

ZBIGNIEW FAJKLEWICZ

GENEZA ANOMALII SIŁY CIĘŻKOŚCI Z REJONU ŚRODKOWEJ CZĘŚCI PRZEDGÓRZA KARPAT

(12 fig.)

Origin of gravity anomalies in the central part of the Fore-Carpathian Depression

(12 Figs.)

Treść: Interpretacja zdjęcia grawimetrycznego z rejonu środkowej części Przedgórze Karpat oparta jest na zastosowaniu specjalnej metodyki opracowanej przez autora oraz na znajomości ciężarów objętościowych skał z 16 wierceń. Przedstawiono wnioski geologiczne.

WSTĘP

Praca niniejsza wykonana została w Wydziale Geofizyki P. P. Poszukiwania Naftowe w celu wyjaśnienia genezy anomalii siły ciężkości w części środkowej Przedgórze Karpat.

Obszar zdjęcia objęty interpretacją przedstawiony jest na fig. 1. Prace obliczeniowe i kreślarskie wykonane zostały pod moim kierunkiem przez zespół w składzie: Maria Małecką, Janusz Jamrozik, Janina Mysłek.

Na specjalne wyróżnienie w tym zespole zasługiwał J. Jamrozik, który wykonywał najbardziej odpowiedzialne obliczenia.

Wyrażam podziękowanie Kierownictwu Biura Dokumentacji i Projektów Geologicznych ZPN za zezwolenie opublikowania niniejszej pracy.

ANOMALIE SIŁY CIĘŻKOŚCI W REDUKCJI BOUGUER'A

Przedmiotem opracowania było zdjęcie grawimetryczne wykonane w latach 1959 i 1960 przez grupę grawimetryczną Jana Reczka z Przedsiębiorstwa Poszukiwań Geofizycznych w Warszawie. Obejmuje ono obszar przedstawiony na figurze 1.

Zdjęcie wykonane zostało grawimetrem GS — 11. Średni błąd kwadratowy dla sieci podstawowej wynosi $\pm 0,06$ mGala, a średni błąd kwadratowy pomiarów wypełniających wyraża się cyfrą $\pm 0,007$ mGala.

Wartości obserwowane zredukowano do poziomu morza za pomocą poprawki Bouguer'a posługując się w tym celu mapą rozkładu gęstości powierzchniowej opracowaną przez K. Maryniaka. Wysokości punktów pomiarowych nad poziom morza wyznaczono za pomocą niwelacji technicznej z średnim błędem kwadratowym $\pm 0,1$ metra. Gęstość zdjęcia wypełniającego wynosi około 1 punkt na kilometr kwadratowy.

Omawiane zdjęcie grawimetryczne nie może być przedstawione w niniejszej pracy. Rozkład izolinii anomalii Bouguer'a wskazuje na złożoną superpozycję pól lokalnych i pola regionalnego. Generalny kierunek obserwowanego pola anomalii siły ciężkości jest z N na S.

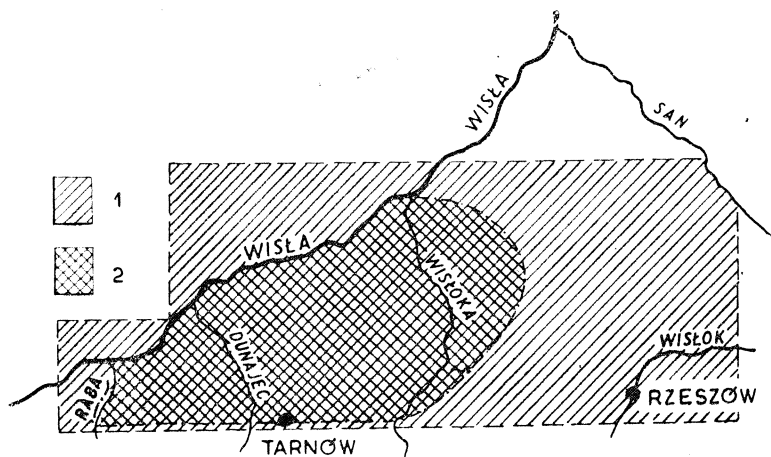


Fig. 1. Obszar i położenie interpretowanego zdjęcia grawimetrycznego z Przedgórza Karpat. 1 — obszar badany; 2 — obszar przedstawiony na fig. 11

Fig. 1. Situation of the area studied in the Fore-Carpathian Depression. 1 — area studied; 2 — area presented on Fig. 11

Idąc od północno-zachodniego krańca zdjęcia w oczy rzucają się na przemianległe pasy anomalii dodatnich i ujemnych, o osi podłużnej biegnącej z NW na SE. Na wschód od Niwisk kierunek ten zmienia się na prawie północ-południe. Szczególnie dobrze uwidoczny on jest w rejonie leżącym pomiędzy Niwiskami a Kolbuszową oraz w rejonie Raniżowa i Sokołowa. Na północ od Raniżowa stale śledzimy jednak kierunek NW — SE. Linia N — S poprowadzona przez Niwiska dzieli w przybliżeniu omawiany obszar również pod względem charakteru rozkładu izolinii. W obszarze leżącym na wschód od Niwisk zwiększa się ostrość, z jaką wyrysowują się poszczególne obszary anomalne, co odpowiada wyraźnie zwiększonemu lokalnie poziomemu gradientowi siły ciężkości. Anomalie siły ciężkości ujawniające się na południowej granicy zdjęcia odpowiadają strefie brzeżnej Karpat.

CIEŻARY OBJĘTOŚCIOWE SKAŁ NA PRZEDGÓRZU KARPAT

W celu ograniczenia wieloznaczności interpretacji grawimetrycznej konieczna jest możliwie jak najdokładniejsza znajomość ciężarów objętościowych skał na interpretowanym obszarze zdjęcia. Dla obszaru będącego przedmiotem niniejszego opracowania Pracownia Petrograficzna P. P. Poszukiwania Naftowe wykonała pomiary ciężarów objętościowych metodą Brayle'a próbek rdzeni z 16 wierceń. Próbkę do analizy pobierane były co metr bieżący rdzenia, o ile dysponowano pełną długością rdzenia.

Biorąc pod uwagę miąższości poszczególnych serii obliczono średnie ważone gęstości dla miocenu i mezo-paleozoiku. Otrzymane dane wraz ze średnimi różnicami miocen — paleozoik, miocen — prekambry lub, jak dla Niwisk 3, prekambry — utwory nadległe podane są w tabeli 1.

Tabela 1 dostarcza bardzo interesujących danych, wskazujących na istnienie dwu nieciągłości w rozkładzie gęstości.

Tabela (Table) 1

Ciężary objętościowe skał w środkowej części Przedgórze Karpat
 Mean density of rocks in the central part of the Fore-Carpathians Depression

Lp.	Nazwa otworu Bore-hole	$\bar{\rho}$ Miocen Miocene	$\bar{\rho}$ Mezozoik -Paleozoik Mezozoic- -Paleozoic	$\bar{\rho}$ Prekambr Pre- Cambrian	$\Delta\rho$	Uwagi Remarks
1	Maniów 1	2,04	2,60	—	0,56	
2	Swarzów 4	2,12	2,60	—	0,48	
3	Sażyń 1	2,04	—	2,63	0,59	
4	Wola Raniżowska 1	2,07	—	2,48	0,41	pre- kambr zwiet- rzały Wethered Precam- brian
5	Lipnica 1	2,11	—	2,72	0,61	
6	Cmolas 1	2,10	2,56	—	0,46	
7	Trzeźnik 1	2,12	—	—	—	
8	Niwiska 3	2,24	2,66	2,83	0,42 0,17	
9	Niwiska 8	2,20	—	2,61	0,41	
10	Pustków 1	2,13	2,59	—	0,46	
11	Podborze 10	2,27	2,62	—	0,35	
12	Ryszkowa Wola 2	2,18	—	2,61	0,43	
13	Ryszkowa Wola 1	2,17	—	2,64	0,47	
14	Jarosław 1	2,16	—	2,66	0,50	
15	Zaczarnie 1	2,12	—	—	—	
16	Kańczuga 2	2,26	—	2,54	0,28	

Pierwsza, główna, biegnie pomiędzy mioceniem a jego podłożem, które budują utwory mezo — paleozoiczne.

