

4. Badania sejsmiczne i elektrooporowe wraz z interpretacją geofizyczną i geologiczną

4.1. Metodyka badań

4.1.1. Badania sejsmiczne

Metoda sejsmiki refleksyjnej

Założenia metody sejsmiki refleksyjnej 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 terenu i w określonym momencie rozchodzi się w ośrodku skalnym. Napotykając 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 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 96 kanałów o odległościach pomiędzy kanałami wynoszących 5 m i 10 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 (ang. *12- to 24-fold*)

Jako źródła sejsmicznego użyto szerokopasmowych urządzeń działających na zasadzie przyspieszonego zrzutu masy o szacunkowej energii 2-8 kJ (odpowiednio, urządzenie PEG-40 i samojezdny wibrator sejsmiczny). W badaniach sejsmicznych zastosowano urządzenie Terraloc Pro szwedzkiej firmy ABEM i geofony o częstotliwości głównej 30 Hz.

Badania sejsmiki refleksyjnej wykonano dla części badanych linii pomiarowych. W wielu przypadkach, gdzie badania były prowadzone w rejonach o podłożu zbudowanym ze skał krystalicznych horyzonty refleksyjne nie występują, mają zbyt mały kontrast impedancji akustycznej, lub są zbyt silnie nachylone dla skutecznego zastosowania metody refleksyjnej.

Sejsmiczna tomografia refrakcyjna (STR)

Dla większości profili sejsmicznych wykonano badania metodą sejsmicznej tomografii refrakcyjnej. 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, lub skalnego. Własności sprężyste skał wynikają głównie z litologii podłoża, zagęszczenia i, co szczególnie istotne w rozpoznaniu stref spękaniaowych, 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.

Przetwarzanie danych.

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. Od przeprowadzenia inwersji czasowo-głębokościowej odstępowano w przypadkach, gdy precyzja wyznaczenia pola prędkości w warstwach przypowierzchniowych była niska ze względu na znaczną zmienność litologiczną. W takich przypadkach sekcję sejsmiczną prezentowano jako tzw. sekcję czasową, na której zamiast głębokości horyzontów prezentuje się czas powrotu sygnału

odbitego od poszczególnych horyzontów w milisekundach [ms]. Prezentacja taka jest powszechnie stosowana w badaniach sejsmicznych i pozwala uniknąć sytuacji, gdy nieprawidłowo określona głębokość jest interpretowana jako rzeczywista.

Etap preprocessingu składał się z manualnego czyszczenia zapisów (zerowanie tras które zawierały lokalne zakłócenia niskoczęstotliwościowe; procedurę dekonwolucji pozwalającą na „wyostrzenie” użytecznych amplitud pochodzących od fal odbitych; filtrację częstotliwościową pozwalającą na częściową eliminację zakłóceń koherentnych, zwłaszcza pochodzących od fal powierzchniowych generowanych przez źródło; oraz wyciszanie fal refragowanych i dźwiękowych. Wyznaczenia pola prędkości dokonano manualnie pikując maksima gęstości energii. Pikowanie wykonywano dla profili z krokiem nie większym niż 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 subtelnych różnic w rozkładzie prędkości fali wzdłuż przekroju pod profilem pomiarowym. Do przetwarzania danych sejsmicznych w metodzie STR 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.

Zakres prac interpretacyjnych w ramach badań sejsmicznych

Wyniki badań sejsmiki refleksyjnej przedstawione zostały jako czasowe sekcje sejsmiczne lub 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.

4.1.2. Metoda elektrooporowa

Ze względu na ograniczenia techniczne metody pomiarów sejsmicznych, na ośmiu profilach zostały wykonane pomiary metodą elektrooporową.

Pomiary oporności ośrodka skalnego metodami elektrooporowymi opierają się podstawowym równaniu: $\rho = V/I$, gdzie ρ odpowiada oporności, V – napięciu a I – natężeniu. W metodach elektrooporowych stosuje się pośredni sposób wyznaczania oporności skał, dlatego podstawowe równanie jest zmodyfikowane o współczynnik opisujący geometrię układu. Wartości oporności uzyskane metodami geofizycznymi są określane opornością pozorną (ρ_a) i opisane są wzorem: $\rho_a = (\rho/I)k$, gdzie współczynnik k jest zależny od geometrii układu pomiarowego. W pojedynczym pomiarze oporności używa się zestawu czterech elektrod; dwóch zasilających o znanym natężeniu i dwóch elektrod pomiarowych rozmieszczonych symetrycznie pomiędzy zasilającymi, 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. Usunięcie efektu płytszych pomiarów (inwersja opornościowa) pozwala w efekcie na obliczenie oporności rzeczywistej głębszej „warstwy”. Wielokrotne powtórzenie procedury pomiaru z coraz większą głębokością i inwersji pozwala na uzyskanie profilu opornościowego. Profile takie mogą służyć do stworzenia przekroju opornościowego.

W metodzie tomografii elektrooporowej (ERT) kilkadziesiąt elektrod rozmieszczonych jest równomiernie wzdłuż profilu i połączone z aparaturą pomiarową. Odległość między elektrodami dobiera się w zależności od oczekiwanej rozdzielczości. Aparatura pomiarowa automatycznie dokonuje pomiaru używając wszystkich kombinacji elektrod, które spełniają warunki geometryczne układu pomiarowego. Inwersja opornościowa prowadzona jest wspólnie dla całej macierzy wyników, co pozwala na wyznaczenie uśrednionej oporności rzeczywistej dla bloków pomiarowych i po interpolacji utworzenie ciągłego przekroju zmian oporności ośrodka.

Oporność elektryczna ośrodka zależy w głównej mierze od składu litologicznego 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 jest z powodzeniem stosowana do określania składu litologicznego ośrodka skalnego, 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, cechujący się wysoką rozdzielczością pomiarów.

Zakres prac interpretacyjnych w ramach badań elektrooporowych.

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 prędkości.

4.2. Lokalizacja wykonanych badań

Badania sejsmiczne i elektrooporowe zostały wykonane wzdłuż 24 linii pomiarowych, w dwudziestu przypadkach wyznaczonych wstępnie na etapie przygotowywania planu badań. W pozostałych czterech przypadkach linie dodatkowe wyznaczono w sąsiedztwie linii zaprojektowanych pierwotnie, wzdłuż których już wykonano badania. Badania na liniach dodatkowych wykonano po uzyskaniu wstępnych wyników badań na podstawowych liniach, gdy wyniki uzyskane wskazywały na występowanie szczególnie interesujących struktur, których nie rozpoznano wystarczająco, lub gdy przeprowadzone badania metodą elektrooporową nie pozwoliły na rozpoznanie do wystarczającej głębokości.

Badania elektrooporowe wykonano dla 8 linii badawczych o sumarycznej długości 10,7 km. Badania sejsmiczne wykonano wzdłuż 12 linii podstawowych i 4 linii dodatkowych na profilach o sumarycznej długości 21,8 km. Wyniki refleksyjne udało się uzyskać jedynie

dla części z profili sejsmicznych. Wyniki badań sejsmicznej tomografii refrakcyjnej uzyskano dla większości badanych linii.

Lokalizacja wykonanych badań elektrooporowych i sejsmicznych na mapach topograficznych zaprezentowana jest na figurach 4.2.1-4.2.19. Zakres wykonania prac sejsmicznych i elektrooporowych przedstawia tabela 4.2.1.

Tabela 4.2.1. Zakres badań sejsmicznych i elektrooporowych wykonanych na poszczególnych liniach pomiarowych. Numeracja rejonów badań i linii pomiarowych zgodna z przyjętą w całym raporcie.

Nr rej. badań/linia pomiarowa	Sejsmika	ERT
2. Szklarska Poręba-Kamienna	1,6	
3. Przesieka	1,5	
5. St. Waliszów	0,75	1
6. Idzików - Pasterskie Skały		1
7. Wilkanów	0,5	
9.I. Tomaszów Bolesławiecki I	1,545	
9.II. Tomaszów Bolesławiecki II	2,385	
11. Męcinka		1,6
12. Myślibórz	1,66	
13. Kłaczyna	0	1,3
14. Mokrzyszów	1,54	
15. Ostroszowice		2,1
16. Srebrna Góra-Brzeźnica	1,16	
17. Mąkolno	1,058	
18. Niemcza	0,85	
19.I. Ciepłowody I	1,95	
19.II. Ciepłowody II	1,45	
20.I. Grabin I		1
20.II. Grabin II	1,7	
21.I. Tułowice I		1,5
21.II. Tułowice II	0,75	
22. Głuchów	1,415	
23. Kępa		1,2
SUMA [km]	21,813	10,7
ILOŚĆ LINII	18	8

4.3. Wyniki i interpretacja badań sejsmicznych i elektrooporowych

(numeracja rejonów badań/linii pomiarowych w tekście poniżej jest zgodna z przyjętą w całym raporcie).

2. Rejon badań Szklarska Poręba – Kamienna, profil sejsmiczny (masyw izerski; fig. 4.2.1 i 4.3.1)

Na całej długości przekroju prędkościowego (fig. 4.3.1) zaznacza się dwuwarstwowy układ ośrodka skalnego – warstwę płytszą o miąższości od kilku do około 20 m charakteryzuje stosunkowo niskie wartości prędkości fali P (V_p). Za spąg tej warstwy można przyjąć maksimum gradientu pionowego wartości V_p , która pokrywa się w przybliżeniu z izolinia 1500 m/s. Granica ta nie jest dobrze zaznaczona, a jej położenie podlega wahaniom. Warstwa niskich prędkości jest interpretowana jako warstwa rumoszy i zwierzelin.

Warstwa głębsza charakteryzuje się wysokimi wartościami V_p , miejscami przekraczającymi 5000 m/s. Wartości V_p rosną stopniowo w głąb warstwy. Warstwa ta jest zbudowana z gnejsów izerskich a stopniowy wzrost prędkości w głąb warstwy jest spowodowany przypuszczalnie rozwojem spękań i procesów wietrzeniowych w płytszych partiach warstwy.

W warstwie gnejsów notuje się lokalne obniżenia wartości V_p . Można wyróżnić dwie grupy takich stref anomalnych. Strefy nieznacznego obniżenia wartości V_p układające się subhoryzontalnie mogą mieć związek ze zmianą litologii w obrębie masywu gnejsowego. Strome, dochodzące do wertykalnych strefy znacznego obniżenia wartości V_p , wiążące się z występowaniem pionowych gradientów pola prędkości interpretowane są jako efekt obecności stref uskokowych. Na przekroju zanotowano dwie takie strefy uskokowe. Strefa uskokowa położona w dnie doliny ma szerokość blisko 100 m.

3. Rejon badań Przesieka, profil sejsmiczny (pluton Karkonoszy; fig. 4.2.2 i 4.3.2)

Na uzyskanym na linii pomiarowej przekroju prędkościowym (fig. 4.3.2) można wyróżnić trzy warstwy. Najgłębsza warstwa charakteryzuje się wysokimi wartościami V_p , osiągającymi ponad 4500 m/s. Zarejestrowano maksyma prędkości rzędu 5500 m/s. Za granicę tej warstwy przyjęto arbitralnie wartość $V_p=3500$ m/s. Warstwa ta odpowiada niezwiertzałemu masywowi granitowemu. Warstwa geofizyczna wyznaczona na podstawie wartości V_p , pokrywająca niezwiertzały masyw granitowy charakteryzuje się pośrednimi wartościami V_p w przedziale 2000-3500 m/s. Warstwa ta ma nieregularną miąższość i pokrywa skały niezwiertzałe wyrównując powierzchnię. Warstwę tą można interpretować

jako strefę wietrzenia granitów, w której natężenie procesów wietrzeniowych i obecność szczelin wzrasta ku powierzchni stopniowo, co w efekcie daje stopniowy spadek prędkości w warstwie. Górną granicę warstwy przyjęto wartość około 1500-2000 m/s. Jest to wartość, poniżej której wartości prędkości nie zmieniają się znacząco.

Warstwa przypowierzchniowa, o wartościach V_p poniżej 1500 m/s i stosunkowo jednorodnym rozkładzie wartości V_p tworzy płyty o miąższości do 10 m i wypełnia obniżenia niższych warstw. Warstwę tą, na podstawie jej pozycji i wartości V_p można interpretować jako rumosze i deluwia powstałe z wietrzenia granitów. Wypełniają one nieregularną powłoką obniżenia i nierówności podłoża skalnego.

W obrębie niezwiertzałych granitów zanotowano 3 strefy znacznego obniżenia wartości V_p . Strefy te kontynuują się do maksymalnej głębokości osiągniętej badaniem. Zwraca uwagę fakt, że w miejscach rejestracji wspomnianych obniżeń prędkości, występuje również spadek głębokości rozpoznania, co związane jest prawdopodobnie z wygaszaniem sygnału sejsmicznego na strefie niejednorodności mechanicznej (strefie uskokowej), co w pośredni sposób potwierdza obecność uskoku. Strefy spadków wartości V_p notowane lokalnie w strefie zwiertzałych granitów i niekontynuujące się w obręb najgłębszej, niezwiertzałej warstwy mają prawdopodobnie związek z nieregularnym wietrzeniem granitów.

5.I. Rejon badań Stary Waliszów, linia badawcza I, profil elektrooporowy, (kontakt rowu górnej Nysy i metamorfiku Krowiarek; fig. 4.2.3 i 4.3.3)

Zakres zarejestrowanych wzdłuż linii pomiarowej wartości oporności wynosi od kilkunastu do ponad 400 Ωm , przy czym wartości wynoszące ponad 100 Ωm grupują się wyłącznie na północnym odcinku przekroju, na odcinku około 100 m, na pozostałej części przekroju. Na pozostałej części przekroju zmienność oporności waha się w granicach od kilkunastu do około 40 Ωm , z lokalnymi maksimami dochodzącymi do 60-80 Ωm . Wartości oporności wskazują, że ośrodek skalny jest zbudowany w przeważającej części ze skał osadowych – ilów marglistych i margli kredy. Litologię taką potwierdza także lokalne występowanie skośnie nachylonych stref o subtelnie zróżnicowanej oporności – warstw skalnych o zmiennym udziale węgla wapnia. Blok relatywnie wysokich oporności występujący w północnej części przekroju jest efektem występowania warstwy (bloku?) wapieni kredowych. Wapienie te znane są z powierzchni i budują wzgórze Babilon. Przebieg granic margle/wapienie wskazuje, że wapienie te tworzą stromo ustawioną warstwę.

Na przekroju zanotowano dwie wąskie strefy znacznie obniżonej oporności, o przebiegu odmiennym od generalnego układu warstw. Obie strefy należy zinterpretować jako

strefy uskokowe. Strefa południowa jest mniej wyraźna z uwagi na fakt, że przecina skały o niskiej oporności. Jest ona nachylona na północ pod kątem około 70°. Strefa uskokowa północna rozcina wysokooporne wapienie, dzięki czemu jest znacznie bardziej wyraźna. Strefa uskokowa północna zapada na północ połoego, pod kątem około 20° i ma szerokość 15-20 m. Przebieg strefy może być zarówno obrazem rzeczywistego przebiegu strefy uskokowej, jak i efektem intersekcji strefy przebiegającej skośnie do linii przekroju. Najbardziej północny fragment przekroju ponownie rejestruje niskie oporności przypisywane marglom i skałom ilastym. Przekrój nie osiągnął granicy skał metamorficznych budujących pobliskie wzgórze.

5.II. Rejon badań Stary Waliszów, linia badawcza II, profil sejsmiczny, (kontakt rowu górnej Nysy i metamorfiku Krowiarek; fig. 4.2.3 i 4.3.4)

Badaniami sejsmicznymi objęto odcinek północny profilu ERT (Stary Waliszów I) oraz fragment położony bardziej na północ, wcześniej nie objęty badaniami geofizycznymi.

Przekrój rozkładu wartości V_p ilustruje dużą zmienność wzdłuż linii badawczej. W części północnej (w podłożu pasma Krowiarek) wartości V_p są stosunkowo jednorodne, osiągają około 3000-3500 m/s. Jedynie w warstwie przypowierzchniowej wartości te są niższe. Rozkład taki odpowiada warunkom masywu zbudowanego z łupków krystalicznych o słabym stopniu spękania. Strefa jednorodnych wartości V_p w podłożu pasma Krowiarek od południa ograniczona jest stromą, zapadającą na południe strefą spadku V_p . Strefę tą można interpretować jako krawędź strefy uskokowej. Część południowa przekroju sejsmicznego (rozkładu pola prędkości V_p) charakteryzuje się występowaniem naprzemiennych warstw o bardzo wysokich (powyżej 4000 m/s) i względnie obniżonych (poniżej 3000 m/s) wartości V_p . Warstwy o różnej wartości V_p zapadają łagodnie na południe, a kąt zapadania wzrasta nieznacznie ku środkowi przekroju. Część tą można interpretować jako zbudowaną z warstw kredowych – wapieni i margli. Pomiędzy strefą zbudowaną z węglanów kredowych i strefą zbudowaną z łupków krystalicznych występuje szeroka na ponad 100 m strefa obniżonych wartości V_p . Prawdopodobnie strefa ta jest związana z występowaniem skał silnie spękanych szerokiej strefy uskokowej. W centralnej części przekroju (pomiędzy 400 a 550 metrem), w obrębie warstwy wysokoprędkościowej zaznacza się strefa obniżonej prędkości zapadająca połoego na północ. Pozycja tej strefy odpowiada pozycji strefy niskooporowej zanotowanej na przekroju opornościowym wzdłuż linii pomiarowej Stary Waliszów I. Strefa ta odpowiada prawdopodobnie strefie uskokowej uskoku odwróconego.

Na przekroju sejsmicznym metody refleksyjnej (sekcji czasowej) zaznacza się kilka wyraźnych powierzchni. W części południowej występują równoległe powierzchnie

zapadające na południe, odpowiadające powierzchniom uławicenia skał kredowych. W części centralnej i północnej sekcji zaznacza się powierzchnia nachylona położo na północ, odpowiadająca powierzchni uskokowej zidentyfikowanej na przekrojach pola prędkości i opornościowym.

6. Rejon badań Idzików (Pasterskie Skały), profil elektrooporowy (kontakt rowu górnej Nysy i metamorfiku Śnieżnika; fig. 4.2.4 i 4.3.5)

Rozkład oporności wzdłuż profilu (fig. 4.3.5) wykazuje wyraźny dwudzielny układ. W części wschodniej wartości oporności są stosunkowo jednorodne i niskie. Oporność ośrodka skalnego w tej części przekroju zawiera się w przedziale od kilkunastu do 90 Ωm . Lokalne wzrosty oporności zanotowane na przekroju są efektem artefaktów pomiarowych. Ośrodek skalny o niskiej oporności można interpretować jako margle i mułowce górnej kredy.

