

## **2. Badania sejsmiczne, elektrooporowe oraz elektromagnetyczne wraz z interpretacją geofizyczną i geologiczną**

### **2.1. Metodyka badań geofizycznych wykonanych metodami sejsmicznymi, elektrooporową oraz elektromagnetyczną**

Badania geofizyczne przeprowadzone w ramach drugiego etapu zadania wykorzystują doświadczenia zdobyte w trakcie realizacji etapu pierwszego. Zastosowano zestaw dwóch metod geofizycznych, wywodzących się z geofizyki inżynierskiej. Badania metodami sejsmicznymi i metodami elektrooporowymi, przy zastosowanej metodyce, pozwalają na szczegółowe rozpoznanie płytkich partii stref uskokowych, do głębokości 100-300 m. Wyniki tak płytkiego rozpoznania pozwalają wyciągać wnioski na temat głębszej budowy geologicznej, szczególnie na temat przebiegu i nachylenia stref uskokowych, ich szerokości i przewidywania ich szczelności.

Istotną zmianą w stosunku do metodyki zaadaptowanej z pierwszego etapu zadania był plan wykonania badania dwiema metodami – sejsmiczną i elektrooporową, uzupełnione badaniami VLF. Badania VLF zostały także użyte do obliczenia filtracji Fräsera.

Badania sejsmiczne wykonane na liniach pomiarowych były badaniami wiodącymi, a badania elektrooporowe miały uzupełnić wyniki badań sejsmicznych, i miały zostać wykonane na wszystkich liniach, na których wykonano badania sejsmiczne. Ze względów logistycznych badania sejsmiczne i elektrooporowe były wykonywane równocześnie, przez różne zespoły pomiarowe. Na podstawie wyników – uzyskiwanych na bieżąco przekrojów sejsmicznych i elektrooporowych, oraz ich wstępnej interpretacji uznano w niektórych przypadkach, że kontynuacja badań drugą metodą geofizyczną nie przyniesie istotnej poprawy rozpoznania budowy geologicznej. W takich wypadkach odstąpiono od dalszych badań na linii pomiarowej. Badania sejsmiczne wykonano dla 15 linii pomiarowych, z czego dla 2 linii są to badania nieuzupełnione badaniami elektrooporowymi. Badania elektrooporowe wykonano dla 14 linii pomiarowych, a na jednej linii badania te nie zostały powtórzone metodami sejsmicznymi.

#### **2.1.1. Metody sejsmiczne**

##### **2.1.1.1. Metoda sejsmiki refleksyjnej**

Założenia metody sejsmiki refleksyjnej (RS - reflection seismics) opierają się na podstawowych prawach fizycznych – zasadzie odbicia. Każda rozchodząca się w przestrzeni fala w przypadku napotkania granicy oddzielającej ośrodki o różnych parametrach (gęstości, stanu skupienia, kąta załamania światła itp.) ulega częściowemu odbiciu, a kąt padania promienia fali jest równy kątowi jego odbicia. W przypadku badań sejsmiki refleksyjnej, kiedy ośrodek, w którym przemieszcza się fala jest ośrodkiem skalnym, ciałem stałym, do badań wykorzystuje się fale w zakresie niskoczęstotliwościowych fal akustycznych, zwanych falami sejsmicznymi. Częstotliwość wykorzystywanych fal zawiera się w zakresie od kilkudziesięciu (20-40) do kilkuset (zwykle do 300) Herców (Hz). Fala wytworzona zwykle

jako impuls w określonym miejscu na, lub tuż pod powierzchnią ziemi i w określonym momencie rozchodzi się w ośrodku skalnym. Napotykać granice geologiczne spełniające warunek występowania na nich odbicia, ulega częściowemu odbiciu w kierunku powierzchni ziemi. Na powierzchni ziemi rozmieszczony jest układ odbiorników (geofonów – mikrofonów o wysokiej czułości dla niskich częstotliwości), o dokładnie znanych położeniach. Zwykle stosuje się układ składający się z kilkudziesięciu geofonów rejestrujących amplitudę drgań gruntu. Dla wszystkich elementów układu odbiorczego rejestrowana jest amplituda i czas wystąpienia drgań z bardzo wysoką rozdzielczością. Na podstawie wspólnych zapisów można określić moment dojścia fali odbitej (często odbitej wielokrotnie od kolejnych granic geologicznych) do poszczególnych elementów układu odbiorczego, a tym samym wyznaczyć opóźnienie dojścia fal odbitych względem generacji fali pierwotnej. Znając lub zakładając rozkład prędkości w ośrodku skalnym można określić położenie poszczególnych granic odbijających.

Prosta w teorii zasada badań sejsmicznych komplikuje się znacząco w naturalnych warunkach, gdzie w ośrodku skalnym zachodzą również zjawiska ugięcia fal, całkowitego wewnętrznego odbicia, a także dyspersji. Ważnym zjawiskiem komplikującym badania jest również występowanie odbić od granic nachylonych pod kątem.

Podstawowym założeniem w metodzie refleksyjnej jest przyjęcie występowania warstwowanego ośrodka skalnego, w którym poszczególne pakiety skalne różnią się od siebie twardością akustyczną (nazywaną również impedancją akustyczną) definiowaną jako iloczyn prędkości fali sejsmicznej i gęstości ośrodka. W przypadku występowania wysoce jednorodnych mechanicznie serii skał, fale sejsmiczne nie ulegają odbiciu i badania sejsmiczne (refleksyjne) nie wykazują występowania granic.

W badaniach sejsmiki refleksyjnej zastosowano układ pomiarowy złożony z 48 kanałów o odległościach pomiędzy kanałami wynoszących 5 m i 10 m, lub rozszerzony układ pomiarowy składający się z 96 kanałów aktywnych o odległościach między kanałami równej 5 m. Dla zapewnienia wysokiej rozdzielczości zastosowano rejestrację dla punktów wzbudzenia położonych co 10 m i metodę kroczącą (ang. *roll-along*), gdzie przy każdym kolejnym odcinku pomiarowym powtarza się część pomiarów poprzedniego odcinka pomiarowego. W takim układzie efektywna ilość rejestrowanych punktów wzbudzenia przekracza połowę ilości kanałów i uzyskuje się znaczne zagęszczenie wspólnych punktów głębokościowych (ang. *CDP-common depth point*) koniecznych do wysokorozdzielczego modelowania pola prędkości i pokrycie 12 do 24-krotnego pokrycia (ang. *fold*)

Jako źródła sejsmicznego użyto szerokopasmowych urządzeń działających na zasadzie przyspieszonego zrzutu masy o szacunkowej energii około 8 kJ (samojezdny wibrator sejsmiczny).

W badaniach sejsmicznych zastosowano urządzenie Terraloc Pro szwedzkiej firmy ABEM i geofony pionowe o częstotliwości głównej 30 Hz.

### **2.1.1.2. Sejsmiczna tomografia refrakcyjna**

Dla wszystkich profili sejsmicznych wykonano dodatkowe badania metoda sejsmicznej tomografii refrakcyjnej (SRT – seismic refraction tomography). Technika ta wykazała szczególną przydatność na profilach, na których bądź ze względów technicznych (brak możliwości wjazdu źródłem sejsmicznym), bądź ze względu na zbyt duże upady powierzchni geologicznych nie zarejestrowano zdarzeń refleksyjnych. W przypadkach tych wyniki sejsmicznej tomografii refrakcyjnej pozwoliły na odtworzenie pola prędkości fali P w podłożu, co posłużyło do wyznaczenia rozmieszczenia ciał geologicznych i stref nieciągłości.

Metoda sejsmicznej tomografii refrakcyjnej, tak jak inne metody sejsmiki inżynierskiej pozwala na określenie prędkości fal sprężystych (fal sejsmicznych) w ośrodku gruntowym. Prędkość fal sejsmicznych koreluje się bezpośrednio z właściwościami mechanicznymi ośrodka gruntowego, takimi jak moduł ścinania  $G_0$ . Własności sprężyste skał wynikają głównie z litologii podłoża, zagęszczenia i stopnia zniszczenia pierwotnej struktury skał.

W metodzie wykorzystuje się fale refrakcyjne wywołane w wielu punktacji wzbudzenia w precyzyjnie kontrolowanym czasie i pozycji wzdłuż linii pomiarowej. Dzięki wielokrotnej rejestracji licznych fal sejsmicznych wzbudzonych w ośrodku skalnym, przestrzeń pomiarowa pokryta zostaje licznymi promieniami sejsmicznymi. Dla każdego punktu wzbudzenia przeprowadza się analizę prędkości pozornej fali refrakcyjnej dochodzącej do każdego z geofonów. Integracja wyników z wszystkich kolejnych punktów wzbudzenia polega na obliczeniowym, iteracyjnym dopasowaniu modelu prędkości rzeczywistych w ośrodku, o najmniejszym sumarycznym błędzie (por. Watanabe i in. 1999). Efektem pomiarów jest ciągły przekrój prędkości fali sejsmicznej w badanym ośrodku. Metoda jest stosowana do wykrywania zmienności pola prędkości, anomalnych stref wartości prędkości i nieciągłości pola prędkości. Pole prędkości w przybliżeniu odwzorowuje zmienność litologii w ośrodku skalnym (gruntowym), a anomalne obniżenia wartości prędkości mogą wskazywać na warstwy o niskich parametrach mechanicznych.

Przetworzenie sejsmiczne metodą sejsmicznej tomografii refrakcyjnej zostało przeprowadzone na tych samych danych pomiarowych, które posłużyły do przetworzenia metodą refleksyjną. Rejestracja terenowa danych sejsmicznych była jednokrotna, i zastosowano metodykę opisaną w części dotyczącej metody refleksyjnej.

### **2.1.1.3. Przetwarzanie danych pomiarowych**

W celu wstępnej eliminacji zakłóceń niekoherentnych i podniesienia stosunku sygnału do szumu zastosowano tzw. składanie pionowe (ang. *vertical stacking*), polegające na wielokrotnym zapisie sygnału w jednej pozycji strzałowej. Procedurę tą wykonywano na bieżąco podczas rejestracji polowej, a efekty oceniano na podstawie zmiany wizualnego obrazu rejestracji w czasie rzeczywistym.

Dla przetwarzania danych metodą sejsmiki refleksyjnej użyto standardowej procedury przetwarzania danych sejsmiki refleksyjnej, składającej się z etapu preprocessingu, służącego do poprawy jakości sygnału i podniesienia stosunku sygnału do szumu; wyznaczenia pola prędkości w podłożu i zastosowania poprawki dynamicznej; tzw. sumowania poziomego

służącego do ograniczenia zakłóceń koherentnych. Ostatnim etapem przetwarzania danych była inwersja czasowo-głębokościowa, pozwalająca oszacować głębokość położenia granic i powiązać te informacje z danymi z archiwalnych otworów wiertniczych.

Etap preprocessingu składał się z manualnego czyszczenia zapisów (zerowanie tras które zawierały lokalne zakłócenia niskoczęstotliwościowe; procedurę dekonwolucji pozwalającą na „wyostrenie” użytecznych amplitud pochodzących od fal odbitych; filtrację częstotliwościową pozwalającą na częściową eliminację zakłóceń koherentnych, zwłaszcza pochodzących od fal powierzchniowych generowanych przez źródło; oraz wyciszenie fal refragowanych i dźwiękowych.

Wyznaczenia pola prędkości dokonano manualnie pikując maksima gęstości energii. Pikowanie wykonywano dla profili z krokiem poniżej 100 m, co pozwoliło osiągnąć dużą dokładność wyznaczania pola prędkości dla całego profilu. Uzyskanego pola prędkości użyto do wprowadzenia poprawki dynamicznej i poprawnego zsumowania do czasowej sekcji sejsmicznej.

Do inwersji czasowo-głębokościowej wykorzystano średnie prędkości dla całego profilu co pozwoliło na ograniczenie zwielokrotnienia ewentualnego wpływu występowania anomalii prędkościowych na ostateczny obraz sekcji sejsmicznej głębokościowej.

Do przetwarzania danych sejsmicznych metodą sejsmiki refleksyjnej użyto oprogramowania RadExPro Professional.

Do przetworzenia sejsmicznej tomografii refrakcyjnej zastosowano metodę, w której wykorzystuje się informację zawartą w czasach pierwszego wstąpienia (dojścia fali) do kolejnych elementów pomiarowych (geofonów). Dzięki zastosowaniu znacznej ilości danych i algorytmu obliczeniowego stosującego równanie eikonalne (najbardziej zaawansowane równania opisujące propagację frontu fali) można tworzyć model subtelných różnic w rozkładzie prędkości fali wzdłuż przekroju pod profilem pomiarowym.

Do przetwarzania danych sejsmicznych w metodzie SRT użyto programu Rayfract. Błąd dopasowania (RMS – pierwiastek błędu średniokwadratowego) modelu obliczeniowego pola prędkości do danych pomiarowych dla wszystkich profili nie przekroczył 1%, co świadczy o bardzo dobrym dopasowaniu modeli.

#### **2.1.1.4. Zakres prac interpretacyjnych**

Wyniki badań sejsmiki refleksyjnej przedstawione zostały jako czasowe sekcje sejsmiczne oraz w postaci sekcji głębokościowych z przybliżonymi wartościami głębokości. Interpretacja polegała na przywiązaniu wyznaczonych horyzontów sejsmicznych do prawdopodobnych horyzontów geologicznych na podstawie danych archiwalnych, określeniu ich położenia i ciągłości pod kątem występowania ewentualnych uskoków.

Wyniki sejsmicznej tomografii refrakcyjnej zostały przedstawione w postaci przekrojów sejsmicznych ciągłego rozkładu prędkości fali podłużnej ( $V_p$ ). Zastosowano bezpośrednią interpretację rozkładu prędkości na przekrojach, polegającą na określeniu horyzontalnych i wertykalnych zmian pola prędkości i występowania ewentualnych stref anomalnych pola

prędkości.

### 2.1.2. Metoda elektrooporowa

Pomiary oporności ośrodka skalnego metodami elektrooporowymi opierają się podstawowym równaniu:  $\rho = V/I$ , gdzie  $\rho$  odpowiada oporowi,  $V$  – napięciu a  $I$  – natężeniu. W metodach elektrooporowych pomiar oporu stosuje się pośredni sposób do wyznaczania oporności skał, dlatego podstawowe równanie jest zmodyfikowane o współczynnik uwzględniający geometrię układu pomiarowego. Wartości oporności uzyskane metodami geofizycznymi są określane opornością pozorną ( $\rho_a$ ) i opisane są wzorem:  $\rho_a = (V/I)k$ , gdzie współczynnik  $k$  jest zależny od geometrii układu pomiarowego. W pojedynczym pomiarze oporności używa się zwykle zestawu czterech elektrod; dwóch zasilających o znanym natężeniu i dwóch elektrod pomiarowych, między którymi mierzy się napięcie. Wynik pomiaru oddaje w przybliżeniu średnią oporność ośrodka skalnego w półprzestrzeni ośrodka poniżej elektrod. Kolejne pomiary o zwiększonym zasięgu głębokościowym uzyskuje się powiększając rozstaw elektrod. Wielokrotne powtórzenie procedury pomiaru z coraz większą głębokością pozwala na uzyskanie profilu oporności pozornej, a zastosowanie do zbioru danych pomiarowych procedury inwersji pozwala na uzyskanie modelu oporności.

W metodzie tomografii elektrooporowej (ERT – electrical resistivity tomography) (Loke M. H., 2000) kilkadziesiąt elektrod rozmieszczonych jest równomiernie wzdłuż profilu i połączone z aparaturą pomiarową. Odległość między elektrodami i długość rozstawu aktywnego dobiera się w zależności od oczekiwanej głębokości rozpoznania i w pewnym stopniu rozdzielczości (szczególnie w najpłytszych warstwach). Aparatura pomiarowa automatycznie dokonuje pomiaru używając wszystkich kombinacji elektrod, które spełniają warunki geometryczne układu pomiarowego. Procedura inwersji prowadzona jest wspólnie dla całej macierzy wyników, co pozwala na wyznaczenie oporności rzeczywistej dla bloków pomiarowych i po interpolacji utworzenie ciągłego przekroju zmian oporności ośrodka.

Oporność elektryczna ośrodka zależy w głównej mierze od szeroko rozumianej litologii ośrodka oraz jego zawodnienia. Skały silnie spękane i o drobnej frakcji mają ogólnie niższą oporność niż skały gruboziarniste i skały lite. Zawodnienie ośrodka w oczywisty sposób obniża oporność elektryczną. Metoda ERT daje przesłanki do określenia litologii ośrodka podłoża, wyznaczania stref nieciągłości tektonicznych oraz określenia zasięgu strefy zwietrzelin i nadkładu.

W badaniach zastosowano rozstaw pomiarowy z elektrodami rozmieszczonymi co 10 m, i długością rozstawu pomiarowego 800 m, który pozwolił na rozpoznanie ośrodka skalnego do głębokości około 100 m. Przyjęta geometria układu pomiarowego zapewniła rozdzielczość wystarczającą do rozpoznania zasięgu nadkładu i strefy zwietrzałej, oraz wyznaczenia elementów strukturalnych (uskoków i stref intensywnych spękań).

Pomiary wykonano aparaturą Terrameter LS firmy ABEM, produkcji Szwedzkiej. Zastosowany został układ pomiarowy gradientowy i wymiennie układ dipol-dipol.

Przetworzenie danych pomiarowych ERT wykonano za pomocą oprogramowania Res2DInv. Surowe dane pomiarowe zostały przeanalizowane pod kątem występowania błędów

pomiarowych. Ujemne wartości oporności zostały automatycznie usunięte ze zbiorów pomiarowych. Punktowe wartości istotnie odbiegające od otaczających zostały również usunięte ze zbioru. Eliminacja błędnych danych była kontrolowana manualnie. Inwersje przeprowadzono zgodnie z procedurą L1-norm, a jako dyskretyzację przestrzeni pomiarowej przyjęto ustawienia domyślne programu.

### **2.1.2.1. Zakres prac interpretacyjnych**

Wyniki tomografii elektrooporowej zostały przedstawione w postaci przekrojów geoelektrycznych ciągłego rozkładu oporności rzeczywistej. Zastosowano bezpośrednią interpretację rozkładu oporności na przekrojach, polegającą na określeniu horyzontalnych i wertykalnych zmian oporności i występowania ewentualnych stref anomalnych pola oporności.

### **2.1.3. Metoda elektromagnetyczna (VLF)**

Metody elektromagnetyczne polegają na pomiarze składowych zmiennego pola magnetycznego o określonej częstotliwości, które powstaje w ośrodku skalnym w złożonym procesie indukcji, pod wpływem pierwotnego pola elektromagnetycznego emitowanego przez źródła sztuczne, rzadziej naturalne (sygnał radiowy, mikrofalowy).

Pierwotne zmienne pole elektromagnetyczne emitowane przez nadajniki fal elektromagnetycznych powoduje powstawanie w przewodnikach (także w gruncie o niskiej oporności) prądów wirowych, które z kolei indukują powstanie wtórnego pola magnetycznego, mierzonego przez odbiornik. Wtórne pole magnetyczne nie jest identyczne z polem pierwotnym. W wyniku interakcji z podłożem ma zmienioną fazę, przy zachowanej częstotliwości. Pole może być również zorientowane odmiennie do pola pierwotnego. Urządzenia pomiarowe, w zależności od przyjętej techniki, mierzą poszczególne parametry wtórnego pola, a także wykorzystują nadajniki różnego typu, częstotliwości i mocy.

Technika VLF (ang. Very Low Frequency – bardzo niskich częstotliwości) polega na wykorzystaniu fal radiowych o częstotliwościach zwykle w zakresie 15-30 kHz, co związane jest z częstotliwością emitowaną przez najważniejsze nadajniki VLF. Sygnał taki jest emitowany z kilkunastu - kilkudziesięciu nadajników na świecie i oryginalnie służy do komunikacji z łodziami podwodnymi. Dzięki dalekiej propagacji fal o takich częstotliwościach i oddziaływaniu, jakie taki sygnał radiowy wywołuje na ośrodek skalny, pomiary takie wykorzystywane są w badaniach geofizycznych. Nadajniki francuskie, brytyjskie i włoskie pokrywają swoim zasięgiem całą Europę, a sygnał przez nie emitowany należy do najbardziej stabilnych na świecie, dzięki czemu Polsce można z powodzeniem wykorzystać metodę VLF. Zaletą wykorzystania fal radiowych w zakresie VLF jest ich duża moc, a także fakt, że front fali, w skali badań można uznać jako płaski – co daje bardzo stabilne wyniki i stosunkowo głębokie rozpoznanie. Głębokość rozpoznania, przy stosowaniu wąskiego pasma częstotliwości, zależy w przeważającej mierze od oporności podłoża – technika, która daje rozpoznanie do 100 m głębokości, w przypadkach gdy mamy do czynienia z ośrodkiem o niskiej oporności, może pozwolić na prospekcję do głębokości

jedynie kilku metrów. Ta sama uwaga odnosi się również do innych metod elektromagnetycznych – techniki, które w typowych warunkach dają rozpoznanie do kilku metrów, w przypadku niskooporowego podłoża, pozwolą na rozpoznanie jedynie do głębokości rzędu centymetrów lub pojedynczych metrów.

