

Danuta CHOLEWICKA-MEYSNER¹

BUDOWA SKAŁ MAGMOWYCH OKOLIC SOBÓTKI NA PODSTAWIE PROFILOWYCH BADAŃ MAGNETYCZNYCH

SPIS TREŚCI

Streszczenie	193
Wstęp	193
Szkic geologiczno-geofizyczny badanego terenu	194
Charakterystyka profilowego obrazu magnetycznego obszaru badań	198
Interpretacja klasyczna anomalnego obrazu magnetycznego.	200
Rozkład osobliwości funkcji potencjalnych na przekrojach pionowych i ich korelacja	204
Obraz anomalii ΔT w ujęciu filtracji optymalnej na przykładzie profilu III.	212
Interpretacja metodami statystycznymi – analiza widmowa.	214
Pionowe przekroje głębokościowe uzyskane na podstawie analizy widmowej	216
Model geofizyczny badanego terenu	228
Wnioski	229
Literatura	230
Spatial distribution of igneous bodies of the Sobótka vicinities in the light of magnetic survey – summary.	233

Streszczenie

W pracy przedstawiono wyniki analizy profilowego obrazu anomalii magnetycznej terenu stanowiącego wycinek północnego brzegu bloku sowiogórskiego, środkowej części intruzji masywu serpentynitowego Gogołów-Jordanów, środkowej części masywu gabrowego Ślęży oraz południowej części masywu granitowego Strzegom-Sobótka. Wyróżnione masy magnetyczne związane są z poszczególnymi ośrodkami skalnymi o różnych własnościach magnetycznych, takimi jak granit, gabbro, serpentyn i gnejs. Granice pomiędzy wyszczególnionymi masami magnetycznymi określone są: zerowaniem się fazy funkcji potencjalnej w przekrojach fazowych, wzrostem wartości ΔT w metodzie punktów osobliwych, zmianą kształtu izolinii oraz pojawieniem się lub zniknięciem

poziomów o odpowiednim parametrze wykładników współczynnika C_i w metodzie analizy widmowej. Poszczególne masy dzielą się na szereg bloków – magnesów o odmiennych podatnościach magnetycznych. Każdy blok rozpada się na szereg poziomów będących kontrastami własności magnetycznych. W obrębie danego ciała anomalnego okonturowano ciała o innych własnościach magnetycznych. Zaznaczono miejsca ewentualnych uskoków i przesunięć. Na podstawie przedstawionego w pracy ciągu obliczeń został zbudowany model geofizyczno-geologiczny badanego terenu. Model ten powstał przez kompleksową interpretację wyników, uzyskanych za pomocą wymienionych metod, oraz dostępnych informacji geologicznych.

WSTĘP

Anomalie magnetyczne mają swoje źródło w skałach namagnesowanych znajdujących się w górnych warstwach skorupy ziemskiej. Obraz pomierzonych anomalii jest sumą wpływów regionalnych i lokalnych rozłożonych mas czyn-

nych magnetycznie. Przyczyny lokalne i regionalne wiążą się z podstawowymi strukturami geofizycznymi. Znajomość obrazu tych struktur jest szczególnie istotna.

Metodyka prac magnetycznych sprowadza

¹ Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław.

się do właściwego rozmieszczenia punktów pomiarowych oraz zastosowania właściwego systemu pomiarowego, dającego dużą dokładność wyników.

Interpretacja – to cała masa informacji wymagająca dużej ilości obliczeń. Ta część jest uwarunkowana możliwościami aparatu obliczeniowego. Obecnie bez elektronicznych maszyn cyfrowych interpretacja geofizyczna byłaby bardzo ograniczona.

Przedstawiony w tej pracy materiał to profilowe pomiary magnetyczne, wykonane przez autorkę oraz kolegów i studentów z Instytutu Geologicznego Uniwersytetu Wrocławskiego. Główne metody interpretacyjne to metody ilościowe, które najlepiej aproksymują badaną anomalię. W opisie geologicznym główny nacisk kładziono na aspekty budowy geologicznej obszaru badań przyjmując jako możliwy ich ewentualny związek z morfologią podłoża krystalicznego. Litologia badanego terenu jest potraktowana marginesowo, ponieważ dotychczasowe badania magnetyczne skał dają podstawę do przypuszczeń, że pokrywa osadowa nie wpływa na rozkład anomalii magnetycznej.

Oprócz metod klasycznych przy interpretacji pól potencjalnych ważną pozycję zajmują metody filtracyjne. Rozdzielenie anomalii można traktować jako proces filtracji częstotliwości. Skuteczność rozdzielania tymi metodami jest uzależniona od określenia częstotliwości odcięcia – ω_q , czyli miejsca przecięcia się częstotliwości widma i częstotliwości szumu, oraz od głębokości ciała wywołującego anomalię. Jeżeli będziemy wygładzać funkcję potencjalną przesuwając częstość odcięcia wraz z głębokością i jednocześnie przedłużać badaną funkcję (Cianciara, Marczak 1979), otrzymamy przekroje pionowe rozkładu pola punktów osobliwych tej funkcji związane z ciałami zaburzającymi. Uzupełnieniem tej metody jest wykres fazowy wektora całkowitego pola potencjalnego, który daje obraz zmian fazy na przeciwną w miejscach uskoku (Cianciara, Marczak 1979) i obraz łagodnego przejścia fazy przypuszczalnie w miejscach zmian osrodka badanego.

Metody statystyczne są jedną z możliwych dróg szukania głębokości źródeł anomalii. Opie-

rają się one na modelu stochastycznym Granta i Spectora (1970) oraz Naidu (1970a), uzupełnionym i rozszerzonym przez Cianciarę i Marcaka (1979). Podstawą powyższego modelu jest założenie, że źródła anomalii znajdują się na różnych głębokościach. Ciało zaburzające to zbiór punktów masowych rozłożonych wzdłuż granic płaskich. Widmo anomalii, występujące na danych profilach, składa się z szeregu widm anomalii wywołanych przez źródła, znajdujące się na różnych głębokościach. Widmo mocy jest więc sumą funkcji eksponencjalnych. Dzięki sumowaniu różnych realizacji procesu stochastycznego można dokładnie wyznaczyć średnie głębokości do granic kontrastów magnetycznych. Wykres widma mocy w skali jednologicznej pozwala wyznaczyć poszczególne głębokości. Najwyższe częstości wiążą się z pierwszą granicą kontrastów magnetycznych aproksymowaną linią prostą. Połowa kąta nachylenia tej prostej to głębokość do tej granicy. Odejmując poszczególne proste obliczamy kolejne głębokości do granic zaburzających. Wykres widma mocy eliminuje informacje nie związane z wyznaczaną głębokością. Przesuwając się z oknem interpretacyjnym wzdłuż badanego profilu otrzymamy geofizyczny przekrój głębokościowy, który koreluje się z przekrojem geologicznym. Otrzymane informacje magnetyczne rozszerzają wiedzę aprioryczną na badany obszar, ale nie wystarczają do odtworzenia modelu jednoznacznego. Sprzężenie tych informacji z informacjami geologicznymi daje bardziej zadowalające wyniki, które przedstawiono jako wnioski z tej pracy.

Wszystkie wyniki były obliczone programem w języku Fortran w Międzyresortowym Instytucie Geofizyki Stosowanej i Geologii Naftowej AGH w Krakowie przez dr. J. Jarzynę, mgr. A. Osowskiego oraz mgr. Z. Ulatowskiego przy naukowej pomocy doc. dr B. Cianciary, za co wszystkim wyrażam serdeczne podziękowanie.

Ilość obliczeń może powinna być większa, ale wskutek braku ciągłego kontaktu z maszyną została ograniczona.

Na zakończenie pracy pragnę podziękować prof. dr. St. Małoszewskiemu za promotorstwo tej pracy, cenne wskazówki, jak również pomoc w pokonaniu trudności wynikłych w czasie realizacji tego tematu.

Serdecznie dziękuję prof. dr. H. Orkiszowi za cenne uwagi oraz ścisłą współpracę w okresie przyjazdów Profesora do Instytutu Geologicznego Uniwersytetu Wrocławskiego.

SZKIC GEOLOGICZNO-GEOFIZYCZNY BADANEGO TERENU

Obszar objęty profilowym zdjęciem magnetycznym to masyw Ślęży z terenami do niego przyległymi, wchodzący w skład bloku przedsudeckie-

go, wyznaczony przez następujące miejscowości: Biała, Chwałków, Sulistrowiczki, Młynica, Jaźwina, Uliczno, Tąpadła i Sady.

Teren ten podzielono na sześć równoległych profili o azymucie 330° i odległościach 500-metrowych. Dodatkowo wykonano na badanym terenie między wioską Sulistrowiczki a Młynicą krótsze profile o azymucie 165° (fig. 1).

Geologicznie w skład badanego terenu wcho-

dzi: środkowa część intruzji masywu serpentynitowego Gogołów-Jordanów (Wzgórza Raduni), południowa część masywu gabbrowo-granitowego Strzegom-Sobótka oraz północna krawędź gnejsowego bloku sowiogórskiego.

Masyw Gogołów-Jordanów rozciąga się

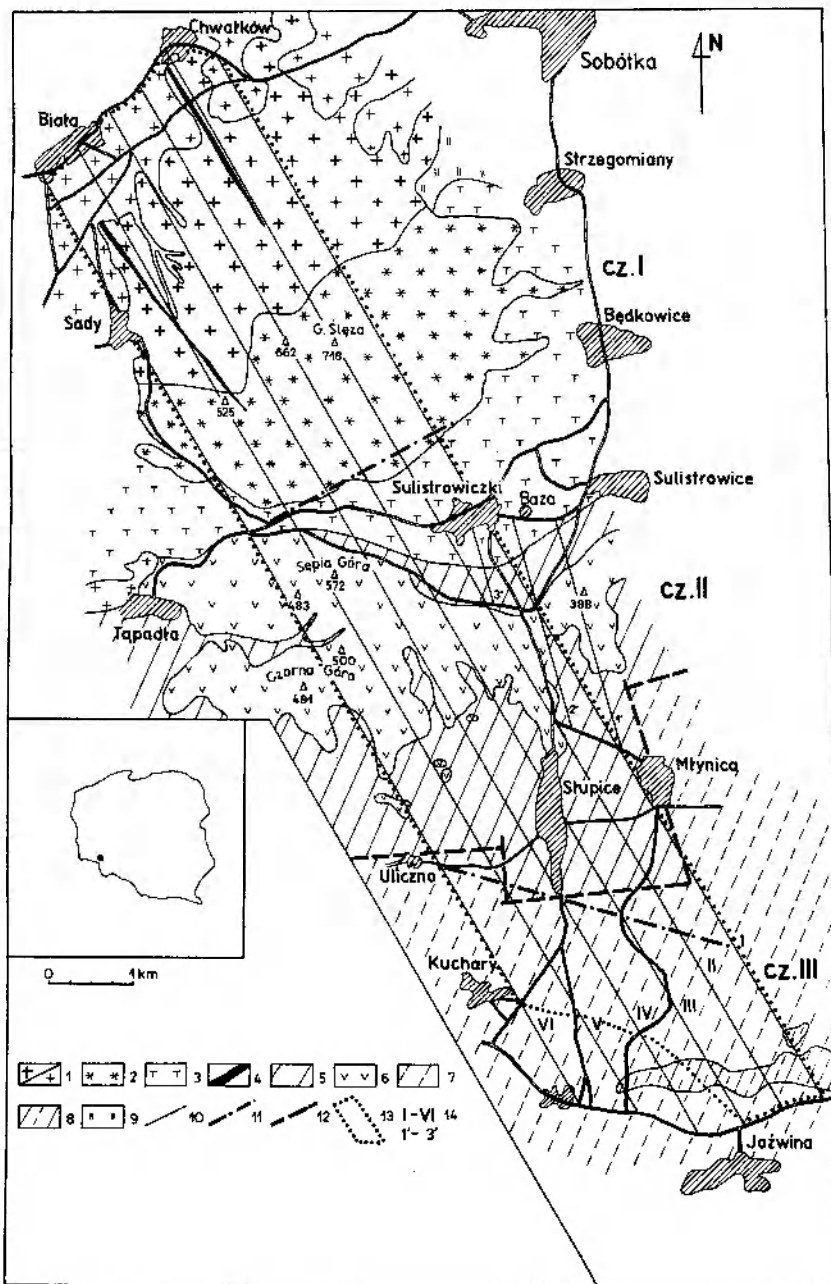


Fig. 1

Szkicowa mapa geologiczna badanego terenu z zaznaczonymi profilami pomiarowymi (według Finckha i Tietzego 1925 uzupełniona przez Majerowicza 1963 i Gajewskiego 1970)

1 - granity, a - na powierzchni, b - pod pokrywą kenozoiczną; 2 - gabra; 3 - gabbro pod utworami kenozoicznymi; 4 - żyła kwarcowa; 5 - serpentynity pod przykryciem utworów kenozoicznych; 6 - serpentynity; 7 - gnejsy sowiogórskie pod pokrywą kenozoiku; 8 - gnejsy sowiogórskie; 9 - amfibolity; 10 - profile pomiarowe; 11 - granice pomiędzy wydzielonymi częściami na badanym obszarze; 12 - dyslokacje według Gajewskiego; 13 - obszar badań; 14 - badane profile

Geological sketch of the survey area (after Finckh, Tietze 1925, Majerowicz 1963 and Gajewski 1970)

1 - granites, a - exposed, b - under Cenozoic cover; 2 - gabbros; 3 - gabbros under Cenozoic cover; 4 - quartz veins; 5 - serpentinites under Cenozoic cover; 6 - serpentinites; 7 - gneisses under Cenozoic cover; 8 - gneisses; 9 - amphibolites; 10 - measuring profiles; 11 - boundaries of domains; 12 - faults (after Gajewski); 13 - survey area; 14 - investigated profiles

wzdłuż północnego brzegu bloku sowiogórskiego. Reprezentowany jest przez skały serpentynitowe, stanowiące największe wystąpienie tych skał na Dolnym Śląsku. W morfologii zaznacza się on wyraźnym ciągiem wzniesień. Dzieli się na Wzgórze Kielczyńskie (466 m), Wzgórze Raduni (573 m), Wzgórze Oleszańskie (388 m), Winną Górę (317 m n.p.m.) i pagórki obniżające się w kierunku Masłowic i Jordanowa. Cały masyw w granicach wyznaczonych geofizycznie ma powierzchnię około 150 km² (Dąbrowski 1969).

Decydujący wpływ na budowę geologiczną tego masywu miało sąsiedztwo kry gnejsowej Gór Sowich (Oberc 1960; Grocholski 1969). Zakłada się, że masy magmy intrudowały wzdłuż strefy tektonicznej o starym, prawdopodobnie prekambryjskim założeniu z okresu kształtowania się całej struktury sowiogórskiej (Oberc 1972). W czasie ruchów tektonicznych, już po intruzji, strefa kontaktowa ulegała znacznym komplikacjom wskutek odnowienia starych deformacji nieciągłych oraz powstania szeregu uskoku prostopadłych i skośnych do krawędzi pierwotnej kry sowiogórskiej.

Pozycję tektoniczną masywu skał bazytowych i ultrabazytowych w górotworze sudeckim określili Teisseyre (1968, 1971) i Oberc (1966, 1972, 1975). Autorzy ci podkreślili ścisły związek przestrzenny masywu z blokiem sowiogórskim. Oberc przypuszcza, że skały ultrazasadowe i zasadowe podścielają blok sowiogórski, a Teisseyre uznawał masyw za przejaw magmatyzmu inicjalnego.

Badaniem skał ultrabazytowych (głównie w aspekcie złóż surowców) od wielu lat zajmuje się Gajewski (1970). On to określił na podstawie analizy wierceń granice serpentynitów pod pokrywą utworów trzecio- i czwartorzędowych od strony południowej i północnej masywu.

Granica serpentynitów z gnejsami jest poprzecinana licznymi uskokami o przebiegu południkowym i równoleżnikowym lub zbliżonym do niego (Gajewski 1970). Według Teisseyre'a kontakt ten ma charakter tektoniczny. Na podstawie intersekcji stwierdzono, że powierzchnia tej intruzji zapada na wschodzie ku S. Przesunięcia wzdłuż uskoku sięgają 3 km, co dowodzi, że powierzchnia serpentynitów zapada płasko pod gnejsy (Oberc 1966).

Na podstawie badań geofizycznych stwierdzono, że właściwa granica bloku sowiogórskiego z serpentynitami ma charakter tektoniczno-intruzyjny (Okulus, Tatuć 1966).

Chmura, Sułkowski i Buczek (1965) wykonali diagramy spękań żył magnezytu występujących w

zachodniej części masywu. Wyróżnili dwa zasadnicze kierunki spękań ścinających: NW-SE i SW-NE, łączących się przejściami poprzez kierunki równoleżnikowe. Spękania te są starsze od spękań leżącego niżej granitu waryscyjskiego. Istniały w serpentynitach w czasie zajmowania przestrzeni przez granit i zostały jedynie wypełnione magnezytem pod wpływem gorących roztworów (Gajewski 1970).

Spękania w serpentynitach ułatwiły rozwijanie się procesów pomagmowych (szczególnie w kierunku NW-SW i NE-SW). Obserwuje się często, że strefy silnego rozkładu skał serpentynitowych układają się zgodnie z przebiegiem wymienionych dwóch kierunków (Gajewski 1970).

Serpentynity zarówno z gnejsami, jak i gabrami tworzą kieszenie w formie niecek, lejów i rynien (Oberc 1966). Ich rozmieszczenie względem siebie jest bardzo nieregularne. Zasięg zwierzelin nie jest łatwy do uchwycenia.

Serpentynity rejonu Ślęzy powstały przez przeobrażenie pod wpływem intruzji magmy gabbrowej, która przede wszystkim dostarczała wody potrzebnej do tych procesów (Gawel 1957). Pierwotnymi ultrabazytami były głównie werlity i piroksenit (Finckh 1928; Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957). Przyjmując za podstawę badania petrograficzne, własności mineralogiczne i analizy chemiczne różni autorzy wyróżniają cały szereg odmian skał serpentynitowych. Biorąc za podstawę podziału stopień zaawansowania procesu serpentynizacji w poszczególnych częściach masywu, Gajewski wydzielił Wzgórze Kielczyńskie jako bardziej zserpentynizowane niż Wzgórze Raduni. Szumlas (1963) twierdzi, że środkowe partie masywu są mniej zserpentynizowane niż brzeżne. Ponadto na Wzgórzach Raduni są skały najmniej zmienione, zbliżone do pierwotnego perydotytu diallagowego (Gajewski 1970).

Z procesem serpentynizacji wiąże Gajewski występowanie magnetytów na Wzgórzach Kielczyńskich. Uważa on, że nagromadzenie magnezytu występuje w tych skałach, w których proces serpentynizacji został daleko posunięty lub zakończony, a więc w partiach brzeżnych masywu. W innych natomiast występowanie pojedynczych żył wiąże się z głównymi kierunkami spękań. Żył magnezytowe lokalizuje on w północnym pasie tych wzgórz o długości 4 km. Pas ten w tym miejscu kontaktuje z intruzją granitową.

Masyw ultramaficzny Gogołów-Jordanów zbudowany jest w zasadzie z trzech typów serpentynitów z niewielkimi wkładkami skał świeżych. Przejścia pomiędzy nimi są stopniowe;

skały różnią się głównie zawartością minerałów pierwotnych. Przynależność skał masywu do ultramafitów typu alpejskiego, których opisy zawarte są w pracy Jacksona i Thayera (1972) oraz Pinusa (1973), i ich geneza są jednym z podstawowych i najbardziej złożonych zagadnień współczesnej geologii (Linder 1979).

Od N serpentynity kontaktują z gabrami masywu Sobótki. Kontakt ten jest przykryty utworami trzecio- i czwartorzędowymi o dużej miąższości, dochodzącej do 60 m. Płaszczyzna kontaktu serpentynity z gabrami zapada na S pod kątem 40–50°. Apofizy gabra i pegmatytów gabrowych przecinają serpentynity, co stwierdzono w kopalni magnezytu w Wirach (Harańczyk, Wala 1970). Według autorów niemieckich gabra Sobótki jest w większym stopniu skałą metamorficzną niż magmową. Gabra jest niewątpliwie pochodzenia magmowego; ma pierwotny skład typowego gabra, które zostało w dużym stopniu zmienione przez czynniki metamorficzne i dynamiczne. Można go nazwać metagabrem (Majerowicz 1963). W pobliżu kontaktu z serpentynitami istnieją różnice strukturalne w gabrze (Majerowicz 1963).

Gabra na badanym terenie kontaktuje od N z częścią dużego warycyjskiego granitowego masywu Strzegom–Sobótka. Masyw ten w formie trójkąta równoramiennego rozciąga się w kierunku NW–SE na przedpolu Sudetów, zgodnie z przebiegiem uskoku sudeckiego (Majerowicz 1963). Podstawa tego trójkąta kontaktuje z intruzją gabrową. Granit to typowa intruzja posttektoniczna, która wdarła się w skały uprzednio już sfałdowane i zmetamorfizowane (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957). Kontakt intruzji granitowej z osłoną jest w większości zakryty. Niemniej jednak występowanie w pobliżu nielicznych odsłoneń skał zmetamorfizowanych kontaktowo (Finckh 1928; Mühler, Fabian 1938) wskazuje, że granit ten intrudował w stanie magmowym (Smulikowski 1973). Kierunek tej intruzji (Lopianowski 1922) – SE. Naciski z tego kierunku spowodowały powstanie w granicie prawidłowego systemu spękań, co pociąga za sobą podobne ułożenie pomagmowych utworów żyłowych. Im bliżej osłony, tym granit staje się stopniowo kwaśniejszy tworząc w pobliżu kontaktu strefę dwułyscopiczną granitu alkalicznego. Według Majerowicza występowanie tego granitu wzdłuż całej strefy kontaktowej na Ślęży zaprzecza w poważnym stopniu istnieniu uskoku między granitem a gabrem za zachodnim zboczem Ślęży, zaznaczonego na mapie geologicznej Finckha. Nie jest wykluczone,

że granit intrudował tu wzdłuż starego uskoku i dlatego granicę między obu skałami stanowi niemal prosta linia o przebiegu W–E. Zaznaczona żyła kwarcowa przechodząca aż na gabra nie ma uzasadnienia. Żyła ta nigdzie nie została zaobserwowana (Majerowicz 1963). Podobnie przedstawia się sytuacja przypuszczalnego uskoku w pobliżu wzniesień na zachód od Ślęży (Olbrzymki 662 m). Majerowicz przypuszcza, że kontakt granitu z gabrem to fragment grubej apofizy o składzie typowym dla facji brzeżnej.

Wiek skał krystalicznych badanego obszaru jest problematyczny, ponieważ brak bezpośrednich dowodów stratygraficznych. Można jedynie mówić o względnym wiekowym następstwie poszczególnych zespołów skalnych. Za najstarsze skały uważa się dzisiaj gnejsy sowiogórskie, stanowiące fragment moldanubskiego masywu krystalicznego (Oberc 1972). Gnejsy te, kontaktujące z serpentynitami, przypuszczalnie stanowią starszy prekambry (Suess 1926; Bederke 1934; Pawlik – *vide* Teisseyre *et al.* 1957). Większość badaczy uważa, że wiek serpentynitów określić można tylko jako przedgórnodołnoński na podstawie analogii z gabrami, z którymi są genetycznie związane. Oberc (1966) skały te zalicza do późnoprakambryjskiego fundamentu Sudetów; Teisseyre (1968) natomiast uważał, że serpentynity i gabra pochodzą z tego samego okresu, a gabra są jedynie konsolidacyjnie późniejsze. Granit zaliczany jest do młodszych skał, którym przypisuje się wiek górnokarboński albo nawet dolnopermski (Finckh 1928).

Grupę górską Ślęży w literaturze określono jako skały magmowe powstałe w różnych fazach górotwórczych, lecz wiążące się przestrzennie tym, że powstały wzdłuż dysjunkcji młodszych utworów wokół starego sztywnego bloku sowiogórskiego, podobnie jak i wschodnia oraz południowo-zachodnia strona bloku (Majerowicz 1979).

Majerowicz (1979) wysuwa koncepcję sekwencji ofiolitowej zespołu skał Ślęży powstałych w warunkach morskich, w niezbyt dużym basenie. Ofiolit (Coleman 1977) to zespół skał bazytowych i ultrabazytowych, który powinien zawierać:

- a) kompleks skał ultramaficznych złożonych z różnych odmian perydotytu i dunitu o różnym stopniu procesu serpentynizacji, z wyraźnymi strukturami tektonicznymi;
- b) kompleks gabroidowy ze strukturami kumulacyjnymi;
- c) skały towarzyszące – skały krzemionkowe

z przelawiczeniami łupków ilastych, mułowcowych.

Taki zespół ofiolitowy może być zmetamorfizowany, zafaldowany, tektonicznie rozczłonkowany, zmodyfikowany i zdekompletowany. Jeśli zespół Słęzy (Majerowicz 1979) potraktować jako zespół ofiolitowy, to widoczny jest brak części stropowej.