Zachodnia część przekroju charakteryzuje się skomplikowanym rozkładem oporności. Partie ośrodka o wysokiej oporności, przekraczającej 250 Ωm i maksymalnych wartościach około 500 Ωm przedzielone są partiami, w których oporność obniża się do 100-150 Ωm . Układ stref o kontrastującej oporności jest pozornie nieregularny, jednak po bliższej analizie można dostrzec, że partie wysokooporowe budują warstwy o przerwanej ciągłości. Ośrodek skalny można interpretować jako zbudowany z warstw piaskowców przewarstwionych wkładkami mułowców, margli lub skał ilastych. Warstwy piaskowcowe charakteryzują się wysokimi oporami, podczas gdy strefy drobnoklastyczne odpowiadają strefom niskooporowym. Nachylenie warstw piaskowców obserwowanych na przekroju stopniowo zmniejsza się, od prawie pionowych w centralnej części przekroju, do zapadających pod kątem około 20° na zachodzie. Prawdopodobne uskoki przecinające warstwy piaskowców zapadają stromo ku E. Granica pomiędzy serią piaskowcową a marglisto – ilastą leży w spągu ciągłej warstwy wysokooporowej, co może wskazywać, że granica ta ma charakter sedymentacyjny, a nie tektoniczny.

7. Rejon badań Wilkanów, profil sejsmiczny (wschodnia krawędź rowu górnej Nysy Kłodzkiej na kontakcie z metamorfikiem Śnieżnika; fig. 4.2.5 i 4.3.6)

Na przekroju sejsmicznym (fig. 4.3.6) zaznacza się wyraźny układ warstwowy, z dwoma warstwami w części zachodniej i trzema warstwami w części wschodniej. Na długości całego przekroju warstwa płytsza, o miąższości do 20 m charakteryzuje się wartościami prędkości fali P (V_p) w zakresie 1000-2600 m/s. Wartość V_p stopniowo wzrasta wraz z głębokością. Skały budujące tą warstwę interpretowane są jako zwietrzeliny, w tym gliny

deluwialne. Miąższość warstwy w części zachodniej jest stosunkowo stała i wynosi około 20 m. W centralnej części przekroju (około 300-350 metra przekroju) notuje się lokalny spadek wartości V_p w warstwie zwierzelin. Może to być spowodowane lokalnym silnym zawodnieniem ośrodka skalnego. We wschodniej części przekroju miąższość warstwy stopniowo zmniejsza się pokrywając klinoform warstwy pośredniej.

Warstwa pośrednia występuje jedynie w części wschodniej przekroju. Charakteryzuje się ona bardzo jednorodnymi wartościami prędkości sejsmicznej w zakresie 2600-2800 m/s. Warstwa tworzy klin o maksymalnej miąższości do 30 m w najbardziej wschodniej części przekroju i wyklinowuje się na dystansie 100-150 m na zachód. Warstwę tę interpretuje się jako stożek usypiskowy zbudowany z materiału gruboklastycznego, powstały u podnóża stoku masywu Śnieżnika.

Warstwa najgłębsza charakteryzuje się wartościami V_p powyżej 2800 m/s, najwyższe wartości V_p dochodzą w tej warstwie do 4000 m/s. Strop warstwy jest łagodnie nachylony na zachód i tylko nieznacznie pofalowany. Warstwę tę można interpretować jako wapienie i wapienie i margle kredowe. W warstwie zaznaczają się strefy kilkumetrowej miąższości łagodnie nachylone charakteryzujące się subtelnym obniżeniem wartości V_p , które mogą być związane ze zmianą litologii warstw kredowych, np. zwiększonym udziałem frakcji ilastej w skałach, lub gęstszym uławiceniem. Zwraca uwagę zaznaczające się synklinalne wygięcie stref obniżonych wartości w warstwie, które prawdopodobnie jest związane z ugięciem przyuskokowym.

W skrajnie wschodniej części przekroju notuje się lokalne obniżenie wartości V_p o stromym przebiegu. Obniżenie to może być związane z obecnością w tym miejscu strefy uskokowej. Szczegółów budowy strefy i jej otoczenia nie można rozpoznać precyzyjnie ze względu na spadek rozdzielczości na krawędziach przekroju.

9.I. Rejon badań Tomaszów Bolesławiecki, linia badawcza I, profil sejsmiczny (sudecki uskoczek brzeżny; fig. 4.2.6 i 4.3.7)

Na sekcjach sejsmicznych dla linii TB1 (fig. 4.3.7) zaznacza się kilka wyraźnych horyzontów refleksyjnych. Najpłytszym horyzontem, który udało się zarejestrować jest horyzont pokrywający prawie całą długość linii badawczej. Położony jest on na 80-100 m pod powierzchnią terenu i może być interpretowany jako spąg czwartorzędu. Na głębokości 120-150 m, współkształtnie do stropu czwartorzędu zarejestrowano horyzont, który w części południowo-zachodniej linii pomiarowej przebiega w stropie podłoża, podczas gdy we wschodniej części linii kontynuuje się jako granica w skałach kenozoicznych. W części

wschodniej sekcji poniżej opisanego horyzontu występuje kilka kolejnych horyzontów układających się w kształt wypełnienia małego basenu sedymentacyjnego. Spąg tego basenu znajduje się na głębokości około 200 m pod powierzchnią terenu, a jego szerokość wynosi maksymalnie 600-700 m. Można przypuszczać, że basen ten od południowego zachodu ograniczony jest strefą uskokową sudeckiego uskoku brzeżnego. Z obrazu sejsmicznego wynika, że sedymentacja kenozoiczna w rejonie badań zachodziła w 2 etapach – starszy etap obejmował wypełnienie małego basenu sedymentacyjnego powstałego prawdopodobnie w wyniku aktywności uskoku, młodszy etap obejmował powstanie pokrywy osadowej przekraczającej granicę uskoku brzeżnego.

9.II. Rejon badań Tomaszów Bolesławiecki, linia badawcza II, profil sejsmiczny (sudecki uskok brzeżny; fig. 4.2.6 i 4.3.8)

Sekcja sejsmiczna uzyskana dla linii TB2 (fig. 4.3.8) pokazuje podobny układ, w którym sekcja jest wyraźnie dwudzielna. W części południowo-zachodniej jedynym wyraźnym horyzontem położonym na około 100 ms (w przybliżeniu głębokości 80-100 m) jest horyzont odpowiadający stropowi starszego podłoża. Horyzonty głębsze występujące w tej części są niejednoznaczne i mogłyby odpowiadać granicom litologicznym w podłożu głębszym. W części północno-wschodniej sekcji notuje się wyraźną serię horyzontów w przybliżeniu płasko zalegających. Horyzonty te interpretowane są jako horyzonty w kenozoicznej pokrywie osadowej. Nie zanotowano objawów wypełniania basenu sedymentacyjnego, prawdopodobnie ze względu na fakt, że linia badawcza nie kontynuowała się wystarczająco daleko w stronę skrzydła zrzuconego uskoku brzeżnego. W środkowej części sekcji zanotowano dwie szerokie strefy zaniku horyzontów sejsmicznych, ze strefą zachodnią wiąże się również obecność paraboli dyfrakcyjnej. Strefy te można interpretować jako miejsca występowania stref uskokowych. Rozdzielczość pozioma sekcji nie pozwala jednak na obrazowanie szczegółów budowy tych stref.

Badania STR, wprawdzie znacznie płytsze niż badania refleksyjne, pozwalają na poznanie szczegółów budowy strefy uskokowej. Tak jak w przypadku sekcji refleksyjnej, przekrój prędkościowy jest wyraźnie dwudzielny. W części południowo-zachodniej przekroju występuje płytko zalegająca warstwa wysokich prędkości. Zaleganie warstw jest niezaburzone. Układ ten odpowiada występowaniu skalnego podłoża starszego przykrytego przez luźne osady kenozoiczne. W części wschodniej granica ośrodka wysokoprędkościowego (izolinia 2500 m/s) zagłębia się znacznie na przestrzeni kilkudziesięciu metrów i wychodzi poniżej głębokości osiągniętej badaniami. Pole prędkości

w tej części przekroju jest bardziej niejednorodne, charakteryzuje się oboczną zmiennością i skokowymi granicami pionowymi lub stromymi. W tej części przekroju w podłożu występują luźne osady kenozoiczne. Pionowe i strome granice w polu prędkości można interpretować jako wynik obecności uskoków. Główna granica uskokowa (135-1400 metr profilu) objawia się najsilniejszym kontrastem prędkości, wyraźną krawędzią w płytkiej strefie i odpowiada położeniu paraboli dyfrakcyjnej na sekcji refleksyjnej.

11. Rejon badań Męcinka, profil elektrooporowy (sudecki uskok brzeżny; fig. 4.2.7 i 4.3.9)

Na przekroju ERT (fig. 4.3.9) można wyróżnić trzy wyraźne strefy, odróżniające się średnią opornością oraz układem warstw. Część południowo-zachodnia przekroju (w zakresie 0-380 metra) charakteryzuje się najwyższymi wartościami oporności, które przekraczają lokalnie 500 Ω m. Partie wysokooporowe przedzielone są stromo nachylonymi na SW partiami o obniżonej oporności (w zakresie 60-140 Ω m). Warstwowy układ i przemienne występowanie partii (warstw) o obniżonej i podwyższonej oporności pozwala zinterpretować ten typ ośrodka skalnego jako zlityfikowane skały osadowe lub metasedymenty wychylone tektonicznie. Ta część przekroju reprezentuje skały paleozoiczne bloku sudeckiego wyniesione w skrzydle wiszącym sudeckiego uskoku brzeżnego.

Strefa północno-wschodnia przekroju, pomiędzy 750 a 1600 metrem ma budowę dwuwarstwową. Głębszą warstwę stanowi ośrodek o oporności poniżej 40 Ω m, interpretowany jako osady drobnoklastyczne, warstwa wyższa, o wyższych opornościach (od 70 do 180 Ω m) i niejednorodnym rozkładzie oporności może być interpretowana jako osady ziarniste, żwiry i piaski. Charakterystyczne jest, że oporność tej warstwy wzrasta wraz ze zbliżaniem się do granicy skał podłoża paleozoicznego. Może to przemawiać za interpretacją, że osady te mają genezę stokową (stożki napływowe, deluwia) i zawartość frakcji grubych gwałtownie spada wraz z oddalaniem się od krawędzi morfologicznej (wyniesionego bloku sudeckiego).

Strefa pomiędzy 380 a 750 metrem przekroju cechuje się bardzo dużą zmiennością wartości oporności. Na SW tej strefy można zanotować znaczne obniżenie oporności w całym przekroju na długości około 120 m. Obniżenie to można interpretować jako szeroką strefę uskokową (sudecki uskok brzeżny SUB) bardziej na północny wschód przy powierzchni występuje nierówny pakiet o zróżnicowanej, podwyższonej oporności, który kontynuuje się ponad kolejną strefą nieciągłości na około 750 metrze przekroju pokrywając ją. W podłożu występuje ośrodek niskooporowy (osady drobnoklastyczne bloku przedsudeckiego).

Północno-wschodnią strefę uskokową można interpretować jako podrzędny uskok związany z SUB, przebiegający już w obrębie bloku przedsudeckiego, natomiast przypowierzchniowa warstwa wysokooporowa może być związana z osadami stokowymi powstałymi przed skarpą tektoniczną wywołaną aktywnością SUB.

12. Rejon badań Myślibórz (sudecki uskok brzeżny; fig. 4.2.8 i 4.3.10)

Na przekroju prędkościowym fali podłużnej (V_p), (fig. 4.3.10) można wyróżnić trzy wyraźne typy ośrodka skalnego różniące się wartościami V_p . Najgłębiej i najbardziej na SW występuje ośrodek o bardzo wysokich wartościach V_p , w zakresie od 3500 do ponad 5500 m/s. Wartości prędkości wskazują, że ośrodek zbudowany jest ze skał krystalicznych, a najwyższe zanotowane prędkości związane są prawdopodobnie z występowaniem bazaltów kenozoicznych. Bazalty występują w sąsiedztwie i były eksploatowane w kilku kamieniołomach. Centralna część profilu zajęta jest przez ośrodek o prędkościach pośrednich, w przedziale 2000-3500 m/s. Parametry prędkościowe tego ośrodka odpowiadają zmetamorfizowanym skałom osadowym występującym w rejonie linii badawczej. W najbardziej NE części przekroju, w strefie przypowierzchniowej ośrodek skalny cechuje się najniższymi wartościami V_p , w granicach 1400-2000 m/s. Prędkości takie można interpretować jako odpowiadające słabo skonsolidowanym lub nieskonsolidowanym osadom kenozoicznym pokrywającym podłoże bloku przedsudeckiego (iły i osady klastyczne miocenu, osady czwartorzędowe).

Przekrój V_p rejestruje wyraźne stopnie, wzdłuż których granica pomiędzy wysokoprędkościowym ośrodkiem w głębi a ośrodkiem o średnich wartościach V_p przy powierzchni skokowo obniża się ku północnemu wschodowi. Granice, wzdłuż których zachodzi obniżenie są stromo nachylone na północ i można je interpretować jako strefy uskokowe. Na przekroju zarejestrowano trzy tak zidentyfikowane strefy uskokowe. Są one rozmieszczone co 200-300 m, a najbardziej północna z nich ma szerokość dochodzącą do 100 m. Najszersza strefa odpowiada prawdopodobnie głównej strefie sudeckiego uskoku brzeżnego. Zrzut uskoku (południowego i środkowego) można oszacować odpowiednio na nie mniej niż 60 i około 40 m. Zrzut najbardziej północnego uskoku wynosi nie mniej niż 70 m.

Północno-wschodnia strefa uskokowa charakteryzuje się ponad stumetrową strefą znacznej zmienności pola prędkości i obniżonej wartości V_p . Południowo-zachodnia i centralna strefa uskokowa manifestuje się tylko jako krawędź bloków ośrodka o zróżnicowanej prędkości. Anomalia wysokoprędkościowa w przypowierzchniowej części

centralnej strefy uskokowej może być związana z występowaniem naprężeń w tej strefie uskokowej (naprężeń resztkowych?).

Badania metodą sejsmiki refleksyjnej wykazały występowanie wyraźnych horyzontów refleksyjnych. Na sekcji sejsmicznej strefy występowania horyzontów refleksyjnych są nieciągłe, przedzielone strefami, w których horyzonty zanikają. Zanikanie horyzontów zachodzi w miejscach występowania stref uskokowych zidentyfikowanych na podstawie badań tomografii refrakcyjnej. Cztery części sekcji o odmiennym układzie występowania horyzontów refleksyjnych można zidentyfikować jako kolejne bloki tektoniczne obniżane stopniowo ku blokowi przedsudeckiemu.

W bloku najbardziej południowo-zachodnim nie rejestruje się horyzontów refleksyjnych. Może mieć to związek ze strukturą ośrodka skalnego (skały masywne, krystaliczne bez płaszczyzn mogących stanowić horyzonty refleksyjne), silnym nachyleniem warstw i innych powierzchni odbijających, lub też z występowaniem przy powierzchni pokryw bazaltowych dających anomalie wysokoprędkościowe uniemożliwiające prawidłowe badania sejsmiki refleksyjnej. Dwa środkowe bloki wykazują obecność pojedynczych połączonych horyzontów refleksyjnych, których obecność wiąże się prawdopodobnie z granicami w obrębie skał paleozoicznych (metasedymentów) lub stropem skał krystalicznych. W najbardziej północno-wschodnim bloku horyzonty są najwyraźniejsze i ciągłe. Związane są prawdopodobnie ze zmiennością litologiczną w obrębie kenozoicznej pokrywy bloku przedsudeckiego. Najniższe horyzonty w tym bloku wyklinowują się, dając formy rynnowe i klinoformy.

13. Rejon badań Kłaczyna, profil elektrooporowy (północno-wschodnia krawędź bloku sudeckiego – sudecki uskok brzeżny; fig. 4.2.9 i 4.3.11)

Na przekroju opornościowym (fig. 4.3.11) zakres oporności zanotowanych w wyniku przeprowadzonych badań zawiera się w przedziale od kilkunastu do ponad 300 Ω m, przy czym przeważają wartości pomiędzy 50 a 200 Ω m. Na przekroju notuje się dużą zmienność wartości i pozornie chaotyczny rozkład pól o różnych wartościach oporności. Przy wnikliwej analizie na przekroju można zanotować naprzemienne występowanie tabularnych stref o obniżonych i podwyższonych wartościach oporności, odpowiadających warstwom geologicznym. Warstwy te zapadają na zachód, w części wschodniej przekroju zapadanie to jest łagodne (nachylenie rzędu kilku stopni), natomiast w skrajnie zachodniej części warstwy zapadają pod stromszym kątem, rzędu 20°. Partie przekroju z wyraźnie definiowanymi warstwami przedzielone są strefami, gdzie warstwy zanikają, wartości oporności spadają

znacząco i pojawiają się znaczne lokalne zaburzenia oraz wysokie gradienty oporności. Po dwóch stronach takich stref warstwy zmieniają swoje położenie. Strefy te można interpretować jako strefy uskokowe. Szczególnie zwraca uwagę szeroka na ponad 100 m strefa pomiędzy 360 a 500 metrem przekroju. Strefa ta pokrywa się w przybliżeniu z przebiegiem sudeckiego uskoku brzeżnego i można przypuszczać, że odpowiada ona strefie nieciągłości tego uskoku.

W części zachodniej obecność wyraźnych warstw zapadających na zachód oraz zakres oporności ośrodka skalnego sugeruje występowanie skał osadowych (prawdopodobnie klastyków o zmiennym uziarnieniu) wychylonych tektonicznie. Na wschód od szerokiej strefy uskokowej można obserwować prawdopodobnie jedną warstwę wysokooporową, której miąższość zmniejsza się ku wschodowi, poprzecinaną podrzędnymi strefami uskokowymi. Nachylenie opisywanej warstwy wzrasta wraz ze zbliżaniem się do strefy uskokowej sudeckiego uskoku brzeżnego. Warstwa ta, biorąc pod uwagę jej charakterystykę opornościową może być interpretowana jako warstwa osadów klastycznych (piaski, żwiry). Cienienie warstwy wraz z oddalaniem się od strefy uskokowej wskazuje, że jej sedymentacja mogła być powiązana z obecnością skarpy uskokowej lub samą aktywnością uskoku. Wzrost nachylenia wraz ze zbliżaniem się do strefy uskokowej, występowanie podrzędnych uskoków przecinających warstwę wskazuje na aktywność tektoniczną w strefie sudeckiego uskoku brzeżnego po etapie sedymentacji warstwy. Poniżej opisywanej warstwy wysokooporowej notuje się serię niskooporową, którą można interpretować jako niezlityfikowane osady drobnoklastyczne (mułki, ropy).

14. Rejon badań Mokrzeszów, profil sejsmiczny (sudecki uskok brzeżny; fig. 4.2.10 i 4.3.12)

Przekrój pola prędkości V_p zarejestrowany na linii pomiarowej (fig. 4.3.12) jest wyraźnie dwudzielny. W części południowo-zachodniej i centralnej występuje ośrodek skalny o zdecydowanie wysokich wartościach V_p , natomiast w najbardziej północno-wschodniej części przekroju wartości V_p są niższe.