Niestety, w przypadku techniki VLF, z uwagi na fakt, że w trakcie pomiarów nie ma kontroli nad mocą nadajnika, przełożenie wyników na oporność lub przewodność ośrodka jest niejednoznaczne. Przeważnie stosuje się jedynie względne wyniki w kategoriach jakościowych, oparte na pomiarze względnego odchylenia poszczególnych składowych fazowych pola. W celu przynajmniej częściowej obiektywizacji wyników stosuje się zabieg filtracji, polegający na wyliczeniu pierwszej pochodnej z krzywej przebiegu wykresu parametr fazowy – dystans. Filtracja ta nazwana jest filtracją Frasera (wartość wynikowa określana jest zwykle wartością filtra Frasera, lub w skrócie filtrem Frasera). Maksymalne wartości filtra Frasera wskazują fragmenty przebiegów wykresów składowych fazowych, w których następuje najszybszy spadek wartości, co identyfikuje strefy występowania gwałtownych zmian oporności podłoża związane zwykle z obecnością uskoku.

Badania z zastosowaniem techniki VLF są obarczone licznymi ograniczeniami i wymagają, aby spełnione było wiele warunków. Szczególnie istotna jest oporność podłoża. Technika najlepiej sprawdza się w sytuacji, gdy w wysokooporowym podłożu występują pionowe lub strome strefy o niskiej oporności, które można przybliżyć jako warstwę lub dawkę. Im wyższy kontrast opornościowy, tym wyniki badań są bardziej jednoznaczne. Stosunkowo dobre rezultaty uzyskuje się w przypadku stromo zapadających granic pomiędzy ośrodkiem wysokooporowym i niskooporowym. Obecność niskooporowej warstwy na powierzchni znacznie utrudnia przenikanie sygnału w głąb podłoża i powstanie pola wtórnego. Już przy stosunkowo nieznacznej miąższości niskooporowej pokrywy na powierzchni skał, odpowiedź rejestrowana w trakcie badań jako pole wtórne jest już bardzo słaba. W warunkach polskich badania VLF sprawdzają się więc jedynie w obszarach, gdzie skały podłoża są dobrze odsłonięte. Technika VLF, jest również czuła na zakłócenia elektromagnetyczne, generowane na przykład przez energetyczne sieci przesyłowe, w sąsiedztwie których stosowanie techniki jest właściwie niemożliwe. Dodatkowo pojedyncze profile pomiarowe, nawet wykrywające strukturę uskoku nie dają informacji o przebiegu wykrytych stref. Pewną pomocą jest odniesienie do azymutu nadajnika, jednak jest to zabieg mało precyzyjny.

W wielu przypadkach badania VLF dały słabe rezultaty. Rejestrowana zmienność jest w małych zakresach, i nawet zastosowanie filtracji Frasera nie pozwala na wskazanie istotnych anomalii.

W trakcie badań wykonano pomiary dla stacji nadawczych (częstotliwości), zależnie od aktualnej mocy odbieranego sygnału. Optymalna lokalizacja nadajników występuje w przypadku, gdy nadajnik VLF zlokalizowany jest w przybliżeniu w azymucie równoległym do biegu badanej struktury. W takim przypadku czoło fal elektromagnetycznych jest prostopadłe do powierzchni struktury, i generowana odpowiedź jest najsilniejsza. Wykorzystano nadajniki niemiecki (Burlage, okolice Hamburga, identyfikator DHO, częstotliwość 23,4 kHz), francuski (Sainte-Assise, okolice Paryża, identyfikator FTA, częstotliwość 20,9 kHz), brytyjskie (Anthorn i Skelton, okolice Manchesteru identyfikatory

GBZ, GQD, częstotliwości 19,58 i 22,1 kHz odpowiednio), oraz włoski (Isola di Tavolara, wyspa na morzu Tyrreńskim, identyfikator ICV, częstotliwość 20,3 kHz). Nadajniki te są korzystnie usytuowane względem badanych obiektów. Pomiaru zostały wykonane wzdłuż zaplanowanych linii pomiarowych z krokiem pomiarowym 10 m. W raporcie posługiwano się dalej identyfikatorami stacji nadawczych.

Badania metoda VLF wykonano aparaturą pomiarową ENVI VLF firmy Scintrex produkcji kanadyjskiej.

### **2.1.3.1. Zakres prac interpretacyjnych**

Wyniki badań VLF zostały przedstawione w postaci wykresów parametrów IP i Quad dla maksymalnie trzech częstotliwości. Zmiany parametrów o charakterze anomalnym pozwoliły na wstępne wyznaczenie położenia stref uskokowych. Dodatkowo wyznaczono wartość filtra Frasera dla każdej z częstotliwości. Do obliczenia filtra Frasera wykorzystano składową rzeczywistą (IP). Wyniki filtracji zaprezentowano na wykresach parametrów fazowych.

## **2.2. Wyniki badań geofizycznych i ich interpretacja dla poszczególnych rejonów badawczych**

Badania metodami sejsmiki płytkiej i tomografii elektrooporowej wykonano w 16 rejonach badań, badania metodą elektromagnetyczną VLF w 17 rejonach. W 7 rejonach badań (Pławna, Złotoryja, Wierchosławice, Nagórniki, Srebrna Góra, Kudowa, Spalona) metoda VLF nie pozwoliła na wyznaczenie stref tektonicznych.

### **2.2.1. Pławna**

Wzdłuż linii pomiarowej w rejonie badawczym Pławna (Fig. 11.1a-e) wykonano badania metodą VLF (Fig. 2.2.1). Wykonany profil VLF ma długość 2080 m i zarejestrował zmiany składowych wtórnego pola elektromagnetycznego dla 3 nadajników: GQD, którego lokalizacja pozwala na optymalne rozpoznanie struktur o biegu zbliżonym do 120°; FTA, którego lokalizacja daje optymalne wyniki dla struktur tektonicznych o biegu około 80° oraz ICV, którego lokalizacja jest optymalna do rozpoznania struktur o biegu zbliżonym do południkowego. Wartości składowych pola elektromagnetycznego poddano filtracji Frasera w celu wyznaczenia obiektywnych maksimów gradientu pola odpowiadających lokalizacji struktur tektonicznych.

Na wykresach zmienności parametrów fazowych można zaobserwować 3 strefy występowania anomalii o nieznacznych wartościach. Pierwsza z nich, najsilniejsza występuje na około 100 metrze profilu. Zaznacza się ona jako gwałtowny pik wszystkich składowych dla wszystkich trzech częstotliwości, a dla stacji GQD i FTA zaznacza się również istotny wzrost wartości filtra Frasera. Anomalia jest prawdopodobnie związana z zmianą litologii w obrębie łupków metamorficznych i zmianą ich oporności (związaną na przykład z obecnością grafitu). Druga z zarejestrowanych anomalii zaznacza się na wykresach dla stacji GQD i FTA, i wiąże się ze zmianą trendu w przebiegu wartości, oraz obecnością podwyższonych wartości



filtra Frasera. Maksimum anomalii znajduje się na około 1100 metrze profilu. Dla obu stacji (częstotliwości) przebieg jest zbliżony, jednak wartości dla stacji GQD są wyższe, co może wskazywać, że azymut struktury generującej anomalię nieznacznie przekracza  $120^\circ$ . Położenie anomalii współgra z granicą oporności zarejestrowaną badaniami magnetotellurycznymi i jest prawdopodobnie związana z obecnością strefy uskokowej. Ostatnia anomalia, o maksimum zlokalizowanym na około 1300-1350 metrze jest podobna do poprzedniej. Również związana jest ze zmianą trendu w przebiegu IP dla stacji GQD i FTA i jest podkreślona obecnością podwyższonych wartości filtra Frasera. Przypuszczalnie anomalia związana jest również z obecnością strefy uskokowej w podłożu.

### **2.2.2. Złotoryja**

Wzdłuż linii pomiarowej w rejonie badawczym Złotoryja (Fig. 11.2a-e) wykonano badania metodą VLF (Fig. 2.2.2). Wykonany profil VLF ma długość 5884 m i zarejestrował zmiany składowych wtórnego pola elektromagnetycznego dla 3 nadajników: GQD, którego lokalizacja pozwala na optymalne rozpoznanie struktur o biegu zbliżonym do  $120^\circ$ ; FTA, którego lokalizacja daje optymalne wyniki dla struktur tektonicznych o biegu około  $80^\circ$  oraz ICV, którego lokalizacja jest optymalna do rozpoznania struktur o biegu zbliżonym do południkowego. Wartości składowych pola elektromagnetycznego poddano filtracji Frasera w celu wyznaczenia obiektywnych maksimów gradientu pola odpowiadających lokalizacji struktur tektonicznych.

Na wykresach parametrów fazowych zarejestrowano wyraźną strefę anomalii występującą w przedziale 500-1000 metra profilu. Na wykresie zarejestrowanym dla częstotliwości stacji GQD anomalia ta ma wąski zasięg (około 700 metra profilu), natomiast dla stacji FTA i ICV przebieg wykresów parametrów i wartości filtra Frasera jest bardzo skomplikowany i wiąże się z gwałtownymi zmianami wartości parametrów na odcinku kilkuset metrów. Można przypuszczać, że strefa anomalna wiąże się z występowaniem strefy uskokowej z którą stowarzyszone są liczne podrzędne uskoki i rozluźniona strefa spękana. Druga wyraźna anomalia zaznacza się na około 3600 metrze profilu na wykresie zarejestrowanej dla stacji FTA. Tworzy ona wyraźny skok wartości IP i wąski pik wartości filtra Frasera. Wskazuje to na fakt, że struktura generująca anomalię ma przebieg zbliżony do  $80-90^\circ$ . Anomalia występuje w miejscu, w którym na przekroju magnetotellurycznym zaznacza się gwałtowna zmiana oporności. Anomalię można wiązać z sudeckim uskokiem brzeżnym, lub stowarzyszonym z nim uskokiem o przebiegu równoleżnikowym. Ostatnia anomalia, o maksimum na około 5300 metrze profilu zaznacza się jako silny pik wartości filtra Frasera i notowana jest na wykresach rejestrowanych dla częstotliwości stacji ICV i słabiej FTA. Anomalia może być związana z nierozpoznanym innymi metodami uskokiem o przebiegu subpołudnikowym.

### **2.2.3. Wojcieszycy**

Wzdłuż linii pomiarowej (Fig. 2.1.1, 11.3a-e) wykonano badania geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej ERT na długości 1200 m, oraz metodą sejsmicznej tomografii refrakcyjnej SRT na długości 1260 m. Uzyskane wyniki badań przedstawiono jako przekrój oporności rzeczywistej oraz przekrój pola prędkości fali P ( $V_p$ ) (Fig. 2.2.3). Głębokość

rozpoznania podłoża metodą sejsmiczną sięgnęła maksymalnie 140 m w części południowej przekroju, a w przypadku badań ERT blisko 200 m, również w części południowej przekroju. W części północnej głębokość rozpoznania wyniosła około 80 m dla obu metod. Z uwagi na problemy techniczne, wynikające z przecięciem linii pomiarowej przez ruchliwą drogę międzynarodową, rozpoznanie podłoża w strefie podnóża stoku zmniejszyło się jedynie do 30-40 m, i ograniczyło się wyłącznie do badań metodą SRT. Analiza pomiarowych danych sejsmicznych wykazała obecność horyzontów refleksyjnych, w związku z czym przeprowadzono dodatkowo przetwarzanie metodą głębokościowych punktów wspólnych. Efekty tego przetwarzania przedstawiono jako refleksyjną sekcję czasową. Horyzonty refleksyjne na sekcji refleksyjnej zarejestrowano do czasu około 200 milisekund [ms] TWT, co odpowiada w przybliżeniu głębokości 150 m. Wzdłuż linii badawczej Wojcieszycy wykonano również badania metodą VLF (Fig. 2.2.4). Wykonany profil VLF ma długość 1228 m i zarejestrował zmiany składowych wtórnego pola elektromagnetycznego dla 3 nadajników: GQD, którego lokalizacja pozwala na optymalne rozpoznanie struktur o biegu zbliżonym do 120°; FTA, którego lokalizacja daje optymalne wyniki dla struktur tektonicznych o biegu około 80° oraz ICV, którego lokalizacja jest optymalna do rozpoznania struktur o biegu zbliżonym do południkowego. Wartości składowych pola elektromagnetycznego poddano filtracji Frasera w celu wyznaczenia obiektywnych maksimum gradientu pola odpowiadających lokalizacji struktur tektonicznych.

Rozkład oporności rzeczywistej ośrodka charakteryzuje się wyraźnym dwudzielnym rozkładem. W części północnej przekroju wysokie wartości oporności (przekraczające 1000  $\Omega$ m) występują tuż przy powierzchni terenu, co wskazuje na płytkie zaleganie skał krystalicznych. Jednocześnie w północnej części przekroju lokalnie występują znaczne obniżenia wartości oporności. Mogą one odpowiadać soczewom łupków chlorytowych (nie zarejestrowano w tych strefach spadków prędkości, które towarzyszyłyby strefom spękań).

W części południowej przekroju oporności rzeczywistej można obserwować wyraźne 2 warstwy opornościowe. Warstwa płytsza, charakteryzująca się wartościami 100-200  $\Omega$ m odpowiada prawdopodobnie czwartorzędowym osadom glacialnym i fluwioglacjalnym. Warstwa głębsza, charakteryzująca się wartościami oporności rosnącymi szybko ponad 1000  $\Omega$ m odpowiada skałom krystalicznym, prawdopodobnie granitom masywu Karkonoskiego. W najbardziej południowej części przekroju (pomiędzy 800-900 a 1200 metrem przekroju) układ dwuwarstwowy staje się mało wyraźny – spąg warstwy niskooporowej zagłębia się na ponad 80 m, a wartości oporności w tej warstwie spadają poniżej 100  $\Omega$ m. Możliwość występowania obniżenia stropu masywu granitowego i występowania niecki wypełnionej niskooporowymi osadami drobnoklastycznymi nie zgadza się z wysokimi wartościami prędkości fal sejsmicznej. Dlatego przyjęto alternatywną interpretację, w której w południowej części linii pomiarowej występuje strefa elewacji podłoża krystalicznego, które uległo silnej kaolinityzacji, co tłumaczy drastyczny spadek oporności, przy jednoczesnym braku spadku prędkości fal sejsmicznych.

Przekrój pola prędkości fali P można podzielić na dwie wyraźne części. W części północnej, przebiegającej w obrębie wzgórz otaczających Kotlinę Jeleniogórską, wartości  $V_p$  rosną bardzo szybko wraz z głębokością. Wartości  $V_p$  osiągają 4000 m/s już na głębokości 20-

30 m. Głębiej wartości te rosną już wolniej i osiągają maksymalnie 5000-5500 m/s. Te wysokie wartości odpowiadają wartościom charakterystycznym dla niezwięzłych granitów lub gnejsów notowanych w podłożu (Szałamacha 1964, Szałamacha 1968). Kilkumetrowa warstwa niskich prędkości obserwowana przy powierzchni odpowiada strefie zwietrzenia skał krystalicznych. Nieznaczne obniżenie wartości  $V_p$  notowane w stropowej części skał krystalicznych pomiędzy 90 a 150 metrem przekroju można wiązać ze strefą intensywniejszego wietrzenia skał krystalicznych.

Część południowa linii pomiarowej, poniżej podnóża stoku, przebiega w obrębie Kotliny Jeleniogórskiej. Strefa wysokich prędkości jest w tej części przekroju położona zdecydowanie głębiej. Ośrodek charakteryzujący się wartościami  $V_p$  wyższymi niż 4000 m/s występuje to dopiero na głębokości od 30 do 70 m. Maksymalne wartości  $V_p$  zanotowane w podłożu tej części linii pomiarowej osiągają 5500-6000 m/s, co odpowiada skałom krystalicznym – granitom lub gnejsom. W części płytszej wartości  $V_p$  spadają stosunkowo powoli, a zmienność przestrzenna wartości jest stosunkowo wysoka. Na podstawie rozkładu pola prędkości trudno wyznaczyć położenie stropu skał krystalicznych – nie można przyjąć arbitralnej granicy prędkościowej, a gradient wartości  $V_p$  nie jest wystarczająco silny, aby można było go zidentyfikować jako granicę geologiczną. Niemniej można stwierdzić, że strop skał krystalicznych jest urozmaicony, tworzy zagłębienia i elewacje.

Pośrednie wartości  $V_p$ , w zakresie 2000-3500 m/s są notowane w części południowej przekroju ponad ośrodkiem wysokoprędkościowym. Tworzą strefę o nierównym spągu i stosunkowo płaskim stropie. Strefa pośrednich wartości  $V_p$  odpowiada osadom czwartorzędowym – zwirom fluwioglacjalnym i zwartym glinom. Osady tej strefy są zawodnione. Najpłycej przy powierzchni występuje warstwa ośrodka o niskich wartościach  $V_p$ , w zakresie od poniżej 1000 do 2000 m/s. Miąższość warstwy rośnie stopniowo z południa na północ od kilku do około 20 m u podnóża stoku, gdzie gwałtownie spada. Warstwa ta prawdopodobnie odpowiada luźnym osadom ziarnistym (piaskom i zwirom) holocenińskiego stożka napływowego. Osady te prawdopodobnie w większości są niezawodnione.

Strefa przejściowa pomiędzy częściami południową i północną przekroju, w której można spodziewać się granicy pomiędzy gnejsami a granitami, oraz strukturalnej granicy Kotliny Jeleniogórskiej, jest słabo rozpoznana badaniami. Głębokość rozpoznania spada w tej części znacząco. Obecność zarysu pionowej krawędzi ośrodka wysokoprędkościowego, notowana na 330 metrze przekroju może wskazywać na obecność granicy uskokowej. Również sam spadek głębokości rozpoznania może potwierdzać obecność strefy obniżonej prędkości, na której sygnał sejsmiczny ulega wygaszeniu.

Refleksyjna sekcja sejsmiczna uzupełnia obraz budowy geologicznej uzyskany dzięki analizie SRT o inne elementy. Zarejestrowane horyzonty refleksyjne grupują się wyłącznie w południowej części sekcji, co potwierdza obserwację, że w części północnej brak jest pokrywy skał osadowych. Najwyraźniejszy horyzont refleksyjny można obserwować na około 80-100 ms. Horyzont ten jest pofalowany i składa się z kilku odcinków. Horyzont ten odpowiada stropowi skał krystalicznych, a jego głębokość waha się w przedziale 40-70 m. Na odcinku powyżej 1000 metra sekcji horyzonty zanikają (pojawia się strefa „wybielenia”), co

może wskazywać na obecność elewacji stropu skał krystalicznych. Na odcinku pomiędzy 750-900 metrem, powyżej horyzontu interpretowanego jako strop skał krystalicznych występuje jeden ciągły horyzont refleksyjny i wyżej seria zapadających na północ krótkich refleksów dochodzących skośnie do położonego głębiej horyzontu. Zespół ten jest efektem odbić od granic litologicznych w osadach plejstoceniowych. Skośne dochodzenie wyższych horyzontów do podłoża wskazuje na progradacyjne wypełnianie przestrzeni. Kierunek zapadania horyzontów w wypełnieniu wskazuje również na kierunek transportu materiału i kierunek wypełniania przestrzeni – ku północy. Pochodzenie refleksów, które występują poniżej granicy stropu skał krystalicznych nie jest jasne. Prawdopodobnie są to wielokrotne odbicia fal, których nie udało się usunąć na etapie przetwarzania, choć horyzont notowany na około 150 ms pomiędzy 500 a 900 metrem sekcji może stanowić odbicie od nieznannej powierzchni strukturalnej.

Na wykresach składowych fazowych wtórnego pola elektromagnetycznego, uzyskanych w badaniach VLF można zaobserwować 2 wyraźne strefy anomalne. Obie zaznaczają się na wykresach zarejestrowanych dla wszystkich trzech częstotliwości/stacji nadawczych. Strefa zlokalizowana na 320 metrze profilu zaznacza się jako symetryczna, gwałtowna zmiana znaków i lokalny wzrost wartości składowych IP i QUAD, jednak bez wyraźnego wzrostu wartości filtra Frasera. Lokalizacja tej anomalii w terenie pokrywa się z przebiegiem linii energetycznej i jest wynikiem zakłóceń elektromagnetycznych generowanych przez tą linię. Druga anomalia, z maksimum około 450-470 metra sekcji również zaznacza się na wykresach składowych uzyskanych dla wszystkich nadajników. Dla składowej QUAD anomalia objawia się jako w przybliżeniu symetryczna zmiana wartości parametru z gwałtowną zmianą znaku w centralnej części anomalii. Dla składowej IP zmiana wartości jest niesymetryczna, a dla nadajnika GQD nie dochodzi do zmiany znaku. Zmiana wartości filtra Frasera jest zarejestrowana dla wszystkich wykresów, i jest najsilniejsza dla nadajnika FTA. Położenie anomalii odpowiada dolnemu załamaniu stoku, co potwierdza przypuszczenia wysnute na podstawie analizy przekroi sejsmicznych, że w tej części linii pomiarowej występuje strefa uskokowa.