Na wschód od Niwisk z grubsza biorąc miocen leży wprost na prekambrze. Z omawianej tabeli widać również, że średnie ważone gęstości dla utworów mezo — paleozoicznych są niewiele niższe od średnich ważonych gęstości obliczonych dla prekambru. Wyraźna różnica występuje tylko w otworze Lipnica 1, gdzie prekambr odznacza się wartością 2,72 g/cm³, i w otworze Niwiska 3, gdzie posiada on wartość 2,83 g/cm³. W otworze Niwiska 3 śledzi się również różnicę 0,17 g/cm³ pomiędzy prekambrem a utworami nadległymi. Należy przypuszczać, że w pozostałych otworach wartości ciężarów objętościowych prekambru są nieco заниżone na skutek tego, że wiercenia zazwyczaj dochodzą tylko do stropu prekambru, który w tej partii jest przeważnie zwietrzały. Z tego też powodu należy przypuszczać, że pomiędzy prekambrem a utworami nadległymi istnieje różnica gęstości mieszcząca się w granicach 0,1—0,2 g/cm³, stanowiąca drugą nieciągłość gęstości na omawianym obszarze.

Z powyższej charakterystyki widać już, że dominującą rolę w obrazie anomalii lokalnych odgrywać powinna pierwsza nie-

ciągłość gęstości tak ze względu na wielkość różnicy gęstości tworzącej ją, jak i ze względu na jej głębokość zalegania.

Skok gęstości przy przejściu z utworów miocenkich do mezo — paleozoicznych może zostać scharakteryzowany przez krzywe wariacyjne rozkładu gęstości przedstawione na fig. 2. Widać z nich, że największa ilość próbek miocenu ma ciężar objętościowy przewyższający nieco liczbę $2,2 \text{ g/cm}^3$, a jego podłoże w największej ilości wypadków odznacza się ciężarem objętościowym $2,65 \text{ g/cm}^3$. Stąd skok gęstości na tej granicy może dochodzić do $0,45 \text{ g/cm}^3$.

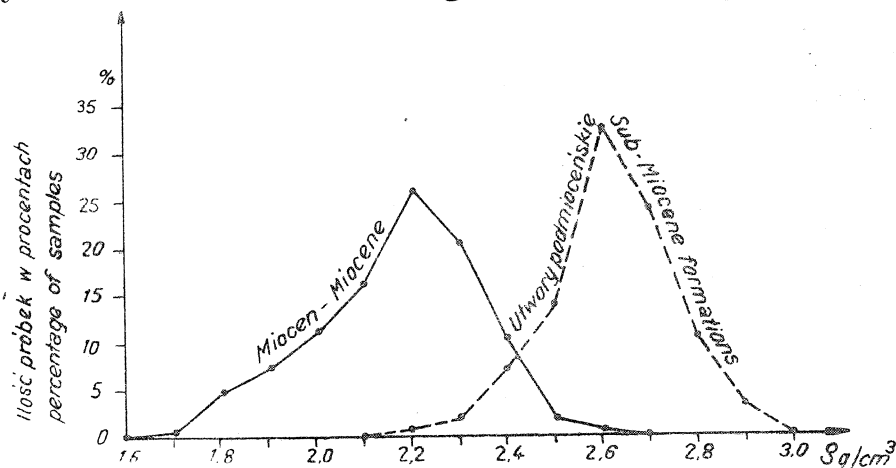


Fig. 2. Krzywe wariacyjne rozkładu gęstości w środkowej części Przedgórze Karpat.

Linia ciągła — miocen; linia przerywana — utwory podmiocenijskie
 Fig. 2. Variation curves of density distribution in the central part of the Fore-Carpathian Depression. Continuous line — Miocene; dashed line — sub-Miocene formations

Na podstawie wierceń J. Jamrozik wykreślił szkic strukturalny pierwszej (lub głównej) nieciągłości gęstości biegnącej wzdłuż granicy rozdziału: miocen — utwory podmiocenijskie. Szkic ten przedstawiony jest na fig. 3. Przy zestawieniu go z mapą regionalnych anomalii siły ciężkości (fig. 4 b) łatwo zauważyć, że kształtem swoim przypomina on regionalny rozkład izolinii obserwowanych anomalii siły ciężkości.

Istnieje teraz inne pytanie bardzo atrakcyjne z punktu widzenia poszukiwań. W jakim stopniu pod względem gęstościowym zróżnicowany jest kompleks utworów mezo-paleozoicznych? Najlepszych informacji w tym zakresie dostarczają densigramy wykonane dla próbek z poszczególnych otworów. Cztery takie densigramy przedstawione są na fig. 5a, b, c i d. Na fig. 5a przedstawiony jest densigram z otworu Niwiska 3. Wskazuje on na duży skok gęstości na granicy miocen — jego podłoże oraz omawianą nieco wyżej nieciągłość gęstości odpowiadającą granicy prekambry — utwory nadległe.

Densigramy z otworów Podborze 10 i Maniów 1 (fig. 5 b i 5 c) jeszcze dobitniej wskazują, że odchylenia gęstości kompleksu utworów mezo-paleozoicznych od średniej są minimalne i nie mogą wpływać na formowanie się obszarów anomalnych, dostrzegalnych w omawianym zdjęciu. Densigram z otworu Lipnica 1 (fig. 5d) wskazuje na dużą nieciągłość w rozkładzie gęstości na kontakcie miocen — prekambry.

Dokonana powyżej analiza ciężarów objętościowych wykazuje, że decydujący wpływ na kształtowanie się anomalii siły ciężkości powinien mieć skok gęstości pomiędzy miocenem i jego podłożem, tak z punktu widzenia rozkładu anomalii lokalnych jak i anomalii regio-

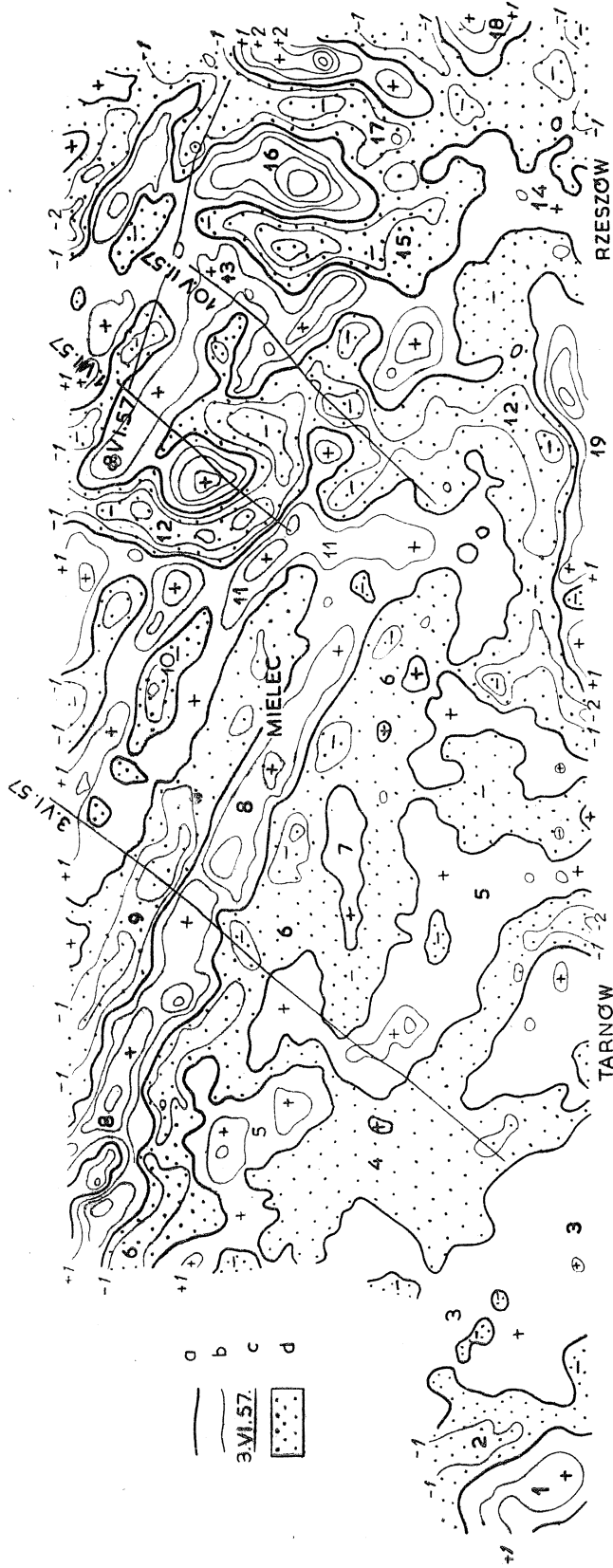


Fig. 4a. Anomalie lokalne siły ciężkości w środkowej części Przedgórze Karpat, a — izolinie zerowe; b — izolinie co 1 mGal; c — profile; liczby oznaczają jednostki strukturalne: 1 — blok Dzwina; 2 — depresja Ujście Solnego; 3 — blok Szczurowej; 4 — depresja Zabna; 5 — blok Mędrzechów — Swarzędów — Jastrząbka; 6 — depresja solecka; 7 — blok Podborza; 8 — wypiętrzenie Stupia — Mielec; 9 — synklina piestrzecka; 10 — depresja połaniecka; 11 — blok Niwisk; 12 — rów Brazylia — Bratkowice; 13 — blok Lipnica — Wola Raniżowska; 14 — wypiętrzenie Trzebownisk; 15 — obniżenie Raniżowa; 16 — blok Sokołowa; 17 — depresja Jeżowego; 18 — blok Żołyni; d — depresje