Część południowo-zachodnia i centralna charakteryzuje się wartościami V_p w zakresie od 2500 do ponad 4500 m/s. rozkład pola prędkości jest niejednorodny, można zaobserwować strefy względnie obniżonej wartości V_p przebiegające pionowo lub stromo przez całą głębokość przekroju. Strefy wysokich prędkości (3000-4500 m/s) można interpretować jako masyw skalny zbudowany z zlepieńców i piaskowców górnego dewonu (obserwacje terenowe, dane kartograficzne). W najbardziej południowo-zachodnim odcinku

przekroju prawdopodobnie zarejestrowano efekt występowania zmienności litologicznej w obrębie skał podłoża – połogie warstwy o nieznacznie zmieniającej się wartości V_p zapadające na SW. Strefy obniżonej wartości V_p przecinające masyw skalny mogą być interpretowane jako strefy uskokowe. Znaczna szerokość dwóch wyraźnych stref występujących w centralnej części przekroju (pomiędzy 460-590 m i 720-830 m) jest prawdopodobnie związana ze skośnym przebiegiem uskoków względem linii badawczej. Obniżenie wartości V_p w przypowierzchniowej warstwie związane jest z występowaniem pokryw zwietrzelinowych i strefy wietrzenia masywu skalnego.

Północno-wschodnia część przekroju charakteryzuje się wyjątkowo jednorodnym rozkładem wartości V_p . Wartości prędkości zawierają się w granicach pomiędzy 1500 a 2200 m/s z tendencją do nieznacznego wzrostu wraz z głębokością. Ośrodek ten można interpretować jako osady niezlityfikowane, prawdopodobnie mułki, ropy miocenijskie i gliny oraz inne osady plejstocenijskie.

Granica pomiędzy ośrodkiem o wysokich wartościach V_p (paleozoicznym masywem skalnym) a ośrodkiem o niskich wartościach V_p (pokrywą osadów niezlityfikowanych) realizuje się jako bardzo wyraźna strefa wysokich gradientów pola prędkości przebiegających stromo wzdłuż dwóch stopni. Granicę tą można interpretować jako granicę uskokową, z dwoma rozdzielonymi strefami uskokowymi. Strefy te, odpowiadające sudeckiemu uskoku brzeżnemu mają na linii badawczej Mokrzeszów stosunkowo małą szerokość, co może być związane z przeważającym ekstensyjnym reżimem naprężeń na uskoku.

15. Rejon badań Ostroszowice, profil elektrooporowy (NE krawędź Gór Sowich – sudecki uskok brzeżny; fig. 4.2.11 i 4.3.13)

Rozkład oporności ośrodka na przekroju (fig. 4.3.13) jest wyraźnie dwudzielny. W części SW przekroju występuje jedna warstwa, w której oporności rzeczywiste znacznie przekraczają 1000 Ω m. Ośrodek wysokooporowy jest jedynie w kilku miejscach przecięty pionowymi lub bardzo stromymi strefami, w których oporność obniża się poniżej 200 Ω m i związanymi z występowaniem w masywie skalnym stref spękań lub uskoków. Ten typ ośrodka zbudowany ze skał krystalicznych (gnejsów sowiogórskich) ku NE kończy się raptownie stromą granicą charakteryzującą się znacznym kontrastem opornościowym. Granica ta odpowiada położeniu głównej strefy uskokowej sudeckiego uskoku brzeżnego (SUB).

Na NE od granicy występowania jednowarstwowego ośrodka wysokooporowego budowa geologiczna zmienia się diametralnie. Główna część przekroju ma budowę

dwuwarstwową. Warstwa głębsza cechuje się nadal wysokimi wartościami oporności, przekraczającymi 1000 Ω m, jednak taki typ ośrodka przykryty jest warstwą o oporności spadającej poniżej 60 Ω m. Miąższość warstwy niskooporowej zwiększa się w kierunku stoków Gór Sowich i maksymalnie osiąga 30-40 m. Warstwę głębszą, wysokooporową można interpretować jako kontynuację skał krystalicznych Gór Sowich, a ośrodek niskooporowy jako osady kenozoiczne (iły, piaski i mułki) pokrywające blok przedsudecki. Dwuwarstwowy obraz w tej części przekroju komplikuje występowanie licznych stref uskokowych manifestujących się jako niskooporowe strefy przecinające warstwę wysokooporową na których zachodzi przemieszczenie granicy warstw, a także obecność cienkiej nieciągłej i nieregularnej miąższości warstwy wysokooporowej przy powierzchni. Warstwę tą można zinterpretować jako czwartorzędowe osady stokowe i stożków napływowych.

16. Rejon badań Srebrna Góra (Brzeźnica), profil sejsmiczny (północno-wschodnia krawędź Gór Bardzkich, sudecki uskok brzeźny; fig. 4.2.12 i 4.3.14)

Linia pomiarowa badań sejsmicznych została przesunięta względem planowanej linii pomiarowej badań spektrometrycznych Srebrna Góra z uwagi na uwarunkowania techniczne. W bliskim sąsiedztwie linii pomiarowej Srebrna Góra przebiega linia średniego napięcia, której obecność istotnie zakłóciłaby pomiary. Wybrana linia pomiarowa była najbliższą lokalizacją, w której można było wykonać badania sejsmiczne bez utrudnień technicznych prostopadle do sudeckiego uskoku brzeźnego.

Przekrój ukazuje przejście pomiędzy Górami Bardzkimi (blok sudecki) a ich przedpołem (blok przedsudecki), wraz ze strefą kontaktu. W południowo-zachodniej części profilu, po stronie bloku sudeckiego notuje się występowanie wysokich wartości V_p w zakresie 3000-4000 m/s. Jednorodny rozkład pola prędkości wskazuje na małe zróżnicowanie litologiczne i prawdopodobnie małe zaangażowanie tektoniczne (brak znaczących deformacji kruchych) skał na odcinku objętym badaniami. Ośrodek skalny o wysokich wartościach V_p występuje płytko przy powierzchni, co wskazuje, że jest pokryty jedynie cienką warstwą zwietrzelin i rumoszy skalnych. Północno-wschodnia krawędź strefy wysokich prędkości zaznacza się jako bardzo stroma strefa wysokiego gradientu pola prędkości.

W części północno-wschodniej przekroju rozkład V_p jest wyraźnie dwuwarstwowy, warstwa głębsza, której strop znajduje się na głębokości 50-60 m charakteryzuje się wysokimi wartościami V_p , przekraczającymi nawet 5000 m/s, co odpowiada skałom krystalicznym podłoża paleozoicznego. W warstwie tej notuje się strome strefy, wzdłuż których ośrodek o najwyższych wartościach V_p obniża się stopniowo. Możliwe jest, że strefy te reprezentują

stopnie uskokowe w podłożu krystalicznym. Warstwa płytsza charakteryzuje się wartościami V_p w zakresie 1500-2700 m/s ze stopniowym spadkiem wartości V_p ku górze. Warstwa ta może być interpretowana jako kenozoiczna pokrywa osadowa.

Granica pomiędzy dwoma opisanymi strefami reprezentowanymi zlokalizowanymi na przekroju pomiędzy 350 a 400 metrem, odpowiadająca w terenie podnóżu stoku, charakteryzuje się lokalnym spadkiem prędkości zarówno w podłożu skalnym, jak i kenozoicznej pokrywie osadowej. Strefa obniżenia prędkości ma blisko 200 m szerokości. Strefę tą można interpretować jako strefę uskokową. Znaczna szerokość tej strefy może wynikać z przecięcia się w rejonie badań sudeckiego uskoku brzeżnego i podrzędnego uskoku poprzecznego, na którego obecność wskazuje występujące w terenie głębokie wcięcie erozyjne wchodzące w głąb masywu Gór Bardzkich.

Dla metody refleksyjnej ze względów technicznych uzyskano jedynie przekrój sejsmiczny (sekcję czasową) na odcinku około 700 m poniżej podnóża wzgórz. Na sekcji sejsmicznej zaznacza się jeden wyraźny horyzont refleksyjny położony w północno-wschodniej części sekcji. Horyzont ten jest położony na szacunkowej głębokości około 60 m pod powierzchnią terenu, co dobrze koreluje się ze stropem podłoża skalnego (krystalicznego) wykazanego w północno-wschodniej części przekroju STR. Horyzont opisywany obniża się stopniowo na dwóch stopniach ku północnemu wschodowi. Obniżenie to rejestrowane jest również na przekroju STR. Horyzonty powyżej podłoża paleozoicznego odpowiadają prawdopodobnie granicom w obrębie kenozoicznej pokrywy osadowej. Układ najniższych refleksów w pokrywie osadowej wskazuje na przekraczające zaleganie pierwszych warstw kenozoicznych – prawdopodobnie stopniowe pokrywanie nierównej, uskokowo uformowanej powierzchni podłoża zbudowanego ze skał paleozoicznych.

17. Rejon badań Mąkolno, profil sejsmiczny (NE krawędź Gór Żółtych – sudecki uskok brzeżny; fig. 4.2.13 i 4.3.15)

W rozkładzie prędkości w ośrodku skalnym na przekroju (fig. 4.3.15) wyraźnie można wydzielić dwie strefy – zachodnią, pokrywającą się z przebiegiem linii pomiarowej po stoku Gór Żółtych, i wschodnią, obejmującą podnóże tych gór. W części zachodniej notuje się wysokie i bardzo wysokie wartości V_p , przekraczające 4000 m/s z lokalnymi maksimumami powyżej 5500 m/s. Rozkład wartości V_p w tej strefie jest niejednorodny, lokalnie występują obniżenia wartości V_p . Obniżenia te dają wyraźne, strome granice. Ośrodek o wysokich wartościach V_p może być interpretowany jako krystaliczne skały magmowe (granity, granodioryty). Lokalne strefy obniżenia wartości V_p i strefy szybkich zmian tej wartości

można interpretować jako strefy nieciągłości – szerokie strefy spękań lub uskoki tnące masyw krystaliczny. Znaczny spadek wartości V_p w najpłytszych 10 metrach w zachodniej części przekroju jest związany z występowaniem zwietrzelin i rumoszy.

Ośrodek skalny występujący we wschodniej części przekroju charakteryzuje się znacznie niższymi wartościami V_p . Wartość prędkości nie przekracza 2500 m/s nawet do głębokości 70 m pod powierzchnią terenu. Jedynie w centralnej części przekroju (około 560-620 metra przekroju) można zanotować lokalne wyniesienie ośrodka o wartości V_p przekraczającej 3000 m/s do głębokości około 40 m pod powierzchnią terenu. W najbardziej wschodniej części przekroju można zanotować występowanie horyzontalnych warstw nieznacznie różniących się wartościami V_p . Ośrodek skalny w tej części przekroju można interpretować jako kenozoiczną pokrywę osadową. Wyniesiony element o wyższych wartościach V_p może stanowić blok podłoża wyniesiony tektonicznie.

Dwa opisane powyżej typy ośrodka skalnego oddzielone są od siebie szeroką strefą wyraźnego obniżenia wartości V_p . Strefa obniżenia V_p ma szerokość do 100 m i ograniczona jest stromymi krawędziami wysokiego gradientu wartości V_p . Strefę tą można interpretować jako strefę uskokową sudeckiego uskoku brzeżnego. Na przekroju wyraźnie można zaobserwować zapadanie powierzchni ograniczających ku zachodowi, co może wskazywać na fakt, że uskok na tym odcinku jest uskokiem odwróconym.

18. Rejon badań Niemcza, profil sejsmiczny (strefa ścinania Niemczy; fig. 4.2.14 i 4.3.16)

Na przekroju prędkościowym (fig. 4.3.16) można wyróżnić dwie wyraźne strefy (warstwy) różniące się charakterystyką prędkościową. Warstwa przypowierzchniowa o miąższości od około 10 do 20 m charakteryzuje się regularnym, szybkim wzrostem wartości V_p z głębokością. Zmienność ta jest stosunkowo stała na długości profilu. Wartości V_p w tej warstwie wznoszą się od około 500 m/s przy powierzchni, do 3000-3500 m/s w spągu warstwy. Miąższość warstwy rośnie ku zachodowi, czyli w kierunku od osi doliny do zbocza. Warstwę tę można zinterpretować jako zwietrzeliny skał podłoża i czwartorzędowe osady pokrywowe (gliny zwałowe, lessy). Stały wzrost prędkości w warstwie wraz z głębokością, oraz brak wyraźnej granicy sejsmicznej, każe przypuszczać, że miąższość osadów pokrywowych jest niewielka i nie rejestrują się one w zapisie pola prędkości jako odrębna warstwa.

Warstwa głębsza cechuje się bardzo wysokimi wartościami V_p , przekraczającymi 5000 m/s. Wartości takie można wiązać ze skałami krystalicznymi podłoża (granodioryty strefy Niemczy). Lokalne obniżenia wartości V_p w warstwie skał krystalicznych można

związana jest z obecnością stref uskokowych. Szczególną uwagę zwraca szeroka (ponad 50 m) strefa w centralnej części przekroju, w której wartość V_p obniża się do około 4000 m/s. Strefa ta zapada stromo i obejmuje całą warstwę. Na wschodnim krańcu profilu występuje też skokowe obniżenie warstwy wysokoprędkościowej, które można interpretować jako występowanie stopnia tektonicznego, na którym podłoże krystaliczne obniża się o co najmniej 20 m.

19.I. Rejon badań Ciepłowody, linia badawcza I, profil sejsmiczny (metamorfik niemczańsko-kamieniecki; fig. 4.2.15 i 4.3.17)

Ośrodek skalny ukazany na przekroju prędkościowym (fig. 4.3.17) charakteryzuje się wyraźnie dwudzielną budową. Warstwa głębsza cechuje się wysokimi wartościami prędkości fali P (V_p), przekraczającymi 3500 m/s. Strop tej warstwy znajduje się na zmiennej głębokości, od kilku – kilkunastu metrów pod powierzchnią terenu w zachodniej części przekroju, do około 70 m na wschodzie. W centralnej części przekroju warstwa ta zanika. Można przypuszczać, że jej strop znajduje się poza zasięgiem głębokościowym badań (co najmniej 120-150 m poniżej powierzchni terenu). Zmiany zalegania stropu warstwy o wysokich wartościach prędkości następują gwałtownie, na stromych granicach o wysokim gradiencie pola prędkości, które prawdopodobnie są przejawem występowania stref uskokowych. Warstwę o wysokich wartościach prędkości interpretuje się jako skały podłoża krystalicznego (łupki krystaliczne).

Warstwa płytsza charakteryzuje się stosunkowo niskimi wartościami prędkości, od 1500 do 2500-3000 m/s. Zmiany rozkładu wartości V_p w tej warstwie są płynne, nie notuje się wyraźnych stref o podniesionym gradiencie pola wartości V_p . Warstwę tą można interpretować jako pokrywę osadową (kenozoiczną) zalegającą na podłożu krystalicznym. Najniższe wartości V_p notowane w tej warstwie (około 1500 m/s) występują na wschodnim zboczu wzgórza i prawdopodobnie mają związek z występowaniem w tej części pokrywy lessowej.

Cechą charakterystyczną przekroju jest blokowa budowa podłoża. Strop podłoża krystalicznego zmienia położenie na granicach uskokowych, W strefie zachodniej blok skał krystalicznych jest wyniesiony wysoko, u podnóża wzgórz występuje rów tektoniczny, a w zachodniej części przekroju ponownie notowany jest zrąb tektoniczny. Jedynie w zachodniej części przekroju wyniesienie skał krystalicznych daje się prześledzić w morfologii jako pasmo wzgórz. Zrąb podłoża występujący we wschodniej części przekroju (pomiędzy 1200 a 1700 metrem przekroju) nie daje efektów w ukształtowaniu terenu. Można przypuszczać, że

osady piętra pokrywowego (kenozoiczne?) wypełniły zróżnicowaną morfologię i wyrównały zróżnicowany paleorelief stropu podłoża krystalicznego, powstały w wyniku aktywności uskoków.

19.II. Rejon badań Ciepłowody, linia badawcza II, profil sejsmiczny (metamorfik niemczańsko-kamieniecki; fig. 4.2.15 i 4.3.18)

Rozkład wartości prędkości rejestrowany wzdłuż linii pomiarowej odpowiada w ogólnych zarysach rozkładowi zarejestrowanemu wzdłuż linii Ciepłowody I. na przekroju prędkościowym można wyznaczyć dwie, diametralnie różne strefy. W części głębszej przekroju notuje się wartości V_p przekraczające znacząco 3500 m/s, podczas gdy w strefie płytszej występują warstwy o wartościach V_p poniżej 3000 m/s. Lokalnie wartości V_p spadają do około 1500 m/s. Wartości niższe notuje się jedynie w strefie przypowierzchniowej obejmującej pierwsze kilka metrów głębokości. Granica pomiędzy ośrodkiem o różnych wartościach V_p jest na zmiennej głębokości, od około 20 m w części zachodniej, do ponad 160 m w części centralnej przekroju i około 80 m na wschodzie. Zmiana głębokości granicy zachodzi skokowo, wzdłuż stromych powierzchni, dając obraz blokowej budowy podłoża. Ośrodek wysokoprędkościowy można interpretować jako skały krystaliczne, przede wszystkim łupki krystaliczne, natomiast ośrodek o niższych wartościach V_p odpowiada prawdopodobnie osadowej pokrywie kenozoicznej. Strome granice prędkości, szczególnie ta zlokalizowana w rejonie 450 a 550 metra przekroju interpretowana jest jako strefa uskokowa (uskok normalny) wynosząca podłoże krystaliczne w części zachodniej o ponad 100 m. Zwraca uwagę znaczna zmienność wartości V_p w strefie centralnej, w obrębie ośrodka o obniżonych wartościach V_p . Zaznaczają się w niej warstwy i soczewy o V_p około 3000 m, które można interpretować jako skonsolidowane ropy, partie o wartościach V_p około 2000 m/s odpowiadające piaskom i żwirom, oraz strefy o V_p poniżej 1700 m/s, które mogą być efektem występowania wkładek węgla brunatnych. Znaczna zmienność wykształcenia litologicznego wskazywać może na lokalnie kontrolowane (prawdopodobnie tektonicznie) warunki sedymentacji. Prawdopodobnie sedymentacja osadów kenozoicznych zachodziła w rowie tektonicznym.

Na przekroju sejsmicznym metody refleksyjnej (sekcja po inwersji głębokościowej) zaznacza się seria horyzontów refleksyjnych. Zarejestrowane horyzonty dopowiadają granicom w obrębie osadów kenozoicznych. Skały podłoża krystalicznego manifestują się na prezentowanej sekcji w postaci stref tłumienia sygnału. Horyzonty refleksyjne zapadają na zachód pod kątem kilku stopni, co ma prawdopodobnie związek z wychyleniem tektonicznym

po etapie sedymentacji. Lokalnie zanotowano występowanie litosomów o szerokości kilkudziesięciu – stu metrów i miąższości około 20 m w których obserwować można horyzonty o przebiegu skośnym. Litosomy takie prawdopodobnie odpowiadają progradującym stożkom napływowym. Obecność takich form może potwierdzać periodyczną aktywność uskoków w rejonie badań w kenozoiku.