Tak rozpoznany geologicznie teren był również przedmiotem wielu badań geofizycznych. W zasadzie wszystkie prace geofizyczne były półszczegółowe lub szczegółowe, obejmowały tereny przyległe lub badały teren wycinkowo. Wszystkie tego typu badania to dokumentacje w poszukiwaniu złóż lub okonturowywanie występujących skał czynnych magnetycznie. Główne pomiary to magnetyczne, grawimetryczne oraz geoelektry-

czne. Na badanym terenie jedynie w okolicy Uliczna i Słupic były robione wycinkowe badania magnetyczne, grawimetryczne i geoelektryczne w poszukiwaniach złóżowych (Fedak 1963; Fedak *et al.* 1971; Mizeracka 1978; Grzywacz, Mikołajczyk 1959; Przeniosło, Stępniewski 1972). Pewną informacją są również badania geofizyczne na zachód od badanego terenu w rejonie Czarnej Góry (481 m npm.) na masywie Gogółów–Jordanów w poszukiwaniu złóż niklu i chromitu. Wykonane wiercenie na Czarnej Górze do głębokości około 1000 m świadczy, że nadal najgłębiej nawierconą skałą jest serpentynit.

Na badanym terenie brak kompleksowych badań geofizycznych, które byłyby przydatne przy dalszej interpretacji.

CHARAKTERYSTYKA PROFILOWEGO OBRAZU MAGNETYCZNEGO OBSZARU BADAŃ

Badania magnetyczne, będące przedmiotem interpretacji, dotyczyły pomiarów natężenia całkowitego ziemskiego pola magnetycznego T na sześciu równoległych profilach, o azymucie 330° , oraz trzech dodatkowych profilach o azymucie 165° , których lokalizacja pokazana jest na figurze 1.

Pomiary wykonane były na badanym terenie magnetometrem protonowym konstrukcji Instytutu Geofizycznego PAN w Warszawie. Dokładność odczytu wykonanych pomiarów wynosiła $\pm 0,5 \gamma$ w punktach odległych o 10 m. Lokalizacja punktów pomiarowych została przeprowadzona na mapach w skali 1:10 000, obejmujących arkusze: Sobótka, Jaźwina, Pzenno. Długość profili wynosiła 3–15 km. Zmiany dobowe mierzono na punkcie bazowym z częstotliwością jeden pomiar na minutę.

Bazę zlokalizowano na wschód od Sulistrowiczek (fig. 1).

Wartości mierzone całkowitego pola magnetycznego ziemskiego były zredukowane o zmiany dzienne pola magnetycznego, uzyskane z krzywej dziennej sporządzonej przez autorkę. Dla porównania wykonano poprawki z krzywej dziennej otrzymanej z Bielska z Centralnego Obserwatorium Magnetycznego. Obie krzywe wykazywały minimalne różnice.

Odległości wzajemne profili wynosiły 500 m, odległości stanowisk pomiarowych wzdłuż profilu – 10 m. Równoległość profili była podyktowana chęcią uchwycenia ewentualnych zmian po-

przeznaczonych w obrazie anomalnym, a równocześnie stwarzała możliwość wyeliminowania błędów przypadkowych.

Jako wartość tła regionalnego obrano poziom $46\,500 \gamma$, który uznano za poziom zerowy anomalii na podstawie zmian dobowych, motywując to wybitną anomalią o płaskim tle nie przejawiającym wyraźnego trendu. Dla takiego wypadku definiowanie regionalizmu jest problematyczne.

Otrzymane w ten sposób anomalie wzdłuż profili przedstawiono na figurach 2 i 2a. Na profilach występują przerwy w pomiarach ze względu na zabudowę. W miejscach luk pomiarowych do 3 punktów pomiarowych wyniki wyinterpolowano na podstawie sąsiednich pomiarów.

Analizując otrzymany obraz pomierzonych anomalii ΔT w nawiązaniu do budowy geologicznej tego terenu podzielono go na trzy części (fig. 1).

Część I przypada na obszar występowania pokrywy granitowej i gabbrowej, gdzie ondulacje krzywych ΔT są bardzo regularne. Zmiany ΔT dochodzą do $\pm 20 \gamma$. W części tej od N do S wartości ΔT stopniowo maleją.

Część II związana jest ze strefą występowania serpentynitów. Charakterystyczną cechą obrazu anomalnego ΔT tej części jest pojawienie się wybitnych ekstremów. Skoki ΔT dochodzą do $\pm 1000 \gamma$ i więcej tworząc nieregularne krzywe zniekształcone lokalnymi deformacjami.

Część III przypada na kontakt serpentynitów z północną krawędzią bloku sowiogórskiego.

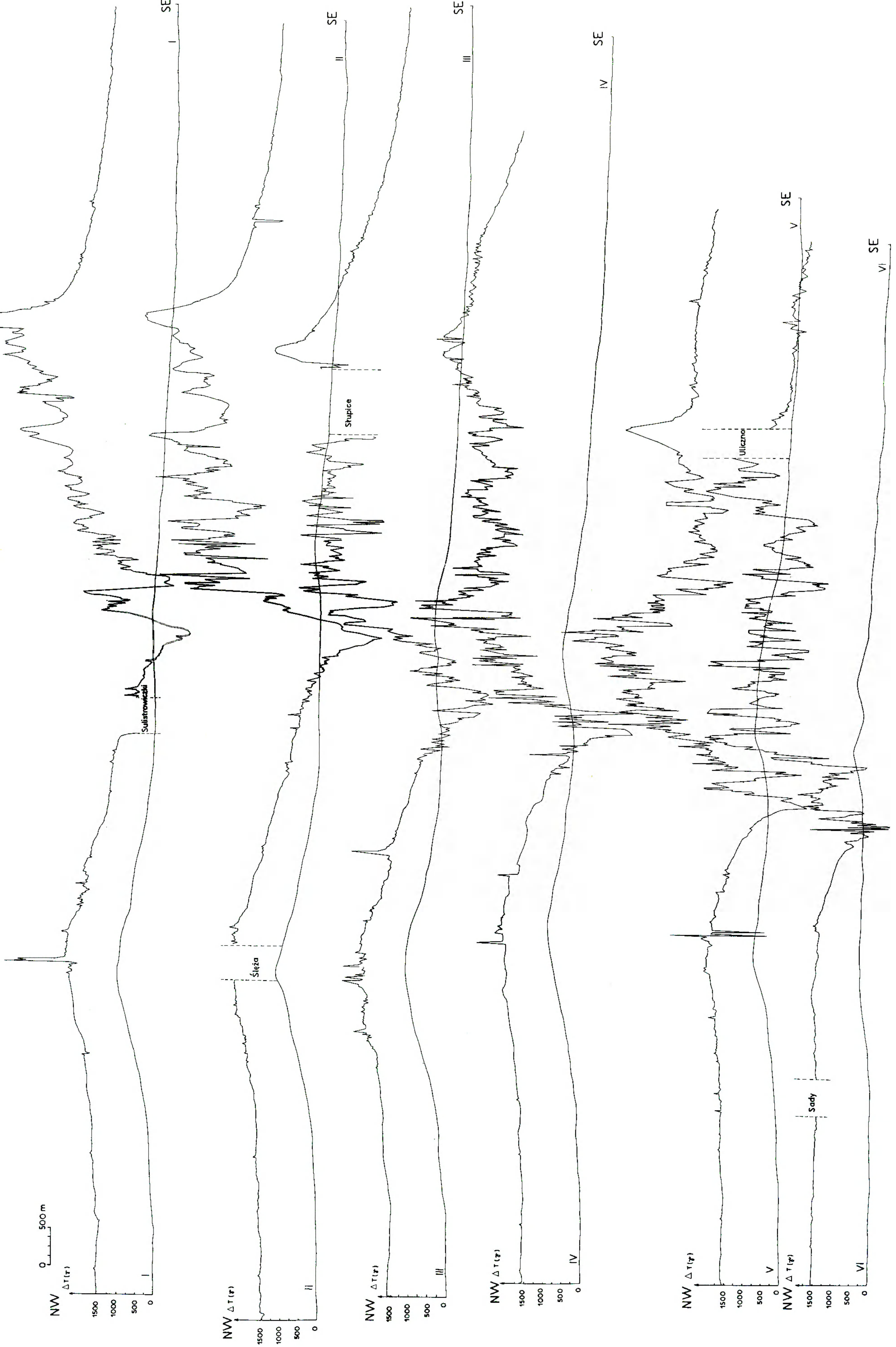


Fig. 2
 Profiley obraz rozkładu anomalii magnetycznych ΔT wzdłuż profilu I-VI
 Distribution of ΔT magnetic anomalies along profiles I to VI

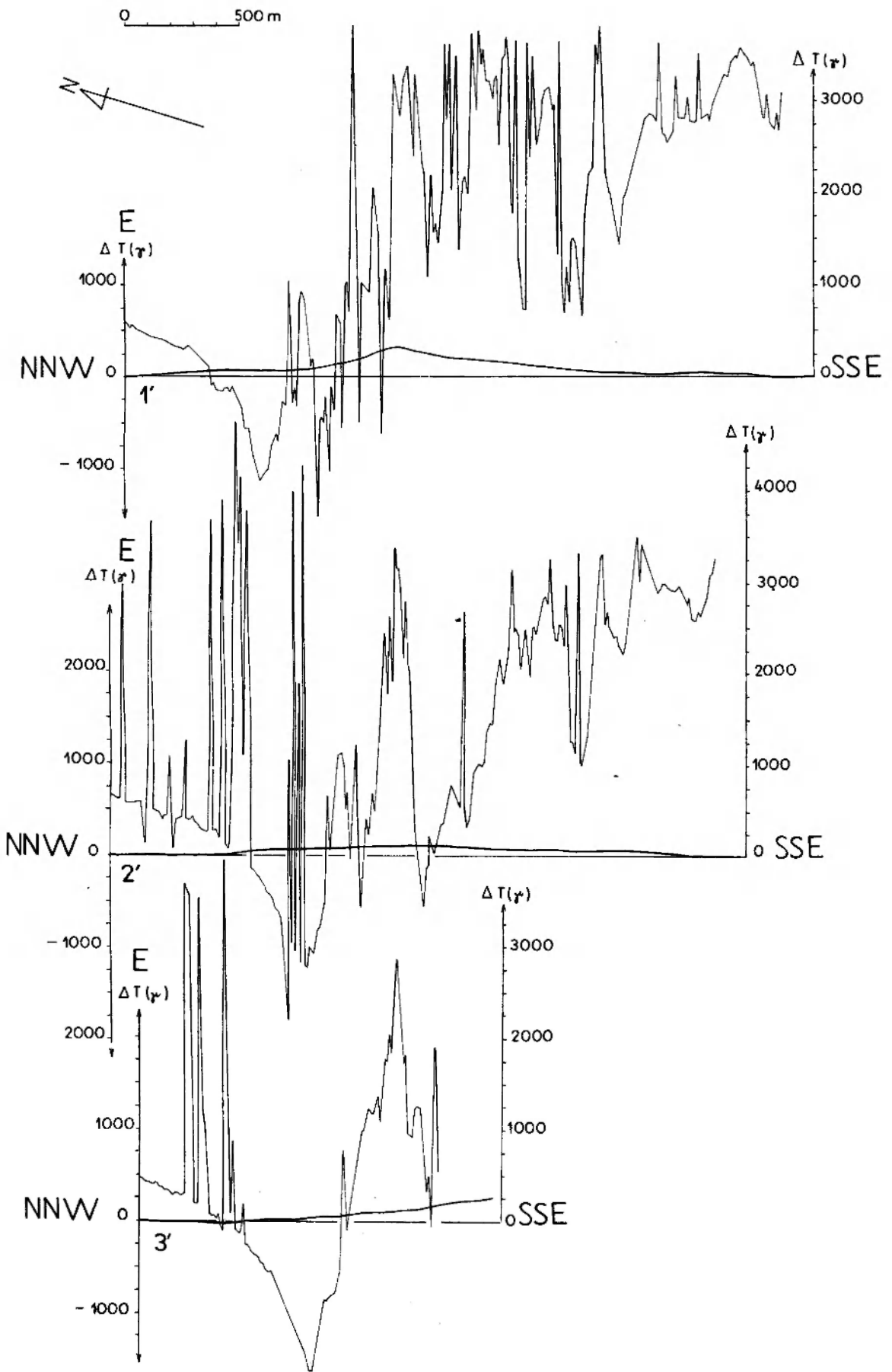


Fig. 2a

Profilowy rozkład anomalii magnetycznych wzdłuż profili 1', 2', 3'

Distribution of ΔT magnetic anomalies along profile lines 1', 2', 3'

Charakteryzuje się łagodnym spadkiem ΔT . Obrazy zmian ΔT na poszczególnych profilach są podobne.

Na podstawie profilowego obrazu rozkładu ΔT można jedynie określić przypuszczalnie dwie granice ciał anomalnych, tzn. gabro-serpentyń (granica I) oraz serpentyń-gnejs (granica II). Granica I odpowiada przejściu z ciała mniej pobudliwego magnetycznie do ciała bardziej pobudliwego magnetycznie, a granica II jest jej przeciwie-

stwem, tzn. przejściem z ciała bardziej czynnego magnetycznie do mniej pobudliwego magnetycznie.

Z rozkładu ΔT w części II wynika, że jest to płyta płasko-równoległa nachylona w kierunku S. Na podstawie maksimum ΔT w tej części można wydzielić szereg bloków – płyt płasko-równoległych. Dalsza interpretacja daje bardziej szczegółowy obraz poszczególnych części, jak i wydzielonych bloków.

INTERPRETACJA KLASYCZNA ANOMALNEGO OBRAZU MAGNETYCZNEGO

Ondulacje ΔT w części II wyraźnie oddzielają się od części pozostałych. Stosując do tej części metody analitycznego przedłużania w górę Petera (1949) czy Hendersona (1960) szukamy w ten sposób lokalizacji ciał anomalnych. W metodach tych korzystamy z zależności:

$$T_z(x, y, -h) = \frac{h}{2\pi} \iint_{-\infty}^{+\infty} \frac{T_z(\alpha, \beta, 0) d\alpha d\beta}{[(x-\alpha)^2 + (y-\beta)^2 + h^2]^{3/2}}$$

$T_z(x, y, -h)$ – wielkość natężenia pola w punkcie o współrzędnych $(x, y, -h)$;

$(-h)$ – wysokość ponad poziom kartowania funkcji T_z ;

$T_z(\alpha, \beta, 0)$ – natężenie pola na powierzchni kartowania w punkcie o współrzędnych $(\alpha, \beta, 0)$;

$\frac{\bar{T}_z(\alpha, \beta, 0)}{2}$ – gęstość fikcyjna mas powierzchniowych, których sumaryczny efekt działania przedstawia powyższa zależność;

$d\alpha, d\beta$ – element powierzchni kartowania.

Jeżeli funkcja $T_z(\alpha, \beta, 0)$ jest analityczna, to rozwiązaniem przybliżonym będzie zależność:

$$T_z(x, y, -h) = \sum_{i=0}^n b_i \bar{T}(r_i),$$

r_i – promień $r_i = \sqrt{\alpha_i^2 + \beta_i^2}$;

b_i – współczynniki dla poszczególnych kół

r_i – wagi;

$\bar{T}(r_i)$ – średnie wartości natężenia odczytane z poszczególnych kół.

Obie wymienione metody różnią się diagramami i wielkościami współczynników b_i .

Dla odcinka o długości 2300 m profilu I zaczynającego się w odległości 200 m od wioski Sulistrowiczki w kierunku S wykonano obliczenia przedłużenia analitycznego w górę metodą Petera (1949). Za krok jednostkowy diagramu s przy-

jęto 20 m. Otrzymano w ten sposób wartości ΔT na wysokości 20 m i 40 m nad poziom pomiarowy. Porównując obraz z poziomów wyższych z poziomem pomiarowym (fig. 2b) widzimy, że nastąpiła eliminacja anomalii związanych z przyczynami przypowierzchniowymi.

W obrazie tym istnieją w zasadzie dwa główne maksima, których przyczyna tkwi znacznie głębiej. Pierwsze maksimum jest znacznie mniejsze i jest wywołane przez masę mniejszą niż maksimum drugie. Na podstawie tego wycinka widać, że główna masa składa się z dwóch bloków, z tym że blok pierwszy znajduje się płycej i jest mniejszy niż blok drugi.

Metodą Hendersona wykonano obliczenia dla tego samego odcinka, ale już dla całego profilu I od Sulistrowiczek do końca profilu w kierunku S, a więc dla odcinka obejmującego część II i III, zmieniając s od 10 do 50 m (fig. 2c). Maksymalny poziom, dla którego otrzymano rozkład pola ΔT wyniósł 200 m nad poziom pomiarowy. Krzywe na poziomach niższych są bardzo podobne. Podział dwublokowy jest wyraźnie zaznaczony. Strop bloku II jest nieco zondulowany. Na krzywych ΔT na poszczególnych poziomach nad tym blokiem można wyróżnić 4 maksima zlokalizowane w odległościach 1900, 2900, 3350, 4100 m od wioski Sulistrowiczki. Maksima te są widoczne na krzywych jeszcze w odległości 100 m nad powierzchnią pomiarową (fig. 2c). Strop bloku II w tych miejscach jest nieco podniesiony. Obraz na wysokości 200 m charakteryzuje się jednym maksimum, a więc do głębokości 200 m podział na dwa bloki w części II na tym profilu zanika. Obliczona krzywa na poziomie 200 m nad poziom pomiarowy daje znaczne wygładzenie formy izoanomalii ΔT sygnalizując, że dalsze obliczenie ΔT na wyższe poziomy nie będzie oddzielało anomalii lokalnych, ponieważ wpływy pola regionalnego znacznie się uwidocznia.

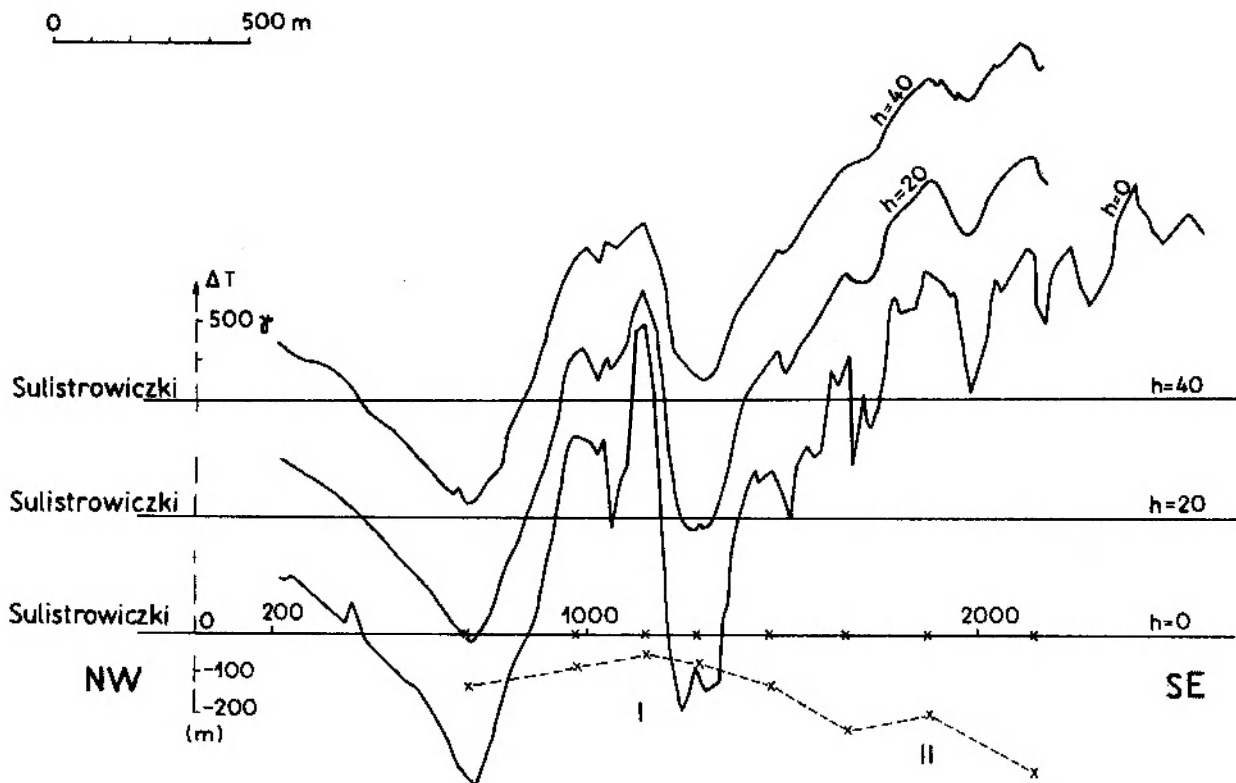


Fig. 2b

Rozkład anomalii ΔT określonych metodą Petersa dla części II profilu I przy $s = 20$ m na wysokości 20 i 40 m nad poziom pomiarowy

I, II – bloki wydzielone na podstawie metody linii biegunowej

Distribution of ΔT anomalies obtained with the Peters method for domain II along profile line I (20, 40 m above the measuring level, $s = 40$ m)

I, II – blocks distinguished with the pole line method

Problem oceny głębokości stropu masy zaburzającej jest jednym z najważniejszych zadań geofizyki prospekcyjnej.

Określając głębokość szacunkowo do ciała anomalnego (fig. 2b i 2c) metodą linii biegunowej dla odcinka Petersa czy Hendersona otrzymamy uśredniony przekrój głębokościowy dla ciała anomalnego. Z przekroju tego wynika, że blok I jest płycej niż blok II. Strop bloku I średnio znajduje się na głębokości około 100 m, a bloku II poniżej 200 m.

Podobny przekrój głębokościowy otrzymamy również metodą Gusiewa i Piatnickiego (1963).

Opierając się na tych informacjach policzono wartości ΔT metodą Hendersona na poziomach wyższych dla wszystkich profili. Szukano w ten sposób lokalizacji form dających w części II tak duże anomalie. Metodą tą obliczono analityczne przedłużenie w górę na poziomy 40, 80, 120, 160, 200 m przyjmując za jednostkę diagramu Hendersona $s = 40$ m. Obraz otrzymany na poziomie 200 m jest wolny od anomalii przypowierzchniowych.

Hendersonowski obraz z 6 profili na poziomie 200 m (fig. 3) pozwala wydzielić w obrębie masy serpentynitowej dwa wyraźne płyty-pasy, bloki, o kierunku W-E, co wyraźnie jest widoczne na profilu IV, V, VII. Podział ten jest rozgraniczony wartościami minimalnymi ΔT .

Pierwsza linia minimów zlokalizowana jest na granicy gabra-serpentyn. Równoległe do niej biegnie druga linia minimum oddalona o około dwa kilometry. Drugie minimum leży już w obrębie samej masy serpentynitowej. Minimum to jest znacznie mniejsze od pierwszego (fig. 3, profil IV, V, VI). Natomiast granica południowa ciała serpentynitowego (granica II) oznaczona jest linią maksimum, tzn. przejściem od ciała bardziej pobudliwego magnetycznie do ośrodka o znacznie mniejszej pobudliwości, jakim są gnejsy.

Wyróżnione dwa pasy-bloki wykazują tendencję rozszerzania się w kierunku zachodnim. Ponadto bloki te na profilu V i VI są wyraźnie przesunięte w kierunku N w porównaniu do tychże bloków na profilach I-IV. Można więc przypuszczać, że między profilem IV i V występu-

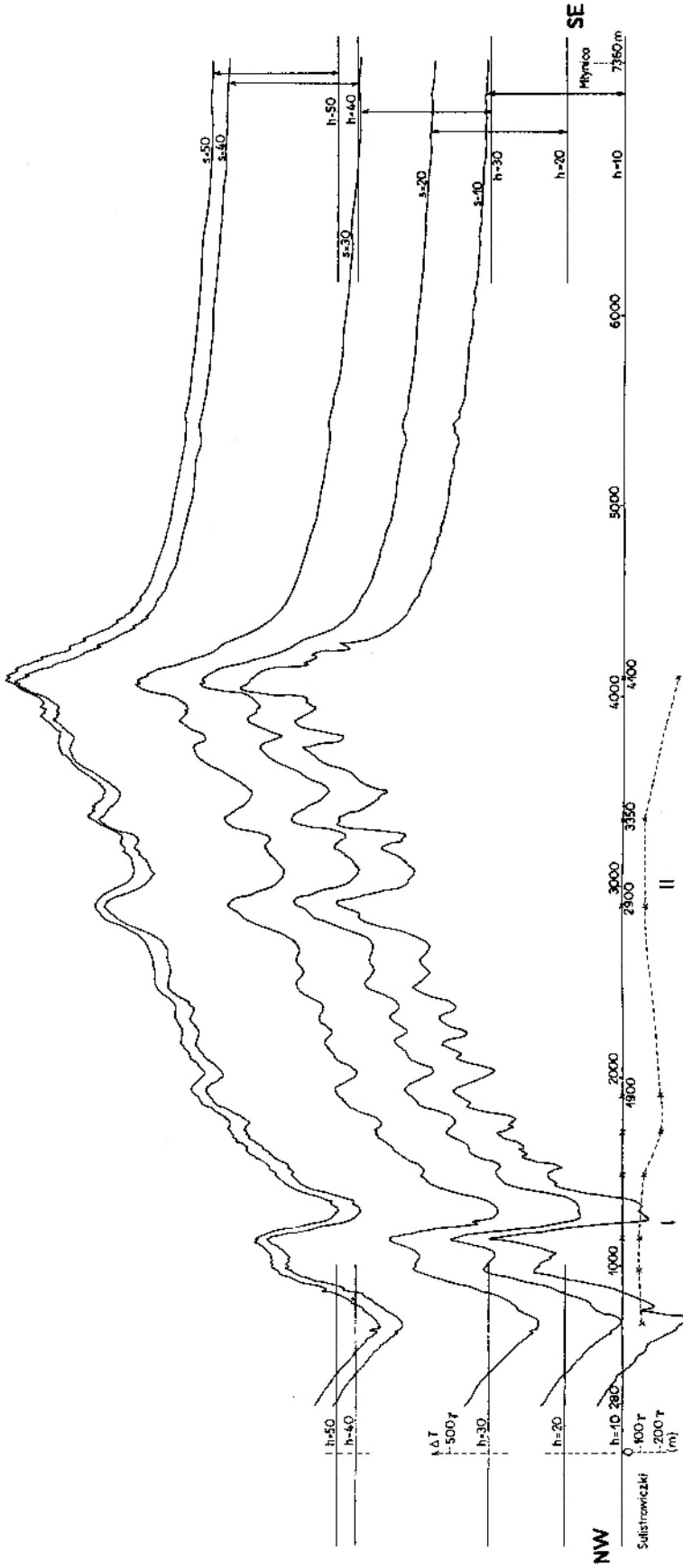


Fig. 2c

Profiony obraz Hendersonowski dla profilu I przy różnych wartościach r ; I, II — bloki wydzielone na podstawie metody linii bieżącej

Hendersonian image for profile I. Various r values taken into account. I, II — blocks distinguished with the pole line method

je pewnego rodzaju dyslokacja, co inne metody uwypuklają wyraźniej.