Fig. 4a. Local gravity anomalies in the central part of the Fore-Carpathian Depression. a — isolines of 0 value; b — isolines in 1 mgl interval; c — lines of profiles. Numbers denote structural units: 1 — Dzwina block; 2 — Ujście Solne depression; 3 — Szczurowa block; 4 — Zabno depression; 5 — Mędrzechów — Swarzędów — Jastrząbka block; 6 — Solec depression; 7 — Podborze block; 8 — Stupia-Mielec elevation; 9 — Piestrzec syncline; 10 — Połaniec depression; 11 — Niwiska block; 12 — Brazylia — Bratkowice graben; 13 — Lipnica — Wola Raniżowska block; 14 — Trzebownicka elevation; 15 — Raniżów depression; 16 — Sokołów block; 17 — Jeżowe depression; 18 — Żołynia block; d — depressions

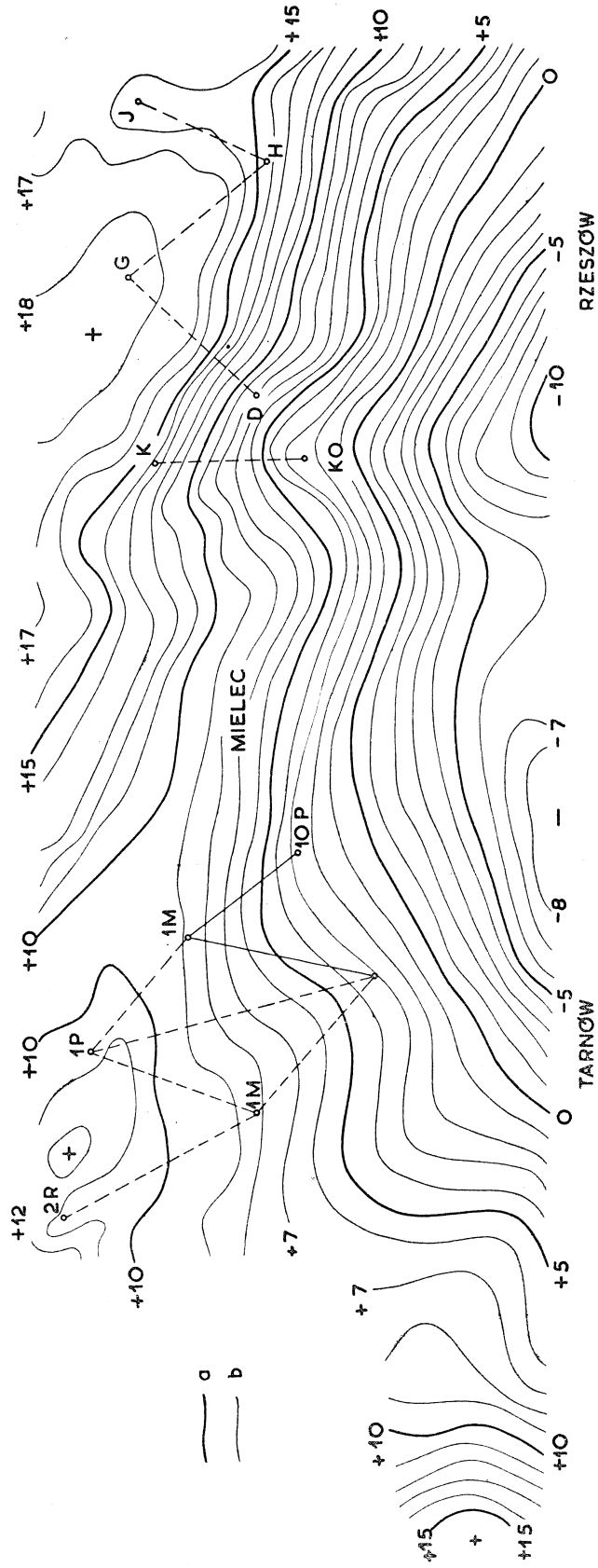


Fig. 4b. Anomalie regionalne siły ciężkości w środkowej części Przedgórze Karpat. a — izolinie co 5 mGal; b — izolinie co 1 mGal

Fig. 4b. Regional gravity anomalies in the central part of the Fore-Carpathian Depression. a — isolines in 5 mgl interval; b — isolines in 1 mgl interval

nalnych oraz z uwagi, że kompleks utworów mezo-paleozoicznych wykazuje co najwyżej minimalne zróżnicowanie gęstościowe.

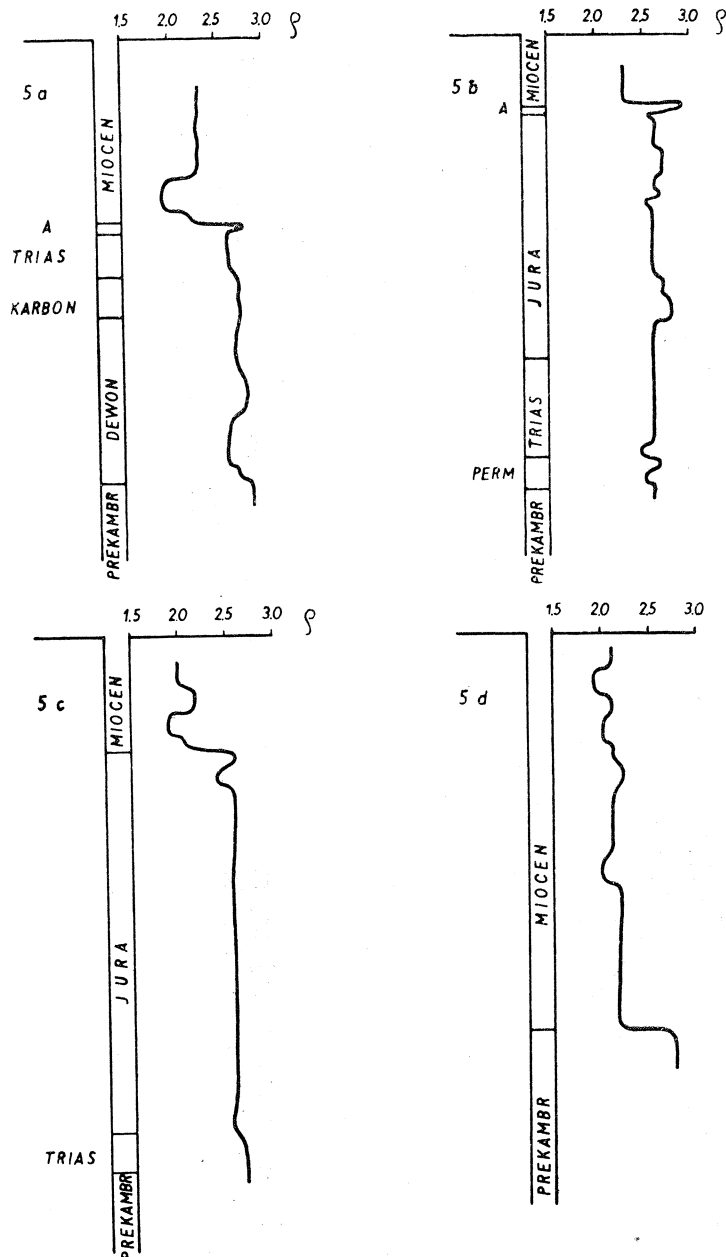


Fig. 5. Densigramy: a — z otworu Niwiska 3; b — z otworu Podborze 10; c — z otworu Maniów 1; d — z otworu Lipnica 1

ANOMALIE LOKALNE I DRUGICH POCHODNYCH PIONOWYCH SIŁY CIĘŻKOŚCI

W celu wyodrębnienia anomalii lokalnych z obserwowanego pola anomalii siły ciężkości zastosowana została metoda L. Egyeda (1956) i wzór I, T. A. Elkinsa (1951). Metoda L. Egyeda stosowana jest przez nas od szeregu lat i zdaje egzamin, jeżeli chodzi o jej zastosowanie przemysłowe.

Metoda Egyeda opiera się o nową definicję rezyduum grawimetrycznego, według której wartość anomalii rezydualnej w punkcie:

$$\Delta g_L = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\Delta g_p - \Delta \bar{g}(r)}{\pi r^2} \quad (1)$$

gdzie

$\Delta \bar{g}(r)$ — wartość średnia anomalii z okręgu o promieniu r ,
 Δg_p — wartość w środku P koła o tym promieniu.