20.I. Rejon badań Grabin, linia badawcza I, profil elektrooporowy (zachodnia kraweźdź wysoczyzny niemodlińskiej, blok przedsudecki; fig. 4.2.16 i 4.3.19)

Na przekroju elektrooporowym (fig. 4.3.19) zarejestrowano trzy strefy różniące się wartościami oporności. W najbardziej zachodniej części przekroju występuje przy powierzchni terenu cienka, maksymalnie do 10 m miąższości strefa o wysokich wartościach oporności. Ośrodek ten występuje jedynie w najniższej morfologicznie części przekroju, w dolinie Nysy Kłodzkiej. Wartości oporności w tej strefie dochodzą do 1000 Ω m. Strefę tą można interpretować jako w przewodzie piaszczyste aluwia tarasu nadzalewowego Nysy Kłodzkiej.

Największą część przekroju zajmuje ośrodek skalny bezpośrednio podścielający osady aluwialne i występujący na całej długości przekroju. Ośrodek ten charakteryzuje się jednorodną, niską opornością w zakresie od kilkunastu do około 40 Ω m. Wartości oporności występujące w tej strefie wskazują, że ten typ ośrodka zbudowany jest z miąższych serii drobnoklastycznych – prawdopodobnie ilów mioceńskich.

W obrębie serii niskooporowej, w zachodniej części profilu notuje się występowanie dwóch rozległych soczew o podwyższonej oporności. Miąższość soczewy występującej pomiędzy 450 a 700 metrem przekroju wynosi do 40-50 m a w jej centralnej części oporność wzrasta do blisko 200 Ω m. Soczewa występująca na wschodnim skraju przekroju nie została zobrazowana w całości. Jej rozmiary można szacować na zbliżone do soczewy poprzedniej. Dla wschodniej soczewy zarejestrowano nieznacznie niższe wartości oporności (rzędu 100 Ω m). Soczewy te można interpretować jako wypełnienia kopalnych koryt rzecznych wciętych w serie ilaste i wypełnione osadami piaszczystymi.

Na przekroju nie zanotowano jednoznacznych przejawów obecności uskoków. Z uwagi na występowanie miąższej serii ilastej brak jest warstw lub horyzontów wyróżniających się opornością, które rejestrowałyby ewentualne przemieszczenie. Niska ogólna oporność ośrodka zapobiega też występowaniu typowych dla stref uskokowych lokalnych anomalii niskooporowych. Zaznaczona na przekroju hipotetyczna strefa uskokowa znajduje się w miejscu anomalii stwierdzonej metodą VLF.

20.II. Rejon badań Grabin, linia badawcza II, profil sejsmiczny (zachodnia kraweźdź wysoczyzny niemodlińskiej, blok przedsudecki; fig. 4.2.16 i 4.3.20)

Badania magnetotelluryczne wykonane w rejonie miejscowości Grabin wykazały występowanie wyniesionego bloku skał proterozoicznych o wysokim stopniu metamorfizmu w podłożu. Strop skał proterozoicznych w otworze Odra 1 występuje na głębokości około 500 m. Dodatkową linię badawczą zaprojektowano w celu sprawdzenia, czy uskoki ograniczające blok podłoża zmieniają położenie stropu skał proterozoicznych i ewentualnych granic w obrębie kredy i trzeciorzędu, co wskazywałoby na ich młodą aktywność tektoniczną.

Na przekroju prędkościowym wykonanym techniką STR zarejestrowano trzy warstwy różniące się wartościami V_p . W części przypowierzchniowej, do głębokości od 20 do około 50 m występują niskie wartości prędkości wskazujące na występowanie w tej strefie słabo skonsolidowanych iłów i piasków. Warstwa o wartościach V_p w przedziale pomiędzy 1500 a około 2200 m/s odpowiada prawdopodobnie iłom. Dwie opisane warstwy odpowiadają warstwom neogeńskim, w przewodzie ilastym. Poniżej głębokości około 150 m wartości prędkości wzrastają powyżej 2500 m/s. Warstwa ta odpowiada prawdopodobnie skałom kredy górnej zbudowanym z wapieni i margli. Trójwarstwowy rozkład pola prędkości jest w głównym zarysie stały i nie obserwuje się wyraźnych zmian w położeniu granic, która mogłaby wskazywać na kenozoiczną aktywność tektoniczną uskoków. Notowana zmienność miąższości warstwy przypowierzchniowej wskazuje raczej na lokalną zmienność litologiczną i zmianę stopnia zawodnienia tej warstwy.

W odcinku wschodnim linii badawczej, gdzie zarejestrowano największą zmienność w rozkładzie pola prędkości zastosowano parametry akwizycji pozwalające na przetworzenie danych do postaci refleksyjnej sekcji sejsmicznej. Sekcja (czasowa) obejmuje ostatnie 700 m linii. Badania refleksyjne zastosowano w celu ewentualnego uzupełnienia sejsmicznego obrazu o położenie horyzontów głębszych niż strop skał kredowych. Na sekcji sejsmicznej zidentyfikowano granicę identyfikowaną z spągami neogenu/stropem kredy. Granica ta, jak i na przekroju prędkościowym przebiega jednostajnie i w przybliżeniu horyzontalnie. Jej pozorne ugięcie ku górze zanotowane w części wschodniej wynika ze zmiennej wartości V_p w warstwie przypowierzchniowej. Poniżej zarejestrowano występowanie dużo słabszej granicy, która odpowiada spągowi kredy, lub granicy w obrębie kredy poblizu jej spągu. Granica obserwowana na sekcji czasowej jest w przybliżeniu współkształtna do stropu kredy i nie występują na niej przejawy obecności uskoków. Obraz taki wskazuje, że powstanie proterozoicznego zrębu należy datować na okres przed końcem kredy górnej.

21.I. Rejon badań Tułowice, linia badawcza I, profil elektrooporowy (wschodnia krawędź morfologiczna wysoczyzny Grabina, blok przedsudecki; fig. 4.2.17 i 4.3.21)

Na przekroju opornościowym (fig. 4.3.21) zaznaczają się dwie wyraźne strefy. Na południowym zachodzie przekroju występuje mięszsza warstwa wysokooporowa podścielona skałami niskooporowymi. Centralna i północno-wschodnia część przekroju cechuje się w przewodzie niskimi opornościami i monotonnym, horyzontalnym układem warstw.

W części północno-wschodniej najniższe zanotowane na przekroju warstwy to warstwy o oporności rzędu 100-150 Ω m i nieokreślonej miąższości. Skały te pokryte są około 30-to metrową warstwą o oporności poniżej 30 Ω m. Obie warstwy interpretowane są jako osady serii poznańskiej, warstwa głębsza zbudowana jest z piasków, a warstwa płytsza z mułków i iłów. Na osadach serii poznańskiej zalega stosunkowo cienka (do kilku metrów) warstwa o podwyższonej oporności (około 80-100 Ω m) interpretowana jako czwartorzędowe piaski aluwialne. Piaski te z kolei pokryte są kilkumetrową warstwą niskooporową interpretowaną jako warstwa mułków i iłów prawdopodobnie również genezy aluwialnej lub rozlewiskowej. Lokalnie (szczególnie w północno-wschodniej części przekroju) przypowierzchniową warstwę przekroju stanowią osady wysokooporowe odpowiadające piaskom eolicznym.

W części południowo-zachodniej przekroju najgłębsza zanotowana warstwa charakteryzuje się opornościami rzędu 20-40 Ω m i odpowiada prawdopodobnie iłom i mułkom serii poznańskiej. Warstwa górna, o bardzo wysokich opornościach dochodzących lokalnie do 1000 Ω m, średnio kilkaset Ω m, jest interpretowana jako piaski i żwiry serii Gozdnicy. Miąższość tej serii przekracza 60 m, w zachodniej części jej spąg jest poziomy lub prawie poziomy. Przebieg granicy serii Gozdnicy od północnego-wschodu jest niejasny. Miąższość serii Gozdnicy spada do zera na odcinku kilkudziesięciu – stu metrów. Równocześnie powierzchnia terenu obniża się skokowo na wschód, a granica morfologiczna w przybliżeniu pokrywa się z redukcją miąższości serii Gozdnicy. Seria Gozdnicy może wypełniać rynną erozyjną w podłożu (zbudowanym z serii poznańskiej), tworząc stromą granicę erozyjną. Nie tłumaczy to jednak zmiany położenia powierzchni terenu. W przypadku występowania formy erozyjnej, należałoby się spodziewać, że strop serii Gozdnicy nie tworzyłby wyniesienia we współczesnej rzeźbie terenu. Alternatywną hipotezą może być występowanie długotrwanie aktywnej krawędzi tektonicznej; część południowo-zachodnia przekroju była pierwotnie obniżana, dając przestrzeń akomodacyjną dla sedimentacji piasków i żwirów serii Gozdnicy, a w późniejszym etapie uskoki zostały reaktywowane i jego

skrzydło północno-zachodnie zostało wyniesione. Przekrój otrzymany w wyniku przeprowadzonych badań nie zawiera jednak jasnych przesłanek wskazujących na obecność uskoku na etapie formowania się osadów serii Gozdnicy. Trzecią możliwością jest geneza mieszana, w której sedymentacja osadów serii Gozdnicy zachodziła w strukturze erozyjnej, a aktywność tektoniczna spowodowała wyniesienie zachodniego fragmentu przekroju w późniejszym etapie.

W warstwie przypowierzchniowej, na kontakcie pomiędzy serią Gozdnicy a osadami czwartorzędowymi notowana jest obecność rozciągniętego ku wschodowi klina osadów wysokooporowych. Prawdopodobnie klin ten jest efektem erozji skarpy zbudowanej z piasków i żwirów serii Gozdnicy, oraz sedymentacji materiału u podnóża skarpy.

Zarejestrowany na przekroju blok wysokooporowy na 280-350 metrze przekroju w warstwach głębszych jest prawdopodobnie artefaktem i jego obecność na przekroju wynika z ułomności procedur przetwarzania.

21.II. Rejon badań Tułowice, linia badawcza II, profil sejsmiczny (wschodnia kraweź morfologiczna wysoczyzny Grabina, blok przedsudecki; fig. 4.2.17 i 4.3.22)

Sejsmiczny przekrój prędkościowy (fig. 4.3.22) uzyskany na linii pomiarowej Tułowice II ukazuje wysoce jednorodne wartości V_p dla większej części przekroju. W części południowo-zachodniej w warstwie przypowierzchniowej notuje się obniżenie wartości V_p związane z głębszym występowaniem zwierciadła wód gruntowych pod wysoczyzną (wysoczyzna w wierzchniej warstwie zbudowana jest z piasków i żwirów). Na rzędnej około 175 m n.p.m. wartości V_p osiągają właściwie na całym przekroju wartość 1500 m/s odpowiadającą piaskom zawodnionym. Poniżej tej granicy wartości V_p na całym przekroju rosną powoli i jednostajnie w głąb osiągając około 2000 m/s na głębokości 80-100 m.

Na przekroju sejsmicznym metody refleksyjnej (sekcja czasowa) zaznacza się seria poziomych refleksów o różnej intensywności i polaryzacji do głębokości (czasu) 600 ms. Refleksy te odpowiadają prawdopodobnie granicom w obrębie kredy. Jedyne refleks najpłytszy przebiegający na 200-280 ms odpowiada prawdopodobnie stropowi skał kredowych. W części zachodniej refleksy są bardzo niewyraźne ze względu na silne wytłumienie sygnału w mięszszej strefie aeracji. Horyzont odpowiadający stropowi kredy prześledzono na prawie całej sekcji. Jego położenie nie było korygowane poprawką statyczną, ale jego położenie (na sekcji czasowej) odpowiada horyzontowi poziomemu. Poniżej horyzontu stropu kredy zidentyfikowano kilka innych horyzontów. Ich położenie względem stropu kredy jest jednakowe w części pod wysoczyzną i poniżej stoku. Na tej podstawie

można wnioskować, że pod krawędzią wysoczyzny w rejonie linii pomiarowej Tułowice II nie występuje zrzutowa strefa uskokowa sięgająca do horyzontów kredowych (z horyzontem stropu kredy włącznie), która w istotny sposób oddziaływałaby na położenie stropu kredy.

22. Rejon badań Głuchów Górny, profil sejsmiczny (południowa krawędź Wzgórz Trzebnickich; fig. 4.2.18 i 4.3.23)

Badania przy użyciu metody sejsmiki refleksyjnej (fig. 4.3.23) wykazały występowanie w podłożu licznych, dobrze zdefiniowanych horyzontów refleksyjnych. Właściwie na całej długości sekcji sejsmicznej można prześledzić horyzont dla czasu około 250 ms (w przybliżeniu odpowiadającego głębokości 220-250 m pod powierzchnią terenu). Horyzont ten odpowiada prawdopodobnie stropowi skał triasu. Poniżej (dla czasu około 400 ms) notuje się słaby horyzont. Horyzont ten nie jest ciągły, co jest związane prawdopodobnie z technicznymi warunkami rejestracji a nie jego przerwaniem. Prawdopodobnie zapada on bardzo łagodnie na południe. Horyzont opisany odpowiada prawdopodobnie zmianie litologii w obrębie skał triasowych (np. warstwa piaskowców w przeważająco iłowcowej serii triasu górnego). Oba opisane horyzonty – zarówno strop triasu jak i horyzont wewnątrztriasowy nie wykazują w obrębie sekcji przemieszczeń pionowych, które można by wiązać z działalnością uskoku zrzutowych.

Powyżej horyzontu odpowiadającego stropowi triasu na sekcji zaznacza się seria wyraźnych horyzontów związanych prawdopodobnie ze zmiennością litologiczną w warstwach zalegających powyżej – serii drobnoklastycznej miocenu. Horyzonty te są szczególnie dobrze widoczne w południowej części sekcji i bezpośrednio powyżej granicy (stropu) triasu. Na sekcji wyraźnie widać różnicę, pomiędzy wykształceniem horyzontów wewnątrzmiocenijskich w południowej i północnej części profilu. W części południowej horyzonty można obserwować na znacznie dłuższym interwale czasowym (sięgają do mniejszych głębokości i obejmują większy odcinek profilu pionowego, podczas gdy w części północnej horyzonty wewnątrzmiocenijskie śledzi się jedynie bezpośrednio ponad stropem triasu. Na granicy tych dwóch części sekcji, w obrębie miocenu występują dwa krótkie horyzonty skośne do przebiegu horyzontów w sąsiedztwie i zapadające na północ. Horyzonty te można interpretować jako refleksy pochodzące z niskokątowego odklucia w obrębie osadów miocenu, związanego z frontem zaburzeń glacitektonicznych. Zaburzenia te prawdopodobnie angażowały część skał osadowych miocenu w północnej części sekcji, co spowodowało zatarcie pierwotnych horyzontów refleksyjnych wewnątrzmiocenijskich.

23. Rejon badań Kępa, profil elektrooporowy (południowa krawędź Wzgórz Trzebnickich; fig. 4.2.19 i 4.3.24)

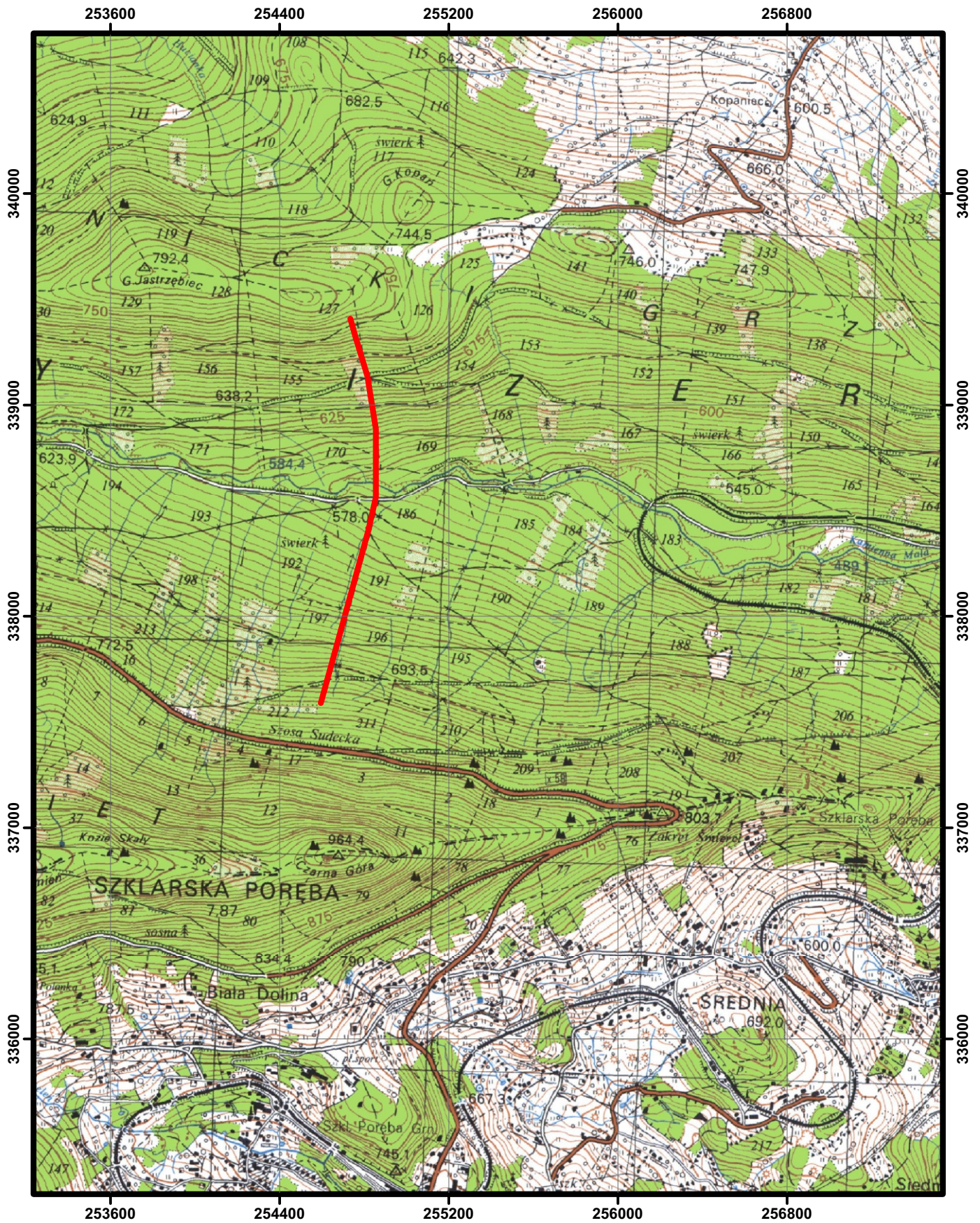
Na przekroju opornościowym (fig. 4.3.24) notuje się warstwowy układ rozkładu oporności, kontynuujący się wzdłuż całej linii pomiarowej, jednak układ warstw różni się pomiędzy południową a północną częścią przekroju. Dwie odmienne części przekroju rozdzielone są w rejonie podnóża południowego stoku Wzgórz Trzebnickich.

Najniższa warstwa notowana na przekroju, kontynuująca się przez cały przekrój charakteryzuje się bardzo jednorodnym rozkładem oporności i wartościami około 20-30 Ω m. Strop tej warstwy znajduje się w części południowej przekroju na głębokości około 10 m pod powierzchnią terenu i od 15 do ponad 60 m w części północnej. W części północnej strop warstwy niskooporowej zapada stopniowo na północ. Warstwę tą, na podstawie wartości oporności i jej jednorodności można interpretować jako mięszką serię ilastą – prawdopodobnie ility i mułki mioceńskie lub osady zbiorników zastoiskowych.