Wzajemne ułożenie pasów-mas w obrębie ciała serpentynitowego jest niemożliwe do określenia za pomocą tej metody. Można wyznaczyć jedynie jej główne osie.

Obliczając głębokość do stropu ciała na podstawie tych krzywych (fig. 3) dla poszczególnych profili np. metodą Kuolomzine'a *et al.* (1970) czy Gusiewa-Piatnickiego (1963) otrzymano wartości uśrednione dla całego profilu. Wyliczone wartości należy traktować jako wartości szacunkowe. Metody bezpośrednie wykorzystują charakterystyczne punkty krzywych anomalnych i przez to są stosunkowo szybkie; obarczone są jednak dużym błędem wynikającym z subiektywnego operowania parametrami graficznymi. Wielkości te są jedynie pewną informacją o lokalizacji ciała anomalnego.

Przedłużanie analityczne w dół podanej funkcji jest możliwe do pierwszego ciała anomalnego, a więc praktycznie nie ma zastosowania. Pewną modyfikacją metody analitycznego przedłużania w dół jest określenie położenia punktów osobliwych funkcji całkowitego pola magnetycznego, a więc punktów, w których funkcja lub jej przedłużenie straci harmoniczność. Droga postępowania to równoczesne wygładzanie anomalii pól potencjalnych przy przedłużaniu analitycznym (Bieriozkin, Bukietow 1965; Bieriozkin 1967; Strachow 1972; Cianciara, Marcak 1976). Sposoby wygładzania są różne. Do analizy geofizycznych pól potencjalnych stosujemy pewną własność z teorii funkcji harmonicznych. Jeżeli znamy na płaszczyźnie $z = 0$ potencjał lub natężenie pola, to na tej podstawie możemy go jednoznacznie określić w całej górnej półprzestrzeni, przy założeniu, że źródła pola znajdują się pod płaszczyzną $z = 0$. Na tej podstawie otrzymamy zależność między wartością natężenia pola magnetycznego w danym punkcie nad płaszczyzną $z = 0$ z wartościami tego pola na płaszczyźnie $z = 0$ (Grant, West 1965).

$$T(\bar{r}) = \frac{|z|}{2\pi} \iint_{-\infty}^{+\infty} \frac{T(\varphi, \eta)}{R^3} d\varphi d\eta.$$

Jeśli założymy (Cianciara, Marcak 1976), że na obszarze pomiędzy płaszczyzną $z = 0$ i $z = z_k$, znajdującą się poniżej $z = 0$, nie ma mas zaburzających. tzn.:

$$T(\varphi, \eta) = T_{z_k}(\varphi, \eta) \text{ i } T(\bar{r}) = T_0(\bar{r}),$$

to otrzymamy:

$$T_0(\bar{r}) = \frac{|z_k|}{2\pi} \iint_{-\infty}^{+\infty} \frac{T_{z_k}(\varphi, \eta)}{R^3} d\varphi d\eta,$$

zależność, w której T_{z_k} jest nieznaną funkcją, a $T_0(\bar{r})$ wartością natężenia pola na poziomie $z = 0$. Funkcję tę obliczamy metodą transformacji Fouriera:

$$F_{z_k}(p, q) = e^{-\sqrt{p^2+q^2} \cdot z_k} F_0(p, q),$$

gdzie:

F_{z_k} — transformacja Fouriera funkcji $T_{z_k}(\varphi, \eta)$;

F_0 — transformacja Fouriera funkcji $T_0(\bar{r})$.

Warunek konieczny istnienia funkcji F_{z_k} związany jest z głębokością źródła anomalii. Widmo F_0 dąży do zera eksponentialnie wraz z wykładnikiem proporcjonalnym do z . Istnieje tzw. częstość graniczna ω_g , powyżej której widmo nie niesie żadnych informacji geologicznych. Ponadto ω_g zależy od głębokości h do stropu ciała anomalnego następująco:

$$h\omega_g = \alpha \text{ i } \omega_g = \sqrt{p^2+q^2},$$

gdzie α jest stałe, czyli im mniejsze ω_g , tym większe h .

Konieczny warunek istnienia funkcji F_{z_k} jest spełniony, jeżeli wygładzenie przy przedłużaniu analitycznym w dół opiera się na przesuwaniu ω_g wraz z głębokością zalegania stropu masy anomalnej h według zależności:

$$\bar{F}_0(p, q) = e^{-\gamma(p^2+q^2)} F_0(p, q).$$

Wprowadzenie funkcji $e^{-\gamma(p^2+q^2)}$ jest dogodnie, ponieważ przekształcenie Fouriera tej funkcji nie zniekształca obrazu interpretacyjnego. Ostateczny wzór na przedłużanie analityczne otrzymamy w następującej postaci:

$$T_z(x, y) = \frac{1}{4\pi} \iint_{-\infty}^{+\infty} F_0 e^{[-\gamma(p^2+q^2) + \sqrt{p^2+q^2} \cdot z_k]} e^{i(xp+py)} dp dq.$$

W przypadku badanego terenu zależność ta została zastosowana dla profili, czyli funkcji jednowymiarowej.

Mamy ciąg wartości T_n co Δ_x wzdłuż profilu o długości L skierowanego wzdłuż osi x . Przekształcamy ten ciąg wartości T_n w ten sposób, aby w punkcie $x = 0$ i $x_{z_{k-1}}$ wartości T_n równały się

zeru. Szukamy więc takiej funkcji $\varphi(x)$, której $\varphi_0 = \varphi_{2N-1} = 0$. Funkcja ta ma postać:

$$\varphi_L = T - y_L,$$

gdzie:

$$y_L = \frac{T_{2N-1} - T_0}{2N-1} L + T_0.$$

Procedura ta zmniejsza efekt Gibbsa na końcach przedziału. Ciąg φ_L rozwijamy w szereg Fouriera i obliczamy wartości przedłużenia analitycznego profilowego pola na poziom z_k oraz składową ortogonalną do niej Ψ_L . W rezultacie otrzymamy całkowitą wartość natężenia pola w danym punkcie na poziomie z zdefiniowaną następująco:

$$G_L(z) = \sqrt{(\varphi_L(z))^2 + (\Psi_L(z))^2}.$$

Na podstawie funkcji G_L tworzymy przekroje pionowe, które służą do lokalizacji punktów osobliwych związanych z formami zaburzającymi.

Linie równych wartości G_L doznają zniekształceń lub zamykają się w punktach osobliwych. Z punktami tymi związane są również zmiany fazy tej funkcji. Wykres zmian fazowych na poszczególnych poziomach jest szczególnie ważny. Funkcja fazowa jest określona następująco:

$$f_L(z) = \arctg \frac{\Psi_L(z)}{\varphi_L(z)},$$

Każdy punkt osobliwy w wykresie fazowym jest zarejestrowany jako pewne zakłócenie. Płaszczyzna uskokowa jest dokładnie wyznaczona przez zmiany fazy na przeciwne (Cianciara, Marcak 1979). Wykresy fazowe po przekroczeniu głębokości ciała zaburzającego w stosunku do siebie są odwrócone. Wydaje się, że miejsca kontaktu dwóch różnych ciał geologicznych są zaznaczone na wykresie fazowym łagodnym przejściem fazy z wartości dodatniej na ujemną, co zaobserwowano na badanym terenie.

ROZKŁAD OSOBLIWOŚCI FUNKCJI POTENCJALNYCH NA PRZEKROJACH PIONOWYCH I ICH KORELACJA

Metoda punktów osobliwych w takim ujęciu została zastosowana do badanego terenu (fig. 4, 4a). Wszystkie parametry odniesione są do fizycznej powierzchni badanego obszaru. Całkowitą wartość natężenia pola magnetycznego obliczono dla siedmiu poziomów co 50 m krokiem 10 m na wszystkich profilach.

Część I badanego terenu, obejmująca masyw gabrowy i granitowy, wyraźnie odbija obrazem, opracowanym metodą punktów osobliwych, od części II. Ważniejsze osobliwości z poszczególnych profili ujęto w tabeli 1.

Analiza osobliwości funkcji potencjalnych obliczonych metodą punktów osobliwych w części I badanego obszaru pozwoliła wysunąć następujące wnioski:

- ciało anomalne w przedziale od 0–3000 m (profil I i II) rozpada się na dwa ciała o odmiennych nieco własnościach magnetycznych. Pierwsze z nich daje słabsze pole (około 50 γ) w porównaniu z drugim (200 γ). Na profilu II ciało I jest znacznie mniejsze niż na profilu I. Profile III, IV, V dają jedną formę bez widocznego podziału w przedziale od 0–3000 m;

- izolnie w przedziale od 0–3000 m tworzą formę synklinalną (profil III, IV, V) przechodzącą następnie w formę antyklinalną;

- ciało anomalne w przedziale od 0–3000 m, posiadające pewne osobliwości, to masyw grani-

towy. Obszar powyżej 3000 m jest odniesiony do masywu gabrowego. Brak w nim wyraźnych osobliwości, izolnie są ułożone chaotycznie. Granica między tymi dwoma masywami zaznacza się zmianą kształtu izolnie z formy synklinalnej na antyklinalną oraz wzrostem wartości ΔT na poszczególnych poziomach;

- wartości ΔT na profilach III–V są o 2/3 większe niż na profilu I i II, co należy łączyć z różną głębokością tych ciał anomalnych;

- profil VI odbija zupełnie kształtem od pozostałych profili. Wartości pola są bardzo małe, osobliwości zlokalizowane znacznie głębiej, kształt izolnie odmienny, co można by chyba wiązać z grubszą pokrywą trzecio- i czwartorzędu występującą na tym obszarze;

- masa granitowa na profilu I i II jest jakby dwublokowa w porównaniu do profili III i V.

Uzupełnieniem obrazu anomalnego tej części jest pionowy przekrój zmian fazowych badanej funkcji (fig. 5, tabela nr 2).

W wyniku analizy obrazu fazowego części I stwierdzono:

- charakterystyczne zmiany na początkach profili, określające wyraźną powierzchnię zmian fazowych jedynie na profilu III, łączącą się z dyslokacją (uskokiem);

- nieregularne zmiany fazy na profilu VI – trzy pierwsze poziomy świadczą o dużym różni-

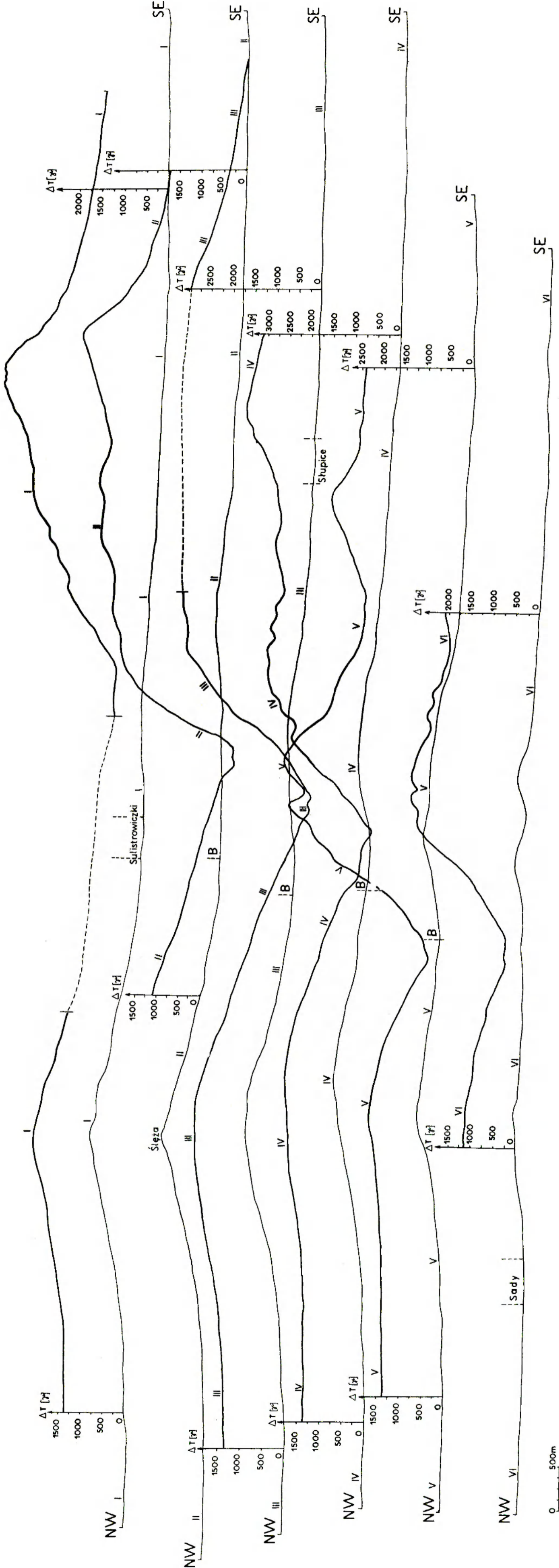


Fig. 3
 Profiłowy obraz anomali ΔT na wysokości 200 m nad poziom pomiarowy określony metodą Hendersona dla profili I-VI
 p.z. $s = 40$ m
 B - szosa Sulistrowiczki-Tapada
 B - road from Sulistrowiczki to Tapada

Hendersonian image of ΔF anomalies for profiles I to VI (200 m above the measuring level, $s = 40$ m)

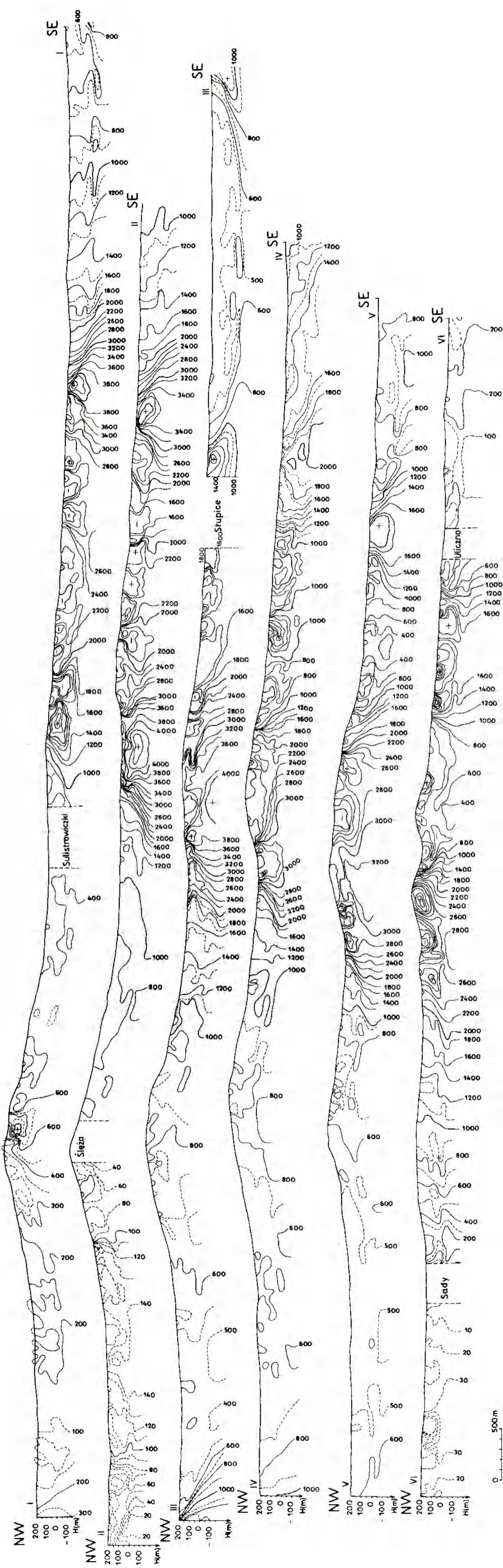


Fig. 4
 Przekroje pionowe wyznaczone metodą punktów osobliwych dla profilów I-VI
 Vertical cross-sections obtained for profile lines I to VI with the singular points method

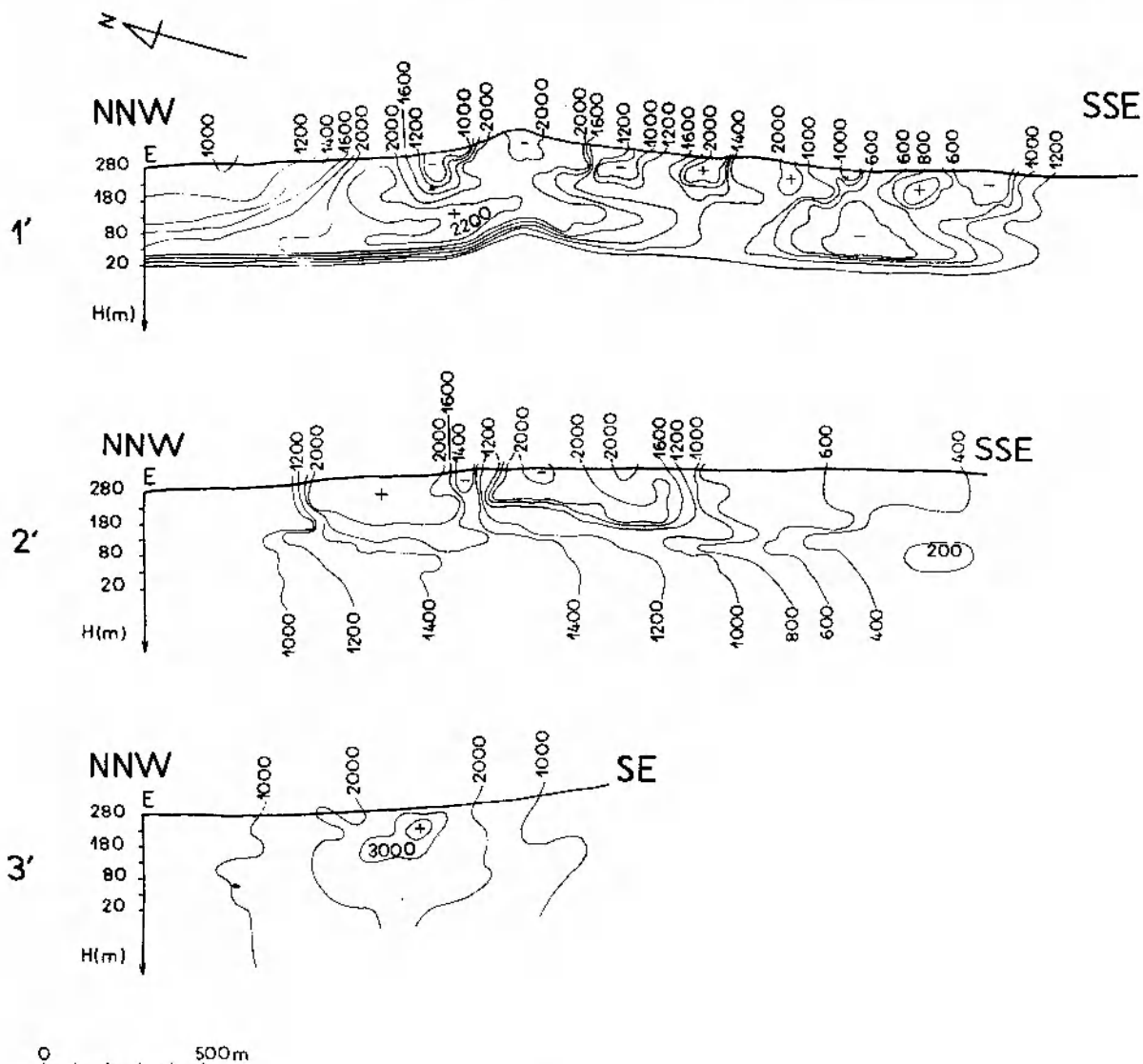


Fig. 4a

Przekroje pionowe wyznaczone metodą punktów osobliwych dla profili 1', 2', 3'

Verical cross-sections obtained for profile lines 1', 2', 3' with the singular points method

cowaniu warstwy przypowierzchniowej (około 150 m);

– wyróżnienie dwóch rodzajów zmian fazowych: skokowa oraz łagodna zmiana fazy na przeciwną (profil II). Łagodną zmianę fazy można łączyć z występowaniem innego ciała anomalnego w ogólnej masie anomalnej (w tym wypadku żyły kwarcowej w granicie).

Część II badanego terenu zarówno w obrazie fazowym, jak i punktów osobliwych jest diametralnie odmienna. Wynika to ze zmiany ośrodka badanego (masyw Gogołów–Jordanów). Zestawienie osobliwości funkcji potencjalnej dla części II przedstawia tabela 3.

Analizując tabelę 3 można wyróżnić w części II:

– dwa wyraźne pasy podwyższonych osobliwości. Izolinie tworzą w początkowym przedziale wyraźną kopułę będącą kontynuacją formy antyklinalnej z części I. Następuje ostry wzrost wartości ΔT z zagęszczeniem izolinii na granicy gabra–serpentyń.

– pasy wyróżnionych osobliwości lokalizują się na kontaktach ciał anomalnych z częścią I (gabra–serpentyń) i częścią III (serpentyń–gnejs). Pas osobliwości pierwszych ma wartości nieco większe niż pas osobliwości drugich. Ciało anomalne związane z I pasem osobliwości jest więc płycej niż ciało związane z II pasem osobliwości.

– pomiędzy wyróżnionymi osobliwościami mamy synklynalny układ izolinii z punktem osobliwym o wartości średnio około 300 γ (Profil IV

Część I – metoda punktów osobliwych

Part I – method of singular points

Numer profilu Profile number	Przedział osobliwości liczony od początku profilu [m] Singularity interval: distance from the profile origin [m]	Wartość punktu osobliwego [γ] Value of singular point [γ]	Głębokość położenia punktu osobliwego w przekroju pionowym liczona od morfologii [m] Depth of singular point in vertical section (below the ground level) [m]	Odległość punktu osobliwego wzdłuż profilu morfologicznego liczona od początku profilu [m] Distance of singular point from the profile origin measured along the morphological profile line [m]	Uwagi Comments
I	0-1500 3000-4000	50 1000	150 100	600 3800	Do 3000 m forma izolinii jest synklinalna, następnie drobne osobliwości i zmiana kształtu izolinii ma formę antyklinalną, z równoczesnym wzrostem wartości ΔT
II	0-1000 1000-2900	20, 40 150	200, 100 100	300, 600 1700	Osobliwości drobne, bardzo rozsiane, wartości ΔT bardzo małe (około 50 γ). Profil ten wyraźnie odbija od reszty profili. Spadek wartości ΔT wiąże się chyba z występowaniem żyły kwarcowej
III IV V	400-2000 500-3200 0-3000	400 600 500	300 300 300	1000 1600 1600	Ostry spadek wartości ΔT na początku profilu III, a rozmywający się na profilach IV i V. Izolinie tworzą wyraźną formę synklinalną z osobliwościami znajdującymi się nawet nieco poniżej 300 m o wartościach od 400-600 γ. W odległości 3000 m od początku profilu zmiana formy izolinii na antyklinalną
VI	0-1000 2300-2600	100 50	50 250	700 2500	Wartości ΔT bardzo małe. Podobne do początkowego odcinka profilu II. Odmienne ułożenie izolinii. Obraz wyraźnie inny od powyższych profili

VI). Linia znacznych obniżen osobliwości między profilami IV-VI może się wiązać z występowaniem dyslokacji oraz z pojawieniem się ciał anomalnych o innych nieco własnościach magnetycznych.

Uzupełnieniem tego obrazu są przekroje zmian fazowych, co pokazuje tabela 4. Ich cechy charakterystyczne to:

– Obraz zmian fazowych w części II to wyraźny pas zmian fazowych o różnych kątach nachylenia powierzchni fazowej zlokalizowany w obrębie pierwszego pasa punktów osobliwych.

– Drugi pas zmian fazowych leży w obrębie

obniżonych osobliwości, zaznaczonych jedynie na profilu IV, V, VI.

– Charakterystyczne są również przejścia fazowe tzw. łagodne – stopniowe przejście fazy z wartości dodatnich na ujemne, które lokalizują się w obrębie I i II pasa osobliwości.

– Powierzchnie fazowe zmieniają kąty nachylenia na różnych głębokościach. Dominujące kierunki nachyleń powierzchni fazowych to 40 i 90°.

– Istnieje wyraźne przesunięcie powierzchni fazowej na profilu III w kierunku S oraz pomiędzy profilami IV i V w kierunku SE.

