Uniwersytet Śląski

Wydział Nauk o Ziemi

Katedra Geologii Stosowanej

Zakład Geofizyki Stosowanej

Ewa Paulina Janowska

Nr albumu: 278 431

Rozpoznanie geofizyczne lokalizacji zabytkowej sztolni kopalni rud żelaza w Cisnej

Praca magisterska

Praca wykonana pod kierunkiem

Prof. Dr hab. Adama Idziaka

Dr Macieja J. Mendeckiego

Sosnowiec, 2016

Słowa kluczowe: tomografia elektrooporowa, sejsmika refrakcyjna, MASW, sztolnia „Róża”, Cisna

Oświadczenie autora pracy

Ja, niżej podpisana:

Ewa Paulina Janowska

autorka pracy dyplomowej pt. „Rozpoznanie geofizyczne lokalizacji zabytkowej sztolni kopalni rud żelaza w Cisnej”

Numer albumu: 278 431

Studentka Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach

kierunku studiów Geofizyka

Oświadczam, że ww. praca dyplomowa:

- została przygotowana przeze mnie samodzielnie,
- nie narusza praw autorskich w rozumieniu ustawy z dnia 4 lutego 1994 r. o prawie autorskim i prawach pokrewnych (tekst jednolity Dz. U. z 2006 r. Nr 90, poz. 631, z późn. zm.) oraz dóbr osobistych chronionych prawem cywilnym,
- nie zawiera danych i informacji, które uzyskałam w sposób niedozwolony,
- nie była podstawą nadania dyplomu uczelni wyższej lub tytułu zawodowego ani mnie, ani innej osobie.

Oświadczam również, że treść pracy dyplomowej zamieszczonej przeze mnie w Archiwum Prac Dyplomowych jest identyczna z treścią zawartą w wydrukowanej wersji pracy.

Jestem świadoma odpowiedzialności karnej za złożenie fałszywego oświadczenia.

…… Data

……. Podpis autora pracy

Spis treści:

Wstęp 4

1. Cel pracy 5

2. Metody geoelektryczne 5

2.1 Tomografia elektrooporowa 6

2.2 Metoda elektromagnetyczna 9

3. Metody sejsmiczne 11

3.1 Sejsmika refrakcyjna 13

3.2 MASW 14

4. Charakterystyka obszaru badań. 16

4.1 Lokalizacja 16

4.2 Geologia i tektonika 17

4.3 Geochemia złóż żelaza 20

5. Metodyka badań 21

5.1 Metodyka obrazowania oporności 21

5.2 Metodyka badań elektromagnetycznych 25

5.3 Metodyka badań sejsmicznych 26

6. Rozpoznanie przebiegu sztolni „Róża” 28

6.1 Wyniki badań obrazowania oporności 28

6.2 Wyniki badań konduktometrycznych 34

6.3 Wyniki badań sejsmicznych 35

7. Dyskusja wyników 40

Wnioski: 42

Literatura: 43

Spis rysunków 48

Spis stron internetowych: 49

Wstęp

Ochrona zabytków kultury i przemysłu to swoisty obowiązek spadkobierców naszych przodków. Powinno to być nadrzędną kwestią miejscowej – i nie tylko – ludności. O ile objęcie pieczy nad zabytkowym budynkiem czy pomnikiem przyrody jest oczywiście czasochłonne i skomplikowane, to jak objąć ochroną coś czego nie widać na pierwszy rzut oka?

Takim wyzwaniem okazały się badania mające na celu lokalizację XIX-wiecznej sztolni wydobywczej „Róża" w miejscowości Cisna, należącej niegdyś do rodu Fredrów. Zostały przeprowadzone przy pomocy członków Studenckiego Koła Naukowego Geofizyków PREM działającego na Wydziale Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, w porozumieniu z Fundacją „Tylko Bieszczady", Stowarzyszeniem „Natchnieni Bieszczadem" oraz Radą Gminy Cisna.

Miejscowość Cisna została lokowana na prawie wołoskim w połowie XVI wieku w dobrach rodziny Balów, na trasie starego szlaku handlowego wiodącego od Sanoka do Hummenego (wschodnia Słowacja). Przez kolejne dwa wieki miejscowość była we władaniu dwóch rodów: Lubomirskich i Urbańskich. W 1740 roku, Teresa Urbańska wyszła za mąż za Józefa Benedykta Fredrę, chorążego łomżyńskiego, wnosząc w posagu m.in. właśnie Cisną. W skutek I rozbioru Rzeczypospolitej Polskiej, Cisna weszła w skład Cesarstwa Austriackiego, podlegając prawu galicyjskiemu. W roku 1790 dobra ciśniańskie odziedziczył Jacek Fredro – ojciec Aleksandra Fredry, polskiego komediopisarza. Jacek Fredro chcąc wykorzystać potencjał położenia miejscowości oraz występujące w tym regionie rudy darniowe, założył w 1796 roku pierwszą sztolnię wydobywczą. Według podań, istniało pięć sztolni wydobywczych: w paśmie Jasła, Hyrlatej, Mohnaczki, w miejscowości Krzywe oraz w Dołżycy. W 1804r. swoją działalność rozpoczęła huta żelaza, w której skład wchodziła m.in. fryszerka, odlewnia i kuźnia. Na potrzeby lokalnego rynku produkowano narzędzia rolnicze, krzyże nagrobne, przedmioty codziennego użytku etc. Poszukiwana sztolnia, „Róża" ulokowana była niemal w centrum miejscowości, niedaleko wspomnianej wcześniej huty żelaza. Według źródeł, sztolnia miała ok. 12 km długości i do 8 m szerokości, tak że „mogły mijać się dwie pary wołów", rozdzielała się też na dwa korytarze (Gruszczyński et al., 1996; Orłowski, dostęp online; Rejzdrowicz, 2015).

1. Cel pracy

Celem mojej pracy było wyznaczenie lokalizacji wejścia oraz przebiegu sztolni za pomocą kompleksowego zestawu metod geofizycznych. W doborze metod kierowano się przede wszystkim nieinwazyjnością i efektywnością metody oraz potencjalnymi trudnościami w trudno dostępnym, górskim terenie. W celu rozpoznania wejścia do sztolni wykorzystano tomografię elektrooporową, metodę elektromagnetyczną oraz sejsmikę refrakcyjną. W celu rozpoznania dalszego korytarza sztolni wykorzystano tomografię elektrooporową oraz profilowanie elektromagnetyczne. Ze względu na specyfikę badanego terenu – młodniki, strome zbocza, górskie potoki, powalone drzewa i zalegający na powierzchni rumosz skalny – niemożliwym było zastosowanie metody sejsmicznej na wszystkich profilach badawczych. Szeroki wachlarz zastosowanych metod geofizycznych miał także na celu sprawdzenie ich użyteczności w poszukiwaniach pustek naturalnych bądź antropogenicznych w terenie o skomplikowanej budowie geologicznej oraz topografii.

2. Metody geoelektryczne

Badania geoelektryczne należą do jednej z popularniejszych metod badawczych w geofizyce. Ich nadrzędnym celem jest zbadanie podpowierzchniowego rozkładu oporności za pomocą badań powierzchniowych. Metodyka oraz podstawy teoretyczne zostały opracowane na początku XX wieku przez braci Schlumberger. W metodach geoelektrycznych wykorzystujemy właściwości pola elektrycznego, sztucznie indukowanego w ośrodku skalnym. Metody geoelektryczne możemy podzielić wg następującego schematu:

- pionowe sondowania elektrooporowe VES (*Vertical Electrical Sounding*),
- profilowanie elektrooporowe EP (*Electrical Profiling*),
- tomografia elektrooporowa ERT (*Electrical Resistivity Tomography*),
- profilowanie elektromagnetyczne EM (*Electromagnetic Methods*). (Kemna, 2000; Loke, 2000, Pasierb, 2012; Pomianowski et al., 2002)

W poniższej pracy zostaną przybliżone dwie metody: tomografii elektrooporowej oraz profilowania elektromagnetyczne.

2.1 Tomografia elektrooporowa

Metoda tomografii elektrooporowej jest jedną z najefektywniejszych, a jednocześnie bezinwazyjnych metod geofizycznych, dającą dobre rozpoznanie ośrodka geologicznego przy stosunkowo niskim błędzie w możliwej interpretacji uzyskanego wyniku. Założeniem tej metody jest zbadanie podziemnego rozkładu oporności gruntu, a w procesie interpretacji – wyznaczenie oporu właściwego gruntu. Warto jednak wyraźnie rozgraniczyć trzy ważne pojęcia, które będą przewijać się w poniższej pracy: opór elektryczny R, oporność ρ (opór elektryczny właściwy) i oporność pozorna ρ_a.

Opór elektryczny R jest wielkością opisującą przepływ prądu przez badane ciało, definiowaną jako iloraz zmiany różnicy potencjałów ΔU, i natężenia prądu I, który zgodnie z prawem Ohma można zapisać wzorem:

$$R = \frac{\Delta U}{I}\ [\Omega] \qquad (2.11)$$

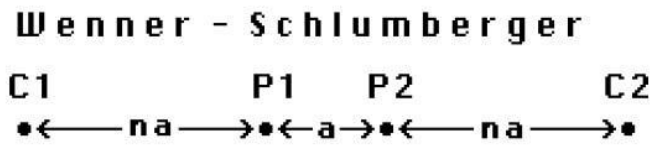
W ośrodku idealnym, jednorodnym izotropowym nazywa się go oporem elektrycznym właściwym. Opór elektryczny właściwy mierzony w jednorodnym izotropowym ośrodku, o stałym przekroju poprzecznym S i zadanej długości l można z kolei nazwać opornością (lub oporem elektrycznym właściwym) ρ:

$$\rho = R\,\frac{S}{l}\ [\Omega m] \qquad (2.12)$$

Jednak w rzeczywistości, opisując ośrodek geologiczny, nie możemy mówić o ośrodku jednorodnym izotropowym, musimy przyjąć iż ośrodek jest anizotropowy. Ponieważ mierzona przez nas wielkość jest wielkością wypadkową oporności różnych warstw ośrodka, mówimy wtedy o oporności pozornej ρ_a (*apparent resistivity*) i obrazowaniu oporności (*electrical resistivity imaging ERI*). Oporność zależy m.in. od wilgotności ośrodka, mineralizacji, porowatości, nasycenia mediami, rodzaju gruntu i jego frakcji. Badania obrazowania oporności wykonuje się wzdłuż założonego kierunku badań – profilu badawczego – zachowując stałą odległość między elektrodami. W ten sposób uzyskuje się zmiany oporności pozornej wzdłuż profilu pomiarowego. Pomiary metodą elektrooporową można prowadzić według szeregu układów, takich jak: Wenner, Wenner-Schlumberger, Dipol-Dipol etc. (Loke, 2000) – każdy z tych układów ma charakterystyczny dla siebie czynnik geometryczny oraz wrażliwość na zmiany oporności. Badania elektrooporowe

przedstawione w poniższej pracy zostały wykonane w układzie pomiarowym Wennera-Schlumbergera. Układ ten składa się z zestawu elektrod, w tym dwóch elektrod potencjałowych (P1 i P2) i dwóch elektrod prądowych (C1 i C2), źródła prądu, miernika i selektora elektrod.

Schematycznie układ ten można przedstawić za pomocą poniższego rysunku:

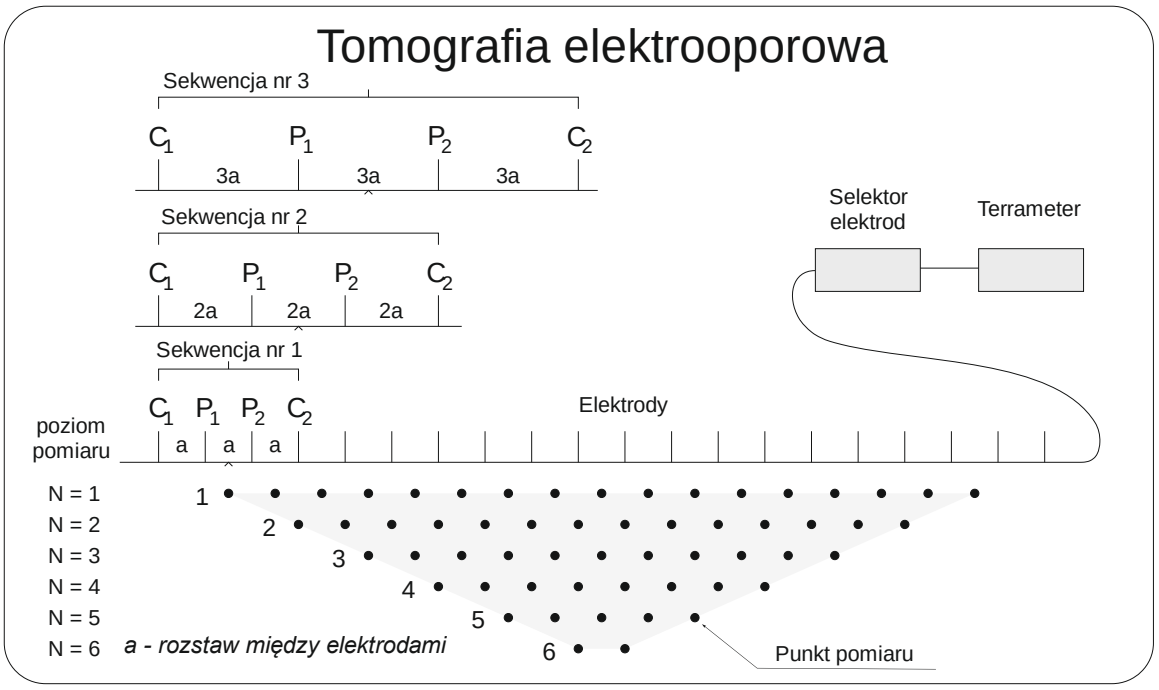


Rys. 1 Schemat układu pomiarowego Wenner-Schlumberger (Loke, 2000).

Czynnik geometryczny tego układu wynosi:

$$k = \pi \cdot n(n+1)a \qquad (2.13)$$

Pomiar polega na przepuszczeniu przez ośrodek skalny prądu elektrycznego pomiędzy dwoma elektrodami prądowymi C1 i C2, i pomiarze różnicy napięć pomiędzy elektrodami potencjałowymi P1 i P2. Zestaw elektrod jest stabilizowany wzdłuż profilu badawczego o stałą odległość a pomiędzy elektrodami. Dobór rozstawu elektrod zależny jest od planowanego zasięgu głębokościowego, warunków geologicznych oraz rozmiarów szukanej anomalii oporności. Selektor elektrod początkowo wybiera dwie najbardziej skrajne elektrody, mierzy różnicę potencjałów między nimi; następnie jednostka sterująca automatycznie wybiera kolejne dwie elektrody itd. aż do wyczerpania możliwych zestawów elektrod. W ten sposób pomiar składa się z kilkuset sekwencji pomiarowych, a największy zasięg głębokościowy pomiaru osiągany jest w okolicach środka profilu badawczego, dlatego uzyskiwany przekrój oporności ma kształt zbliżony do trapezu. Maksymalny zasięg głębokościowy pomiaru zazwyczaj wynosi 1/5 maksymalnego rozstawu elektrod – można stwierdzić, że im większy rozstaw krańcowych elektrod, tym głębsza penetracja górotworu. Poglądowy schemat obrazowania oporności przedstawia Rys. 2.



Rysunek 2. Schemat pomiaru tomografii elektrooporowej. (Loke, 2000)

Ogólny wzór na oporność pozorną ρ_a można wyliczyć ze wzoru (Loke, 2000; Kemna, 2000; Żogała, 2013):

$$\rho = k\,\frac{U}{I}[\Omega m] \qquad (2.14)$$

Gdzie:

k - czynnik geometryczny

U – napięcie prądu

I – natężenie prądu

Jak widać, stanowi on zmodyfikowaną wersję wcześniejszego wzoru (1.12). Co więcej, mając w pamięci wzór (1.11), możemy stwierdzić że oporność pozorna jest ściśle związana z czynnikiem geometrycznym układu oraz oporem ośrodka, a także zapisać wzór na oporność w poniższej postaci:

$$\rho = k\,R\,[\Omega m] \qquad (2.15)$$

Jak zostało wspomniane, wartości tej oporności nie można traktować jako oporności rzeczywistej. Przejście z oporności pozornej do oporności rzeczywistej możliwe jest w procesie inwersji.

