

UKD 551.14:550.311:550.831.013(084.28)(438.311/Zakopane)

Grzegorz BOJDYS, Marek LEMBERGER, Jerzy WOŹNICKI, Jerzy ZIĘTEK

Budowa litosfery na profilu Kraków – Zakopane w świetle wyników modelowania grawimetrycznego

Przedstawiono model litosfery, który uwzględnia znane elementy budowy geologicznej, rozpoznanie gęstościowe i wyniki głębokich sondowań sejsmicznych, a jednocześnie jest zgodny z rzeczywistym rozkładem pola siły ciężkości w Karpatach. Uzyskano dobre przybliżenie modelu rozkładu gęstości aż do głębokości rzędu 80 km, uwzględniając hipotezę o kolizji kier. Obliczone krzywe modelowe potwierdzają kształt tzw. minimum grawimetrycznego w Karpatach, co wskazuje na prawidłowość założeń modelowych.

Dotychczasowe badania doprowadziły do stosunkowo dobrego rozpoznania serii osadowej Karpat oraz pozwoliły na sformułowanie hipotez dotyczących procesów dynamicznych zachodzących w skorupie ziemskiej, w wyniku których powstał ten łańcuch górski. Lepsze rozpoznanie budowy litosfery jest możliwe na drodze badań metodami geofizycznymi; najistotniejsza dla tego problemu jest metoda sejsmiczna. Wiele cennych informacji dostarczają również inne metody, wśród nich grawimetryczna.

Jednym ze sposobów interpretacji anomalii siły ciężkości jest modelowanie efektu grawitacyjnego, polegające na rozwiązaniu zadania prostego dwu- lub trójwymiarowego dla układu warstw o określonych gęstościach.

Prace nad modelowaniem budowy skorupy ziemskiej w Karpatach rozpoczęli autorzy od modelowań dwuwymiarowych uważając, iż stanowią one etap poprzedzający modelowania trójwymiarowe. Modelowanie prowadzono metodami ETO¹, posługując się programem opracowanym przez G. Bojdysa, realizującym obliczenia według algorytmu sumującego efekty grawitacyjne od elementarnych struktur o stałych gęstościach². Za taką elementarną strukturę przyjęto graniastosłup poziomy, ułożony prostopadle do przekroju i zobrazowany przez wielokąt, będący

¹ Obliczenia ETO przeprowadził J. Ziętek.

² Dane gęstościowe wykorzystane w konstrukcji modelu fizycznego zestawil i opracował J. Woźnicki.

ślądem przecięcia graniastosłupa płaszczyzną przekroju. Konstruując model dwuwymiarowy, geologiczne linie rozdzielające utwory o różnych gęstościach należy przybliżyć liniami łamanymi, przetwarzając w ten sposób przekrój struktur geologicznych na zbiór struktur elementarnych. Aby warunek dwuwymiarowości był spełniony, wystarczy, że rozmiar struktury geologicznej w kierunku prostopadłym do płaszczyzny przekroju jest co najmniej pięciokrotnie większy od jej rozmiarów poprzecznych.

Modelowanie dwuwymiarowe prowadzi się dla porównania efektu grawitacyjnego obliczonego z pomierzonym, a interpretacja rozbieżności pozwala określić niezgodności przyjętego rozkładu mas z istniejącym oraz umożliwia korygowanie modelu prowadzące do uzyskania zgodności tych efektów. Źródłem rozbieżności może być niezgodność przyjętego przekroju geologicznego z rzeczywistością lub przyjęcie niewłaściwych gęstości.

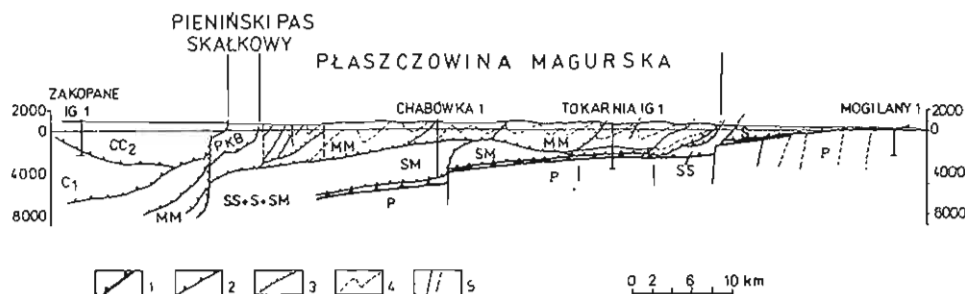


Fig. 1. Przekrój geologiczny Kraków-Zakopane wg W. Sikory i in. (1980), uproszczony i odwrócony o 180°

Geological section Cracow-Zakopane after W. Sikora and others (1980), modified mirror image
 1 - powierzchnia stropowa podłoża mezo-paleozoicznego Karpat; 2 - główne powierzchnie nasunięć; 3 - inne powierzchnie nasunięć; 4 - główne fałdy; 5 - uskoki stwierdzone i przypuszczalne; C₁ - jednostki wierzchowe i ich trzony krystaliczne; CC₂ - sub-tatryckie jednostki; PKB - Pieniny Klippen Belt; MM - płaszczowina magurska; SM - płaszczowina podmagurska; S - płaszczowina śląska; SS - płaszczowina podśląska; P - podłoże mezo-paleozoiczne Karpat i mioocenu autochtonicznego

1 - top surface of Meso-Paleozoic basement in the Carpathians; 2 - major planes of overthrusts of Carpathian units; 3 - other overthrust planes; 4 - major folds; 5 - controlled and inferred faults; C₁ - high-tatric units and their crystalline cores; CC₂ - sub-tatric units; PKB - Pieniny Klippen Belt; MM - Magura nappe; SM - Sub-Magura nappe; S - Silesian nappe; SS - Sub-Silesian nappe; P - Meso-Paleozoic basement of the Carpathians and autochthonous Miocene

