 000 (w opracowaniu). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

JOHNSON H.P., PRUIS M.J. VAN PATTEN D., 2000 – Density and porosity of the upper oceanic crust from seafloor gravity measurements. Geophys. Res. Lett., 27, 7: 1053–1056.

KACZYŃSKI R., 2017 – Warunki geologiczno-inżynierskie na obszarze Polski. Państw. Inst. Geol. – Państw. Inst. Badaw., Warszawa.

KALINOWSKA-JAŹWIŃSKA E., KACPRZAK L., LISICKI S., 2001 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Bredynki. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

KARCZEWSKI J., ORTYL Ł., PASTERNAK M., 2011 – Zarys metody georadarowej. Wydanie 2 poprawione i rozszerzone. Uczelniane Wydaw. Naukowo-Dydaktyczne AGH, Kraków.

KASINA Z., 1998 – Przetwarzanie sejsmiczne. 1–332, Wydaw. IGSMiE PAN, Kraków.

KEAREY P., BROOKS M., HILL I., 2002 – An Introduction to Geophysical Exploration. Blackwell Science Ltd.

KELER G.V., FRISCHKNECHT F.C., 1966 – Electrical methods in geophysical prospecting. Pergamon Press Inc., Oxford.

KELLY W., 1977 – Geoelectric sounding for estimating aquifer hydraulic conductivity. Ground Water, 15, 6: 420–424.

KĘDZIERSKI M. (red.), 2014 – Opracowania fotogrametryczne z niskiego pułapu. WAT, Warszawa.

KHAN S.D., STEWART R.R., OTOUM M., CHANG L., 2013 – A geophysical investigation of the active Hockley Fault System near Houston, Texas. Geophysics, 78, 4: B177–B185. Doi: 10.1190/geo2012-0258.1.

KIBRIA G., HOSSAIN M., 2014 – Effects of Bentonite Content on Electrical Resistivity of Soils. Proc. Geo-Congress 2014, Atlanta, GA: 2404–2413. Doi: 10.1061/9780784413272.233.

KIEŁBASIŃSKI K., ZAWRZYKRAJ P., 2011 – Ocena właściwości mechanicznych iłów zastoiskowych okolic Radzymina na podstawie sondowań sejsmicznych SCPTU. Biul. Państw. Inst. Geol., 446: 361–368.

KIRAR B., MAHESHWARI B.K., MULEY P., 2016 – Correlation Between Shear Wave Velocity (Vs) and SPT Resistance (N) for Roorkee Region. Int. J. of Geosynth. and Ground Eng., 2: 9. Doi: 10.1007/s40891-016-0047-5.

KLIMASZEWSKI M., 1961 – Geomorfologia ogólna. Wydaw. PWN, Warszawa.

KŁYZA T., 1988 – Wody podziemne na Wolinie i polskim Uznamie. *W*: SYMPOZIUM WPH, Vol IV: 83–92.

KONDRACKI J., 2009 – Geografia regionalna Polski. Wydaw. PWN, Warszawa.

KONSTANTAKI L.A., GHOSE R., DRAGANOV D., DIAFERIA G., HEIMOVAARA T., 2015 – Characterization of a heterogeneous landfill using seismic and electrical resistivity data. Geophysics, 80, 1: EN13–EN25. Doi: 10.1190/geo2014-0263.1.

KORTAS G., 2007 – The influence of the form of a salt mine on the displacement of the ground surface. Arch. Min. Sci., 52, 1: 107–120.

KOSINSKI W.K., KELLY W.E., 1981 – Geoelectric soundings for predicting aquifer properties. Ground Water, 19, 2: 163–171.

KOSTECKI S., RĘDOWICZ W., 2014 – The Washout Mechanism of the Niedów Dam and its Impact on the Parameters of the Flood Wave. *W*: Procedia Engineering 91: 292–297. https://doi.org/10.1016/j.proeng.2014.12.062.

KOWALCZYK S., MAŚLAKOWSKI M., TUCHOLKA P., 2014a – Determination of the correlation between the electrical resistivity of non-cohesive soils and the degree of compaction. J. Appl. Geophys., 110: 43–50.

KOWALCZYK S., MIESZKOWSKI R., PACANOWSKI G., 2014b – Ocena stateczności wybranych fragmentów skarpy warszawskiej w świetle badań geofizycznych metodą tomografii elektrooporowej. Prz. Geol., 62, 10/2: 634–640.

KOWALCZYK S., ZAWRZYKRAJ P., MIESZKOWSKI R., 2015 – Application of electrical resistivity tomography in assessing complex soil conditions. Geol. Quart., 59: 125–133.

KOWALCZYK S., LEJZEROWICZ A., KOWALCZYK B., 2018 – Groundwater table level changes based on ground penetrating radar images: a case study. *W*: 17th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR): 1–4. Doi: 10.1109/ICGPR.2018.8441628.

KOWALSKI W.C., 1988 – Geologia inżynierska. Wydaw. Geol., Warszawa.

KOZERSKI B., KWATERKIEWICZ A., SADURSKI A., 1992 – Zagrożenia wód podziemnych strefy brzegowej morza w rejonie Gdańska. *W*: W służbie polskiej geologii. Materiały sesji naukowej poświęconej jubileuszom Prof. A.S. Kleczkowskiego: 117–131. Wydaw. AGH, Kraków.

KOZŁOWSKA M., KOZŁOWSKI J., 1985 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Żołędowo [280]. Inst. Geol., Warszawa.

KOZŁOWSKA M., KOZŁOWSKI J., 1990a – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Żołędowo [280]. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

KOZŁOWSKA M., KOZŁOWSKI J., 1990b – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Bydgoszcz Wschód [319]. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

KOZŁOWSKA M., KOZŁOWSKI J., 1992 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Bydgoszcz Wschód [319]. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

KROGULEC E., WIERCHOWIEC J., KWECKO P., MIECZNIK J., HRYBOWICZ G., 2011 – Mapa Geośrodowiskowa Polski w skali l: 50 000, arkusz Pawłów [788] (z objaśnieniami). Państw. Inst. Geol. – Państw. Inst. Badaw., Warszawa.