Tabela 2

Część I – przekroje zmian fazowych

Part I – cross-sections showing phase changes

Numer profilu Profile number	Przedział zmian fazowych liczony od początku profilu [m] Distance of phase change interval from the profile origin [m]	Kąt nachylenia powierzchni fazowej Angle of dip of phase surface	Uwagi Comments
I	0-800 3200-4000		Bezladne zmiany fazy na wszystkich poziomach, otaczające I osobliwość. Nieregularne zmiany fazowe na trzech początkowych poziomach
II	0 700 1800 2100	łagodna zmiana fazy o kącie zapadania 90° i 115°	Bezladna zmiana fazy na wszystkich poziomach. Miejsce występowania żyły kwarcowej w granicy.
III	0	40° do 300 m	Wyraźna zmiana fazy na wszystkich poziomach z określoną powierzchnią zmian fazowych wiążącą się z uskokiem.
IV	0		Bardzo ostra zmiana fazy nie naniesiona na rysunku
V	0-800		Bezladna zmiana fazy
VI	0-2600 2400-2600		Nieregularna zmiana fazy na trzech poziomach. Bezladna zmiana fazy podobna do początku profilu I

slokacyjnymi, oraz łagodnych, związanych z granicami odmiennych geologicznie i magnetycznie ciał anomalnych.

Część III (tabela 5) badanego terenu – jeżeli chodzi o metodę punktów osobliwych – charakteryzuje się spadkiem wartości ΔT większym przy powierzchni, a łagodnym na poziomach głębszych. Izolinie układają się synklinalnie, co wyraźnie jest widoczne na profilu III. Na pozostałych profilach widoczna jest tylko część tej synklinalnej izolinii.

Fazowe zmiany w tej części (tabela 6) występują przeważnie na końcu profilu. Wyjątek stanowi profil III, gdzie powierzchnia fazowa na granicy części II i III nachylona jest pod kątem 80° do poziomu 200 m i 60° do poziomu 300 m z wyraźnym przesunięciem fazy o 200 m w kierunku N na głębokości 200 m.

Śledzenie zmian wektora całkowitego natężenia pola magnetycznego na badanym terenie w przekrojach pionowych pozwoliło nam zlokalizować punkty osobliwe tej funkcji. Punkty te można uważać za źródła pola w analogii do pól elektrycznych. Wokół tych punktów izolinie jednakowych wartości wektora ΔT zamykają się, ewentualnie doznają zniekształceń w zależności od geometrii ciała anomalnego. Punkty te układają się w strefach związanych z granicami rozdziału. I tak pierwsza synklinalna osobliwość badanego terenu, 0-3000 m średnio, wiąże się z masą granitową masywu Strzegom-Sobótka, druga i trzecia synklinalna forma izolinii z wyraźnymi punktami osobliwymi, z granicą gabro-serpentytyn oraz serpentyn-gnejs. Łączność masy gabrowej i serpentynitowej jest bardzo wyraźna.

Dodatkowa linia osobliwości w formie synklinalnej znajduje się w obrębie masy serpentynitowej (część II), która dzieli ją na dwa ciała anomalne.

Izolinie zmian wektora całkowitego pola ΔT podkreślają kopurowy kształt masywu Sobótki oraz nasuwanie się ciała anomalnego w części III na część II.

Metoda punktów osobliwych jednak nie rozstrzyga do końca problemu kształtu ciała zaburzającego w powiązaniu z geologicznymi warunkami jego występowania. Izolinie otaczające centra osobliwości są bardzo rozległe. Przypuszczalnie przyczyna tych zaburzeń tkwi znacznie głębiej w podłożu.

Uzupełnieniem tego obrazu jest przekrój zmian fazowych (fig. 5 i 5a). Główne zmiany fazowe są zlokalizowane w części II badanego terenu. Wyróżniamy dwa główne przesunięcia po-

– Ostre zmiany fazy należy wiązać z występowaniem dyslokacji – uskoków, których powierzchnie są dokładnie wyznaczone.

– Wyróżnienie dwóch typów zmian fazowych: ostrych, związanych z powierzchniami dy-

Part II – method of singular points

Number of profile Profile number	Przedział osobliwości liczony od początku profilu [m] Distance of singularity interval from the profile origin [m]	Wartości punktu osobliwego [γ] Value of singular point [γ]	Głębokość położenia punktu osobliwego w przekroju pionowym liczona od morfologii [m] Depth of singular point in vertical section below the ground level [m]	Odległość punktu osobliwego wzdłuż profilu morfologicznego liczona od początku profilu [m] Distance of singular point from the profile origin, measured along the morphological profile line [m]	Uwagi Comments
I	7500-7900 7900-8200 9700-9900 10500-11300	2500 300 3000 4400	100 100 100 100-150	7750 8050 9750 1100	Pomiędzy wyróżnionymi osobliwościami mamy szereg mniejszych, przypowierzchniowych. Osobliwość pierwsza i ostatnia wiąże się z kontaktem ciała anomalnego gabrowego i gnejsowego z masą serpentynitową. Kształt tych osobliwości jest wyraźnie antyklinalny
II	7000-8000 8700-9000 10400-114000	4500 1600 4200	200 150 150	7750 8800 11000	Sytuacja podobna do profilu I, z tym że osobliwość I jest wyraźniejsza i o znacznie większej wartości ΔT , a więc ciało anomalne znajduje się znacznie bliżej powierzchni badanej. Forma synklinalna izolinii w przedziale 8700-9000 m
III	6000-8000 10300	4100 1900	300 100	7000 10300	Osobliwość o bardzo dużym zasięgu. Może być tylko jej część wskutek braku pomiarów ze względu na wioskę Słupice
IV	5700-6200 6200-7300 7300-8200 8200-8600 8600 9400 9400-10600	3500 2400 600 1800 300, 1300, 600 2000	200 200 150 100 100 300	6000 7100 7950 8400 8700, 8900, 9200 10000	Osobliwości małe, bardzo wyciągnięte izolinie, o znacznym nachyleniu, poprzeczane formy osobliwości o kształcie synkliny z obniżeniem wartości ΔT . Osobliwość największa jeśli chodzi o zasięg i głębokość
V	5200-6300 6300-7200 7200-9000 9000-10000	3300 2000, 3000 200 2500	300 100 250 100	5850 6550, 7100 8200 9400	Duża, wyraźna antyklinalna osobliwość. Małe przypowierzchniowe osobliwości. Wyraźna synklinalna osobliwość. Antyklinalna osobliwość blisko powierzchni
VI	4600-6000 4600-6000 6000-7500 7500-8800	2800 3000, 1400, 3600 300 300	300 100 300 300	5300 5000, 5350, 5750 6600 8300	Duża rozległa osobliwość, a na niej spoczywają 3 drobne osobliwości przypowierzchniowe. Synklinalna osobliwość
1	0-1500 2000-2900	2200 400	300 300	900 2300	Oba punkty osobliwe są zlokalizowane na tej samej głębokości i są tych samych rozmiarów
2	500-1000 1000-1700	2000 2000	100 100	800 1250	Małe i zlokalizowane przy powierzchni
3	0-1500	3200	50	850	Wyraźna osobliwość przypowierzchniowa

Tabela 4

Część II – przekroje zmian fazowych

Part II – Cross-sections showing phase changes

Numer profilu Profile number	Przedział zmian fazowych liczony od początku profilu [m] Distance of phase change interval from the profile origin [m]	Kąt nachylenia powierzchni fazowych Angle of dip of phase surface	Uwagi Comments	
1	2	3	4	
	6900	40° do 100 m 70° do 200 m	Wszystkie te zmiany grupują się w obrębie pierwszego pasa osobliwości	
	7700 8000 8200 8250	20° do 160 m 70° do 150 m 90° do 200 m 30° do 200 m		
	7450 10900	łagodna zmiana fazy do 300 m		Zlokalizowana na granicy masy gabrowej i serpentynitowej oraz masy serpentynitowej i gnejsowej w obrębie I i II pasa osobliwości w formie antysynklynalnej
II	7600 7100 8000–11000	60° do 50 m 120° do 150 m 60° do 300 m łagodne zmiany fazy do 300 m nieregularna zmiana fazy na trzech poziomach od 50–150 m		Związana z granicami ciała anomalnego od N i S, leży w obrębie I i II pasa osobliwości
III	7400 7700 7500 11200 6500 9000	60° do 100 m 130° do 100 m 90° do 100–300 m 80° do 200 m następnie przesunięcie o 200 m w kierunku N i zmiana kierunku zapadania na 60° łagodna zmiana fazy	Przesunięcie fazowe z równoczesną zmianą kąta nachylenia powierzchni fazowej Kontakty z ciałami anomalnymi od N i S	
IV	7200 7500 8000 8300 8800 5900 i 10300	30° do 50 m 140° do 300 m 40° do 50 m 120° do 300 m 40° do 100 m 150° do 300 m 40° do 100 m łagodna zmiana fazy	Wszystkie poziomy przez cały czas są bardzo zaburzone. Dominujący kąt nachylenia powierzchni fazowej to 140° znacznie większy niż na poprzednich profilach. Zmiany fazowe zlokalizowane w otoczeniu obniżonych wartości osobliwości w formie synklynalnej.	
V	6000 8000 8500 5200 9300	90° do 300 m 40° do 200 m 90° do 300 m 120° do 200 m 40° do 250 m 100° do 300 m łagodna zmiana fazy	Wyraźny kąt nachyleń powierzchni fazowych Kontakty z ciałami anomalnymi od N i S	

c.d. tab. 4

1	2	3	4
VI	5800	130° do 100 m 60° do 300 m	W całym obszarze wszystkie trzy poziomy od 50-150 m są bardzo zaburzone
	6400	80° do 200 m 40° do 300 m	
	5000 7700	łagodna zmiana fazy	
1	0	60° do 300 m	Na wszystkich trzech profilach zmiany fazowe w obrębie masywu serpentynitowego
	1000-1100	150° do 50 m 90° do 250 m 40° do 300 m	
	1800	90° do 200 m 40° do 300 m	
2	650	150° do 250 m 50° do 300 m 110° do 300 m	
3	300	50° do 100 m 90° do 300 m	
	1100	140° do 100 m 90° do 100 m 40° do 300 m	

Tabela 5

Część III – metoda punktów osobliwych

Part III – method of singular points

Numer profilu Profile number	Przedział osobliwości liczony od początku profilu [m] Singularity interval: distance from the profile origin [m]	Wartość punktu osobliwego [γ] Value of singular point [γ]	Głębokość położenia punktu osobliwego w przekroju pionowym liczona od morfologii [m] Depth of singular point in vertical section; below the ground level [m]	Odległość punktu osobliwego wzdłuż profilu morfologicznego liczona od początku profilu [m] Distance of singular point from the profile origin measured along the morphological profile line [m]	Uwagi Comments
I i II	11400	brak	–		Spadek wartości ΔT większy przy powierzchni, a łagodny na poziomach głębszych. Izolinie tworzą wyraźną synklinę
III	10000-14000	600	300	12400	
IV	10300	brak	–		
V	9500	–	–		
VI		brak osobliwości			

Tabela 6

Część III – przekroje zmian fazowych

Part III – cross-sections showing phase changes

Numer profilu Profile number	Przedział zmian fazowych [m] Distance of phase change interval from the profile origin [m]	Kąt nachylenia powierzchni zmian fazowych Angle of dip of phase surface	Uwagi Comments
I	koniec profilu	90° do 300 m	
II	na końcu profilu	145° do 300 m	
III	126500 na końcu profilu	łagodna zmiana fazy 150° do 300 m	
IV	na końcu profilu	120° do 300 m	
V	na końcu profilu	90° do 200 m	
VI	9400 10400	150° do 50 m 30° do 200 m 90° do 300 m 145° do 300 m	Wszystkie poziomy są zaburzone, nieregularne do 200 m

wierzchni fazowej związane z pierwszą antysynklinalną formą osobliwości w masie serpentynitowej: na profilu III w kierunku S oraz między profilem IV i V w kierunku SE.

Oprócz tych głównych zmian fazowych na profilach IV–VI uchwycono dodatkowe powierzchnie zmian fazowych leżące w pasie obniżonych osobliwości w synklinalnej formie w części II badanego terenu. Obszar tych zmian fazowych zwiększa się w kierunku S na profilu V dając niemal jedną powierzchnię zmian fazowych na profilu VI przesuniętą prawie o 2 km w kierunku N.

Główne kierunki zmian powierzchni fazowych to NE–SW, N–S i W–E. Kierunki te w pewnym stopniu można chyba korelować z kierunkami spękań określonych w tym masywie przez Chmurę i Sułkowskiego (1965).

Powierzchnie zmian fazowych dokładnie wyznaczają powierzchnie dyslokacji – głównie uskoki (Cianciara, Marczak 1979).

Wyznaczone tzw. łagodne zmiany fazy wiążą się również z granicami ciał anomalnych. Wszelkie drobne zmiany fazy należy wiązać z tektoniką tego obszaru.

Podział części badanych na poszczególne ciała anomalne o różnych własnościach magnetycznych tą metodą jest potwierdzeniem informacyjnego obrazu Hendersona oraz blokowej budowy tego terenu.

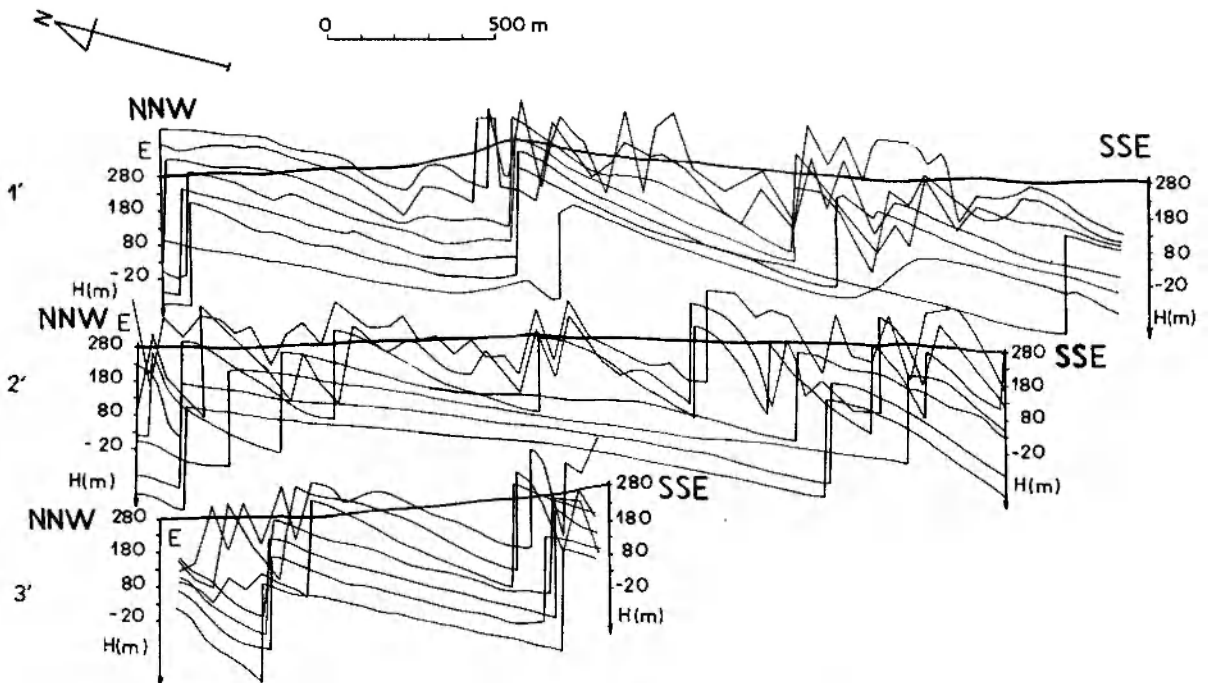


Fig. 5a

Obraz zmian fazowych dla poziomów 50–300 m co 50 m poniżej poziomu pomiarowego dla profilów 1', 2', 3'

Phase changes for 50, 100, 150, 200, 250 and 300 m below the measuring level drawn along profile lines 1', 2' and 3'

OBRAZ ANOMALII ΔT W UJĘCIU FILTRACJI OPTYMALNEJ NA PRZYKŁADZIE PROFILU III

Filtracja optymalna może być stosowana, gdy ośrodek badany jest ośrodkiem stochastycznym. Ten typ modelu jest wykorzystywany do interpretacji widma mocy anomalii pól potencjalnych (Bhattacharyya 1966; Grant, Spector, 1970; Cianciara, Marcak 1976). Realizacjami procesu analizy widmowej są wartości pomiarowe anomalii geofizycznych pól potencjalnych. Opierając się na tym modelu (Cianciara 1982) wartości pola magnetycznego T_l ($l = 1, \dots, N$) zadane w N punktach rozkładamy na składowe regionalne k -tego rzędu i rezydualne.

$$T_l = T_l^{(k)} + T_l^{(k_{rez})}. \quad (1)$$

Składowe regionalne $T_l^{(k)}$ obliczamy na podstawie wartości T_l w postaci splotu:

$$\hat{T}_l^{(k)} = \sum_{n=0}^N T_{l-n} f_n^{(k)}, \quad (2)$$

przy czym projektowana składowa regionalna powiązana jest ze składową estymowaną następującą zależnością:

$$T_l^{(k)} = \hat{T}_l^{(k)} + \eta_l, \quad (3)$$

gdzie:

η_l – stacjonarny gaussowski proces stochastyczny.

Operator filtru $f_n^{(k)}$ wyznaczamy stosując estymację średniokwadratową. W wyniku tej operacji otrzymujemy zależność:

$$R_t^{(k)} = \sum_{n=0}^N R_{t-n} f_n^{(k)}, \quad (4)$$

dla wszystkich $t \in [0, N]$,

gdzie:

$R_t^{(k)}$ – funkcja korelacji wzajemnej projektowanego wyjścia $T^{(k)}$ z sygnałem wejściowym T ;

R_t – funkcja autokorelacji T .

Jeżeli funkcja $f^{(k)}$ spełnia równanie (4), to filtracja (2) jest optymalna. Zakładając wyjście w równaniu (4) otrzymamy układ równań z niewiadomymi $f_n^{(k)}$ dla $n = 0, \dots, N$. Układ ten można rozwiązać np. drogą analizy widmowej. Rozwiązanie to pozwala obliczyć charakterystyki filtracyjne, które realizują żadaną filtrację optymalną. Charakterystyka filtracyjna ma więc ogólną postać:

$$F_m^{(k)} = \frac{S_m^{(k)}}{S_m}, \quad H_m^{(k)} = \frac{b_m^{(k)}}{S_m},$$

gdzie:

$$F_m^{(k)} = \sum_{n=0}^N f_n^{(k)} \cos \frac{2\pi mn}{N},$$

$$H_m^{(k)} = \sum_{n=0}^N f_n^{(k)} \sin \frac{2\pi mn}{N}$$

Kształt tej funkcji zależy od danych pomiarowych i zmienia się od profilu do profilu. W praktyce charakterystykę filtracyjną obliczamy ze statystycznej analizy widma mocy wyznaczonej z wartości pomiarowych interpretowanego rejonu.

Zastosowanie filtracji optymalnej w tym ujęciu rozdzieliło pole pomiarowe na części związane z określonymi zakresami głębokości.

Na profilu III w przedziale od 0–9800 (do wioski Słupice) wykonano filtrację przy czterech różnych funkcjach przenoszenia filtru (fig. 5b). Filtrując krzywą pomiarową filtrem IV usuwamy z niej wpływy wywołane warstwami bliższymi. Otrzymana krzywa jest wygładzona i kształt jej podkreśla płytowy charakter anomalnego ciała zaburzającego. W badanej części II długość filtrowanej krzywej wynosiła 5800 m licząc od wioski Słupice w kierunku N. Głębokość obliczona metodą analizy widmowej z przefiltrowanej krzywej dla całego profilu wynosiła: $h_1 = 45$ m, $h_2 = 410$ m. Wielkości te odnoszą się do środka badanego odcinka (fig. 5b, punkt oznaczony gwiazdką).

Filtr II uwypukla przyczyny płytsze. Długość filtrowanej krzywej jest taka sama, jak i dla filtru IV. Filtr I jest różnicą filtru II i IV. Filtrowana krzywa jest tej samej długości, jak powyższe. Krzywa III (fig. 5b) jest przefiltrowana filtrem prostokątnym. Krzywa filtrowana jest znacznie dłuższa. Tylko początkowa część tej krzywej jest umieszczona na rysunku, ponieważ jest ona prawie linią prostą równoległą do profilu.

Z krzywych przefiltrowanych widać wyraźną blokowość tego obszaru. Głębokości, obliczone dla tych krzywych tą samą metodą co wyżej, wynoszą odpowiednio:

krzywa I $h_1 = 1$ m, $h_2 = 13$ m, $h_3 = 220$ m;
krzywa II $h_1 = 2,5$ m, $h_2 = 18$ m, $h_3 = 257$ m;
krzywa III $h_1 = 5$ m, $h_2 = 60$ m, $h_3 = 450$ m.
Krzywa V jest krzywą nieprzefiltrowaną i dla niej wyliczona głębokość to:

$$\begin{aligned} h_1 &= 11 \text{ m,} \\ h_2 &= 50 \text{ m,} \\ h_3 &= 840 \text{ m.} \end{aligned}$$

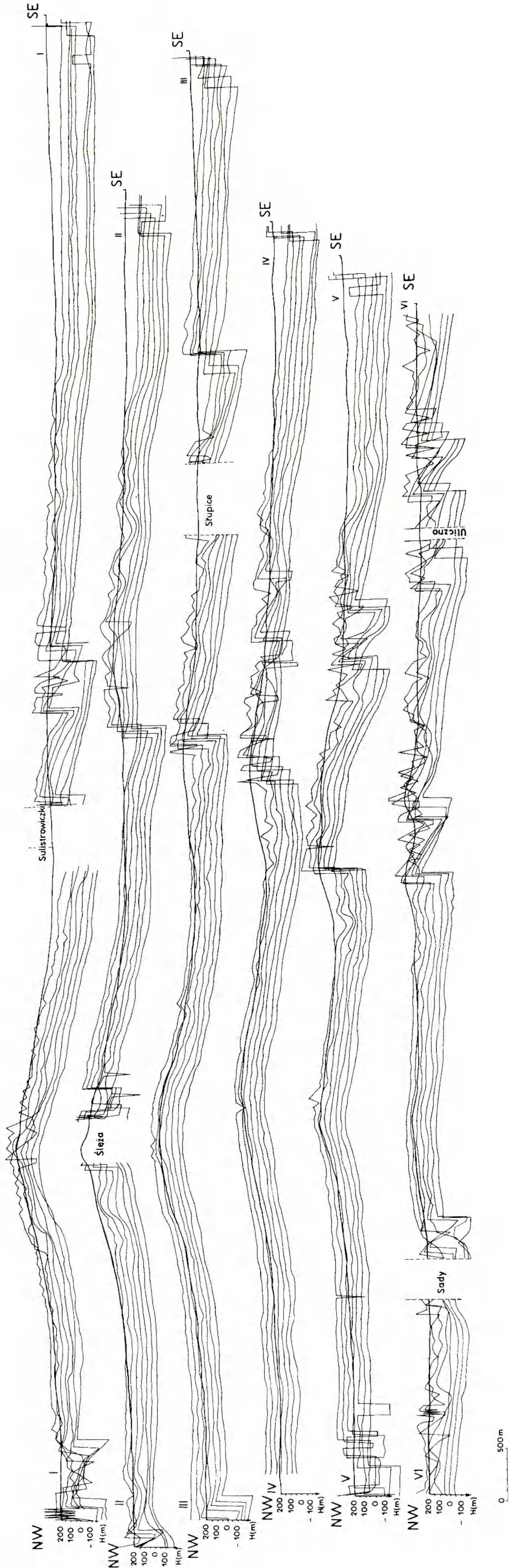


Fig. 5
 Obraz zmian fazowych dla poziomów 50, 100, 150, 200, 250 i 300 m poniżej poziomu pomiarowego dla profilów I-VI
 Phase changes for levels 50, 100, 150, 200, 250 and 300 m below the measuring level drawn along profiles I to VI

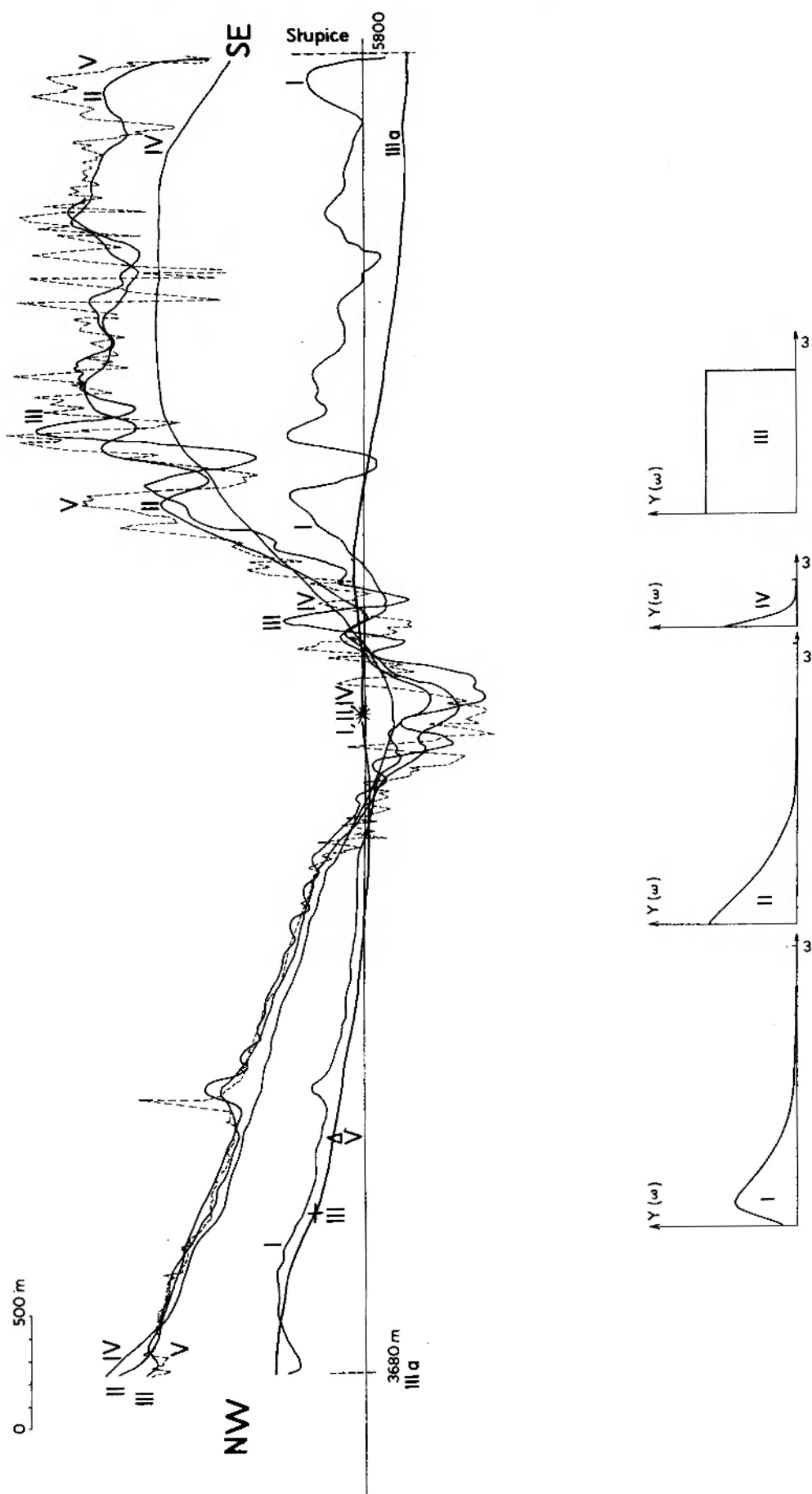


Fig. 5b

Obraz filtracji optymalnej dla wycinka profilu III przy różnych filtrach

I-IV - funkcje przenoszenia filtru i odpowiadające im wykresy; V - krzywa nieprze-filtrowana

Results of optimal filtration for a section of profile III (for various filters)

I-IV - filter transfer functions and corresponding curves; V - unfiltered curve

Punkt, dla którego obliczono głębokość powyższymi filtrami (tzn. I, II, IV), na mapie (fig. 1) znajduje się 250 m w kierunku S od szosy Sulistrowiczki–Świdnica na profilu trzecim. Odpowiada on mniej więcej kontaktowi dwóch anomalnych ciał: gabro–serpentyń.