W części południowej profilu warstwa niskooporowa pokryta jest około dziesięciometrową warstwą o opornościach w zakresie 100-180 Ω m. W obrębie tej warstwy notuje się lokalne niejednorodności. Warstwa ta zbudowana jest prawdopodobnie w przewodzie z piasków i może być związana z akumulacją fluwioglacjalną.

W części północnej na warstwie niskooporowej występuje mięszka warstwa wyskooporowa, w której wartości oporności przekraczają lokalnie 300 Ω m. Warstwa ma mięszkość dochodzącą do 50 m, najwyższe wartości oporności występują w jej osiowej części. Warstwa ta na południu jest ścięta współczesną powierzchnią erozyjną i cienieje dochodząc do powierzchni. W centralnej części przekroju warstwa urywa się gwałtownie, a na południe od niej kontynuuje się wyskooporowa warstwa opisana uprzednio. Opisywana warstwa wyskooporowa jest prawdopodobnie zbudowana w przewodzie z piasków i żwirów i może mieć genezę glacialną. Rytmicznie pojawiające się w niej nieznaczne spadki oporności, obejmujące całą grubość warstwy, są prawdopodobnie wynikiem występowania artefaktów pomiarowych.

Powyżej opisanej warstwy wyskooporowej, na północnej części przekroju (w obrębie wzgórz) występuje kolejna warstwa o obniżonych opornościach (w zakresie 60-70 Ω m) i mięszkości dochodzącej do 20 m. Warstwa ta charakteryzuje się stosunkowo dużą zmiennością wartości oporności. Warstwa wyklinowuje się (jest ścięta współczesną powierzchnią erozyjną) ku południowi. Warstwa opisywana, biorąc pod uwagę wartości jej oporności, jest prawdopodobnie zbudowana z glin zwałowych.



Układ współrzędnych "1992"
 Skala mapy topograficznej 1: 25 000

 - Przebieg profilu
 badań geofizycznych

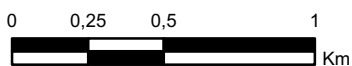
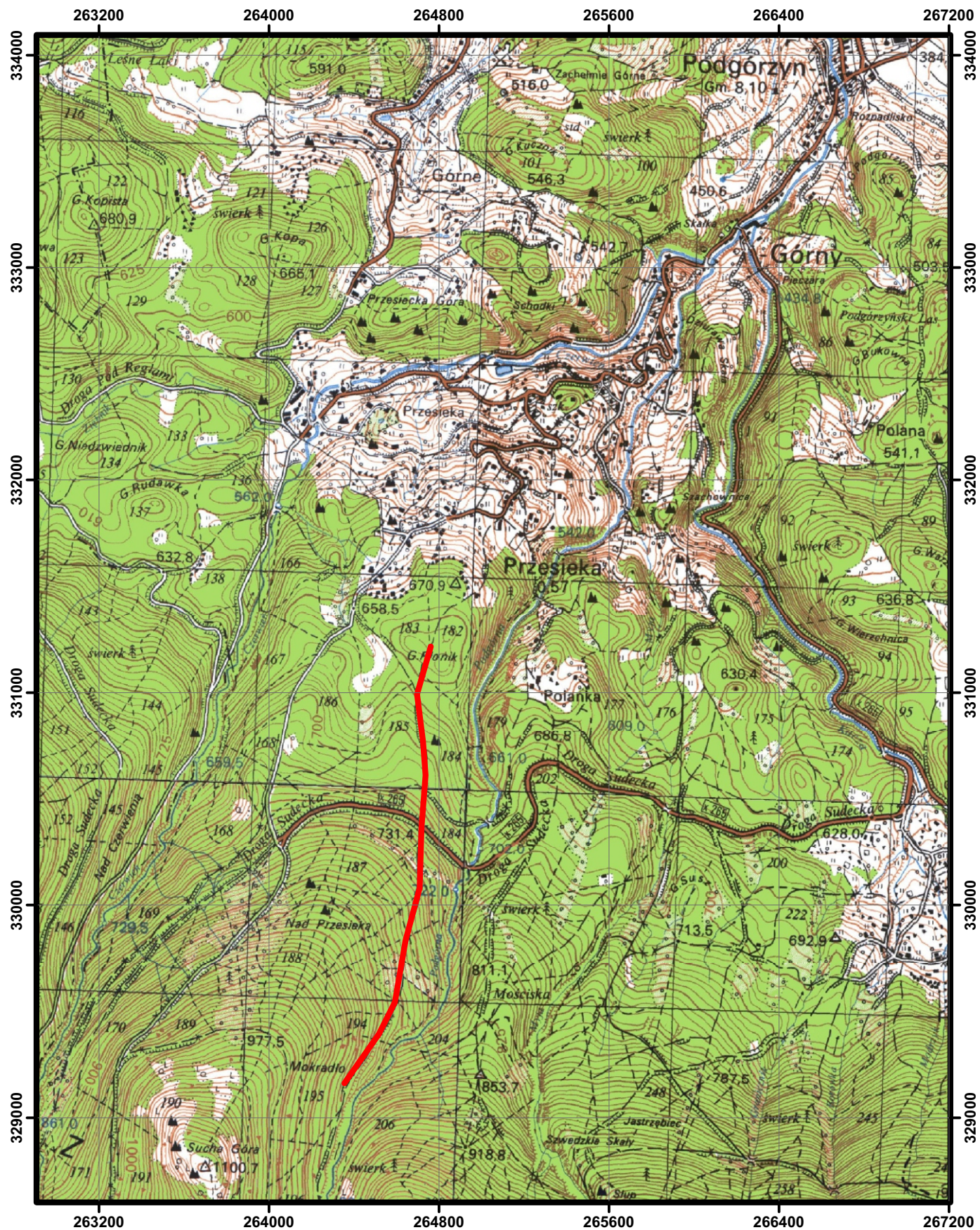



Fig. 4.2.1.
 Przebieg profilu geofizycznego wzdłuż linii pomiarowej
Szklarska Poręba - Kamienna



Układ współrzędnych "1992"
 Skala mapy topograficznej 1: 25 000

 - Przebieg profilu
 badań geofizycznych

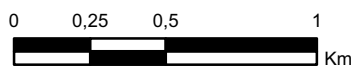
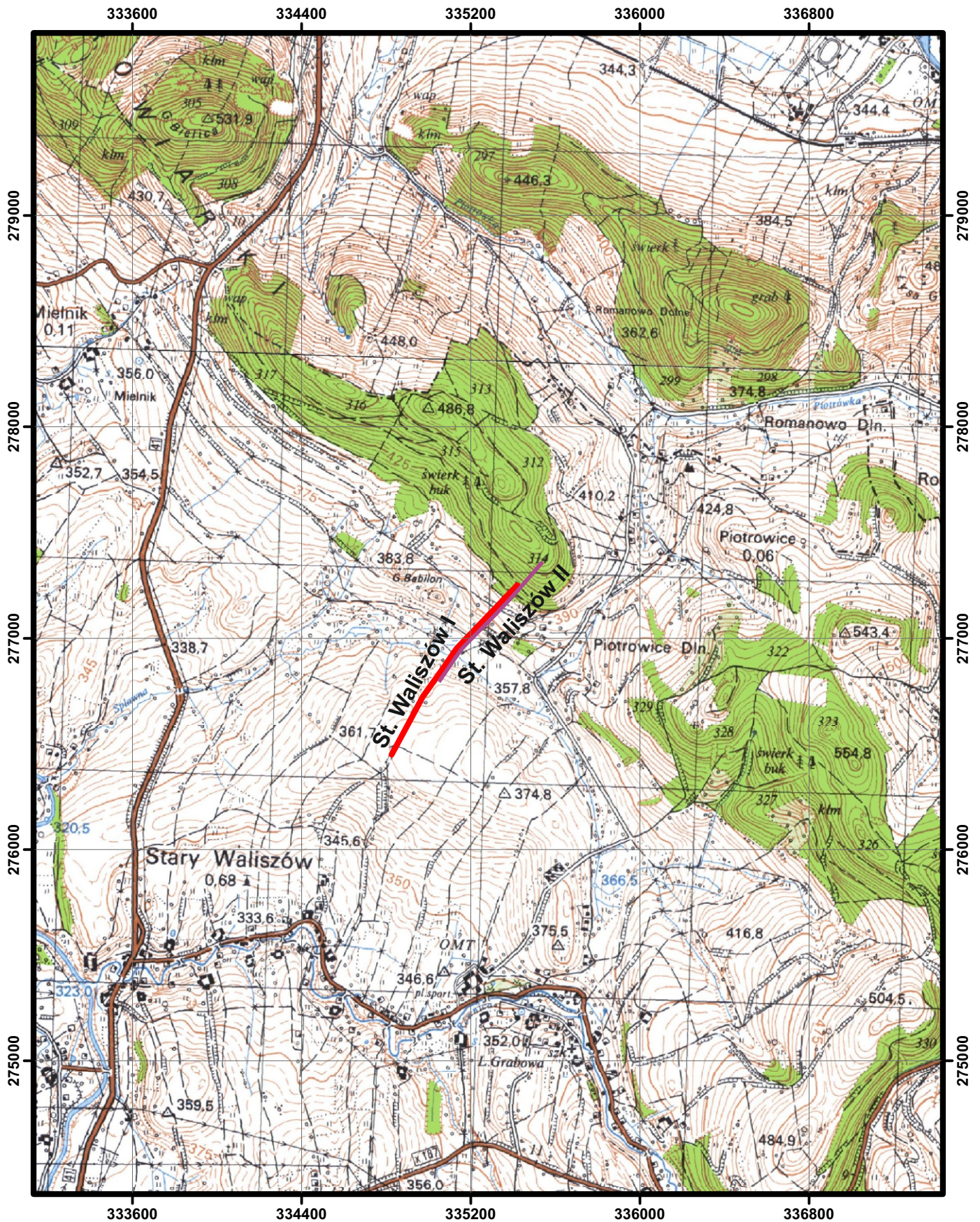


Fig. 4.2.2.
 Przebieg profilu geofizycznego wzdłuż linii pomiarowej
 Przesieka



Układ współrzędnych "1992"

Skala mapy topograficznej 1: 25 000

Przebieg profili badań geofizycznych:

- ERT
- Sejsmika

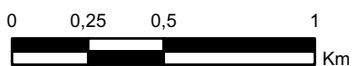
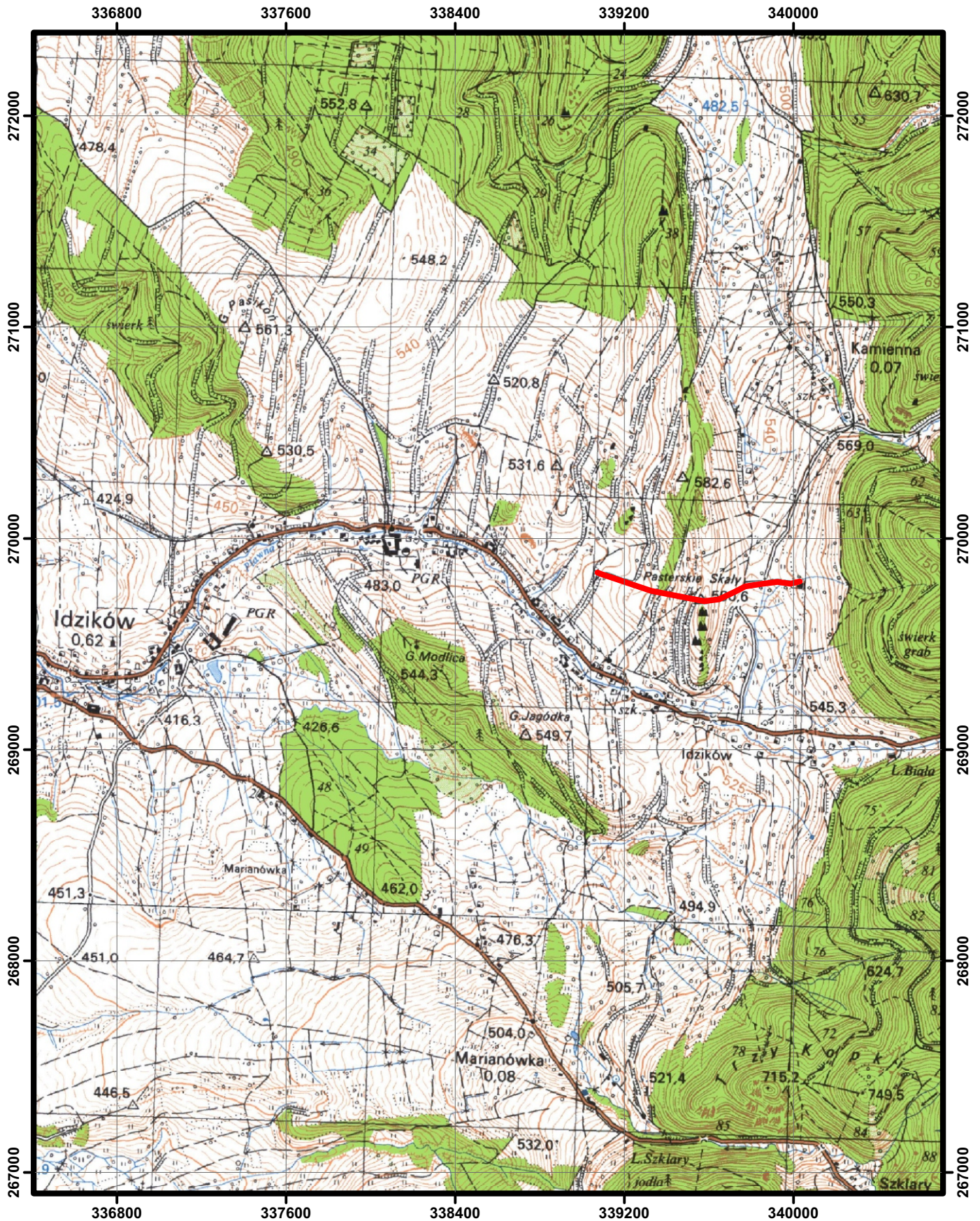


Fig. 4.2.3.

Przebieg profili geofizycznych wzdłuż linii pomiarowych **Stary Waliszów I (ERT)** i **Stary Waliszów II (sejsmika)**



Układ współrzędnych "1992"
 Skala mapy topograficznej 1: 25 000

— - Przebieg profilu
 badań geofizycznych

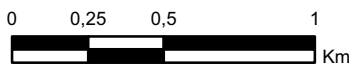
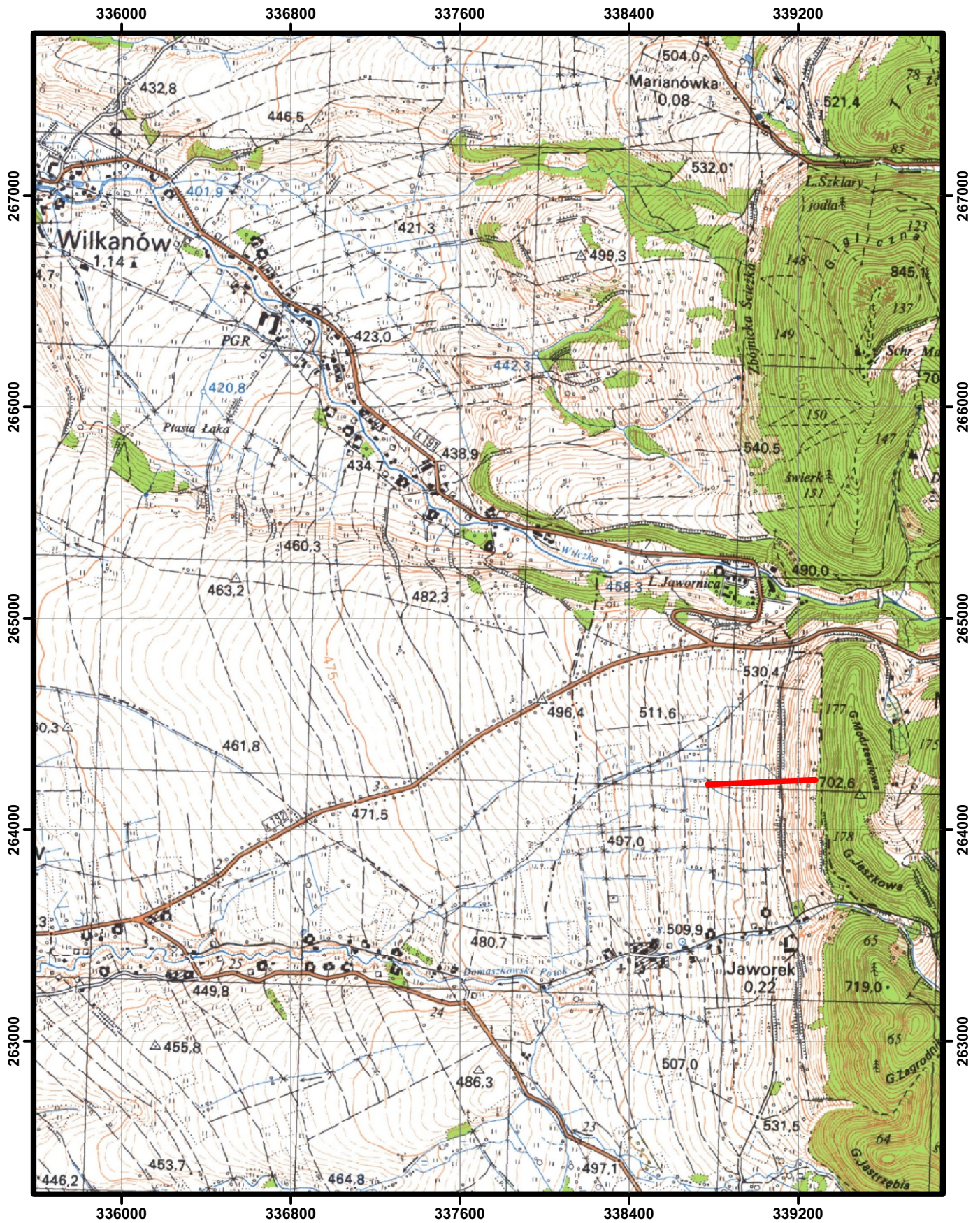



Fig. 4.2.4.
 Przebieg profilu geofizycznego wzdłuż linii pomiarowej
 Idzików (Pasterskie skały)