KRÓLIKOWSKI C., 1974 – Badania parametrów dynamicznych gruntów aluwialnych. *W*: Materiały z Konferencji Naukowej na temat: Ocena zmian własności gruntów przy zastosowaniu wibroflotacji, pali piaskowych i materiałów wybuchowych: 74–85. Inst. Geol., Warszawa.

KU T., MAYNE P.W., 2013 – Evaluating the in situ lateral stress coefficient (Ko) of soils via paired shear wave velocity modes. J. Geotech. Geoenviron. Eng., 139, 5: 775–787.

KULHAWY F.H., MAYNE P.W., 1990 – Manual on Estimating Soil Properties for Foundation Design, Report No. EL-6800. Electric Power Research Institute, Palo Alto, CA.

KWADER T., 1985 – Estimating aquifer permeability from formation resistivity factors. Ground Water, 23, 6: 762–766.

L'HEUREUX J.-S., LONG M., 2017 – Relationship between shear-wave velocity and geotechnical parameters for Norwegian clays. J. Geotech. Geoenviron. Eng. Doi: http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)GT.1943-5606.0001645.

LABRECQUE D., MILETTO M., DAILY W., RAMIREZ A., OWEN E., 1996 – The effects of 'Occam' inversion of resistivity tomography data. Geophysics, 61: 538–548.

LAI W.L, TSANG, W.F. FANG, H., XIAO D., 2006 – Experimental determination of bulk dielectric properties and porosity of porous asphalt and soils using GPR and a cyclic moisture variation technique. Geophysics, 71, 4: K93–K102. Doi: 10.1190/1.2217730.

LAMBE T.W., WHITMAN R.V., 1979 – Soil Mechanics, SI Version. John Wiley & Sons, New York, NY.

LAMPARSKI J., ŚWIĄTEK K., 2007 – GPS w praktyce geodezyjnej. Wydaw. Gall, Katowice.

LECH M., GARBULEWSKI K., 2009 – Określanie porowatości gruntów niespoistych na podstawie pomiarów oporności elektrycznej. Prz. Nauk. Inż. Kształt. Środ., 3, 45: 48–56.

LEE I.M., KIM J.S., YOON H.K., LEE J.S., 2014 – Evaluation of compressive strength and stiffness of grouted soils by using elastic waves. Sci. World J., article ID 215804, http://dx.doi.org/10.1155/2014/215804.

LEE J.S., SANTMARINA J.C., 2005 – Bender Elements: Performance and Signal Interpretation. J. Geotech. Geoinviron. Eng., 131, 9: 1063–1070.

LEGCHENKO A., EZERSKY M., CAMERLYNCK C., AL-ZOUBI A., CHALIKAKIS K., GIRARD J-F., 2008 – Locating water-filled karst caverns and estimating their volume using magnetic resonance soundings. Geophysics, 73: G51–G61.

LENCZEWSKA-SAMOTYA E., ŁOWKIS A., ZDROJEWSKA N., 1992 – Zarys geologii z elementami geologii inżynierskiej i hydrogeologii. Wydaw. PW, Warszawa.

LEVESQUE C.L, LOCAT J., LEROUEIL S., 2007 – Characterization of postglacial sediments of the Saguenay Fjord, Quebec. *W*: Characterization and Engineering Properties of Natural Soils, Vol. 4 (red. Tan T.S. i in.): 2645–2677. Taylor & Francis Group, London, England.

LIN C.H., LIN C.P., DRNEVICH V., 2012 – TDR Method for Compaction Quality Control: Multi Evaluation and Sources of Error.

Geotech. Test. J., 35, 5: 817–826. https://doi.org/10.1520/GTJ104558.

LINDNER L. (red.), 1992 – Czwartorzęd. Osady. Metody badań. Stratygrafia. Wydaw. PAE, Warszawa

LINOWSKI H., 1969 – On the relation between dynamic and static modulus of elasticity (Young's moduli). Acta Geoph. Pol., 17, 1.

LISICKI S., 1995 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Mrągowo. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

LIZUREK G., PLESIEWICZ B., WIEJACZ P., WISZNIOWSKI J., TROJANOWSKI J., 2012 – Seismic event near Jarocin (Poland). Acta Geoph., 61: 26–36. Doi: 10.2478/s11600-012-0052-6.

LOK T.M.H., SHI X., WU S., 2015 – Variation of shear wave velocity of Macao marine clay during secondary consolidation. *W*: Proc. 15th Asian Regional Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering, Japanese Geotechnical Society, Fukuoka, Japan: 587–590.

LOKE M.H., 2000 – Topographic modelling in resistivity imaging inversion. *W*: 62nd EAGE Conference & Technical Exhibition Extended Abstracts, D-2.

LOKE M.H., 2004 – Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys. www.ualberta.ca.

LOKE M.H., 2010 – Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys. Geotomo Software.

LOKE M.H., 2012 – Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys. Geotomo Software, Malaysia.

LOKE M.H., BARKER R.D., 1995 – Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosection. Geophysics, 60, 6: 1682–1690.

LOKE M.H., BARKER R.D., 1996 – Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. Geophys. Prosp., 44, 1: 131–152.

LOKE M.H., ACKWORTH I., DAHLIN T., 2003 – A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. Explor. Geophys., 34: 182–187.

LOKE M.H., ALFOUZAN F.A., NAWAWI M.N.M., 2007 – Optimisation of electrode arrays used in 2D resistivity imaging surveys. ASEG Extended abstracts 2007 (1): 1–4.

LONG M., DONOHUE S., L'HEUREUX J., SOLBERG I., RONNING J.S., LIMACHER R., O'CONNOR P., SAUVIN G., ROMOEN M., LECOMTE I., 2012 – Relationship between electrical resistivity and basic geotechnical parameters for marine clays. Can. Geotech. J., 49, 10: 1158–1168. Doi: 10.1139/T2012-080.

LOWRIE W., 2007 – Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press.

LU D.B., ZHOU Q.Y., JUNEJO S.A., XIAO A.L., 2015 – A systematic study of topography effect of ERT based on 3-D modeling and inversion. Pure App. Geophys., 172: 1531–1546.

