

Centrálné tiažové minimum Západných Karpát a jeho interpretácia

LUBOMIL POSPÍŠIL, MIROSLAV FILO

Geofyzika, Geologická ul. 18, 834 37 Bratislava

(5 obr. a 2 tab. v texte)

Doručené 4. 1. 1979

Центральное минимум силы тяжести и его интерпретация

Взгляды на источники обуславливающие центрально-карпатское минимум силы тяжести возможно разделить в две основные группы. Критерием для этого является глубина залегания возмущающих геологических объектов, обуславливающих аномалию.

Первая группа исследователей считает, что источником нарушения поля тяжести является граница раздела, по которой меняется скорость распространения сейсмических волн скачкообразно. Этой плоскостью является граница между земной корой и верхней мантией, которая по данным глубинного сейсмического зондирования осуществленного по профилю № 5 погружается в северном направлении от клиппного пояса из глубины 30 км на глубину вплоть до 50-ти км.

Другие объясняют это четкое нарушение поля тяжести присутствием по плотностям более легких пород, подстилающих фльшевые шарьяжи. Источником аномалий считают неогеновую молассу, которая была встречена несколькими глубокими структурными скважинами в северном направлении от собственной гравитационной аномалии.

Далее предлагается другой способ интерпретации а именно, что нарушение поля тяжести обусловлено суперпозицией нескольких возмущающих источников, которые по разному распределены в пространстве и отличаются также по геологическому возрасту.

The West Carpathian central gravity minimum and its interpretation

Available explanations of the geological structure responsible for the West Carpathian gravity minimum may be divided into two different groups depending mainly on opinions about deep-seated sources disturbing the gravity field

According to the first group of views, the regional gravity minimum is evoked by a discontinuous boundary between the crust and upper mantle having seismic wave velocities about 8.1 kms⁻¹. According to DSS results along the international

profile No V, the boundary occurs at 30 km depth in the central Carpathians, but northernly from the Klippen belt the boundary suddenly drops to 50 km.

Another group of views on the source of the anomaly supposes relatively light rock densities beneath the flysch nappes. Molasse deposits are also considered as possible source of the gravity minimum. Such deposits have been proved by several deep drillings along the northern margin of the gravity minimum.

Other possible explanation is that the gravity minimum reflects the superposition of several disturbed sources having various areal extent and different ages. The last view is considered in detail.

Tiažový výskum Západných Karpát zistil v pásme Břeclav — Valašské Klobouky — Žilina — Námestovo — Nový Sącz — Krosno výrazné minimum tiažového poľa (obr. 1), pokladané za súčasť tzv. centrálného tiažového minima. Výsledky tiažového mapovania sa postupne dopĺňali seizmickým, magnetickým a elektromagnetickým výskumom, ako aj údajmi o fyzikálnych vlastnostiach základných typov hornín prakticky zo všetkých geologických útvarov Západných Karpát. Tieto poznatky sme využili na zostavenie geologického modelu zemskej kôry v oblasti minima a na riešenie vzájomného vzťahu jednotlivých útvarov vnútorných Karpát.