Inwersja w geofizyce jest próbą dopasowania obliczonego modelu ośrodka do zestawu otrzymanych danych pomiarowych, z zachowaniem możliwie najmniejszego błędu dopasowania oraz jak największą zgodnością z danymi pomiarowymi oraz informacjami *a priori*. Proces inwersji składa się z dwóch etapów: zadania prostego oraz zadania odwrotnego – inwersyjnego. Zadanie proste polega na obliczeniu odpowiedzi teoretycznego modelu ośrodka na zadane parametry. Drugim etapem jest rozwiązanie zadania odwrotnego, czyli na podstawie posiadanych danych pomiarowych *d* opisujących pewną wielkość fizyczną, obliczamy parametry modelu ośrodka, które zgodne są z zadanymi parametrami wyjściowymi. (Aster et al., 2012; Loke, 2000; Scales et al, 2001; Sneider i Trampert, 2000; Żogała, 2013). Dane pomiarowe zawsze obarczone są błędem pomiaru, należy zawsze uwzględnić jego obecność w procesie inwersji; dlatego parametry otrzymanego modelu nie są wartościami rzeczywistymi, a oszacowanymi – stąd inne określenie rozwiązania problemu inwersji – estymacja parametrów modelu.

2.2 Metoda elektromagnetyczna

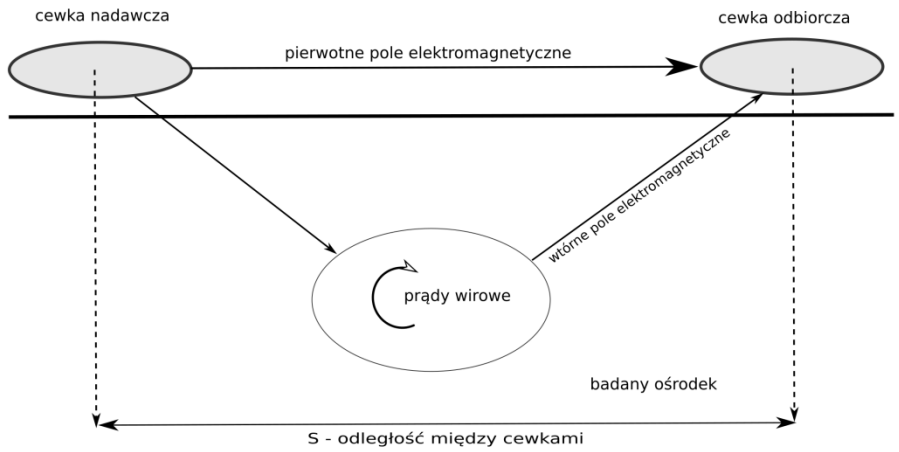
Metoda elektromagnetyczna EM zaliczana jest do grupy metod geoelektrycznych, stanowi niejako uzupełnienie metody obrazowania elektrooporowego. Metoda elektromagnetyczna, czy też inaczej profilowanie elektromagnetyczne polega na indukcyjnym pomiarze przewodności elektrycznej gruntu. Mierzone jest wtórne pole magnetyczne, indukowane w górotworze przez sygnał elektromagnetyczny z anteny nadawczej (cewki) urządzenia.

Badana właściwość, czyli pole magnetyczne opisywane jest przez cztery wektory:

- natężenie prądu elektrycznego $\bar{E}$ [V/m],
- natężenie pola magnetycznego $\bar{H}$ [A/m],
- indukcję elektryczną $\bar{D}$ [C/m^2]
- indukcję magnetyczną $\bar{B}$ [T],

zaś każdy z nich może być opisany równaniami różniczkowym Maxwella, opisującymi sprzężenie zmiennego w czasie pola elektrycznego i magnetycznego – zmiana pola elektrycznego tworzy zmienne pole magnetyczne, a te z kolei indukuje wtórne pole elektryczne. (Milsom i Eriksen, 2011; Żogała, 2013)

Pomiar elektromagnetyczny wykonywany jest za pomocą konduktometrów, w domenie częstotliwości lub czasu. W poniżej pracy pomiary zostały wykonane w domenie częstotliwości za pomocą konduktometrów GEONICS EM34-3XL. Zestaw pomiarowy składa się z anteny nadawczej, odbiorczej oraz jednostki sterującej. Jak wcześniej wspomniałam, mierzone wartości nie są wartościami rzeczywistymi, a pozornymi.



Rysunek 3. Schemat pomiaru pozornej przewodności elektromagnetycznej ośrodka. (Milsom i Eriksen, 2011; Sharma, 1997; Żogała. 2013)

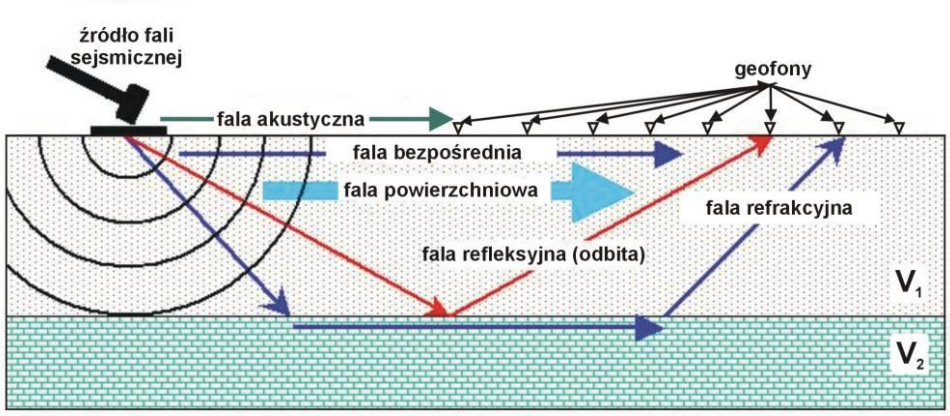
Pole elektromagnetyczne jest tłumione podczas penetracji ośrodka skalnego, jego amplituda zmniejsza się wraz z głębokością. Zasięg głębokościowy metody EM wzrasta wraz ze zmniejszeniem częstotliwości pola elektromagnetycznego i przewodności ośrodka. Przewodność elektryczna gruntu jest odwrotnie proporcjonalna do oporności elektrycznej gruntu – jeśli przewodność gruntu jest duża, oporność elektryczna jest niska; jeśli przewodność jest niska, oporność gruntu będzie duża. Dlatego metoda elektromagnetyczna stanowi dobre uzupełnienie metody elektrooporowej.

3. Metody sejsmiczne

Metody sejsmiczne należą do jednej z najstarszych, najpopularniejszych ale i najdroższych metod badań geofizycznych. Ich geneza sięga do 1851 roku, kiedy to irlandzki geofizyk, Robert Mallet przeprowadził pierwsze na świecie badanie metodą sejsmiczną. Badania sejsmiczne należą do podstawowych metod wyznaczania płytkich granic litologicznych oraz zaburzeń prędkości fal sejsmicznych w ośrodku. Wyróżniamy dwie główne gałęzie sejsmiki:

- Sejsmika refleksyjna
- Sejsmika refrakcyjna.

Gdy generowana fala sejsmiczna dociera do granicy litologicznej i odbija się pod kątem równym kątowi padania na tą granicę, mówimy o sejsmice i fali refleksyjnej. Jednak gdy fala częściowo ulega odbiciu, a część ulega ugięciu, mówimy o sejsmice (fali) refrakcyjnej. Odbicie fali wynika z impedancji akustycznej ośrodka, czyli z różnicy w gęstościach warstw ośrodka. Różnice między tymi dwoma typami sejsmiki dobrze ilustruje poniższa schemat:



Rysunek 4. Różnice w rozchodzeniu się fal refleksyjnych i refrakcyjnych. Źródło: http://www.georadar.com.pl/uploads/fale.jpg

Do badań płytkiego podłoża najlepiej wykorzystać sejsmikę refrakcyjną, która charakteryzuje się stosunkowo dobrą rozdzielczością przy zasięgu głębokościowym ok. 30-50 metrów. (Kasina, 1998; Meunier, 2011; Milsom i Eriksen, 2011)

Badania geofizyczne metodą sejsmiczną oparte są na pomiarze i analizie sztucznie wygenerowanych fal sejsmicznych w ośrodku skalnym. Fale sejsmiczne to inaczej mówiąc fale akustyczne (sprężyste), wywołujące drgania cząstek ośrodka. Za pomocą takich badań

można określać budowę i właściwości ośrodka. Każda zmiana w budowie ośrodka oraz jego właściwościach, np. spękania, zwietrzenie, uskok, pustki czy obiekty podziemne - wpływają na zmianę parametrów fal sejsmicznych. Podczas pomiarów w badanym ośrodku powstaje wiele rodzajów fal:

- Fale objętościowe:
  - Fala podłużna P (ang: *primary wave*, łac. *undae primae)* – fala dylatacyjna, ośrodek drga zgodnie z kierunkiem rozchodzenia się fali, rozchodzi się w ciałach stałych i cieczach; jest rejestrowana jako pierwsze wstąpienie fali do geofonu.
  - Fala poprzeczna S (ang: *secondary wave*, łac. *undae secondae)* – fala torsjalna, ośrodek drga prostopadle do kierunku rozchodzenia się fal wzbudzenia; jest ok. 1,6 razy wolniejsza niż fale P; nie rozchodzi się w cieczach.
- Fale powierzchniowe L (ang. *surface waves*, łac. *undae longae*) - rozchodzą się od punktu wzbudzenia wzdłuż powierzchni Ziemi; ich amplituda maleje wraz z głębokością.
  - Fala Rayleigha - powierzchniowa fala poprzeczna o polaryzacji pionowej, ruch cząstek gruntu odbywa się po elipsie ustawionej pionowo i prostopadłej do kierunku biegu fali. W przybliżeniu prędkość fali Rayleigha wynosi 0.91 VS. W ośrodku wielowarstwowym prędkość fali Rayleigha zależy od długości tej fali.
  - Fala Love'a - powierzchniowa fala poprzeczna o polaryzacji poziomej, ruch cząstek gruntu odbywa się w płaszczyźnie poziomej, prostopadle do kierunku rozchodzenia się fal. Fale te nie istnieją w ośrodku jednorodnym, ośrodek musi składać się z warstw.

Podczas pomiarów drgania sejsmiczne wytwarzane są przez źródła energii np. uderzenie młotem (*sledgehammer*), zrzut kafaru (*weight drop*), iskrownik (*sparker*), eksplozję materiałów wybuchowych, użycie Vibroseisów lub inne źródła. Do rejestracji drgań powierzchni ziemi wykorzystywane są odbiorniki – geofony lub akcelerometry. Zazwyczaj wykorzystuje się od kilkunastu od kilkudziesięciu odbiorników umieszczonych wzdłuż tzw. profilu sejsmicznego. Geometria pomiarów jest uzależniona od celu badań, przyjętej techniki pomiarowej, warunków terenowych oraz oczekiwanej głębokości i rozdzielczości wyniku. (Meunier, 2011, Milsom i Eriksen, 2011; Schön, 1996)

W poniższej pracy przybliżę metodę sejsmiki refrakcyjnej oraz wielokanałową analizę fal powierzchniowych MASW.

3.1 Sejsmika refrakcyjna

Najpopularniejszy typ badań sejsmicznych, wykorzystujący zjawisko "ślizgania się" fali sejsmicznej po wyraźnych granicach litologicznych ośrodka, o wyraźnej zmianie prędkości rozchodzenia się fal, takich jak poziomy wodonośne, warstwy słabo skonsolidowane czy obiekty zaburzające. Koniecznym warunkiem do zaistnienia zjawiska refrakcji jest wzrost prędkości fal wraz z głębokością (Meunier, 2011). W sejsmice refrakcyjnej najważniejszym elementem jest pomiar czasu pierwszego wstąpienia przyjścia fali refrakcyjnej typu P (*first break*). Jest to moment gdy odbiornik, w sejsmice lądowej - geofon rejestruje sygnał przyjścia fal sztucznie wygenerowanych przez źródło sejsmiczne. Warstwy w których występuje obniżenie prędkości fali w stosunku do warstw wyżejległych nie zostaną wykryte – metoda ta sprawdza się jedynie w przypadku wzrostu prędkości wraz z głębokością – wtedy rejestrowane czasy wstąpienia fal do odbiorników będą rosły wraz ze wzrostem odległości odbiornika od punktu wzbudzenia. Idealne warunki polowe dla badań sejsmiką refrakcyjną obejmują wspomniany wcześniej wzrost prędkości fal, jak także płaski teren badawczy i kąt zalegania warstw nie większy niż 10°.

Po wyznaczeniu i „wypikowaniu" czasów pierwszych wstąpień, otrzymuje się hodograf, czyli wykres funkcji czasu wejścia fali od odległości. Hodografy fali bezpośredniej, jak i fali refleksyjnej i refrakcyjnej zasadniczo różnią się kształtem.

- Hodografem fali bezpośredniej jest prosta o nachyleniu $\frac{1}{V1}$, przechodząca przez początek układu współrzędnych.
- Hodografem fali refleksyjnej jest hiperbola, o wierzchołku w pobliżu x=0.
- Hodografem fali refrakcyjnej jest prosta o nachyleniu $\frac{1}{V2}$ i przecinająca oś czasu w punkcie t_0.

W dalszej interpretacji otrzymuje się przekroje głębokościowe z zaznaczonymi warstwami oraz zmianami prędkości fal (Milsom i Eriksen, 2011; Schön, 1996).

Jednym z podtypów sejsmiki refrakcyjnej jest tomografia refrakcyjna. Bazuje ona na wyżej opisanych klasycznych zasadach badań sejsmiką refrakcyjną. Jednak w przeciwieństwie do klasycznej refrakcji, która daje dobre wyniki w ośrodkach o stosunkowo

mało zmiennej budowie i warstwach różniących się znacząco od siebie prędkościami fal, tomografia refrakcyjna pozwala lokalizować struktury bardziej złożone gdzie występują subtelne zmiany prędkości fali sejsmicznej w pionie i poziomie np. strefy uskokowe, obszary występowania krasu czy pustki.

Podobnie jak w przypadku obrazowania oporności, należy pamiętać iż uzyskane wyniki mogą nosić cechy pozorności wyniku – uzyskane pole prędkości będzie prędkością pozorną ośrodka.

3.2 MASW

MASW - *Multichannel Analysis of Surface Waves*, czyli wielokanałowa analiza fal powierzchniowych to jedna z najmłodszych metod sejsmicznych w badaniach geofizycznych. W metodzie tej wykorzystuje się głównie fale powierzchniowe Rayleigha (geofony pionowe), w mniejszym stopniu wykorzystuje się fale Love'a (geofony poziome) Uzyskane dane sejsmiczne są wykorzystywane do obliczenia krzywych dyspersji, czyli zmiany prędkości fazowej fali w funkcji częstotliwości. Następnie dokonuje się inwersji tych krzywych na modele głębokościowe 1-D (profil głębokościowy) i 2-D (przekrój głębokościowy) zmian prędkości fali S. Metoda ta stanowi odpowiedź na wymogi projektantów i konstruktorów budowlanych co do określenia w sposób quasi-ciągły i szybki zmian wartości dynamicznych modułów: ścinania (sztywności) G_{max}, odkształcalności objętościowej K, modułu Younga E, dynamicznego współczynnika Poissona wraz z głębokością.

Co odróżnia metodę MASW od zwykłej sejsmiki? W przeciwieństwie do metody wzbudzeń fali S która stara się zmierzyć bezpośrednio prędkość fali S, co jak wiadomo jest dosyć trudne z powodu trudności otrzymania dobrego stosunku sygnału do szumu (*signal-to-noise, S/N*) zarówno podczas zbierania jak i przetwarzania danych, metoda MASW jest jedną z łatwiejszych metod sejsmicznych, dostarczając wysoce użytecznych, „pełnowartościowych" danych. Akwizycja danych jest znacznie bardziej „tolerancyjna" w dobieraniu parametrów pomiaru niż inne metody sejsmiczne, ponieważ najłatwiej osiąga najwyższy możliwy stosunek sygnału do szumu *S/N*.

W metodzie można wyróżnić modele 1-D, 2-D oraz 3-D; ponadto możemy wyróżnić metodę pasywną MAM/ReMi (refrakcja mikrodrgań). Metody te różnią się sposobem wzbudzenia drgań. Dla metody MASW źródłami są np. udar młotem, kafar, zrzut ciężaru;

natomiast dla MAM/ReMi jako źródło wykorzystuje się przypadkowe, nieukierunkowane drgania np. pochodzenia komunikacyjnego, budowlanego itp. w sąsiedztwie punktu pomiarowego – często są generowane sztucznie poprzez pojazdy generujące wibracje np. traktory, ciężarówki, koparki.