LUNNE T., CHRISTOPHERSEN H.P., 1983 – Interpretation of Cone Penetrometer Data for Offshore Sands. *W*: Proc. Offshore Tech. Conf., Richardson, TX: 181–188.

ŁĄTKA T., PILECKI Z., 2015 – Zalety i ograniczenia otworowej metody georadarowej w badaniach geoinżynierskich. Zesz. Nauk. IGSMiE PAN, 89: 19–31.

MAIR R.J., 1993 – Development in geotechnical engineering research: application to tunnels and deep excavations. *W*: Proceedings of the Institution of Civil Engineers, Unwin Memorial Lecture 1992, Civil Engineering, 93: 27–41.

MAJER E., SOKOŁOWSKA M., 2015 – Problemy badań geologiczno-inżynierskich i geotechnicznych a procedury administracyjne. Prz. Geol., 63, 12/1: 1381–1387.

MAJER E., SOKOŁOWSKA M., (red.), 2021 – Wytyczne rozpoznania i badań podłoża budowlanego dla inwestycji kolejowych dużych prędkości. Państw. Inst. Geol. – Państw. Inst. Badaw., Warszawa.

MAJER E., SOKOŁOWSKA M., FRANKOWSKI Z., (red.), 2018 – Zasady dokumentowania geologiczno-inżynierskiego (w świetle wymagań Eurokodu 7). Państw. Inst. Geol.– Państw. Inst. Badaw., Warszawa.

MALATA T., GUCIK S., RĄCZKOWSKI W., SZYMAKOWSKA F., 1995 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Tyrawa Wołoska [1042]. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

MANKHEMTHONG N., DOSER D.I., BAKER M.R., 2012 – Practical Estimation of Near-surface Bulk Density Variations Across the Border Ranges Fault System, Central Kenai Peninsula, Alaska. JEEG, 17, 3: 151–158.

MARCAK H., MORTIMER Z., 1986 – Modele związków prędkości fal sejsmicznych ze stopniem szczelinowatości górotworu. Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sc. M.-8 (191).

MARCINIEC P., ZIMNAL Z., WOJCIECHOWSKI T., PERSKI Z., RĄCZKOWSKI W., LASKOWICZ I., NESCIERUK P., GRABOWSKI D., KUŁAK M., WÓJCIK A., 2019 – Osuwiska w Polsce – od rejestracji do prognozy, czyli 13 lat projektu SOPO. Prz. Geol., 67: 291–297.

MARSZAŁEK S., SZYMAŃSKI J., 2003 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Bobolice [122]. Czy wydane?

MASUDA H., 1964 – Utilisation of elastic longitudinal wave velocity for determination the elastic property of dam foundation reck. Huitieme Congres International des Grandes Barrages, Edinbourgh.

MAŚLAKOWSKI M., 2013 – Ocena stanu zagęszczenia podłoży konstrukcji drogowych na podstawie metod geofizycznych. Wydaw. PW WIL, Warszawa. [pr. doktor.]

MATKOWSKA Z., 1997a – Mapa Hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Międzyzdroje (z objaśnieniami). Inst. Geol., Warszawa.

MATKOWSKA Z., 1997b – Mapa Hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Wolin (z objaśnieniami). Inst. Geol., Warszawa.

MATKOWSKA Z., RUSZAŁA M., WDOWIAK M., 1974 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Międzyzdroje. Inst. Geol., Warszawa.

MAYNE P.W. 2007 – NCHRP Synthesis 368: Cone Penetration Test. Transportation Research Board, National Academies Press, Washington, D.C.

MAYNE P.W., ROBERTSON P.K., LUNNE T., 1998 – Clay stress history evaluated from seismic piezocone tests. Geotechnical Site Characterization, Vol. 2 (Proc. ISC-1), Balkema, Rotterdam: 1113–1118.

MAZÁČ O., LANDA I., 1979 – On determination of hydraulic conductivity and transmissivity of granular aquifers by vertical electric sounding. J. Geol. Sci., 16: 123–139.

MAZÁČ O., KELLY W., LANDA I., 1985 – A hydrogeophysical model for relations between electrical and hydraulic properties of aquifers. J. Hydrol., 79: 1–19. Doi: 10.1016/0022-1694(85)90178-7.

MAZÁČ O., MILENA C., KELLEY W., LANDA I., 1990 – Determination of hydraulic conductivities by surface geoelectric methods. Geotech. and Environ. Geophys., 2: 125–131.

McCANN D.M., EDDLESTON M., FENNING P.J., REEVES G.M., 1997 – Modern Geophysics in Engineering Geology. The Geological Society, London, England.

McNEILL J.D., 1980 – Electrical conductivity of soils and rocks. Geonics Limited. Technical Note TN-5. Mississauga, Ontario, Canada.

MEDHUS A.B., KLINKBY L. (red.), 2022 - Engineering Geophysics. CRC Press. Taylor & Francis Group.

METWALY M., ELAWADI E., MOUSTAFA S.S.R., AL-ARIFI N., 2014 – Combined Inversion of Electrical Resistivity and Transient Electromagnetic Soundings for Mapping Groundwater Contamination Plumes in Al Quwy'yia Area, Saudi Arabia. JEEG, 19, 1: 45–52.

MICHOT D., BENDERITTER Y., DORIGNY A., NICOULLAUD B., KING D., TABBAGH A., 2003 – Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using electrical resistivity tomography. Water Resour. Res., 39: 1138.

MILLER R., HEEREN D., FOX G., HALIHAN T., STORM D., MITTELSTET A., 2010 – Use of Multi- Electrode Resistivity Profiling to Estimate Hydraulic Properties of Preferential Flow Paths in Alluvial Floodplains. *W*: Proc. World Environ. Water Resour. Cong. 2010: 959–969. Doi: 10.1061/41114(371)106.

MILSOM J., 2003 – Field Geophysics. University College London.

MŁYNAREK Z., 2009 – Podłoże gruntowe a awaria budowlana. *W*: XXIV Konf. Nauk.-Tech. pt. „Awarie budowlane". Szczecin–Międzyzdroje, 26–29 maja 2009 r.: 103–128.