Istotnym argumentem przemawiającym za wyborem do pierwszych prac modelowych profilu Kraków-Zakopane było dobre rozpoznanie geologiczne i gęstościowe, oparte na wyniku szeregu głębokich otworów. Model fizyczny serii osadowej został skonstruowany na podstawie przekroju geologicznego (W. Sikora i in., 1980 - w uproszczeniu na fig. 1) zgodnie z przyjętą zasadą zastępowania krzywizn linią łamaną. Przy odpowiednio dużej ilości załamań uproszczenie jest niewielkie i nie ma istotnego wpływu na wartości obliczonego efektu grawitacyjnego. Pozornie większe uproszczenie wprowadzono w zakresie stratygrafii - utwory o zbliżonych gęstościach łączono, niezależnie od ich pozycji stratygraficznej, w jedną warstwę fizyczną, stąd też obraz modelu fizycznego odbiega swym wyglądem od przekroju geologicznego, co nie powoduje jednak różnic w wynikach obliczeń. Istotnymi natomiast elementami determinującymi wiarygodność wyliczonego efektu grawitacyjnego są:

- dokładność w określaniu gęstości utworów modelowanych struktur geologicznych;

– przyjęcie dwuwymiarowości modelowanego ośrodka.

Należy pamiętać, że o wielkości obserwowanego efektu grawitacyjnego decydują gęstości efektywne ośrodka skalnego. Przez gęstość efektywną należy rozumieć ogólną gęstość górotworu *in situ*. Gęstości określane laboratoryjnie na próbkach skał różnią się, niejednokrotnie znacznie, od wyżej zdefiniowanej, co może stanowić źródło niezgodności krzywych efektu grawitacyjnego obliczonego i pomierzonego.

Należy również brać pod uwagę, iż nie wszystkie struktury geologiczne spełniają praktyczny warunek dwuwymiarowości (stosunek wymiarów 5:1), a także, że mogą istnieć ciała zaburzające nie przecięte przekrojem geologicznym, leżące jednak na tyle blisko, iż ich efekt grawitacyjny jest na przekroju obserwowany. Zjawiska te, nawet w przypadku absolutnie dokładnego przekroju geologicznego i przyjęciu gęstości efektywnych, mogą spowodować rozbieżność krzywych – pomiarowej i wyliczonej. Z powyższych rozważań wynika, że dążenie do pełnej zgodności krzywych nie jest konieczne.

Skonstruowany model serii osadowej stanowi obraz fizyczny struktur objętych przekrojem geologicznym. W pierwszym przybliżeniu oparto się na badaniach laboratoryjnych gęstości próbek z otworów: Zakopane IG 1, Bańska IG 1, Obładowa IG 1, Chabówka 1, Tokarnia IG 1, Trzebnia 2, Głogoczków IG 1 oraz Trzebnia IG 1; ten ostatni nie został uwidoczniiony (fig. 2) ze względu na usytuowanie tuż obok znacznie głębszego otworu Trzebnia 2. W wyniku analizy wstępnego modelowania dokonano weryfikacji tych danych, uwzględniając bogatszy materiał pochodzący z blisko stu wierceń i kilku tysięcy próbek pobranych na powierzchni.

Wartości gęstości utworów dewońskich w podłożu Karpat nie wykazują dużych wahań i wynoszą średnio 2,68–2,74 g/cm³. Utwory kambryjskie są zdecydowanie lżejsze i tylko nieznacznie przekraczają 2,50 g/cm³. Karbon górny charakteryzuje się średnią gęstością około 2,50 g/cm³, zaś dolny, cięższy – około 2,65 g/cm³. Utwory jurajskie, podobnie jak wapienie i dolomity pienińskiego pasa skałkowego i Karpat wewnętrznych, przekraczają 2,70 g/cm³. Gęstość miocenu autochtonicznego (na badanym profilu o stosunkowo małej miąższości) jest zdecydowanie wyższa niż w zapadlisku przedkarpaccim i dochodzi do 2,60 g/cm³, co jest zapewne związane z obciążeniem statycznym i dynamicznym w okresie powstawania nasunięć karpaccich. Utwory fliszowe wykazują dużą rozpiętość gęstości od 2,50 g/cm³ i mniejszej, do 2,72 g/cm³ a nawet (sporadycznie mułowce) do 2,78 g/cm³, powodując konieczność wyliczenia ciężarów ważonych poszczególnych utworów z jednoczesną kontrolą wyników przez porównania z odpowiednimi wartościami z sąsiadujących otworów. Najmniejszą zmienność cechuje utwory fliszu podhalańskiego (2, 62–2,65 g/cm³).

Nie należy zapominać, że rozpoznanie gęstościowe w Karpatach jest słabe, głównie z następujących powodów:

- dużego zróżnicowania litologicznego warstw w różnych rejonach Karpat;
- zależności gęstości tych samych utworów od głębokości występowania, co związane jest głównie ze stopniem ich zdiagenezowania (np. średnia głębokość miocenu na powierzchni wynosi około 2,00 g/cm³, na głębokości 3000 m przekracza 2,40 g/cm³ dochodząc sporadycznie do 2,60 g/cm³);
- różnorodności warunków wykonywania pomiarów ciężarów objętościowych na próbkach przez poszczególne laboratoria; utrzymywanie lub przywrócenie naturalnej wilgotności próbki pozwala na właściwe określenie gęstości (pomija się mało istotny wpływ ciśnienia), często jednak wykonuje się pomiary na próbkach wysuszonych, uzyskując wyniki różniące się zasadniczo od gęstości efektywnej.

Biorąc to pod uwagę należy jednak uznać, iż rozpoznanie gęstościowe na profilu Kraków–Zakopane jest dobre, a określone średnie gęstości są reprezentatywne.