Maksymalny zasięg głębokościowy wielokanałowej analizy fal powierzchniowych waha się od 10-30m; głębokość ta zależy od długości fali sejsmicznej w pierwszej warstwie oraz rodzaju użytego źródła sejsmicznego. Według danych zawartych w tabeli udostępnionej na oficjalnej stronie metody MASW, masw.com (dostęp online: http://www.masw.com/ACQParaTables.html), aby uzyskać zasięg powyżej 50m głębokości należałoby użyć młota o masie 20lb (funtów), czyli ok. 9,07kg lub wykorzystać metodę pasywną. Zasada wykorzystania metod sejsmicznych można ująć w dwóch podpunktach:

- metody aktywne - do rozpoznania płytkiego ośrodka geologicznego,
- metody pasywne - do rozpoznania głębokich warstw ośrodka.

Metoda MASW pozwala m.in. na: dokładniejsze zróżnicowanie właściwości sprężystych ośrodka w nadkładzie oraz wyznaczenia granic i miąższości warstw, także pod warstwami o wyższej gęstości. Jest tanią i efektywną metodą, nieniszczącą górotworu, co więcej, pozwala na zbadanie ośrodka in-situ, co jest szczególnie ważne w badaniach geoinżynierskich. Może być z powodzeniem stosowana w terenie miejskim z uwagi na dużą ilość potencjalnych źródeł wzbudzeń fali.

Powyższa metoda jest szczególnie użyteczna w badaniu:

- granic podłoża skalnego między warstwami zróżnicowanymi litologicznie oraz pomiędzy strefami o różnym stopniu wietrzenia;
- do oceny stanu ośrodka gruntowo - skalnego pod kątem stref osłabienia, zapadania oraz stanu intensywności spękań;
- oceny zagrożenia deformacjami nieciągłymi i rozpoznania zmian strukturalnych w obszarach występowania starych szybów i zapadlisk, nieciągłości, pierwotnych i wtórnych, "wędrujących" pustek poeksploatacyjnych, kawern, zapadlisk w nadkładzie i podłożu m.in. na terenach pogórniczych.

Inwersja fal powierzchniowych oznacza ocenę właściwości gruntu z otrzymanych danych polowych. Określa ona właściwości elastyczne Ziemi na badanym obszarze, np. moduł Younga, naprężenie ścinające. Zazwyczaj jednak wykorzystuje się parametry łatwo mierzalne, np. prędkość fali P i S (V_P i V_S) czy gęstość. W inwersji fal powierzchniowych najczęściej korzysta się z estymowanej w procesie inwersji prędkości fali S, ponieważ moda fundamentalna M_0 (*fundamental mode)* używana w procesie inwersji, ma kształt zbliżony do wartości V_S w danym ośrodku. Można powiedzieć, że proces inwersji fal powierzchniowych polega na stworzeniu takiej teoretycznej krzywej dyspersyjnej M_0 oraz znalezieniu takiej wartości V_S, by kształt krzywych był jak najbardziej zbliżony do pomierzonej krzywej mody fundamentalnej M_0.

Do procesu inwersji potrzebna jest więc odpowiednia optymalizacja danych, aby znaleźć najbardziej prawdopodobne rozwiązanie spośród wielu możliwych. Może zostać wyznaczona przez podejście deterministyczne, losowe bądź jako kombinacja obu.

4. Charakterystyka obszaru badań.

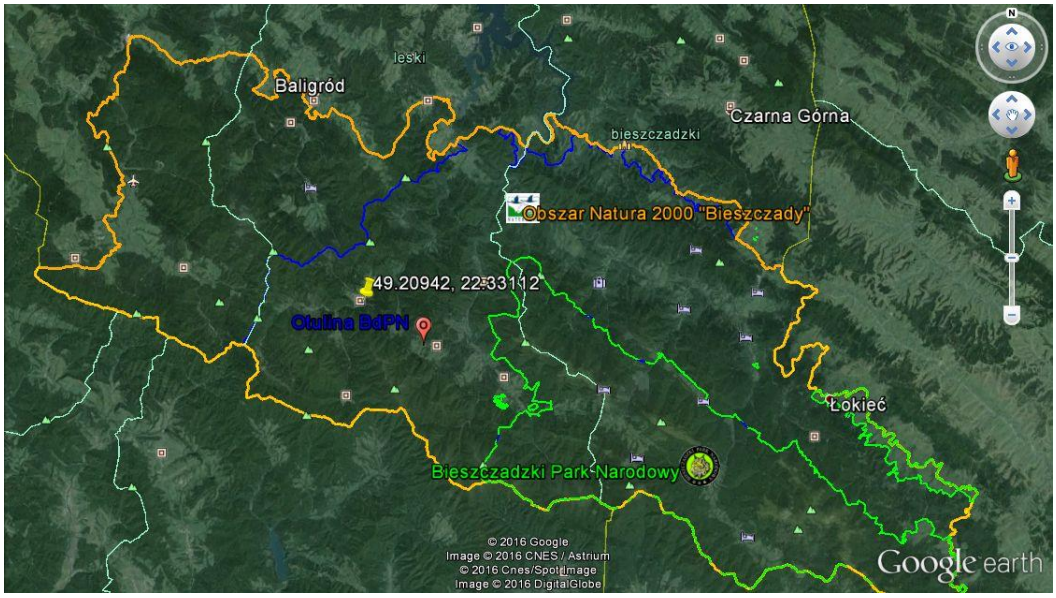
4.1 Lokalizacja

Obszar objęty badaniami zlokalizowany jest w miejscowości Cisna, gmina Cisna, powiat leski, województwo podkarpackie, w paśmie Bieszczad Zachodnich, na stoku góry Mochnaczka-Jeleni Skok.

Rysunek 5. Lokalizacja miejsca badań. (Mendecki et al., 2016)

Miejscowość Cisna położona jest w dolinie rzeki Solinki, przy skrzyżowaniu dróg wojewódzkich nr 893 i 897. Cisna leży na terenie trzech obszarów chronionych:

Ciśniańsko-Wetlińskiego Parku Krajobrazowego, obszaru Natura 2000 „Bieszczady”, w otulinie Bieszczadzkiego Parku Narodowego. Lokalizacja miejsca badań zaznaczona jest na rysunku 6 jako żółta pinezka, z wpisaną obok długością i szerokością geograficzną.



Rysunek 6. Lokalizacja miejsca badań na mapie obszarów chronionych – źródło: wtyczka google earth.

4.2 Geologia i tektonika

Budowa geologiczna badanego obszaru jest skomplikowana i trudna w jednoznacznej interpretacji. Geologia obszaru Cisnej jest reprezentowana głównie przez flisz karpacki oraz utwory skalne nazywane warstwami ciśniańskimi, majdańskimi i menilitowymi (Bąk i Wolska, 2005; Górecki, 2013; Malata, 2005; Wolski, 2007). Flisz karpacki to skały osadowe, powstałe na dnie zbiornika morskiego – geosynkliny – Oceanu Tetydy (późny karbon – wczesny neogen). Prądy zawiesinowe unosiły w głębię Oceanu materiał pochodzący z otaczających zbiornik grzbietów górskich – sedymentacja odbywała się zgodnie z ciężarem właściwym i frakcją materiałów, od najcięższych do najlżejszych; na dnie w pierwszej kolejności osadzały się żwiry, następnie piaski, wreszcie iły. Proces ten powtarzał się wielokrotnie, tworząc naprzemienne warstwy zlepieńców, piaskowców i łupków (Łoboz, 2013).

Rysunek 7. Budowa geologiczno-tektoniczna obszaru badań. (Oszczypko et al, 2008)

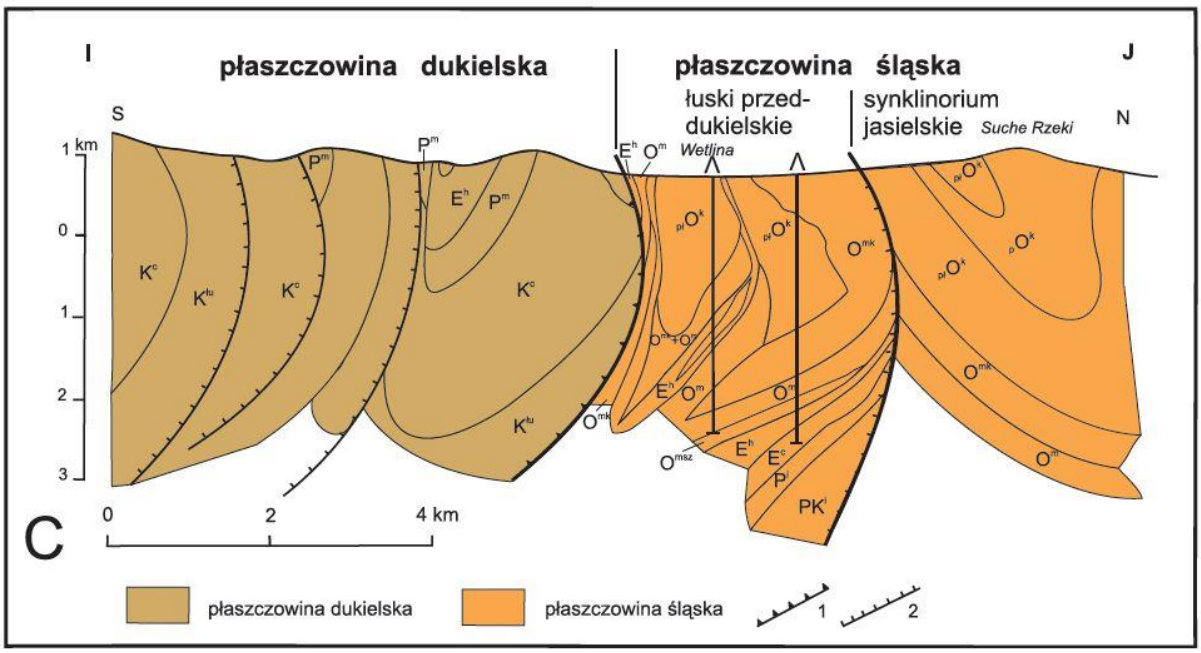
Wiek warstw ciśniańskich - $cKsnPg_1$ - szacowany jest na ok. 97 mln lat; są one utworami mezozoiku – górnej kredy. Dominującym kompleksem skalnym są piaskowce gruboławicowe, różnoziarniste, silne wapniste; lokalnie mogą one występować w postaci piaskowców gruboławicowych, drobnoziarnistych i bardzo mało wapnistych, z możliwą domieszką miki i wtrąceniami łupkowymi. Mniejszy udział w tworzeniu warstw ciśniańskich mają cienkowarstwowe łupki ilaste (Oszczypko et al., 2008; Wolski, 2007).

Warstwy z Majdanu są utworami kenozoiku; powstały w paleocenie, ok. 90 mln lat temu. Można wyodrębnić dwa typy dominujących kompleksów skalnych:

- Starsze warstwy z Majdanu - $^{m}Pg_1$ - z dominującymi łupkami ilastymi, o mniejszym udziale drobnoziarnistych piaskowców krzemionkowych, cienko- i średnioławicowych; lokalnie pod postacią syderytów.
- Młodsze warstwy z Majdanu - pPg1 (w stropie warstw z Majdanu) – z dominującymi gruboziarnistymi piaskowcami gruboławicowymi, krzemionkowymi; nie mają one innych postaci lokalnych.

Warstwy ciśniańskie i majdańskie należą do dukielskiej jednostki tektoniczno-facjalnej. (Wolski, 2007)

Warstwy menilitowe - $^{me}Pg_3$ - podobnie jak warstwy majdańskie, są utworami kenozoiku; sedymentowały w oligocenie – najniższym miocenie, ich wiek szacowany jest na ok. 50 mln lat. Dominują tu głównie łupki ilaste, margliste oraz rogowce; mniejszy udział mają piaskowce krzemionkowe, cienko- i średnioławicowe. Lokalnie mogą występować wapniste piaskowce gruboławicowe. Warstwy menilitowe są charakterystyczne dla strefy przed-dukielskiej w płaszczowinie śląskiej. (Aleksandrowicz i Margielewski, 2010; Bąk i Wolska, 2005; Einsele, 2000; Földvary, 1988; Malata, 2005; Oszczypko et al., 2008; Wolski, 2007; Żelaźniewicz et al. 2011).



Rysunek 8. Przekrój geologiczny pokazujący relacje strukturalne płaszczowin karpackich, przez łuski przed-dukielskie w rejonie ciśniańsko-wetlińskim. Legenda oznaczeń: pOk – warstwy krośnieńskie, piaskowce; płOk – warstwy krośnieńskie, piaskowce i łupki; Omk – warstwy przejściowe; Om – warstwy menilitowe; Omsz – piaskowce z Mszanki; Eh – warstwy hieroglifowe; Ec – piaskowce ciężkowickie; Pi – łupki górnoistebniańskie; PKi – piaskowce istebniańskie; Pm – warstwy z Majdanu; Kc – piaskowce ciśniańskie; Kłu – warstwy łupkowskie 1 – nasunięcie dukielskie; 2 – powierzchnie złuskowań. (Żelaźniewicz et al., 2011)

Na przełomie oligocenu i miocenu (28 mln lat temu) na skutek zderzenia płyty europejskiej z blokiem panońskim osady fliszowe uległy intensywnemu sfałdowaniu. Powstał szereg płaszczowin, utworzonych z nakładających się na siebie fałdów o orientacji NW-SE. Obszar Bieszczadów Zachodnich obejmują płaszczowiny dukielska i śląska. Granicę między płaszczowinami stanowi wąska, silnie zaburzona strefa przeddukielska, czyli pas obniżeń w miękkich piaskowcach i łupkach, ciągnących się od przełęczy Beskid przez Wołosate, Ustrzyki Górne, Wetlinę, Cisną i Jabłonki. Mimo silnych zaburzeń tektonicznych można w niej wyodrębnić kilka stromych łusek wykazujących lokalnie wsteczne obalenia i przewalenia, takie jak fałszywa synklina łuski Krzywego i Cisnej. (Földvary, 1988; Łoboz, 2013; Oszczypko et al., 2008; Żelaźniewicz et al., 2011). Próbując krótko opisać położenie geotektoniczne badanego terenu, można powiedzieć, że miejscowość Cisna leży na pograniczu płaszczowiny śląskiej i dukielskiej, w jednostce przeddukielskiej, na obszarze sub-płaszczowiny michowskiej, w pobliżu łuski Krzywego i Cisnej (Einsele, 2000, Földvary, 1988; Jankowski et al., 2012; Oszczypko et al., 2008).

4.3 Geochemia złóż żelaza

Ze względu na fakt, iż omawiane złoża żelaza wydobywanego w sztolniach ciśnianskiech oraz przerabianych w tamtejszej hucie należą do złóż historycznych i w znacznej części już wyeksploatowanych, jednoznaczne ustalenie warunków geochemicznych jest niezwykle trudne. Na podstawie badań mineralogicznych oraz petrochemicznych wielu naukowców udało się jednak ustalić jakie złoża żelaza występowały w rejonie Cisnej – złoża syderytów i limonitów.

Warto zwrócić uwagę na fakt, iż występujące tam złoża były ściśle powiązane z geologią i tektoniką tego rejonu. Jedne ze starszych utworów płaszczowiny dukielskiej po stronie ukraińskiej datowane są na barem – apt (ok. 100 mln lat) i należą do formacji szypockiej – są to czarne łupki krzemionkowe, mułowce i piaskowce z wkładkami syderytów i krzemieni. Ku górze przechodzą one w ciemne łupki i krzemionkowe piaskowce. W Polsce ich odpowiednikiem są warstwy wierzchowskie w jednostce śląskiej (Górecki, 2013).

Eksploatowano głównie ubogie rudy darniowe syderytów i limonitów oraz nodule mineralne – zazwyczaj uwodnione tlenki żelaza. Rudy darniowe obecne były w piaskowcach i ciemnych łupkach jednostki śląskiej i dukielskiej (Kukulak, 2007), a uwodnione tlenki żelaza w piaskowcach warstw ciśniańskich (Bąk i Wolska, 2005). Oprócz wspomnianych już cech litostratygraficznych, warstwy ciśniańskie charakteryzowały się obecnością szarych piaskowców polimiktycznych (powierzchnia zwietrzała ma barwę szaro-brązową), grubość tych średnio- i drobnoziarnistych warstw mogła przekraczać nawet 3m. Paleogeńskie ciemne łupki są bardzo rozpowszechnione w okolicy Cisnej, Majdanu i Wetliny, najczęściej w formie złóż soczewkowych; powstały najprawdopodobniej w procesach wczesnej diagenezy. Świeży przełam charakteryzuje się barwą ciemnobrązową, po zwietrzeniu przyjmuje barwę żółto-szarą. Ich struktura wewnętrzna charakteryzuje się strukturą mikrytową, zbudowaną z drobnoziarnistych kryształów węglanowych z domieszką pirytu i kwarcu (Bąk i Wolska, 2005; Bąk et al., 2001; Górecki, 2013; Karwowski i Szełęg, 2006; Kukulak, 2007; Łoboz, 2013; Rybak, 2000).