Generalnie, na podstawie przeprowadzonych badań geofizycznych można stwierdzić, że linia badawcza przecina granicę pomiędzy Kotliną Jeleniogórką, a wzgórzami otaczającymi ją od północy. W części północnej skały krystaliczne występują bardzo blisko powierzchni. W części południowej, w Kotlinie Jeleniogórkowej skały krystaliczne, których powierzchnia stropowa jest silnie zróżnicowana, są pokryte plejstoceniowymi osadami o genezie lodowcowej, oraz osadami holoceniowymi. Północna granica Kotliny ma charakter uskokowy, co zostało zarejestrowane badaniami VLF. W przypadku badań sejsmicznych o granicy uskokowej wnioskować można jedynie na podstawie przesłanek.

#### **2.2.4. Wierzchosławice**

Na linii pomiarowej Wierzchosławice (Fig. 11.4a-e) wykonano badania geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej ERT o długości 1600 m i sejsmicznej tomografii refrakcyjnej SRT o długości 1560 m (Fig. 2.2.5). Badania pozwoliły na rozpoznanie geofizyczne ośrodka podłoża do głębokości około 200 m pod powierzchnią terenu dla metody ERT i około 100-

120 m dla metody SRT. Analiza pomiarowych danych sejsmicznych wykazała obecność horyzontów refleksyjnych, w związku z czym przeprowadzono dodatkowo przetwarzanie metodą głębokościowych punktów wspólnych. Efekty tego przetwarzania przedstawiono jako refleksyjną sekcję czasową. Horyzonty refleksyjne na sekcji refleksyjnej zarejestrowano do czasu około 200 milisekund [ms] TWT, co odpowiada w przybliżeniu głębokości 150 m. Na linii pomiarowej wykonano również badania metodą VLF na odcinku 3479 m. Badania VLF, względem profili ERT i SRT wydłużone na E tak, żeby pokryć zasięgiem profil badań magnetotellurycznych (Fig. 2.2.6). Badania VLF zarejestrowały sygnał 3 nadajników: GQD o lokalizacji optymalnej dla określenia występowania struktur o biegu 110-130°, FTA o lokalizacji optymalnej dla określenia występowania struktur o biegu 70-90° i ICV o lokalizacji optymalnej dla określenia występowania struktur o biegu zbliżonym do południkowego. Wartości składowych pola elektromagnetycznego poddano filtracji Frasera w celu wyznaczenia obiektywnych maksimów gradientu pola odpowiadających lokalizacji struktur tektonicznych.

Na przekroju opornościowym, wzdłuż jego całej długości można wyróżnić wyraźne 2 warstwy różniące się opornością. Warstwa płytsza, o miąższości od około 40 do ponad 120 m charakteryzuje się stosunkowo niskimi wartościami oporności w zakresie od 100 do 250  $\Omega$ m. W części wschodniej przekroju oporność warstwy spada poniżej 100  $\Omega$ m. Ośrodek niskooporowy można interpretować jako skały osadowe, w części przypowierzchniowej osady czwartorzędowe (gliny, piaski), a głębiej klastyczne osady permu (czerwonego spągowca) o dużej zawartości materiału ilastego (zlepiénce piaskowce i ily). Spąg warstwy niskooporowej jest nierówny i jego przebieg podzielony jest na trzy segmenty o długości od 300 do około 600 m. Warstwa niskooporowa pokrywa warstwę głębszą, która charakteryzuje się zdecydowanie wyższymi wartościami oporności. Wartości te przekraczają generalnie 700  $\Omega$ m i dochodzą do 1000  $\Omega$ m. Maksymalne wartości notowane są na wschodnim krańcu przekroju i przekraczają 2000  $\Omega$ m. Warstwa rozdzielona jest na trzy segmenty, których strop przemieszczony jest względem siebie o kilkadziesiąt metrów w pionie. Segment środkowy jest segmentem względnie obniżonym. Strefy dzielące zarejestrowane segmenty charakteryzują się znacznym spadkiem wartości oporności, oraz stromymi krawędziami. Szerokość tych stref wynosi około 100 m. Strefy te można interpretować jako strome uskoki, o istotnej składowej zrzutowej, ograniczające rów tektoniczny. Zaburzenia powierzchni stropu warstwy wysokoopornościowej występujące we wschodnim krańcu przekroju można interpretować jako wąskie strefy uskokowe przemieszczające strop warstwy. Ośrodek wysokooporowy prawdopodobnie odpowiada skałom metamorficznym – zieleńcom.

Na przekroju pola prędkości fali P, uzyskanym z badań metodą SRT, zarejestrowano występowanie dwóch wyraźnych warstw. Warstwy łagodnie zapadają na wschód pod kątem kilku stopni. Warstwa płytsza charakteryzuje się wartościami  $V_p$  od kilkuset do 2000 m/s. Zarejestrowano w niej lokalnie nieznaczne warstwowe fluktuacje wartości odpowiadające kolejnym pakietom osadów. Warstwa płytsza nie występuje w zachodniej części przekroju, a jej miąższość rośnie od zera na zachodzie do około 40-50 m na wschodnim krańcu przekroju. Warstwa głębsza charakteryzuje się wartościami  $V_p$  powyżej 3000 m, a maksymalne wartości nieznacznie przekraczają 4000 m/s. Wartości takie dobrze odpowiadają piaskowcom i

zlepieńcom czerwonego spągowca. W odróżnieniu od obrazu opornościowego, na przekroju pola prędkości nie zaznaczają się obniżenia prędkości związane ze strefami uskokowymi. Może to być związane z płytszym rozpoznaniem osiągniętym metodą SRT. Jednak biorąc pod uwagę fakt, że badania obrazują strop i górne partie skał czerwonego spągowca jako powierzchnię w przybliżeniu równą, i nie rejestrują w ośrodku obniżeń wartości  $V_p$  nad strefami uskokowymi, należy przyjąć, że uskoki te bądź deformują podłoże przedpermskie, bądź w czerwonym spągowcu wygasają. Wartości prędkości fal sejsmicznych zarejestrowane badaniami SRT nie wskazują natomiast, na osiągnięcie badaniami stropu skał metamorficznych, dla których te wartości powinny być znacząco wyższe.

Refleksyjna czasowa sekcja sejsmiczna rejestruje wyraźne horyzonty sejsmiczne jedynie do głębokości 100 ms, co odpowiada głębokości około 60-80 m. W części zachodniej sekcji występuje jeden słaby refleks, który może odpowiadać stropowi skał metamorficznych. W części wschodniej sekcji pojawiają się silne i wielokrotne horyzonty. Ich obecność może być związana z wzrastającą miąższością osadów czwartorzędowych zbudowanych z kilku odróżniających się akustycznie warstw. W strefach występowania w podłożu stref uskokowych notuje się obecność szczątkowych parabol dyfrakcyjnych, potwierdzających występowanie krawędzi w podłożu.

Na przebiegu składowych fazowych wtórnego pola magnetycznego wykonanych w efekcie badań VLF zmienność notowana jest w części zachodniej i wschodniej profilu, czyli w strefach gdzie do powierzchni wychodzi podłoże metamorficzne (amplitudy w zakresie +20/-20 jednostek). W części centralnej, gdzie występuje pokrywa osadowa, zmienność składowych jest nieznaczna (amplitudy poniżej +10/-10 jednostek). Wartości filtracji Frasera występujące na profilu dla nadajnika GQD a słabsze dla nadajnika FTA wskazują, że spękania lub uskoki w podłożu metamorficznym mają przebieg zbliżony do azymutu  $120^\circ$ . Silny pik wartości filtra zanotowany na około 750 metrze dla dwóch częstotliwości może mieć związek z uskokową granicą oddzielającą wychodnie zieleńców od wychodni skał czerwonego spągowca. Pik zanotowany na około 2650 metrze profilu dla wszystkich trzech częstotliwości jest prawdopodobnie związany z zakłóceniami pochodzącymi od infrastruktury towarzyszącej drodze. Wniosek taki potwierdza charakterystyka przebiegu składowych dla nadajnika ICV, typowy dla zakłóceń od sieci energetycznej.

Generalnie na podstawie przeprowadzonych badań geofizycznych można stwierdzić, że linia pomiarowa przecina szerokie strefy uskokowe występujące w podłożu metamorficznym. Aktywność tych stref można datować na okres powstawania facji czerwonego spągowca, lub wcześniejszy (prawdopodobnie strefy waryscyjskie). Podłoże metamorficzne, zbudowane z zieleńców i zdeformowane uskokami tworzyło wyraźny paleorelief, który został wyrównany sedymentacją klastyczną facji czerwonego spągowca. Sedymentacja osadów czwartorzędowych nie nawiązuje już do obecności stref uskokowych w podłożu.

### **2.2.5. Nagórnik**

Wzdłuż linii pomiarowej w rejonie badawczym Nagórnik (Fig. 11.5a-e) wykonano badania metodą VLF (Fig. 2.2.7). Wykonany profil VLF ma długość 2974 m i zarejestrował zmiany składowych wtórnego pola elektromagnetycznego dla 2 nadajników: GQD, którego

lokalizacja pozwala na optymalne rozpoznanie struktur o biegu zbliżonym do 120° oraz ICV, którego lokalizacja jest optymalna do rozpoznania struktur o biegu zbliżonym do południkowego. Wartości składowych pola elektromagnetycznego poddano filtracji Frasera w celu wyznaczenia obiektywnych maksimów gradientu pola odpowiadających lokalizacji struktur tektonicznych.

Na wykresach składowych fazowych zaznaczają się cztery strefy anomalne. Pierwsza z nich, występująca na przebiegach zarejestrowanych dla obu stacji, której maksimum występuje na około 250 metrów profilu, związana jest z sąsiedztwem zakłócającej linii niskiego napięcia. Dla stacji GQD przebieg składowych fazowych jest typowy dla zakłóceń związanych z liniami elektrycznymi. Anomalia zlokalizowana na około 450 metrów profilu i zarejestrowana jedynie na przebiegu parametrów fazowych stacji ICV, polegająca na gwałtownym wzroście wartości IP ponad 100% jest prawdopodobnie artefaktem związanym z niestabilnością transmisji nadajnika. Anomaliami związanymi z występowaniem w podłożu stref nieciągłości są dopiero dwie kolejne strefy, z maksimami na około 1200 i 2500 metrów profilu. Obie anomalie mają złożony charakter i rejestrują serię silnych wahań składowych fazowych dla obu częstotliwości. Rejestracja prowadzona dla stacji GQD znacznie silniej rejestruje zmiany, co wskazuje na fakt, iż przebieg struktur jest bliższy 120°, niż przebiegowi południkowemu. W obu przypadkach położenie anomalii odpowiada granicy pomiędzy ośrodkiem niskooporowym a wyskooporowym, zarejestrowanym w badaniach magnetotellurycznych. Anomalie odpowiadają uskokom ograniczającym rów Wierzchosławic.

### **2.2.6. Niedamirów**

Na linii pomiarowej Niedamirów (Fig. 2.1.2, 11.6a-e) wykonano badania geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej ERT o długości 1800 m i sejsmicznej tomografii refrakcyjnej SRT o długości 1720 m. Badania pozwoliły na rozpoznanie geofizyczne ośrodka podłoża do głębokości około 200 m pod powierzchnią terenu dla metody ERT i około 100-120 m dla metody SRT (Fig. 2.2.8). Na linii pomiarowej wykonano również badania metodą VLF na odcinku 2040 m (Fig. 2.2.9). Badania VLF, względem profili ERT i SRT wydłużone na ENE tak, żeby pokryć zasięgiem profil badań magnetotellurycznych. Badania VLF zarejestrowały sygnał 3 nadajników: GQD o lokalizacji optymalnej dla określenia występowania struktur o biegu 110-130°, FTA o lokalizacji optymalnej dla określenia występowania struktur o biegu 70-90° i ICV o lokalizacji optymalnej dla określenia występowania struktur o biegu zbliżonym do południkowego.

Badania elektrooporowe pozwoliły uzyskać obraz rozkładu oporności w ośrodku podłoża. Obraz ten charakteryzuje się dużym skomplikowaniem i nieregularnością. W obrazie elektrooporowym można wyróżnić 2 warstwy. Warstwa płytsza, obejmująca od 30 do blisko 80 m cechuje się dużą zmiennością rozkładu oporności w skali kilkudziesięciu do 100 m. Wahania wartości oporności w tej strefie mieszczą się w granicach od kilkudziesięciu do ponad 1000  $\Omega\text{m}$ . Na strefę tą składają się zwietrzeliny i osady stokowe, ale również skały podłoża. Warstwa głębsza jest również wysoce zmienna pod względem opornościowym (oporności w przedziale 100 do ponad 1000  $\Omega\text{m}$ ), jednak przestrzennie strefy o względnie stałych wartościach oporności są stosunkowo rozległe. W warstwie głębszej strefy o

zróznicowanej oporności układają się pasowo i rozdzielone są stromymi, ostrymi granicami. Mapy geologiczne rejonu linii pomiarowej (Szałamacha 1957, 1958) wskazują, że podłoże zbudowane jest ze skał metamorficznych niskich facji metamorfizmu – fyllitów, zieleńców i łupków grafitowych, silnie sfałdowanych. W obrazie opornościowym strefy niskich oporności występujących w warstwie głębszej odpowiadają pakietom łupków grafitowych i fyllitom grafitowym, natomiast strefy wysokooporowe – zieleńcom i fyllitom. Strome granice pomiędzy pakietami skał metamorficznych mogą mieć zarówno naturę granic litologicznych, jak i uskoków. Granica wyznaczona na około 900 metrze przekroju odpowiada w terenie dużej strefie nasunięciowej w obrębie skał metamorficznych.

Warstwa płytsza tylko w małym stopniu odpowiada osadom stokowym, czy szerzej osadom luźnym. W części WSW przekroju, pomiędzy 200 a 500 metrem przekroju zanotowano sekwencję drobnych, zapadających pod kątem około  $45^\circ$  na zachód naprzemiennych warstw o wysokiej i niskiej oporności. Pakiet ten odcięty jest od dołu ostrą granicą. Pakiet zinterpretowano jako przeławicające się warstwy fyllitów i łupków grafitowych nasunięte na wschód na inne skały metamorficzne. W części wschodniej przekroju, pomiędzy 1300 a 1600 metrem przekroju pośrednie wartości oporności (około  $400 \Omega m$ ) wskazują na odmienną litologię. Zanotowane oporności mogą odpowiadać amfibolitom, które notowane są w rejonie linii pomiarowej. Wyraźny spadek oporności poniżej  $200 \Omega m$  notowany na wschodnim krańcu przekroju (powyżej 1600 metra) odpowiada zmianie litologii i pojawieniu się skał osadowych – w przewodzie piaskowców karbonu synklinorium śródsudeckiego. Granica skał osadowych, notowana w warstwie płytszej nie ma jednoznacznego przełożenia w warstwie głębszej, dlatego nie można jednoznacznie określić, jaka jest natura tej granicy. Istotne, przypowierzchniowe obniżenia oporności zanotowane na 900 i 1180 metrze odpowiadają prawdopodobnie fragmentom stref uskokowych, które z uwagi na skład litologiczny uległy silniejszemu wietrzeniu.

Przekrój SRT ilustruje rozkład wartości prędkości fali P ( $V_p$ ). Zarejestrowany układ warstw i struktur geologicznych pozornie odbiega od tego, który zarejestrowany został badaniami ERT. Na przekroju SRT można wyróżnić kilka stref. Warstwa przypowierzchniowa, o miąższości do kilkunastu metrów i wartościach  $V_p$  do 2000 m/s ma stosunkowo stałą grubość i można ją interpretować jako warstwę zwietrzelin i osadów luźnych. W warstwie głębszej, w części WSW przekroju zanotowano strefę prędkości w zakresie 3000-4500 m/s. Strefa ta zalega na ośrodku o prędkościach wyższych, w zakresie 4500-5500 m/s. Granica między tymi strefami prędkościowymi zapada na zachód pod nieznacznym kątem. Strefę niższych prędkości zinterpretowano jako pakiet fyllitów i łupków grafitowych, a granica między strefami odpowiada strefie nasunięcia. Strefa najwyższych wartości  $V_p$  odpowiada zieleńcom, fyllitom oraz fyllitom grafitowym. Strefy uskokowe, przewidywane na podstawie rozkładu oporności, nie zaznaczają się w polu prędkości na przekroju SRT, co wskazuje na fakt, że strefy te są zablźnione późniejszą mineralizacją, a co za tym idzie są to strefy stare i nieaktywne w bliskiej przeszłości. Subtelne obniżenie prędkości notowane na 1250-1550 metrze przekroju do głębokości kilkudziesięciu – stu, i odpowiadające przestrzennie strefie obniżenia oporności interpretowane jest jako strefa występowania amfibolitów. Wyraźne obniżenie wartości  $V_p$  poniżej 4000 m/s występujące na wschodnim krańcu przekroju



odpowiada skałom osadowym, przede wszystkim piaskowcom karbońskim. Granica skał osadowych i metamorficznych na przekroju SRT układa się jako skośna powierzchnia o upadzie około  $50^\circ$  na wschód. Prześledzenie relacji tej granicy w stosunku do głębszych partii skał metamorficznych nie jest możliwa, gdyż granica ta została zanotowana w krańcowym odcinku przekroju, gdzie głębokość rozpoznania już się zmniejsza.

Na przebiegu składowych fazowych wtórnego pola magnetycznego wykonanych w efekcie badań VLF notowana jest duża zmienność, choć amplitudy zmian nie są bardzo duże (w granicach  $-20$   $+20$  jednostek). Analiza wartości filtra Frasera wykonana dla wszystkich trzech zarejestrowanych nadajników wykazuje, że przebiegi zanotowane dla nadajnika GQD różnią się od pozostałych dwóch nadajników. Wskazuje to na występowanie systemu struktur (spękania, strome granice litologiczne, strefy zmineralizowane) o biegu zbliżonym do azymutu  $120^\circ$ . Serię drobnych anomalii (maksimów filtra Frasera) zanotowanych w przedziale 400-1500 m profilu można wiązać z skośnym przecinaniem stromego nasunięcia w obrębie skał metamorficznych przez profil VLF. Dużą frekwencję anomalii w tym rejonie wiązać należy z obecnością spękań i uskoków stowarzyszonych z główną powierzchnią nasunięcia, posiadających bieg w przybliżeniu  $120^\circ$ . Dla nadajników FTA i ICV rozmieszczenie maksimów jest zbliżone, jednak odpowiedź dla nadajnika ICV jest silniejsza, co wskazuje na fakt, że generujące te anomalie struktury mają przebieg zbliżony do południkowego z niewielkim odchyleniem ku przebiegowi NE-SW. Anomalia w rejonie 500-600 można wiązać ze stromymi granicami litologicznymi między zieleńcami i fyllitami. Granice te mają przebieg w przybliżeniu N-S. Seria drobnych maksimów filtra Frasera zarejestrowana w przedziale 1200-1600 m wiąże się ze spękaniem na krawędzi skał metamorficznych i samą granicą między skałami metamorficznymi a skałami osadowymi synklinorium śródsudeckiego. Obecność subpołudnikowych spękań w sąsiedztwie granicy kompleksu metamorficznego Rudaw Janowickich może wskazywać na (przynajmniej częściowy) uskokowy charakter zachodniej granicy synklinorium śródsudeckiego.

Ogólny obraz uzyskany dzięki bieżącym badaniom geofizycznym wskazuje, że na linii pomiarowej Niedamirów występuje skomplikowany litologicznie i tektonicznie kompleks metamorficzny. Uskoki notowane w jego obrębie, i do tej pory wpływające na rzeźbę terenu, są uskokami starymi, obecnie zabliznionymi mineralizacją i prawdopodobnie nie wykazujące aktywności w nieodległej przeszłości. Badania VLF wskazują na możliwość, przynajmniej częściowej, tektonicznej genezy granicy zachodniej synklinorium śródsudeckiego. Badania SRT i ERT nie pozwoliły na weryfikację tej tezy, jednak wyniki głębszych badań magnetotellurycznych wskazują na możliwość występowania głębokiego uskoku w podłożu. Metodzie brak jednak wystarczającej rozdzielczości, żeby prawidłowo zweryfikować tą teorię.