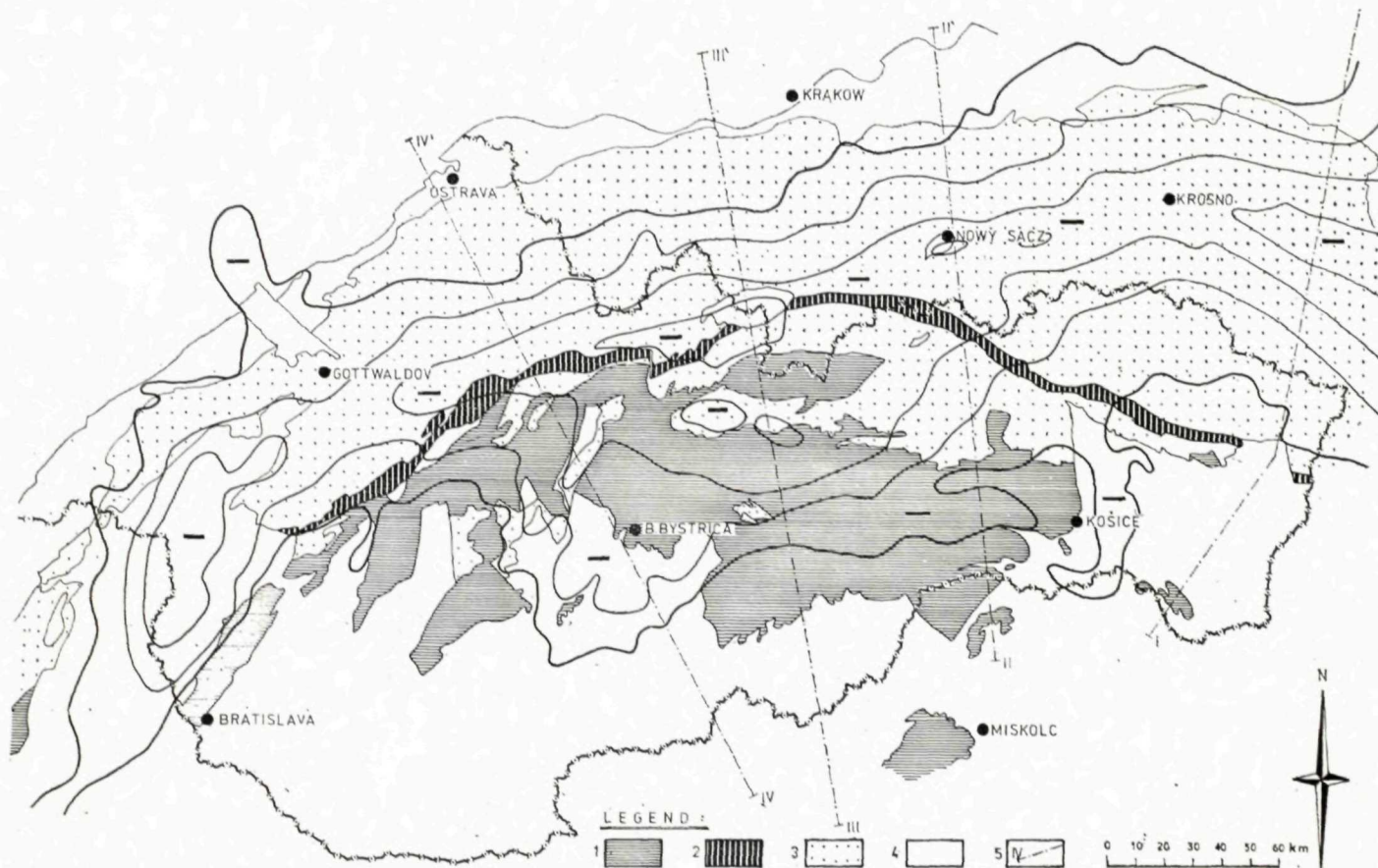
Výsledky interpretácie tiažových anomálií

Priebeh centrálného tiažového minima (ďalej CGM) nie je kontinuálny po celej svojej dĺžke. Skladá sa z niekoľkých anomálnych častí, ktorých osi majú rozličné smery.

Os východoalpskej časti minima má orientáciu 75—80°, vo viedenskej panve 20°, v oblasti Tatier 75° a na území Ukrajiny 130°.

Podľa geofyzikálnych údajov sme západokarpatskú časť CGM rozdelili na tri základné oblasti (obr. 2). Ide zhruba o oblasť viedenskej panvy, Tatier a východoslovenského flyšu. Tatranská časť minima je oproti ostatným oblastiam vymedzená hustotnými a magnetickými rozhraniami smeru SZ—JV na JZ a smeru SV—JZ na J a JV (M. Filo — S. Medo 1977).

Tiažové pole na území Západných Karpát už analyzoval rad autorov (J. Ibrmajer 1961, O. Fúšán et al. 1971, V. Vyskočil 1972, Č. Tomek 1976). Anomáliu vysvetľovali dvoma spôsobmi. Prvý výklad (V. Vyskočil 1972) predpokladá, že zdrojom minima je seizmické rozhranie s rýchlosťou vln 8,1 km s⁻¹, ktoré predstavuje prechod zemskej kôry do vrchného plášťa. Druhý výklad (Č. Tomek 1976) vychádza z predpokladu, že ide o prejav hustotne ľahších sedi-



Obr 1. Schematická mapa Bouguerových anomálií v severnej časti Západných Karpát. Vysvetlivky: 1 — predterciérne podložie; 2 — bradlové pásmo; 3 — flyš; 4 — molasa; 5 — geofyzikálne profily

Fig. 1. Schematic map of Bouguer's anomalies in the northern part of the Western Carpathians. Explanations: 1 — pre-Cenozoic basement, 2 — the Klippen belt, 3 — flysch, 4 — molasse, 5 — geophysical profile

mentov v oblasti Tatier, ako aj v podloží vnútorných karpatských jednotiek. V oblasti viedenskej panvy Č. Tomek (1976) na základe zostrojenej odkrytej mapy ukázal, že účinok, ktorý vyvolávajú prítomné terciérne sedimenty, postačuje na vysvetlenie zápornej regionálnej anomálie. Zložitejšiu situáciu vidíme v pokračovaní CGM smerom na SV v území medzi Gottwaldovom a Novým Sączom. Tu sa tiažové minimum rozširuje smerom na J do oblastí vnútorných jednotiek Západných Karpát.