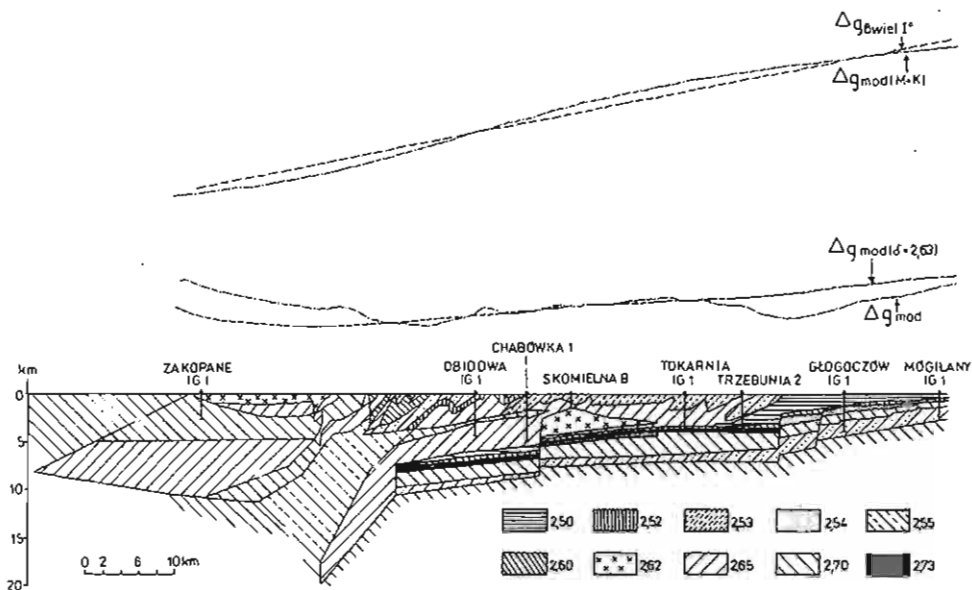


Fig. 2. Model serii osadowej na profilu Kraków-Zakopane

Model of sedimentary series in the Cracow-Zakopane profile

$\Delta g_{Bwiel.1^\circ}$ - pole anomalii siły ciężkości aproksymowane wielomianem 1^o; $\Delta g_{mod(K+M)}$ - krzywa efektu grawitacyjnego od powierzchni Konrada i Moho; Δg_{mod} - krzywa efektu grawitacyjnego od modelu serii osadowej; $\Delta g_{mod}(\rho=2.63)$ - krzywa efektu grawitacyjnego od modelu serii osadowej dla średniej gęstości 2.63 g/cm³

$\Delta g_{Bwiel.1^\circ}$ - gravity anomaly field approximated by polynomial 1^o; $\Delta g_{mod(K+M)}$ - curve of gravity effect from the Conrad and Moho surfaces; Δg_{mod} - curve of gravity effect from model of sedimentary series; $\Delta g_{mod}(\rho=2.63)$ - curve of gravity effect from model of sedimentary series with mean density equal 2.63 g/cm³

Obliczony efekt grawitacyjny modelu serii osadowej na odcinku Mogilany-Zakopane charakteryzuje się niewielkimi amplitudami zmian pola (rzędu kilku do kilkunastu miligali) i wykazuje zbieżność z krzywą Bouguera jedynie w zakresie anomalii lokalnych. Natomiast na obrazie anomalii Bouguera (fig. 5) elementem regionalnym na tymże odcinku jest silny gradient powodujący spadek wartości pola z północy na południe o około 70 mGali.

Rozbieżność ta świadczy, iż żadne korekty przyjętego modelu fizycznego, pozostające w granicach dokładności określeń gęstości i marginesu wiarygodności przekroju geologicznego, nie mogą doprowadzić do powstania tak silnego gradientu. Można więc stwierdzić, iż źródła go wywołujące leżą poniżej serii osadowej.

Wspomniany gradient jest północną gałęzią ujemnej makroregionalnej anomalii, której gałąź południowa sięga aż na Węgry, a szerokie, płaskie ekstremum otacza Tatry (fig. 5). Rozmiary anomalii wymagają wydłużenia modelu co najmniej na całą jej długość, dlatego też skonstruowany model skorupy ziemskiej przedłużony został o około 90 km na południe od Zakopanego. Z uwagi na to, iż budowę skorupy ziemskiej opisuje się w zasadzie przez przebieg granic Moho i Konrada, w procesie modelowania postanowiono obliczyć efekt grawitacyjny determinowany przebiegiem tych granic i kontrastami gęstości z nimi związanymi. Pierwsze przybliżenie przebiegu powierzchni Konrada i Moho przyjęto na podstawie wyników głębo-

kich sondowań sejsmicznych. Analiza wyników interpretacji III, V i VI Międzynarodowego Profilu Głębokich Sondowań Sejsmicznych (W.B. Sollogub i in., 1978; W. Sikora, 1976) pozwala zauważyć regularność zmian głębokości tych powierzchni wzdłuż łuku karpackiego, co zdaniem autorów upoważnia do ekstrapolowania wyników profilu V (fig. 6) na profil badany. Profile te są w przybliżeniu równoległe i przebiegają w odległości około 50 km od siebie. Lokalizację rozłamu perypienińskiego i perykarpackiego przyjęto według W. Sikory (1976). Krzywa obliczonego efektu grawitacyjnego charakteryzowała się ciągłym spadkiem wartości z południa ku północy i na odcinku modelowanym miała amplitudę około 160 mGali. Porównanie opisanej krzywej z pomiarową wykazuje ich całkowitą niezgodność zarówno pod względem jakościowym, jak i ilościowym, co świadczy o niezgodności założonego modelu z rzeczywistym rozkładem mas.

Każdy model, dla którego efekt grawitacyjny byłby zgodny z pomierzonym, skonstruowany przy zachowaniu przyjętych założeń o stałości gęstości, pozostawał w sprzeczności z wynikami głębokich sondowań sejsmicznych.