Wszystkie te wyniki dają uśredniony poziom głębokościowy dla całego badanego odcinka profilowego, który obejmuje różne ciała-poziomy

INTERPRETACJA METODAMI STATYSTYCZNYMI – ANALIZA WIDMOWA

Rozkład nakładających się efektów, związanych z kompleksami litostratygraficznymi, określony na podstawie anomalnego pola magnetycznego, może być rozpatrywany za pomocą metod statystycznych opartych na analizie widma mocy.

Statystyka pozwala na wnioskowanie o prawach prawdopodobieństwa rządzących danym zjawiskiem na podstawie obserwacji tego zjawiska oraz na znajdowanie optymalnych metod postępowania. Próba $(x_1, x_2 \dots)$ w statystyce jest traktowana jako realizacja n -wymiarowej zmiennej losowej $(x_1, x_2 \dots)$, w której zmienne x_j są niezależne i mają określony rozkład prawdopodobieństwa. W innym przypadku wnioskowanie statystyczne prowadzi do niesensownych rezultatów.

Grant, Spector (1970), Naidu (1970a) oraz Bhattacharyya (1972) pierwsi wykorzystali widmo mocy do interpretacji powierzchniowych zdjęć areomagnetycznych. W przyjętym modelu zakładali, że na różnych głębokościach znajdują się źródła powodujące anomalie na powierzchni ziemi. Źródła anomalii to prostopadłościany pionowe ustawione prostopadłe, rozmieszczone losowo, o nieskończonej wysokości. Analizując wpływ kształtu, wielkości i głębokości ciała anomalnego stwierdzili, że głębokość jest najsilniej oddziałującym na charakter widma parametrem zbioru ciał zaburzających. Zasadnicza zmiana w wartościach tego parametru odzwierciedla się w postaci widma mocy o wyraźnej zmienności nachylenia krzywej widma. Ujemną stroną tego modelu jest prostopadłość jego ścian. Ponadto nie zawsze mamy dane pomiarowe w postaci powierzchniowej. Często jedynym materiałem jest profilowy obraz zmian pól potencjalnych – jak w tej pracy. Całą tę drogę obliczeniową można również przenieść do danych naziemnych (Cianciara, Marczak 1976). Zależność widma mocy $S(\omega)$ od parametrów modelu dwuwymiarowego ciała zaburzają-

anomalne. W ten sposób określone głębokości nie nadają się do korelacji z danymi geologicznymi; są jedynie sygnałem informacyjnym; tym bardziej, że w danym terenie nie ma żadnego głębokiego wiercenia, do którego można by się dowiązać.

Dopiero zastosowanie metody lokalnych widm mocy (Cianciara, Marczak 1976) daje właściwą korelację z danymi geologicznymi pionowego przekroju głębokościowego.

cego $\alpha_1, \dots, \alpha_n$ oraz głębokości jego środka ciężkości (Spector, Bhattacharyya 1967) jest następująca:

$$S(\omega) = f(\omega, \alpha_1, \dots, \alpha_n). \quad (5)$$

Funkcja f charakteryzuje model ciała zaburzającego. Zakładamy, że ośrodek geologiczny wywołujący anomalię magnetyczną spełnia następujące założenia (Grant, Spector 1970; Cianciara, Marczak 1976):

1. W badanym ośrodku można wyróżnić poziomy zaburzające, które w określonych wypadkach pokrywają się z granicami rozdziału lub powierzchniami stratygraficznymi. Poziomy te można przedstawić za pomocą modeli ciał skupionych, rozłożonych jednorodnie na powierzchni geologicznej będącej przedmiotem interpretacji. Ciała skupione to takie ciała zaburzające, od których anomalie są równoważne – w sensie interpretacyjnym – oddziaływaniu linii materialnej (walca poziomego).

2. Głębokości granic zaburzających są stałe. Przy tym założeniu widmo pochodzące od granicy zaburzającej będzie się składało z dwóch czynników:

$$a) f^p(\omega, \alpha_1^p \dots \alpha_n^p),$$

gdzie:

$p = 1, \dots, P$ – liczba ciał zaburzających w modelu granicy rozdziału;

$(\alpha_1^p \dots \alpha_n^p)$ – parametry geometryczne określające poszczególne ciała zaburzające;

$$b) e^{-2\omega h},$$

czynnika stałego dla wszystkich ciał zaburzających, gdzie h – średnia głębokość do granicy zaburzającej.

3. Wektor losowy określający parametry poszczególnych ciał zaburzających:

$$A^p = A^p(\alpha_1^p, \dots, \alpha_n^p),$$

traktujemy jako niezależny wektor losowy, czyli:

$$E[(A^k - A)(A^s - A)] = 0,$$

gdzie A jest wartością oczekiwaną zmiennych A^p :

$$A = E[A^p].$$

Widmo anomalii geofizycznych pól potencjalnych wywołanych przez wprowadzony model ośrodka będzie więc ogólnie iloczynem stacjonarnej funkcji losowej $f(\omega, \bar{A})$ i funkcji deterministycznej $e^{-2\omega h}$, tzn.

$$S(\omega) = f^p(\omega, \alpha_1^p, \dots, \alpha_n^p) e^{-2\omega h}. \quad (6)$$

Jeśli ośrodek badany spełnia powyższe założenia, to dla takiego modelu można obliczyć widmo mocy. Wartość oczekiwaną widma $S(\omega)$ we wzorze (6) (jak przedstawiono w pracach Granta, Spector 1970; Cianciara, Marcaka 1976) można zapisać w postaci:

$$\hat{S}(\omega) = C e^{-2\omega h}, \quad (7)$$

gdzie:

$$\hat{S} = E[S(\omega)];$$

$C = E[f(\omega, \alpha_1, \dots, \alpha_n)]$ – wielkość stała proporcjonalna do uśrednionej masy zaburzającej na powierzchni zaburzającej zwana wagą granicy zaburzającej.

Jeżeli powierzchni zaburzających, które zalegają na głębokości h_i , jest więcej niż jedna, to wartość oczekiwana widma sumarycznego od wszystkich głębokości h_i wynosi:

$$S_{\sum h_i}(\omega) = \sum_i \hat{S}_{h_i}(\omega), \quad (8)$$

gdzie:

$\hat{S}_{\sum h_i}$ – sumaryczna wartość oczekiwana widma od wszystkich h_i ;

\hat{S}_{h_i} – wartość oczekiwana widma od poziomu h_i .

Opierając się na zależności (7) i (8) możemy napisać model matematyczny widma mocy dla rzeczywistego ośrodka geologicznego.

$$S_{\sum h_i}(\omega) = \sum_i C_i e^{-2h_i \omega}. \quad (9)$$

Na kształt widma mocy ma wpływ ilość realizacji. Im większa ilość realizacji, tym poprawniejsza estymacja wartości oczekiwanej widma.

W przypadku wysokich częstotliwości widmo sumaryczne często zbliżone jest do tzw. białego szumu. Biały szum to ta część sygnału, która nie zawiera żadnych informacji, związana jest z błędami pomiarowymi oraz niejednorodnościami znajdującymi się płytko pod powierzchnią ziemi.

Częstość, która rozgranicza część informacyjną widma od białego szumu, nazywa się częstością graniczną.

W praktyce rzeczywisty ośrodek geologiczny odbiega od założonego modelu, co odbija się na niedokładności estymowania parametrów C_i i h_i . Niespełnienie warunku 2 i 3 powoduje, że C_i staje się zmienną losową, a więc widmo jest praktycznie iloczynem dwóch funkcji losowych. Dyspersja widma rośnie ze wzrostem niezgodności modelu teoretycznego i rzeczywistego. Błąd wyznaczania głębokości zależy od dyspersji widma, a więc najistotniejsza jest estymacja widma mocy. Profilowe ujęcie widma mocy po raz pierwszy zastosowali Cianciara i Marcak (1976). Wykorzystali oni metodę analizy widmowej w pomiarach grawimetrycznych do estymacji głębokości. Uśredniony estymator widma mocy rozkładamy na części związane z różnymi zakresami głębokości. Logarytmujemy wyrażenie (9) dla pojedynczej granicy rozdziału:

$$\ln S(\omega) = \ln C_i - 2h_i \omega. \quad (10)$$

Ze wzoru tego widać, że w przypadku jednej powierzchni rozdziału wykresem widma mocy w układzie $(\ln \hat{S}(\omega), \omega)$ jest prosta lub suma prostych w zależności od ilości granic zaburzających. Jeżeli tych granic zaburzających jest więcej, np. dwie granice, to powyżej pewnej częstotliwości wykres widma nie zależy od głębokości zalegania drugiej z kolei powierzchni zaburzającej. Średnia głębokość do pierwszej powierzchni zaburzającej wynosi:

$$h_i = \frac{\ln \hat{S}_{h_2}(\omega_2) - \ln \hat{S}_{h_1}(\omega_1)}{2(\omega_2 - \omega_1)} \quad \text{dla } i = 1. \quad (11)$$

Odejmując obliczony wzorem (10) składnik $S_{h_1}(\omega_1)$ od widma sumarycznego usuwamy ten element widma całkowitego, które wiąże się z granicą leżącą najpłycej. Tak postępujemy sukcesywnie do końca wykresu obliczając wszystkie parametry h_i i C_i dla każdej prostej. Przedstawiona metoda określania parametrów h_i i C_i to analityczno-graficzna (Cianciara, Marcak 1976). Metoda analityczna (Cianciara 1982) opiera się na ogólnym modelu matematycznym widma:

$$S(\omega) = \hat{S}(\omega) \cdot f(z) + Z^{(1)}(\omega), \quad (12)$$

gdzie:

S – widmo obliczone na podstawie danych pomiarowych;

$$\hat{S}(\omega) = C_0 + \sum_{i=1}^K C_i e^{-2h_i \omega}; \quad (13)$$

Z i $Z^{(1)}$ – stacjonarne funkcje losowe, dla których:

$$E[Z] = E[Z^{(1)}] = 0.$$

Szczególnym przypadkiem wzoru (12) jest model multiplikatywny, który według Cianciary (1982) był najbardziej odpowiedni w tych rozważaniach, tzn.

$$S(\omega) = \hat{S}(\omega) \cdot e^{Z(\omega)}. \quad (14)$$

Logarytmując wzór (14) i wstawiając (13) otrzymujemy:

$$\ln S(\omega) = \ln(C_0 + \sum_{k=1}^K C_k e^{-z_k i \omega}) + Z(\omega).$$

Parametry C_i i h_i z tej zależności oceniamy minimalizując energię funkcji losowej Z . Parametr K określający ilość eksponent obliczamy na podstawie analizy statystycznej za pomocą testu Fischera. Obliczenie widma mocy dla pól potencjalnych w zasadzie realizowane jest przez zastosowanie estymatora w postaci (Grant, Spector 1970; Cianciara, Marczak 1976):

$$S_n = \frac{X_n \cdot X_n^*}{L},$$

gdzie:

X_n – transformacje Fouriera wartości pomiarowych T

X_n^* – sprzężone wartości z X_n ;

L – długość przedziału, na który zadane są wartości pomiarowe T_n .

Estymator ten można wyrazić za pomocą współczynników Fouriera oraz wartości pomiarowych pola T_n (Jenkins, Watts 1971):

$$S_n = N \Delta (a_k^2 + b_k^2),$$

a_k, b_k – współczynniki Fouriera;

Δ – przedział próbkowania;

N – liczba punktów w zadanym przedziale.

Ponieważ estymator nie jest stochastycznie zbieżny do widma, więc dyspersja danych przenosi się na dyspersję estymatora widma mocy.

Uzyskanie wygładzonego estymatora widma mocy za pomocą okien spektralnych daje błędną wartość głębokości (Regan, Hinza 1976). Jeżeli widmo mocy będziemy traktować jako proces

stochastyczny niestacjonarny, to wygładzenie widma można określić z zależności:

$$\hat{S}_\omega = \frac{1}{R} \sum_{i=1}^R S_{\omega_i},$$

R – liczba realizacji;

\hat{S}_ω – wygładzony estymator widma;

S_{ω_i} – realizacje procesu opisującego widma mocy.

Często dobre wyniki osiąga się przez wygładzanie widma stosując pełzającą średnią funkcyjną (Aczel 1956) z 3 lub 5 punktów, tzn.:

$$S_\omega = \exp \left[\frac{1}{2Q+1} \sum_{q=-Q}^Q \ln S_{\omega+q} \right].$$

Do obliczania współczynnika Fouriera, jak również odwrotnej transformaty Fouriera stosowano metodę „szybkiej transformacji Fouriera” dla dowolnej liczby punktów wykorzystując do tego celu związek rekurencyjny (Cianciara 1982).

Obliczanie widma całego profilu często nie dawało możliwości wiązania wyinterpretowanej głębokości z faktycznymi poziomami geologicznymi, ze względu na zbyt wielkie uśrednienie. Problem ten w pewnym stopniu można rozwiązać wprowadzając lokalne widmo mocy (Cianciara 1976). Długość profilu-okna informacyjnego $L > 10h$. Wyinterpretowane głębokości odnoszą się do środka odcinka L . Następnie przesuując się wzdłuż profilu o odcinek Δx obliczamy głębokość dla przedziału następnego. Otrzymany w ten sposób faktyczny przekrój pionowy, głębokościowy można porównać z przekrojem geologicznym. Bardzo istotne jest właściwe dobranie kroku próbkowania w stosunku do zmian krzywej pomiarowej. W przeciwnym wypadku wystąpi zjawisko aliasingu (Bracewell 1968), tzn. nałożenia częstości, co prowadzi do uzyskania błędnych wartości głębokości.

Określona metodą analizy widmowej powierzchnia zaburzająca jest granicą, na której występują zmiany parametrów fizycznych. W wypadku pól magnetycznych główny parametr dający poziomy anomalne to podatność magnetyczna. Każdy wyróżniony poziom charakteryzuje się odpowiednim wykładnikiem współczynnika C_i .

PIONOWE PRZEKROJE GŁĘBOKOŚCIOWE UZYSKANE NA PODSTAWIE ANALIZY WIDMOWEJ

Metoda lokalnych widm mocy rozdzielania anomalii magnetycznych została zastosowana do badanego terenu. Okno informacyjne wynosiło

700 m. Mały krok próbkowania wynosił 10 m, a duży 80 m.

Otrzymany obraz pionowych przekrojów głą-



Fig. 6

Podstawowe przekroje geofizyczne z wytycznymi granicami zaburzającymi otrzymane metodą lokalnych widnien mocy dla profili I-VI. A - szosa Młynowa-Uliczno; B - szosa Sulistowiczki-Tapadła; D - szosa Łagiewniki-Dzierżonów; linie 0-9 - wytyczniowe poziomy zaburzone o różnicach wartości współczynnika $C_1 = 0 \dots 9$.

Distributing horizons identified with the method of local power spectra for profiles I to VI shown in vertical cross-sections. A - road Młynowa-Uliczno; B - road Sulistowiczki-Tapadła; D - road Łagiewniki-Dzierżonów. The identified disturbing horizons are labeled with numbers denoting C_1 exponent values.

bokościowych z uwzględnieniem (fig. 6) wykładników współczynnika C_i , jest zastanawiający. Wyróżnione horyzonty, charakteryzujące się odpowiednim wykładnikiem C_i , są bardzo zondulowane zarówno w pionie, jak i poziomie.

W poszczególnych częściach profilu na podstawie tych przekroi można wydzielić pewne bloki-ciała anomalne, rozdzielone obniżonym wykładnikiem współczynnika C_i , co zaznaczono w tabelach 7, 8 i 9.

Natomiast pojawienie się poziomu o większej wartości wykładnika współczynnika C_i wiąże się

z przejściem do nowego ośrodka, innego pod względem własności magnetycznych i geologicznych. Korelacja z mapą geologiczną daje podstawę do tych przypuszczeń. Przejściu z granitu do gabra odpowiada pojawienie się $C_i = 6$, z gabra do serpentynitu $C_i = 7$ oraz z serpentynitu na gnejs $C_i = 6$. W obrębie samych serpentynitów występuje rozgraniczenie poziomów od $C_i = 7$ do $C_i = 9$. Rozróżnienie 3 poziomów w ciele serpentynitowym może być związane ze zmianą ich własności magnetycznych z głębokością. Parametr C_i jako waga poziomu zaburzającego i wiel-

Tabela 7

Część I – analiza widmowa

Part I – spectral analysis

Numer profilu Profile number	Podstawa podziału na bloki Principles of division into blocks	Liczba wyróżnionych bloków i ich opis Number of separated blocks and their description	Zasięg bloków wzdłuż profilów morfologicznych [m] Extent of individual blocks along morphological profile lines [m]	Średnia głębokość h charakterystycznych poziomów dla każdego bloku Mean depth h of specific horizons for each block	Uwagi Comments
I	poziom o wykładniku $C = 5$; każdy wyróżniony blok oddzielony jest obniżeniem wykładnika C	blok I – bardzo mały, częściowo uchwycony pomiarami, rozpada się na poziomy o $C = 5, 4, 3$	blok I 0–300 m	poziom $C = 5$, $h = 220$ m	Część tylko bloku, brak pomiarów, początek profilu
		blok II – znacznie większy o poziomach $C = 4, 3, 2$	blok II 300–1100	poziom $C = 4$, $h = 50$ m	Brak poziomu o $C = 5$, a więc blok o słabszych własnościach magnetycznych
		blok III – rozpada się na poziomy o wykładniku $C = 5, 4, 3$	blok III 1100–2400	poziom $C = 5$, $h = 285$ m	Blok znajdujący się znacznie głębiej niż blok II przykryty wartościami o obniżonym współczynniku; poziom o wartości współczynnika $C = 5$ jest jedynie w początkowej części bloku
II	„	blok I – poziomy o wykładniku $C_k = 4, 3, 2$	blok I 0–1000 m	poziom $C = 4$, $h_I = 285$ m	Cały blok jest przykryty dużym obniżeniem wykładnika sięgającym głębiej niż 300 m, stanowi pewnego rodzaju rozsuniecie bloków I i II
		blok II – zaznaczone poziomy o wykładnikach $C = 5, 4, 3$	blok II 100–1800	poziom $C = 5$, $h_{II} = 200$ m	
		blok III – znacznie większy, o poziomach z wykładnikami $C = 5, 4, 3$	blok III 1800–2800	poziom $C = 5$, $h_{III} = 280$ m	

Tabela 7 c. d.

Numer profilu Profile number	Podstawa podziału na bloki Principles of division into blocks	Liczba wyróżnionych bloków i ich opis Number of separated blocks and their description	Zasięg bloków wzdłuż profilów morfologicznych [m] Extent of individual blocks along morphological profile lines [m].	Średnia głębokość h charakterystycznych poziomów dla każdego bloku Mean depth h of specific horizons for each block	Uwagi Comments
III	poziom o wykładniku $C = 5$; każdy wyróżniony blok oddzielony jest obniżeniem wykładnika C	blok I i II poziomy o $C = 5, 4, 3$	blok I – 0-700 blok II – 700-1600	poziom $C = 5$ $h_{I,II} = 275$ m	Blok I i II rozsunięty podobnie jak te bloki na profilu II
		blok III – mały o poziomach $C = 5, 4, 3$	blok III 1600-2200	poziom $C = 5$ $h_{III} = 200$ m	Bardzo mały
		blok IV – poziomy o $C = 5, 4, 3$	blok IV 2200-2700	poziom $C = 5$ $h_{IV} = 200$ m	
IV	..	blok I – bardzo mały, częściowo uchwycony, $C = 4, 3, 2$	blok I 0-500	poziom $C = 4$ $h_I = 200$ m	Rozsuniecie pomiędzy blokami I i II jest utrzymane jak na profilach powyższych
		blok II – rozpad na poziomy o $C = 4, 3, 2$	blok II 500-1100	poziom $C = 4$ $h_{II} = 200$ m	
		blok III, IV – poziomy o $C = 5, 4, 3$	blok III 1100-1700 blok IV 1700-2300	poziom $C = 5$ $h_{III} = 100$ m $h_{IV} = 150$ m	W bloku III i IV poziomy o wykładniku współczynnika $C = 5$ znajduje się najpłycej
V	..	bloki I, II, III, IV wszystkie rozpadają się na trzy poziomy o $C = 5, 4, 3$	blok I 0-1100 blok II 1100-2200 blok III 2200-2700 blok IV 2700-3200	poziom $C = 5$ $h_I = 200$ m $h_{III} = 250$ m $h_{IV} = 250$ m $h_{II} = 200$ m	Blok II jest stosunkowo najgłębiej położony
VI	poziom o wykładniku $C = 5$. Każdy wyróżniony blok oddzielony jest obniżeniem wykładnika	właściwie jeden blok o poziomach o $C = 5, 4$, ustawiony prostopadle do profilu	blok I 0-2500	poziom $C = 5$ $h = 100$ m	Profil rozpoczyna się niemal pionowym pasmem obniżeń, który jest kontynuacją obniżeń wykładnika C pomiędzy blokami I i II na profilach II-IV. Duża luka w pomiarach ze względu na położenie wioski Sady. Z tego powodu nie uchwycono momentu dokładnego pojawienia się poziomu wykładnika $C = 6$
I	poziom o wartości wykładnika $C = 6$	blok I w odległości 2400 m od początku profilu o poziomach $C = 6, 5, 4$; blok II i III słabo zaznaczony	blok I 2400-3400 blok II 3400-4300 blok III 4300-5700	poziom $C = 6$ $h_I = 100$ m $h_{II} = 90$ m $h_{III} = 140$ m	Pojawienie się poziomu o wykładniku $C = 6$ wiąże się z przejściem do ciała o innych własnościach magnetycznych jakim jest gabro. pomiędzy blokiem I i II występują obniżenia współczynnika zorientowane w przeciwnych kierunkach. Blok II jest zupełnie odmienny od pozostałych

Tabela 7 c. d.

Numer profilu Profile number	Podstawa podziału na bloki Principles of division into blocks	Liczba wyróżnionych bloków i ich opis Number of separated blocks and their description	Zasięg bloków wzdłuż profilów morfologicznych [m] Extent of individual blocks along morphological profile lines [m]	Średnia głębokość h charakterystycznych poziomów dla każdego bloku Mean depth h of specific horizons for each block	Uwagi Comments
II	„	blok I w odległości 2800 m od początku profilu. Wyraźnie zaznaczone trzy bloki o poziomach $C = 6, 5, 4$, bardzo zondulowane	blok I 2800–4300 blok II 4300–4800 blok III 4800–7100	poziom $C = 6$ $h_I = 150$ m $h_{II} = 50$ m $h_{III} = 230$ m	Wszystkie bloki są słabo zaznaczone
III	poziom o wartości wykładnika $C = 6$	blok I w odległości 2700 m. Wszystkie trzy bloki o poziomach $C = 6, 5, 4$ są bardzo zondulowane	blok I 2700–3500 blok II 3500–4200 blok III 4200–6600	poziom $C = 6$ $h_I = 80$ m $h_{II} = 70$ m $h_{III} = 80$ m	Poziomy $C = 6$ leżą na różnych głębokościach
IV	„	dwa wyraźnie zaznaczone bloki o poziomach $C = 6, 5, 4$. Blok I w odległości 3000 m od początku profilu	blok I 3000–3700 blok II 3700–4700	poziom $C = 6$ $h_I = 70$ m $h_{II} = 110$ m	Podział dwublokowy jest bardzo wyraźny
V	„	blok w zasadzie jeden, pojawiający się w odległości 3000 m od początku profilu, o poziomach $C = 6, 5, 4$	blok I 3000–4700	poziom $C = 6$ $h_I = 110$ m	
VI	„	blok I w odległości 2600 m od początku profilu oddzielony dużym obniżeniem od (chyba) bloku II słabo zaznaczonego. Bloki rozpadają się na trzy poziomy o $C = 6, 5, 4$	blok I 2600–4300	poziom $C = 6$ $h_I = 170$ m	W otoczeniu punktu 3700 wyraźne obniżenie wartości C i rozsuniecie mas skalnych

kość charakteryzująca masę magnetyczną w pewnym stopniu daje obraz zmian własności magnetycznych skał wraz ze zmianą głębokości.