MOUNT G.J., COMAS X., CUNNINGHAM K.J., 2014 – Characterization of the porosity distribution in the upper part of the karst Biscayne aquifer using common offset ground penetrating radar, Everglades National Park, Florida. J. Hydrol., 515: 223–236, http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.04.048.

MUKHLISIN M., SAPUTRA A. 2013 – Performance Evaluation of Volumetric Water Content and Relative Permittivity Models. Sci. World J., article ID 421762: 7 pp.

MUSIATEWICZ M., KATRYŃSKI W., ŁADOŃ A., KACPRZAK L., BĄK T., DZIASEK A., BUJNOWSKI K., BUJNOWSKA S., KOCÓJ A., KROPP J., DYSZY A., KECZMERSKI A., KOŁPACZYŃSKI M., 2007 – Atlas Geologiczno-inżynierski Poznania. Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych, Przedsiębiorstwo Geodezyjne i Geologiczno-Fizjograficzne Geoprojekt, Warszawa, archiwum PIG-PIB. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

MUTKE G., CHODACKI J., 2005 – Zastosowanie płytkiego profilowania elektromagnetycznego do rozwiązywania zagadnień inżynierskich i środowiskowych w przypowierzchniowych warstwach podłoża. Pr. Nauk. GIG Górnictwo i Środowisko, 3: 55–64.

NAKAGAWA K., SOGA K., MITCHELL J.K., 1996 – Pulse transmission system for measuring wave propagation in soils. J. Geotech. Eng. ASCE, 122, 4: 302–308.

NAKAZATO H., KONISHI N., 2005 – Subsurface structure exploration of wide landslide area by aerial electromagnetic exploration. Landslides, 2, 2: 165–169.

NIWAS S., CELIK M., 2012 – Equation estimation of porosity and hydraulic conductivity of Ruhrtal aquifer in Germany using near surface geophysics. J. Appl. Geophys., 84: 77–85.

NYQUIST J.E., PEAKE J.S., ROTH M.J.S., 2007 – Comparison of an optimized resistivity array with dipole-dipole soundings in karst terrain. Geophysics, 72: F139–F144.

OGILWI N.A., 1974 — Fiziczeskije i geologiczeskije polja w gidrogeologii. Nauka, Moskwa.

OGINO T., KAWAGUCHI T., YAMASHITA S., KAWAJIRI S., 2015 – Measurement deviations for shear wave velocity of bender element test using time domain, cross-correlation, and frequency domain approaches. Soils Found., 55, 2: 329–342.

OH T., CHO G., LEE C., 2014 – Effect of Soil Mineralogy and Pore-Water Chemistry on the Electrical Resistivity of Saturated Soils. J. Geotech. Geoenviron. Eng., 140, 11: 06014012-1–06014012-5.

OLDENBURG D.W., LI Y., 1999 – Estimaing depth of investigation in dc resistivity and IP surveys. Geophysics, 64, 2: 403–416.

OMOLAIYE G.E., AYOLABI E.A., 2010 – Detection and delineation of underground septic tanks in sandy terrain using ground penetrating radar. Explor. Geophys., 41, 3: 219–223.

OSTROWSKI C., OSTROWSKA K., PISUŁA M., 2010 – Badania mikrograwimetryczne w rejonie wysadu solnego w Wapnie. Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych Sp. z o.o. Archiwum Hydro-Nafta, Piła.

OSTROWSKI S., LASOCKI M., 2014 – Możliwości oceny stanu technicznego wałów przeciwpowodziowych na podstawie badań geofizyki inżynierskiej. Prz. Geol., 62,10/2: 671–679.

OSTROWSKI S., PACANOWSKI G., 2011 – Płytkie badania geofizyczne z wykorzystaniem sejsmiki inżynierskiej oraz tomografii elektrooporowej. Biul. Państw. Inst. Geol.; 446 (1): 215–224.

OSTROWSKI S., PACANOWSKI G., LASOCKI M., 2010 – Electrical resistivity tomography as a tool in geological mapping. *W*: 72nd EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2010, Barcelona.

PACANOWSKI G., 2016 – Obrazowanie elektrooporowe warunków hydrogeologicznych strefy brzegowej wyspy Wolin. Biul. Państw. Inst. Geol., 466: 225–232. Doi: 10.5604/01.3001.0009.4760

PACANOWSKI G., CZARNIAK P., BĄKOWSKA A., MIESZKOWSKI R., WELC F., 2014 – The role of geophysical ERT method to evaluate the leakproofness of diapragm wall of deep foundation trenches on the example of the construction of retail and office complex in Lublin, Poland. Stud. Quart., 31, 2: 91–99.

PACANOWSKI G., CZARNIAK P., BĄK T., 2015 – Dokumentacja badań geofizycznych wykonana w ramach prac dla ustalenia ochrony zbiornika wyspy Wolin – GZWP 102. Państw. Inst. Geol. – Państw. Inst. Badaw., Warszawa.

PACANOWSKI G., CZARNIAK P., PIECHOTA A., MIESZKOWSKI R., 2016a – Analiza możliwości zastosowania metody tomografii elektrooporowej (ERT) do rozpoznania miąższości pokrywy laterytowej. Prz. Geol., 64, 4: 245–253.

PACANOWSKI G., SOKOŁOWSKA M., MIESZKOWSKI R., 2016b – Rola obrazowania elektrooporowego w uszczegółowieniu skomplikowanej budowy geologicznej wzgórza Morasko w Poznaniu. Prz. Geol., 64, 4: 238–244.

PACZYŃSKI B., SADURSKI A., (red.), 2007 – Hydrogeologia regionalna Polski. T. I. Wody słodkie: 439–440. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

PALACKY G.J., 1988 – Resistivity Characteristics of Geologic Targets. Electromagn. Methods in Appl. Geophys.,1: 53–129.

PALMSTRÖM A., 1995 – RMi – A rock mass characterization system for rock engineering purposes. University of Oslo, Norway. [pr. doktor.].