Przykładem może być modelowanie efektu grawitacyjnego analogicznego fragmentu III Międzynarodowego Profilu Głębokich Sondowań Sejsmicznych dokonane przez E.R. Bułacha i in. (1977). W wyniku obliczeń otrzymali oni amplitudę zmian głębokości powierzchni Moho rzędu 10 km, podczas gdy dane sejsmiczne sugerowały ponad 20 km.

W niniejszym opracowaniu autorzy ustalili, iż kompensację występujących niezgodności krzywych – modelowej i obserwowanej – należy prowadzić zakładając zmienność gęstości w poziomie; biorąc pod uwagę wyniki obliczeń dla pierwszego przybliżenia powierzchni Moho i Konrada gęstość powinna zmniejszać się z północy ku południowi. Jeżeli jednak zmienność ta miałaby miejsce w skorupie ziemskiej, wówczas w rejonie rozłamu perypienińskiego należałoby założyć monotoniczny spadek gęstości o około $0,15 \text{ g/cm}^3$ z północy na południe, co wydaje się być mało prawdopodobne.

Drugą ewentualnością jest wprowadzenie podobnej zmiany gęstości w ośrodku pomiędzy powierzchnią Moho a poziomem 80 km, poniżej którego gęstość możemy uznać za stałą, uwzględniając ogólnie przyjętą hipotezę o uplastycznieniu i zmniejszonej lepkości mas skalnych poniżej głębokości określanej w przybliżeniu na 80 – 100 km. W tym przypadku wymagana pozioma zmiana gęstości wynosi około $0,09 \text{ g/cm}^3$. Ewentualność tę autorzy uznali za bardziej prawdopodobną i dalsze korekty mające na celu uzyskanie zgodności krzywych wprowadzono do modelu spełniającego powyższe założenia.

W wyniku szeregu iteracji skonstruowano model ośrodka od powierzchni Ziemi do głębokości 80 km (fig. 3), którego część osadową na odcinku Mogilany – Zakopane szczegółowo przedstawia fig. 2. Seria osadów na południe od krystaliniku Tatr zaznaczona jest schematycznie, a jej gęstość przyjęto za równą gęstości średniej określonej empirycznie dla serii osadowej na profilu Kraków – Zakopane i wynoszącej $2,63 \text{ g/cm}^3$.

Korekty modelu dokonane w procesie iteracji nie dotyczyły w zasadzie rozpoznanej i zinterpretowanej geologicznie części przekroju serii osadowej na linii Mogilany – Zakopane, a jedynie ekstrapolowano niektóre horyzonty w części nierozpoznanej. Na obszarze między rozłami pozbawionymi informacji geologicznej wprowadzono warstwy fizyczne oraz skorygowano, głównie w otoczeniu Tatr, przebieg powierzchni Konrada i Moho tak, aby nie były one sprzeczne z interpretacją wyników głębokich sondowań sejsmicznych na profilu V.

Model przedstawiony na fig. 2 uznano za ostateczny z uwagi na dużą zgodność krzywych efektu grawitacyjnego pomierzonego i obliczonego. Krzywa różnicowa

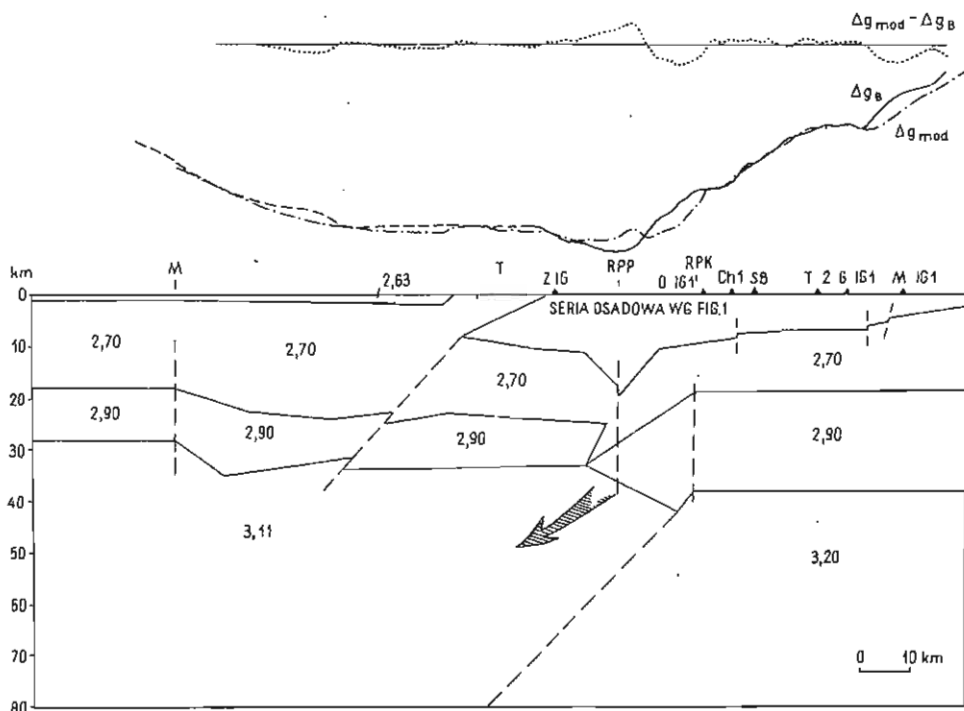


Fig. 3. Model skorupy ziemskiej na profilu Kraków-Zakopane
Model of the Earth crust in the Cracow-Zakopane profile

Δg_B - krzywa pomiarowa anomalii siły ciężkości; Δg_{mod} - krzywa efektu grawitacyjnego od modelu skorupy ziemskiej; $\Delta g_{mod} - \Delta g_B$ - krzywa różnicowa; M - uskok Murania; T - Tatry; RPP - rozłam perypieniński; RPK - rozłam perykarpacki

Δg_B - curve of measurements of gravity anomalies; Δg_{mod} - curve of gravity effect from model of Earth crust; $\Delta g_{mod} - \Delta g_B$ - differential curve; M - Muran fault; T - Tatra Mts; RPP - Peri-Pieniny lineament; RPK - Peri-Carpathian lineament

$\Delta g_{mod} - \Delta g_B$ (fig. 3) oscyluje wokół zera, wykazując odchylenia dochodzące jedynie w trzech punktach do ± 8 mGali, a anomalie różnicowe sugerują niewielką głębokość (rzędu kilku km) źródeł rozbieżności w rozkładzie mas.