5. Metodyka badań

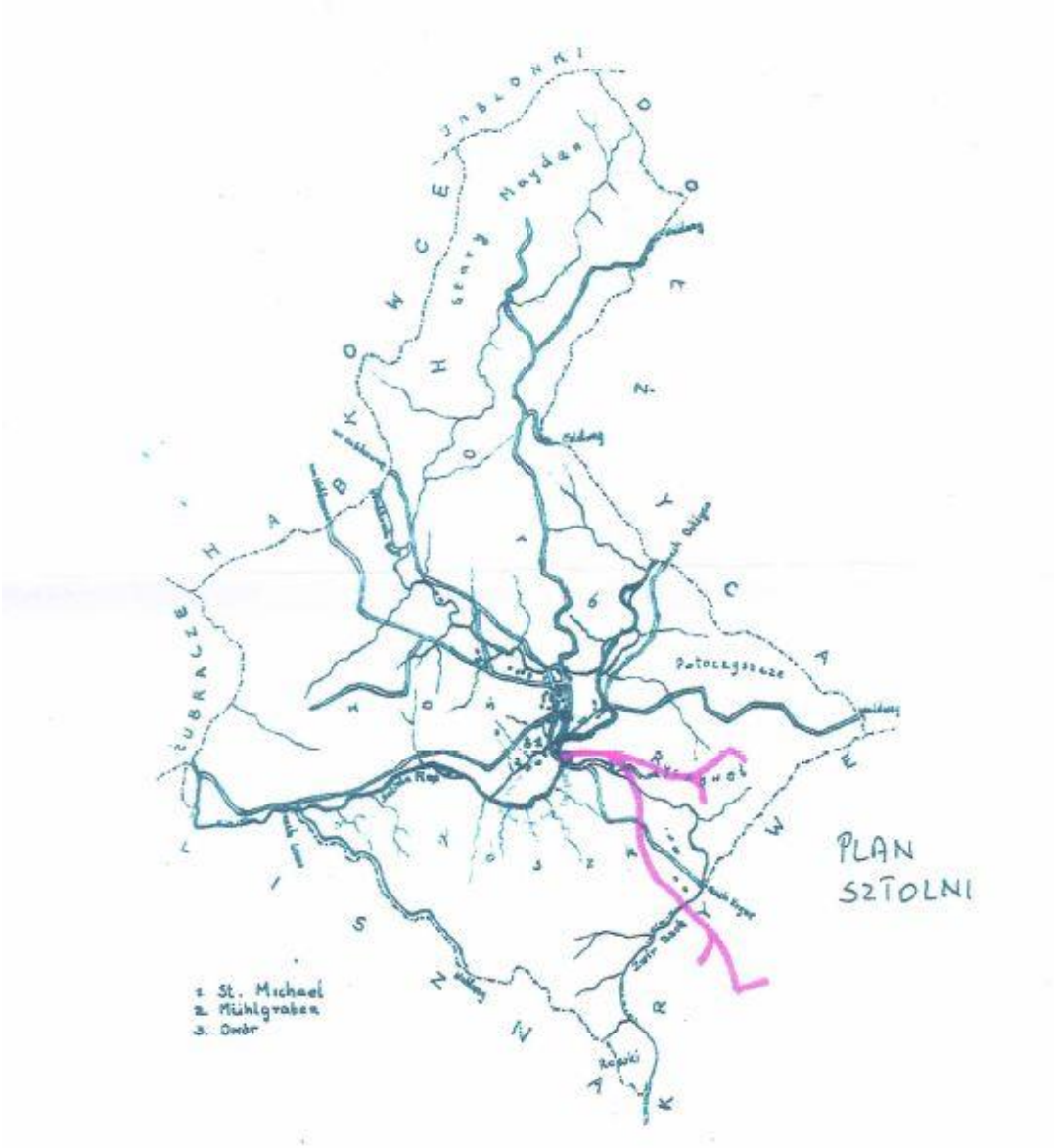
Ze względu na odległość dzielącą Wydział Nauk o Ziemi i miejsce wykonywania pomiarów, oraz uwarunkowania terenowe, badania do niniejszej pracy zostały przeprowadzone w trzech etapach:

- 26 - 29.03.2015 – badania geoelektryczne i sejsmiczne,
- 11 – 14.05.2015 – badania geoelektryczne,
- 10 – 13.03.2016 – badania sejsmiczne i elektromagnetyczne.

Po zanalizowaniu dostępnych materiałów źródłowych, m.in. planu sztolni udostępnionego przez Fundację „Tylko Bieszczady" i Stowarzyszenie „Natchnieni Bieszczadem" – rysunek 9 – oraz po zapoznaniu się z terenem badań *in situ*, zaplanowano wykonanie sześciu profili elektrooporowych, czterech profili sejsmicznych i trzech profili elektromagnetycznych. Przy doborze metod kierowano się takimi kryteriami jak: zasięg głębokościowy metody, spodziewana rozdzielczość wyniku i ukształtowanie terenu. Ze względu na skomplikowaną budowę geologiczną i duże nachylenie stoku badanej góry, najbardziej efektywną metodą badań okazała się metoda tomografii elektrooporowej; duże zalesienie i nachylenie stoku stanowiło istotne utrudnienie w przeprowadzeniu badan metodą sejsmiczną i elektromagnetyczną. Wszystkie profile badawcze były zorientowane w kierunku SW-NE.

5.1 Metodyka obrazowania oporności

Metoda obrazowania oporności jest metodą bardzo użyteczną w rozpoznawaniu podziemnych pustek i tuneli, co potwierdzają liczne artykuły (Krajewska et al., 2014; Li et al., 2015; Martinez et al., 2014; Martínez-Pagán et al., 2013; Metwaly i Al Fouzan, 2013; Panek et al., 2010; Pierwoła et al., 2011). Ponadto jest metodą nieinwazyjną, co jest szczególnie ważne ze względu na obszary chronione, na terenie których znajduje się miejsce badań.



Rysunek 9. Plan sztolni udostępniony przez Fundację „Tylko Bieszczady" i Stowarzyszenie „Natchnieni Bieszczadem", autor nieznany.

Pomiary przeprowadzono za pomocą sprzętu ABEM Terrameter LS Lund Imaging System szwedzkiej firmy ABEM, w układzie pomiarowym Schlumbergera, który charakteryzuje się wysoką czułością zarówno na poziome jak i pionowe anomalie oporności. Sprzęt składa się z komputera rejestrującego, selektora elektrod, zestawu kabli oraz zestawu elektrod ze stali nierdzewnej.

Rysunek 10. Sprzęt ABEM Terrameter LS Lund Imaging System, źródło: www.abem.se

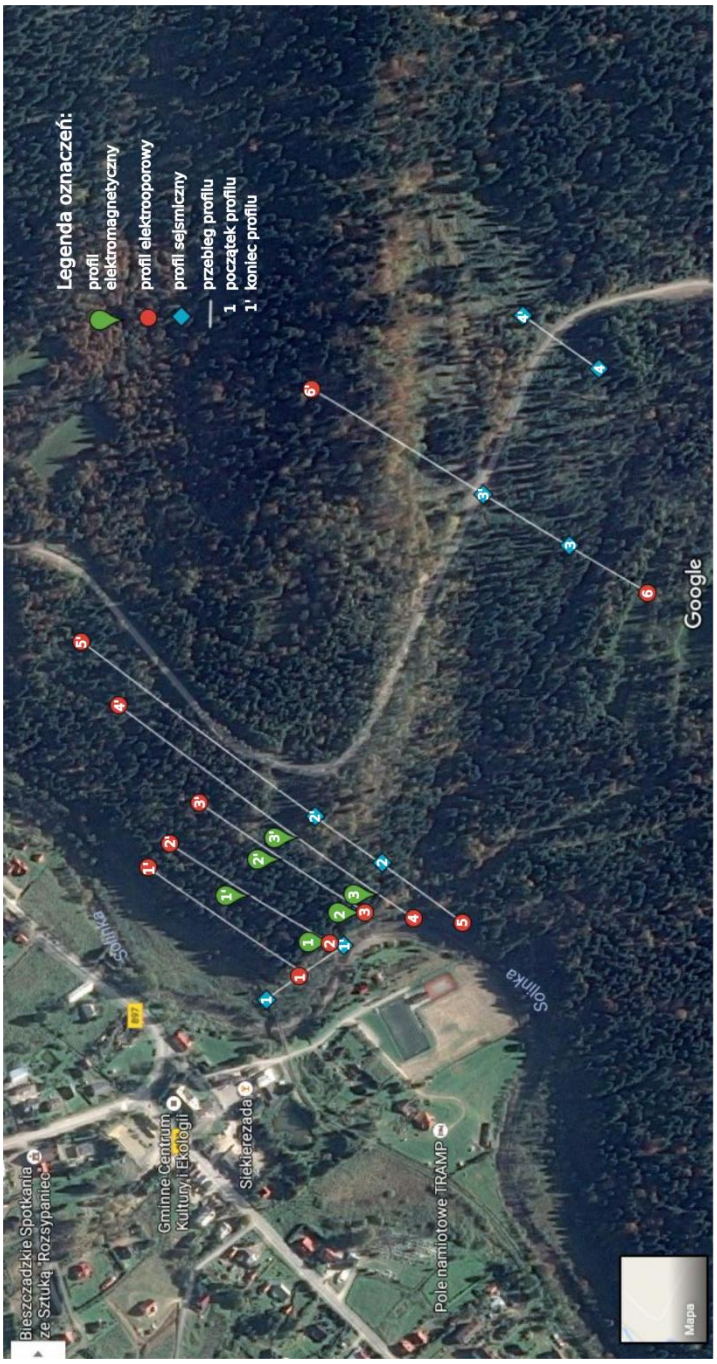
Łącznie wykonano sześć profili geoelektrycznych, o zadanych właściwościach:

- profile 1, 2 , 3 – w pobliżu domniemanego zabytkowego wejścia do sztolni, celem jego rozpoznania:
  - data wykonania: 28.03.2015
  - długość profilu 200m,
  - rozstaw elektrod co 5m,
- profile 4 i 6 – w celu wyznaczenia potencjalnego kierunku rozchodzenia się korytarza:
  - data wykonania: 28.03.2015
  - długość profilu 400m,
  - rozstaw elektrod co 10m,
- profil 5 – w celu potwierdzenia lokalizacji korytarza i znalezienia miejsca potencjalnego rozgałęzienia się korytarza sztolni:
  - data wykonania: 28.03.2015
  - długość profilu 500m (metodą *roll-along*, czyli przeniesieniem krańcowego okablowania w kierunku dalej planowanego profilu po zakończeniu pewnej sekwencji pomiarowej.)
  - rozstaw elektrod co 5m,

Ponieważ przyjmuje się, że uzyskiwany zasięg głębokościowy to ok. 1/5 maksymalnego rozstawu elektrod, długość poszczególnych profili została dobrana właśnie pod kątem spodziewanej głębokości penetracji, prawdopodobnej głębokości zalegania anomalii jak i ukształtowania terenu. Dodatkowo, z uwagi na zjawisko niejednoznaczności rozwiązania w geofizyce, starano się obecność stwierdzonych anomalii potwierdzić innymi metodami geofizycznymi – dobrym przykładem jest przeprowadzenie badań geoelektrycznych i elektromagnetycznych na tych samych profilach badawczych. Miejsca o podwyższonej oporności będą jednocześnie wykazywały obniżoną przewodność elektryczną.

Wszystkie profile badawcze zostały zaznaczone na rysunku 11. Mapa ta została stworzona w aplikacji Google Moje Mapy na podstawie wprowadzonych współrzędnych geograficznych profili.

Po zakończeniu badań, pliki z zarejestrowanymi komputerowo danymi zostały przetworzone i zinterpretowane w programie RES2DInv, z uwzględnieniem elewacji terenu. Wyniki inwersji zostaną przedstawione w dalszej części pracy.



Rysunek 11. Ortofotomapa wszystkich profili badawczych, z oznaczeniami: geoelektryczne (czerwone), elektromagnetyczne (zielone), sejsmiczne (niebieskie). Stworzona na podstawie usługi Google Moje Mapy, ze współrzędnych geograficznych profili.

Ponadto wykonano poziomy przekrój oporności pomiędzy profilami nr 1, 2 i 3, wzdłuż płaszczyzny wyznaczającej wysokość 550 m.n.p.m – dane uzyskano z pliku .dat z pomiarów geoelektrycznych; mapę oporności wykonano w programie Surfer 8 i porównano z mapą rozkładu przewodności, wykonaną w tym samym programie i w tym samym układzie współrzędnych.

5.2 Metodyka badań elektromagnetycznych

Pomiar elektromagnetyczny przeprowadzono za pomocą konduktometru GEONICS EM34-3XL kanadyjskiej firmy GEONICS Limited, w domenie częstotliwości. Zestaw pomiarowy składa się z anteny nadawczej, anteny odbiorczej oraz jednostki sterującej. Wyniki wyświetlane na ekranie zostały zanotowane, a następnie wprowadzone do tabeli programu Surfer 8. Wykonano mapę rozkładu przewodności na profilach nr 1, 2 i 3. Jak już wspomniano, mapę porównano z mapą oporności, gdyż potencjalnie zanotowane anomalie będą sobie odpowiadały własnościami i lokalizacją.

Rysunek 12. Zestaw konduktometrów GEONICS EM-34, źródło: http://www.geomatrix.co.uk/land-products/electromagnetic/em34-3/

Wykonano trzy profile elektromagnetyczne, każdy o długości 100m. Rozstaw cewek wynosił 20m a częstotliwość pomiaru 1,6 kHz; zakres pomiaru wynosił 1000mS/m. Pomiaru dokonano jedynie w poziomym ułożeniu cewek pomiarowych, czyli w pionowym położeniu dipola (*VD – Vertical Dipole)*, a zgodnie z instrukcją konduktometru, spodziewana głębokość penetracji dla dipola 20*VD* wynosi ok. 30m. Układ *VD* jest czuły na występowanie anomalii pionowych, o ostrych „granicach" i słabym przewodnictwie elektrycznym.

Profile elektromagnetyczne zostały wykonane w pobliżu spodziewanego dawnego wejścia do sztolni, na tych samych liniach pomiarowych co obrazowanie oporności. W tym miejscu spodziewano się częściowego lub całkowicie zawalonego korytarza sztolni – na powierzchni terenu wyraźnie widoczne pozostałości po częściowym osunięciu zbocza.

5.3 Metodyka badań sejsmicznych

Badania sejsmiczne wykonano za pomocą sprzętu włoskiej firmy PASI, aparaturą 16SG24-N do łączonych pomiarów sejsmicznych i geoelektrycznych. W skład aparatury wchodzi:

- jednostka sterująca – komputer pracujący w systemie Windows,
- geofon startowy wraz z odpowiednim kablem,
- zestaw 24 geofonów,
- zestaw kabli z wyjściem na geofon co 5 lub 10m,
- młot o wadze ok. 8kg i płyta do wzbudzeń,
- akumulator.

Aparatura ta może rejestrować zarówno badania metodą refrakcyjną, jak i metodą MASW oraz ReMi.

Wykonano cztery profile sejsmiczne, w tym trzy profile zbadano różnymi metodami:

- profil 1 – nad domniemanym zabytkowym wejściem do sztolni:
  - data wykonania: 29.03.2015
  - długość profilu 100m,
  - wzbudzenia co 20m,
  - rozstaw geofonów co 10m,
  - metoda: sejsmiki refrakcyjnej.
- Profil 2 – w miejscu obecności anomalii geoelektrycznej na profilu 6 ERT:
  - data wykonania: 11.03.2016

- długość profilu 100m,
- wzbudzenia co 10m,
- rozstaw geofonów co 3m,
- metoda: sejsmiki refrakcyjnej, MASW, ReMi.

➢ Profil 3 – w miejscu obecności anomalii geoelektrycznej na profilu 65ERT:

- długość profilu 100m,
- wzbudzenia co 10m,
- rozstaw geofonów co 3m,
- metoda: sejsmiki refrakcyjnej, MASW, ReMi.

➢ Profil 4 – w odległości ok. 180m od profilu 3, próba zarejestrowania anomalii korytarza sztolni:

- długość profilu: 100m,
- wzbudzenia co 10m,
- rozstaw geofonów co 3m,
- metoda: sejsmika refrakcyjna, MASW, ReMi.

Do interpretacji poszczególnych metod wykorzystano programy: SeisImager 2007 firmy Geometrics (do interpretacji sejsmiki refrakcyjnej), oraz WinMASW 2.6 firmy Eliosoft (do interpretacji metody MASW i ReMi).