### **2.2.7. Głuszycza**

Wzdłuż linii pomiarowej Głuszycza (Fig. 2.1.3, 11.10a-e) wykonano badania geofizyczne metodą sejsmicznej tomografii refrakcyjnej SRT o długości 1000 m i tomografii elektrooporowej o długości 1000 m. Wyniki badań sejsmicznych nie pozwoliły na przeprowadzenie przetwarzania metodą głębokościowych punktów wspólnych, a jedynie na

analizę metodą tomografii refrakcyjnej. Wyniki badań sejsmicznych przedstawiono w postaci przekroju pola prędkości fali P ( $V_p$ ), a wyniki badań metodą tomografii elektrooporowej (ERT) na przekroju oporności właściwej (Fig. 2.2.10). Badania sejsmiczne pozwoliły na osiągnięcie głębokości rozpoznania maksymalnie około 130 m w centralnej części profilu, a badania elektrooporowe – do blisko 200 m. Wzdłuż linii pomiarowej przeprowadzono również badania metodą VLF (Fig. 2.2.11). Zarejestrowano składowe elektromagnetycznego pola indukowanego dla 3 częstotliwości i nadajników: GQD, którego lokalizacja pozwala na optymalne rozpoznanie struktur o biegu zbliżonym do  $120^\circ$ ; FTA, którego lokalizacja daje optymalne wyniki dla struktur tektonicznych o biegu około  $80^\circ$  oraz ICV, którego lokalizacja jest optymalna do rozpoznania struktur o biegu zbliżonym do południkowego. Wartości składowych pola elektromagnetycznego poddano filtracji Frasera w celu wyznaczenia obiektywnych maksimum gradientu pola odpowiadających lokalizacji struktur tektonicznych. Długość profilu VLF wynosi 2531 m, jest znacznie dłuższy od profilu sejsmicznego, gdyż pokrywa zasięgiem profil badań magnetotellurycznych. Profil VLF jest przerywany na odcinku około 240 m, co wiąże się z przekraczaniem gęstej zabudowy miejscowości Głuszycy.

Rozkład oporności na przekroju jest wysoce nieregularny. Notuje się strefy o obniżonych wartościach oporności, generalnie poniżej  $150 \Omega m$ , przedzielone strefami o oporności wysokiej (powyżej  $500-700 \Omega m$ ). Strefy niskich oporności koncentrują się w dwóch częściach przekroju. W centralnej części przekroju, na głębokości od 60 do 200 m rozciąga się rozległa i rozmyta strefa obniżonej oporności. Jest ona związana prawdopodobnie z obecnością strefy uskokuwej, wzdłuż której rozwinęły się procesy kaolinityzacji. Szerokość strefy, zwiększająca się wraz z głębokością jest związana prawdopodobnie z utratą rozdzielczości w głębszej części przekroju, a nie z rozległością samej strefy. Drugie miejsce występowania niskich wartości oporności to południowa część przekroju, w strefie przypowierzchniowej. W tej części obniżenie oporności związane jest ze zmianą litologii i obecnością piaskowców i zlepieńców dolnego karbonu, zawierających znaczne domieszki frakcji ilastych. Ośrodek wysokooporowy odpowiada gnejsom. Przebieg granicy pomiędzy gnejsami a osadowymi skałami karbonu jest nachylony ku południowi i nie występuje wzdłuż niej istotne obniżenie wartości oporności.

W polu prędkości fali P, zaprezentowanym na przekroju SRT, można wyróżnić 2 strefy, różniące się wartościami  $V_p$ . Ośrodek podłoża występujący w części SW przekroju charakteryzuje się wartościami prędkości w przedziale  $1500-3500 \text{ m/s}$ . Wartości stopniowo rosną od powierzchni terenu wraz z głębokością. Wzrost wartości  $V_p$  jest systematyczny i nie występują w tej strefie istotne niejednorodności. Miąższość strefy zmniejsza się ku NE, od około 80 m zarejestrowanych na SW krańcu przekroju, do zera w rejonie 300 metra przekroju. Opisany ośrodek skalny odpowiada zlepieńcom, piaskowcom i łupkom ilastym górnego karbonu. Skały karbonu są podścielone, i graniczą od NE z drugim, szerszym reprezentowanym typem ośrodka. W części centralnej i północno-wschodniej przekroju dominuje ośrodek o zdecydowanie wyższych wartościach  $V_p$ , przekraczających z reguły  $4000 \text{ m/s}$ . Najwyższe zarejestrowane wartości  $V_p$  przekraczają  $5000 \text{ m/s}$  w głębszej części przekroju. Wzrost wartości  $V_p$  notowany od powierzchni jest raptowny, już na głębokości około 20 m wartości te przekraczają  $3000-3500 \text{ m/s}$  i głębiej rosną stosunkowo wolno i

jednostajnie. Pole jednorodnych, wysokich wartości  $V_p$  zaburzone jest wzdłuż 2 powierzchni poprzez lokalne, nieznaczne spadki tej wartości. Powierzchnie lokalnych obniżen wartości prędkości zapadają pod kątem około  $50^\circ$ , jedna na SW a druga na NE. Względny spadek wartości  $V_p$  nie przekracza w nich 10%. Ośrodek wysokoprędkościowy odpowiada występującym w tym rejonie gnejsom sowiogórskim (Grocholski 1956). Powierzchnie obniżonych wartości  $V_p$  odpowiadają strefom uskokowym, lub strefom spękań masywu gnejsowego. Nieznaczne obniżenia wartości prędkości występujące wzdłuż tych powierzchni sugerują, że spękania te są zablźnione cementacją i nie były aktywowane tektonicznie w niedawnej przeszłości.

Wysokoprędkościowy ośrodek skalny, interpretowany jako masyw gnejsowy, jest pokryty kilkunastometrową warstwą o pośrednich i niskich wartościach  $V_p$ . Miąższość tej warstwy nieznacznie rośnie nad strefami interpretowanymi jako uskoki. Warstwa ta zbudowana jest z glin zwiertelinowych i osadów stokowych. W najniższych częściach stoku można wyróżnić jedynie warstwę o najniższych wartościach prędkości, która jest interpretowana jako warstwa deluwiiw pokrywających stok.

Granica pomiędzy masywem gnejsowym a osadowymi skałami karbonu górnego zaznacza się jako wyraźna zmiana średniej wartości prędkości. Można ją wyznaczyć w miejscu występowania maksymalnego gradientu pola prędkości i w przybliżeniu przebiega wzdłuż izolinii odpowiadającej 3500 m/s. Granica zapada pod kątem około  $45-50^\circ$  na SW. Na podstawie wykonanych badań sejsmicznych nie można jednoznacznie stwierdzić, czy granica ta ma charakter sedimentacyjny, czy uskokowy. Obserwacje terenowe i materiały kartograficzne (Grocholski 1956) wskazują jednak na występowanie w rejonie granicy mylonitów i innych skał uskokowych, wskazujących na obecność uskoku. Na przekroju sejsmicznym wzdłuż granicy nie notuje się jednak wyraźnego obniżenia wartości  $V_p$ , co wskazuje, że wzdłuż granicy nie występują otwarte szczeliny, a uskok nie był aktywny w niedawnej przeszłości.

Na wykresach parametrów fazowych, uzyskanych w trakcie badań VLF zaznacza się kilka stref anomalnych. Anomalie te objawiają się jako wzrost bezwzględnych wartości parametrów i zwykle gwałtowna zmiana znaku wartości poszczególnych parametrów. Filtracja Frasera pozwala na obiektywne wyznaczenie stref największego gradientu wartości, i anomalie w wartości parametrów objawiają się również jako lokalny wzrost wartości filtra Frasera. Zmiany wartości parametrów oraz wartości filtra są dla linii pomiarowej silne, a w przypadku jednej z anomalii zarejestrowanej dla częstotliwości nadajnika GQD – szczególnie silne.

Zanotowano 2 istotne strefy anomalne. Pierwsza położona jest w okolicy 1200 metra profilu. Zaznacza się jako umiarkowanie silne, symetryczne zaburzenie wartości parametrów fazowych dla wszystkich trzech nadajników. Najwyższą wartość filtra zanotowano dla nadajnika FTA, dla nadajnika GQD przebieg zmian parametrów jest nietypowy. Położenie anomalii pokrywa się z lokalizacją granicy (uskokowej) pomiędzy gnejsami a osadowymi skałami karbonu. Charakterystyka sygnału dla częstotliwości trzech stacji sugeruje, że bieg

struktury jest zbliżony do 80-90°, co w przybliżeniu odpowiada przebiegowi mylonitów kartowanych na mapie geologicznej (Grocholski 1956).

Anomalia zlokalizowana na 1400-1450 metrze profilu zaznacza się jako silne i bardzo silne (nadajnik GQD) zaburzenie przebiegu parametrów fazowych, i odpowiadające im wzrosty wartości filtra Frasera. Położenie anomalii odpowiada jednak przebiegowi krzyżującej się z linią pomiarową linii średniego napięcia. Anomalia prawdopodobnie związana jest właśnie z zakłóceniami elektromagnetycznymi wywołanymi przez ta linię. Na NE krańcu profilu zarejestrowano silne odchylenie parametru IP i związany z nim wzrost wartości filtra Frasera. Anomalia ta ma nietypowy przebieg – jest rozciągnięta na przestrzeni około 200 m. Może być ona związana z przebiegiem linii pomiarowej równoległe do strefy uskokowej, lub może być wywołana efektem topograficznym (przebieg profilu trawersem, „w cieniu” grzbietu górskiego).

Przeprowadzone badania geofizyczne wykazały występowanie nachylonej na SW granicy pomiędzy masywem gnejsowym, a osadowymi skałami karbonu. Określenie charakteru tej granicy jako granicy uskokowej było możliwe jedynie na podstawie danych kartograficznych i geologicznych obserwacji terenowych. Na podstawie analizy pola prędkości można jednak określić, że strefa uskokowa jest zcementowana późniejszą mineralizacją, i nie wykazywała niedawnej aktywności tektonicznej. Masyw gnejsowy jest pocięty uskokami, które również nie wykazywały aktywności w niedawnej przeszłości. Strefy uskokowe zarejestrowane wzdłuż linii pomiarowej nie są preferencyjnymi drogami migracji wód.

#### **2.2.8. Książnica**

Wzdłuż linii pomiarowej Książnica (Fig. 2.1.4, 11.9a-e) wykonano badania geofizyczne metodą sejsmicznej tomografii refrakcyjnej SRT o długości 1540 m, uzyskując przekrój pola prędkości fali P (Vp). Analiza zarejestrowanych danych sejsmicznych wykazała obecność horyzontów refleksyjnych w południowej części linii pomiarowej, w związku z tym przeprowadzono dodatkowo przetwarzanie sejsmiczne techniką głębokościowych punktów wspólnych. Efektem przetwarzania jest refleksyjna czasowa sekcja sejsmiczna. W centralnej części profilu sejsmicznego wykonano dodatkowo badania metodą tomografii elektrooporowej (ERT) uzyskując przekrój oporności rzeczywistej o długości 1000 m (Fig. 2.2.12). Przekrój SRT pola prędkości osiągnął głębokość prospekcji nieznacznie ponad 100 m. Refleksyjna sekcja sejsmiczna pozwoliła na rejestrację horyzontów sejsmicznych do czasu około 400 ms (milisekund), co w przybliżeniu odpowiada głębokości 300 m. Przekrój i sekcja składają się z 2 segmentów, gdyż profil pomiarowy został przerwany w sąsiedztwie drogi, która przebiega prostopadle do profilu. Badania ERT pozwoliły na sporządzenie przekroju opornościowego, który osiągnął głębokość bliską 200 m w centralnej części przekroju. Do instalacji rozstawu pomiarowego ERT wykorzystano przepust burzowy pod drogą, dzięki czemu zachowano ciągłość badań, co pozwoliło na sporządzenie ciągłego przekroju opornościowego. Wzdłuż linii pomiarowej zostały wykonane badania techniką VLF na profilu o długości 3005 m (Fig. 2.2.13). Profil pomiarowy metody VLF jest znacznie dłuższy od profilu sejsmicznego i zasięgiem pokrywa się w przybliżeniu z profilem badań magnetotellurycznych. Zarejestrowano składowe elektromagnetycznego pola indukowanego

dla 3 częstotliwości i nadajników FTA, którego lokalizacja dała optymalne wyniki dla struktur tektonicznych o biegu około  $80^\circ$  oraz nadajników GBZ i GQD, których lokalizacja pozwala na optymalne rozpoznanie struktur o biegu zbliżonym do  $120^\circ$ . Wartości składowych pola elektromagnetycznego poddano filtracji Frasera w celu wyznaczenia obiektywnych maksimów gradientu pola odpowiadających lokalizacji struktur tektonicznych.

Na przekroju oporności rzeczywistej zaznaczają się dwie bardzo wyraźne warstwy opornościowe, oddzielone strefą wysokiego gradientu wartości oporności. Strefa wysokiego gradientu reprezentuje granicę geologiczną o bardzo wysokim kontraście oporności. Warstwa leżąca przy powierzchni charakteryzuje się wartościami oporności poniżej 150-200  $\Omega\text{m}$ . W części południowej przekroju miąższość warstwy przekracza 100 m. Nie można w tej części oznaczyć rzeczywistej głębokości warstwy, gdyż badania nie osiągnęły jej spągu. Około 300-350 metra przekroju gwałtownie zmniejsza się miąższość warstwy niskooporowej. W strefie tej kontakt z warstwą głębszą przebiega wzdłuż bardzo stromej granicy, co może wskazywać na obecność w podłożu uskoku. Od około 350 metra przekroju do jego końca, warstwa niskooporowa stopniowo cienieje, i jej miąższość spada z około 30-40 m w centralnej części przekroju do zera na jego końcu. Warstwa niskooporowa odpowiada niezlityfikowanym osadom kenozoicznym, przede wszystkim neogeńskim regolitom, iłom i piaskom ilastym, a w najwyższej części czwartorzędowym osadom fluwioglacjalnym. Głębsza warstwa, o wysokich wartościach oporności przekraczającym 2000-2500  $\Omega\text{m}$  zarejestrowana jest w centralnej i północnej części przekroju. Warstwa gwałtownie wynurza się do powierzchni. Jej południowa, stroma granica odpowiada prawdopodobnie strefie uskoku, natomiast granica przebiegająca połośnie w części centralnej i północnej odpowiada jej stropowi. Zarejestrowane wysokie wartości oporności wskazują, że warstwa odpowiada skałom krystalicznym, prawdopodobnie gabrom odsłaniającym się w pobliskich wychodniach na paśmie wzgórz Kielczyńskich. Stropowe partie warstwy mogą odpowiadać żwirom lub piaskom kenozoicznym pokrywającym skały krystaliczne.

Przekrój pola prędkości SRT prezentuje wysoce zróżnicowany obraz podłoża linii pomiarowej. Generalnie w przekroju można wyróżnić trzy strefy o odmiennej charakterystyce prędkościowej. Najpłytsza strefa, obejmująca od około 40-50 m na południu do kilku metrów na północy, charakteryzuje się najniższymi wartościami  $V_p$  w zakresie od około 1000 do 2500 m/s. Miąższość tej strefy jest stosunkowo stała w centralnej części przekroju, rośnie skokowo w części południowej i spada w strefie stokowej, w rejonie gdzie na stoku pojawiają się wychodnie skał podłoża – serpentynity (Walczak-Augustyniak i Szałamacha 1978). Strefa ta odpowiada osadom luźnym czwartorzędu – piaskom i żwirom, częściowo zawodnionym. Strefa pośrednich prędkości charakteryzuje się wartościami  $V_p$  w zakresie 2500-4500 m/s. Miąższość tej strefy spada ku północy i wyklinowuje się w przybliżeniu na 900 metrów przekroju. Strefa ta prawdopodobnie kontynuuje się bardziej na północ, co wynika z obecności horyzontów refleksyjnych, jednak jest na tyle cienka, że nie daje jednoznacznego obrazu na przekroju prędkościowym. Warstwa prawdopodobnie odpowiada osadom neogeńskim – w górnej części iłom i iłom piaszczystym, a w dolnej regolitom, w których notowane są wyjątkowo wysokie wartości  $V_p$ , co związane jest prawdopodobnie ze znaczną zawartością odłamków skalnych. Wartości  $V_p$  notowane w tej strefie są wysokie, co świadczy

o dużej zawartości odłamków skał (w regolicie) i wysokiej kohezji frakcji ilastych. Warstwa najgłębsza, widoczna w części południowej przekroju, charakteryzuje się bardzo wysokimi prędkościami, przekraczającymi 5000 m/s. Strop warstwy jest stosunkowo nierówny, z elewacjami i stopniami, które prawdopodobnie mają charakter tektoniczny. Warstwa wysokoprędkościowa odpowiada krystalicznym skałom podłoża – zserpentyzowanym gabrom i serpentynitom. W rejonie 1150-1200 metra przekroju w warstwie wysokoprędkościowej zaznacza się stroma strefa obniżonej wartości Vp. Lokalne obniżenie wartości Vp jest związane z obecnością strefy uskokowej. Na strefie tej strop podłoża zmienia swoje położenie, a także zmienia się miąższość osadów neogeńskich. Zmiana położenia stropu skał podłoża, notowane około 780-800 metra przekroju ma prawdopodobnie również charakter uskokowy, jednak uskok ten nie jest jednoznacznie zaznaczony.

Czasowa refleksyjna sekcja sejsmiczna uzupełnia obraz uzyskany dzięki analizie pola prędkości na przekroju SRT. Horyzonty refleksyjne rejestrowane są prawie na całej długości sekcji. Ich zasięg głębokościowy zmniejsza się jednak wraz z przesuwaniami się na północ. Najniższe horyzonty wygasają stopniowo dając ogólny obraz przekraczającego zalegania warstw. Najgłębszy horyzont refleksyjny zanotowany jest na czasie TWT około 250 ms odpowiadającym głębokości 120-150 m i wygasa około 900 metra sekcji. Horyzont ten można wiązać ze stropem skał krystalicznych. Płytsze horyzonty kontynuują się nad strefą uskokową w rejonie 800 metra, co świadczy o tym, że strefa nie była aktywna od początku sedymentacji osadów neogeńskich. Horyzonty refleksyjne nad strefą uskokową zlokalizowaną na 1200 metrze są niewyraźne, jednak zmieniają położenie, co sugeruje aktywność uskoku datowaną na neogen lub nawet czwartorzęd.

Na przebiegu składowych fazowych pola magnetycznego, uzyskanych w wyniku badań VLF można wyróżnić 2 wyraźne strefy. W części południowej, pomiędzy początkiem profilu a około 1400 metrem zarówno wartości zmian składowych, jak i filtracji Frasera jest zaniedbywalna, co związane jest z występowaniem miększej pokrywy osadowej, w przewodzie niskooporowej i ekranującej pole elektromagnetyczne. Silne zaburzenie zarejestrowane dla wszystkich trzech częstotliwości około 1400 metra ma związek z przebiegiem w poprzek profilu linii energetycznej i sąsiedztwem stacji transformatorowej. W części północnej profilu, istotne zmiany we wtórnym polu elektromagnetycznym zanotowano jedynie dla nadajnika FTA. Zmiany te, widoczne zarówno na przebiegu składowych, jak i na wykresie wartości filtra Frasera, obejmują strefę wychodni serpentynitów i tworzą gęsty wzór, w którym żadna ze stref anomalii nie dominuje. Taki wzór związany jest prawdopodobnie z gęstą siecią spękań masywu serpentynitowego, o dominującym kierunku w zakresie azymutów 40-80°. Najbardziej północna część profilu (powyżej 2600 metra) charakteryzuje się stopniowym zanikiem zmienności składowych fazowych także dla nadajnika FTA, co należy wiązać ze stopniowym wzrostem miąższości pokrywy osadowej.

Przeprowadzone badania geofizyczne pozwalają na rozpoznanie granicy pomiędzy kotliną Dzierżoniowską, wypełnioną osadami kenozoicznymi a wzgórzami Kiełczańskimi, w których wychodnie zbudowane są z serpentynitów masywu Ślęzy. Granica pomiędzy tymi skałami podłoża a pokrywą osadową ma złożony, tektoniczno – sedymentacyjny charakter. Osady kenozoiczne pokrywają przekraczająco zróżnicowany relief skał podłoża, który jest

generowany przez obecność uskoku. Aktywność jednego z uskoku ustąpiła przed początkiem sedymentacji osadów kenozoicznych, podczas gdy aktywność bardziej północnego uskoku kontynuowała się jeszcze w trakcie lub po sedymentacji osadów mioceńskich. Czwartorzędowe osady luźne wypełniają już obniżenie nieaktywne tektonicznie.

### **2.2.9. Srebrna Góra**

Wzdłuż linii pomiarowej w rejonie badawczym Srebrna Góra (Fig. 11.11a-e) wykonano badania metodą VLF (Fig. 2.2.14). Wykonany profil VLF ma długość 2095 m i zarejestrował zmiany składowych wtórnego pola elektromagnetycznego dla 3 nadajników: GQD, którego lokalizacja pozwala na optymalne rozpoznanie struktur o biegu zbliżonym do 120°; FTA, którego lokalizacja daje optymalne wyniki dla struktur tektonicznych o biegu około 80° oraz ICV, którego lokalizacja jest optymalna do rozpoznania struktur o biegu zbliżonym do południkowego. Wartości składowych pola elektromagnetycznego poddano filtracji Frasera w celu wyznaczenia obiektywnych maksimów gradientu pola odpowiadających lokalizacji struktur tektonicznych.