Opisana wyżej zgodność może upoważnić do wyciągnięcia wniosków geologicznych, jednak autorzy, chcąc wykazać słuszność przyjętych założeń nie tylko w odniesieniu do profilu Kraków-Zakopane, przeprowadzili obliczenia efektu grawitacyjnego dla uproszczonego modelu na profilu Lesko-Radymno (fig. 3).

Konstruując model Lesko-Radymno granice Konrada i Moho ekstrapolowano z III Międzynarodowego Profilu Głębokich Sondowań Sejsmicznych (W.B. Sollogub i in., 1978), strop krystaliniku w części północnej przyjęto według refrakcyjnych badań sejsmicznych (M. Patyk, 1977), zaś serię osadową zastąpiono równoważną warstwą o stałej gęstości $2,63 \text{ g/cm}^3$ równej średniej gęstości osadów na profilu Mogilany-Zakopane. Krzywa efektu grawitacyjnego na omawianym profilu (fig. 4) wykazuje wystarczająco dobrą zgodność z krzywą pomiarową Δg_B , co zdaniem autorów potwierdza zasadność przyjętych założeń i upoważnia do wyciągania wniosków geologicznych wynikających z modelowania na profilu Kraków-Zakopane.

Seria osadowa nie była wprawdzie zasadniczym obiektem zainteresowania autorów, jednak otrzymane wyniki modelowań sugerują kilka istotnych wniosków jej dotyczących. W rejonie płytkiego występowania mięjszych utworów kredowych na północ od otworu Trzebusia IG 1 (warstwa fizyczna $2,50 \text{ g/cm}^3$ na fig. 2) obserwuje się niedobór mas w modelu (wartości ujemne krzywej różnicowej $\Delta g_{\text{mod}} - \Delta g_{\text{B}}$ na północnym krańcu krzywej – fig. 2), mimo że spośród gęstości laboratoryjnie pomierzonych na próbkach, dla kompleksu kredowego przyjęto górne wartości. Świadczy to o generalnym zaniżeniu gęstości kredy w stosunku do jej gęstości efektywnej. Nie jest to przypadek odosobniony – podobne zniżenie stwierdzono również w odniesieniu do próbek z kredy niecki miechowskiej (M. Lemberger, i in., 1978) i strefie brzeżnej platformy prekambryjskiej odcinka Białobrzegi – Janów (M. Lemberger, i in., 1980), gdzie autorzy przeprowadzili podobne modelowania efektu grawitacyjnego.

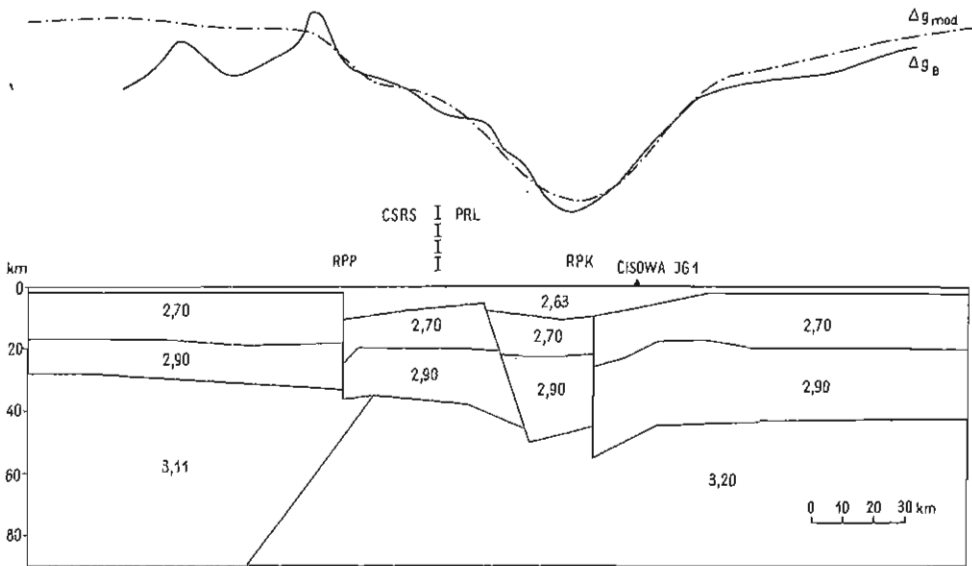


Fig. 4. Model skorupy ziemskiej na profilu Lesko – Radymno
Model of the Earth crust in the Lesko – Radymno profile

Objaśnienia jak na fig. 3

Explanations as given in Fig. 3

Wyraźne niezgodności ($\pm 8 \text{ mGal}$) obserwuje się w otoczeniu pienińskiego pasa skałkowego. Są one spowodowane niedoborem mas w modelu na północ od pasa skałkowego i nadmiarem mas w samym pasie skałkowym i na południe od niego. Dodatnia anomalia krzywej modelowej, wyraźna na odcinku pienińskiego pasa skałkowego, pozwala na stwierdzenie, iż przyjęta gęstość pasa ($2,70 \text{ g/cm}^3$) jest zawyżona w stosunku do gęstości efektywnej, natomiast źródeł pozostałych niezgodności nie można precyzować na tym etapie modelowania; świadczą one o niezgodności modelu z rzeczywistym rozkładem gęstości w tym rejonie.