6. Rozpoznanie przebiegu sztolni „Róża”

Głównym celem poniższej pracy było wyznaczenie lokalizacji wejścia oraz przebiegu zabytkowej XIX-wiecznej sztolni za pomocą kompleksowego zestawu metod geofizycznych, aby umożliwić ochronę tego cennego zabytku. Na podstawie wyników poniższych badań, Stowarzyszenie „Natchnieni Bieszczadem” i Nadleśnictwo Cisna ufundowało i wyznaczyło ścieżkę przyrodniczo – historyczną „Nad sztolnią”. W dalszej perspektywie Fundacja planuje odtworzenie wejścia do sztolni i utworzenie muzeum.

Wyniki badań przedstawiono na przekrojach głębokościowych, mapach rozkładu oporności i przewodności oraz profilach sejsmicznych.

6.1 Wyniki badań obrazowania oporności

Na rysunku 13 i 14 przedstawione są przekroje oporności profili nr 1, 2, 3 i 4. Wykonano je w celu zlokalizowania historycznego wejścia do sztolni, w miejscu gdzie na powierzchni terenu dostrzec można subtelne ślady wskazujące na prawdziwość lokalizacji wejścia.

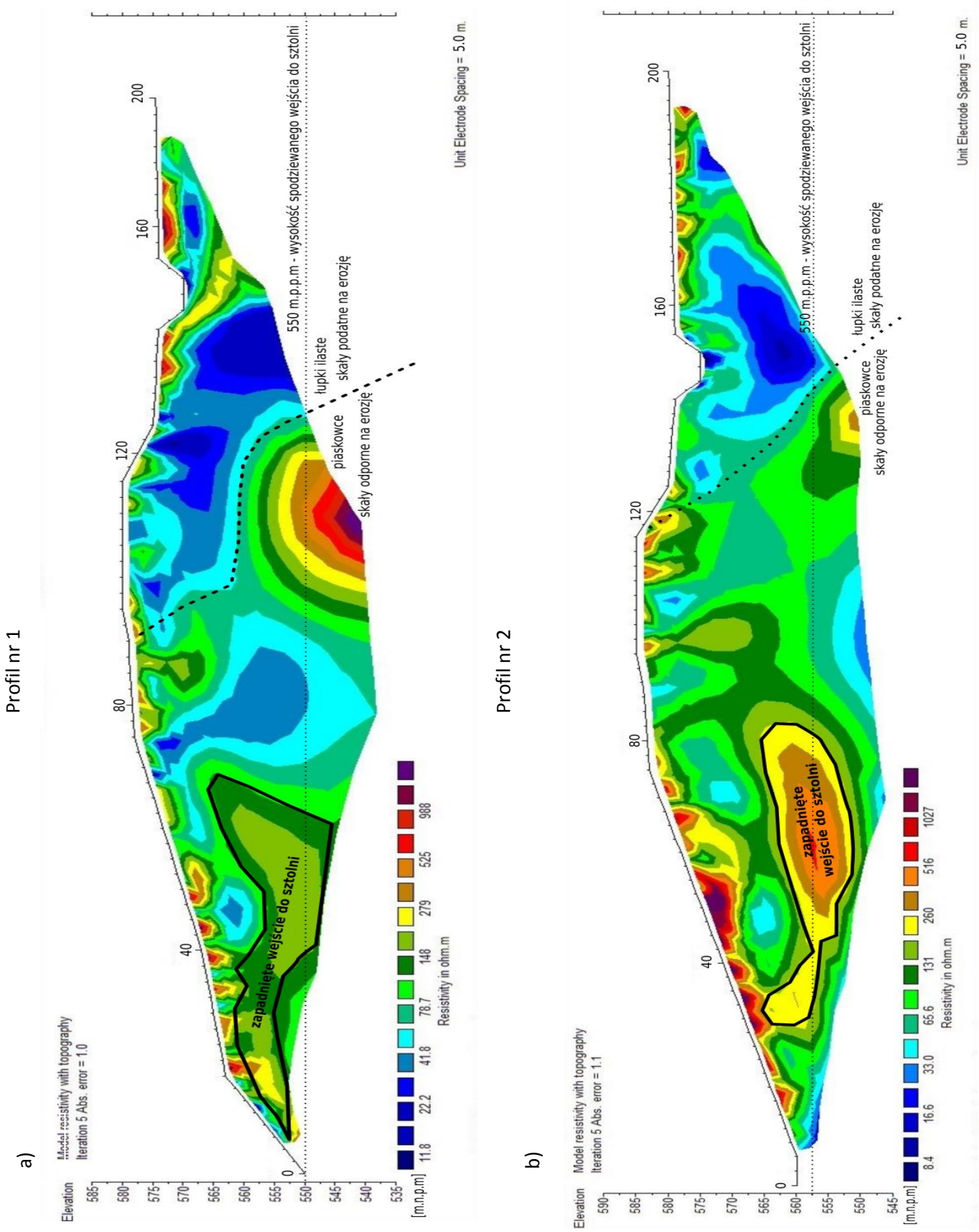
Wskazane anomalie oporności sugerują, iż wejście do sztolni zapadło się, prawdopodobnie na skutek osunięcia się ziemi – wskazuje na to także morfologia terenu. Na pierwszym przekroju – rys. 13 a) – widać nieregularną anomalię w początkowej części profilu; odpowiada ona obrazowi jaki daje osunięcie terenu w badaniach elektrooporowych. Anomalia ma wartość 100-150 Ωm, co może sugerować że ten odcinek korytarza sztolni jest zasypany i prawdopodobnie wypełniony wtórnie wymieszanym materiałem skalnym. Ponieważ nie zachowały się żadne źródła o systemie drążenia badanej sztolni, można przypuszczać że sztolnia została wydrążona w skałach jednocześnie izolujących warstwy wodonośne jak i odpornych na erozję ($\rho > 50$ Ωm), w tym wypadku – w piaskowcach warstw ciśniańskich. Na 80 metrze profilu badawczego wyraźnie wyróżniają się warstwy niskooporowe ($\rho < 50$ Ωm), będące warstwą łupków ilastych, łatwo ulegających erozji – w pobliżu 150 metra profilu widać zagłębienie będące wyerodowanym korytem leśnego potoku – na jego zboczach zalegała duża ilość spękanych i zwietrzałych łupków.

Drugi przekrój widoczny na rysunku 13 b) - jest wynikiem inwersji danych z profilu nr 2, usytuowanego ok. 20 m od profilu nr 1, wykazuje obecność podobnych anomalii. Główna anomalia jest stosunkowo wysokooporowa, jej wartość mieści się w granicach 250-500 Ωm, co także wskazuje na zasypanie wejścia do sztolni. Wyraźnie widać także granicę

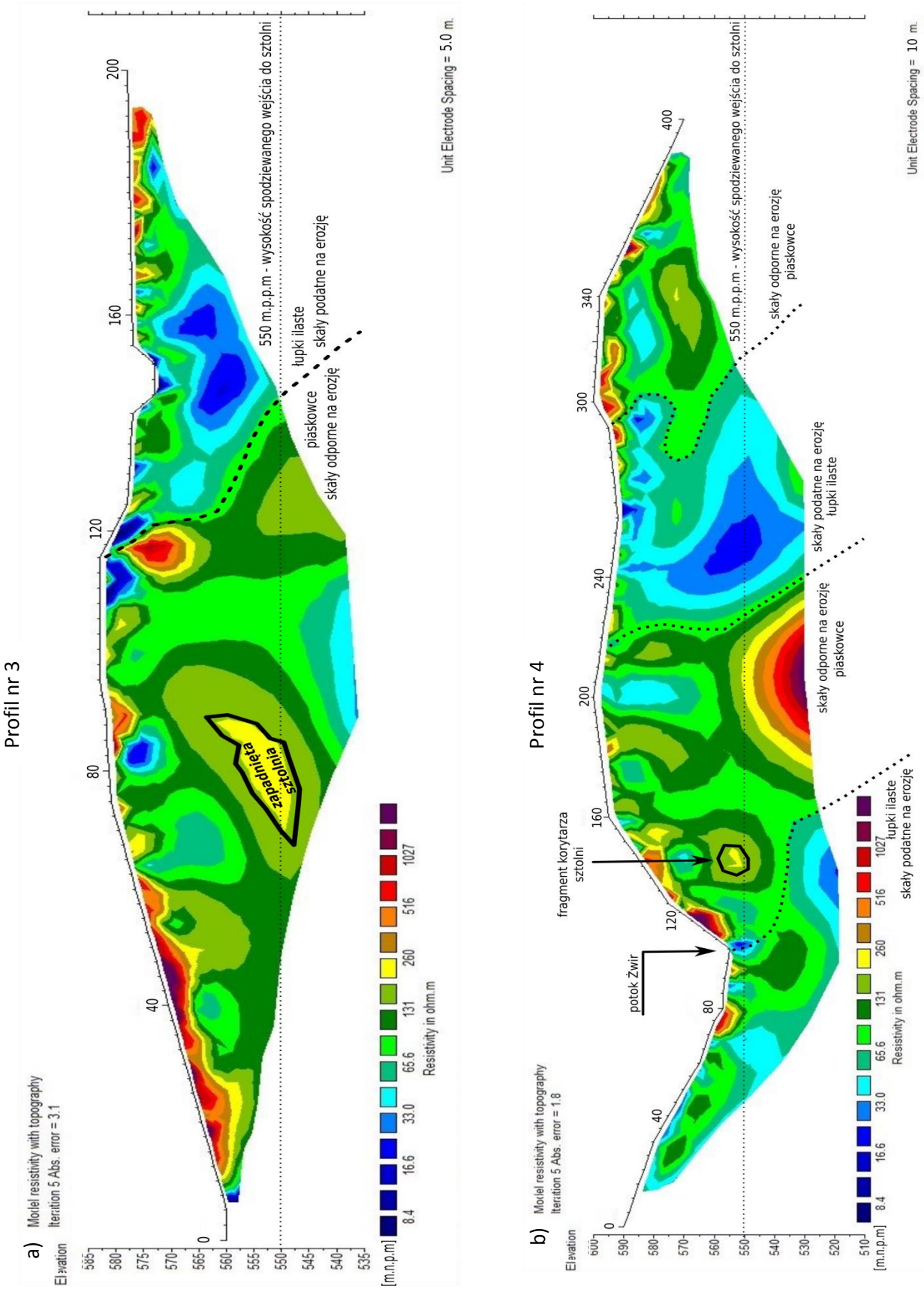
między strefą piaskowców i łupków – strefy te są wyraźnie obecne i ciągłe w dalszych profilach. Obniżenie terenu w pobliżu 150 metra profilu to także kontynuacja wcześniej wspomnianego koryta potoku leśnego.

Przekrój na rysunku 14 a) - jest wynikiem inwersji danych z profilu nr 3, usytuowanego ok. 20m od profilu nr 2. Sytuacja geologiczna jest niezwykle zbliżona do profili nr 1 i 2 – wyraźna granica oporności strefy piaskowcowej i łupkowej oraz zerodowane koryto leśnego potoku w pobliżu 150 metra profilu. Główna anomalia sztolni jest wyraźnie izolowana od wartości otaczających – jej wartość wynosi ok. 260 Ωm. Wyraźna strefa wysokooporowa w początkowej części profilu, do ok. 60 m to piaskowcowy rumosz skalny obecny na powierzchni terenu.

Widoczny na rysunku 14 b) przekrój oporności profilu nr 4, oddalonego ok. 20m od profilu nr 3, wykazuje znaczące podobieństwo w budowie geologicznej – wyraźnie widać budowę strefową góry Mochnaczka – Jeleni Skok; naprzemianległe piaskowce i łupki ilaste, które na przekroju obecne są jako strefy kolejno wysoko- i niskooporowe. Główna anomalia poszukiwanej sztolni ma kształt zbliżony do koncentrycznego, położona jest ok. 25 metrów pod powierzchnią ziemi; jej wartość wynosi ok. 260 Ωm. Niskooporowa „aureola" wokół głównej anomalii może wskazywać na silne spękanie skał otaczających korytarz, prawdopodobnie na skutek osunięcia się ziemi we wcześniejszym odcinku korytarza sztolni. Do 60 metra profilu oraz w pobliżu 100 metra profilu widoczne są anomalie niskooporowe ($\rho < 40$ Ωm), które są efektem kolejno wybijającego ze zbocza strumienia wodnego oraz płynącego tam potoku Żwir, który zerodował skały podłoża. Podobna formacja widoczna jest w okolicy 220 – 290 metra profilu; jest to kontynuacja stref widocznych na poprzednich profilach. Lokalne anomalie wysokooporowe na 80 i 110 metrze przekroju wynikają z obecności na powierzchni terenu rumoszu skalnego, głównie piaskowcowego. Z kolei anomalie wysokooporowe obecne na 280 – 400 metrze przekroju wynikają z obecności gęstej strefy korzeniowej, jako że w tym miejscu profilu na powierzchni terenu znajduje się gęsty młodnik świerkowy.



Rysunek 13. Przekroje oporności profili nr 1 i 2.



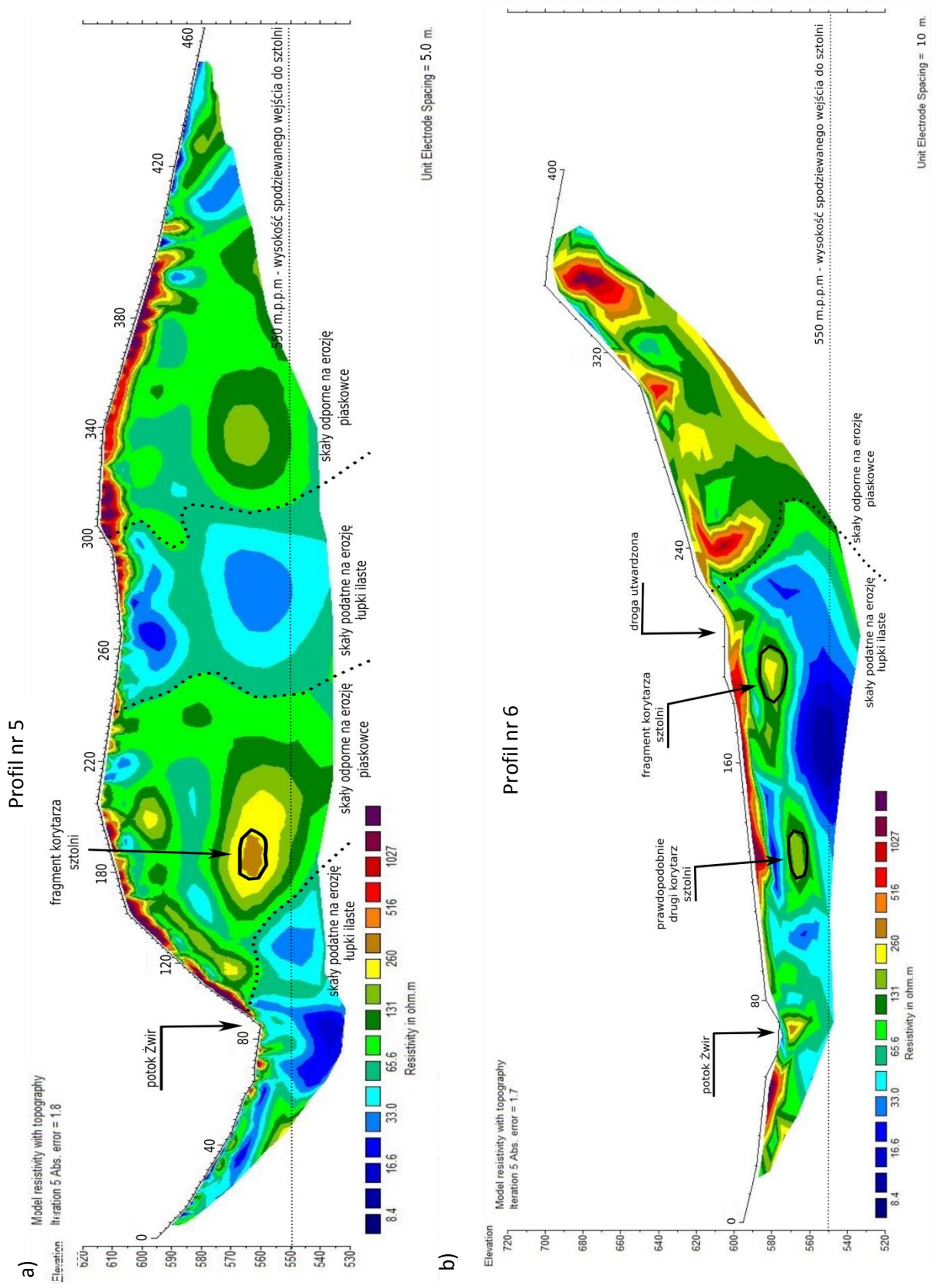
Rysunek 14. Przekroje oporności profili nr 3 i 4.