Na profilach przebiegu składowych fazowych zaznaczają się trzy wyraźne strefy występowania anomalii. Pierwsza z nich, z maksimum na około 1100 metrów profilu rejestrowana jest na wszystkich częstotliwościach i ma dla wszystkich podobny przebieg wąskiego pików stowarzyszonego ze zmianą znaku. Anomalia ta jest położona w miejscu, gdzie profil przecina linię elektroenergetyczną i jest wynikiem zakłóceń od tej linii. Anomalia druga, położona o około 100 metrów dalej na północ ma podobny charakter (wąski pik stowarzyszony ze zmianą znaku) i jest rejestrowana na wykresach wszystkich częstotliwości. Jedynie na wykresie dla stacji ICV anomalii a ta ma mniejszą intensywność. Prawdopodobnie jest ona również związana z zakłóceniami elektromagnetycznymi od instalacji przesyłowych. Trzecia anomalia, występująca na około 1450 metrów również na charakter wąskiego pików stowarzyszonego ze zmianą znaku parametrów fazowych. Anomalia rejestruje się na wykresach dla stacji GQD i FTA, jednak jest bardzo słaba na wykresie wykonanym dla stacji ICV, co może wskazywać na jej naturalny charakter. Lokalizacja strefy anomalnej pokrywa się w przybliżeniu z lokalizacją wyraźnej zmiany oporności podłoża wyznaczonej na podstawie badań magnetotellurycznych, która odpowiada sudeckiemu uskoku brzeżnemu.

### **2.2.10. Kudowa**

Wzdłuż linii pomiarowej w rejonie badawczym Kudowa (Fig. 2.1.5, 11.14a-e) wykonano badania metodą VLF (Fig. 2.2.15). Wykonany profil VLF ma długość 2171 m i zarejestrował zmiany składowych wtórnego pola elektromagnetycznego dla 3 nadajników: GQD, którego lokalizacja pozwala na optymalne rozpoznanie struktur o biegu zbliżonym do 120°; FTA, którego lokalizacja daje optymalne wyniki dla struktur tektonicznych o biegu około 80° oraz ICV, którego lokalizacja jest optymalna do rozpoznania struktur o biegu zbliżonym do południkowego. Wartości składowych pola elektromagnetycznego poddano filtracji Frasera w celu wyznaczenia obiektywnych maksimów gradientu pola odpowiadających lokalizacji struktur tektonicznych.

Na wykresach parametrów fazowych zaznacza się kilka stref anomalnego przebiegu wartości. Trzy z nich rejestrowane są na zapisie zarejestrowanym dla wszystkich wykorzystanych stacji nadawczych. Anomalia z maksimum na około 800 m zaznacza się jako wąski pik parametru IP związany ze zmianą znaku, oraz wzrostem wartości filtra Frasera. Dla nadajnika GQD anomalia jest najwyraźniejsza i w jej obręb wchodzi 2 maksima filtra Frasera. Może to wskazywać na przebieg struktury generującej anomalie w azymucie zbliżonym do 120°. Anomalię tą można wiązać z granicą litologiczną pomiędzy skałami kredy i czerwonego spągowca. Anomalia z maksimum na 1100 metrze profilu wiąże się ze zmianą znaku wartości IP i najlepiej zaznacza się na wykresach dla stacji ICV. Anomalia ta występuje w miejscu przejścia profilu przez stromą południkową dolinę, co może sugerować występowanie w podłożu strefy spękań. Anomalia ta może jednak mieć związek z sąsiedztwem domów i być następstwem zakłóceń elektromagnetycznych. Trzecia anomalia, z maksimum na około 1500 metrze profilu również rejestruje się na wykresach dla wszystkich trzech stacji, jednak dla każdego z wykresów zaznacza się inaczej. Dla stacji GQD występuje wąski dodatni pik parametrów IP i QUAD; dla stacji FTA piki obu parametrów mają przeciwny znak, natomiast dla stacji ICV rejestrowana zmiana jest najmniejsza i polega na wystąpieniu podwójnego piku. Prawdopodobnie struktura generująca anomalie ma przebieg pomiędzy 80 a 120° i wiąże się z nią strefa rozluźnienia.

W początkowym odcinku profilu występują też 2 słabiej zaznaczone strefy anomalne. Pierwsza z nich, o maksimum na około 250 metrze profilu zaznacza się najlepiej na wykresie dla stacji ICV jako szerokie wahnięcie obu parametrów, związane ze zmianą znaku. Anomalia może być związana z występowaniem strefy uskokowej o przebiegu zbliżonym do 180°. Mało czytelny zapis strefy może być związany z występowaniem ośrodka o stosunkowo niskiej oporności, w którym kontrast opornościowy pomiędzy ośrodkiem spękanym a niespękanym jest niewielki. Anomalia z maksimum na około 500 metrze zaznacza się na wykresie dla stacji GQD jako pik obu składowych z przeciwnym znakiem, oraz lokalne podniesienie wartości filtra Frasera. Dla stacji FTA zapis jest podobny, ale znaki składowych są odwrotne. Dla wykresu stacji ICV reakcja notowana jest na składowej QUAD, jako wąski pozytywny pik niewiążący się ze zmianą znaku. Anomalia może być związana ze zmianą litologii podłoża, a granica na której ta zmiana zachodzi przebiega prawdopodobnie w azymucie pomiędzy 80 a 120°. Obserwacja ta potwierdza się wynikami badań magnetotellurycznych, na których w miejscu występowania anomalii zaznacza się wyraźna zmiana oporności.

### **2.2.11. Brzozowie**

Na linii pomiarowej Brzozowie (Fig. 2.1.5, 11.15a-e) zostały wykonane pomiary geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej ERT (1400 m) i sejsmicznej tomografii refrakcyjnej SRT (1540 m) (Fig. 2.2.16). Badania ERT pozwoliły na obrazowanie opornościowe ośrodka do blisko 200 m pod powierzchnią terenu, a badania SRT pozwoliły uzyskać głębokość prospekcji jedynie do 100 m pod powierzchnią terenu. Profil ERT został nieznacznie skrócony względem profilu sejsmicznego, ze względu na sąsiedztwo linii wysokiego napięcia na NE krańcu linii pomiarowej. Wzdłuż linii pomiarowej Brzozowie wykonano również badania metodą VLF na profilu o długości 1518 m (Fig. 2.2.17). Profil VLF był odsunięty



kilkadziesiąt metrów od pozostałych profili geofizycznych, ze względu na obecność energetycznych linii przesyłowych. Badania metodą VLF zostały wykonane dla trzech nadajników: FTA, którego położenie jest optymalne dla wykrywania struktur o biegu zbliżonym do równoleżnikowego, nadajnika ICV – optymalnego do wykrywania struktur o biegu południkowym, oraz nadajnika GQD optymalnego dla struktur o biegu 120°.

Przekrój opornościowy ukazuje rozkład oporności w ośrodku skalnym. Można wyróżnić w nim 2 wyraźne części, o odmiennej charakterystyce opornościowej odpowiadającej różnej budowie geologicznej. Część południowo-zachodnia i centralna charakteryzuje się dużą zmiennością przestrzenną ciał o różnej wartości oporności. Oporności występujące w tej części mieszczą się w zakresie 50-100  $\Omega\text{m}$  i 250-450  $\Omega\text{m}$ . W części tej zaznaczają się 2 generalne warstwy – w warstwie płytszej, o miąższości do 50 m zmienność przestrzenna jest bardzo duża. Obiekty o podwyższonej oporności mają kilkadziesiąt do 100 m zasięgu i przedzielone są wąskimi strefami (kilkadziesiąt metrów) o obniżonej oporności. Warstwa W spągu tej warstwy występuje strefa obniżonych oporności. Warstwę tą można interpretować jako piaskowce i zlepienie czerwonego spągowca, o dużym zróżnicowaniu litologicznym. W jego spągu występuje pakiet osadów o większej zawartości materiału ilastego (piaski zailone, zwietrzliny ilaste skał podłoża). Warstwa głębsza charakteryzuje się występowaniem szerszych stref wyższej oporności, o stosunkowo jednorodnej budowie, przedzielonych szerokimi (blisko 100 m), stromymi strefami oporności niskich (rzędu 50-150  $\Omega\text{m}$ ). Ku centrum przekroju warstwa głębsza zapada stopniowo. Zobrazowaną warstwę głębszą można interpretować jako warstwę fyllitów (strefy wysokooporowe) poprzecinaną szerokimi strefami uskokowymi. Uskoki prawdopodobnie nie przecinają skał czerwonego spągowca (uskok południowy) lub wygasają w ich obrębie (uskok na około 600 metrów przekroju); ich kontynuacja w płytsze warstwy na przekroju opornościowym jest przesunięta względem podłoża, co może być wynikiem koincydencji (obecności strefy niskooporowej w warstwie płytszej) lub efektem pozornym, związanym z występowaniem szerokiej strefy niskooporowej poniżej. Część północno-wschodnia przekroju ERT charakteryzuje się występowaniem ośrodka niskooporowego, o wartościach oporności zbliżonych do 50  $\Omega\text{m}$ . Strop warstwy o podwyższonych wartościach oporności, interpretowanej jako podłoże metamorficzne i skały czerwonego spągowca, i podścielającej warstwę niskooporową obniża się gwałtownie ku NE, tworząc 3 stopnie. Nierówna granica pomiędzy ośrodkiem o podwyższonej oporności a marglami kredy może być efektem występowania zróżnicowanej powierzchni erozyjnej stropu czerwonego spągowca, na której osadzały się skały niskooporowe, występowania uskoków w podłożu, lub być wynikiem występowania obu tych zjawisk. Warstwę niskooporową NE części przekroju można interpretować jako piaskowce ilaste i margle turonu. Nieznacznie podwyższone oporności (około 150  $\Omega\text{m}$ ) występujące na 1200 – 1300 metrów przekroju są związane prawdopodobnie z występowaniem warstwy z margli z większym udziałem węgla wapnia (wapienie margliste) w obrębie margli.

Przekrój sejsmiczny SRT prezentuje rozkład wartości prędkości fali P w ośrodku podłoża. Generalnie wartości  $V_p$  wzrastają bardzo szybko wraz ze wzrostem głębokości, osiągając w części SW przekroju ponad 4000 m/s na głębokości około 60 m, a w części NE na głębokości 40-50 m. W części północno-zachodniej przekroju, do około 350 metrów zanotowano

występowanie wyraźnych, wydłużonych soczew o zmiennych wartościach Vp. Soczewy te zapadają łagodnie na SW i można je interpretować jako klinoformy zlepieńców, tworzące mega – warstwowane skośne w obrębie skał gruboklastycznych czerwonego spągowca. W części środkowej przekroju notuje się subtelne zmiany wartości Vp w warstwie przypowierzchniowej, będące efektem znacznej zmienności litologicznej skał czerwonego spągowca. Pomiędzy 900 a 1100 metrem przekroju SRT zanotowano znaczny spadek wartości Vp, sięgający blisko 100 m w głąb ośrodka podłoża. Strefa obniżonej prędkości charakteryzuje się wartościami Vp około 2000 m/s i zapada wyraźnie ku NE. Strefa ta pokrywa się ze strefą niskich oporności i jest związana z silnie ztektonizowanymi marglami turonu. W NE odcinku przekroju wartości Vp rosną do 3500 m/s już kilkanaście metrów pod powierzchnią. Układ warstw i wartości Vp notowane w tej strefie dobrze potwierdza się z materiałami kartograficznymi (Gierwielaniec 1955), które wskazują, że podłoże zbudowane jest z wapieni marglistych i margli krzemionkowych zalegających horyzontalnie.

W badaniach VLF zanotowano stosunkowo małą zmienność pola wtórnego dla wszystkich rejestrowanych nadajników. Dla nadajnika ICV zarejestrowano nieznaczną pozytywną wartość filtra Frasera na około 200-250 metrze profilu. Brak zmienności na wykresach dla pozostałych nadajników, niewielka amplituda wartości filtra i jego rozległość wskazuje, że generująca anomalię struktura uskokowa występuje głębiej w podłożu i ma przebieg zbliżony do południkowego. Skośny przebieg strefy uskokowej w stosunku do linii pomiarowej tłumaczyć też może bardzo dużą szerokość strefy uskokowej zarejestrowanej na przekroju ERT w tym miejscu. Na wykresach VLF zarejestrowano również anomalię polegającą na podwyższonych wartościach filtra Frasera pomiędzy 1000 a 1100 metrem profilu. Anomalie o wartościach nie przekraczających 10 jednostek rejestrują się wyraźnie dla nadajników GQD i FTA, co wskazuje na ich przebieg zbliżony do azymutu 110-130°. Anomalia związana jest prawdopodobnie z występowaniem nieciągłych struktur tektonicznych w podłożu w tym rejonie. Nieznaczną amplitudę filtra Frasera zarejestrowaną dla obu nadajników prawdopodobnie spowodowana jest niską opornością podłoża, co silnie tłumi sygnał elektromagnetyczny.

Ogólny obraz budowy geologicznej rejonu linii pomiarowej Brzozowie, wyłaniający się z dotychczasowego obrazu kartograficznego uzupełnionego bieżącymi badaniami geofizycznymi wskazuje, że w części SW linii, na zuskokowanym podłożu metamorficznym, zbudowanym z fyllitów zalegają niezgodnie skały czerwonego spągowca. Uskoki tnące podłoże metamorficzne mają bieg zbliżony do południkowego i nie angażują skał czerwonego spągowca (brak oznak uskoków na przekroju SRT). Skały czerwonego spągowca tworzą skośne klinoformy i cechują się dużą zmiennością litologiczną. Około 900 metra linii pomiarowej podłoże i pokrywające je skały czerwonego spągowca obniżają się, prawdopodobnie na skutek występowania uskoków o zrzuconych skrzydłach północnych. Nierówny strop czerwonego spągowca jest pokryty (przekraczająco?) skałami kredy górnej. Skały turonu są w tej strefie silnie zaangażowane tektonicznie i podgięte tworząc fleksurę. Około 1100 metra skały są przecięte przez uskok angażujący osady kredowe, który prawdopodobnie stanowi część szerokiej strefy tektonicznej. W NE odcinku linii pomiarowej upady warstw kredy szybko zmniejszają się i warstwy leżą poziomo.

### 2.2.12. Potworów

Na linii pomiarowej Potworów (Fig. 2.1.6, 11.12a-e) wykonano badania geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej ERT, na odcinku 1800 m, badania sejsmiczne metodą sejsmicznej tomografii refrakcyjnej na odcinku 1460 m i na linii dodatkowej o długości 475 m (Fig. 2.2.18). Linia dodatkowa była zlokalizowana w S części linii badawczej, dochodzi skośnie do linii pomiarowej (głównej) i miała za zadanie przekroczyć sudecki uskok brzeżny. Linia dodatkowa w stosunku do linii głównej została wykonana po drugiej stronie uskoku poprzecznego do sudeckiego uskoku brzeżnego. Uzyskane dane sejsmiczne pozwoliły również na przetworzenie techniką wspólnych punktów głębokościowych do refleksyjnej sekcji czasowej. Z uwagi na występowanie miększej pokrywy niskooporowych skał osadowych na zasadniczej części linii pomiarowej, wykonanie badań VLF uznano za niezasadne.

Badania ERT pozwoliły na rozpoznanie ośrodka podłoża do głębokości około 200 m pod powierzchnią terenu, badania SRT sięgnęły do głębokości ponad 200 m w części południowej linii i stopniowo coraz płycej ku północy. Sejsmiczna sekcja czasowa (refleksyjna) pozwoliła na rejestrację odbić do czasu ponad 400 ms, co w przybliżeniu odpowiada głębokości 250-350 m.

Przekrój ERT prezentuje rozkład oporności ośrodka podłoża. Na całej długości przekroju wyróżnić można dwie wyraźne warstwy różniące się średnią wartością oporności. Warstwa płytsza, zalegająca do głębokości około 180-200 m pod powierzchnią charakteryzuje się niskimi opornościami, w zasadzie nie przekraczającymi 100  $\Omega$ m. Warstwę tą interpretuje się jako niezlityfikowane osady kenozoiczne – ropy, gliny, piaski i żwiry. W południowej części przekroju, na około 300 metrze występuje lokalna, wąska i pionowa strefa oporności powyżej 100  $\Omega$ m; strefy takie notuje się czasami w miejscach występowania stref uskokowych. Prawdopodobnie strefa taka jest związana z występowaniem rozluźnień w podłożu skał niezlityfikowanych i wskazuje na przynajmniej szczątkową aktywność uskoku w kenozoiku. Drobne niejednorodności oporności występujące w przypowierzchniowej, południowej części przekroju (od początku do 600 metra i do głębokości kilkudziesięciu metrów) należy wiązać z występowaniem osadów stokowych związanych z wypiętrzoną blokiem sudeckim.

Przekrój SRT, obrazujący rozkład wartości  $V_p$  w podłożu, ukazuje sytuację bardzo podobną do przekroju ERT. W całym przekroju w warstwie przypowierzchniowej notuje się wartości  $V_p$  w zakresie 1500-2500 m/s. niższe wartości występują jedynie w najpłytszych partiach przekroju. Warstwa ta odpowiada niezlityfikowanym osadom kenozoicznym. Lokalnie występujące soczewy podwyższonej wartości  $V_p$  związane są z występowaniem warstw (soczew) osadów o podwyższonej gęstości objętościowej. Obniżenie średnich wartości  $V_p$  pomiędzy 150 a 350 metrem może wskazywać na obecność rowu tektonicznego o nieznacznym zasięgu, aktywnego w kenozoiku. Spąg warstwy kenozoicznej, wyznaczony na podstawie badań sejsmicznych położony jest na głębokości około 150 m, czyli płycej niż wskazują badania ERT. W tym przypadku głębokość określenia granicy badaniami sejsmicznymi jest znacznie bardziej miarodajne. Ośrodek o wartości  $V_p$  powyżej 2500-3000 m/s należy interpretować jako skały podłoża – prawdopodobnie gabra i serpentynity

starszego paleozoiku. Strop skał podłoża, na głównej linii pomiarowej przebiega w przybliżeniu horyzontalnie. Natomiast granica ta, na przekroju wzdłuż linii dodatkowej jest bardzo urozmaicona, i obrazuje występowanie dwóch stopni tektonicznych rozdzielonych strefami uskokuowymi.

Na sekcji sejsmicznej najwyraźniejszą granicą refleksyjną jest strop podłoża skał litych. Na głównej linii badawczej można wyróżnić 2 odcinki. W części południowej, do około 250 metra granica przebiega na głębokości (czasie TWT) około 300 ms, natomiast w części północnej granica występuje na 200 ms i stopniowo wypłyca się do 180 ms ku północy. Na sekcji wzdłuż linii dodatkowej jedyny refleks zarejestrowany w okolicy 200 metra odpowiada środkowemu stopniowi uskokuowemu. Skokowa zmiana położenia stropu skał podłoża potwierdza istnienie serii uskokuów i rowu tektonicznego na przedpolu sudeckiego uskoku brzeżnego. Płytsze horyzonty rejestrowane szczególnie w północnej części sekcji wzdłuż linii głównej odpowiadają granicom warstw w obrębie osadów kenozoicznych. Refleks notowany na czasie 400-500 ms w północnej części sekcji (pomiędzy 1050 metrem a końcem profilu) jest związany z niezidentyfikowaną granicą w obrębie skał podłoża.

Na podstawie bieżących badań geofizycznych można wskazać, że na przedpolu sudeckiego uskoku brzeżnego występuje seria uskokuów zrzucających stopniowo blok przedsudecki. Między uskokuami uformowany jest też niewielki rów tektoniczny. Uskoki aktywne były w kenozoiku, przynajmniej częściowo w trakcie sedymentacji osadów kenozoicznych.

### **2.2.13. Ożary**

Na linii badawczej Ożary (Fig. 2.1.7, 11.13a-e) (por. Cwojdzński 1974; Gaździk 1957) wykonano badania geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej na odcinku 2600 metrów oraz badania metodą sejsmicznej tomografii refrakcyjnej SRT (Fig. 2.2.19). Całkowita długość profilu sejsmicznego wyniosła 1900 m. Profil był wykonany w 2 odcinkach, po dwóch stronach drogi powiatowej. W części południowej, obecność wyraźnych refleksów i niski poziom zakłóceń pozwolił na wykonanie przetwarzania danych sejsmicznych metodą głębokościowych punktów wspólnych. W ten sposób wyniki badań sejsmicznych dla odcinka południowego uzupełniono o refleksyjną sekcję czasową.

Badania ERT pozwoliły na rozpoznanie oporności ośrodka podłoża do głębokości ponad 200 m pod powierzchnią terenu. Badania sejsmiczne, metodą SRT dały rozpoznanie pola prędkości fali P ( $V_p$ ) do głębokości około 100 m w części południowej, oraz do około 180 m w części północnej przekroju. Wyniki sejsmiczne w postaci refleksyjnej sekcji czasowej pozwoliły na rejestrację horyzontów refleksyjnych do czasu ponad 600 ms, co odpowiada głębokości 450-500 m.

Z uwagi na występowanie miększej pokrywy niskooporowych skał osadowych na zasadniczej części linii pomiarowej, wykonanie badań VLF uznano za niezasadne.