Anomalia rezydualna (1) nie zależy od kształtu pola regionalnego, gdy ta daje się aproksymować wielomianem co najwyżej stopnia drugiego. Tak więc, gdy pole regionalne

$$\Delta g_R = ax^2 + bxy + cy^2 + dx + cy + f, \quad (2)$$

to rezyduum grawimetryczne pochodzące od pola regionalnego

$$\Delta g_L(\Delta g_R) = -\frac{a+c}{2\pi} \quad (3)$$

i jest wielkością stałą.

Wniosek ten staje się natychmiastowy, jeżeli funkcję g rozwiniemy w szereg Taylora i zauważymy, że

$$\Delta g_L = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\Delta g_p - \Delta \bar{g}(r)}{\pi r^2} = \frac{1}{4\pi} \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \quad (4)$$

Wzór (4) ma jeszcze jedno ważne znaczenie, wskazuje, że obliczona tą metodą wartość anomalii lokalnej (rezydualnej) w danym punkcie jest proporcjonalna do wartości drugiej pochodnej pionowej. Współczynnikiem proporcjonalności jest tutaj:

$\frac{1}{4\pi}$

Gdy teraz w płaskim układzie współrzędnych przedstawić

$\frac{\Delta g_p - \Delta \bar{g}(r)}{\pi r^2}$ jako funkcję r^2 , to otrzymamy krzywą zmian wartości Δg_L

w zależności od przyjętego promienia diagramu. Krzywa ta posiada pewien odcinek, który może być opisany za pomocą funkcji liniowej. Odcinek ten ma kres górny i kres dolny. Poniżej kresu dolnego, a więc dla za małych promieni diagramu kolistego błędy obarczające wartości pomierzone prowadzą do rozrzutu Δg_L . Natomiast dla promieni okręgów leżących poza górnym kresem wyróżnionego odcinka krzywej nawet przybliżenie piątego stopnia nie jest wystarczające. Innymi słowy, użycie za małych lub za dużych diagramów kolistych prowadzi do deformacji rozkładu anomalii lokalnych. Deformacja ta może być tak duża, że na mapie grawimetrycznej pojawią się nie istniejące w rzeczywistości anomalie lokalne.

Dla potwierdzenia wyników otrzymanych metodą E g y e d a obliczono również rozkład drugich pochodnych pionowych siły ciężkości stosując I wzór T. A. Elkinsa (1951):

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = \frac{1}{62 S^2} \left[44 g(0) + 4 \sum_1^4 g(s) - 3 \sum_1^4 g(S\sqrt{2}) - 6 \sum_1^8 g(S\sqrt{5}) \right] \quad (5)$$

Metodę E g y e d a i wzór (5) zastosowano do interpolowanej sieci kwadratów o boku jednostkowym $S = 1,0$ km, co odpowiada średniej odległości pomiędzy punktami pomiarowymi. Rozkład anomalii lokalnych (rezydualnych) siły ciężkości wykreślony został co 1 mGal, a izolynie drugich pochodnych pionowych poprowadzone co $10 \cdot 10^{-15}$ j.cgs.

Rozkład anomalii rezydualnych obliczony metodą E g y e d a przedstawiony jest na fig. 4a. Rozkład anomalii drugich pochodnych pionowych siły ciężkości obliczony przez zastosowanie wzoru I Elkinsa nie jest tutaj przedstawiony.

Zestawienie rozkładu anomalii lokalnych (fig. 4a) z rozkładem drugich pochodnych prowadzi do wniosku, że przedstawiają one identyczny obraz. Z tego też powodu omawiać będziemy tylko rozkład lokalnych anomalii siły ciężkości przedstawiony na fig. 4a.

W celu ułatwienia omawiania poszczególnych pasów anomalnych, w które układają się anomalie lokalne, opisano je nazwami struktur podmiocennskich lub nazwami odnoszącymi się do fragmentów tego rodzaju struktur uchwyconych przez prace sejsmiczne i wiertnicze. Stąd też szereg nazw ma zapewne charakter roboczy, co może nie zadowalać geologa.

Przyjęte nazwy są tym bardziej uzasadnione, że, jak stwierdziliśmy, istnieje niezaprzeczalny związek pomiędzy morfologią i tektoniką granicy miocen — utwory podmiocennskie, a rozkładem anomalii lokalnych siły ciężkości na omawianym obszarze, co poniżej zostanie udokumentowane.

Granice miocen — utwory podmiocennskie w wielu miejscach na Przedgórzu Karpat wyznacza się na podstawie mapy przewodniego horyzontu refleksyjnego w spągu miocenu. Stąd też zestawienie z sobą danych sejsmicznych i grawimetrycznych może w znacznym stopniu przyczynić się do wyjaśnienia genezy anomalii siły ciężkości w tym rejonie, zwłaszcza że granica ta jest zarazem ostrą granicą gęstościową.

Początkowo zestawienia dokonano w profilach, z których cztery przedstawiono na figurach od 6 — 9. Nad każdym przekrojem sejsmicznym umieszczone krzywe anomalii Bouguera i pola regionalnego siły ciężkości. Na przekroju sejsmicznym w bezpośrednim sąsiedztwie horyzontu sejsmicznego wprowadzono krzywą lokalnych anomalii siły ciężkości, a poniżej przekroju sejsmicznego krzywą anomalii drugich pochodnych siły ciężkości.

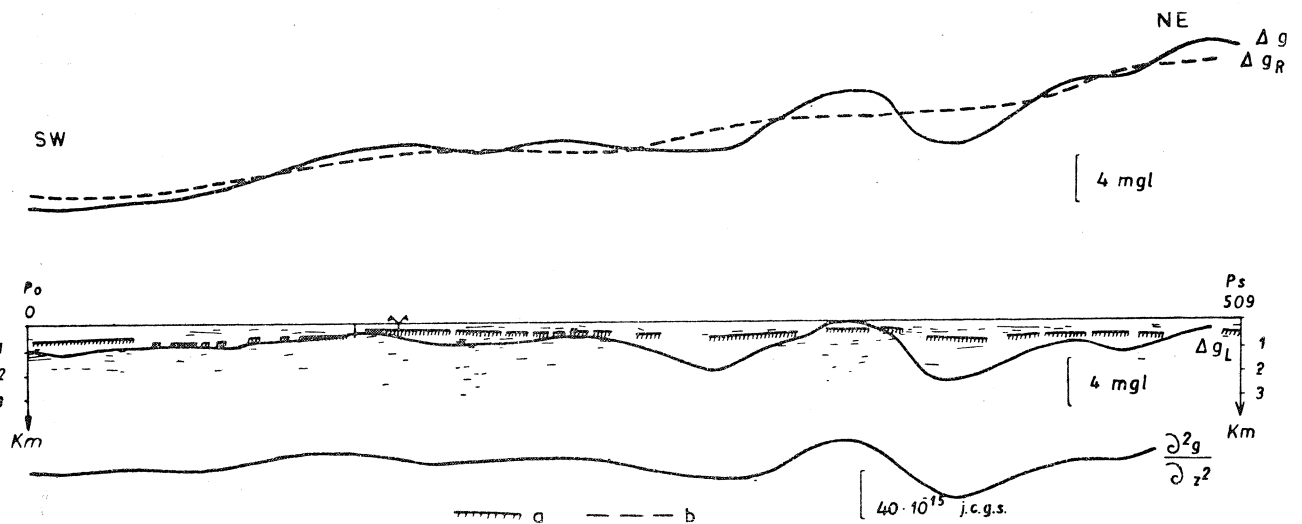


Fig. 6. Zestawienie danych grawimetrycznych z przekrojem sejsmicznym 3/VI/57. Δg — anomalie siły ciężkości w red. Bouguera; Δg_R — anomalie regionalne siły ciężkości; Δg_L — anomalie lokalne siły ciężkości; $\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}$ — anomalie drugiej pochodnej pionowej siły ciężkości.

Fig. 6. Correlation of gravimetric data with the seismic cross-section 3/VI/57. Δg — air-Bouguer gravity anomalies; Δg_R — regional gravity anomalies; Δg_L — local gravity anomalies $\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}$ — anomalies of second vertical derivatives of gravity;

Krzywa Δg_L na przekroju sejsmicznym ma ułatwić tylko porównanie jej kształtu z rzeźbą przewodniego horyzontu sejsmicznego i nie może być interpretowana w jakiś inny sposób.

Wspomniane profile przedstawione są na fig. od 6 — 9, a ich przebiegi zaznaczone zostały na fig. 4a.

Profile przedstawione na figurach 7, 8 i 9 specjalnie zostały tak poprowadzone, aby odpowiadały przekrojom sejsmicznym, w których przewodni poziom refleksyjny nie jest ciągły. Na takim materiale stają się jeszcze bardziej widoczne korzyści, jakie osiągnąć można z kompleksowej interpretacji danych sejsmicznych i grawimetrycznych.