PFAFFHUBER A.A., GRIMSTAD E., DOMAAS U., AUKEN E., FOGED N., HALKJAER M., 2010 – Airborne EM mapping of rockslides and tunneling hazards. Lead. Edge, 29: 956–959. Doi:10.1190/1.3480009.

PILECKI W., 2018 – Metoda sejsmiczna w geoinżynierii. Wydaw. IGSMiE PAN, Kraków.

PILECKI Z., 2003 – Geofizyczne klasyfikacje właściwości górotworu. Prz. Geol., 51, 7: 609–614.

PILECKI Z., BALUCH K., ŁĄTKA T., CZARNY R., KRAWIEC K., 2011 – Nowe możliwości rozpoznania nieciągłości w pokładzie węgla za pomocą georadaru otworowego. Prace Naukowe Głównego Instytutu Górnictwa. Górnictwo i Środowisko. Górnicze Zagrożenia Naturalne, 4/2.

PILECKI Z., LASKOWSKI M., HRYCIUK A., PILECKA E., CZARNY R., WRÓBEL J., KOZIARZ E., KRAWIEC K., 2013 – Identification of gaso-geodynamic zones in the structure of copper ore deposits using geophysical methods. CIM J., 5, 3: 194–202.

PIOTROWSKI A., 1979 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Dołuje [227] (z objaśnieniami). Inst. Geol., Warszawa.

PLOTNIKOV N.I., 1972 – Geophysical Methods in Hydrology and Engineering Geology. Nedra, Moscow [in Russian].

PORSANI J.L., SAUCK W.A., 2007 – Ground-penetrating radar profiles over multiple steel tanks: Artifact removal through effective data processing. Geophysics, 72, 6: J77–J83. Doi: 10.1190/1.2783412.

PSZCZÓŁKOWSKI M., 2012 – Dag Fabrik Bromberg, z dziejów bydgoskiej fabryki materiałów wybuchowych 1939–1945. Muzeum Okręgowe im. Leona Wyczółkowskiego, Bydgoszcz.

RABARIJOELY S., SZCZYGIELSKI K., 2014 – Określenie modułu ścinania gruntów mineralnych i organicznych na podstawie badań dylatometrycznych DMT I SDMT. Landform Analysis, 26: 95–103.

RANT P., LUTY M., KOWALCZUK J., WOJDA B., KWIATKOWSKA A., KAPEL K., 2016 – Dokumentacja geologiczno-inżynierska dla rozpoznania warunków geologiczno-inżynierskich na potrzeby projektowanej inwestycji budowy drogi ekspresowej S19 Lublin–Rzeszów odc. 2 Kraśnik (koniec obwodnicy) – granica województwa lubelskiego i podkarpackiego. Generalna Dyrekcja Dróg Krajowych i Autostrad, Oddział w Lublinie, 782/2016.

REYNOLDS J.M., 1997 – An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. John Wiley and Sons Ltd, Chichester.

REYNOLDS J.M., 2011 – An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. Preview, 2011: 33–40. https://doi.org/10.1071/PVv2011n155other

RINALDI V.A., CUESTAS G.A., 2002 – Ohmic Conductivity of Compacted Silty Clay. J. Geotech. Geoenviron. Eng., 128, 10: 824–835.

ROBERTSON P.K., 2009 – Interpretation of cone penetration tests – A unified approach. Can. Geotech. J., 46, 11: 1337–1355. Doi: 10.1139/T09-065.

ROBERTSON P.K., WOELLER D.J., FINN W.D.L., 1992 – Seismic cone penetration test for evaluating liquefaction potential under cyclic loading. Can. Geotech. J., 29: 686–695.

RODZOCH A., KUŚMIERZ A., SAWICKA-SIARKIEWICZ H., BORZYSZKOWSKI J., BESTYŃSKI Z., DOBKOWSKA A., GÓRKA J., KRUK L., LEŚNIAK J., OFICJALSKA H., PACHOLEWSKI A., TKACZYK A., 2006 – Zasady sporządzania dokumentacji określających warunki hydrogeologiczne w związku z projektowaniem dróg krajowych i autostrad. Ministerstwo Środowiska, Warszawa.

ROGERS C.D.F., CHAPMAN D.N., ENTWISLE D., JONES L., KESSLER H., METJE N., MICA L., MOREY M., POSPÍŠIL P., PRICE S., RACLAVSKY J., RAINES M., SCOTT H., THOMAS A.M., 2009 – Predictive mapping of soil geophysical properties for GPR utility location surveys. *W*: Proc. 5th Int. Workshop Advan.GPR, Granada, Spain: 60–67.

RUCKER M.L., 2000 – Earthwork factors in weathered granites by geophysics. *W*: Geotechnical Special Publication No. 108 (red. S. Nazarian, J. Diehl): 201–214. ASCE, Reston, Virginia.

RUCKER M.L., 2008 – Estimating In situ Geo-Material Mass Density, Modulus and Unconfined Compressive Strength from Field Seismic Velocity Measurements. *W*: Proc. Highway Geophy. – Nondestruct. Eval. Conf., Charlotte, NC.

RUDZKI M., KRAWIEC A., 2007 – Ocena zanieczyszczenia wód podziemnych z wykorzystaniem metody tomografii elektrooporowej. WPH, 13, 2: 335:343.

RULSKI S., LINDNER M., – 2007 – Początki geofizyki prospekcyjnej na terenie Ziem Polskich. Biul. Inf. Geofizyka, 1: 72–90.

RUSZAŁA M., DOBRACKA E., PIOTROWSKI A., 1979 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Wolin (z objaśnieniami). Inst. Geol., Warszawa.

RYŻAK R., 1979 – Problemy interpretacji hydrogeologicznej wyników pomiarów elektrooporowych. Prz. Geol., 27, 8: 462–466.

SADEK M., 1993 – A comparative study of the electrical and hydraulic conductivities of compacted clays. Ph.D. thesis, Dept. of Civ. Eng., Univ. of California at Berkeley, Berkeley, CA.

SALEM H.S., 2000 – The Compressional to Shear-Wave Velocity Ratio for Surface Soils and Shallow Sediments. Euro. J. Environ. Eng. Geophys., 5, 1: 3–14.