Z kolei granica gabra-serpentyń jest bardzo zondulowana na różnych głębokościach. Zmiana własności magnetycznych w tej części jest bardzo nieregularna. Poziom $C_i = 7$ układa się w pewną kopułę, poprzerywaną licznymi nieciągłościami. Poziomy o większych wartościach C_i są do niego prawie równoległe i mają różne miąższości. Poziomy o wartości $C_i = 8$ i $C_i = 9$ występują na bardzo różnej głębokości, w centrum części II

badanego obszaru. Rozkład mas czynnych magnetycznie w przekroju pionowym jest dosyć chaotyczny. Wydaje się, że związek h z współczynnikiem C_i jest bardzo ścisły. Jeżeli narysujemy przekroje głębokościowe tylko na podstawie wartości h , to korelacja z geologią będzie utrudniona, wręcz niemożliwa.

Wydzielone bloki w poszczególnych częściach układają się w kierunku W–E. Każdy blok to płyta nachylona pod pewnym kątem, dzieląca się na dwa, trzy poziomy różnie zondulowane. Im większy wykładnik współczynnika C_i charaktery-

Część II – analiza widmowa

Part I – spectral analysis

Numer profilu Profile number	Podstawa podziału na bloki Principles of division into blocks	Liczba wyróżnionych bloków i ich opis Number of separated blocks and their description	Zasięg bloków wzdłuż profilów morfologicznych [m] Extent of individual blocks along morphological profile lines [m]	Średnia głębokość h charakterystycznych poziomów dla każdego bloku Mean depth h of specific horizons for each block	Uwagi Comments
I	pojawienie się poziomu o wykładniku $C = 7$. Każdy wyróżniony blok oddzielony jest obniżeniem wykładnika C	blok I i III bardzo porozrywany. Wyróżnione poziomy charakteryzują się wykładnikiem $C = 8, 7, 6$. Oba bloki są na tej samej głębokości i mniej więcej tych samych rozmiarów. Blok I jest największy. Wyróżnione w nim poziomy to $C = 7, 6, 5$. Na bardzo małym odcinku mamy poziom o wykładniku $C = 8$	blok I 7500-8300 blok II 8300-10000 blok III 10000-11200	poziom $C = 8$ $h_I = 220$ m $h_{II} = 220$ m poziom $C = 7$ $h_{III} = 150$ m	Obniżenia współczynnika są wyraźne pomiędzy blokami. Bloki II i III są dość dużych rozmiarów częściowo nasuwając się na blok III
II	„	blok I – podział na trzy poziomy o wykładniku $C = 9, 8, 7$. Blok II i III – wyróżnione poziomy mają $C = 8, 7, 6$. Oba bloki są tych samych rozmiarów	blok I 7100-8400 blok II 8400-10400 blok III 10400-12000	poziom $C = 9$ $h_I = 200$ m poziom $C = 8$ $h_{II} = 250$ m $h_{III} = 200$ m	Obniżenie między blokami I i III jest prawie równoległe do stropu bloku II. Blok I ze względu na występowanie poziomu o $C = 9$ charakteryzuje się największymi czynnościami magnetycznymi, dużym polem ΔT
III	pojawienie się poziomu o wykładniku $C = 7$. Każdy wyróżniony blok oddzielony jest obniżeniem wykładnika C	blok I i II – wyróżnione poziomy mają $C = 8, 7, 6$. Blok I jest znacznie większy od II. Blok III dzieli się na poziomy o $C = 7, 6, 5$. Poziom o $C = 7$ jest zaznaczony na małym odcinku	blok I 6600-7400 blok II 7400-8700 blok III 8700-10400	poziom $C = 8$ $h_I = 200$ m $h_{II} = 200$ m poziom $C = 7$ $h_{III} = ?$	
IV	„	blok II i III posiada trzy poziomy o wykładniku $C = 8, 7, 6$. Pomiedzy nimi występuje wyraźne obniżenie wykładnika dużych rozmiarów powodujące rozsuniecie bloków. Blok I jest największy na tym profilu. Blok III dzieli się na poziomy o wykładniku $C = 7, 6, 5$.	blok I 4700-6700 blok II 7500-8600 blok III 8600-10000	poziom $C = 8$ $h_I = 200$ m $h_{II} = 200$ m poziom $C = 7$ $h_{III} = 200$ m	Na przykładzie bloku III widać wyraźne nasuwanie się ciała anormalnego z części III

Tabela 8 c. d.

Numer profilu Profile number	Podstawa podziału na bloki Principles of division into blocks	Liczba wyróżnionych bloków i ich opis Number of separated blocks and their description	Zasięg bloków wzdłuż profilów morfologicznych [m] Extent of individual blocks along morphological profile lines [m]	Średnia głębokość h charakterystycznych poziomów dla każdego bloku Mean depth h of specific horizons for each block	Uwagi Comments
V	„	blok I – małych rozmiarów. Wyróżnione poziomy to $C = 7, 6, 5$. Blok II i III zarejestrowane poziomy to $C = 8, 7, 6$. Blok III ma poziomy o $C = 8, 7$, zarejestrowane na małym odcinku	blok I 4700–5700 blok II 5700–7700 blok III 7700–10200	poziom $C = 7$ $h_I = 100$ m poziom $C = 8$ $h_{II} = 200$ m $h_{III} = 200$ m	Kontakt bloku III z części III jest tutaj nie uchwycony
VI	pojawienie się poziomu o wykładniku $C = 7$. Każdy wyróżniony blok oddzielony jest obniżeniem wykładnika C	blok I – rozpad na poziomy o $C = 9, 8, 7$. Blok o znacznych rozmiarach. Blok II – trzy poziomy o wykładnikach $C = 8, 7, 6$	blok I 4500–5800 blok II 7200–9000	poziom $C = 9$ $h_I = 200$ m poziom $C = 8$ $h_{II} = 200$	Między blokiem II i III występuje wyraźne obniżenie poziomów o wykładnikach C dużych rozmiarów podobne do profilu IV

zujący dany poziom, tym bardziej jest on czynny magnetycznie, daje większe pole ΔT , a więc czynne magnetycznie ciało anomalne znajduje się bliżej powierzchni badanej. Głębokość położenia bloków i poziomów w poszczególnych częściach jest bardzo różna (fig. 6):

– Podział blokowy pokrywa się z pasami osobliwości funkcji potencjalnej i zmian fazowych.

– Granice pomiędzy różnymi ciałami anomalnymi wiążą się z pojawieniem nowego poziomu o wykładniku C_i .

– W części drugiej wyróżnione poziomy w poszczególnych blokach mogą charakteryzować zaawansowanie procesu serpentynizacji w poszczególnych częściach masywu, a więc rozdział serpentynitów na różne rodzaje w zależności od zawartości skały pierwotnej.

– W każdej części przekrojów głębokościowych występują na różnych głębokościach nagle obniżenia wartości wykładnika współczynnika C_i . Obniżenia te występują w różnych formach jako wydłużenia, pęknięcia, gniazda lub sporadycznie małe nagromadzenia. Fakt ten można uzasadnić pojawieniem się masy skalnej o innych właści-

wościach magnetycznych w zasadniczym ciele anomalnym.

W obrazie pomiarowym ΔT odpowiada to obniżeniu ich wartości. Miejsca te w gabrze i granicie mogą korelować się z obszarami związanymi z procesami wietrzenia, żyłami kwarcowymi lub samym zróżnicowaniem granitu czy gabra pod względem mineralogiczno-petrograficznym, a w serpentynitach mogą odpowiadać nagromadzeniu talku czy występowaniu żył gabrowych lub jakichś innych ciał o odmiennych właściwościach magnetycznych.

Inna możliwość wyjaśnienia małych wartości to po prostu dyslokacje-uskoki w poszczególnych masach skalnych, w wielu miejscach potwierdzone zamianami fazowymi. Nie jest wykluczone, że w wielu miejscach mogą to być zarówno dyslokacje, jak i ciała o odmiennych od otoczenia właściwościach magnetycznych.

Zestawienie wartości wykładników współczynników C_i wraz z głębokościami z poszczególnych profili powierzchniowo co 500 m na poziomach głębokościowych 100, 200, 300 m poniżej powierzchni pomiarowej daje pewien obraz rozkładu mas czynnych magnetycznie i ich zasięgu na

Część III – analiza widmowa

Part III – spectral analysis

Numer profilu Profile number	Podstawa podziału na bloki Principles of division into blocks	Liczba wyróżnionych bloków i ich opis Number of separated blocks and their description	Zasięg bloków wzdłuż profilów morfologicznych [m] Extent of individual blocks along morphological profile lines [m]	Średnia głębokość h charakterystycznych poziomów dla każdego bloku Mean depth h of specific horizons for each block	Uwagi Comments
I	brak poziomu o wykładniku $C = 7$	blok I mały o poziomach z wykładnikiem $C = 6, 5, 4$; blok II rozpad na poziomy o $C = 6, 5, 4$, z tym że poziom o $C = 6$ występuje na bardzo małym odcinku na początku bloku	blok I 11200–11900 blok II 11900–13600	poziom $C = 6$ $h_I = 175$ m poziom $C = 5$ $h_{II} = 200$ m	Poziom o wykładniku $C = 6$ słabo zaznaczony w obu blokach
II	„	blok jeden, i rozpada się na trzy poziomy o wykładniku $C = 6, 5, 4$	blok I 12000–14200	poziom $C = 6$ $h_I = 250$ m	Koniec pomiarów, ale niekoniecznie bloku
III	poziom o wykładniku $C = 7$	blok jeden o poziomach $C = 7, 6, 5$	blok I 10400–12400	poziom $C = 7$ $h_I = 220$ m	Charakterystyczne jest występowanie w bloku poziomem o wykładniku $C = 7$. Czyżby serpentynit podścielał gnejsy nasuwające się na niego
IV	„	blok jeden o wykładniku $C = 7, 6, 5$	blok I 9500–12100	poziom $C = 7$ $h_I = 200$ m	Blok ten wygląda podobnie jak na profilu III
V VI	brak poziomu o wykładniku $C = 7$	blok jeden o poziomach o wykładniku $C = 6, 5, 4$	blok I * 10200–11600 profil V 9700–11400 profil VI	poziom $C = 6$ $h_I = 150$ m	Kończą się pomiary, ale blok nie

tych płaszczyznach (fig. 7, 8, 9). Miejsca charakterystyczne w przekrojach profilowych są wyraźnie widoczne w obrazie powierzchniowym; są to: przesunięcia fazowe pomiędzy poszczególnymi profilami, obszary o obniżonych własnościach magnetycznych, obszary o największych czynnościach magnetycznych w szczytowych partiach masywów oraz zwiększenie zasięgu obszarów o większych czynnościach magnetycznych wraz z głębokością.

Zmieniając okno filtracyjne otrzymujemy informacje o innych poziomach głębokościowych. Im większe okno filtracyjne, tym informacje uzyskiwane są z większych głębokości. Duże okno można stosować przy długich profilach, chcąc

korelować otrzymane poziomy z poziomami geologicznymi.

W wypadku badanym profile są dość krótkie (około 13 km średnio) do tego typu operacji. Wykonano jedynie dla przykładu na profilu IV przekrój zmieniając okno filtracyjne z 700 m na 2800 m z zachowaniem tego samego kroku próbkowania. Otrzymano bardzo interesujący przekrój głębokościowy (fig. 10). Przekrój ten zawiera w sobie wszystkie trzy części badanego obszaru. W części I na głębokości 10 km następuje podniesienie poziomu $C_i = 5$ na głębokość około 5 km. Ondulacje poziomu o wartości $C_i = 5$ i $C_i = 4$ mogą odpowiadać pewnym dajkom w samym granicie. W części II poziom o $C_i = 6$ zo-

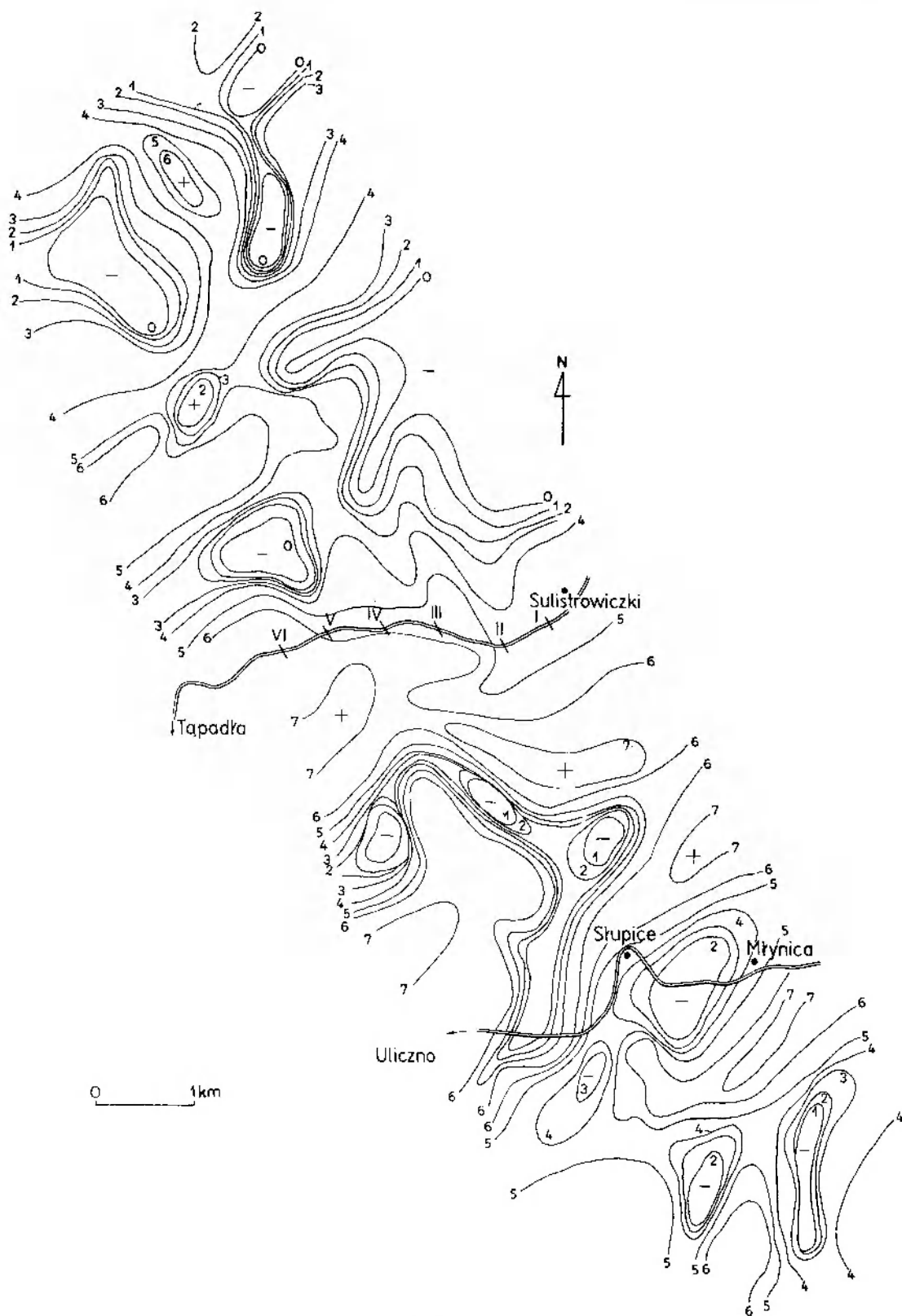


Fig. 7

Rozkład anomalii ΔT na poziomie 100 m poniżej poziomu pomiarowego z uwzględnieniem wykładników współczynników C ,
 Distribution of ΔT anomalies on the level of 100 m below the measuring horizon. Values of C , exponents were taken into account

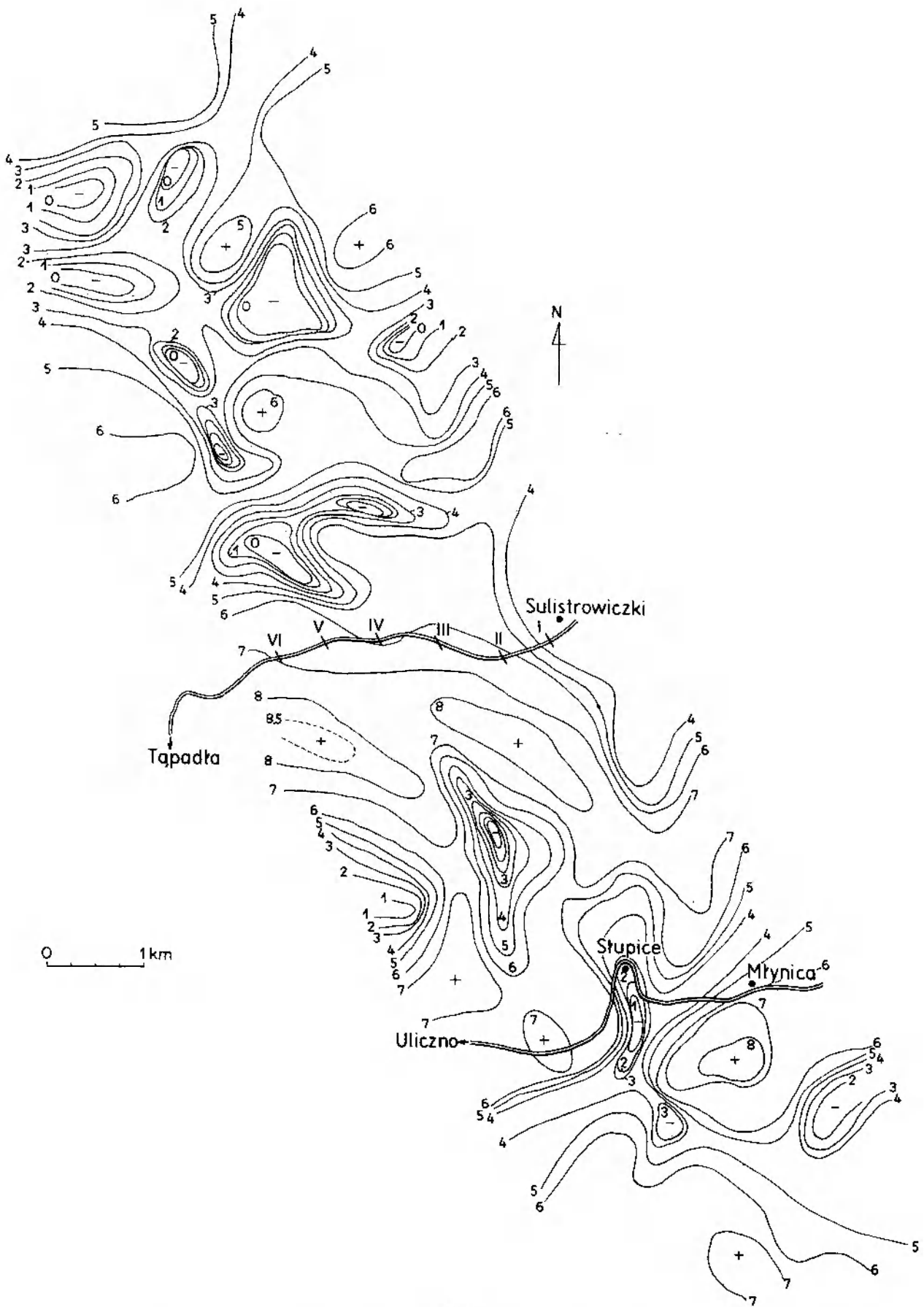


Fig. 8

Rozkład anomalii ΔT na poziomie 200 m poniżej poziomu pomiarowego z uwzględnieniem wykładników współczynników C_i
 Distribution of ΔT anomalies on the level of 200 m below the measuring horizon. Values of C_i exponents were taken into account

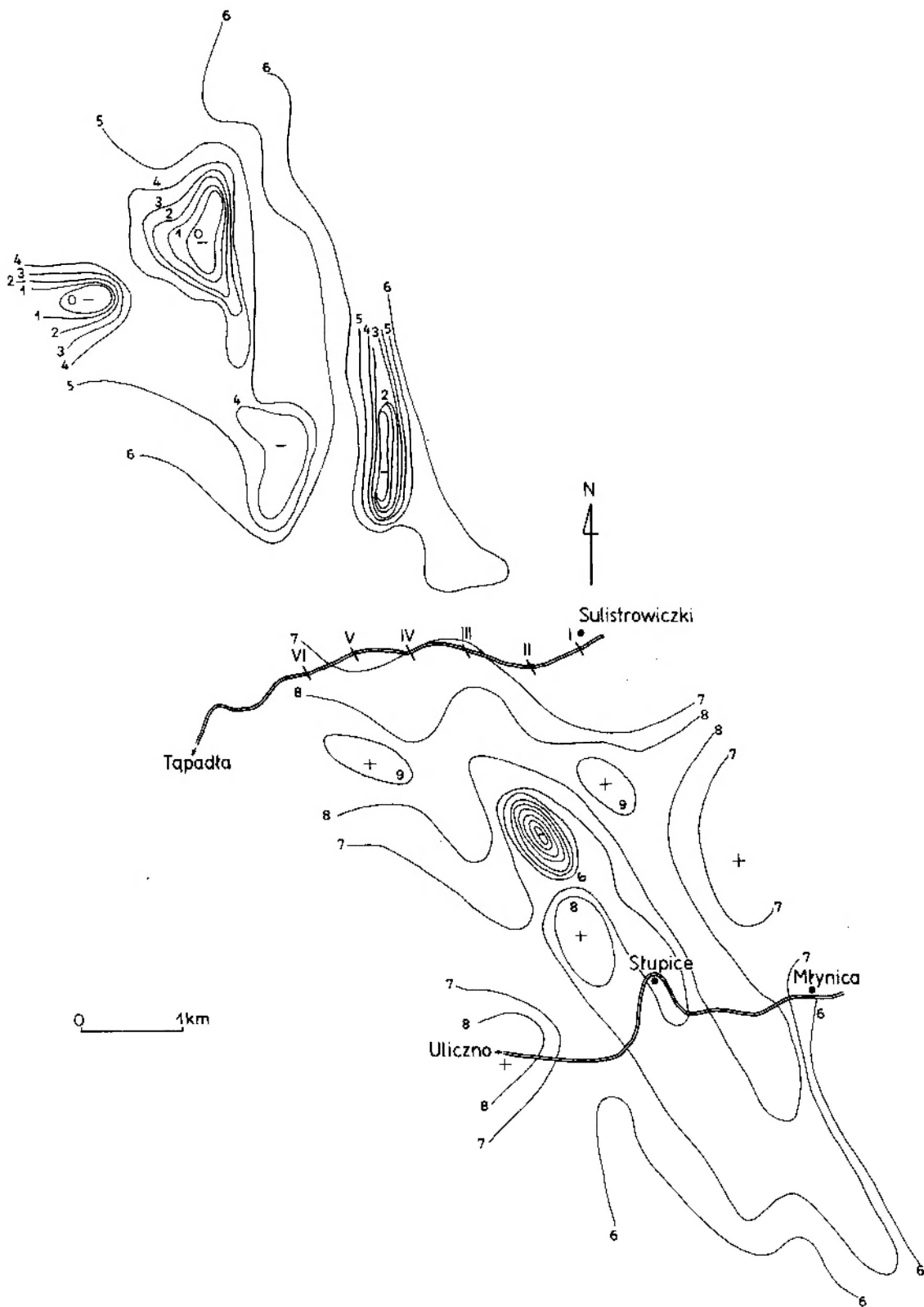


Fig. 9

Rozkład anomalii ΔT na poziomie 300 m poniżej poziomu pomiarowego z uwzględnieniem wykładników współczynników C , Distribution of ΔT anomalies on the level of 300 m below the measuring horizon. Values of C , exponents were taken into account

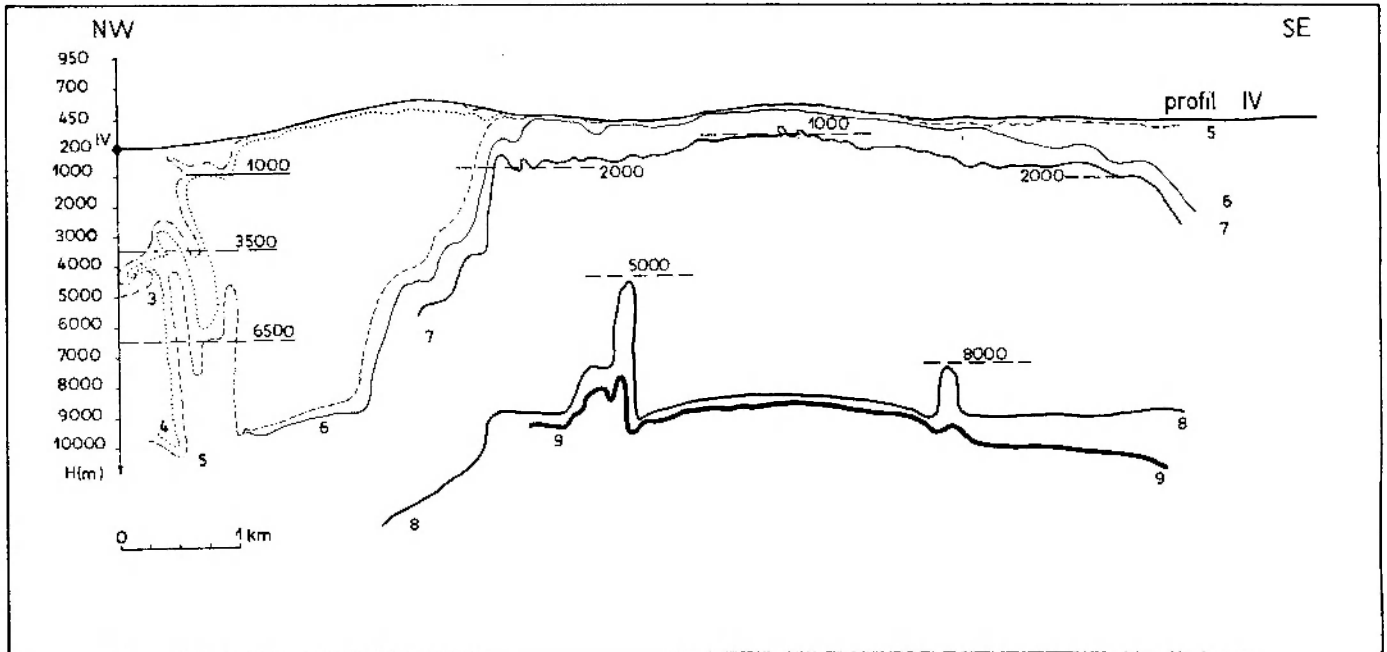


Fig. 10

Pionowy przekrój geofizyczny z wyinterpretowanymi granicami zaburzającymi otrzymany za pomocą analizy widmowej przy oknie interpretacyjnym 2800 m

Linie 3-9 – poziomy głębokościowe o wykładnikach współczynników C_i od 3 do 9; IV – punkt na profilu IV, od którego rozpoczyna się przekrój powyższym oknem

Geophysical vertical cross-section showing the distinguished disturbing boundaries detected by means of the spectral analysis for length of an interpretation window of 2800 m

Values of C_i exponents are denoted with numbers 3-9; IV – point in profile IV from which the cross-section was begun with the above window length

staje z głębokości 10 km podniesiony na około 100 m. Poziom o wartości $C_i = 7$ na głębokości około 1 km jest poziomem podścielającym cały obszar w części II. W tej części na głębokości około 10 km również mamy dwa poziomy o wartości wykładnika $C_i = 8$ i $C_i = 9$, które w początkowej i końcowej części tego wykresu są podniesione na głębokość 5 i 8 km. W końcowej części tego profilu następuje powolny spadek po-

ziomu o $C_i = 7$, ale $C_i = 8$ na głębokości 10 km nadal jest poziomem podścielającym.