Układ współrzędnych "1992"
 Skala mapy topograficznej 1: 25 000

 - Przebieg profilu
 badań geofizycznych

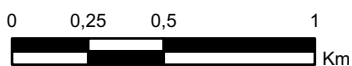
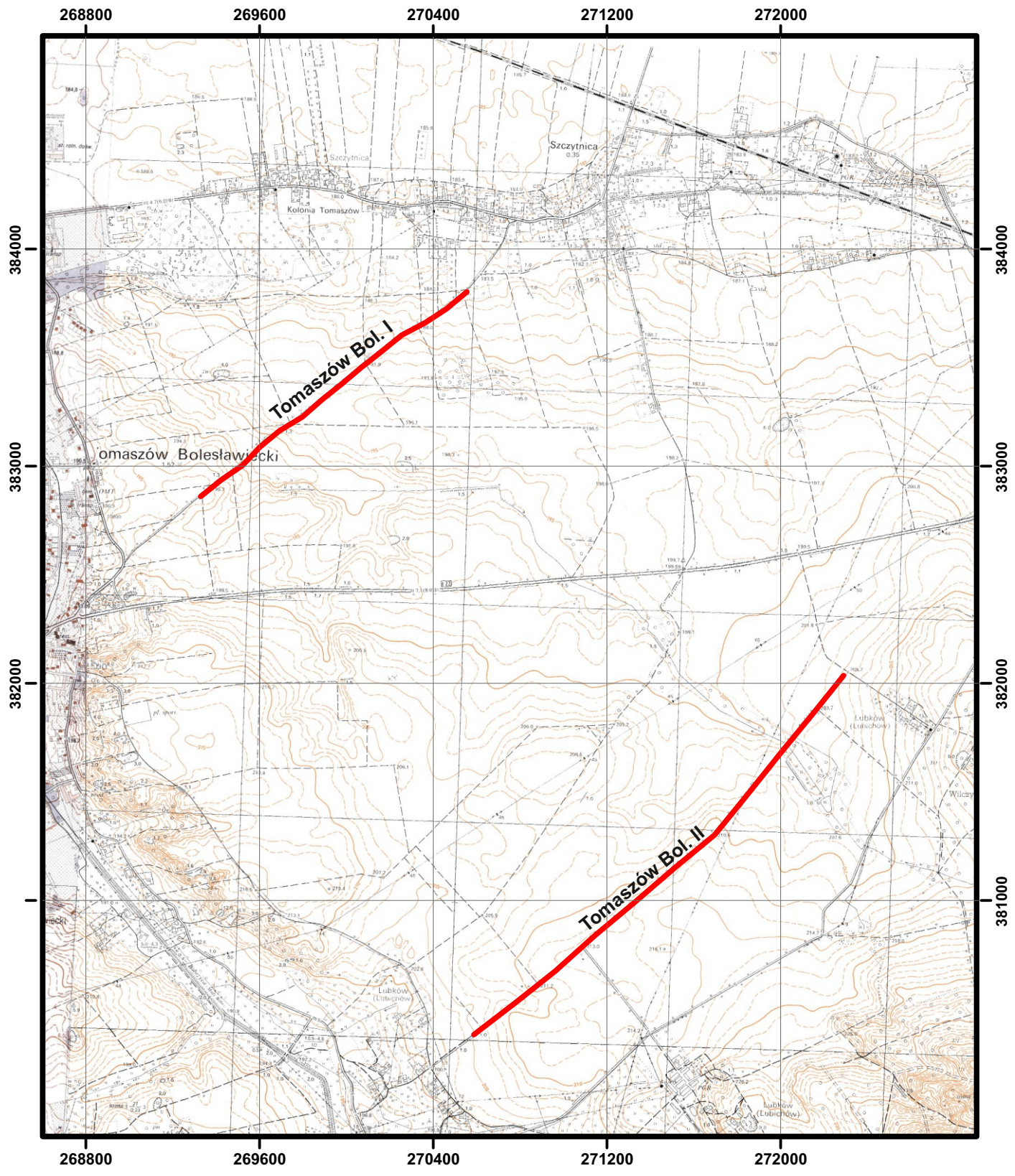


Fig. 4.2.5.
 Przebieg profilu geofizycznego wzdłuż linii pomiarowej
Wilkanów



Układ współrzędnych "1992"
 Skala mapy topograficznej 1: 25 000

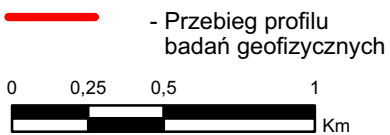
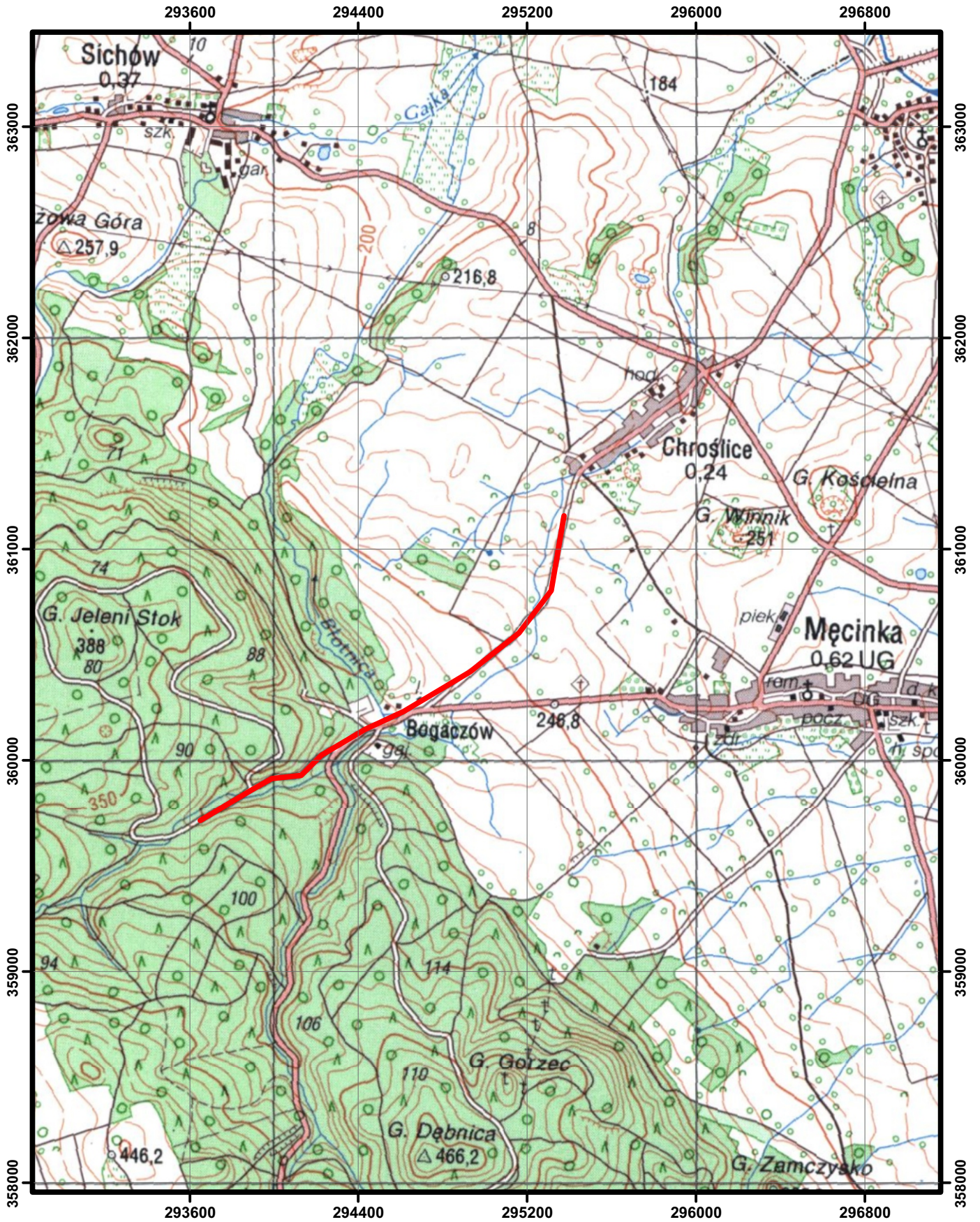



Fig. 4.2.6.
 Przebieg profilu geofizycznego wzdłuż linii pomiarowych
Tomaszów Bolesławiecki I i Tomaszów Bolesławiecki II



 - Przebieg profilu
 badań geofizycznych

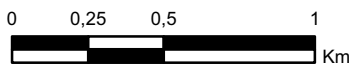
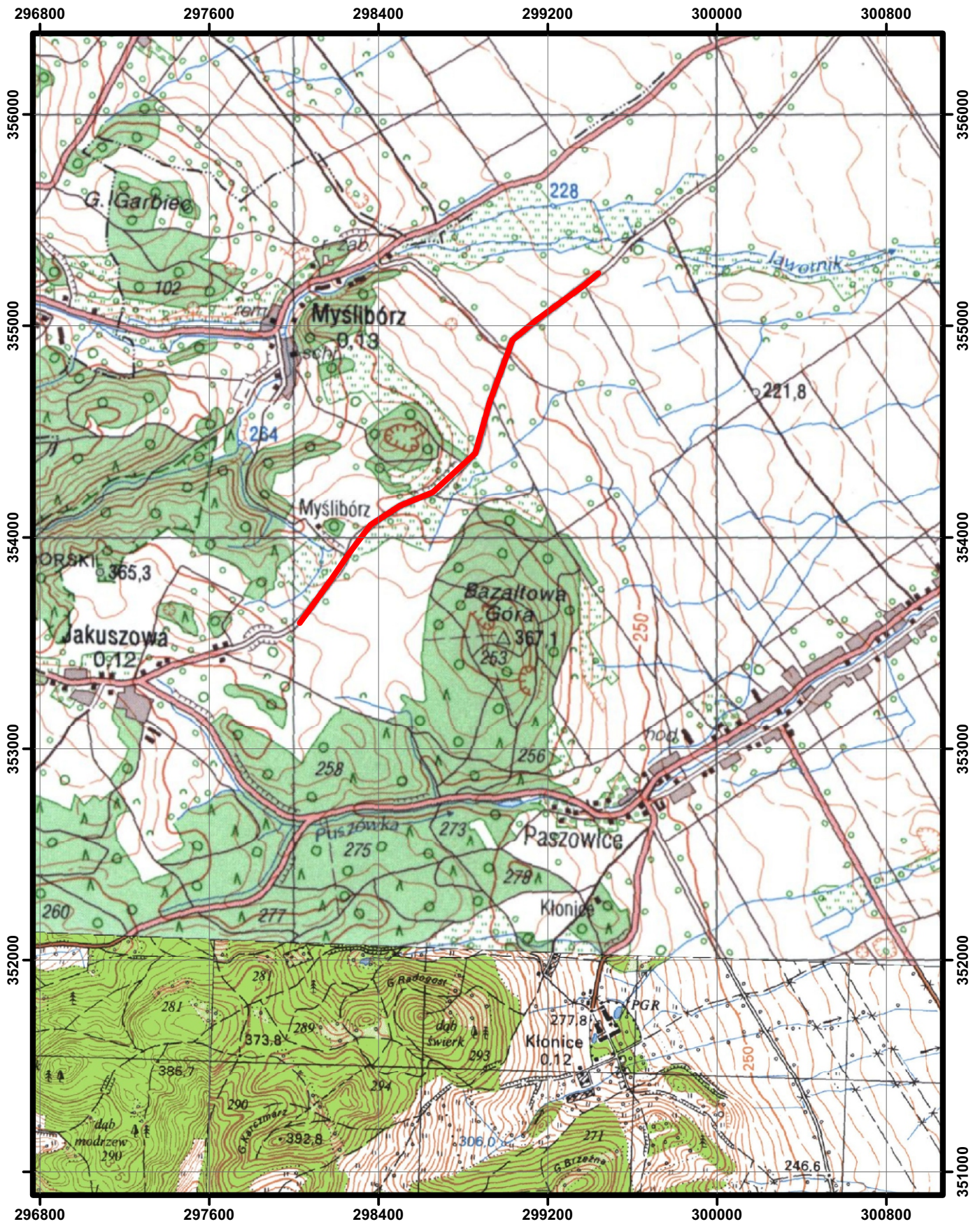


Fig. 4.2.7.
 Przebieg profilu geofizycznego wzdłuż linii pomiarowej
Męcinka



Układ współrzędnych "1992"
 Skala mapy topograficznej 1: 25 000

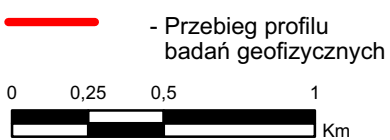
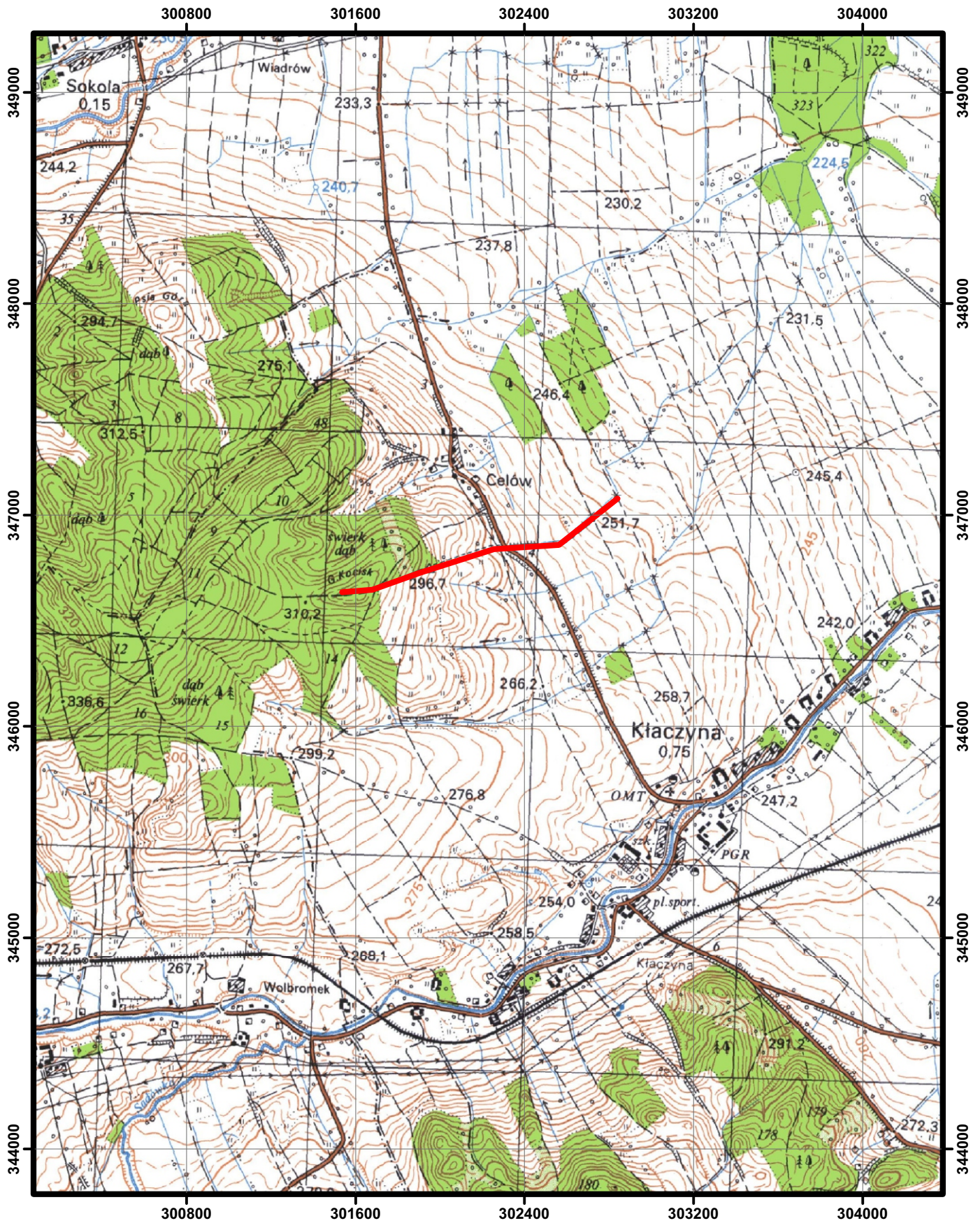


Fig. 4.2.8.
 Przebieg profilu geofizycznego wzdłuż linii pomiarowej
Mysłibórz



Układ współrzędnych "1992"
 Skala mapy topograficznej 1: 25 000

— - Przebieg profilu
 badań geofizycznych

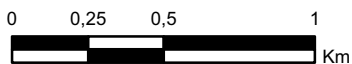
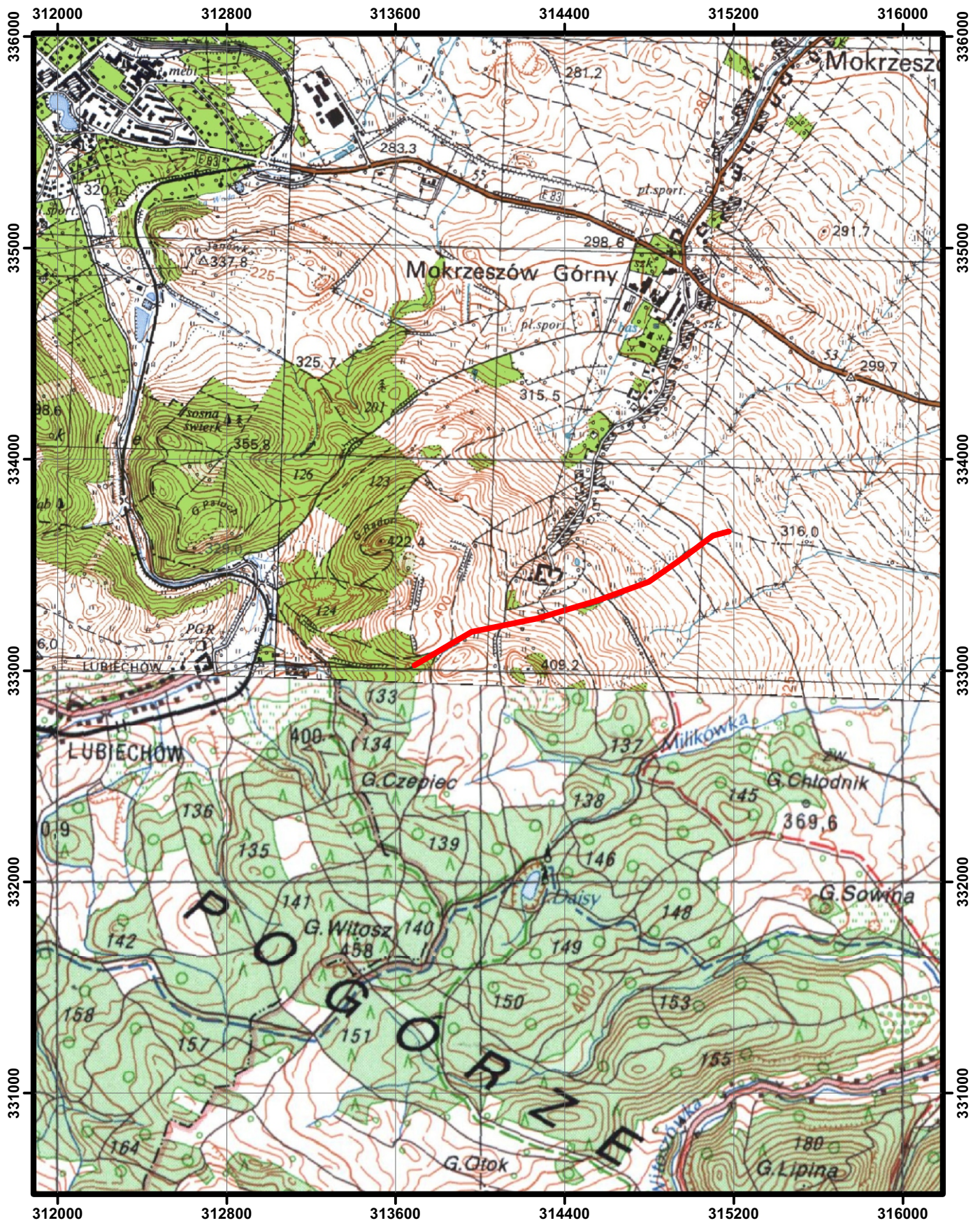