SAMOUELIAN A., COUSIN I., TABBAGH A., BRUAND A., RICHARD G., 2005 – Electrical resistivity survey in soil science: a review. Soil Till. Res., 83, 2: 173–193.

SANTAMARINA J.C., PARK J., 2016 – Geophysical properties of soils. Aust. Geomech. J., 51: 183–194.

SANTAMARINA J.C., KLEIN K.A., FAM M.A., 2001 – Soils and waves. Particulate Materials Behavior, Characterization and Process Monitoring. John Wiley & Sons.

SANTAMARINA J.C., PARK J., TERZARIOL M., CARDONA A., CASTRO G.M., CHA W., GARCIA A., HAKIKI F., LYU C., SALVA M., SHEN Y., SUN Z., CHONG S.-H., 2019 – Soil properties: physics inspired, data driven. *W*: Geotechnical fundamentals for addressing new world challenges (red. N. Lu, J.K. Mitchell): 67–91. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-06249-1_3.

SAVIC A., 1969 – Sejsmoakusticeskije mietody izucenia masiwow skalnych porod. Niedra, Moskwa.

SCHLUMBERGER C., 1920 – Etude sur la Prospection Electrique du Sous-sol. Gauthier-Vilars, Paris.

SHAH P.H., SINGH D.N., 2005 – Generalized Archie's Law for estimation of soil electrical conductivity. J. ASTM Int., 2, 5: 1–20.

SHARMA P.V., 1997 – Environmental and Engineering Geophysics. Cambridge University Press, Cambridge, 1–475. http://dx.doi.org/10.1017/CBO9781139171168.002

SHARMA R., BAXTER C., JANDER M., 2011 – Relationship between shear wave velocity and stresses at failure for weakly cemented sands during drained triaxial compression. Soils Found., 51, 4: 761–771.

SHEEHAN J.R., DOLL W.E., MANDELL W.A., 2005 – An evaluation of methods and available software for seismic refraction tomography analysis. JEEG, 10, 1: 21–34.

SHERIFF R.E., 2002 – Encyclopedia Dictionary of Applied Geophysics (4th Ed). Society of Exploration Geophysicists, Volume 13. Tulsa. Doi.org/10.1190/1.9781560802969.

SHEVNIN V., MOUSATOV A., RYJOV A., DELGADO-RODRIQUEZ O., 2007 – Estimation of clay content in soil based on resistivity modelling and laboratory measurements. Geophys. Prosp., 55: 265–275.

SHILEY D.J., HAMPTON L.D., 1978 – Shear-wave measurements in laboratory sediments. The Journal of the Acoustical Society of America, 63, 2: 607–613.

SHOCKLEY W.G., GARBER P.K., 1953 – Correlation of some physical properties of sand. *W*: Proc. 3rd Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng., 1: 203–206.

SIEIŃSKI E., ŚLIWIŃSKI P., 2020 – Wytyczne wykonywania badań, pomiarów, oraz ocen stanu bezpieczeństwa budowli piętrzących wodę. Seria publikacji naukowo-badawczych IMGW-PIB. IMiGW-PIB, Warszawa.

SIEMON B., CHRISTIANSEN A.V., AUKEN E., 2009 – A review of helicopter-borne electromagnetic methods for groundwater exploration. Near Surf. Geophys., 7, 5/6: 629–646. Doi: 10.3997/1873-0604.2009043.

SIRLES P.C., 2006 – Use of Geophysics for Transportation Projects. National Cooperative Highway Research Program Synthesis 357, Transportation Research Board, Washington, D.C.

SJØGREN B., ØVSTHUS A., SANDBERG J., 1979 – Seismic classification of rock mass qualities. Geophys. Prosp., 27, 2: 409–442.

SMITH T., MEARNS R., MCCAULEY M., BAUMEISTER K., 1972 – Correlation Of Seismic Velocities With Earthwork Factors. California Department of Transportation Report No. CA-HY-MR-2103-4-72–37.

SOLON J. (red.), 2018 – Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. Geogr. Pol., 2, 91: 143–170.

SPAGNOLI G., FERNANDEZ-STEEGER T., FEINENDEGEN M., AZZAM R., STANJEK H., 2011 – Influence of the dielectric constant, electrolyte concentration and pH of the pore fluids on the shear strength of monomineralic clays. Ital. Geotech. J., 58, 3: 11–24.

SREEDEEP S., RESHMA A.C., SINGH D.N., 2004 – Measuring soli electrical resistivity using a resistivity box and a resistivity probe. Geotech. Test. J., 7, 4: 411–415.

STELMACH K., BZÓWKA J., 2011 – Ocena agresywności korozyjnej gruntu na podstawie wyników geofizycznych badań elektrooporowych. Biul. Państw. Inst. Geol., 446: 233–242.

STENZEL P., SZYMANKO J., 1973 – Metody geofizyczne w badaniach hydrogeologicznych i geologiczno inżynierskich. Wydaw. Geol., Warszawa.

STEPHENS E., 1978 – Calculating Earthwork Factors Using Seismic Velocities. California Department of Transportation (Caltrans) Report No. FHWA-CA-TL-78-23.

STEPHENSON W.J., FRARY R.N., LOUIE J.N., ODUM J.K., 2013 – Quaternary extensional growth folding beneath Reno, Nevada, imaged by urban seismic profiling. Bull. Seis. Soc. Am., 103, 5: 2921–2927. Doi: 10.1785/0120120311.

SUKOWSKI A., 1982 – O genezie zasolenia wód podziemnych w rejonie Gdańska. Prz. Geol., 30, 2: 84–86.

SULLY J. P., CAMPANELLA G., 1995 – Evaluation of In Situ Anisotropy from Cross Hole and Downhole Shear Wave Velocity Measurements. Geotechnique, 45, 2: 267–282.

SUNWOO C., HWANG S.-H., 2001 – Correlation of rock mass classification methods in Korean rock mass. *W*: Proc. ISRM Int. Symp. – 2nd Asian Rock Mech. Symp., Beijing, China: 631–633.

SUTO K., 2013 – MASW surveys in landfill sites in Australia. Lead. Edge, 32, 6: 674–678. Doi: 10.1190/tle32060674.1.