Rozpatrując granicę między częścią I i II badanego terenu, tzn. punkt na profilu oddalony o 4650 m od początku profilu IV (fig. 11, ozn. 15), stwierdzono, że w miejscu tym poziomy o wartościach $C_i = 5, 6, 7$ równoległe podchodzą z głębokości 10 km na głębokość 500, 1000, 1500 m.

Wyróżnione miejsce na profilu IV przy oknie

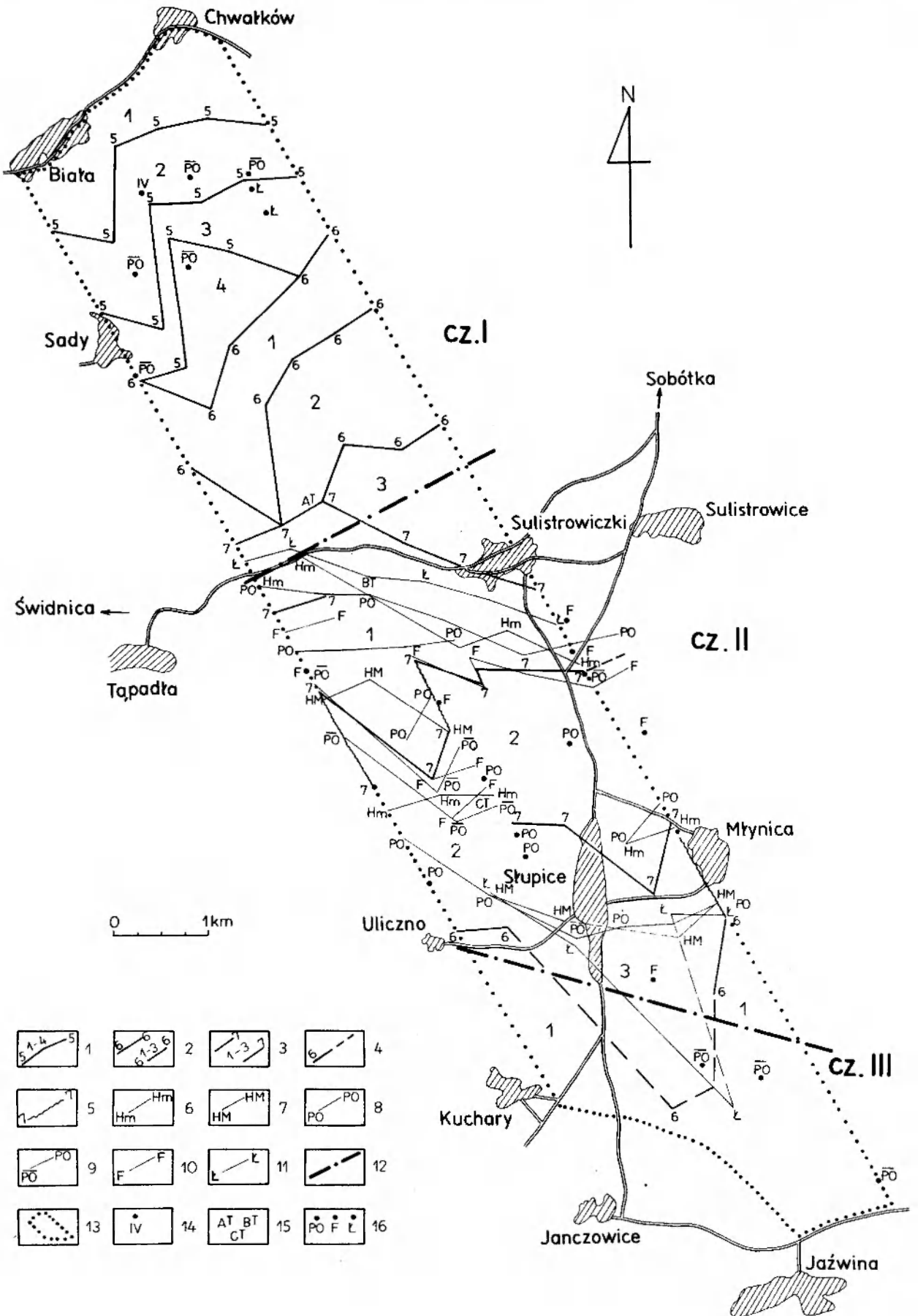
Fig. 11

Model geofizyczno-geologiczny badanego terenu uzyskany na podstawie otrzymanych danych interpretacyjnych

1 – rozdział blokowy masy granitowej na podstawie wykładnika współczynnika $C_i = 5$ w metodzie analizy widmowej; 2 – wyróżnione bloki w ciele gabrowym na podstawie wykładnika współczynnika $C_i = 6$ w analizie widmowej; 3 – trzy bloki wyróżnione na podstawie poziomu o wykładniku współczynnika $C_i = 7$ w analizie widmowej; 4 – blok gnejsowy wyznaczony na podstawie poziomu o wykładniku współczynnika $C_i = 6$ (linia przerywana – granice prawdopodobne); 5 – miejsca o znacznych obniżeniach wykładnika współczynnika C_i wzdłuż profilu; 6 – wartości minimalne w metodzie Hendersona; 7 – wartości maksymalne w metodzie Hendersona; 8 – punkty osobliwe o znacznych wartościach otoczone izolacjami w kształcie kopuły; 9 – punkty osobliwe o obniżonych wartościach otoczone izolacjami w kształcie niecki; 10 – linia skokowych zmian fazowych na poszczególnych profilach; 11 – punkty łagodnej zmiany fazy; 12 – granice badanych części; 13 – obszar badany; 14 – początek profilu IV wykonanego analizą widmową przy oknie 2800 m; 15 – punkty charakterystyczne z profilu IV przy oknie 2800 m; 16 – punkty osobliwe, zmiany fazy skokowe i łagodne, które nie korelują się pomiędzy profilami

Geophysico-geological model showing the deep structure of the survey area

1 – division of the granite body into blocks by means of the spectral analysis for the C_i exponent = 5; 2 – division of the gabbro body for the C_i exponent = 6; 3 – three blocks distinguished on the basis of a horizon characterized by the C_i exponent = 7; 4 – gneissic block delineated on the basis of a horizon characterized by the C_i exponent = 6 (supposed boundaries are drawn with broken line); 5 – decreased values of the C_i exponent; 6 – minimum Hendersonian values; 7 – maximum Hendersonian values; 8 – singular points of considerable ΔT value corresponding to a domeshaped contour lines pattern; 9 – singular points of decreased ΔT values corresponding to a bowl-shaped contour lines pattern; 10 – lines of abrupt phase changes; 11 – points of slow phase changes; 12 – boundaries of domains; 13 – investigated area; 14 – starting point of spectral analysis application to profile line for a window length of 2800 m; 15 – specific points of profile IV for a window length of 2800 m; 16 – singular points, abrupt and slow phase changes that cannot be correlated with other profiles



700 m to miejsce pojawienia się bloku o wykładniku współczynnika $C_i = 7$ z analizy widmowej oraz przesunięcia bloku I względem II w masie

serpentyinitowej, a więc dyslokacje. Na przekroju tym widać bardzo charakterystyczny kształt masywu serpentyinitowego.

MODEL GEOFIZYCZNY BADANEGO TERENU

Przedstawione wyżej badania geofizyczne rzuciły pewne światło na wewnętrzną budowę geologiczną badanego obszaru. Wyróżnione serie skalne nie stanowią zwartego kompleksu. Badania geofizyczne jednoznacznie wskazują, że zarówno masyw granitowy, gabrowy, jak i serpentyinitowy składają się z oddzielnych bloków o różnej wielkości w zasięgach poziomych i pionowych.

Część I badanego obszaru obejmuje swym zasięgiem masyw granitowy i gabrowy. Granica pomiędzy tymi obydwooma masami, stwierdzona na podstawie analizy widmowej, zaznacza się pojawieniem poziomu o wykładniku współczynnika $C_i = 6$. Ponieważ parametr C_i charakteryzuje masę magnetyczną, a więc wzrost wykładnika C_i z 5 (masa granitowa) do wartości $C_i = 6$ (masa gabrowa) wiąże się ze wzrostem czynności magnetycznych II środowiska względem I. W każdym razie kontakt dwu ciał związany jest z pojawieniem się poziomów o większym wykładniku C_i .

W metodzie punktów osobliwych granica ta jest związana ze wzrostem wartości ΔT na poszczególnych poziomach, ze zmianą kształtu izolacji z synklinalnego w ośrodku granitowym na antyklinalny w ośrodku gabrowym.

Masyw granitowy na podstawie przekroi pionowych w analizie widmowej podzielono na cztery bloki. Każdy blok jest oddzielony miejscami obniżonych wartości wykładnika współczynnika C_i . Przekroje pionowe każdego bloku to płyty zapadające w kierunku S. W poszczególnych blokach wyróżniamy kilka poziomów o określonych wykładnikach współczynnika C_i . Poziom najgłębiej położony w masie granitowej odpowiada wykładnikowi współczynnika C_i równemu 5.

Poziom o wykładniku $C_i = 5$ bardzo różnie się demonstruje w wyróżnionych blokach. W niektórych blokach brak go, w innych występuje blisko powierzchni ziemi. Ponieważ wyróżnione poziomy to poziomy kontrastów własności magnetycznych, więc korelują się z poziomami odpowiadającymi różnym granitom pod względem składu petrograficznego.

Bloki wyróżnione na profilach I–IV włącznie zorientowane są w kierunku W–E. Blok czwarty występuje tylko na profilach III–V. Między profilem IV i V następuje przesunięcie bloków w

kierunku S zachowujące ułożenie bloków na profilach V i VI. Przesunięcie to jest równoległe do granicy granit–gabro na tych profilach.

Na blok IV nasuwa się masa gabrowa, która w obrazie widmowym rozpada się na trzy bloki. Podobne przesunięcie, jak w granicy, występuje pomiędzy profilem IV i V. Nachylenia tych wyróżnionych bloków, zarówno w granicy jak i gabrze, są w granicach 50–60°.

Bloki w masie gabrowej i granitowej są wyraźnie widoczne w przekroju profilu IV i V.

Na blok III z kierunku S nasuwa się masa serpentyinitowa, demonstrująca się pojawieniem wykładnika współczynnika C_i równego 7, która daje obraz początku rozkładu bloków części II.

Kontakt tych dwóch ciał (gabro–serpentyinit) o odmiennych własnościach magnetycznych już w samych pomiarach ΔT jest zarejestrowany powolnym spadkiem wartości ΔT i potem nagłym wzrostem w masie serpentyinitowej.

Z ogólnego rozkładu pola ΔT wynika, że jest to płyta płasko-równoległa stanowiąca odpowiednik masy serpentyinitowej, rozpadająca się w obrazie widmowym na trzy bloki z zachowaniem kierunku ich ułożenia W–E.

Granica, wyznaczona przez Gajewskiego, między masą gabrową i serpentyinitową pokrywa się z linią łagodnego przejścia fazowego (fig. 1, ozn. 11). Linia wartości pierwszego minimum wyznaczonego w metodzie Hendersona pokrywa się z granicą serpentyinitów odsłoniętych od strony N (fig. 11, ozn. 6). Linia punktów osobliwych o dużych wartościach również leży w obrębie wyróżnionego bloku pierwszego (fig. 1, ozn. 8). Głębokość lokalizacji tych punktów wzrasta w kierunku profilu VI. Linia zmian fazowych lokalizuje się na granicy wyróżnionego bloku I (fig. 11, ozn. 10) na profilach I–IV włącznie. Profil trzeci ma małe przesunięcie i fazy, i samego bloku I w kierunku SE. Między profilem IV i V mamy wyraźne przesunięcie bloku pierwszego w kierunku SE (fig. 11, ozn. 3), zaznaczone również przez przesunięcie fazowe, oraz obniżenie wykładnika C_i na profilu IV w kierunku SE (fig. 11, ozn. 5). Na profilu VI znów następuje przesunięcie fazy i bloków w kierunku NW.

Przesunięciu bloku 1 pomiędzy profilem IV i

V odpowiada w pewnym stopniu pojawienie się dodatkowych linii, maksimum i minimum w obrazie hendersonowskim (fig. 11, ozn. 6 i 7) i obniżonych wartości punktów osobliwych (fig. 11, ozn. 9).

Blok 2 na profilu IV–VI jest blokiem graniczącym na tym odcinku z masą gnejsową. Granica ta jest zaakcentowana maksymalnymi wartościami Hendersona, podwyższonymi wartościami punktów osobliwych i łagodną zmianą fazy (fig. 11, ozn. 7, 8, 11). Blok ten na profilu czwartym rozpada się na dwa bloki (2 i 3), które układają się równoległe do bloku 1 na profilach I–IV. Ten rozdział dwublokowy jest zaznaczony linią minimum Hendersona i obniżeniem wartości punktów osobliwych.

Kontakt bloku 3 z masą gnejsową jest, podobnie jak na pozostałych profilach, podkreślony linią maksimum z metody Hendersona, łagodnym przejściem fazowym i podwyższeniem wartości punktów osobliwych. Granica ta zgadza się z wyznaczoną przez Gajewskiego na profilach I, V, VI, a w pozostałych punktach jest nieco przesunięta.

W części III badanego obszaru trudno mówić o blokach, gdyż dysponuje się krótkimi odcinkami pomiarowymi. Zniknięcie poziomu o wartości wykładnika $C_i = 7$ jest miejscem kontaktu dwu ciał anomalnych – serpentyn–gnejs. Z obrazu magnetycznego wiadomo tylko, że część III nasuwa się na część II, która na profilu III i IV podściela ją na odcinku przeszło 2 km (poziom o wykładniku współczynnika $C_i = 7$).

W części II profil IV jest linią, wzdłuż której następuje przesunięcie bloków w obrębie masy serpentynitowej, co również jest widoczne na profilu IV wykonanym dużym oknem interpretacyjnym (fig. 10).

W wielu miejscach badanego terenu występuje obniżenie wykładników współczynników C_i pomiędzy blokami lub na nich. Charakterystyczne są dwa miejsca w części II – profil IV i VI. Fakt ten można wytłumaczyć następująco: pole magnetyczne to pole dwubiegunowe, a więc blok to magnes o dwu biegunach. W wyniku działania procesów geologicznych płyty te ulegną wygięciu w polu magnetycznym, a następnie pęknięciu. Powstałe bloki-płyty zachowują zawsze dwubiegunowość. W wyniku ruchów tektonicznych bloki ulegają wzajemnemu przemieszczaniu w pionie i w poziomie. Powstałe szczeliny wskutek przesunięcia bloków mogą być wypełnione innymi ciałami, innymi magnesami o innych własnościach magnetycznych. Granica przesuniętych bloków stanowiąca kontakt dwóch płaszczyzn o znakach przeciwnych daje osłabienie pola i zmniejszenie wykładnika współczynnika C_i , jeśli są to bloki tego samego ciała, lub zmianę C_i dla ciał różnych.

Potwierdzeniem tej koncepcji może być zmiana fazy w tych miejscach, jak również sąsiedztwo punktów osobliwych o wartościach dużych i znacznie obniżonych oraz kształt izolinii w metodzie punktów osobliwych (np. blok 1 w części II na profilu IV).

WNIOSKI

Reasumując powyższe wyniki analizy profilowego obrazu anomalii magnetycznych badanego terenu i rezultaty dotychczasowych badań, przyjęto w pierwszym etapie generalny model składający się z czterech ciał o nieskończonej rozciągłości w kierunku W–E stanowiących cztery magnesy o różnych własnościach magnetycznych w kształcie nachylonych płyt o zondulowanych powierzchniach stropowych. Wyróżnione masy magnetyczne związane są z poszczególnymi ośrodkami skalnymi o odmiennych własnościach magnetycznych, takich jak granit, gabro, serpentynit i gnejs.

Granice pomiędzy wyszczególnionymi masami magnetycznymi określone są: zerowaniem się fazy funkcji potencjalnej w przekrojach fazowych, wzrostem wartości ΔT w metodzie punktów osob-

liwych, zmianą kształtu izolinii oraz pojawieniem się lub zniknięciem poziomu o odpowiednim parametrze wykładnika współczynnika C_i w metodzie analizy widmowej.

Poszczególne masy magnetyczne dzielą się na szereg bloków-magnesów składowych o różnej podatności magnetycznej. Każdy blok rozpada się na szereg poziomów, będących kontrastami własności magnetycznych w jego obrębie, określonych przez odpowiedni wykładnik współczynnika C_i . Masa granitowa, gabrowa i serpentynitowa składa się więc z oddzielnych bloków o różnej wielkości w zasięgach zarówno poziomych, jak i pionowych.

Wyróżnione poziomy w poszczególnych blokach w masie serpentynitowej można w pewnym stopniu wiązać z zaawansowaniem procesu ser-

pentynizacji na poszczególnych głębokościach. (rozkład magnezów w pionie o wzrastających czynnościach magnetycznych). W masie serpentynitowej na podstawie badań magnetycznych wyróżniamy trzy odmiany skał serpentynitowych: trzy rodzaje serpentynitów stanowiących ogniwo pośrednie od perydotytów, perydotytów częściowo zserpentynizowanych do ciał całkowicie zserpentynizowanych.

Powierzchnie zmian fazy związane są z dyslokacjami (głównie z uskokami), których kierunki są dokładnie wyznaczone. Łagodne przejścia fazowe – jak zauważono – korelują się z granicami mas o różnych własnościach magnetycznych. Wszelkie drobne zmiany fazy występujące na różnych głębokościach należy wiązać z tektoniką tego obszaru. Wyraźną powierzchnię zmian fazowych określono w masie serpentynitowej. Jest ona prawie równoległa do granicy gąbro-serpentynit, nieco przesunięta na profilu III i IV w kierunku S. Kierunek jej to W–E.

Charakterystyczna jest linia przesunięć bloków zaznaczona we wszystkich trzech masach magnetycznych pomiędzy profilem IV i V o kierunku NW–SE. Przesunięcie to jest równoległe do granicy granit-gąbro pomiędzy tymi profilami. Linia tych przesunięć równoległa do uskoku sudeckiego brzeźnego jest wyraźnie widoczna na przekroju głębokościowym w przypadku dużego

okna filtracyjnego w analizie widmowej (fig. 10).

Uchwycono poziom czynny magnetycznie na głębokości około 10 km, który podściela cały masowy serpentynitowy (fig. 10) oraz część III na profilu III (fig. 6).

Układ poziomów kontrastów magnetycznych, kształt izolinii zmian wektora całkowitego pola ΔT na różnych głębokościach podkreślają kopułowy kształt masywu Sobótka oraz nasuwanie się masy gnejsowej na masę serpentynitową. Łączność ich obu jest tutaj bardzo wyraźna.

Wszystkie badane ośrodki nie mają jednolitego charakteru, ponieważ w strefie ich występowania stwierdza się skały o różnych własnościach magnetycznych. W wielu miejscach wszystkich części badanych śledzi się szereg otwartych szczelin wypełnionych materiałami o odmiennych własnościach magnetycznych. Są to miejsca obniżenia wykładników współczynników C_i , czyli magnezów o innych własnościach magnetycznych w obrębie zasadniczego ciała anomalnego (fig. 6).

Badania magnetyczne tego obszaru pozwoliły okonturować ciała czynne magnetycznie, wzajemne ich ułożenie, kontakty między nimi, uskoki i ich przesunięcia, rozpad ich na poszczególne poziomy kontrastów magnetycznych oraz ciała o innych własnościach magnetycznych w obrębie danego ciała anomalnego.