Fig. 4.2.9.
 Przebieg profilu geofizycznego wzdłuż linii pomiarowej
 Kłaczyna



Układ współrzędnych "1992"
Skala mapy topograficznej 1: 25 000

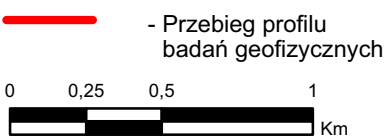
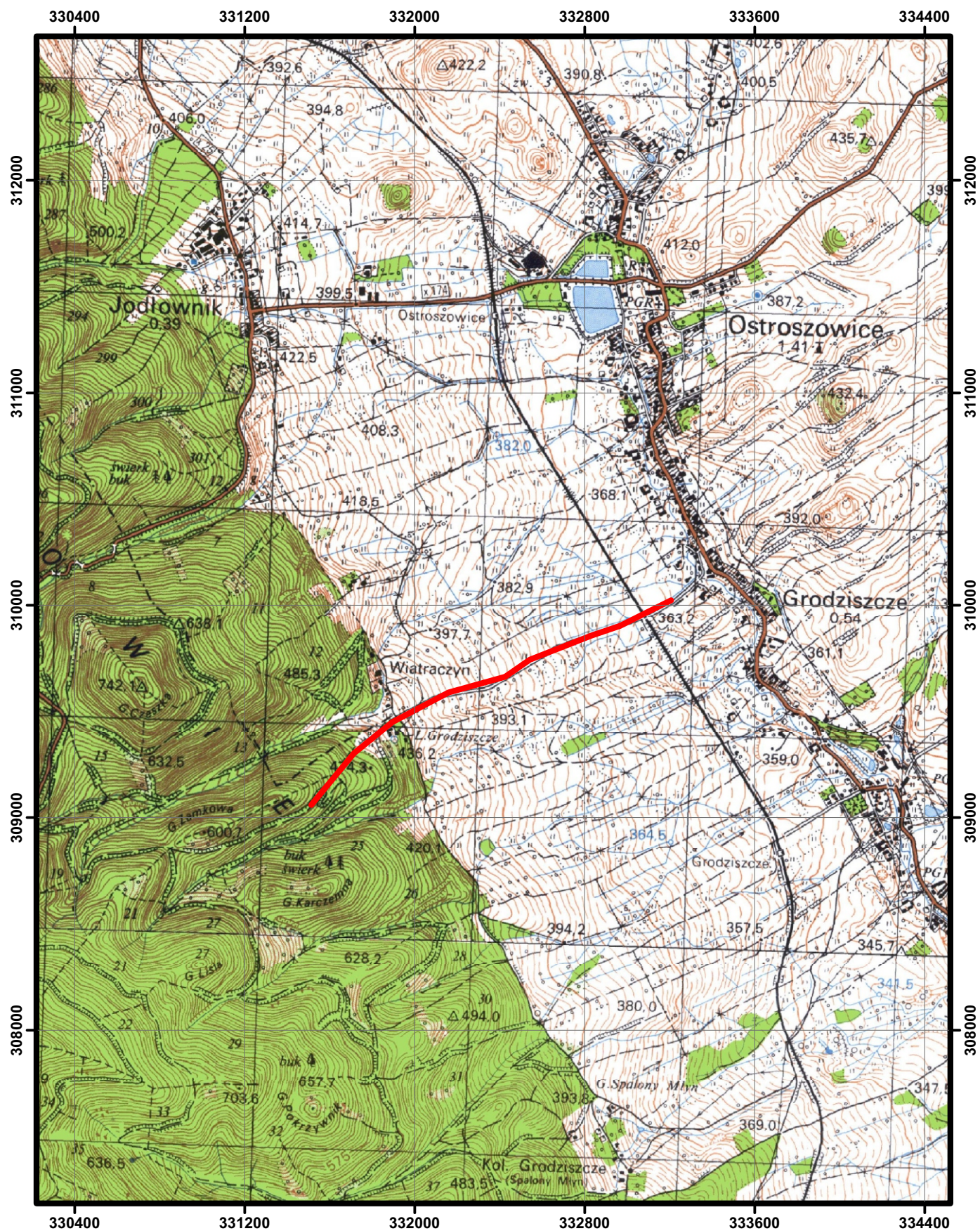



Fig. 4.2.10.
Przebieg profilu geofizycznego wzdłuż linii pomiarowej
Mokrzeszów



Układ współrzędnych "1992"
 Skala mapy topograficznej 1: 25 000

 - Przebieg profilu
 badań geofizycznych

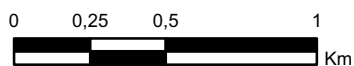
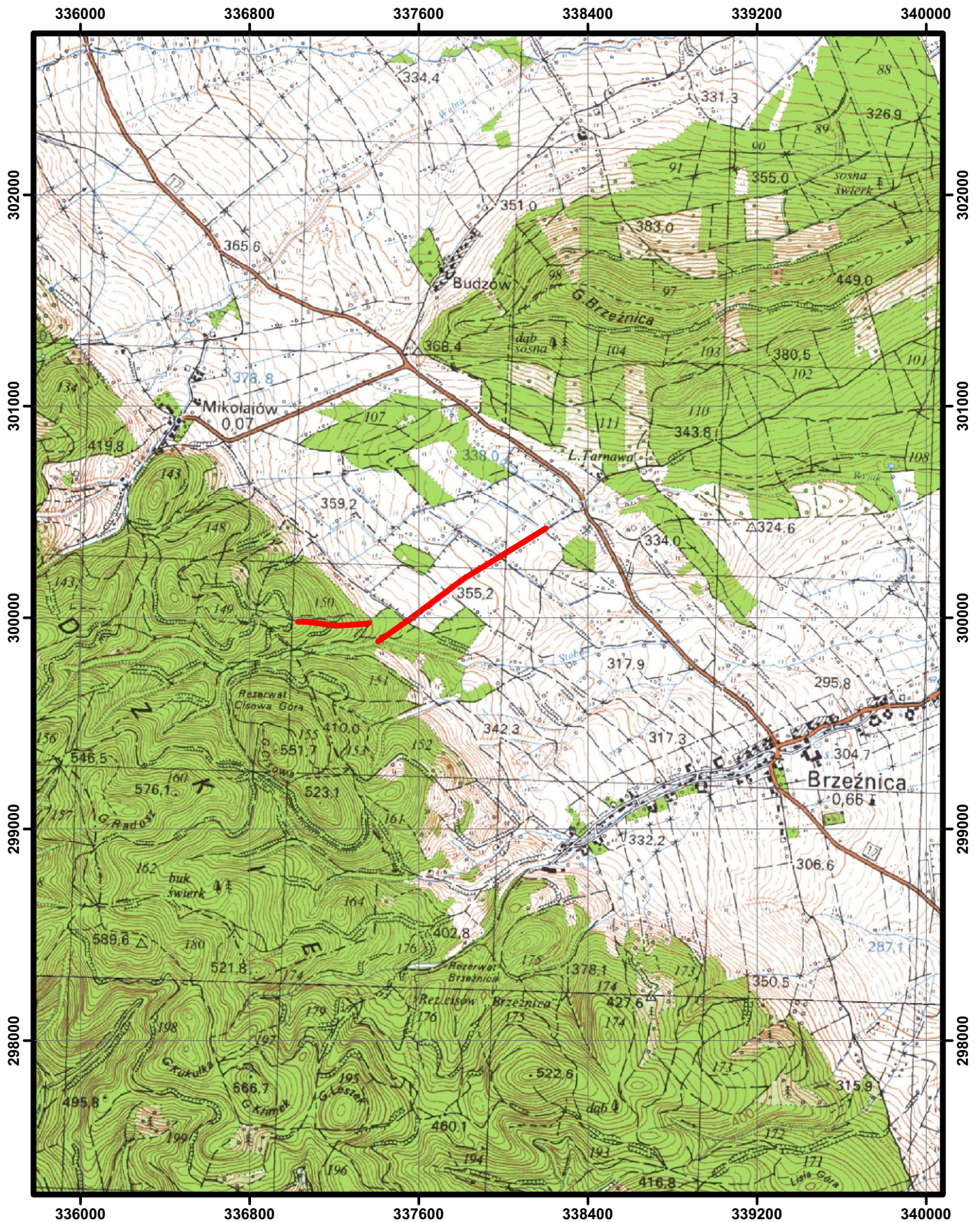



Fig. 4.2.11.
 Przebieg profilu geofizycznego wzdłuż linii pomiarowej
Ostroszowice



Układ współrzędnych "1992"
 Skala mapy topograficznej 1: 25 000

 - Przebieg profilu
 badań geofizycznych

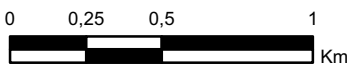
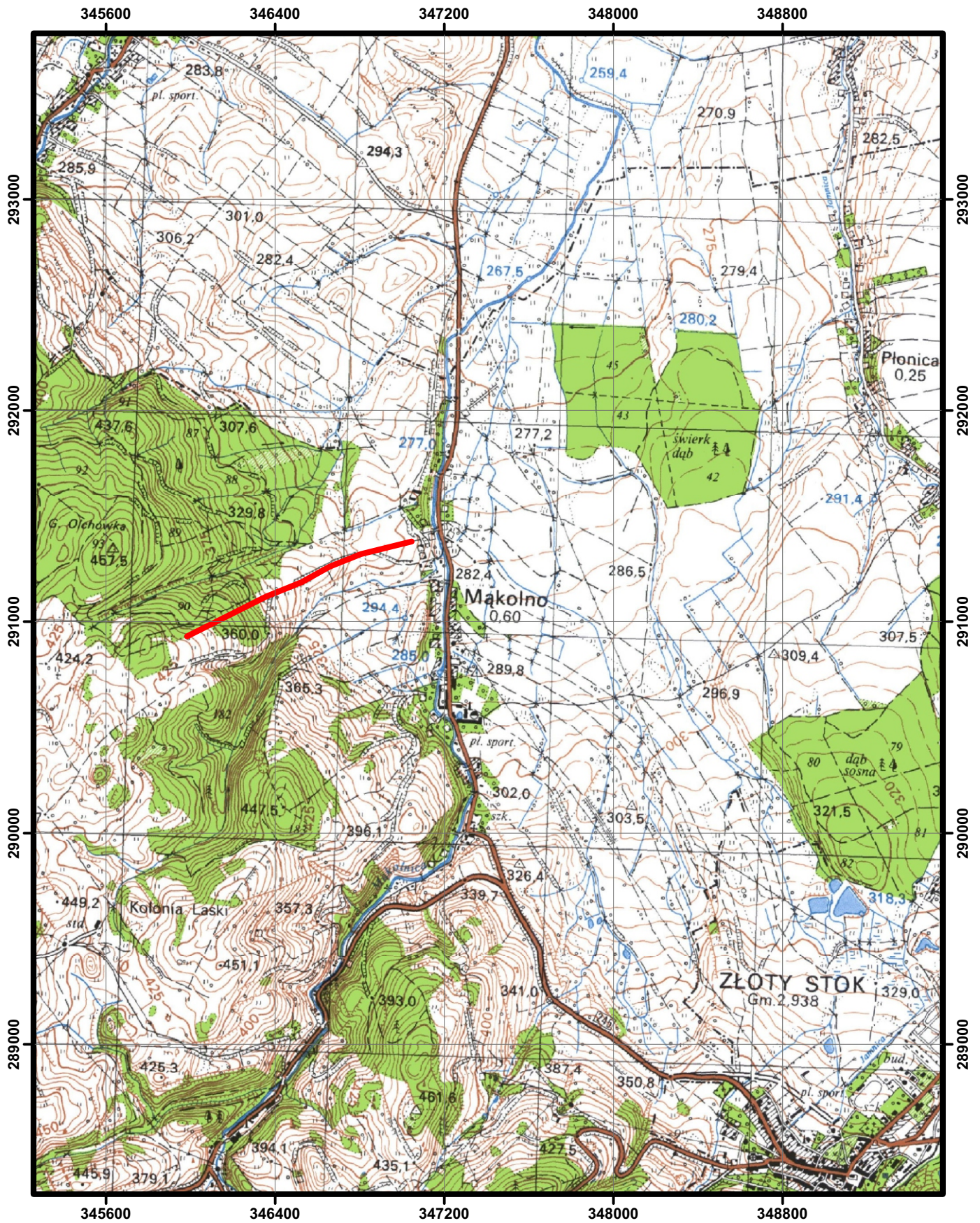



Fig. 4.2.12.
 Przebieg profilu geofizycznego wzdłuż linii pomiarowej Srebrna Góra (Brzeźnica)



Układ współrzędnych "1992"
 Skala mapy topograficznej 1: 25 000

 - Przebieg profilu
 badań geofizycznych

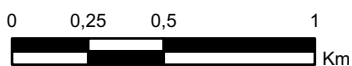
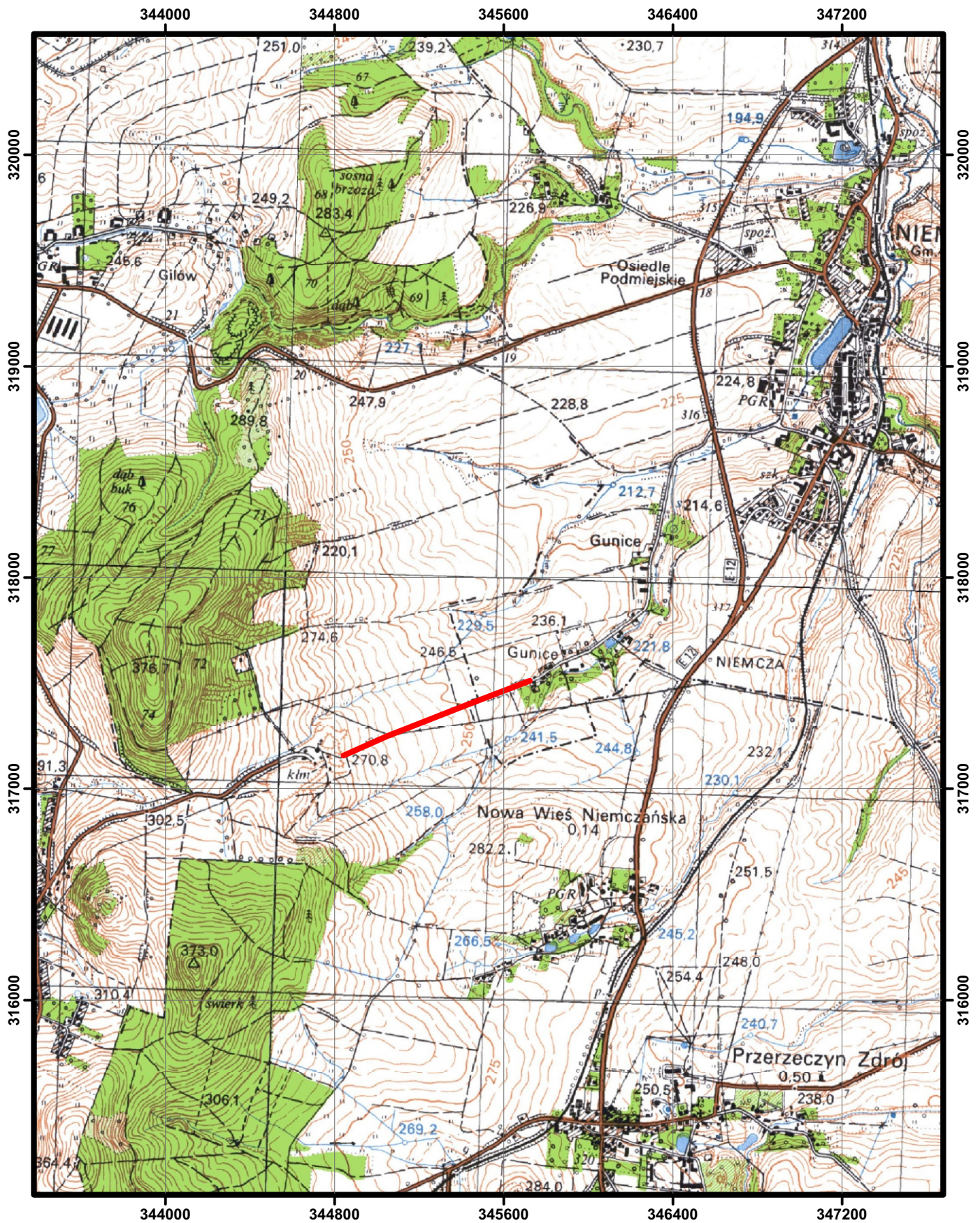