Z wszystkich czterech profilów przedstawionych na figurach 6 do 9 widać niezaprzeczalny związek pomiędzy kształtem krzywych Δg_L a rzeźbą przewodniego poziomu refleksyjnego. Nawet bardzo małe zaburzenia w biegu przewodniego poziomu refleksyjnego mają swoje odbicie w kształcie krzywych Δg_L . Zgodność tę widać jeszcze wyraźniej, gdy porównamy z sobą rozkład anomalii lokalnych siły ciężkości przedstawiony na fig. 4a z mapą przewodniego horyzontu sejsmicznego, która tutaj nie jest załączona; każdy element strukturalny zarysowujący się na mapie sejsmicznej ma swoje odbicie w rozkładzie lokalnych anomalii siły ciężkości.

Ta wielka zależność rozkładu anomalii lokalnych siły ciężkości od rzeźby granicy miocen — utwory podmiocenne może być wykorzystana w celu śledzenia granicy miocen — utwory podmiocenne wszędzie tam na omawianym obszarze, gdzie wyniki sejsmiczne są słabe lub ich wcale nie ma.

Przedstawione materiały grawimetryczne, zwłaszcza rozkład anomalii lokalnych siły ciężkości (fig. 4a), mogą być wykorzystane w tym celu szczególnie w rejonie leżącym na wschód od Niwisk. Wyniki prac sejsmicznych w tym rejonie są raczej słabe, natomiast rozkład anomalii lokalnych siły ciężkości podaje wiele szczegółów bardzo istotnych z punktu widzenia budowy geologicznej tego obszaru. Wszystkie ważniejsze podmiocenne jednostki strukturalne uwidoczniają się w formie wyraźnych ekstremów anomalii lokalnych (fig. 4a).

Widać to również z przedstawionych danych w profilach 1/VI/58, 8/VI/58 i 10/VII/59 na figurach od 7 — 9.

We wszystkich trzech profilach wyniki prac sejsmicznych są słabe, przewodni horyzont refleksyjny zaznacza się tu tylko miejscami lub fragmentarycznie, przez co nie informuje dostatecznie o jego przebiegu. Natomiast krzywe lokalnych anomalii siły ciężkości mogą z powodzeniem służyć do śledzenia granicy miocen — utwory podmiocenne.

Weźmy pod uwagę profil 1/VI/58 przedstawiony na fig. 7. Analizując go z SW w kierunku na NE widać, że zaczyna się on dużą deniwelacją ujemną horyzontu sejsmicznego wykreśloną na podstawie dwu lub co najwyżej trzech refleksów. Obniżenie to jednak istnieje, o czym świadczy kształt krzywej Δg_L . Na NE od wspomnianej deniwelacji ujemnej istnieje druga deniwelacja o tym samym znaku, ale o niej wnioskować można tylko na podstawie kształtu krzywej Δg_L ; w tym miejscu w ogóle brak refleksów.

W profilu 8/VI/58 (fig. 8) w części północno-zachodniej przekroju sejsmicznego przewodni poziom refleksyjny jest ciągły, a krzywa Δg_L odwzorowuje nawet drobne zaburzenia w jego biegu. W części południowo-wschodniej w ogóle brak wyników sejsmicznych, jednak na podstawie krzywej Δg_L można stwierdzić istnienie dużej deniwelacji ujemnej. Po-

dobnie w profilu 10/VII/59 (fig. 9) można dokładniej wyznaczyć bieg granicy miocen — utwory podmiocenijskie na podstawie krzywej Δg_L .

Powyżej dokonane zestawienia danych grawimetrycznych i sejsmicznych nasuwają wniosek, że rozkład lokalnych anomalii siły ciężkości (fig. 4a) może z powodzeniem służyć do śledzenia kształtu granicy mio-

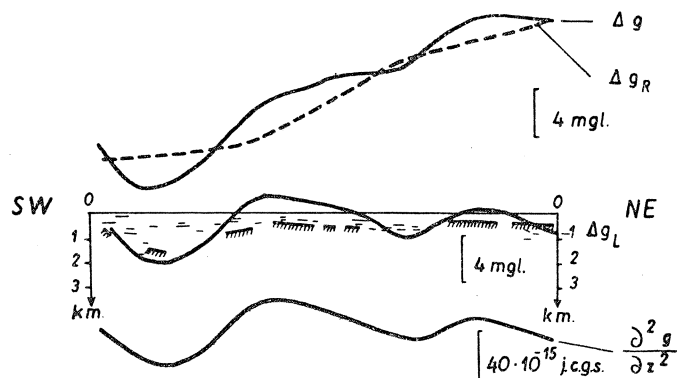


Fig. 7. Zestawienie danych grawimetrycznych z przekrojem sejsmicznym 1/VI/58. Legenda jak na fig. 6

Fig. 7. Correlation of gravimetric data with the seismic cross-section 1/VI/58. For explanations see Fig. 6

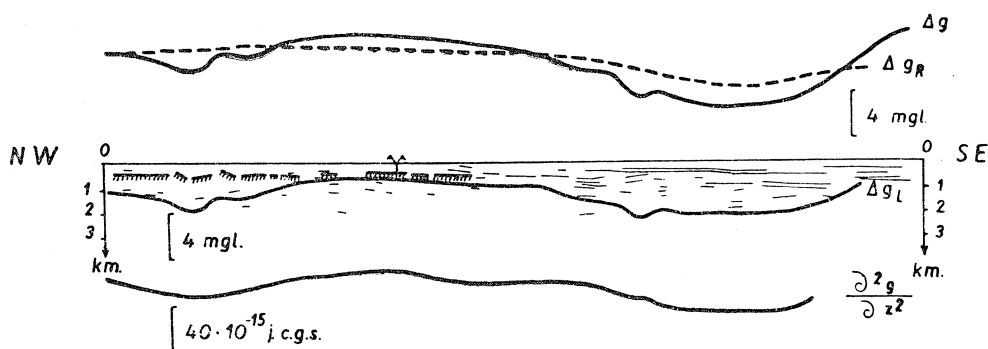


Fig. 8. Zestawienie danych grawimetrycznych z przekrojem sejsmicznym 8/VI/58. Legenda jak na fig. 6

Fig. 8. Correlation of gravimetric data with the seismic cross-section 8/VI/58. For explanations see Fig. 6

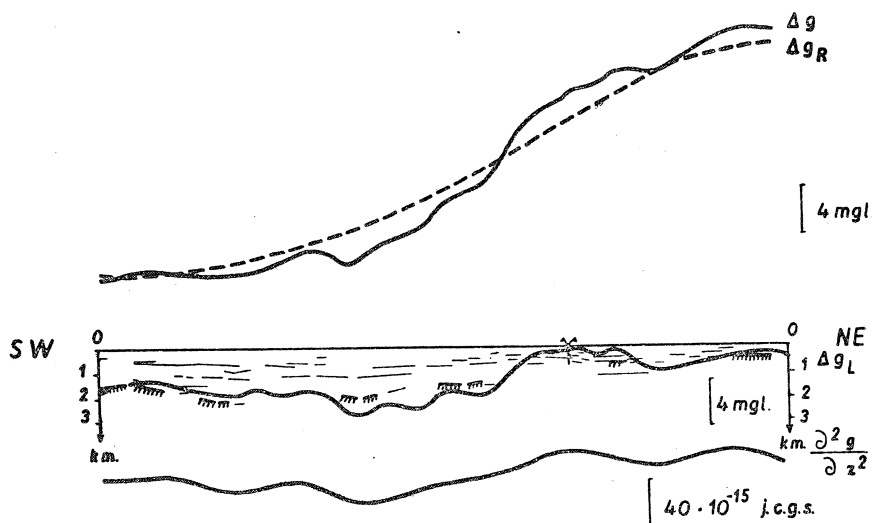


Fig. 9. Zestawienie danych grawimetrycznych z przekrojem sejsmicznym 10/VII/59. Legenda jak na fig. 6

Fig. 9. Correlation of gravimetric data with the seismic cross-section 10/VII/59. For explanations see Fig. 6

cen — utwory podmiocieńskie i jej tektoniki wszędzie na obszarze omawianego zdjęcia, tam gdzie badania refleksyjne dają słabe wyniki.