TAKATA S.A., HACKWORTH J.B., MCCONNELL D., 2001 – Airborne and Ground Geophysical Surveys for Locating and Mapping Underground Storage Tanks at Bellows Air Force Station, Hawaii: An Integrated Approach. *W*: Proc. SAGEEP 2001, Denver, CO, CHP1-CHP1. Doi: 10.4133/1.2922867.

TARNAWSKI M. (red.), 2020 – Badania podłoża budowli. Metody polowe. PWN, Warszawa.

THIEL K. (red.), 1995 – Właściwości fizyko-mechaniczne i modele masywów skalnych polskich Karpat fliszowych. IBW PAN, Gdańsk.

THIEL K., BESTYŃSKI Z., 1994 – Geotechnical classification for the flysh mass rock for hydrotechnical tunnels. Nancy. 4-me Colloque Franco-Polonaise Laboratorie de Geomechanique. Ecole Nationale Superieure de Geologie.

THOMAS A.M., CHAPMAN D.N., ROGERS C.D.F., METJE N., 2010a – Electromagnetic properties of the ground: Part I – Fine-grained soils at the Liquid Limit. Tunnel. Undergr. Space Tech., 25, 6: 714–722.

THOMAS A.M., CHAPMAN D.N., ROGERS C.D.F., METJE N., 2010b – Electromagnetic properties of the ground: Part II – The properties of two selected fine-grained soils. Tunnel. Undergr. Space Tech., 25, 6: 723–730.

TONG L., LIU L., CAI G., DU G., 2013 – Assessing the coefficient of the earth pressure at rest from shear wave velocity and electrical resistivity measurements. Eng. Geol., 163: 122–131.

TORGE W., 1989 – Gravimetry. Walter de Gruyter, Berlin–New York.

TOSTI F., PATRIARCA C., SLOB E., BENEDETT, A., LAMBOT S., 2013 – Clay content evaluation in soils through GPR signal processing. J. Appl. Geophys., 97: 69–80.

TROJAN J., 1975 – Metody geofizyczne w badaniach podłoża budowli wodnych. Archiwum Hydrotechniki IBW PAN, 22, 2.

TRUTY A., 2008 – Sztywność gruntów w zakresie małych odkształceń. Aspekty modelowania numerycznego. Czasopismo Techniczne Wydaw. PŚ, 3: 107–126.

TRZEŚNIOWSKI Z., 2007 – Sejsmika – z wojska do cywila. Biul. Inf. Geofiz., 2: 64–75.

TSAIA C.-C., KISHIDAB T., KUOC C.-H., 2019 – Unified correlation between SPT–N and shear wave velocity for a wide range of soil types considering strain-dependent behawior. Soil Dyn. Earthq. Eng., 126, 105783: 1–12.

UHLEMANN S., HAGEDORN S., DASHWOOD B., MAURER H., GUNN D., DIJKSTRA T., CHAMBERS J., 2016 – Landslide characterization using P- and S-wave seismic refraction tomography – The importance of elastic moduli. J. Appl. Geophys., 134: 64–76. Doi: 10.1016/j.jappgeo.2016.08.014.

URISH D.W., 1981 – Electrical resistivity-hydraulic conductivity relationships in glacial outwash aquifers. Water Resour. Res., 17, 5: 1401–1408.

UZIELLI M., MAYNE P.W., CASSIDY M.J., 2013 – Probabilistic assessment of design strengths for sands from in-situ testing data. *W*: Modern Geotechnical Design Codes of Practice, Advances in Soil Mechanics & Geotechnical Engineering, Vol. 1: 214–227. IOS-Millpress, Amsterdam.

VIANA da FONSECA A., FERREIRA C., FAHEY M., 2009 – Framework interpreting bender element test, combining time-domain and frequency-domain methods. Geotech. Test. J., 32, 2: 1–17.

VIEZZOLI A., CHRISTIANSEN A.V., AUKEN E., SØRENSEN K.I., 2008 – Quasi-3D modeling of airborne TEM data by spatially constrained inversion. Geophysic, 73: F105–F113.

VOGELSANG D. 1995 – Environmental Geophysics: A Practical Guide. Springer, Berlin. http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-85141-4.

WANG Z., LU Y.X., YANG L., 1994 – Fractal characteristics of rock structures and evaluation of rock mass quality in slope. Shenyang. China. International Symposium on New Development of Rock Mechanics and Engineering.

WATANABE T., MATSUOKA T., AND ASHIDA Y., 1999 – Seismic traveltime tomography using Fresnel volume approach. SEG Expanded Abstracts 18, 1402.