Fig. 4.2.13.
 Przebieg profilu geofizycznego wzdłuż linii pomiarowej
Mąkolno



Układ współrzędnych "1992"
 Skala mapy topograficznej 1: 25 000

 - Przebieg profilu
 badań geofizycznych

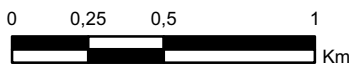
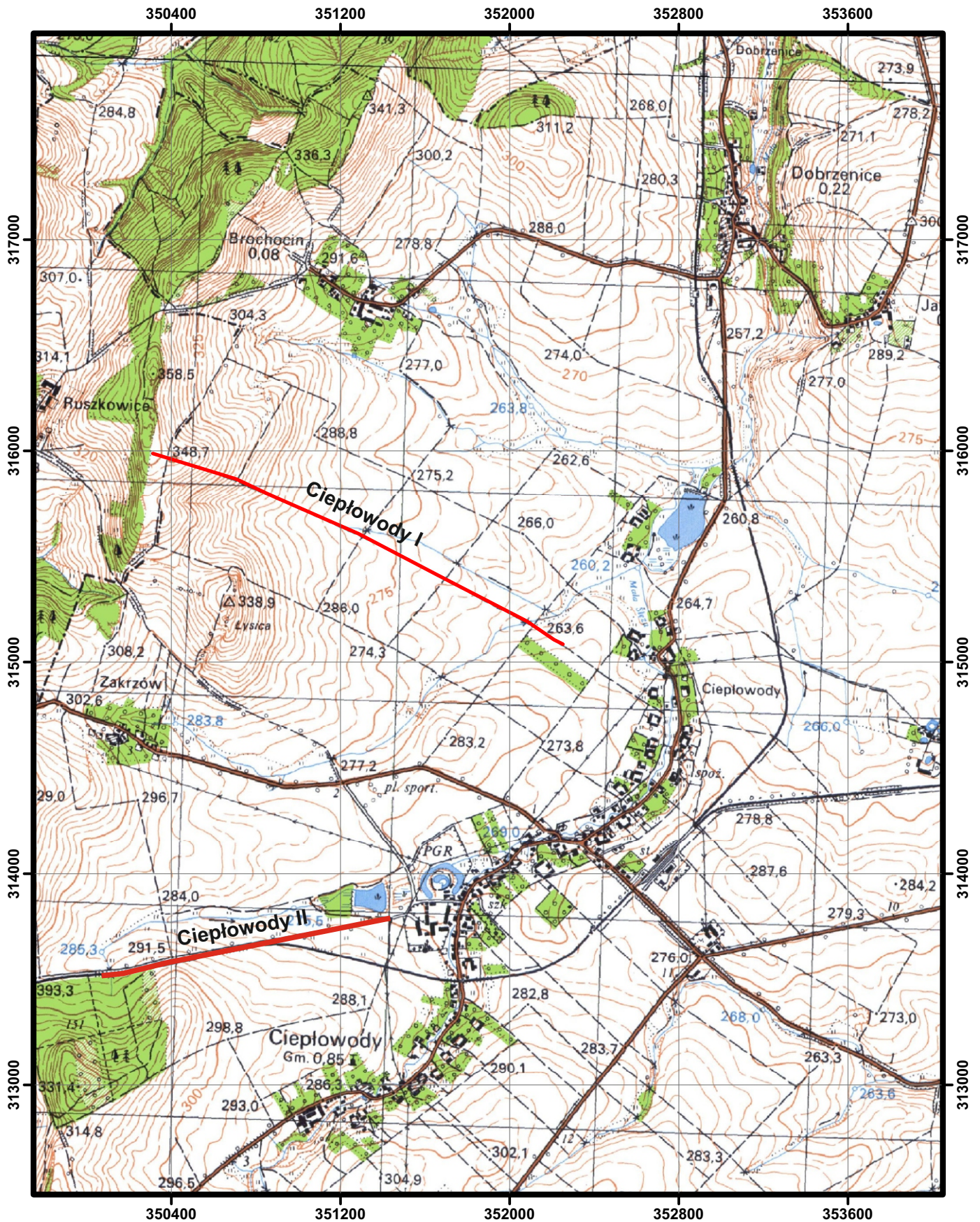


Fig. 4.2.14.
 Przebieg profilu geofizycznego wzdłuż linii pomiarowej
 Niemcza



Układ współrzędnych "1992"
 Skala mapy topograficznej 1: 25 000

— - Przebieg profilu
 badań geofizycznych

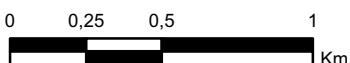
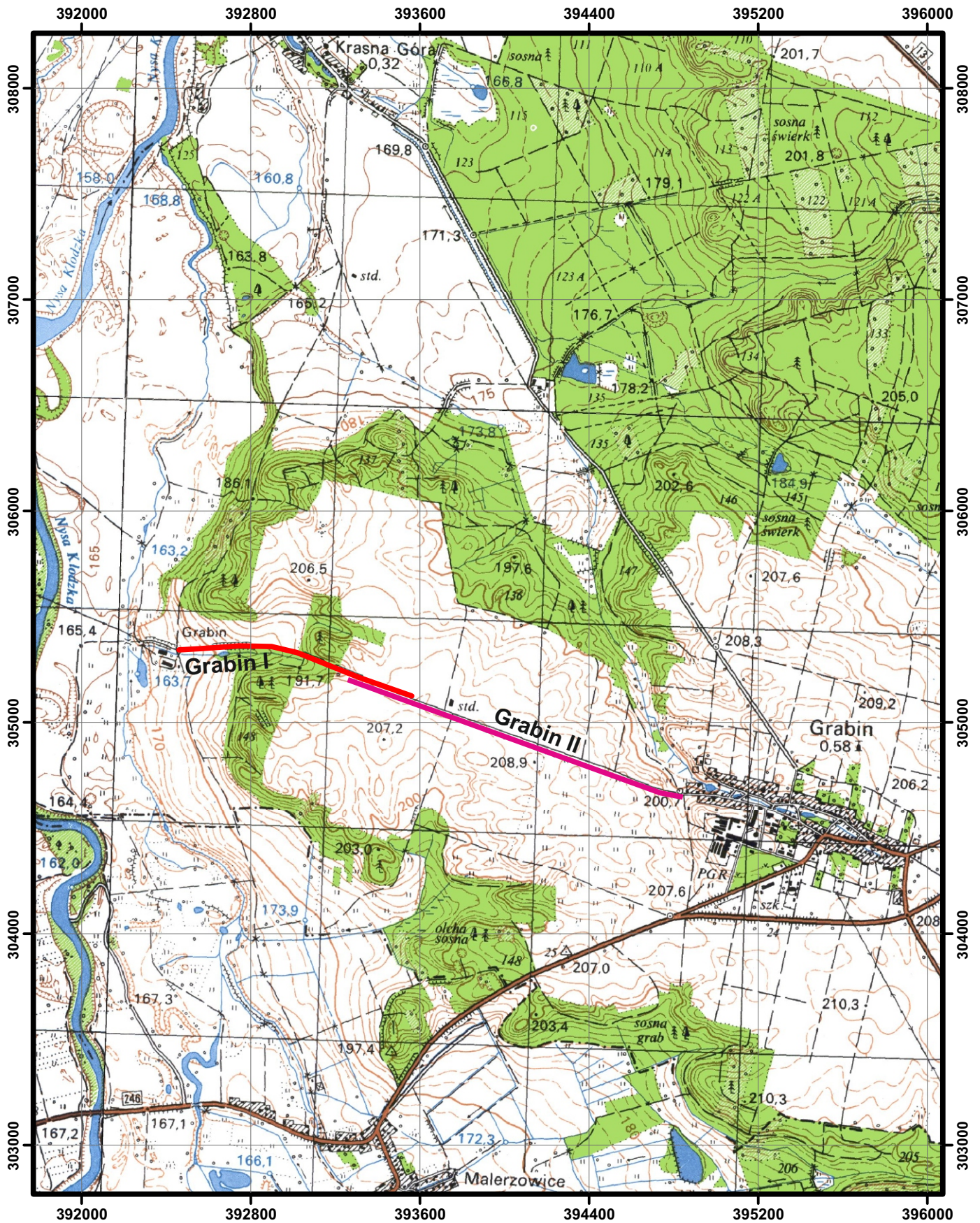


Fig. 4.2.15.
 Przebieg profilu geofizycznego wzdłuż linii pomiarowych
Ciepłowody I i Ciepłowody II



Układ współrzędnych "1992"
 Skala mapy topograficznej 1: 25 000

Przebieg profilu

- ERT
- Sejsmika

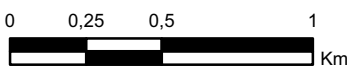
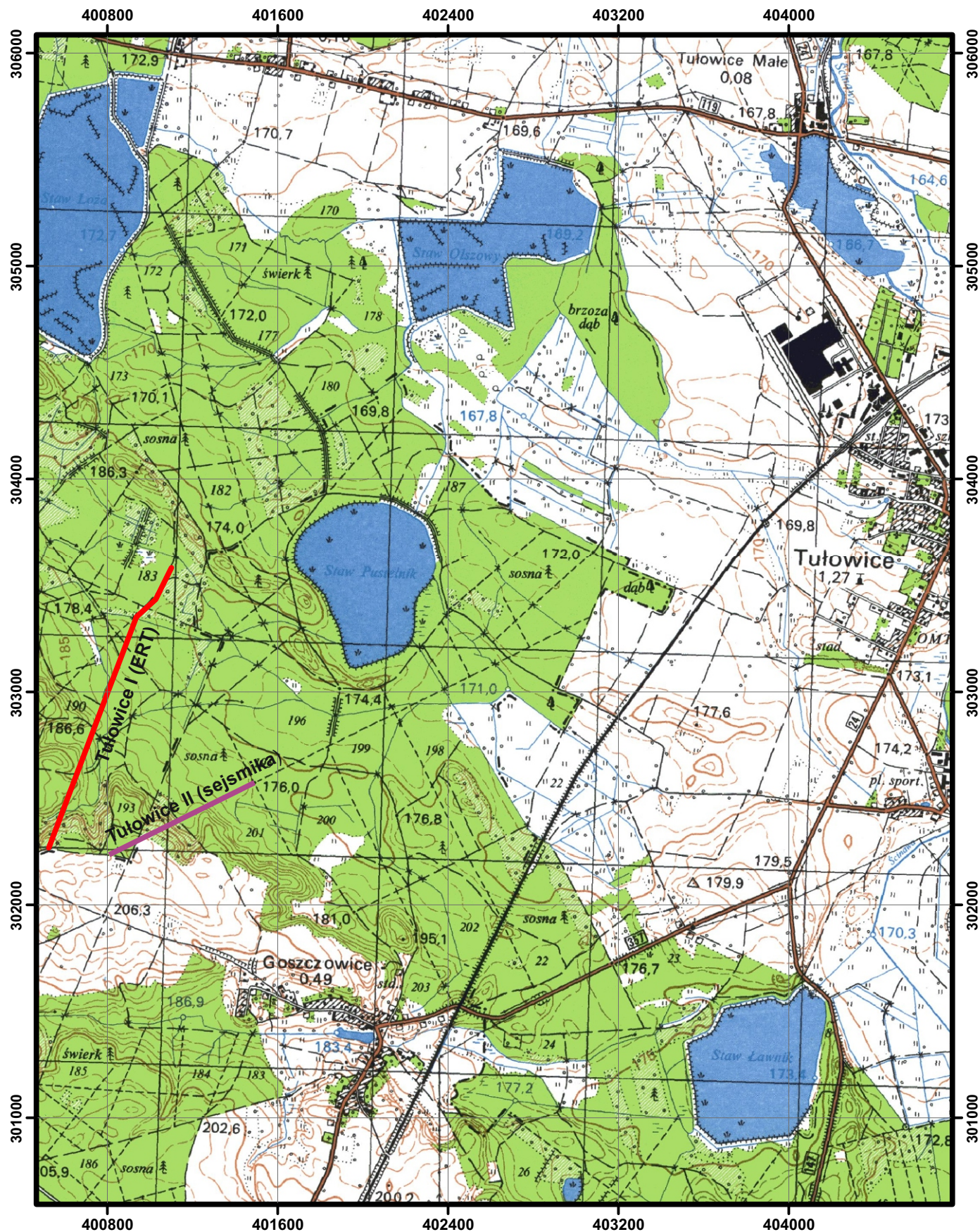


Fig. 4.2.16.
 Przebieg profilu geofizycznego wzdłuż linii pomiarowych
 Grabin I i Grabin II



Układ współrzędnych "1992"
 Skala mapy topograficznej 1: 25 000

- - Przebieg profilu ERT
- - Przebieg profilu sejsmicznego

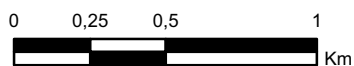
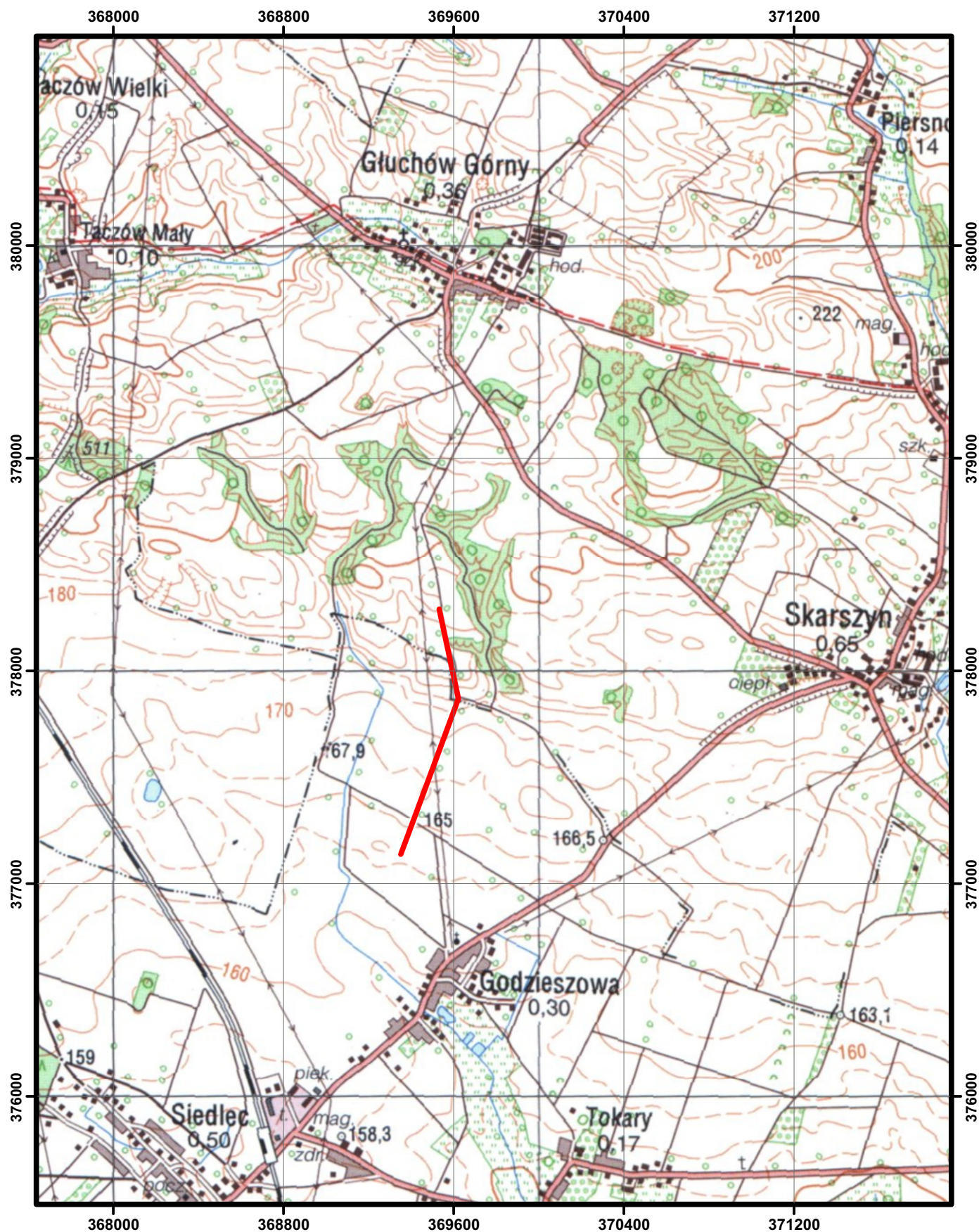


Fig. 4.2.17.
 Przebieg profilu geofizycznego wzdłuż linii pomiarowych
 Tułowice I (ERT) i Tułowice II (sejsmika)



Układ współrzędnych "1992"
 Skala mapy topograficznej 1: 25 000

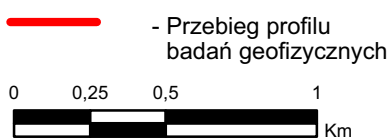
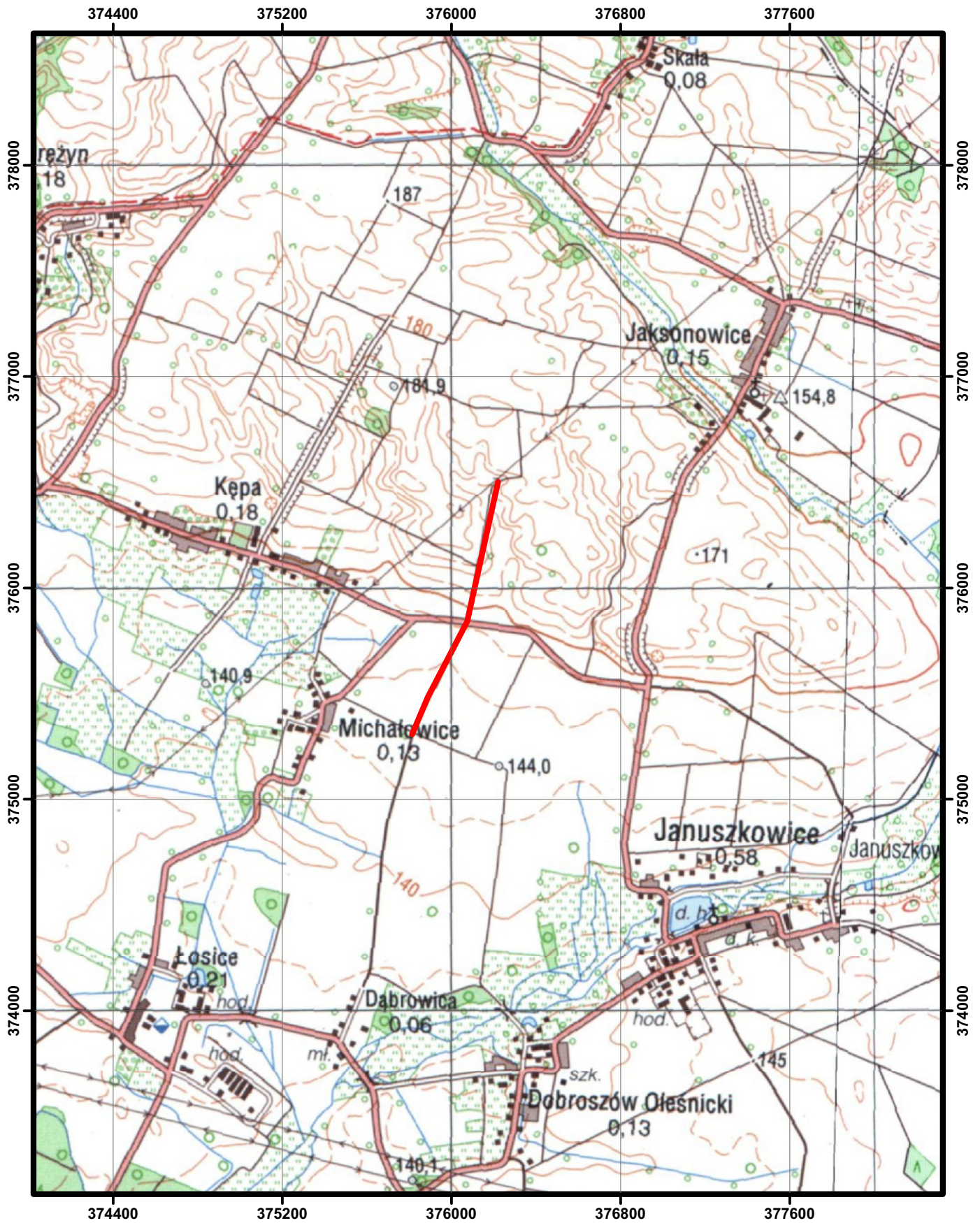


Fig. 4.2.18.
 Przebieg profilu geofizycznego wzdłuż linii pomiarowej
 Głuchów Górny



Układ współrzędnych "1992"
 Skala mapy topograficznej 1: 25 000

— - Przebieg profilu
 badań geofizycznych

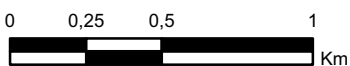


Fig. 4.2.19.
 Przebieg profilu geofizycznego wzdłuż linii pomiarowej
 Kępa