Na podstawie powyżej opisanej zależności pomiędzy rozkładem lokalnych anomalii siły ciężkości a rzeźbą granicy miocen — utwory podmiocieńskie można tutaj podać jeszcze kilka informacji dotyczących kierunku osi struktur podmiocieńskich. Z rozkładu lokalnych anomalii siły ciężkości widać, że w części zachodniej zdjęcia struktury podmiocieńskie mają kierunek NW — SE, na wschód od Niwisk kierunek ten zaczyna przeplatać się z kierunkiem NS. Pas anomalii dodatnich, który od południa ograniczony jest blokiem Niwisk mimo swego generalnego kierunku NS posiada kierunki NW — SE swoich maksimum anomalnych. Podobnie w paśmie anomalnym bloku Lipnicy — Woli Raniszowskiej i Głogowa poszczególne maksyma posiadają kierunek NW — SE. Kierunek zdecydowanie NS posiadają ekstrema ujemne rowu Brazylia — Bratkowice i depresji Jeżowe. Nad tymi ekstremami anomalnymi pojawia się znowu maksimum anomalne o kierunku NW — SE.

ANOMALIE REGIONALNE SIŁY CIĘŻKOŚCI

Rozkład regionalnych anomalii siły ciężkości przedstawiony na fig. 4b składa się z naprzemianległych, łagodnych deniwelacji dodatnich i ujemnych.

W części zachodniej zdjęcia mają one kierunek NW — SE. W rejonie Niwisk i Kolbuszowej zaznacza się wyraźnie depresja grawimetryczna o kierunku NS. Na północny wschód od niej pojawia się rozległy wyż grawimetryczny o kierunku NW — SE.

Rozkład regionalnych anomalii siły ciężkości (fig. 4b) tworzy powierzchnię, która zapada z północy na południe ze średnim gradientem około 1 mGala/km.

Postawmy sobie teraz inne pytanie. Z czym z punktu widzenia geologicznego można powiązać rozkład anomalii regionalnych przedstawiony na figurze 4b?

Aby odpowiedzieć na to pytanie, musimy wrócić myślą do omawianych już wyników laboratoryjnych wyznaczania ciężarów objętościowych. Na ich podstawie można przyjąć, że na obszarze analizowanego zdjęcia grawimetrycznego istnieją dwie nieciągłości w rozkładzie gęstości. Pierwsza, wyróżniająca się wartością $0,45 \text{ g/cm}^3$, w największej ilości przebadanych próbek przypada na nieciągłość między mioceniem a podłożem mezozoiczno-paleozoicznym, druga nieciągłość odznaczająca się różnicą gęstości zawarta jest w granicach $0,1 - 0,2 \text{ g/cm}^3$ i biegnie pomiędzy prekambrem i utworami nadległymi.

Niezawodnie obie te granice gęstości wpływają na kształt pola regionalnego siły ciężkości.

Geneza regionalnych anomalii siły ciężkości niewątpliwie w dużym stopniu może być wyjaśniona przez szkic strukturalny głównej granicy gęstości wykonany na podstawie wierceń przez J. Jamrozika (fig. 3).

Szkic ten z grubsza biorąc (w sensie regionalnym) przedstawia strop utworów leżących w spągu miocenu. Przez zestawienie obu obrazów, tj. rozkładu regionalnych anomalii siły ciężkości (fig. 4b) i szkicu strukturalnego głównej nieciągłości gęstości (fig. 3), nasuwa się wniosek, że regionalizm powierzchni utworów mezo-paleozoicznych decydująco wpływa na rozkład anomalii regionalnych siły ciężkości. Istniejące niezgod-

ności pomiędzy obydwoma obrazami polegają głównie na pojawieniu się w szkicu J. J a m r o z i k a w części północno-zachodniej dwu form antyklinalnych, z których jedna biegnie poprzez Mielec w kierunku na Niwiska. Te elementy nie ujawniają się w rozkładzie anomalii regionalnych, natomiast występują w rozkładzie lokalnych anomalii siły ciężkości. Obserwowane niezgodności nie mają zasadniczego znaczenia i spowodowane są przez nierównomierne rozmieszczenie otworów wiertniczych, na których podstawie opracowany został szkic powierzchni rozdziału miocen — utwory podmiocenne.

Znacznie trudniej jest oszacować wpływ drugiej nieciągłości w rozkładzie gęstości, przez którą rozumiemy granicę prekambriu i utworów nadległych, dlatego też zastosowany tutaj został sposób analityczny, polegający na zastosowaniu wzoru cytowanego w podręczniku P. J. Ł u k a w c z e n k i (1956), według którego:

$$H_{i+1} = H_i + \frac{\Delta g_i - \Delta g_{i+1}}{2\pi \kappa \Delta \rho} \quad (6)$$

Gdzie: H_{i+1} , H_i — to odpowiednie głębokości do granicy rozdziału,
 Δg_{i+1} , Δg_i — odpowiadające im wartości anomalii siły ciężkości,
 κ — stała grawitacji,
 $\Delta \rho$ — różnica gęstości utworów tworzących tę granicę.

Jeżeli teraz dysponujemy w dwu punktach na mapie, które leżą niezbyt daleko od siebie, głębokościami H_i i H_{i+1} oraz krzywą anomalii siły ciężkości pomiędzy tymi punktami, to łatwo sprawdzić za pomocą wzoru (6), czy krzywa anomalii odpowiada przyjętej granicy rozdziału. W tym celu przy znanej różnicy gęstości $\Delta \rho$ możemy do wzoru (6) podstawić rzeczywiste wartości H_i , Δg_i , Δg_{i+1} i szukać wartości H_{i+1} , albo podstawić wartości H_{i+1} , H_i , Δg_i i szukać wartości Δg_{i+1} . Jeżeli w pierwszym wypadku obliczone H_{i+1} i znana głębokość z wierceń do granicy rozdziału lub Δg_{i+1} obliczone i pomierzone zgodzą się z sobą w granicach błędu, to można przyjąć, że krzywa Δg_R odpowiada założonej granicy rozdziału.

Tabela (Table) 2

Nazwa otworów Bore-hole	granica Boundary	błąd obliczenia w % errors of calculation
Mędrzechów 1 -- Pacanów 1	I	0
Mędrzechów 1 — Radzanów 2	I	3
Pacanów 1 -- Nieczajna 3	I	46
Pacanów 1 -- Maniów 1	I	7
Nieczajna 3 — Maniów 1	II	4
Maniów 1 — Podborze 10	II	20
Mędrzechów 1 — Nieczajna 3	I	28
Gwoździce 1 — Hucisko 2	I	18
Jeżowe 1 — Hucisko 2	I	7
Dzikowiec 2 -- Gwoździce 1	I	5
Komorów 1 -- Kolbuszowa 1	I	42

Tego rodzaju obliczenia wykonane zostały w celu wyjaśnienia genezy regionalnych anomalii siły ciężkości na omawianym terenie.

Profile, w których dokonano tego rodzaju obliczeń, naniesione są na fig. 4b.

Linia przerywaną naniesiono te profile, w których krzywa Δg_R odpowiada morfologii granicy: miocen — utwory podmiocieńskie. Linia ciągłą naniesiono natomiast te profile, w których krzywa Δg_R odpowiada granicy prekambry — utwory nadległe.

Powyżej (w tabeli 2) wymienione są nazwy otworów, pomiędzy którymi prowadzono profile, granice rozdziału powodujące anomalie regionalne, przy czym przez I oznaczono granicę miocen — utwory podmiocieńskie, przez II granicę prekambry — utwory nadległe. Ostatnia kolumna podaje procentowy błąd obliczeń.

Zestawione dane wykazują, że decydujący wpływ na rozkład anomalii regionalnych posiada skok gęstości na granicy miocen — utwory podmiocieńskie. Wpływ granicy prekambry — utwory nadległe na rozkład anomalii regionalnych zaobserwowano w dwu profilach.

Ścisłsza analiza w tym zakresie nie jest tutaj możliwa na skutek niewystarczających informacji o wartościach ciężarów objętościowych prekambry.

KOMPLEKS UTWORÓW MEZO-PALEOZOICZNYCH A ANOMALIE GRAWIMETRYCZNE

Dokonana wyżej analiza anomalii siły ciężkości wykazuje, że zarówno anomalie lokalne, jak i regionalne wywołane są przede wszystkim skokiem gęstości pomiędzy miocenem i jego podłożem.

Anomalie lokalne siły ciężkości odpowiadają lokalnym strukturom podmiocieńskim, a regionalne regionalizmowi stropu utworów podmiocieńskich.

Istnieje jednak nadal pytanie: czy w rozkładzie lokalnych anomalii siły ciężkości nie pojawią się odbicia lokalnych struktur zbudowanych z utworów mezo-paleozoicznych.

Widoki w tym zakresie są raczej pesymistyczne, wynika to z dwu przyczyn:

1. przedstawione densigramy (fig. 5a, b, c, d) nie wskazują na zróżnicowanie pod względem gęstościowym kompleksu utworów mezo-paleozoicznych,
2. rozkład Δg_L wykazuje bardzo silny związek z kształtem przewodniego horyzontu sejsmicznego.