W obszarach niekompletnej informacji geologicznej (pomiędzy rozłamem perykarpackim i Tatrami) w procesie kolejnych iteracji wprowadzono warstwy

fizyczne. Aby uzyskać żądaną zgodność krzywej modelowej z krzywą pomiarową przyjęto gęstości równe $2,60 \text{ g/cm}^3$ i $2,65 \text{ g/cm}^3$, co sugeruje przynależność tych warstw do serii osadowej.

Jak wspomniano, w procesie iteracji dokonywano korekt przebiegu powierzchni Moho i Konrada założonych pierwotnie według danych ekstrapolowanych z V Międzynarodowego Profilu Głębokich Sondowań Sejsmicznych. Korekty dotyczyły w zasadzie obszaru na południe od rozłamu perykarpackiego i polegały na:

- zlikwidowaniu depresji Moho między rozłami perypienińskim i perykarpackim i zastąpieniu jej ukośnym przebiegiem, który w tym przypadku symuluje liniowe przejście gęstości od wartości $2,90$ do $3,10 \text{ g/cm}^3$;
- przesunięciu o około 40 km na południe (do rejonu przecięcia profilu z uskokiem Murania) obniżenia Moho do około 35 km ;
- wprowadzeniu w obszarze obniżenia powierzchni Moho nieciągłości w jej przebiegu;
- wprowadzeniu analogicznych korekt do przebiegu powierzchni Konrada.

Wiarygodność ostatecznego modelu jest potwierdzona przez wspomnianą już zgodność krzywej Δg_B i krzywej modelowej oraz zgodność efektu grawitacyjnego obliczonego wyłącznie dla powierzchni Konrada i Moho z rozkładem pola anomalii Bouguera aproksymowanego wielomianem potęgowym I stopnia (fig. 2), obrazującego trend regionalny w polskiej części profilu.

Przyjęty poziomy gradient gęstości w górnym płaszczu oraz układ warstw fizycznych w rejonie rozłamu perypienińskiego zdaje się przemawiać na korzyść hipotezy o kolizji kier (M. Książkiewicz, 1977). Zmniejszenie gęstości górnego płaszczu na południe od rozłamu perypienińskiego sugeruje, iż w wyniku kolizji kra północna zanurzała się pod południową, ulegając uplastycznieniu czy nawet przetopieniu na głębokości minimum $80-100 \text{ km}$. Przy czym częściowo uległa subdukcji skorupa kontynentalna kry północnej. Jej materia lżejsza, w porównaniu z materią górnego płaszczu, spowodowała metasomatyczne przekształcenia w górnym płaszczu ponad strefą subdukcji, obniżając jego gęstość. Strzałka na fig. 3 obrazuje generalny kierunek dopływu tego lżejszego materiału. Zmiana gęstości górnego płaszczu nie zachodzi tu skokowo, lecz monotonicznie w pewnej strefie, której umownym obrazem przyjętym do obliczeń, jest linia przerywana rozgraniczająca 2 ośrodki o stałych gęstościach.

W obrazie regionalnej anomalii siły ciężkości (fig. 5) wyraźnie zaznacza się obszar depresji otaczającej Tatry, ograniczonej od południa i wschodu odpowiednio strefą B-B i częścią strefy A-A. Lokalizacja północnej granicy jest utrudniona z uwagi na superpozycję depresji z częścią pasma minimów, kontynuującego się w kierunku wschodnim. Przez centrum depresji przebiega modelowany profil Kraków-Zakopane, zaś przez wschodnią część – V Międzynarodowy Profil Głębokich Sondowań Sejsmicznych.

Według geofizyków węgierskich (W.B. Sollogub, i in., 1978, str. 42, rys. 20) profil V przecina rozłam na południe od pienińskiego pasa skałkowego. Lokalizacja rozłamu zgodna jest z miejscem przecięcia się strefy B-B z profilem. W strefie rozłamowej głębokość powierzchni Moho zwiększa się gwałtownie w kierunku północnym o około 5 km . Na profilu Kraków-Zakopane lokalizacja podobnego zjawiska pokrywa się z przecięciem profilu ze strefą B-B, zaś powierzchnia Moho na odcinku tego obniżenia zachowuje w przybliżeniu stałą głębokość. Granicami przedziału obniżenia są: od południa strefa B-B, zaś od północy rozłam perypieniński, ograniczający południową krę. Analogiczne granice należy przyjąć dla przedziału obniżenia na profilu V (fig. 6).