LITERATURA

- ACZEL J., 1956: O teorii średnich. *Coll. Math.*, IV.
- BEDERKE E., 1934: Sudeten und Eulengneisproblem. *Vom Deutschen Osten*, z. 21.
- BHATTACHARYYA B. K., 1966: Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, vol. 31, s. 97–121.
- 1972: Design of spatial filters and their application to high-resolution aeromagnetic data. *Geophysics*, vol. 37, nr 1.
- BIEROZKIN W. H., 1967: Ispolzowanie polnogo wiertikalnogo gradienta sily tjażesti dla opriedielenija głubiny do istocznikow grawitacyonnych anomalii. *Razwied. Gieof.*, wyp. 18.
- BIEROZKIN W. H., BUKIETOW A. P., 1965: Primienienije garmoniczeskogo analiza pri obrabotkie grawitacyonnych danych. *Prikl. Gieof.*, wyp. 46.
- BLACKMAN R. B., TUKEY I. W., 1959: *The Measurement of Power Spectra*. Dover Publications, New York.
- BRACEWELL R., 1968: Przekształcenie Fouriera i jego zastosowanie. WNT, Warszawa.
- BUCZEK H., 1953: Spękania skalne masywu Sobótka. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 22, nr 2.
- CHMURA R., SUŁKOWSKI R., 1965: Główne kierunki spękań w wirowskim masywie serpentynitowym. *Prz. Geol.*, nr 7.
- CIANCIARA B., 1971: Zastosowanie transformacji Fouriera do rozdzielania anomalii siły ciężkości. Biblioteka Główna AGH (praca doktorska).
- 1982: Zastosowanie cyfrowej filtracji optymalnej do interpretacji geofizycznych pól potencjalnych. *Pr. Geol.*, nr 124.
- CIANCIARA B., MARCAK H., 1976: Interpretation of gravity anomaly by means of local power spectra. *Geoph. Prospecting*, vol. 25, nr 2.
- 1979: Geophysical anomaly interpretation of potential fields by means of singular points method and filtering. *Geoph. Prospecting*, vol. 27, nr 1.
- CLOOS H., 1922: *Streckung und Rutschstreifen im Granit vom Zobten in Schlesien*. Tektonik und Magma. Untersuchungen zur Geologie der Tiefen. Berlin.
- COLEMAN R. G., 1977: *Ophiolites*. Minerals and Rocks. 12. Springer, New York.
- DĄBROWSKI A., 1969: Skały czynne magnetycznie na obszarze przedsudeckim. *Kwart. Geol.*, t. 13, nr 4.
- DEAN W. C., 1958: Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation. *Geophysics*, vol. 23.
- FEDAK J., 1963: Perspektywy nikłowości sudeckich intruzji zasadowych. *Prz. Geol.*, nr 4.
- FEDAK J., LINDER M., 1966: Metalogeneza Sudetów. *Pr. Inst. Geol.*

- FEDAK J., PODEMSKA B., PRZENIOSŁO S., SOKOŁOWSKA S., STĘPNIEMSKI M., 1971: Wyniki szczegółowego rozpoznania rozsypek chromitowych z rejonu Uliczna. Archiwum Instytutu Geologicznego, Warszawa (maszynopis).
- FINCKH L., 1923: Die Stellung der Gabbros und Serpentine Niederschlesiens und ihre Beziehungen zu den Gneisen und Graniten. *Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst.*, z. 42.
- 1928: Erläuterungen z. Geologischen Karte v. Preussen. Lieferung 210. Blatt Zobten. Berlin.
- GAJEWSKI Z., 1970: Występowanie i własności magnezytów z masywu serpentynitowego Gogołów-Jordanów na tle budowy geologicznej obszaru. Z badań surowców skalnych w Polsce, t. 5.
- GAWEŁ A., 1957: Nefryt z Jordanowa na Dolnym Śląsku. *Prz. Geol.*, nr 7.
- GRANT F. S., SPECTOR A., 1970: Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, vol. 35, nr 2.
- GRANT F. S., WEST G. F., 1965: Interpretation Theory in Applied Geophysics. McGraw Hill, New York-Toronto-London.
- GROCHOLSKI W., 1969: Mezostruktury obszaru gnejsów sowiogórskich na Przedgórzu Sudeckim. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 39, z. 4.
- GRZYWACZ J., MIKOŁAJCZYK A., 1959: Szczegółowe badania grawimetryczne w rejonie Słupic. Archiwum Instytutu Geologicznego, Warszawa (dokumentacja).
- GUSIEW A., PIATNICKI W. K., 1963: Wyznaczenie głębiny zalegania namagniczonych źeł po toczkach pierięgiba kriwych magnitnych anomalnych. Aeromagnetyczna schieмка w geologii, Moskwa, s. 103-114.
- HARAŃCZYK C., WALA A., 1970: Mineralizacja endogeniczna w masywach skał ultrazasadowych północnego przedpola Sudetów Środkowych. *Prz. Geol.*, nr 6.
- HENDERSON R., 1960: A comprehensive system of automatic computation in magnetic and gravity interpretation. *Geophysics*, vol. 25, nr 3.
- JACKSON E., THAYER T., 1972: Some criteria for distinguishing between stratiform concentric and alpine peridotite-gabbro complexes. 24th Intern. Geol. Congr. Sect. 2, s. 289-296.
- JENKINS G., WATTS D., 1968: Spectral analysis and applications. Holden Day Series in Time Series Analysis. San Francisco.
- JONES R. S., 1965: A reanalysis of the periodogram in spectral analysis. *Technometrics*, vol. 4.
- KUOŁOMZINE T. H., LAMANTQUE V., NADEAN A., 1970: New method for the direct interpretation... *Geophysics*, vol. 35, nr 5.
- LINDER H., 1979: Wyniki poszukiwań rud chromitu i surowców towarzyszących w obrębie masywu Gogołów-Jordanów. Dokumentacja nr 175/9. Archiwum Instytutu Geologicznego, Warszawa.
- LOPIANOWSKI S., 1922: Zur Tektonik des Granitmassives von Striegau-Zobten, [w:] J. Cloos, Tektonik und Magma, *Adh. d. Preuss. Geol. Landesanst. N.F.H.* 89.
- MACIEJEWSKI S., 1963: Uwagi o serpentynitach Gór Kiełczańskich na Dolnym Śląsku. *Kwart. Geol.*, t. 7, nr 1.
- MAJEROWICZ A., 1963: Granit okolicy Sobótki i jego stosunek do osłony w świetle badań petrograficznych. *Arch. Miner.*, t. 24, z. 2.
- 1979: Grupa górská Ślęży a współczesne problemy petrologiczne ofiolitów. Przewodnik do konferencji. Wyd. Uniw. Wrocław.
- MAŁOSZEWSKI St., 1970: Correlation of the deep geologic structure of the crystalline substratum with magnetic and gravity anomalies. *Mat. i Pr.*, z. 34.
- MIZERACKA K., 1978: Dokumentacja badań własności magnetycznych skał z rejonu Uliczna. Archiwum Instytutu Geologicznego, Warszawa.
- MÜHLER H., FABIAN I., 1938: Die paläozoischen Schiefer östlich der Zobtengruppe (Schlesien). Zentr. für Min. Geol. und Palaont. Ab. B. Stuttgart.
- NAIDU P. S., 1968: Spectrum of the potential field due to randomly distributed sources. *Geophysics*, vol. 33, nr 1.
- 1970a: Statistical structure of aeromagnetic field. *Geophysics*, vol. 35, nr 2.
- 1970b: Fourier transform of large scale aeromagnetic using a modified version of fast Fourier Transform. *Pure and Applied Geophysics*, vol. 81, nr 4.
- NIEMCZYNOW G., 1966: Skały serpentynitowe północnego przedpola Wzgórz Kiełczyńskich na Dolnym Śląsku. *Biul. Inst. Geol.*, nr 201.
- OBERC J., 1960: Podział geologiczny Sudetów, *Pr. Inst. Geol.*, 123.
- 1966: Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. *Pr. Inst. Geol.*, t. 47.
- 1972: Budowa geologiczna Polski, t. 4. Tektonika, cz. 2. Wyd. Geol., Warszawa.
- 1975: Tektonika rozwoju wschodniej części bloku przed-sudeckiego. *Prz. Geol.*, nr 5.
- 1977: The gabbros and ultrabasites in the vicinity of the Góry Sowie Block, [w:] *Geology of Poland*, vol. 4. Tectonics, Wyd. Geol., Warszawa.
- OKULUS H., TATUĆ S., 1966: Dokumentacja półszczegółowych badań grawimetrycznych. Temat: Sudety i blok przedsudecki. Archiwum Instytutu Geologicznego (tajne).
- PETERS L. J., 1949: The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. *Geophysics*, vol. 14, nr 3.
- PINUS G. W., 1973: Sowriemiennoje sostojanije problemy gieniezy gipierbazitów. Probl. petrol. gipierbazitów skłódczat. obl. Nowosibirsk, 4 14.
- PRZENIOSŁO M., STĘPNIEMSKI St., 1972: Minerale z rozsypek chromitów z okolicy Uliczna na Dolnym Śląsku. *Kwart. Geol.*, t. 16, z. 4.
- REGAN R. D., HINZA, 1976: The effect of finite data length in the spectral analysis of deal gravity anomalies. *Geophysics*, 41.
- SMOLAK W., 1974: Konstrukcja modelu podłoża krystalicznego zachodniej części monokliny przedsudeckiej na podstawie profilowych badań magnetycznych. Biblioteka Główna AGH (praca doktorska).
- SPECTOR A., BHATTACHARYYA B. K., 1967: Energy density spectrum and autocorrelation function of anomalies due to simple magnetic models. *Geoph. Prospecting*, vol. 24.
- STRACHOW W. N., 1972: Opriedielenije osobnych toczek potienyalnych polej na osnowie aproksymacyi celymi funkcjami koniecznoy stiepieni. *Prikl. Geof.*, wyp. 65.
- SZUMLAS F., 1963: Nikiel, kobalt i chromit w serpentynitach okolicy Sobótki na Dolnym Śląsku. *Arch. Miner.*, t. 24.
- SMULIKOWSKI K., 1973: Gabbro and allied rocks from the hill, south of Wolborz (Stop. 27). AZOPRO – Przewodnik. Wyd. Geol., Warszawa.
- SUESS F. E., 1926: Intrusionstektonik u. Wandertektonik im varistischen Grundgebirge. Berlin.

- TEISSEYRE H., 1968: Serie metamorficzne Sudetów. Uwagi o następstwie i wieku deformacji oraz metodach badawczych. *Geol. Sudetica*, vol. 4.
- 1966: Prekambryj w polskiej części Sudetów. *Kwart. Geol.*, t. 12, nr 4.
- 1971: Zagadnienie analizy strukturalnej w Sudetach. jej cele i metody. Structural analysis in the Sudetes Mts. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 41, z. 1.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: Regionalna geologia Polski, t. 3. Sudety, z. 1. Utwory przedtrzciorzędowe. Pol. Tow. Geol., Kraków.

Danuta CHOLEWICKA-MEYSNER *

SPATIAL DISTRIBUTION OF IGNEOUS BODIES OF THE SOBÓTKA VICINITIES IN THE LIGHT OF MAGNETIC SURVEY

ABSTRACT: The investigated area comprises a segment of the northern edge of the Sowie Góry Mts gneissic block, the middle part of the Gogolów-Jordanów serpentinite massif, the middle part of the Mt. Ślęza gabbro massif and the southern fragment of the Strzegom-Sobótka granitoid intrusion. Pronounced magnetic anomalies are known from this area and the present paper gives their interpretation based upon an analysis of data from a detailed profiling. Several large magnetic bodies corresponding to magnetically different rock media (granite, gabbro, serpentinite and gneiss) were distinguished. Boundaries between these bodies are defined: (1) by phase nullification of potential function in phase cross-

sections, (2) by increase of ΔT values in the singular points method and (3) by changes of contour lines patterns as well as by appearing and disappearing of horizons characterized by a given value of the exponent of the coefficient C_i in spectral analysis. Individual large magnetic bodies were divided into smaller blocks-magnets of different susceptibility. Minor bodies of unlike magnetic properties were also outlined within each disturbing mass. Probable faults were indicated as well. The results of magnetic profiles interpretation, when compared with the available geologic data, allowed the construction of a geophysico-geological conceptual model explaining the deep structure of the studied area.

Summary

INTRODUCTION

The investigated area comprises a segment of the northern edge of the gneissic block of the Sowie Góry Mts, the middle part of the Gogolów-Jordanów serpentinite body, the middle part of the gabbro massif of Mt. Ślęza and the southern part of the Strzegom-Sobótka granitoid intrusion. The area, being abundant in mafic and ultramafic rocks, is of primary interest for geological and geophysical investigations. The explanation of origin of such rocks is one of the most fundamental and complex problems in modern geology (Linder 1979). It is the principal question whether such mafites and ultramafites may be considered alpine-type ophiolites (Pinus 1973; Jackson, Thayer 1972).

The hitherto geological understanding of the structure of the Sobótka vicinities is rather unsatisfactory. Geophysical researches were applied there only locally (magnetic, gravimetric and geoelectrical surveys during prospecting for metallic ores by Grzywacz, Mikołajczyk 1959; Fedak 1962; Fedak *et al.* 1971; Przeniosło, Stępniewski 1972, and Mizeracka 1978). Only one bore-hole was drilled there so far during prospecting for nickel and chromium ores near Czarna Góra in the Gogolów-Jordanów massif. Generally, the area in consideration is in want of a comprehensive geophysical survey.

GEOLOGICAL SETTING

The intramontane Sowie Góry gneissic massif is surrounded with numerous occurrences of basic and ultrabasic rocks. One of these occurrences, the Gogolów-Jordanów serpentinite massif adjoining in the north to the Sowie Góry gneisses, constitutes the largest ultrabasic body in the Lower Silesia region (150 km² of outcrop area after geophysical data, Dąbrowski 1969). The Gogolów-Jordanów serpentinites originated from such ultrabasites as wehrlites and pyroxenites (Finckh 1928; Teisseyre *et al.* 1957) through contact metamorphism caused by the gabbroic magma intrusion of Mt. Ślęza. The gabbroic magma supplied the initial ultrabasites with water necessary for the metamorphism (Gawel 1957). Three types of serpentinites are generally distinguished within the

massif according to the degree of serpentization. Small bodies of unaltered initial ultramafites are also locally present.

The Gogolów-Jordanów massif is aligned along the northern edge of the Sowie Góry block. This edge has exerted a decisive influence upon structural development of the serpentinite massif (Oberc 1960; Grocholski 1969). According to Oberc (1972), the ultrabasic magma intruded along an old tectonic zone that had been established as early as during the Precambrian formation of the Sowie Góry structural element. This tectonic zone was subsequently reactivated and modified in several tectonic events. Numerous faults arouse then perpendicular and diagonal to the northern edge of the primitive Sowie Góry element. Oberc (1975) is of the opinion that the

* Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław, Poland.

ultrabasic and basic rocks of the Gogołów–Jordanów massif plunge southwards under the Sowie Góry block.

The southern and northern boundaries of the Gogołów–Jordanów massif were delineated by Gajewski (1970) on the basis of drilling data. The results of geophysical research seem to indicate the tectonic-intrusive character of the boundary line between the serpentinites and gneisses of the Sowie Góry element (Okulus, Tatuć 1966).

Chmura and Sułkowski (1965) investigated joint pattern of the Gogołów–Jordanów serpentinites. They discerned two main joint sets, namely NW–SE and SW–NE ones, supplemented by a subordinate E–W set. Zones of most intensely serpentinized rocks are aligned parallel to the above directions (Gajewski 1970). The advanced serpentinization resulted as well in the development of magnesite veins and nests (Gajewski 1970). The accumulations of magnesite ores are most abundant in the marginal zones of the massif where the serpentinization has been almost completed. In the interior of the serpentinite body the magnesite veins seem to be distributed along the main joint directions.

The Gogołów–Jordanów serpentinites pass northwards into the gabbros of Mt. Ślęza (Sobótka) massif. According to the German authors, the gabbros of Sobótka are rather metamorphic than igneous rocks. They are of igneous origin and had developed from typical gabbros but subsequently were altered by dynamometamorphic agents. Therefore they are called metagabbros (Majerowicz 1963).

The basic and ultrabasic rocks of the vicinities of Sobótka are considered by Teisseyre (1968, 1971) to be the result of an initial magmatism. According to Majerowicz

(1979), they constitute an ophiolitic complex originated from sea-floor rocks of a not large oceanic basin. If, however, the Sobótka magmatic complex were to be regarded as an ophiolitic one, the lack of its upper part should be noticed.

In the northwest, the Mt. Ślęza gabbro massif adjoins the large Variscan granitoid massif of Strzegom–Sobótka. The latter intrusion parallels the Sudetic Boundary Fault (Majerowicz 1963) and bounds from the north the Gogołów–Jordanów serpentinite body west of the Sobótka gabbros. The granites from a typical posttectonic intrusion that penetrated its older, previously folded and metamorphosed mantle (Teisseyre *et al.* 1957; Smulikowski 1973). In few known exposures showing the contact between granites and their mantle, contact-metamorphism phenomena are recognisable (Finckh 1923; Mühler, Fabian 1938). The granite variety occurring in direct contact with gabbro belongs, after Majerowicz, to a thick apophyse of a composition typical for border facies granites.

The age of the above described rock bodies is unclear. The Sowie Góry gneisses are thought to be the oldest structural element. According to Oberc (1972), they correspond to the Moldanubian crystalline rocks. The same author (Oberc 1966) includes the serpentinites into the Late-Precambrian basement of the Sudetes. Teisseyre (1968) is of the opinion that the serpentinites and gabbros formed almost simultaneously, and that the consolidation of gabbroic magma slightly postdated such a process in the ultrabasites. The Strzegom–Sobótka granites are of Upper Carboniferous or even Lower Permian age (Finckh 1928)

MAGNETIC SURVEY

Total intensity T of the Earth's magnetic field was measured with a proton magnetometer along six profile lines of the azimuth 330° and along three additional lines of the azimuth 165° (fig. 1). The profile lines were from 3 to 15 km long and 500 m apart one from another. The reference point was located east of Sulistrowiczki (fig. 1). Diurnal variation curves were used to correct the obtained measurement values. The value of $46\,500 \gamma$ was taken as the regional element of magnetic field and this value was considered the zero level for magnetic anomalies detection. The identified anomalies are shown in figure 2.

In order to analyse the pattern of T -anomalies, the investigated area was divided into three domains in accordance with its geological structure (fig. 1). Domain I corresponds to the outcropping granites and gabbros. The undulations of T -curves are very regular there and the values of T

gradually decrease southwards. Domain II covers the outcrop area of serpentinites. Well pronounced curve extremes, that locally exceed even $+1000 \gamma$, occur there. Domain III comprises the border region of the Gogołów–Jordanów serpentinites and the northern edge of the Sowie Góry gneisses. The T -values decrease quietly and gradually in this domain. Their changes are quite similar along all the investigated profile lines.

It may be inferred from the ΔT distribution along the profile lines that there exist two main boundaries between the disturbing masses, namely between the gabbros and the serpentinites as well as between the serpentinites and the gneisses. The ΔT image in domain II suggests that the deep structure of this domain may be explained in terms of several parallel slabs plunging to the south. The above picture is precised through the detailed interpretation.

ANALYSIS

In order to interpret the obtained picture of magnetic field intensity, a wide spectrum of analytical methods has been applied. Among them were the classical ways of approaching the problem founded on deterministic models, as the analytical upward continuation, the method of pole line or the analytical downward continuation method. One of the employed procedures, the singular points method, referred to models intermediate between the deterministic and statistic ones. The measurement data were also processed by means of such statistical methods as the optimal filtration and spectral analysis.

CLASSICAL METHODS

The method of analytical upward continuation by Peters (1949) and Henderson (1960) applied to domain II of the studied area, made it possible to locate the main disturbing bodies. It may be inferred from profile I (fig. 2b) that the main disturbing mass within domain II is composed of two blocks differing in their size and depth of occurrence. This conclusion was confirmed with Henderson's method (fig. 2c). Namely, the computations made by means of the pole line method or with the help of Gusiew and Piatnikow's one, evidenced the block I was located at a depth of approxim-

ately 100 m and block II at 200 m. The Hendersonian image containing the above data and made for six of the investigated profiles was shown in figure 3. Two distinct, separate slabs were discerned on the basis of this image. They correspond to two blocks striking W-E within the serpentinite mass. Both blocks tend to widen to the west. They are also shifted northwards in profiles V and VI with respect to their position in profile IV. This feature was considered indicative of the presence of a kind of fault between profile lines IV and V. Such a conclusion was independently confirmed with other methods.

SINGULAR POINTS METHOD

The method of analytical downward continuation combined with simultaneous smoothing of curves of potential field anomalies enables us to determine the depth location of singular points of the total field T function. The method in question has been elaborated by Bieriozkin (1967) and Strachow (1972) and further developed by Cianciara and Marcak (1979). It was applied to all the investigated profiles (fig. 4). Cianciara and Marcak have shown that the location of faults or contact lines between two different geologic bodies are displayed by phase changes of the total field function. The faults correspond to abrupt phase changes connected with singular points of the function, while the other geological boundaries are marked with moderate and relatively slow changes of phase (Cianciara, Marcak 1979).

Vertical cross-sections showing the changes of total vector T are given in figures 4 and 4a, while those showing the phase changes in figures 5 and 5a. The most important singularities and phase changes are presented in table 1-6. The points of extreme values of the total vector (at singular points) and the points of phase changes were correlated with geological maps. Numerous zones were thus defined in the investigated area. They correspond to contact zones that separate the gabbros from the serpentinites and the serpentinites from the gneisses, either to diverse rock varieties, or to quartz veins within granites etc.

The obtained contour lines pattern suggests the concaveupward form of the gabbro disturbing mass passing into convexupward one at the granite-gabbro boundary zone. The serpentinites form a distinct dome as is evidenced by the contour lines arrangement in domain I. The overlaying position of the Sowie Góry gneisses with respect to the serpentinites is also clearly seen as well as the close structural relationships of the serpentinite and gabbro masses. The main strike directions of phase change surfaces are: NE-SW, N-S and W-E. It cannot be excluded that these directions may be somehow correlated with the joint sets surveyed by Buczek (1953) and Chmura and Sulkowski (1965).

The detailed division of the investigated domains with the help of singular points method into individual small disturbing bodies, characterized by somewhat different magnetic properties, evidences the block structure of the Sobótka vicinities and is in agreement with more general picture obtained with Henderson's method.

STATISTICAL METHODS

Optimal filtration method

The optimal filtration procedure, founded on a statistical model, is exemplified by its application to profile III within

domains I and II. Various filter transfer functions were applied to these domains and thus the division of the whole survey field into fragments corresponding to different depth ranges was carried out (fig. 5b). The casual component, resultant from very shallow geological structure, was thus removed from the measurement data curve. The shape of this curve indicates that the disturbing body within domain II has the form of a slab.

Each of the filtered curves were then processed by means of the spectral analysis method in order to determine the depth of individual disturbing levels. The results provide us with the mean depth level for the whole investigated profile section, the latter containing various disturbing bodies. Therefore these results cannot be directly correlated with the geological data.

Spectral analysis

Bhattacharyya (1966), Naidu (1970a) as well as Grant and Spector (1970) were the first who utilised the power spectrum method for the interpretation of aeromagnetic maps. The analysis of influence of shape, dimensions and depth of disturbing bodies upon the character of spectra led them to the conclusion that the depth is the most significant parameter. Changes in depth distinctly modify the slope of spectrum curve. Cianciara (1971) applied the spectral analysis to ground surface data.

For an assumed model of rock medium (Grant, Spector, 1970; Cianciara, Marcak 1976) the expected value of spectrum of potential fields anomalies is:

$$S(\omega) = C e^{-2\omega h},$$

where:

$$\hat{S} = E[S(\omega)];$$

$C = E[f(\omega, x_1, \dots, x_n)]$; in other words: weight of disturbing surface C is a constant proportional to the mean disturbing mass within a disturbing surface;

h_i is the mean depth of the disturbing surface.

If, however, there is more than one disturbing surface, the expected value of summary spectrum is:

$$\hat{S}_{\sum h_i}(\omega) = \sum_i C_i e^{-2h_i \omega},$$

where h_i is the depth of successive disturbing surfaces.

In order to estimate the spectrum density, a second power of amplitude spectrum was used. The spectrum density of potential fields is a function of two types of parameters: (1) of the mean depth h_i and (2) of the weights of disturbing horizons C_i . The values of these parameters are assessed on the basis of an adequate mathematical model of spectrum density. There exist two ways of their determination: an analytic-graphical (Cianciara, Marcak 1976) and an analytical one (Cianciara 1982).

It was often impossible to correlate real geological horizons with the depth of disturbing surfaces computed out of data taken from the whole profiles. This obstacle has been overcome through adoption of a concept of the local power spectrum by Cianciara and Marcak (1976). The depth vertical cross-sections obtained with the aid of these authors method may be directly compared with geological ones. Each of the determined horizons is characterized by a single value of the exponent of coefficient C_i and of the quantity h_i .

In order to apply the method of local power spectra to the survey area, a suitably chosen interpretation window (700 m) was moved at a step of 10 m along the profile lines. Spectrum density was being estimated at each measuring point and then the parameters C_i and h_i were being computed. A trial of geological interpretation of the resultant depth vertical cross-sections was next undertaken (fig. 6). The distinguished horizons are, as a rule, intensely undulated. In some sections of the surveyed profiles a detailed division into individual, relatively small disturbing bodies (blocks) was possible. Such individual blocks are separated by zones of decreased value of C_i exponents (tables 7, 8 and 9).

The moment of appearing of a horizon with the different value of C_i exponent in the method of spectral analysis amounts to the change of rock medium into a new one, different with respect to its magnetic properties and geological content. There are a few disturbing horizons within the

serpentinites of domain II and this fact may be interpreted in terms of various degree of rock serpentinization in individual subdomains. These horizons are shaped into a distinct dome.

The division into blocks is equivalent to the singularity zones of potential function and to the zones of phase changes. A characteristic feature of many investigated blocks are frequent and abrupt decreases of the C_i exponents corresponding to various veins, nests, fractures etc.

Figures 7, 8 and 9 show a distribution of magnetically active masses at depths of 100 m, 200 m and 300 m below the measuring surface. The distribution pattern was derived through an analysis of the gathered C_i exponents population. A depth cross-section along profile line IV was also made and interpreted by means of the spectral analysis for the information window length changed from 700 m into 2800 m and for the unchanged step length of 10 m (fig. 10).

GEOPHYSICAL MODEL

The adopted model (fig. 11) in its most general form is composed of four bodies infinitely extended in the direction E-W. All the four magnets (i.e. the bodies of granites, gabbros, serpentinites and gneisses) are slabs plunging southwards having their upper surfaces strongly undulated.

The boundaries between individual magnetic bodies are defined by nullification of phase of potential functions in the phase cross-sections (fig. 5 and 5a), by an increase of ΔT values and by changes in the contour lines pattern in the singular points method (fig. 4 and 4a). Such boundaries also correspond to the maximum values of ΔT in Henderson's method and to the zones of disappearance of levels characterized by a given parameter of C_i exponent in the spectral analysis method.

Each of the four bodies is composed of separate blocks of different horizontal and vertical dimensions (fig. 11). The blocks are separated from one another by zones of reduced value of the C_i exponents. Within each block several horizons of contrasting magnetic properties and of different C_i exponent values are discernible. Those horizons may be related to petrographic varieties of granites, gabbros and serpentinites. The individual levels within the serpentinite body differing in the C_i exponent values may, in turn, presumably be related to

the depth changes in a degree of serpentinization. Three varieties of rocks composing the Gogółów-Jordanów massif were distinguished in accordance with the results of magnetic survey. They are: peridotites, partly serpentinized peridotites and serpentinites.

The detected surfaces of phase changes are spatially related to some faults, the trends of which are precisely known. Such a surface detected within the serpentinite mass is almost parallel to the gabbro-serpentinite boundary. An offset of this surface is observable between profile lines IV and V. The trace of a fault responsible for this offset is, in turn, almost parallel to the trend of the Sudetic Boundary Fault (fig. 10).

A magnetically active horizon was caught at a depth of 1 km. It underlies the whole serpentinite massif (fig. 10) and mass locally found in domain III too (profile III in fig. 6).

The arrangement of magnetic contrasts and the pattern of ΔT contour lines at various depths evidence the dome-like shape of the Sobótka massif and, independently, the overlying position of the Sowie Góry gneisses with respect to the serpentinite mass. Veins containing rock of different magnetic properties were also identified in many places (fig. 6).

Translated by Pawel Aleksandrowski