W celu dokładniejszego wyjaśnienia omawianego problemu wykonano jeszcze pewne obliczenia. Opierają się one na obliczeniu za pomocą wzoru (6) „teoretycznych” anomalii siły ciężkości wywołanych morfologią i tektoniką granicy miocen — utwory podmiocieńskie na podstawie profilów i mapy sejsmicznego horyzontu przewodniego.

Obliczony rozkład anomalii teoretycznych Δg_A powinien się różnić od rozkładu anomalii Δg_L , gdy te ostatnie zawierają jeszcze pewne odbicie grawitacyjne struktur mezo-paleozoicznych. Innymi słowy rozkład różnic

$$\Delta g_{\text{różnicowe}} = \Delta g_L - \Delta g_A \quad (7)$$

powinien ujawnić grawitacyjny efekt struktur mezo-paleozoicznych, o ile taki jest zauważalny w omawianym zdjęciu.

Na figurach 10a, b i c zestawiono odpowiednio krzywe teoretyczne Δg_A z krzywymi Δg_L i wierceniami w profilach: Mędrzechów 1 — Nieczajna 3, Nieczajna 3 — Otałęż — Gliny Wielkie, oraz Nieczajna 3 — Jastrząbka Stara 1.

We wszystkich wyżej wymienionych profilach widać, że krzywe teoretyczne Δg_A posiadają ten sam kształt co krzywe Δg_L , różnica polega tylko na pojawieniu się pewnego nachylenia krzywych Δg_A w stosunku do poziomych krzywych Δg_L . Szczególnie silnie uwidacznia się ono na fig. 10a i 10c.

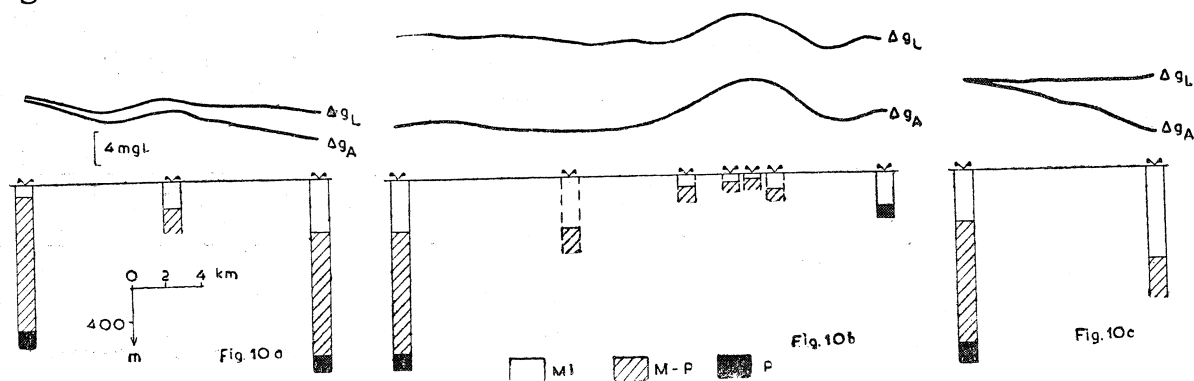


Fig. 10. Zestawienie krzywych teoretycznych Δg_A i krzywych anomalii lokalnej siły ciężkości (Δg_L) oraz wyników wierceń w profilach: 10 a) Mędrzechów 1 — Nieczajna 3; 10 b) Nieczajna 3 — Otałęż — Gliny Wielkie; 10 c) Nieczajna 3 — Jastrząbka Stara 1; Mi — miocen; M-P — mezozoik; — paleozoik; P — prekambryj

Fig. 10. Correlation of „theoretical” curves of gravity anomalies Δg_A , local gravity anomalies curves Δg_L and data obtained from bore-holes in the profiles: a — Mędrzechów 1 — Nieczajna 3; b — Nieczajna 3 — Otałęż — Gliny Wielkie; c — Nieczajna 3 — Jastrząbka Stara 1; Mi — Miocene; M-P — Mesozoic and Paleozoic; P — Precambrian



Fig. 11. Obliczone anomalie siły ciężkości wywołane granicą rozdziału miocen — utworów podmiocenijskich w środkowej części Przedgórzia Karpat. Lokalizację obszaru, dla którego dokonano wyżej wymienionego obliczenia, pokazano na fig. 1 przez podwójne zakreskowanie. a — izolinie co 5 mGal; b — izolinie co 1 mGal; $\Delta \rho = 0,3 \text{ g/cm}^3$

Fig. 11. Calculated gravity anomalies due to the discontinuity of rock density distribution at the Miocene — sub-Miocene formations boundary in the central part of the Fore-Carpathian Depression. The area for which the calculations were made is shown on Fig. 1. a — isolines in 5 mgal interval; b — isolines in 1 mgal interval; $\Delta \rho = 0,3 \text{ g/cm}^3$

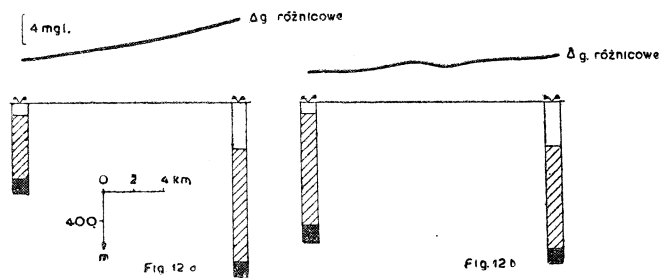
Ten sam wniosek o zgodności rozkładu Δg_A i Δg_L dla większego obszaru można wyciągnąć przez zestawienie z sobą rozkładu anomalii teoretycznych przedstawionych na fig. 11 z odpowiadającym mu rozkładem anomalii lokalnych z fig. 4a.

Kształt i wielkość obszaru, dla którego dokonano obliczeń anomalii teoretycznych Δg_A , uwarunkowany był przesłankami natury technicznej.

Jedyna zasadnicza różnica pomiędzy omawianymi rozkładami polega tylko, podobnie jak i w wyżej omawianych profilach, na pojawieniu się pewnego nachylenia powierzchni, którą tworzy rozkład anomalii teoretycznych w stosunku do powierzchni tworzonej przez rozkład anomalii lokalnych siły ciężkości.

Fig. 12. Anomalie różnicowe i wyniki z wierceń w profilach: 12a) Maniów 1 — Podborze 10; 12b) Mędrzechów 1 — Nieczajna 3. Legenda jak na fig. 10

Fig. 12. Differential gravity anomalies (Δg_d) and results of bore-holes in the profiles: 12a — Maniów 1 — Podborze 10; 12b — Mędrzechów 1 — Nieczajna 3. For explanations see Fig. 10



Łatwo zauważyć, że nachylenie to jest odbiciem regionalizmu stropu utworów podmiocieńskich. Aby łatwiej można było sprawdzić, że tak jest, obliczone anomalie różnicowe dla profili Maniów 1 — Podborze 10 i Mędrzechów 1 — Nieczajna 3 zestawiono wraz z wierceniami odpowiednio na figurach 12a i 12b. Nietrudno zauważyć, że wzrostowi wartości anomalii różnicowych odpowiada wzrost głębokości zalegania stropu utworów mezo-paleozoicznych.

WNIOSKI KOŃCOWE

Dokonana analiza najnowszego zdjęcia grawimetrycznego rejonu środkowej części Przedgórze Karpat wskazuje:

1. Rozkład anomalii lokalnych siły ciężkości związany jest z kształtem i tektoniką granicy miocen — utwory podmiocieńskie na skutek silnego skoku gęstości na tej granicy i jej płytkiego zalegania.
2. Rozkład regionalnych anomalii siły ciężkości przede wszystkim wywołany jest regionalizmem granicy miocen — utwory podmiocieńskie.
3. Rozkład lokalnych anomalii siły ciężkości (fig. 4a) powinien być wykorzystany nie tylko jako podkład do lokalizacji prac sejsmicznych, ale również przy opracowywaniu mapy podłoża miocenu zwłaszcza tam, gdzie wyniki sejsmiczne są słabe, oraz powinien wpływać na ograniczenie prac sejsmicznych mających na celu kartowanie tej granicy.
4. Na podstawie interpretowanego zdjęcia grawimetrycznego nie można się doszukać w rozkładzie anomalii lokalnych „odbić” lokalnych struktur mezo-paleozoicznych.