Przekrój ERT przedstawiający oporność ośrodka podłoża rejestruje niskie wartości, w przeważającej części przekroju nie przekraczające 60  $\Omega$ m. Niskie wartości oporności odpowiadają osadom kenozoicznym – iłom i piaskom neogeńskim oraz czwartorzędowym

glinom zwałowym i ich zwietrzelinom. Odchylenia od tych niskich wartości zarejestrowane zostały jedynie w 2 strefach. Wyraźniejsza z nich znajduje się na NE fragmencie przekroju, pomiędzy 1500 metrem a jego północnym krańcem i tworzy warstwę o miąższości około 20-30 m bardzo łagodnie zapadającą na SE. Wartości oporności zarejestrowane w opisywanej warstwie wznoszą się do około 200  $\Omega$ m. Warstwę tę interpretuje się jako warstwę piasków lub żwirów czwartorzędowych. Drugą strefą wzrostu wartości oporności jest odcinek pomiędzy 400 a 950 metrem przekroju. Na krawędziach tego odcinka zlokalizowane są ograniczone przestrzennie strefy, w których oporność wznosi się do 80-100  $\Omega$ m, a pomiędzy nimi, w ośrodku niskooporowym występuje warstwa o nieznacznie podniesionej oporności. Strefę tę zinterpretowano jako mułki i lokalnie piaski wypełniające rynną erozyjną. W żadnym miejscu przekrój ERT nie osiągnął głębokości podłoża skał litych.

Przekrój SRT prezentuje rozkład wartości prędkości fali P w ośrodku podłoża. Generalnie można wyróżnić 3 warstwy prędkościowe. Warstwa najpłytsza o miąższości 10-30 m charakteryzuje się wartościami  $V_p$  poniżej 1500 m/s. Miąższość tej warstwy wznosi się z SW na NE, wyraźny szybki przyrost miąższości notuje się pomiędzy 800 a 1000 metrem przekroju. Warstwa niskoprędkościowa odpowiada czwartorzędowym osadom luźnym – piaskom, pyłom i zwietrzelinom pozostającym powyżej strefy saturacji. Warstwa środkowa jest najbardziej zróżnicowana. Wartości prędkości występujące w niej mieszczą się w zakresie 1600-2200 m/s. W części północnej przekroju można zaobserwować w jej obrębie drobne warstwy wyróżniające się subtelnymi zmianami wartości  $V_p$ . W części południowej przekroju w warstwie środkowej występuje soczewa osadów o wyraźnie obniżonych wartościach  $V_p$  (wartości lokalnie spadają poniżej 1200 m/s). Całą warstwę środkową interpretuje się jako osady czwartorzędowe – gliny, piaski i żwiry z przestrzeniami porowymi nasyconymi wodą (strefa saturacji). Lokalne podwyższenia wartości  $V_p$  można wiązać z warstwami zawodnionych żwirów lub glin zwałowych o podwyższonej konsolidacji. Soczewa obniżonych wartości  $V_p$ , występująca w południowej części przekroju interpretowana jest jako efekt obecności rynny erozyjnej wypełnionej osadami drobnoklastycznymi. Warstwa najgłębsza, zanotowana w części północnej przekroju oraz w najbardziej południowej jego części charakteryzuje się wartościami  $V_p$  powyżej 2200 m/s. Strop tej warstwy w części południowej znajduje się na około 280 m n.p.m. a w części północnej obniża się na około 200-220 m n.p.m. Zmiana położenia granicy związana jest z późniejszą erozją. Warstwa najgłębsza odpowiada iłom i piaskom mioceńskim i przekrój SRT nie rejestruje spągu tej warstwy.

Refleksyjna sekcja sejsmiczna zarejestrowała serię nieciągłych, horyzontalnych powierzchni refleksyjnych na różnych głębokościach, odpowiadających zmienności litologicznej w obrębie osadów kenozoicznych. Silny, ale szeroki refleks, zarejestrowany na około 500 ms (głębokość około 400 m), odpowiada stropowi skał metamorficznych podłoża jednostki Kamieńca Żąbkowickiego. Poniżej tej granicy rejestruje się nachylone na NE refleksy odpowiadające przypuszczalnie granicom litologicznym w obrębie podłoża.

Przeprowadzone badania geofizyczne wykazały, że w bezpośrednim sąsiedztwie sudeckiego uskoku brzeżnego występuje w rejonie badań strefa, gdzie miąższość utworów kenozoicznych wynosi nawet 400 m. Na sekwencji kenozoicznej składają się głównie osady piaszczyste i

ilaste miocenu, przykryte glinami, piaskami i żwirami czwartorzędowymi. Miększe utwory kenozoiku wypełniają w rejonie badań zachodni kraniec rowu Paczkowa. Ciekawą obserwacją jest zanotowanie występowania dużej rynn erozyjnej rozcinającej osady miocenu i osady glacialne. Fragment terenu na którym występuje opisana rynn jest obecnie znacznie wyniesiony ponad dno doliny Nysy Kłodzkiej, co może świadczyć o aktywnym podnoszeniu terenu podczas czwartorzędu. W wyniku badań nie zarejestrowano jednak krawędzi uskokowej w podłożu, której spodziewano się w północnej części linii pomiarowej.

#### **2.2.14. Stara Łomnica**

Wzdłuż linii pomiarowej Stara Łomnica (Fig. 2.1.8, 11.16a-e) wykonano badania geofizyczne metodami sejsmicznej tomografii refrakcyjnej SRT (960 m), tomografii elektrooporowej ERT (1000 m) (Fig. 2.2.20) i badania metodą VLF (1870 m) (Fig. 2.2.21). Badania metodami SRT i ERT przeprowadzone były dokładnie wzdłuż tej samej linii, profil ERT przesunięty został względem profilu SRT nieznacznie na północ tak, aby uzyskać maksymalny zasięg głębokościowy w strefie uskokowej, wyznaczonej wstępnie na profilu SRT. Badania SRT i ERT pozwoliły na uzyskanie głębokości rozpoznania dochodzącej do 150 m pod poziomem terenu. Badania VLF, ze względu na sąsiedztwo linii energetycznej przy linii pomiarowej, zostały przesunięte na zachód, i pokrywają się z linią pomiarów magnetotellurycznych. Obie linie przecinają uskoki w przybliżeniu pod kątem prostym.

Na przekroju ERT ilustrującym rozkład wartości oporności zaznacza się wyraźny, dwudzielny układ. W części południowej przekroju wyraźnie można wyróżnić warstwy o naprzemiennej niskiej i wysokiej oporności (około 100 i powyżej 500  $\Omega\text{m}$  odpowiednio). Warstwy mają szacunkową miąższość 30-50 m i zapadają na południe pod kątem około 10-15° (odpowiadającym w przybliżeniu nachyleniu stoku). Warstwy wysokooporowe odpowiadają pakietom gruboławicowych piaskowców kredowych turonu, które odsłaniają się na stoku wzgórza, a warstwy o obniżonej oporności – pakietom marglistym. W północnej części przekroju dominują wyłącznie niskie oporności, nie przekraczające 50  $\Omega\text{m}$ . Strefa ta odpowiada kredowym marglom ilastym koniak. Granica oddzielająca 2 opisane strefy przekroju jest ostra i przebiega prawie pionowo, co biorąc pod uwagę stratygrafię i upady warstw (zarówno na przekroju opornościowym jak i rejestrowane w terenie) wskazuje jednoznacznie na obecność stromej strefy uskokowej.

Przekrój SRT powtarza w generalnym zarysie dwudzielny układ odnotowany na przekroju ERT. W części południowej przekroju zaznacza się warstwa wysokich wartości prędkości fali P ( $V_p$ ) zapadająca na południe pod kątem zbliżonym do nachylenia stoku, pod którą występuje nieznaczne obniżenie wartości  $V_p$ , i głębiej powtórny wzrost tych wartości. Ku południu, pod osi doliny potoku Duna układ warstw staje się poziomy, a na południowym brzegu potoku nawet dochodzi do odwrócenia trendu i warstwy prawdopodobnie zapadają łagodnie na północ, tworząc synklynalne wygięcie. Lokalny spadek wartości  $V_p$  notowany na około 100-150 metrów przekroju SRT, i towarzysząca mu zmiana w rozkładzie pola prędkości w warstwach głębszych interpretowana jest jako efekt występowania podrzędnej strefy uskokowej. Jej przebieg i szerokość może być określona jedynie w przybliżeniu. W części północnej przekroju SRT ( w przybliżeniu od 650-700 metra przekroju) notuje się średnio

niższe wartości  $V_p$ . Wyraźnie zaznacza się w tej strefie warstwa o wartości  $V_p$  około 2500 m/s, zapadająca pod kątem kilku stopni na północ. Warstwa ta odpowiada prawdopodobnie pakietowi margli o podwyższonej zawartości węgla wapnia. Strefa przejściowa pomiędzy dwoma częściami przekroju jest szeroka (około 100 m) i charakteryzuje się znacznie obniżonymi wartościami  $V_p$ . Strefa ta odpowiada strefie uskokowej. Spadek wartości  $V_p$  związany jest w tej części z obecnością spękań oraz skał uskokowych. Przebieg strefy uskokowej obserwowanej na przekroju SRT jest zbliżony do tego, obserwowanego na przekroju ERT, można jednak zaobserwować jej znaczną szerokość oraz stromy upad na południe.

Profile VLF wykonane w sąsiedztwie linii pomiarowej zostały zarejestrowane dla 3 nadajników, dzięki czemu możliwe było wskazanie lokalizacji uskoków o przebiegu subrównoleżnikowym (nadajnik FTA), subpołudnikowym (nadajnik ICV) i zbliżonym do „kierunku sudeckiego” czyli o biegu około  $120-130^\circ$  (nadajnik GQD). Zmienność pola wtórnego została zobiektywizowana poprzez zastosowanie filtracji Frasera. Na profilach nadajników GQD i FTA zarejestrowano zbliżony rozkład maksimów filtracji Frasera, na około 700 i 1100 metrów profilu. W obu przypadkach wartości filtra wynoszą do 10 jednostek. Położenie tych maksimów odpowiada w przybliżeniu położeniu stref uskokowych. Dla obu nadajników zarejestrowano 2 strefy uskokowe – strefę zanotowaną na obu przekrojach ERT i SRT, oraz strefę południową, której oznaki zarejestrowano jedynie na przekroju SRT. Biorąc pod uwagę zbliżone amplitudy filtra można przypuszczać, że obie strefy uskokowe przebiegają w azymucie pomiędzy  $100$  a  $110^\circ$ , co dobrze współgra z danymi kartograficznymi (Wójcik 1957). Zmienność zarejestrowana na wykresie dla nadajnika ICV jest mała, wartości IP nie przekraczają 12 jednostek, a wartości filtracji osiągają maksymalnie wartość 2 jednostek i są rozmieszczone stosunkowo równomiernie wzdłuż profilu. Takie wartości i ich rozkład wskazują, że na profilu nie występują istotne strefy uskokowe o przebiegu zbliżonym do południkowego.

Na linii pomiarowej udokumentowano występowanie jednej szerokiej strefy uskokowej (fragment uskoku Pstrążnej – Gorzanowa) oraz podrzędną strefę uskokową zlokalizowaną na południu. Zależność między oboma strefami nie jest jasna, można przypuszczać, że strefa południowa jest w jakiś sposób stowarzyszona z uskokiem Pstrążnej – Gorzanowa, gdyż obie strefy przebiegają równolegle, na co wskazują wyniki badań VLF. Główna strefa uskokowa przebiega stromo, z upadem na południe, a skrzydło północne jest skrzydłem zrzuconym (stromy uskok odwrócony), na co wskazują dane kartograficzne (Wójcik 1957). Ciekawy jest fakt, że warstwy poddarte są ku górze po obu stronach strefy uskokowej, co może wskazywać na przeważającą składową przesuwczą uskoku Pstrążnej - Gorzanowa.

### **2.2.15. Bystrzyca Kłodzka**

Wzdłuż linii pomiarowej Bystrzyca (Fig. 2.1.9, 11.17a-e) wykonano badania geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej ERT (1400 m), oraz metodą sejsmicznej tomografii refrakcyjnej SRT (1420 m) (Fig. 2.2.22). Badania ERT pozwoliły na rozpoznanie wartości oporności w ośrodku podłoża do głębokości blisko 200 m w centralnej części profilu. Rozpoznanie pola prędkości fali P ( $V_p$ ) sięgnęło płycej i pozwoliło na maksymalne

rozpoznanie do około 100-120 m w środkowej części profilu i około 40-50 m w pozostałej części. Relatywnie mały zasięg głębokościowy badań sejsmicznych w części ESE profilu wynika z płytkiego położenia strefy wysokich prędkości stanowiących silny refraktor. Na linii pomiarowej wykonano również badania metodą VLF na odcinku 1407 m (Fig. 2.2.23).

Wyniki badań ERT, zaprezentowane na przekroju elektrooporowym prezentują rozkład wartości oporności w podłożu. W ośrodku można wyraźnie wyróżnić 2 warstwy różniące się zdecydowanie wartościami oporności. Oporność warstwy płytszej nie przekracza 100  $\Omega$ m, natomiast oporność w głębszej warstwie wzrasta szybko powyżej 500  $\Omega$ m. Granica pomiędzy tymi dwoma warstwami jest ostra, ale jej przebieg jest wysoce zmienny na długości linii pomiarowej. Warstwa niskooporowa pojawia się dopiero na około setnym metrze przekroju, od tego miejsca jej miąższość stopniowo i systematycznie rośnie osiągając maksimum w okolicach 400-500 metra profilu. Na ESE od maksimum miąższość warstwy niskooporowej zmniejsza się stosunkowo szybko do około 700 metra. Dalej ku ESE miąższość warstwy zmniejsza się już powoli, osiągając minimum na wschodnim krańcu przekroju. Opisana warstwa niskooporowa odpowiada marglom i iłom kredy górnej. W warstwie wyskooporowej obserwuje się lokalne strefy obniżonych oporności. Strefa taka, notowana pomiędzy 100 a 150 metrem profilu prawdopodobnie jest spowodowana występowaniem uskoku. Mały zasięg głębokościowy osiągnięty przy krańcu przekroju nie pozwala na prawidłowe i miarodajne rozpoznanie budowy tej strefy. W części wschodniej przekroju, gdzie warstwa wyskooporowa położona jest płycej, notuje się 3 strefy o oporności obniżonej do 250-350  $\Omega$ m. Jedna z tych stref jest pionowa i obejmuje całą miąższość przekroju, natomiast dwie pozostałe układają się wzdłuż półkolistej powierzchni. Wszystkie te trzy strefy występują w miejscach, gdzie linia pomiarowa krzyżuje się z napowietrznymi liniami energetycznymi. Prawdopodobnie strefy obniżonych oporności powstały na skutek występowania zakłóceń elektromagnetycznych w tych miejscach. Warstwa wyskooporowa odpowiada prawdopodobnie kilku wydzieleniom litologicznym. W części zachodniej i centralnej (do około 650-700 metra) odpowiada gnejsom, natomiast w części wschodniej przekroju warstwa ta zbudowana jest z wapieni i piaskowców kredowych. Na przekroju elektrooporowym granica między tymi wydzieleniami nie zaznacza się ponieważ wartości oporności w tych warstwach są zbliżone, a warstwa przykryta jest ośrodkiem niskooporowym.

Pole prędkości fali P, prezentowane na przekroju SRT ukazuje występowanie trzech bloków o zróżnicowanej budowie geologicznej. W najbardziej zachodniej części przekroju (do około 200 metra przekroju) ośrodek o stosunkowo wysokich wartościach  $V_p$  (powyżej 3500 m/s) występuje stosunkowo płytko, i jest pokryty warstwą o niższych wartościach prędkości o miąższości 20-40 m. W części tej niewyraźnie zaznacza się układ schodkowy, który może być spowodowany obecnością drobnych uskoku. W tej części ośrodek o wysokich wartościach  $V_p$  odpowiada prawdopodobnie gnejsom, natomiast niższe wartości  $V_p$  odpowiadają piaskowcom i marglom cenomanu i dolnego turonu. Blok ten kończy się stromą krawędzią, którą można wiązać z obecnością uskoku zrzucającego skrzydło wschodnie. Na wschód od tego uskoku sygnał sejsmiczny związany z podłożem o wysokich wartościach  $V_p$  zanika na przestrzeni około 100 m, co można wiązać z występowaniem szerokiej strefy uskokuwej.



Pomiędzy 300 a 550 metrem przekroju, położenie stropu warstwy wysokich prędkości (wartości ponad 3000 m/s) jest obniżone i warstwa ta występuje dopiero na głębokości 80-100 m. Ponad nią ośrodek charakteryzuje się wartościami  $V_p$  w zakresie 2000-3000 m/s z cienką warstwą o podwyższonych wartościach  $V_p$ , która urywa się gwałtownie na zachodzie. Wschodnią granicę opisywanego bloku stanowi stroma krawędź strefy wysokich prędkości. Strefę pośrednich prędkości można interpretować jako strefę występowania margli i ilów turonu dolnego. Soczewa ośrodka o podwyższonej prędkości odpowiada prawdopodobnie warstwie wapieni obciętej od zachodu uskokiem. W części wschodniej przekroju, od około 600 metra do końca profilu bardzo płytko pod powierzchnią wartości  $V_p$  osiągają ponad 4000 m/s. Przebieg pola prędkości, jak i głębokość zalegania warstwy wysokich prędkości jest bardzo monotony, co wskazuje, że w strefie tej nie występują uskoki lub strefy spękania. Strefa wysokich prędkości w tej części przekroju odpowiada prawdopodobnie piaskowcom lub wapieniom marglistym kredy górnej (turonu).

Profile składowych pola wtórnego metody VLF wykazują występowanie podwyższonej zmienności w początkowym odcinku profili zarejestrowanych dla wszystkich nadajników. Dla nadajników GQD i FTA zmienność ta ma wyraźny efekt w wartości filtra Frasera, przy czym dla nadajnika FTA efekt ten jest silniejszy. Zmienność występująca w części wschodniej profilu, powyżej 1000 metra, jest prawdopodobnie związana z zakłóceniami elektromagnetycznymi generowanymi przez energetyczne linie przesyłowe. Anomalia VLF występująca na początku profilu jest prawdopodobnie wywołana występowaniem strefy spękania związanej z uskokiem zrzucającym podłoże gnejsowe. Brak anomalii VLF w centralnej części profilu związany jest z ekranującym działaniem niskooporowych margli i ilów pokrywających obszar badań.

Ogólny obraz budowy geologicznej rejonu linii pomiarowej Bystrzyca, uzyskany z integracji informacji materiałów kartograficznych (Fistek i Gierwielanec 1957) oraz bieżących badań geofizycznych przedstawia 3 stopnie tektoniczne, zrzucające podłoże ku wschodowi. W najbardziej zachodnim fragmencie linii podłoże gnejsowe jest w zasięgu płytkiego rozpoznania geofizycznego, a powierzchnia gnejsów pokryta jest najniższymi występującymi w rejonie piętrami kredy górnej. Kolejny stopień tektoniczny oddzielony jest szeroką strefą uskokową lub serią uskoków. Podłoże gnejsowe jest jeszcze rejestrowane zastosowanymi metodami badawczymi, i jest pokryte sekwencją górnokredową w tym miąższym pakiecie margli ilastych i ilów dolnego turonu. Zrzut kolejnego uskoku, oddzielającego kolejny stopień tektoniczny, jest stosunkowo największy. Po jego stronie wschodniej (skrzydło zrzucone) gnejsy nie są już rejestrowane na przekrojach. Ośrodek wysokooporowy i o wysokich wartościach  $V_p$  odpowiada prawdopodobnie miąższemu pakietowi piaskowców gruboławicowych turonu. Pokrywająca je warstwa niskooporowa i o wysokich wartościach  $V_p$  odpowiada prawdopodobnie wyższym ogniwom margli.

#### **2.2.16. Spalona**

Wzdłuż linii pomiarowej w rejonie badawczym Spalona (Fig. 11.18a-e) wykonano badania metodą VLF (Fig. 2.2.24). Wykonany profil VLF ma długość 741 m i zarejestrował zmiany składowych wtórnego pola elektromagnetycznego dla 3 nadajników: DHO, którego

lokalizacja pozwala na optymalne rozpoznanie struktur o biegu zbliżonym do 120°; FTA, którego lokalizacja daje optymalne wyniki dla struktur tektonicznych o biegu około 80° oraz ICV, którego lokalizacja jest optymalna do rozpoznania struktur o biegu zbliżonym do południkowego. Wartości składowych pola elektromagnetycznego poddano filtracji Frasera w celu wyznaczenia obiektywnych maksimów gradientu pola odpowiadających lokalizacji struktur tektonicznych.

Na profilach przebiegu składowych fazowych można zanotować 3 strefy anomalne. Wszystkie one zaznaczają się na wykresach dla stacji DHO i FTA w postaci nieznacznych wzrostów wartości filtra Frasera, natomiast prawie nie zaznaczają się na wykresach dla stacji ICV, co może wskazywać, że związane są ze strukturami o przebiegu pomiędzy 90-120°. Maksima anomalii położone są na 150, 320 i 520 metrze profilu. Pierwsza anomalia rejestruje się również jako lokalna zmiana znaku parametru IP, natomiast dwie kolejne związane są z długofalową zmianą znaku. Nieznaczna zmienność wartości parametrów fazowych obserwowana na wszystkich profilach, przy dobrze odsłoniętych skałach krystalicznych podłoża wskazują, że zmiana oporności generująca anomalie jest stosunkowo nieznaczna. Anomalie zarejestrowane badaniami VLF w rejonie badawczym Spalona można przypisać obecności stref spękań tnących podłoża zbudowane ze skał metamorficznych. Przypuszczalna mała zmiana oporności sugeruje, że strefy te są prawdopodobnie zablżnione mineralizacją.