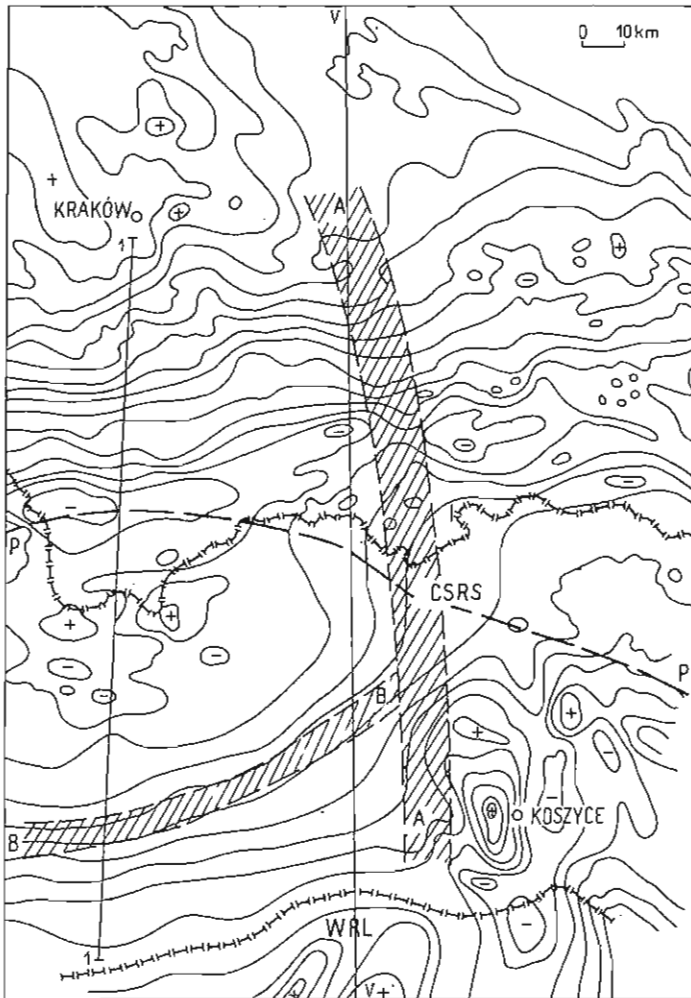


Fig. 5. Uproszczona mapa anomalii siły ciężkości

Simplified map of gravity anomalies

I-I - profil Kraków-Zakopane wraz z jego przedłużeniem na południe; V-V - V Międzynarodowy Profil Głębokich Sondowań Sejsmicznych; P-P - strefa rozłamu perypienińskiego; A-A, B-B - strefy nieciągłości

I-I - Cracow-Zakopane profile and its southward extension; V-V - Vth International Deep Seismic Sounding Profile; P-P - Peri-Pieniny lineament zone; A-A, B-B - discontinuity zones

Ustalenia te pozwalają na stwierdzenie, że zasadniczą przyczyną istnienia obszaru depresji grawitacyjnej jest omówione obniżenie powierzchni Moho, z czego wynika, iż przyczyny tych zjawisk są wspólne.

Południową granicę obszaru obniżenia Moho można więc poprowadzić zgodnie ze strefą B-B, a mając na uwadze identyczność tej strefy z rozłamek na profilu V postawić hipotezę o jej rozłamowym charakterze. Można również sprecyzować północną granicę obszaru depresji identyfikując ją z rozłamek perypienińskim, potwierdzając równocześnie odrębność przyczyn wywołujących równoleżnikowe

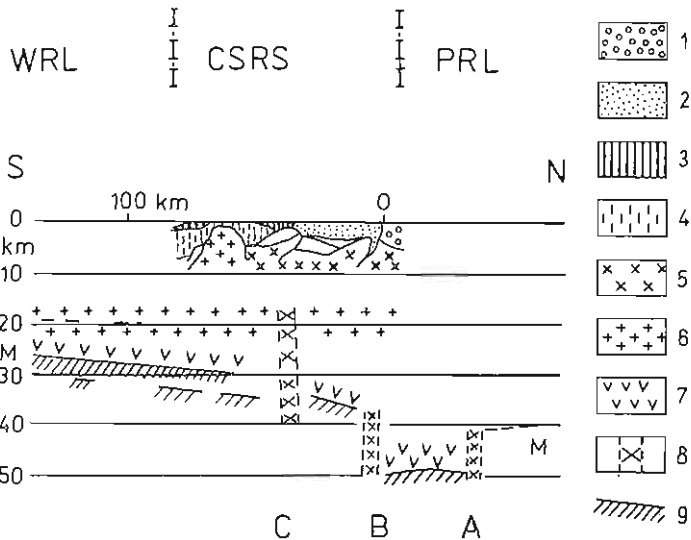


Fig. 6. Fragment V Międzynarodowego Profilu Głębokich Sondowań Sejsmicznych w interpretacji czechosłowackiej z uwzględnieniem danych węgierskich (wg W.B. Solloguba i in., 1978)

Fragment of the Vth International Deep Seismic Sounding Profile as interpreted by the Czechoslovakian team with reference to data from Hungary (after V.B. Sollogub and others, 1978)

1 – utwory flyszowe; 2 – utwory osadowe; 3 – podłoże mezozoiczne; 4 – podłoże paleozoiczne; 5 – podłoże prekambryjskie; 6 – tzw. warstwa granitowa; 7 – tzw. warstwa bazaltowa; 8 – rozłamy wgłębne; A – per; karpaccy. B – perypieniński, C – bez nazwy (wg geofizyków węgierskich); 9 – powierzchnia Moho

1 – flysch rocks; 2 – other sedimentary rocks; 3 – Mesozoic basement; 4 – Paleozoic basement; 5 – Precambrian basement; 6 – so-called granitic layer; 7 – so-called basaltic layer; 8 – deep crustal lineaments; A – Peri-Carpathian lineament; B – Peri-Pieniny lineament; C – unnamed lineament (traced by Hungarian geophysicists); 9 – Moho surface

pasmo anomalii ujemnych na północ od rozłamu perypienińskiego, z którymi W. Sikora (1976) wiąże rozłam perykarpaccy.

Strefa A – A ograniczająca depresję od strony wschodniej jest bardziej skomplikowana i zróżnicowana niż strefa B – B, a za jej tektonicznym charakterem przemawiają:

- elementy obrazu siły ciężkości stanowiące podstawę jej wyznaczenia;
- duże zdyslokowanie pienińskiego pasa skałkowego na przecięciu z nią;
- istnienie rozłamów na północ od Nowego Sącza, zlokalizowanych na podstawie interpretacji profilu V w granicach Polski (W.B. Sollogub i in., 1978; str. 94, rys. 64);
- zła jakość pomiarowych materiałów sejsmicznych na profilu V w granicach Polski, gdzie strefa A – A obejmuje go lub biegnie w bezpośredniej jego bliskości (fig. 6).