WYKAZ LITERATURY

- Egyed L. (1956), A regionális anomáliák elvi Kérdéseiről. *Geofizikai Közlemények* V. Kötet, 3 szám.
- Elkins T. A. (1951), The Second Derivative Method of Gravity Interpretation. *Geophysics*, 14, No 1.
- Fajkiewicz Z. (1959), Interpretacja zdjęcia grawimetrycznego z rejonu środkowej części Przedgórze Karpat. *Arch. P. P. Poszukiwania Naftowe*.
- Fajkiewicz Z. (1961), Interpretacja półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego z rejonu środkowej części Przedgórze Karpat. *Arch. P. P. Poszukiwania Naftowe*.
- Kosowski St. (1956—59), Sprawozdanie z prac sejsmicznych. *Arch. PGPN*.
- Lukavchenko P. I., Лукавченко П. И. (1956), Гравиметрия и гравиметрическая разведка на нефть и газ. Гостоптехиздат.
- Reczek J. (1959—60), Półszczegółowe badania grawimetryczne na Przedgórze Karpat. *Arch. PPG*, Warszawa.
- Romański J. (1957—59), Sprawozdania z prac sejsmicznych. *Arch. PGPN*.

SUMMARY

Abstract. The interpretation of the gravity picture of the central part of the Fore-Carpathian Depression is based on a method of work elaborated by the author, and on data about rock density from 16 bore-holes. Geological conclusions are presented.

This paper has the purpose to present an interpretation of the gravity picture obtained by measurements with a GS-11 gravity meter carried out in the area presented on Fig. 1, with the density of 1 point per square kilometre.

In order to reduce the ambiguity of interpretation, measurements of density of core samples were carried out in 16 bore-holes with the use of the Brayle's method. The weighted mean density of Miocene, Mesozoic — Paleozoic, and Pre-Cambrian rocks, and the corresponding differences of density are presented in Table I. From Table I it follows that two discontinuities of density distribution are present in the area studied. The principal discontinuity is present between the Miocene and the underlying Mesozoic — Paleozoic sequence, while a less distinct one occurs between the Pre-Cambrian and the overlying formations.

Variation curves of density distribution presented on Fig. 2 indicate, that most samples of Miocene rocks have the density of $2,2 \text{ g/cm}^3$, while the density of $2,65 \text{ g/cm}^3$ prevails in the Mesozoic-Paleozoic sequence. Hence, the density difference on the first discontinuity of density distribution amounts to $0,45 \text{ g/cm}^3$. In the north-eastern part of the area studied the Miocene is overlying directly the Pre-Cambrian, and therefore the density difference is even greater. On the second discontinuity of density distribution the density difference amounts to $0,1 - 0,2 \text{ g/cm}^3$. The local gravity anomalies are due principally to the first discontinuity of density distribution, owing to its large value, and relatively small depth of occurrence ranging from several dozen to several hundred metres.

A structural sketch-map of the first discontinuity of density distribution prepared on account of data obtained from bore-holes is presented on Fig. 3.

The densigrams presented on Fig. 5 *a-d* demonstrate the discussed first discontinuity of density distribution, and the second one occurring between the Pre-Cambrian and overlying formations. From the densigrams it follows that the Mesozoic-Paleozoic sequence has an almost homogenous density.

For isolation of local anomalies from the observed field were used the L. E g y e d's method (1956) (equations (1) — (4), see p. 478 of the Polish text), and T. A. E l k i n s's (1961) formula I (equation (5), see p. 479 of the Polish text).

The distribution of local anomalies, calculated according to the E g y e d's method, is presented on Fig. 4*a*. The distribution of the second vertical derivatives of gravity gives an identical picture, and therefore it was not presented separately.

For facilitation of discussion the individual zones of gravity anomalies were given names of fragments of sub-Miocene structures known owing to seismic investigations and bore-holes.

The boundary between the Miocene and the underlying formations is often determined in the Fore-Carpathian Depression by a main reflection horizon at the base of the Miocene. In order to elucidate the origin of gravity anomalies in this region seismic cross sections, air-Bouguer anomaly curves (Δ_g), regional gravity anomaly curves (Δ_{gR}), residual gravity anomaly curves (Δ_{gL}), and curves of second vertical derivatives of gravity $\left(\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}\right)$ were constructed and are presented in

Fig. 6, Fig. 7, Fig. 8, and Fig. 9.

From all the four profiles presented at the pictures listed above it follows that an uncontested relationship exists between the shape of the Δ_{gL} curves and the relief of the main reflection horizon. In all the profiles the Δ_{gL} curves are determining the boundary between the Miocene and its substratum more accurately than the seismic horizon. Therefore, the distribution of residual anomalies can be successfully used for investigations of this boundary reducing the necessary amount of seismic work.

The distribution of the local gravity anomalies informs also about the directions of axes of the sub-Miocene structures. In the western part of the area studied the axes have a NW-SE direction, while in the eastern part the N — S direction of axes of structures appears additionally.

The distribution of regional gravity anomalies presented on Fig. 4*b* consists of alternating gentle positive and negative denivelations pitching rapidly southward.

The origin of regional gravity anomalies (Fig. 4*b*) can be explained to a large degree by the structure of the first density discontinuity drawn on account of data provided by bore-holes (Fig. 3). The evaluation of the influence of the second discontinuity of density on the regional gravity anomalies is much more difficult, but the existence of such an influence must be taken into account.

The formula (6) (see p. 484 of the Polish text) was used to determine which of the density distribution discontinuities causes the distribution of regional gravity anomalies. Calculations were made for profiles presented in Fig. 4*b*. The profiles in which Δ_{gR} corresponds with the morphology of the Miocene — sub Miocene formations boundary are marked by a dashed line (I), while a solid line marks the profiles in which, according to the calculations, the distribution of regional anomalies

corresponds with the Pre-Cambrian — overlying formations boundary (II). From Table 2 (see p. 484 of the Polish text) it follows that the distribution of regional gravity anomalies is influenced chiefly by the first discontinuity of density distribution. The above analysis of gravity anomalies indicate, that both local and regional gravity anomalies are caused chiefly by the difference in density between the Miocene rocks and their substratum.

Local gravity anomalies are corresponding to local sub-Miocene structures, and regional anomalies are reflecting the regional pitch of the top of the sub-Miocene formations .

The question arises now, whether the distribution of local gravity anomalies is reflecting local structures in Mesozoic and Paleozoic formations, or not.

Such a possibility seems improbable for two reasons:

- 1) the desigrams presented on Fig. 5 do not indicate density differentiation within the Mesozoic-Paleozoic sequence;
- 2) the distribution of Δ_{gL} displays a very pronounced dependence on the shape of the main seismic horizon at the base of the Miocene.

A more close approach to the problem was obtained by calculation with the use of formula (6) (p. 484 of the Polish text) the „theoretical” gravity anomalies (Δ_{gA}) caused by morphology of the boundary between the Miocene and the sub-Miocene formations determined on account of profiles and map of the main reflection horizon.

The calculated distribution of the theoretical anomalies (Δ_{gA}) should differ from the observed distribution of the Δ_{gL} anomalies if the latter are containing some components produced by structures occurring in the Mesozoic and Paleozoic formations. In other words, the distribution of differences according to the equation (7) (see p. 485 of the Polish text) should reveal the gravitational effect of structures in Mesozoic and Paleozoic formations if such an effect is discernible in the discussed gravity picture.

In Fig. 10 *a*, *b*, and *c* the theoretical curves (Δ_{gA}) are compared with the Δ_{gL} curves and profiles of bore-holes. The Δ_{gA} curves have the same shape as the Δ_{gL} ones, and the only difference between them consist in a small inclination of the Δ_{gA} curves in comparison with the level of the Δ_{gL} ones.

The same conclusion is reached for a large area from comparison of the distribution of the theoretical anomalies Δ_{gA} presented on Fig. 11 with the distribution of local anomalies presented on Fig. 4*a*.

The inclination of the Δ_{gA} curves in comparison with the Δ_{gL} ones is caused by the regional pitch of the roof of the sub-Miocene formations. For an additional proof the calculated differential anomalies (equation (7), see p. 485 of the Polish text) were correlated with bore-hole profiles in Fig. 12*a* and *b*. From these figures it is easily seen that the increase of depth of the roof of the Mesozoic and Paleozoic formations corresponds to an increase of the values of differential anomalies.

The analysis of the gravity picture of the central part of the Fore-Carpathian Depression indicate that:

1. the distribution of local gravity anomalies is related with the shape and tectonics of the boundary between the Miocene and the sub-Miocene formations, owing to the great difference in density between these two sequences and the small depth of the boundary between them.

2. the distribution of regional gravity anomalies is related with the regional pitch of the boundary of the Miocene and the sub-Miocene formations.

3. the distribution of local gravity anomalies (Fig. 6) should be used not only to locate seismic works, but also for mapping the substratum of the Miocene, especially in areas where results of seismic investigations are meagre. Therefore, the amount of seismic work required for mapping the Miocene — sub-Miocene formations boundary can be reduced.

4. the discussed gravity picture fails to provide informations about local structures in the Mesozoic and Paleozoic formations.

*Department of Geological Geophysics
School of Mining and Metallurgy
Kraków, 15 January 1962*

*translated by
R. Unrug*