Profil badawczy nr 5 na rysunku 15 a) jest najdłuższym wykonanym profilem geoelektrycznym o długości 500m, wykonanym metodą *roll-along*. Główna, wyraźna wysokooporowa anomalia o wartości oporności powyżej 260 Ωm, ma kształt zbliżony do owalu i położona jest ok. 40 m pod powierzchnią terenu. Na przekroju wyraźnie widać swoistą aureolę dookoła anomalii – tak wyraźna różnica pomiędzy wartościami oporności anomalii sztolni a skałami ją otaczającymi, wynika prawdopodobnie z dobrej rozdzielczości pomiaru uzyskanej dzięki rozstawowi elektrod co 5m.

Na rysunku 15 b) widoczny jest ostatni profil geoelektryczny, usytuowany ok. 500m od środka profilu nr 5. Jak w przypadku poprzednich przekrojów geoelektrycznych, można wyróżnić dwie główne grupy skał budujących podłoże: skały podatne na erozję – łupki ilaste, i skały odporne na erozję – piaskowce. Stanowią one kontynuację formacji widzianych na przekrojach profili 1, 2, 3, 4 i 5. Ponadto na przekroju widać dwie stosunkowo koncentryczne anomalie oporności; znajdują się one ok. 20-30m pod powierzchnią ziemi w pobliżu 120 i 200 metra profilu; mogą one być spodziewanymi dwoma korytarzami sztolni, jednak ich jednoznaczne potwierdzenie wymaga kolejnych badań. Przypowierzchniowe warstwy wysokooporowe w pobliżu 120-200 metra wynikają z obecności gęstego młodnika świerkowego i warstwy korzeniowej.

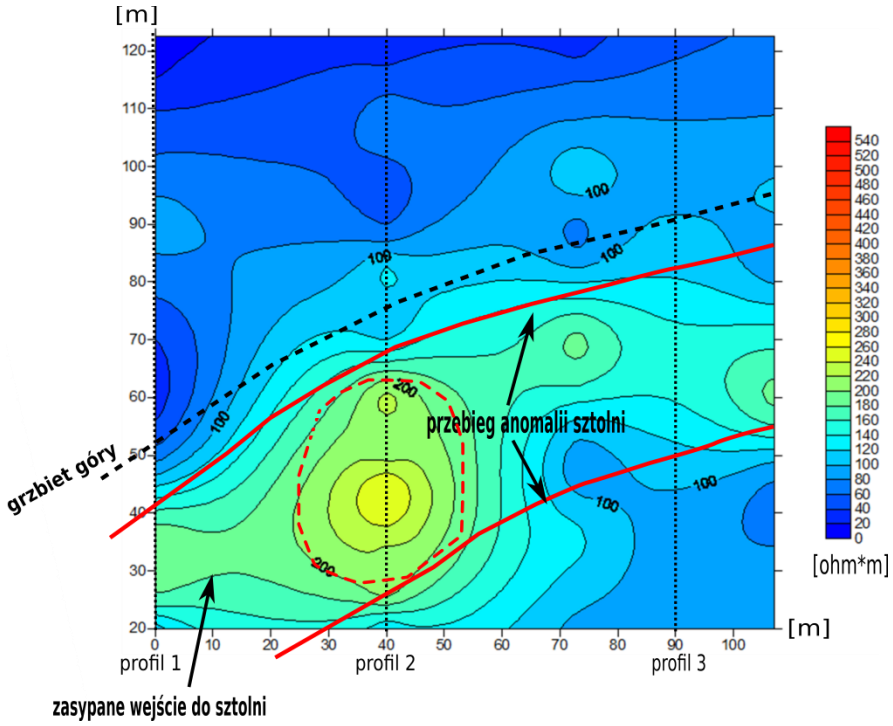
Mimo uzyskania przekrojów o stosunkowo dobrej rozdzielczości, nie można jednoznacznie stwierdzić czy korytarz sztolni jest drożny, częściowo lub całkowicie zasypany lub zalany. Na wszystkich otrzymanych przekrojach anomalia sztolni wykazuje cechy wysokooporowości (260-360 Ωm) w stosunku do skał otaczających (65-131 Ωm). Jak wcześniej wspomniano, aureole oporności wokół głównej anomalii mogą wskazywać na spękanie skał otaczających sztolnię, najprawdopodobniej na skutek ruchów masowych ziemi. Mogą także wynikać z błędu algorytmu programu RES2DInv, spowodowanym dużą różnicą wartości oporności sztolni i skał otaczających.

Warto zauważyć, że prawdopodobny poziom wejścia do sztolni – 550 m.n.p.m – i wysokość występowania anomalii pokrywa się na profilach nr 1, 2, 3 i 4. Natomiast na profilach nr 5 i 6, anomalia sytuowana jest wyraźnie powyżej tego poziomu.



Rysunek 15. Przekroje oporności profili nr 5 i 6.

Jak wcześniej wspomniano, wykonano także mapę poziomej zmiany oporności, na wysokości 550 m.n.p.m pomiędzy profilami nr 1, 2 i 3 – rysunek 16. Na czerwono zaznaczono przebieg ciągłej anomalii oporności identyfikowanej z obecnością korytarza sztolni. W centralnej części mapy widać owalną, koncentryczną anomalię wysokooporową o wartości 180-280 Ωm. Czarną przerywaną linią zaznaczono grzbiet stoku góry, celem zorientowania anomalii z powierzchnią terenu.



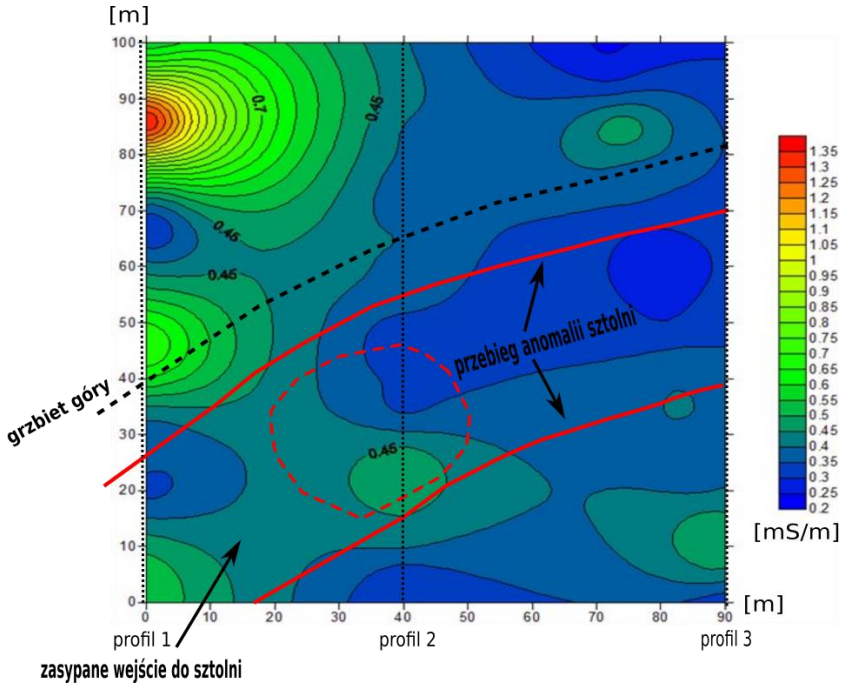
Rysunek 16. Mapa poziomej zmiany oporności pomiędzy profilami nr 1, 2 i 3.

6.2 Wyniki badań konduktometrycznych

Wyniki badań elektromagnetycznych przedstawiono za pomocą poziomej mapy zmian przewodności pomiędzy profilami 1, 2 i 3. Warto dodać, iż ich lokalizacja pokrywa się z profilami geoelektrycznymi, by możliwie jak najdokładniej potwierdzić obecność stwierdzonych anomalii.

Podobnie jak w przypadku mapy oporności, przedstawionej na rysunku nr 16, tutaj także można wyodrębnić ciągłą zmianę przewodności, pokrywającą się ze zmianą oporności z rysunku 16. Wartości przewodności anomalii są stosunkowo niskie: 0,2 – 0,55 mS/m, co odpowiada delikatnie podwyższonej wartości oporności anomalii z poprzedniego rysunku. Ciągłość anomalii o wartości 0,25 mS/m może wskazywać na brak drożności sztolni.

Aspektem silnie wpływającym na interpretację poniższej mapy jest zasięg głębokościowy metody, która wynosi ok. 30 m, która pozornie wydaje się być wystarczająca do badania obiektu położonego ok. 25m poniżej powierzchni terenu, jednakowoż silne nachylenie stoku uniemożliwiało ułożenie cewek poziomo na ziemi – cewki były ustawione poziomo do powierzchni ekwipotencjalnej Ziemi.

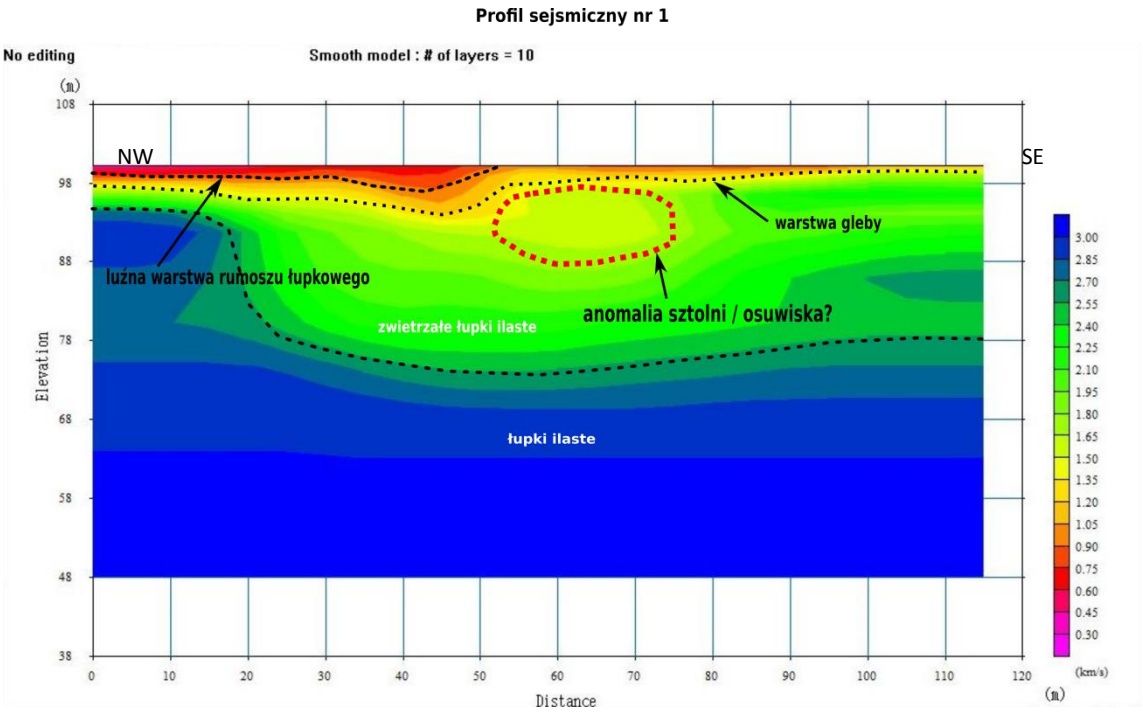


Rysunek 17. Pozioma mapa zmian przewodności pomiędzy profilami nr 1, 2 i 3.

6.3 Wyniki badań sejsmicznych

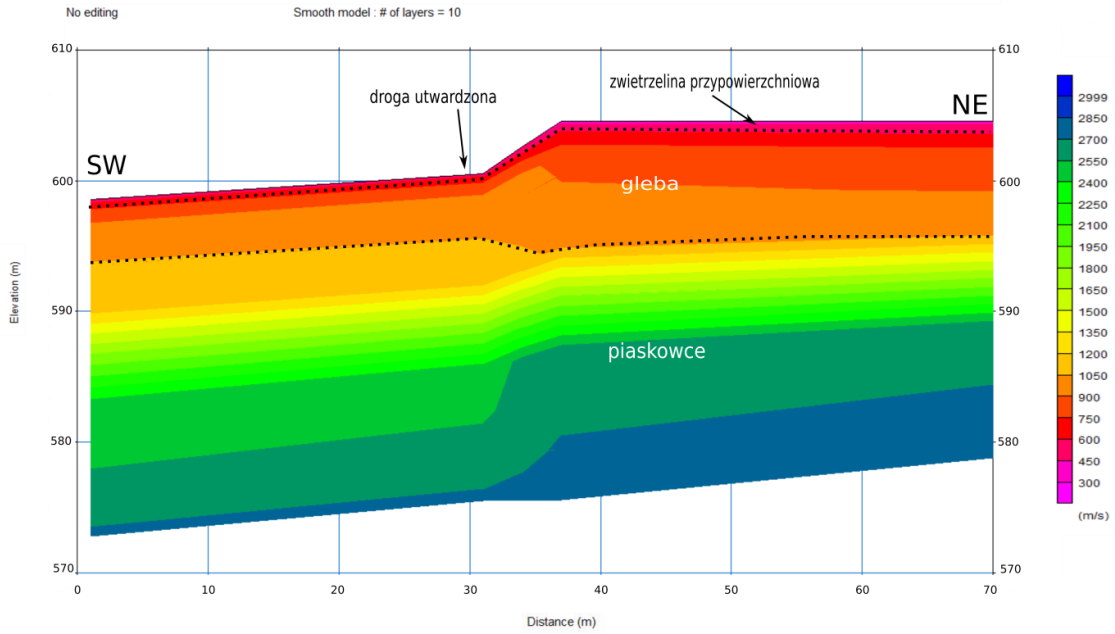
Wynikami badań metodą sejsmiki refrakcyjnej są przekroje prędkości wraz z głębokością, natomiast wyniki metody MASW i ReMi stanowią modele ośrodka z zaznaczonymi prędkościami i miąższościami warstw. Wyniki zostaną przedstawione w poniższej kolejności: sejsmika refrakcyjna, MASW, ReMi.

Rysunek 18 przedstawia wynik interpretacji badań wykonanych na profilu sejsmicznym nr 1 w pobliżu wejścia do sztolni, poprowadzonym w poprzek stoku góry Mochnaczka – Jeleni Skok, ok. 10m powyżej czerwonego szlaku turystycznego u podnóża stoku.



Rysunek 18. Profil sejsmiczny nr 1.

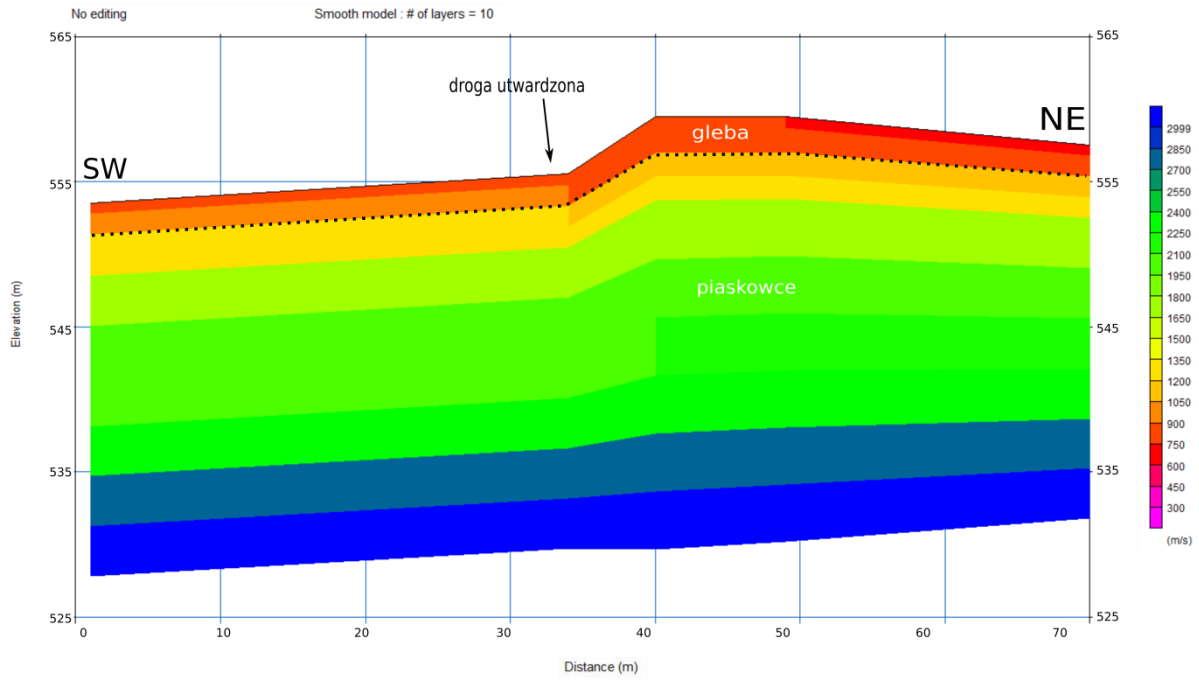
Pomiędzy 60 a 70 metrem profilu wyraźnie zaznacza się miejsce spowolnienia fal sejsmicznych przechodzących przez ośrodek, w miejscu oddalonym ok. 10 m na południowy wschód od miejsca, które swoim ukształtowaniem sugerował dotychczas lokalizację potencjalnego wejścia do sztolni. Warstwa przypowierzchniowa to głównie luźna warstwa spękanych i zwietrzałych łupków, które w dużej ilości występowały też na powierzchni terenu.