Wyniki modelowania wskazują, że w obszarze obniżenia powierzchni Moho miąższość utworów krystalicznych ulega zwiększeniu. Próba wyjaśnienia tego faktu na drodze dynamicznej prowadzi do wniosku, iż pogrubienie skorupy mogło być wynikiem szczególnie intensywnego wzajemnego nacisku kier w tym rejonie. Przyjęcie takiej hipotezy stwarza możliwość nowego spojrzenia na zagadnienie neogenickich deformacji Tatr i ewentualnego istnienia pod ich masywem serii osadowej, co schematycznie zobrazowane zostało na modelu budowy litosfery wzdłuż linii Kraków – Zakopane (fig. 3).

Autorzy pragną wyrazić podziękowanie drowi Antoniemu Tokarskiemu za dyskusje i szereg cennych uwag wykorzystanych w przedłożonym opracowaniu, które częściowo zostało wykonane w ramach tematu *Geodynamika Karpat*, finansowanego przez Instytut Geofizyki PAN w Warszawie.

Międzyresortowy Instytut Geofizyki
Akademii Górniczo-Hutniczej
Kraków, al. Mickiewicza 30
Oddział Kurpacki
Instytutu Geologicznego
Kraków, ul. Skrzatów 1

Nadesłano w dniu 13 kwietnia 1982 r.

PIŚMIENNICTWO

- KSIAŻKIEWICZ M. (1977) – Hipoteza ruchów kier litosfery a powstanie Karpat. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 47, p. 329–353, z. 3.
- LEMBERGER M., BOJDYS G., ZIĘTEK J. (1978) – Reinterpretacja materiałów geofizycznych z obszaru Strzegowa-Golczowice. *Arch. Przeds. Geol. Kraków*.
- LEMBERGER M., BOJDYS G., ZIĘTEK J. (1980) – Wykonanie interpretacji modelowania dwuwymiarowego efektu magnetycznego ΔZ na jednym oraz grawitacyjnego na trzech profilach sejsmicznych z obszaru strefy brzeżnej platformy prekambryjskiej odcinka Białobrzegi – Janów. *Arch. Inst. Geol. Warszawa*.
- PATYK M. (1977) – Zbiorcza dokumentacja badań sejsmicznych wykonanych metodą refrakcyjną. Temat: Karpaty i Pogórze. *Arch. Przeds. Badań Geofiz. Warszawa*.
- SIKORA W. (1976) – On lineaments found in the Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46, p. 3–26, z. 1–2.
- SIKORA W., BORYSŁAWSKI A., CIESZKOWSKI M., GUCIK S., JASIONOWICZ J. (1980) – Przekrój geologiczny Kraków – Zakopane. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- БУЛАХ Е.Г., РЖАНИЦИН В.А., СКОПИЧЕНКО М.Ф. (1977) – Методика построения плотностной модели земной коры с использованием данных ГСЗ по III Международному профилю. В: Стрoение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Изд. Наукова Думка, Киев.
- СОЛЛОГУБ В.Б., ГУТЕРХ А., ПРОСЕН Д. (1978) – Стрoение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Изд. Наукова Думка, Киев.

Гжегож БОЙДЫС, Марек ЛЕМБЕРГЕР, Ежи ВОЗНИЦКИ, Ежи ЗЕНТЕК

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ НА ПРОФИЛЕ КРАКОВ-ЗАКОПАНЕ В СВЕТЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ РАБОТ

Резюме

Авторами предложена гравиметрическая модель профиля Краков-Закопана. Выбор этого профиля обусловлен хорошей изученностью геологического строения и плотности пород в скважинах, расположенных вдоль профиля. Строение земной коры принято согласно с интерпретацией V Международного профиля Глубокого Сейсмического Зондирования (фиг. 6). На фиг. 1 и 2 представлены окончательные модели осадочной серии и земной коры, полученные после введения в исходные модели ряда поправок с тем, чтобы получить согласованность измеренных и расчетных гравиметрических данных.

Авторы считают, что между поверхностью Мохо и глубиной 80 км плотность пород уменьшается в южном направлении (фиг. 3), что свидетельствует в пользу гипотезы о копизии плит, причем северная плита погружается под южную в зоне припиенинского разлома. Площадь депрессии силы тяжести в районе Татр (фиг. 5) обусловлена горизонтальным градиентом плотности под поверхностью Мохо и понижением ее по отношению к более южной зоне (фиг. 3). Эта депрессия с юга ограничена разломом В-В, с севера припиенинским разломом, а с востока сложной зоной нарушений А-А (фиг. 5). На этой территории земная кора более мощная, а по результатам моделирования под кристаллическим массивом Татр можно предполагать существование осадочных пород.

Grzegorz BOJDYS, Marek LEMBERGER, Jerzy WOŹNICKI, Jerzy ZIĘTEK

THE STRUCTURE OF LITHOSPHERE IN THE CRACOW-ZAKOPANE PROFILE IN THE LIGHT OF GRAVITY MODELLING

Summary

The paper presents results of modelling of the gravity effects along the Cracow-Zakopane profile. This section was selected for that purpose on account of the wealth of the available geological and rock density data from deep drillings situated along it. The Earth crust structure was accepted in accordance with results of interpretation of the V International Deep Seismic Sounding Profile (Fig. 6). Figures 1 and 2 show the final models of sedimentary series and the Earth crust, obtained after introduction of several corrections to preliminary models for making them consistent with measured and calculated gravity effects.

According to the present authors, density of medium between the Moho surface and 80 km depth decreases towards the south (Fig. 3), which gives further support to interpretation of this area in terms of the plate tectonics, in which northern plate plunges beneath the southern in the Peri-Pieniny lineament zone. A gravity depression in the Tatra Mts region (Fig. 5) is related to a horizontal density gradient beneath the Moho surface and location of the latter at larger depths than in areas situated further to the south (Fig. 3). The depression is delineated by the fracture B-B in the south, the Peri-Pieniny lineament in the north, and a discontinuity zone A-A in the east (Fig. 5). In that area, thickness of the Earth crust appears increased and the results of modelling also suggest the possibility of presence of a sedimentary series beneath crystalline massif of the Tatra Mts.