WDOWIARZ S., ZUBRZYCKA A., FRYSZTAK-WOŁKOWSKA A., 1988 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Rymanów [1040]. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
WDOWSKA M.K., WUDZKA A., 2006 – Czynniki warunkujące zmienność modułu odkształcenia gruntów spoistych. Przegląd Naukowy. Inżynieria i Kształtowanie Środowiska, 15, 1 (33): 64–74.
WENNER F., 1916 – A method of measuring earth resistivity. Bull. US Bur. Stan., 12: 469–478.
WĘŻYK P. (red.), 2015 – Podręcznik dla uczestników szkoleń z wykorzystania produktów LiDAR. GUGiK, Warszawa.
WHITELAW J.L., MICKUS K., WHITELAW M.J., NAVE J., 2008 – High-resolution gravity study of the Gray Fossil Site. Geophysics, 73, 2: B25–B32. Doi: 10.1190/1.2829987.
WIERZBICKI G., OSTROWSKI P., SAMULSKI M., BUJAKOWSKI F., 2012 – Wpływ budowy geologicznej na warunki przebiegu ekstremalnych wezbrań na przykładzie powodzi 2010 w dolinie Wisły środkowej i dolnej. Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich, 3: 27–41.
WIGHTMAN W.E., JALINOOS F., SIRLES P., HANNA K., 2003 – Application of Geophysical Methods to Highway Related Problems. Federal Highway Administration, Central Federal Lands Highway Division, Lakewood, CO.
WILANOWSKI S., ŻABA M., 2010 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Wojkowice (reambulacja). Państw. Inst. Geol. – Państw. Inst. Badaw., Warszawa.
WILANOWSKI S., ŻABA M., 2016 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Wojkowice (reambulacja). Państw. Inst. Geol. – Państw. Inst. Badaw., Warszawa.
WOJCIECHOWSKI T., 2019 – Podatność osuwiskowa Polski. Prz. Geol., 67, 5: 320–325. Doi: 10.7306/2019.25.
WORTHINGTON P.F., 1975 – Quantitative geophysical investigations of granular aquifers. Geophys. Surv., 3: 313–366.
WÓJCICKI A., HONCZARUK M., PACANOWSKI G., 2006 – Subsurface Geophysical Surveys to Civil Engineering, Geotechnical and Environmental Applications. 68th EAGE Conference and Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2006.
WSZĘDYRÓWNY-NAST M., 2007 – Ocena metod oznaczania modułu odkształcenia do projektowania ścian szczelinowych. Geologos, 11: 303–310.
WYSZYWACZ W., 2020 – Drony. Wydaw. Poligraf, Brzezia Łąka.
YAGIZ S., 2011 – P-wave velocity test for assessment of geotechnical properties of some rock materials. Bull. Mater. Sci., 34, 4: 947–953.
YELF R.J., 2007 – Application of Ground Penetrating Radar to Civil and Geotechnical Engineering. Electromagn. Phenom., 7, 1 (18): 102–117.
YILMAZ O., 2001 – Seismic data analysis. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
YILMAZ O., 2015 – Engineering seismology. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
YOON H.-K., LEE C., KIM H.-K., LEE J.-S., 2011 – Evaluation of preconsolidation stress by shear wave velocity. Smart Str. Sys., 7, 4: 275–287.
ZELT C.A., AZARIA A., LEVANDER A., 2006 – 3D seismic refraction traveltime tomography at a groundwater contamination site. Geophysics, 71, 5: H67–H78. Doi: 10.1190/1.2258094.
ZHDANOV M.S., KELLER G.V., 1994 – The Geoelectrical Methods in Geophysical Exploration. Elsevier, Amsterdam.
ZHOU B., DAHLIN T., 2003a – Gradient and Mid-Point-Referred measurements for multi-channel 2D resistivity imaging. *W*: Conference Proceedings, 8th EEGS-ES Meeting. Aveiro, Portugal, 08.09–12 09.2002 r.
ZHOU B., DAHLIN T., 2003b – Properties and effects of measurement errors on 2D resistivity imaging. Near Surf. Geophys., 1: 105–117.
ZIEMIŃSKI A., CHOJNOWSKI A., LEWOCZEWICZ R., KUSZYK R., CYBULSKI B., CHADA A., PENA E., PAJĄK Ł., GAWRYSZEWSKI K., JĘDRZEJCZAK A., KULCZYŃSKA M., ORKISZ K., CYBULSKA A., 2022 – Dokumentacja hydrogeologiczna dla określenia warunków hydrogeologicznych w ramach Koncepcji Programowej dla zadania „Budowa drogi ekspresowej S12 Lublin–Dorohusk na odcinku Piaski-Dorohusk z wyłączeniem budowy obwodnicy Chełma". Część 1. Odcinek nr 2: Dorohucza (w. Dorohucza – bez węzła)–Chełm (w. Chełm Zachód – bez węzła), woj. lubelskie; powiat świdnicki, gmina Trawniki; powiat chełmski, gmina Siedliszcze i gmina Chełm. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

10.5. STRONY INTERNETOWE

[dostęp: styczeń 2023]

https://geologia.pgi.gov.pl/
https://gpr.pl/
https://inzynieria.com/uploaded/magazines/pdf/ib022s098.pdf
https://iugg.org/associations-commisions/associations/iaga/
https://mapy.geoportal.gov.pl
https://pzgik.geoportal.gov.pl/imap/
https://webewid.pwz.pl/e-uslugi/portal-mapowy
https://www.aarhusgeosoftware.dk/
hhttp://www.asgeupos.pl
https://www.eegs.org/
https://www.epa.gov/
https://www.geoportal.gov.pl/
https://www.geo-radar.pl
https://www.gugik.gov.pl/pzgik
https://www.guidelinegeo.com/mala-ground-penetrating-radar-gpr/
https://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html
https://www.oyo.co.jp/exhibition-oyo-fair-2020/online-exhibition/_Modal/pdf/PS%20Logger.pdf
https://www.pgi.gov.pl/osuwiska/123/monitoring-osuwisk.html

Badania geologiczno-inżynierskie to nowy, wieloczęściowy cykl poradników dotyczący rozpoznania podłoża budowlanego na podstawie badań terenowych i laboratoryjnych. Pierwsza część obejmuje zagadnienia dotyczące geofizyki inżynierskiej, która wykorzystuje badania geofizyczne do rozpoznania budowy geologicznej oraz określania właściwości fizyczno-mechanicznych ośrodka gruntowo-skalnego na potrzeby geologii inżynierskiej oraz innych dziedzin i dyscyplin naukowych.

Poradnik jest adresowany do szerokiego grona odbiorców, a jego zawartość obejmuje ogólne informacje na temat podstaw teoretycznych badań geofizycznych, opis procesu dokumentowania wyników badań geofizycznych wykorzystywanych w geologii inżynierskiej oraz charakterystykę przykładowych realizacji, które tak dobrano, aby wskazać typowe problemy geologiczno-inżynierskie występujące na terenie kraju, opisać praktyczne aspekty wykonywania badań geofizycznych oraz podać uwagi na temat sposobu interpretacji wyników.

Publikacja została udostępniona na stronie internetowej:
https://geoportal.pgi.gov.pl/atlasy_gi/publikacje

Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
tel. (+48) 22 45 92 000, biuro@pgi.gov.pl

pgi.gov.pl

ISBN 978-83-67567-36-7



Ministerstwo Klimatu i Środowiska

Sfinansowano ze środków NARODOWEGO FUNDUSZU OCHRONY ŚRODOWISKA i GOSPODARKI WODNEJ