### **2.2.17. Różanka**

Wzdłuż linii pomiarowej Różanka (Fig. 2.1.10, 11.19a-e) zostały wykonane badania geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej ERT (800 m), sejsmicznej tomografii sejsmicznej SRT (650 m) oraz metodą VLF (767 m) (Fig. 2.2.25). Wszystkie badania zostały wykonane wzdłuż tej samej linii pomiarowej, przy czym badania ERT i VLF zostały przedłużone w stosunku do badań SRT o około 160 m na zachód, tak żeby lepiej rozpoznać strefę występowania skał metamorficznych. Po wstępnym opracowaniu wyników zdecydowano o konieczności przedłużenia badań SRT na zachód. Wykonano dodatkowe badania metodą SRT wzdłuż linii nieznacznie odbiegającej przebiegiem od wcześniej wykonanych, o długości 475 m. Zastosowana metodyka pozwoliła na rozpoznanie budowy geologicznej podłoża do głębokości 150 i około 100 m w centralnych częściach przekrojów odpowiednio dla metody ERT i SRT (Fig. 2.2.26).

Na przekroju elektrooporowym, obrazującym rozkład wartości oporności w podłożu zaznaczają się trzy wyraźne strefy. W części zachodniej, w zakresie od początku do około 350 metra przekroju dominują wysokie oporności i znaczna zmienność tych wartości. W części przypowierzchniowej, w sąsiedztwie kulminacji morfologicznej, wartości oporności przekraczają 1000  $\Omega\text{m}$ . Strefa najwyższych oporności jest w przybliżeniu izometryczna w przekroju, ma średnicę 50 m. Od wschodu i zachodu strefa wysokooporowa jest ograniczona stromymi strefami, w których oporność drastycznie spada, poniżej 100  $\Omega\text{m}$ , a od dołu połągą strefą, wzdłuż której strefa ta kontaktuje ze strefą pośrednich oporności. Strefa wysokooporowa odpowiada wapieniom krystalicznym. Wapienie takie występują w wyeksploatowanym kamieniołomie. Poniżej strefy wysokooporowej występuje rozległa i stosunkowo jednorodna strefa oporności pośrednich, nieznacznie przekraczających 500  $\Omega\text{m}$ .

Strefa ta kontynuuje się na wschód, pod ośrodek niskooporowy i prawdopodobnie stanowi miększą warstwę. Warstwę tą zinterpretowano jako pakiet piaskowców kredowych. Najbardziej zachodnia część przekroju charakteryzuje się znaczną zmiennością wartości oporności (w przedziale od poniżej 100 do ponad 500  $\Omega$ m). Strefa ta jest prawdopodobnie silnie zuskokowana. Skały uskokowe charakteryzują się w tym przypadku niskimi wartościami oporności, a wysokie wartości oporności odpowiadają skałom metamorficznym. Część środkową przekroju (pomiędzy około 350 a 600 metrem przekroju) stanowi ośrodek niskooporowy, o oporności poniżej 100  $\Omega$ m. Wartości takie mogą odpowiadać margłom i wapieniom marglistym. W części wschodniej wśród ośrodka niskooporowego pojawia się soczewkowata strefa o podwyższonych wartościach oporności, przekraczającej 500  $\Omega$ m, którą można interpretować jako pakiet (warstwę) piaskowców. Warstwa ta nie kontynuuje się na zachód, co może wskazywać, że jest obcięta uskokiem.

Na przekrojach sejsmicznych, ukazujących pole wartości prędkości fali P ( $V_p$ ) zaznaczają się również trzy strefy, różniące się budową geologiczną. W części zachodniej wschodniego odcinka przekroju sejsmicznego notuje się najwyższe wartości  $V_p$ , dochodzące w głębszych strefach do 5000 m/s, oraz największy gradient wartości  $V_p$  w pionie. W strefie przypowierzchniowej, w rejonie występowania wapieni krystalicznych wartości  $V_p$  niespodziewanie znacznie spadają, dając lokalne minimum wartości, poniżej 2000 m/s. Zjawisko takie świadczy o silnym spękaniu wapieni strefy krystalicznych. Poniżej tej strefy wartości  $V_p$  szybko rosną wraz z głębokością, tworząc 2 przestrzenne strefy – płytszą charakteryzującą się wartościami  $V_p$  w zakresie 4000-4500 m/s i głębszą, z wartościami  $V_p$  osiągającymi ponad 5000 m/s. w podłożu badanego stoku, wysokie wartości  $V_p$  występują stosunkowo płytko, a pole prędkości jest zróżnicowane przestrzennie, co może być efektem występowania uskoków. W części środkowej wschodniego odcinka przekroju prędkościowego występuje strefa niskich prędkości (poniżej 2000 m/s) kontynuująca się w głąb na prawie całą głębokość przekroju. Strefa ta może odpowiadać strefie występowania spękanych margli. We wschodniej części przekroju wyraźnie zaznacza się zapadająca na wschód warstwa o nieznacznie podwyższonej wartości  $V_p$ . Warstwa ta, interpretowana jako ławica piaskowca, jest nieciągła, na zachodzie kończy się gwałtownie, wskazując na granicę uskokową. Zachodni odcinek przekroju prędkościowego częściowo powtarza przebieg odcinka wschodniego, jednak jest przesunięty na północ. W jego wschodniej części ponownie rejestrowane jest anomalne obniżenie wartości  $V_p$ , co potwierdza obserwację o możliwości występowania silnie spękanej strefy skał krystalicznych. W części centralnej odcinka wschodniego warstwa wysokoprędkościowa, o wartościach  $V_p$  przekraczających 4000 m/s występuje płytko przy powierzchni. Ośrodek ten reprezentuje prawdopodobnie skały krystaliczne – łupki metamorficzne i gnejsy. W najbardziej zachodniej części tego odcinka przekroju prędkościowego ponownie zarejestrowano pionową strefę obniżenia prędkości o szerokości około 30-40 m. Strefę tą zinterpretowano jako podrzędną strefę uskokową lub szeroką strefę spękaniową.

Profile VLF wykonane dla linii pomiarowej Różanka, zostały zarejestrowane dla 3 nadajników. Położenie nadajnika FTA jest optymalne dla wykrywania uskoków subrównoleżnikowych, nadajnik ICV – subpołudnikowych, natomiast nadajnik DHO pozwala

na rozpoznanie obecności struktur o biegu około 120-130°, czyli struktur o kierunku „Sudeckim”. Dla obiektywizacji wykresów metody VKLF zastosowano filtrację Frasera. Maksima filtru Frasera (wykres wyniku filtracji) są interpretowane jako miejsca występowania uskoków lub innych, stromych struktur niskooporowych. Istotne piki filtru Frasera zarejestrowano dla nadajnika DHO w rejonie 350 metra i 600 metra profilu. Podobny rozkład zarejestrowano na wykresach dla nadajnika ICV, z tym, że w przypadku tego nadajnika zarejestrowano również obecność pików pomiędzy 100 a 200 metrem. Lokalizacja maksimów filtra Frasera na 350 i 600 metrze dobrze współgra z przekrojami ERT i SRT potwierdzając obecność stref uskokowych w tych miejscach. Rejestracja maksimów na wykresach dla stacji DHO i ICV, przy równoczesnej nieobecności na wykresach dla stacji FTA wskazuje, że przebieg uskoków jest zbliżony do południkowego z odchyleniem na NNW. Maksima zarejestrowane na wykresach dla nadajnika ICV na początku profilu potwierdzają istnienie serii uskoków w tej części i wskazują że ich przebieg zbliżony jest do SW-NE.

Badania wykonane na linii pomiarowej Różanka wskazują, że skały metamorficzne, w tym wapienie krystaliczne występujące w części zachodniej linii pomiarowej są silnie spękanе i stektonizowane. Obecność pakietu interpretowanego jako piaskowce kredowe, który kontynuuje się pod skały metamorficzne sugeruje, że skały metamorficzne nasunięte są ku wschodowi na skały kredowe Rowu Górnej Nysy, a z krawędzią związane są też uskoki rejestrowane w skałach kredowych. Obecność odwróconych uskoków na obrzeżeniu Rowu Górnej Nysy wskazywana jest na mapach rejonu badań (Sawicki 1962; Walczak-Augustyniak i Wroński 1981), ale uskoki te są zaznaczane jako struktury bardzo strome. Bieżąca interpretacja przekrojów geofizycznych wskazuje, że w rejonie mogą występować połogie nasunięcia skał krystalicznych na skały młodsze.

#### **2.2.18. Goworów**

Na linii pomiarowej Goworów (Fig. 2.1.11, 11.20a-e) wykonano badania geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej ERT oraz badania sejsmiczne metodą tomografii refrakcyjnej SRT (Fig. 2.2.27). Badaniami ERT objęto odcinek 1400 m, a badaniami sejsmicznymi odcinek 1080 m. Linia pomiarowa obejmuje wschodni fragment dna Kotliny Kłodzkiej oraz stok wzgórza Niedźwiedź, wchodzącego w skład masywu Śnieżnika i będącego fragmentem wschodniej krawędzi Kotliny Kłodzkiej. Badania ERT pozwoliły na rozpoznanie oporności ośrodka podłoża do głębokości blisko 200 m pod powierzchnią terenu. Badania sejsmiczne wykonane techniką SRT pozwoliły na sporządzenie przekroju pola prędkości fali P i osiągnęły maksymalną głębokość około 100 m we wschodniej części przekroju. Analiza danych sejsmicznych wykazała obecność horyzontów refleksyjnych, zastosowano więc procedurę przetwarzania głębokościowych punktów wspólnych, uzyskując czasową sekcję sejsmiczną. Najgłębsze horyzonty zarejestrowano dla czasu około 300 ms, co odpowiada głębokości około 250-280 m.

Wzdłuż linii badawczej wykonano również badania metodą VLF na profilu o długości 1316 m (Fig. 2.2.28). Badania VLF umożliwiły rejestrację sygnału jedynie dla nadajnika

GQD, którego położenie jest optymalne dla rozpoznania struktur o przebiegu zbliżonym do azymutu 110-130°.

Wyniki badań ERT zaprezentowano na przekroju elektrooporowym. Większa część przebadanego ośrodka podłoża charakteryzuje się niskimi wartościami oporności, w okolicach 50  $\Omega\text{m}$ . Przekrój opornościowy wyraźnie dzieli się na 2 części. W części zachodniej i centralnej występują niskie wartości oporności, a jedynie na skrajnie wschodnim krańcu przekroju zarejestrowano wyższe, przewyższające 500  $\Omega\text{m}$  wartości oporności. Część przekroju, pomiędzy jego początkiem a 800 metrem jest bardzo jednorodna pod względem opornościowym, z wartościami oporności nieznacznie odbiegającymi od 50  $\Omega\text{m}$ . Część tą interpretuje się jako margle i ility, co dobrze odpowiada obrazowi kartograficznemu (Walczak-Augustyniak i Wroński 1981), gdzie na mapie geologicznej zaznaczone są margle i margle ilaste koniaku. Pomiedzy 800 a około 1000 metrem przekroju, w głębszym podłożu (poniżej około 100 m głębokości) zaznacza się występowanie klinowatego obiektu o nieznacznie podwyższonej oporności (do około 200  $\Omega\text{m}$ ). Klin ten można interpretować jako pakiet piaskowców lub wapieni podgięty tektonicznie i obcięty przez uskoki. Na wschód od opisywanego pakietu, pomiędzy 1000 a 1250 metrem przekroju rozciąga się szeroka strefa niskich oporności, w której wartości oporności spadają poniżej 50  $\Omega\text{m}$ . Strefa ta, zaznaczana jest na mapie jako strefa występowania serii margli, margli piaszczystych i krzemionkowych turonu. Pozycja opisywanej strefy niskooporowej zarejestrowana w wyniku badań elektrooporowych, strome jej zaleganie pomiędzy strefami wyższych oporności wskazuje, że strefa ta może być silnie zaangażowana tektonicznie i może być rozpatrywana jako bardzo szeroka strefa uskoku. W najbardziej wschodniej części przekroju, pomiędzy 1250-1300 metrem a końcem przekroju, wartości oporności gwałtownie wzrastają powyżej 500  $\Omega\text{m}$ . Strefa wysokooporowa odpowiada gnejsom. Krawędź strefy wysokooporowej zapada stromo na zachód, ograniczając przypuszczalną strefę uskoku. Przypowierzchniowa warstwa przekroju, szczególnie w zakresie 600-1100 metrem przekroju, do głębokości 20-30 m, charakteryzuje się podwyższoną zmiennością oporności i lokalnym występowaniem wartości znacznie obniżonych i podwyższonych, na przemian. Strefa ta odpowiada osadom stożków napływowych i deluwiom. Osady te mają szczególnie dużą miąższość poniżej podnóża zbocza.

Wyniki badań sejsmicznej tomografii refrakcyjnej (SRT) zaprezentowane na przekroju pola prędkości pozwoliły na rozpoznanie do głębokości około 100 m w części wschodniej przekroju. Ku zachodowi głębokość rozpoznania systematycznie spada do około 30-40 m na jego końcu. Rejestrowane wartości prędkości na większej części przekroju rosną szybko do około 3000 m/s. Nieregularności w centralnej części przekroju, manifestujące się nieznacznymi wzrostami i spadkami prędkości odpowiadają warstwom leżącym horyzontalnie. Ośrodek o takich wartościach prędkości odpowiada dobrze rejestrowanym kartograficznie marglom i wapieniom marglistym. Warstwa niskich prędkości występująca przy powierzchni terenu jest cienka, i prawdopodobnie odpowiada warstwie zwietrzelin i klastycznych osadów stożków napływowych. We wschodniej części przekroju występuje szeroka na ponad 150 m strefa obniżenia prędkości, zaznaczająca się szczególnie wyraźnie w przypowierzchniowej części przekroju. Odpowiada ona lokalizacji strefy uskoku.

zarejestrowanej badaniami ERT. Obniżenie wartości  $V_p$  potwierdza wniosek o obecności strefy uskokowej. Brak skoncentrowanego, znacznego spadku prędkości może natomiast wskazywać na fakt, że przemieszczenie zachodziło na wielu rozproszonych powierzchniach uskokowych, a nie wzdłuż ograniczonej przestrzennie wąskiej strefy.

Na sekcji czasowej sejsmiki refleksyjnej można obserwować wyraźne 2 horyzonty refleksyjne przebiegające poziomo na około 280 i 300 ms, co odpowiada głębokości około 250 - 280 m. Horyzonty te, odpowiadające kontrastowym granicom warstw zalegających horyzontalnie. Horyzonty można śledzić na prawie całej długości sekcji i wchodzi w strefę interpretowaną na podstawie badań pozostałych jako strefa uskokowa. Może to potwierdzać obserwację o rozproszeniu przemieszczeń wzdłuż licznych powierzchni uskokowych, ale także wskazywać na istotną przesuwczą składową przemieszczenia. Pomiędzy 900 a 1000 metrem sekcji, powyżej horyzontalnych warstw zaznacza się odbicie zalegające ukośnie, które może odpowiadać granicy klinoformu piaskowców.

Badania VLF na linii pomiarowej Goworów zarejestrowały w części zachodniej i centralnej bardzo monotony przebieg i nieznaczną zmienność składowych fazowych elektromagnetycznego pola wtórnego. Odchylenia wartości składowych nie przekraczają 5 jednostek aż do około 800 metra profilu. Brak zmienności spowodowany być może brakiem struktur nieciągłych w podłożu, jak również ekranującym działaniem niskooporowych skał występujących w tej części. Pomiędzy 800 a 1100 metrem profilu zachodzi stopniowe obniżanie wartości składowych fazowych. Obniżenie to jest związane ze stopniowym wzrostem miąższości pokrywy osadów stożków nasypowych. Wyraźna anomalia VLF zlokalizowana na około 1140 metrze profilu i odpowiadający jej wzrost wartości filtra Frasera jest spowodowany przez obecność linii niskiego napięcie krzyżującej się z profilem. Zmienność wykresów składowych i nieznacznie podwyższenie wartości filtra Frasera występujące dalej na wschód, jest efektem zmiany w podłożu – profil przechodzi w obręb wysokooporowych skał krystalicznych (gnejsów). Zmienność na wykresie wartości składowych pola wtórnego jest efektem występowania sieci spękań w tym ośrodku. Brak wyraźnych wzrostów wartości filtra Frasera wskazuje, że potencjalne struktury uskokowe przecinające linię pomiarową mają biegi znacznie odchylone od kierunku 110-130°.

Przeprowadzone badania geofizyczne wskazują na występowanie w rejonie linii pomiarowej Goworów granicy pomiędzy kredowym wypełnieniem Rowu Górnej Nysy Kłodzkiej a metamorficznym kompleksem Śnieżnika. Granica ta ma charakter stromego uskoku normalnego, z bardzo szeroką strefą uskokową i występującymi w skrzydle zrzuconym (zachodnim) podgięciami przyuskokowymi.

### **2.2.19. Łądek Zdrój**

Wzdłuż linii pomiarowej Łądek Zdrój (Fig. 2.1.12, 11.21a-e) wykonano badania geofizyczne metodą sejsmicznej tomografii refrakcyjnej SRT o długości 1200 m (Fig. 2.2.29). Wyniki badań sejsmicznych nie pozwoliły na przeprowadzenie przetwarzania metodą głębokościowych punktów wspólnych, a jedynie na analizę metodą tomografii refrakcyjnej. Wyniki przedstawiono w postaci przekroju pola prędkości fali P ( $V_p$ ). Badania sejsmiczne pozwoliły na osiągnięcie głębokości rozpoznania maksymalnie około 100 m, jednak pod

dnem doliny głębokość ta spadła do około 30 m. Wzdłuż linii pomiarowej przeprowadzono również badania metodą VLF (Fig. 2.2.30) o długości 1230 m. Zarejestrowano składowe elektromagnetycznego pola indukowanego dla 3 częstotliwości i nadajników: GQD, którego lokalizacja pozwala na optymalne rozpoznanie struktur o biegu zbliżonym do 120°; FTA, którego lokalizacja daje optymalne wyniki dla struktur tektonicznych o biegu około 80° oraz ICV, którego lokalizacja jest optymalna do rozpoznania struktur o biegu zbliżonym do południkowego. Wartości składowych pola elektromagnetycznego poddano filtracji Frasera w celu wyznaczenia obiektywnych maksimów gradientu pola odpowiadających lokalizacji struktur tektonicznych. Profil VLF jest przerwany na odcinku około 100 m, co wiąże się z przekraczaniem mostu o konstrukcji stalowej.

Przekrój wartości  $V_p$  wzdłuż linii pomiarowej Łądek Zdrój przedstawia wysoce złożony i różnorodny rozkład. Poza jednorodną i stosunkowo ciągłą przypowierzchniową warstwą niskoprędkościowych zwietrzelin i skał luźnych, w której wartości  $V_p$  rosną wraz z głębokością od poniżej 1000 m/s do około 2500 m/s, zmienność pola prędkości ma ograniczony zasięg przestrzenny. W części SE przekroju, na stoku góry Parkowej wartości  $V_p$  zmieniają wahać się w zakresie od 3000 do ponad 5500 m/s. Partie wysokoprędkościowe układają się w pakiety o miąższości 20-40 m, i przedzielone są strefami o obniżonej wartości  $V_p$ . Granice pakietów zapadają łagodnie na SE. W dolnej części stoku, pomiędzy 200 a 400 metrem przekroju notuje się strefę obniżonych wartości prędkości. W tej szerokiej strefie wartości  $V_p$  utrzymują się w zakresie 3000-4500 m/s. Ośrodek wysokoprędkościowy w górnej części stoku odpowiada gnejsom z przeławieniami łupków metamorficznych. Obniżenie wartości  $V_p$  w dolnej części stoku można wiązać z rozległą strefą uskokową.

Bezpośrednio pod dnem doliny potoku Białej Łądeckiej, pod cienką pokrywą ośrodka niskoprędkościowego związanego z obecnością aluwii, wartości  $V_p$  gwałtownie rosną, osiągając ponad 5000 m/s już na głębokości kilkunastu metrów. Bezpośrednio pod dnem doliny nie notuje się obniżenia prędkości, które mogłyby świadczyć o obecności stref spękanych lub uskoków.