Rysunek 19. Profil sejsmiczny nr 2, pokrywający się z profilem 6 ERT.

Na powyższym rysunku nie można jednoznacznie wyodrębnić anomalii sztolni – widoczne zaburzenie w rozchodzeniu się fal wynika z wprowadzenia danych topograficznych do modelu, gdyż interpretacja przekroju bez tej informacji jest bezcelowa ze względu na zróżnicowaną formę ukształtowania terenu. Jak już wspomniano, anomalia sztolni na profilu 6 ERT znajduje się ok. 40m poniżej powierzchni terenu, a jak widać na rysunku nr 19, zasięg głębokościowy sejsmiki refrakcyjnej w tym przypadku wynosi ok. 30 m.

Warstwa zwietrzeliny przypowierzchniowej na powierzchni terenu jest głównie reprezentowana przez luźną glebę na zboczach, może tak być wynikiem rozpraszania fali sejsmicznej na warstwie korzeniowej roślin rosnących na zboczu (ostrężyny, turzyce, niskie krzewy).

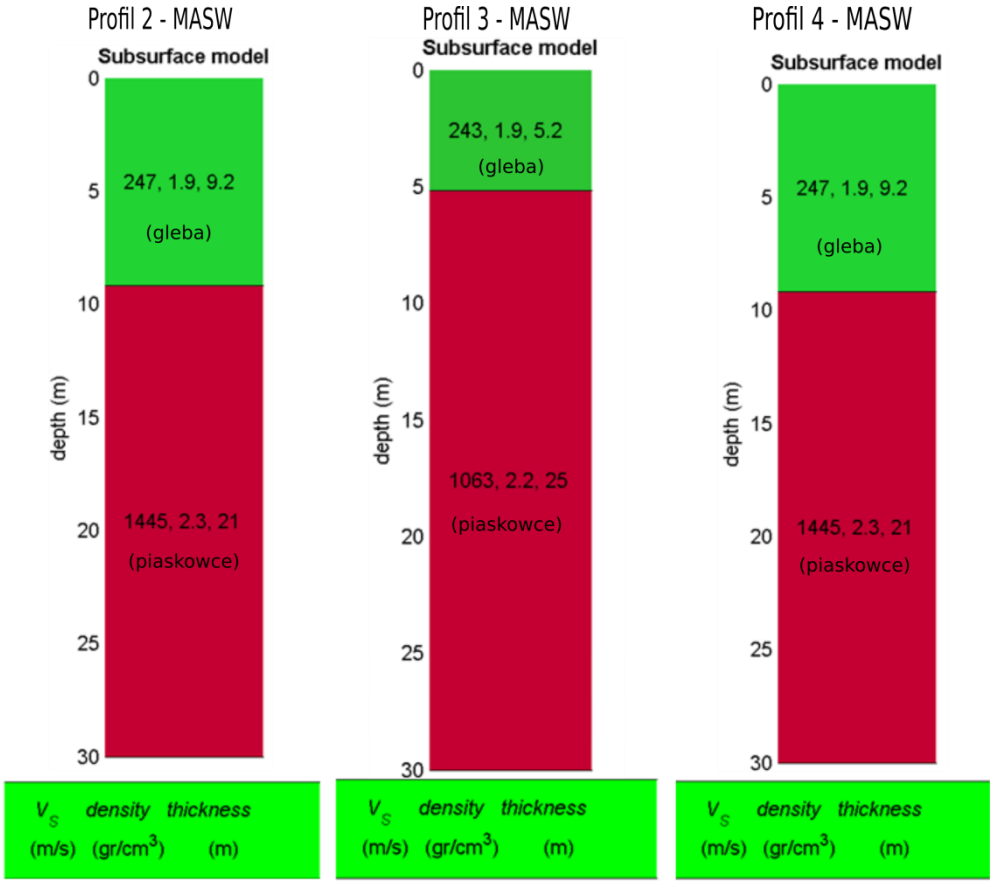


Rysunek 20. Profil sejsmiczny nr 3, pokrywający się częściowo z profilem 5 ERT.

Profil sejsmiczny nr 3, który pokrywa się z 5 profilem geoelektrycznym, także nie wykazuje obecności spodziewanej anomalii. Z przekroju geoelektrycznego nr 6 wynika, iż sztolnia może znajdować się ok. 15-20m pod powierzchnią terenu, jednak na powyższym rysunku nie ujawnia się żadne zaburzenie fal sejsmicznych. Można za to zauważyć warstwową budowę ośrodka geologicznego, oraz wyraźny i proporcjonalny wzrost prędkości fal sejsmicznych wraz z głębokością.

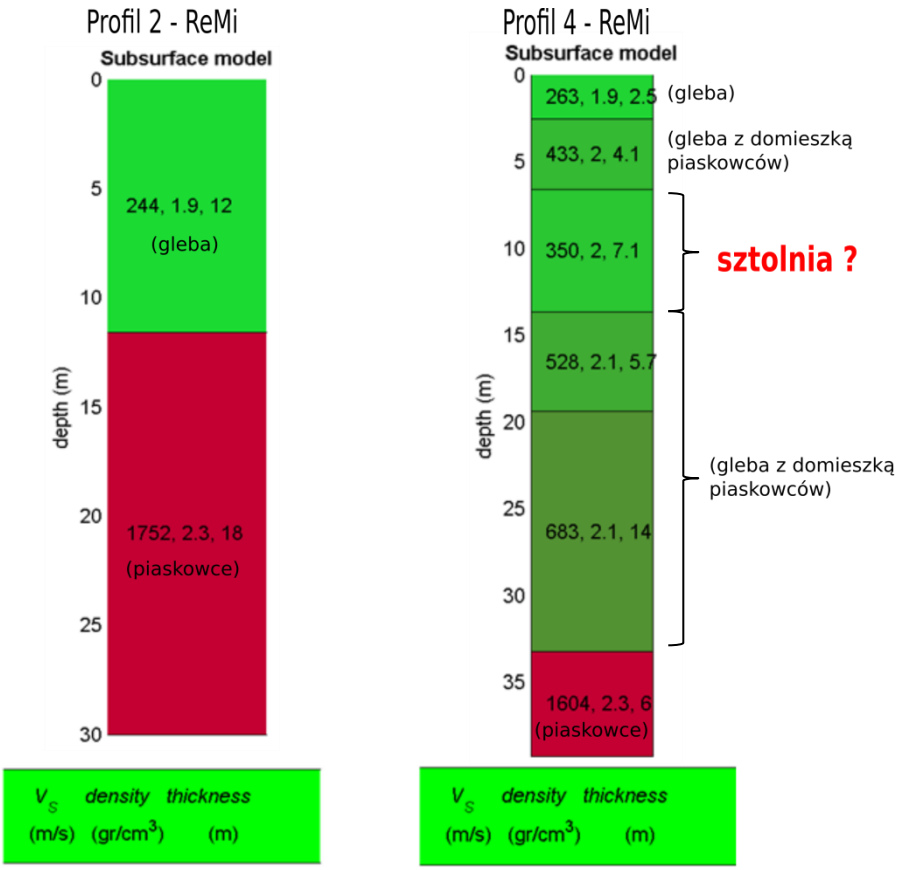
Ze względu na dużą różnicę w ukształtowaniu terenu, niemożliwa była interpretacja sejsmiki refrakcyjnej dla 4 profilu sejsmicznego. Z tego samego powodu w procesie interpretacji nie uwzględniono profilu ReMi uzyskanego z 3 profilu sejsmicznego. Algorytmy programów SeisImager i WinMASW uznały występującą różnicę w elewacji terenu za zbyt dużą, nie pozwalając na przetworzenie plików i dalszą interpretację.

Modele uzyskane w interpretacji metody MASW widoczne na rysunku 21, są zestawieniem zbiorczym modeli uzyskanych z profili sejsmicznych nr 2, 3 i 4.



Rysunek 21. Modele ośrodka uzyskane z metody MASW.

Podobnie jak w przypadku profili sejsmiki refrakcyjnej, tak i profile MASW nie wykazują obecności żadnej anomalii – prędkość fal wzrasta wraz z głębokością, nie ma jakiegokolwiek zaburzenia propagującej fali. Zasięg głębokościowy metody wyniósł ok. 30m, więc obecność anomalii powinna być zarejestrowana; prawdopodobnie energia użyta do wzbudzenia fal powierzchniowych była zbyt niska.

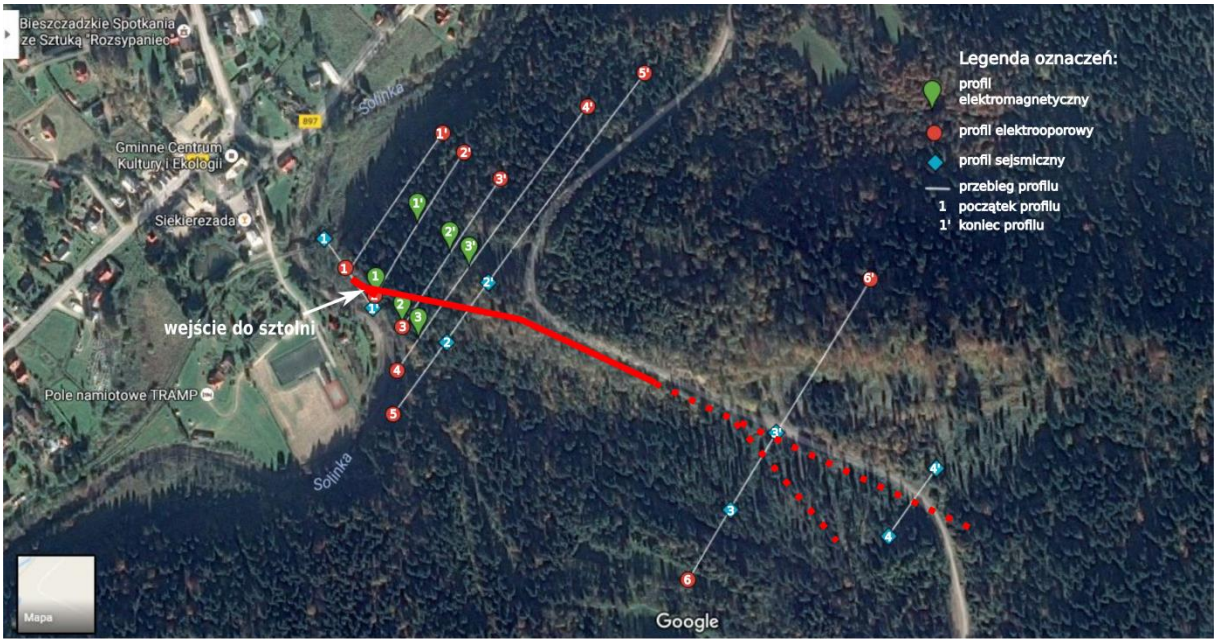


Rysunek 22. Modele ośrodka uzyskane metodą ReMi.

Na powyższym rysunku zamieszczono modele ośrodka uzyskane z badań metodą ReMi na profilu nr 2 i 4. O ile profil nr 2 nie wykazuje żadnej anomalii, profil nr 4 ma wyraźne zaburzenie w prędkości rozchodzenia się fal S. 6 metrów pod ziemią następuje spadek prędkości rozchodzenia się fal, by ponownie zacząć wzrastać ok. 15m pod powierzchnią terenu. Miąższość strefy z anomalią wynosi ok. 7 metrów, co może odpowiadać rozmiarom sztolni.

7. Dyskusja wyników

Na podstawie wyników uzyskanych w procesie interpretacji wszystkich danych, stworzono mapę przebiegu sztolni – rysunek 23.



Rysunek 23. Prawdopodobny przebieg sztolni "Róża".

Czerwoną linią ciągłą zaznaczono przebieg sztolni potwierdzony wynikami badań. Lokalizacja wejścia do sztolni została potwierdzona trzema metodami: obrazowania oporności, elektromagnetyczną i sejsmiką refrakcyjną. Można przyjąć ich dużą zgodność z rzeczywistością, ze względu na komplementarność metody obrazowania oporności i metody konduktometrycznej. Trzeba nadmienić, że sama metoda konduktometryczna okazała się za płytka do samodzielnej interpretacji w formie wykresu zmian przewodności wraz z odległością; jednak przetworzenie tych danych na poziomą mapę rozkładu przewodności pozwoliło na uzyskanie użytecznego wyniku. Metoda sejsmiczna również okazała się użyteczna, ze względu na brak konieczności wprowadzania topografii i płytką lokalizację anomalii. Otrzymana mapa przebiegu sztolni wykazuje znaczne podobieństwo do przebiegu zaznaczonego na rysunku 9.

Rozpoznanie początkowego przebiegu sztolni nastręcza jednak pewnych trudności: rodzaj anomalii obecnej na przekrojach elektrooporowych nr 1, 2 i 3 potwierdza częściowo obserwację terenu *in situ* – pierwsza część sztolni – ok. 90 metrów – jest najprawdopodobniej zasypana na skutek osunięcia się części zbocza.

Począwszy od 4 profilu elektrooporowego, można z większą pewnością wyróżnić anomalię sztolni, jednak nie można jednoznacznie stwierdzić czy chodnik sztolni jest drożny, czy też zasypany lub zalany wodami gruntowymi. Ponieważ dokumentacja historyczna dotycząca technologii drążenia sztolni, sposobu jej odwadniania i wentylacji jest nieznana, należy przyjąć iż sztolnia nie mogła głęboko penetrować wnętrza góry ze względu na konieczność wydrążenia szybów powietrznych/wentylacyjnych. Można przypuszczać, iż duża ilość zwietrzałego rumoszu piaskowcowego, obecnego na powierzchni terenu może być pozostałością po urobku wywożonym ze sztolni lub pozostałym po drążeniu szybów wentylacyjnych. O ile obecność rumoszu przy utwardzonej leśnej drodze należącej do Nadleśnictwa Cisna może pochodzić z czasów jej utwardzania, o tyle jego obecność na stromo nachylonym stoku w odległości 100 – 150 metrów może pochodzić z czasów świetności poszukiwanej sztolni.

Rozpoznanie przebiegu sztolni jest dosyć zadowalające aż do 5 profilu geoelektrycznego, gdzie sztolnia wyraźnie zaznacza się na przekroju; jej obecność w pobliżu tego profilu jest wysoce prawdopodobna. Profil geoelektryczny nr 6 jest niezwykle trudny w jednoznacznej interpretacji – obecność dwóch anomalii o wymiarach: 10m szerokości i 5m wysokości, kilka metrów powyżej spodziewanej głębokości, można zinterpretować jako obecność poszukiwanych korytarzy. Anomalii tych nie można jednak potwierdzić metodą sejsmiki refrakcyjnej i MASW – ich głębokość penetracji okazuje się niewystarczająca w danych warunkach geologicznych. Zadowalający wynik daje analiza wyników metody ReMi, uzyskanych z czwartego, najbardziej odległego profilu sejsmicznego. Ponieważ interpretacja całościowych danych uzyskanych z 5 i 6 profilu ERT oraz 2, 3 i 4 profilu sejsmicznego nie pozwala na jednoznaczne potwierdzenie obecności korytarza sztolni w tym miejscu, na rysunku 23 domniemany dalszy przebieg sztolni zaznaczono czerwoną linią przerywaną.