Ośrodek skalny budujący wzgórze w NW części przekroju ma wyraźnie zaznaczone 2 strefy prędkościowe. Głębsza część charakteryzuje się bardzo wysokimi wartościami  $V_p$ , przekraczającymi 5000 m/s. Te wysokie wartości kontynuują się w sposób ciągły z podłoża dna doliny. W polu prędkości zaznacza się zmienność o małym zasięgu przestrzennym, soczewkowate partie o szczególnie wysokich wartościach  $V_p$  przedzielone są strefami nieznacznego spadku tych wartości. Arbitralna granica górna warstwy o bardzo wysokich wartościach prędkości, którą można wyznaczyć na około 4000 m/s jest wysoce nieregularna. W centralnej części wzgórza strefa bardzo wysokich prędkości tworzy zagłębienie. Warstwa płytsza, o wartościach  $V_p$  w przedziale 2500-4000 m/s rozwinięta jest wyraźnie w podłożu centralnej i północnozachodniej części wzgórza. W niej również obserwuje się znaczne niejednorodności – soczewy ośrodka o wysokich wartościach  $V_p$  przedzielone są ośrodkami o niższych prędkościach. Generalnie w podłożu wzgórza, niezależnie od strefy prędkościowej, powtarza się układ soczew i warstw o wyższych prędkościach przedzielonych lokalnymi rejonami spadku wartości  $V_p$ . Warstwy takie zapadają łagodnie na NW. Dwie strefy prędkościowe stanowiące podłoże wzgórza odpowiadają gnejsom, prawdopodobnie z

wkładkami łupków krystalicznych. Spadek wartości  $V_p$  w płytszej strefie można przypisać silniejszemu wietrzeniu partii przypowierzchniowych. Najpłytsza, przypowierzchniowa warstwa niskoprężnościowa oblekająca wzgórze odpowiada zwietrzelinom i deluwiom. Warstwa ta jest cieńsza na SE stoku wzgórza, i lepiej rozwinięta na stoku NW, nigdzie jednak jej miąższość nie wzrasta znacząco.

Przeprowadzone wzdłuż linii pomiarowej badania metodą VLF wykazały, że zarówno na wykresach parametrów fazowych, jak i na wykresie wartości filtra Frasera zaznaczają się wyraźne anomalie. Pierwsza grupa anomalii zlokalizowana jest pomiędzy 220 a 350 metrem profilu. Anomalia zaznacza się jako wyraźna zmiana trendu w wykresach parametrów związana ze zmianą znaków, oraz znaczny wzrost wartości filtra Frasera. Dla nadajników FTA i ICV filtr Frasera posiada dwa sąsiadujące ze sobą maksima. Anomalia opisywana zarejestrowana jest dla wszystkich trzech częstotliwości (nadajników), i ma dużą intensywność. Charakterystyka taka wskazuje, że profil przekracza bardzo wyraźną granicę oporności. W terenie lokalizacja anomalii odpowiada występowaniu linii źródeł. Położenie anomalii odpowiada również zachodniej krawędzi ośrodka wysokoprężnościowego, zarejestrowanego na przekroju SRT. Kolejna anomalia zlokalizowana jest na około 450 metrze profilu i zaznacza się na wykresach zarejestrowanych dla nadajników FTA i GQD. Anomalia zaznacza się jako lokalna, gwałtowna zmiana wartości składowych pola i silny wzrost wartości filtra Frasera. Słabe zaznaczanie się anomalii na wykresie zarejestrowanego dla nadajnika ICV wskazuje, że struktura z którą ta anomalia jest związana ma przebieg zbliżony do azymutu  $120^\circ$ . Anomalia wiąże się z kolejną krawędzią ośrodka wysokoprężnościowego. Dwie opisane anomalie VLF ograniczają z dwóch stron szeroką strefę uskokową. Anomalia zarejestrowana na około 820 metrze profilu, zaznaczająca się jako gwałtowna zmiana znaku dla wykresów parametrów fazowych i jako lokalny wzrost wartości filtra Frasera prawdopodobnie jest efektem gwałtownej zmiany w morfologii lub zakłóceń związanych z sąsiedztwem przekaźnika radiowo-telewizyjnego. Ostatnia zanotowana anomalia, zlokalizowana na około 1100 metrze profilu zaznacza się jako ograniczona przestrzennie zmiana znaku i wzrost wartości filtra Frasera. Anomalia zarejestrowana została dla wykresów nadajników GQD i ICV. Dla nadajnika FTA nie udało się zarejestrować wykresu, ponieważ sygnał nadajnika zanikł. Anomalia może być związana z lokalnym występowaniem strefy spękanej. Strefa ta jest strefą o nieznacznym zasięgu, gdyż nie została zarejestrowana jednoznacznie na przekroju SRT.

Przeprowadzone badania geofizyczne i porównanie ich z dotychczasowym rozpoznaniem geologicznym (Cwojdzński 1977a; Cwojdzński 1977b) wykazały, że w rejonie linii pomiarowej Łądek Zdrój, skały krystaliczne reprezentowane przez gnejsy są rozcięte przez szeroką strefę uskokową. Przebiegi granic tej strefy prawdopodobnie nie są równoległe, co wskazuje na fakt, że strefa ta jest zbudowana z przecinających się uskoków, co tłumaczyłoby również dużą szerokość strefy. Strefa uskokowa nie znajduje się bezpośrednio pod osią doliny, ale jest przesunięta ku SE. Prawdopodobnie stok zachodni wzgórza ponad strefą uskokową został zasypany rumoszem i zwietrzelinami, a potok został zepchnięty w kierunku przeciwnego zbocza doliny, co znacząco wzmogło erozję tego zbocza.



### 2.2.20. Jelcz – Laskowice

Na linii pomiarowej Jelcz – Laskowice (Fig. 2.1.13, 11.22a-e) wykonano badania metodą sejsmicznej tomografii refrakcyjnej SRT, o sumarycznej długości 2180 m (Fig. 2.2.31). Analiza zarejestrowanych danych sejsmicznych wykazała występowanie wyraźnych horyzontów refleksyjnych, więc dane dodatkowo przetworzono metodą głębokościowych punktów wspólnych. W wyniku przetwarzania uzyskanych danych sejsmicznych uzyskano przekrój prędkościowy SRT oraz refleksyjną czasową sekcję sejsmiczną. Badania SRT pozwoliły na rozpoznanie pola prędkości fali P w podłożu do głębokości około 80 m w części NE i do głębokości blisko 160 m w części SW linii. Sekcja czasowa pozwoliła na rejestrację horyzontów refleksyjnych do czasu TWT (*two-way-time*) blisko 600 milisekund [ms], co w przybliżeniu odpowiada głębokości 400-500 m. Z uwagi na przewidywane niskie oporności dominujące w podłożu, które działają ekranująco na pole elektromagnetyczne, wykonanie badań metodą VLF uznano za nieefektywne i odstąpiono od wykonania tych badań.

Przekrój SRT prezentuje rozkład wartości prędkości fali P ( $V_p$ ) w podłożu. Wartości  $V_p$  rosną w głąb systematycznie na całej długości przekroju, przy czym tempo wzrostu (gradient pionowy) jest różne w różnych odcinkach przekroju. Zasadniczo dla całego przekroju można wyróżnić ciągłą, kilkunastometrową warstwę niskich wartości  $V_p$  (poniżej 1500 m/s). Warstwa ta występuje przy powierzchni, w części NE przekroju jest nieznacznie mniej miększa niż w części SW, i odpowiada niezawodnionym utworom luźnym – piaskom i żwirom fluwiogłajacjalnym i aluwialnym. Poniżej warstwy niskoprędkościowej zaznacza się główne zróżnicowanie obserwowane na przekroju. Przekrój generalnie można podzielić na 2 części. W części SW, wartości  $V_p$  wzrastają wraz z głębokością stosunkowo wolno, osiągając wartość 2000 m/s dopiero na głębokości około 80-90 m. poniżej tej głębokości wartości stabilizują się w przedziale 2000-2500 m/s. Granica prędkości 2000 m/s ku NE wynurza się ku powierzchni, a strefa osadów o wartościach  $V_p$  w przedziale 1500-2000 tworzy rodzaj rynny. W części NE przekroju wartości  $V_p$  wzrastają szybko do około 2000-2500 m/s tak, że właściwie strefa prędkości pośrednich nie występuje. W części NE przekroju, w ośrodku o wartościach  $V_p$  powyżej 2000 m/s notuje się dwie cienkie horyzontalne granice, wzdłuż których wartość prędkości nieznacznie spada. Ośrodek o wartościach  $V_p$  powyżej 2000 m/s odpowiada podłożu zbudowanemu z pakietów glin zwałowych, a lokalne horyzonty obniżenia wartości prędkości odpowiadają warstwom piaszczystym lub granicom między pakietami glin. Wartości  $V_p$  powyżej 2000 m/s w najgłębszych partiach przekroju mogą odpowiadać osadom neogeńskim notowanym w otworach w sąsiedztwie, lecz przeprowadzone badania nie dają bezpośredniego potwierdzenia ich występowania. Strefa wartości  $V_p$  w przedziale 1500-2000 m/s w SW części przekroju odpowiada zawodnionym osadom luźnym – piaskom i żwirom. Osady te wypełniają rozległą rynnę erozyjną o głębokości dochodzącej do 80 m.

Refleksyjna sekcja sejsmiczna potwierdza obserwacje dokonane na podstawie przekroju pola prędkości SRT. W części SW, do około 1050 metra sekcji, na głębokości (czasie) 200-220 ms zaznacza się wyraźny horyzont refleksyjny. Horyzont ten ma nierówny spąg i ku NE wynurza się stopniowo. Horyzont ten ścina skośnie głębiej występujące płaskie horyzonty, co jednoznacznie wskazuje na jego erozyjny charakter. Horyzont ten stanowi spąg rynny erozyjnej. W głębszej części sekcji zaznaczają się liczne, w przybliżeniu płaskie i ciągle

horyzonty odpowiadające granicom poszczególnych pakietów glin, i głębiej granicom litologicznym w podłożu zbudowanym z iłó w i piasków mioceńskich, a nawet mezozoiku monokliny przedsudeckiej. Ciągłość tych granic, i możliwość śledzenia ich na stałej głębokości na całej długości sekcji dowodzi, że zarejestrowane badaniami osady kenozoiku nie ulegały deformacjom tektonicznym.

Badania sejsmiczne przeprowadzone wzdłuż linii pomiarowej Jelcz – Laskowice wykazały, że w podłożu linii występuje rozległa rynna erozyjna wypełniona osadami luźnymi (przypuszczalnie fluwioglacjalnymi lub aluwialnymi) czwartorzędu. Rynna jest głęboko wcięta w podłoże zbudowane z glin zwałowych i prawdopodobnie z iłó w mioceńskich. Zarówno na przekroju SRT jak i na sekcji refleksyjnej nie zanotowano objawów młodej aktywności tektonicznej. Subtelna anomalia grawimetryczna, o rozciągłości w przybliżeniu południkowej, która była pierwotną podstawą wykonania badań na linii pomiarowej Jelcz – Laskowice, jest efektem różnic gęstości pomiędzy ośrodkiem podłoża (glin i iłó w) a w przewodzie piaszczystym wypełnieniem rynny erozyjnej, i nie ma związku z nieciągłymi strukturami tektonicznymi.

#### **2.2.21. Wilamowice Nyskie**

Wzdłuż linii pomiarowej Wilamowice Nyskie (Fig. 2.1.14, 11.24a-e) wykonano badania geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej ERT (Fig. 2.2.32). Długość wykonanego profilu ERT wyniosła 1000 m. Zasięg głębokościowy uzyskany dzięki badaniam ERT wyniósł w centralnej części profilu ponad 200 m poniżej powierzchni terenu. Wyniki zaprezentowano jako przekrój pionowy ilustrujący rozkład wartości oporności w podłożu. Z uwagi na niskie oporności dominujące w podłożu, które działają ekranująco na pole elektromagnetyczne, wykonanie badań metodą VLF uznano za bezzasadne i odstąpiono od wykonania tych badań.

Na przekroju opornościowym wyraźnie zaznaczają się 2 warstwy. Warstwa głębsza, której strop położony jest w przybliżeniu na rzędnej 230-240 m n.p.m., charakteryzuje się niskimi i jednorodnymi wartościami oporności. Oporność w tej warstwie nie przekracza 100  $\Omega$ m, a w dużej części osiąga zaledwie 50  $\Omega$ m. Badania elektrooporowe w żadnym miejscu przekroju nie pozwoliły na osiągnięcie spągu tej warstwy. Warstwa opisana odpowiada iłom i iłom piaszczystym miocenu.

Warstwa wyższa charakteryzuje się wyższymi wartościami oporności oraz znaczną zmiennością tych wartości. Warstwa ma miąższość około 40-50 m, i składa się z naprzemiennie występujących pakietów o oporności niskiej (około 100  $\Omega$ m) i wysokiej, dochodzącej do 300-500  $\Omega$ m. Pakiety mają miąższość około 30 m, a granice między pakietami wysoko i niskooporowymi łagodnie zapadają na SW. Przypuszczalnie warstwa płytsza odpowiada na przemian występującym piaskom i pylastym glinom. Delikatne skośne ułożenie subtelnych granic litologicznych wskazuje, że osady składane były w środowisku wodnym.

Powierzchnia terenu ścina erozyjnie strop warstwy płytszej tak, że warstwa zanik (pozornie wyklinowuje się) około 700 metra przekroju. Strefa nieznacznego, lokalnego podwyższenia

oporności notowana przy powierzchni terenu w rejonie 800-900 metra przekroju odpowiada drobnoziarnistym osadom aluwialnym wypełniającym dolinę.

Wykonane badania geofizyczne nie pozwoliły na osiągnięcie spągu warstwy mioceńskich osadów drobnoklastycznych, a co za tym idzie nie można było ocenić zmienności położenia stropu skał podłoża. Na przekroju elektrooporowym nie zarejestrowano oznak występowania struktur tektonicznych. Biorąc jednak pod uwagę znaczną miąższość osadów kenozoiku i równocześnie występowanie w sąsiedztwie skał krystalicznych podłoża na powierzchni (Baraniecki i in. 1970), w rejonie badań można spodziewać znacznych deniwelacji stropu podłoża. Weryfikacja charakteru tych deniwelacji jest jednak niemożliwa na podstawie przeprowadzonych badań.

### **2.2.22. Radoszowice**

Wzdłuż linii pomiarowej Radoszowice (Fig. 2.1.15, 11.23a-e) wykonano badania geofizyczne metodą tomografii elektrooporowej ERT. Długość wykonanego profilu ERT wyniosła 1200 m. Zasięg głębokościowy uzyskany dzięki badaniom ERT wyniósł w centralnej części profilu ponad 200 m poniżej powierzchni terenu. Wyniki zaprezentowano jako przekrój pionowy ilustrujący rozkład wartości oporności w podłożu. Badania metodą ERT uzupełniono badaniami sejsmicznymi wykonanymi techniką SRT. Badania sejsmiczne przeprowadzono na odcinku 595 m pokrywającym się z południową częścią badań ERT. Wyniki badań zaprezentowano na figurze (Fig. 2.2.33). Z uwagi na niskie oporności dominujące w podłożu, które działają ekranująco na pole elektromagnetyczne, wykonanie badań metodą VLF uznano za bezzasadne i odstąpiono od wykonania tych badań.

Przekrój ERT prezentuje w przeważającej części bardzo niskie wartości oporności. Zasadnicza część podłoża charakteryzuje się wartościami oporności nie przekraczającymi 100  $\Omega$ m. Wartości takie dominują w warstwie, której strop znajduje się na rzędnej około 100 m n.p.m. Warstwę tą zinterpretowano jako ropy i piaski drobnoziarniste miocenu. Powyżej tej warstwy zaznacza się nieznaczny wzrost oporności do około 200  $\Omega$ m, a następnie ponowny spadek do poniżej 100  $\Omega$ m. Warstwa o podwyższonej oporności odpowiada zawodnionym piaskom, prawdopodobnie o genezie aluwialnej, a warstwa niskooporowa – mułkom, także o genezie aluwialnej. Warstwa najpłytsza, o miąższości około 10-15 m charakteryzuje się wysoką opornością, dochodzącą do 400-500  $\Omega$ m i prawdopodobnie odpowiada niezawodnionym piaskom i żwirom, zarówno aluwialnym, jak i deluwialnym.

W części południowej przekroju, na całej zarejestrowanej głębokości zaznacza się pas o wysokiej oporności, przekraczającej 400  $\Omega$ m. Pas ten kontynuuje się wzdłuż całej krawędzi zarejestrowanego przekroju. W dolnej części wysokie oporności mogą odpowiadać bazaltom lub być wynikiem błędów metody. Rozstrzygnięcie tej wątpliwości na podstawie jedynie badań ERT jest niemożliwe. W najwyższej części południowego krańca przekroju opornościowego występuje kilkunastometrowa strefa znacznego obniżenia oporności (poniżej 50  $\Omega$ m), która może być związana z występowaniem elewacji ropy neogeńskich. Najwyższą część stoku na południu przekroju pokrywa erozyjnie ograniczona warstwa charakteryzująca się wysokimi opornościami. Warstwa ta odpowiada niezawodnionym piaskom i żwirom serii Gozdnicy, rejestrowanym w obrazie kartograficznym (Winnicka 1997).

Rozkład pola prędkości prezentowany na przekroju sejsmicznym uzyskanym metodą SRT jest stosunkowo monotony. Wartości prędkości zawierają się w niskich przedziałach i rosną stopniowo w głąb. Można wyróżnić 2 główne warstwy – warstwa płytsza, o miąższości około 30 m charakteryzuje się wartościami  $V_p$  w zakresie 1000-1700 m/s. Ośrodek o takich wartościach prędkości odpowiada dobrze czwartorzędowym, luźnym osadom klastycznym (piaskom, mułkom) niezawodnionym w partiach przypowierzchniowych (niższe prędkości) i zawodnionych głębiej (wartości  $V_p$  w przedziale 1400-1700 m/s). W warstwie głębszej wartości  $V_p$  wzrastają stosunkowo szybko powyżej 2000 m/s. Maksymalne wartości rejestrowane to około 2600 m/s. Ośrodek o takich parametrach odpowiada ilom neogeńskim, co potwierdza obraz otrzymany z badań ERT. Na przekroju prędkościowym nie zarejestrowano natomiast obecności podłoża bazaltowego. Przesłanki, które mogłyby wskazywać na płytką obecność bazaltów w podłożu, wynikające z badań ERT są prawdopodobnie efektem błędów metody ERT.

Przeprowadzone badania geofizyczne, wraz z dotychczasowym obrazem kartograficznym wskazują, że w podłożu wzgórza występującego na południe od Radoszowic występuje elewacja osadów neogeńskich zakończona osadami klastycznymi serii Gozdnicy, która została rozcięta w wyniku erozji już w czwartorzędzie. Bazalty występujące w bliskim sąsiedztwie na wzgórzu nie zostały zarejestrowane przez bieżące badania geofizyczne, co wskazuje na istotne zróżnicowanie morfologii ich stropu. Już na etapie sedymentacji drobnoklastycznych osadów miocennych bazalty stanowiły prawdopodobnie w morfologii wyniosłość i zostały pokryte osadami neogeńskimi. Na późniejszym etapie erozja i akumulacja rzeczna częściowo odpreparowała wychodnie bazaltów na opisywanym wzgórzu, i ostatecznie umodelowała kształt stoku. Badania nie wskazują, żeby obserwowana obecnie krawędź morfologiczna wykazywała aktywność tektoniczną w trakcie sedymentacji osadów miocenu lub później.

## Literatura

**Baraniecki L., Berezowska B., Morawski T., 1970.** Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Kijów. Instytut Geologiczny, Wrocław

**Cwojdzński S., 1974.** Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Złoty Stok. Instytut Geologiczny, Wrocław

**Cwojdzński S., 1977a.** Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Łądek Zdrój. Instytut Geologiczny, Wrocław

**Cwojdzński S., 1977b.** Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Trzebieszowice. Instytut Geologiczny, Wrocław

**Fistek J., Gierwielanec J., 1957.** Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Bystrzyca Nowa. Instytut Geologiczny, Wrocław

- Gądzik J.**, 1957. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Przyłęk. Instytut Geologiczny, Wrocław
- Gierwielaniec J.**, 1955. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Kudowa Zdrój. Instytut Geologiczny, Wrocław
- Grocholski W.**, 1956. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Walim. Instytut Geologiczny, Wrocław
- Sawicki L.**, 1962. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Międzylesie. Instytut Geologiczny, Wrocław
- Szalamacha J.**, 1957. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Szczepanów. Instytut Geologiczny, Wrocław
- Szalamacha J.**, 1958. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Czepiel. Instytut Geologiczny, Wrocław
- Szalamacha J.**, 1964. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Jelenia Góra Zachód. Instytut Geologiczny, Wrocław
- Szalamacha J.**, 1968. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Piechowice. Instytut Geologiczny, Wrocław
- Walczak-Augustyniak M., Szalamacha J.**, 1978. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Mościsko. Instytut Geologiczny, Wrocław
- Walczak-Augustyniak M., Wroński J.**, 1981. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Domaszków. Instytut Geologiczny, Wrocław
- Watanabe T., Matsuoka T., and Ashida Y.** 1999. Seismic travelttime tomography using Fresnel volume approach. SEG Expanded Abstracts 18, 1402
- Winnicka G.**, 1997. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000. Arkusz Lewin Brzeski. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Wójcik L.**, 1957. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1:25 000. Arkusz Polanica Zdrój. Instytut Geologiczny, Wrocław.