Niejednoznaczności uzyskanych wyników mają swoje podłoże przede wszystkim w skomplikowanej budowie geologicznej i topograficznej badanego terenu. Najlepsze i najbardziej miarodajne wyniki uzyskano dzięki metodzie obrazowania oporności, co potwierdza użyteczność tej metody w rozpoznawaniu pustek w górotworze (Krajewska et al., 2014; Li et al., 2015; Martinez et al., 2014; Martinez-Pagan et al., 2013; Metwaly and Al Fouzan, 2013; Panek et al., 2010) – akwizycja danych nie powoduje większych trudności, prąd elektryczny nie rozprasza się na warstwie korzeniowej licznej szaty roślinnej, a uwzględnienie topografii terenu nie zaburza wyniku interpretacji, jak ma to miejsce w modelach uzyskanych z wykorzystania sejsmiki refrakcyjnej.

Wnioski:

- Za pomocą kompleksowego zestawu metod geofizycznych: obrazowania oporności, metody elektromagnetycznej i metody sejsmicznej, udało się określić przybliżoną lokalizację zabytkowej, XIX-wiecznej sztolni kopalni rud żelaza w Cisnej.
- Lokalizacja wejścia do sztolni została potwierdzona za pomocą trzech wspomnianych metod; z dużym prawdopodobieństwem można stwierdzić że początkowa część korytarza sztolni jest zasypana i całkowicie niedrożna.
- Rozpoznanie geofizyczne dalszego przebiegu sztolni jest zadowalające; stwierdzono obecność spodziewanych anomalii geoelektrycznych.
- Najbardziej użyteczną metodą geofizyczną okazała się tomografia elektrooporowa. Uzyskano przekroje dobrej jakości, zgodne z budową geologiczną znaną z literatury i z obserwacji *in situ*.
- Metoda elektromagnetyczna i sejsmiczna okazały się niewystarczające do rozpoznania przebiegu sztolni, głównie ze względu na swój zbyt płytki zasięg głębokościowy i ograniczeń wynikających z morfologii badanego terenu. Również otrzymane anomalie wykazują za mały kontrast wartości mierzonego parametru w stosunku do wartości parametru w otoczeniu.
- Aby uzyskać lepsze wyniki za pomocą metody sejsmicznej, należałoby użyć silniejszego źródła wzbudzeń sejsmicznych.
- Dla lepszego rozpoznania przebiegu sztolni pomiędzy 5 a 6 profilem ERT zaleca się wykonanie dodatkowych profili geoelektrycznych.
- Otrzymana mapa prawdopodobnego przebiegu sztolni wykazuje duże podobieństwo z mapą przebiegu sztolni otrzymanej od Stowarzyszenia „Natchnieni Bieszczadem" i Fundacji „Tylko Bieszczady", co może wskazywać na prawdziwość otrzymanych wyników badań.
- Na podstawie wyników powyższych badań, w sierpniu 2015 roku Fundacja „Tylko Bieszczady", Stowarzyszenie „Natchnieni Bieszczadem" oraz Nadleśnictwo Cisna ufundowało i wyznaczyło ścieżkę przyrodniczo – historyczną „Nad sztolnią". W przyszłości Fundacja planuje rekonstrukcję części korytarza sztolni i udostępnienia go turystom.

Literatura:

Alexandrowicz, Z., Margielewski, W.: 2010, Impact of mass movements on geo-and biodiversity in the Polish Outer (Flysch) Carpathians. Geomorphology, 123(3), 290–304. DOI: 10.1016/j.geomorph.2010.07.020

Aster, R., Borchers, B., Thurber, C.: 2012, Parameter Estimation and Inverse Problems, Second Edition, Elsevier Academic Press, str. 360

Bąk, K., Rubinkiewicz, J., Garecka, M., Machaniec, E. and Dziubińska, B.: 2001, Exotics-bearing layer in the Oligocene Flysch of the Krosno Beds in the Fore- Dukla Zone (Silesian Nappe, Outer Carpathians), Poland. Geologica Carpathica, 52(3), 159–171.

Bąk, K., Wolska, A.: 2005, Exotic orthogneiss pebbles from Paleocene flysch of the Dukla Nappe (Outer Eastern Carpathians, Poland). Geologica Carpathica, 56, No. 3, 205–221.

Barker, R.D.: 1989, Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. Geophysics, 54(8), 1031–1037.

Binley, A., Kemna, A.: 2005, DC Resisitivity and indcuced polarization methods. In: Rubin, Y. and Hubbard, S.S. (Red.): Hydrogeophysics, 50, 129–156. DOI: 10.1007/1-4020-3102-5_6

Cegrell, M., Martensson, J.: 2008, Resistivity and IP measurements at the Bolmen Tunel and Adalsbanan, Sweden. Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet, 231.

Dziubińska, B., Narębski, W.: 2004, Siderite concretions in Paleocene series of Polish part of the Eastern Flysch Carpathians. Mineralogia Polonica, 35, No.2, 79–90.

Einsele, G.: 2000, Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment Budget, 606–610.

Földvary, G.Z.: 1988, Geology of the Carpathian Region. World Scientific Publishing, Singapore.

Ganse A. A., 2007, A Geophysical Inverse Theory Primer

Glazer, M., Mendecki, M.J., Mycka, M.: 2014, Application of DOI index to analysis of selected examples of resistivity imaging models in Quaternary sediments. Studia Quaternaria, 31, No. 2, 109–114. DOI: 10.2478/squa-2014-0011

Górecki W. [red.], 2013: Atlas geotermalny Karpat Wschodnich, Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie - Wydział Geologii Geofizyki i Ochrony Środowiska - Katedra Surowców Energetycznych, Kraków. ISBN: 83-88927-33-7

Gruszczyński, M., Krukar, W., Kryciński, S.: 1996, Bieszczady: Słownik historyczno - krajoznawczy. Część 2, Gmina Cisna, Warszawa, 113-115

Handbook of geophysical exploration, Series Seismic exoloration, 18, Pergamon Press, Oxford, 583.

Idziak, A. F., Wysowska-Świebodzińska, A.: 2008, Geophysical survey of post-glacial deposits. Acta Geodyn. Geomater., 5, No. 2, 197–203.

Jankowski L., Kopciowski R., Ryłko W., 2012: Stan wiedzy o budowie geologicznej Karpat Zewnętrznych pomiędzy rzekami Białą a Risca – dyskusja, Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 449, 203-216

Jankowski, L., Ślączka, A.: 2014, Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski, Arkusz Jabłonki 1:50 000. Polski Instytut Geologiczny, Warszawa

Karwowski, Ł., Szełęg, E.: 2006, Zn-bearing cinnabar from Rabe near Baligród (Bieszczady Mts., outer Carpatians, SE Poland). Acta Mineralogia-Petrographica, Abstract Series 5, Szeged, 53.

Kasina Z, 1998: Metodyka badań sejsmicznych, Wydawnictwo Instytutu GSMiE PAN, Kraków

Kasina Z, 1998: Przetwarzanie sejsmiczne, Wydawnictwo Instytutu GSMiE PAN, Kraków

Kemna A.: 2000, Tomographic Inversion of Complex Resistivity - Theory and Application, Der Andere Verlag, Osnabrück 2000, ISBN 3-934366-92-9

Kosakowski P., Więcław D., Kotarba MJ., 2009: Charakterystyka macierzystości wybranych utworów fliszowych w przygranicznej strefie Polskich Karpat Zewnętrznych, Geologia, tom 35, zeszyt 4/1, 155-190

Kowalczyk, S., Maślakowski, M.,Tucholka, P.: 2014, Determination of the correlation between the electrical resistivity of non-cohesive soils and the degree of compaction. Journal of Applied Geophysics, 110, 43–50. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2014.08.016

Kowalska, A., Kondracka, M., Mendecki, M.J.: 2012, VLF mapping and resistivity imaging of contaminated quaternary formations near to “Panewniki” coal waste disposal (southern Poland). Acta Geodyn.Geomater., 9, No. 4, 473–480.

Krajewska, O., Glazer, M., Pierwoła, J.: 2014, Analysis of the resistivity imaging results conducted over karst voids in Klucze using Depth of Investigation Index. Contemporary Trends in Geoscience, 3, No. 1, 14–23. DOI:10.2478/ctg-2014-0018

Kukulak, J.: 2007, Zasoby mineralne polskiej części Karpat Wschodnich. W: Fedan, R., Kisiel, L. and Makieła, Z. (Red), Uwarunkowania społecznoekonomiczne rozwoju turystyki Karpat Wschodnich, Urząd Miasta Przeworska, PSWIG, Przeworsk

Li, S., Liu, B., Nie, L., Liu, Z., Tian, M., Wang, S., Su, W. , Guo, Q.: 2015, Detecting and monitoring of water inrush in tunnels and coal mines using direct current resistivity method: A review. Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering, 7, No. 4, 469–478. DOI: 10.1016/j.jrmge.2015.06.004

Łoboz W., 2013: Skalne atrakcje Polskich Karpat - część 3 Bieszczady, Biblioteczka Polskiego Towarzystwa Tatrzańskiego, Nowy Sącz

Loke, M.H.: 2014, Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys (access online 2016-07-01: http://www.geotomosoft.com/).

Malata, T.: 2005, Warstwy menilitowe w kamieniołomie w Krościenku (dostęp online 2016-07-01: https://www.mos.gov.pl/g2/big/2009_06/d05a6bf67cead02636c9aa0a60b089c1.pdf),

Martinez, J., Rey, J., Hidalgo, M.C., Garrido, J., Rojas, D.: 2014, Influence of measurement conditions on the resolution of electrical resistivity imaging: The example of abandoned mining dams in the La Carolina District (Southern Spain). International Journal of Mineral Processing, 133, 67–72. DOI: 10.1016/j.minpro.2014.09.008

Martínez-Pagán, P., Gómez-Ortiz, D., Martín-Crespo, T., Manteca, J., Rosique, M.: 2013, The electrical resistivity tomography method in the detection of shallow mining cavities. A case study on the Victoria Cave, Cartagena (SE Spain). Engineering Geology, 156, No. 4, 1–10. DOI: 10.1016/j.enggeo.2013.01.013

Mendecki, M. J., Janowska, E., Kaczmarzyk R., Idziak A.,: 2016, The use of geoelectrical method in preliminary investigation of the Fredro Family's iron mine adit in the village of Cisna, the Bieszczady Mountains, SE Poland, Acta Geodynamica et Geomaterialia, Vol. 13, No. 2 (182), Prague 2016, 159-165, DOI: 10.13168/AGG.2015.0053

Metwaly, M. Al Fouzan, F.: 2013, Application of 2-D geoelectrical resistivity tomography for subsurface cavity detection in the eastern part of Saudi Arabia. Geoscience Frontiers, 4, No. 4, 469–476, DOI: 10.1016/j.gsf.2012.12.005

Meunier, J.: 2011, Seismic Acquisition from Yesterday to Tomorrow, 2011 Distinguished Instructor Short Course, Distinguished Instructor Series, No. 14, sponsorowane przez Society of Exploration Geophysicists i European Association of Geoscientists & Engineers, ISBN: 978-1-56080-281-5

Milsom J., Eriksen A.: 2011, Field Geophyscis, Wyd. 4, John Wiley & Sons Ltd, ISBN: 978-0-470-74984-5

Orłowski S., Cisna, Bieszczady. Bieszczadzki serwis internetowy [online], (dostęp online: 2016-07-01, http://www.bieszczady.net.pl/cisna.php)

Oszczypko, N., Ślączka A., Żytko, K.: 2008, Regionalizacja tektoniczna Polski - Karpaty zewnętrzne i zapadlisko przedkarpackie. Przegląd Geologiczny, 56, 927–935

Pánek, T., Margielewski, W., Tábořík, P., Urban, J., Hradecký, J., Szura, C.: 2010, Gravitationally induced caves and other discontinuities detected by 2D electrical resistivity tomography: Case studies from the Polish Flysch Carpathians. Geomorphology, 123, No. 1-2, 165–180. DOI: 10.1016/j.geomorph.2010.07.008

Pasierb B.: 2012, Techniki pomiarowe metody elektrooporowej, Czasopismo Techniczne, seria Środowisko nr 2-Ś/2012

Pierwoła, J., Badera, J., Mirkowski, Z.: 2011, Identification of geotechnical conditions in areas of former shallow mining activity using geoelectrical methods. In: Idziak, A.F. and Dubiel R. (Red). Geophysics in Mining and Environmental Protection, Springer Berlin Heidelberg, 91–100. DOI: 10.1007/978-3-642-19097-1_9

Rejzdrowicz, T.: 2015, Cisna – Ocalić od zapomnienia, Ruthenus, Cisna-Krosno

Roy, A., Apparao, A.: 1971, Depth of investigation in direct current methods. Geophysics, 36, No. 5, 943–959. DOI: 10.1190/1.1440226

Rybak, B.: 2000, The connection between metallic mineralisation and tectonics of the Bystre thrust-sheet (Bieszczady Mountains, Outer Carpathians, SE Poland). Przegląd Geologiczny, 48, No. 11, 1023–1029

Scales J.A., Smith M.L., Treitel S., 2001, Introductory Geophysical Inverse Theory, Samizdat Press

Schön, J.H.: 1996, Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics.

Sneider R, Trampert J.: 2000, Inverse problem in geophysics, (dostęp online 2016-06-01, http://inside.mines.edu/~rsnieder/snieder_trampert_00.pdf)

Sumner, J.S.: 1976, Principles of induced polarization for geophysical exploration. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 276

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E.: 1990, Applied Geophysics. Cambridge University Press, 2nd edition, 792

Wolski J., 2007: Przekształcenia krajobrazu wiejskiego Bieszczadów Wysokich w ciągu ostatnich 150 lat, IGiPZ PAN, Warszawa

Wysowska, A., Pierwoła, J.: 2011, Electrical resistivity imaging method in investigating Post-Glacial geomorphological forms. In: Idziak, A.F. and Dubiel R. (Red), Geophysics in Mining and Environmental Protection, Springer Berlin Heidelberg, 117–125. DOI: 10.1007/978-3-642-19097-1_12

Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczypko N., Ślączka A., Żaba J., Żytko K., 2011: Regionalizacja Tektoniczna Polski, Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław

Żogała B.: 2013, Metody geoelektryczne w badaniach gruntów skażonych substancjami ropopochodnymi, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice

Żogała, B., Dubiel, R., Lewandowski, J., Zuberek, W.M., Gąska, G.: 2008, Application of resistivity imaging method for investigation of geologic structure of Pleistocene sediment. Acta Geodyn. Geomater., 5, No. 2(150), 177–183.

Spis rysunków

Rysunek 1. Schemat układu pomiarowego Wenner-Schlumberger 7
Rysunek 2. Schemat pomiaru tomografii elektrooporowej 8
Rysunek 3. Schemat pomiaru pozornej przewodności elektromagnetycznej ośrodka. 10
Rysunek 4. Różnice w rozchodzeniu się fal refleksyjnych i refrakcyjnych 11
Rysunek 5. Lokalizacja miejsca badań 16
Rysunek 6. Lokalizacja miejsca badań na mapie obszarów chronionych 17
Rysunek 7. Budowa geologiczno-tektoniczna obszaru badań. 18
Rysunek 8. Przekrój geologiczny w rejonie ciśniańsko-wetlińskim. 19
Rysunek 9. Plan sztolni udostępniony przez Fundację „Tylko Bieszczady”. 22
Rysunek 10. Sprzęt ABEM Terrameter LS Lund Imaging System 23
Rysunek 11. Ortofotomapa wszystkich profili badawczych 24
Rysunek 12. Zestaw konduktometrów GEONICS EM-34 25
Rysunek 13. Przekroje oporności profili nr 1 i 2 30
Rysunek 14. Przekroje oporności profili nr 3 i 4 31
Rysunek 15. Przekroje oporności profili nr 5 i 6 33
Rysunek 16. Mapa poziomej zmiany oporności pomiędzy profilami nr 1, 2 i 3 34
Rysunek 17. Pozioma mapa zmian przewodności pomiędzy profilami nr 1, 2 i 3. 35
Rysunek 18. Profil sejsmiczny nr 1. 36
Rysunek 19. Profil sejsmiczny nr 2, pokrywający się z profilem 6 ERT. 36
Rysunek 20. Profil sejsmiczny nr 3, pokrywający się częściowo z profilem 5 ERT. 37
Rysunek 21. Modele ośrodka uzyskane z metody MASW. 38
Rysunek 22. Modele ośrodka uzyskane metodą ReMi. 39
Rysunek 23. Prawdopodobny przebieg sztolni "Róża". 40

Spis stron internetowych:

http://www.georadar.com.pl/uploads/fale.jpg

http://www.masw.com/ACQParaTables.html

http://www.abem.se

http://www.geomatrix.co.uk/land-products/electromagnetic/em34-3/

http://www.geotomosoft.com

https://www.mos.gov.pl/g2/big/2009_06/d05a6bf67cead02636c9aa0a60b089c1.pdf

http://www.bieszczady.net.pl/cisna.php