Porovnanie tiažovej mapy s geologickými podkladmi tu poukazuje na nesúlad medzi zistenou mocnosťou terciérnych sedimentov a amplitúdou tiažového poľa. Napríklad v okolí Krosna sa zistila najväčšia mocnosť flyšových sedimentov okolo 10 km (A. Sláczka 1975), ale tiažové minimum sa tu zužuje a nedosahuje také hodnoty ako napr. v oblasti Vysokých a Nízkych Tatier a navyše je zistená mocnosť flyšových komplexov v oblasti Tatier oveľa menšia (A. Kislow — S. Poltowitz 1976). Na základe tohto rozporu sme dospeli k názoru, že sa v oblasti Tatier na amplitúde CGM nezúčastňujú len účinky ľahších sedimentov flyšových komplexov, ale aj ďalšie blízko pri povrchu uložené zdroje s nižšou hustotou. Z hustotnej analýzy horninových komplexov Západných Karpát vyplýva, že hlavne granitoidné horniny dosahujú takú nízku hustotu a také rozmery, že môžu vy-

tvárať rozsiahle regionálne tiažové minimum (tab. 1). Ako príklad možno použiť model granitoidného masívu v Slovenskom rudohorí (J. Plančár et al. 1977), ktorého účinok sa na základných i odvodených gravimetrických mapách prejavuje v rozsahu celej oblasti. Pre granity Západných Karpát sme stanovili diferenčnú hustotu 0,11 až 0,12 kgdm⁻³ (tab. 1).

Hustoty základných horninových typov
Densities of main rock types

Tab. 1

GEOLOG. ÚTVAR HORINY	TATRIDY		VEPORIDY		GEMERIDY		ČIER. HORA		Č. MASÍV	
	obj.	min.	obj.	min.	obj.	min.	obj.	min.	obj.	min.
GRANIT	2,60	2,65	2,59	2,68	2,61	2,66	2,61	2,67	2,58	2,63
GRANODIORIT	-	-	2,68	2,74	-	-	2,71	2,75	2,68	2,70
RULY - MIGMATITY	2,69	2,74	2,66	2,68	-	-	2,69	2,74	-	-
SVORY	-	-	2,64	2,73	-	-	2,75	2,78	-	-
FYLITY, PORPHYROIDY	-	-	2,65	2,76	2,72- 2,76	2,80	-	-	-	-
VÁPENCE	2,65	2,68	2,67	2,70	2,69	2,72	2,71	2,75	2,69	2,71
DOLOMITY	2,69	2,81	2,80	2,82	2,84	2,87	2,84	2,87	2,80	2,81
AMFIBOLITY	-	-	2,89	2,98	2,99	3,05	2,95	3,00	-	-
SERPENTINITY	-	-	2,51	2,64	2,57	2,65	-	-	-	-
DIABÁZY	-	-	-	-	2,88	2,96	-	-	-	-
A U T O R	Stránska		Stránska Kadlec E. Jandek F.		Kadlec E. Jandek F.		Kadlec E.		J. Uhman	

Aby sme ukázali, ktoré horninové komplexy a s akým účinkom sa na tiažovom obraze zúčastňujú, zostrojili sme niekoľko geofyzikálnych modelov v strednej a východnej časti Západných Karpát. Pri ich konštrukcii sme použili niektoré geologické podklady D. Andrusova (1968) a M. Maheľa (1974), výsledky HSS na medzinárodných profiloch III a V a všetky

ostatné nám dostupné geofyzikálne metódy. Zistené hustoty z regiónov sme zhodnotili štatisticky a priradili danej jednotke príslušnú hustotu (tab. 1 a 2). Aj keď tabuľky

Prehľad hustôt terciérnych sedimentov
Review of densities of Cenozoic sediments

Tab. 2

	TYP HORNÍN	HUSTOTA obj min	AUTOR
NEOVULKANITY	pyroklastické sedimenty	1,82 234	L. Husák - J. Šefara
	pyroklastická neovulkanitov	2,60 265	— — —
	ryolit	2,17 245	— — —
	andezit	2,24 261 2,63 270	— — —
NEOGENÉ SEDIMENTY VONKAJŠÍCH KARPAT	pelity	1000 2,28	J. Uhman
		2500 2,52	
	psamity	1000 2,25	
		2500 2,62	
PALEOGEN VNÚTORNÝCH KOTLÍN	bridlice	2,67 276	L. Husák
	pieskovce	2,56 276	M. Širánska
	zlepenec	2,62 272	J. Uhman
FLYŠ	široké spektrum hodnôt	2,60	J. Uhman

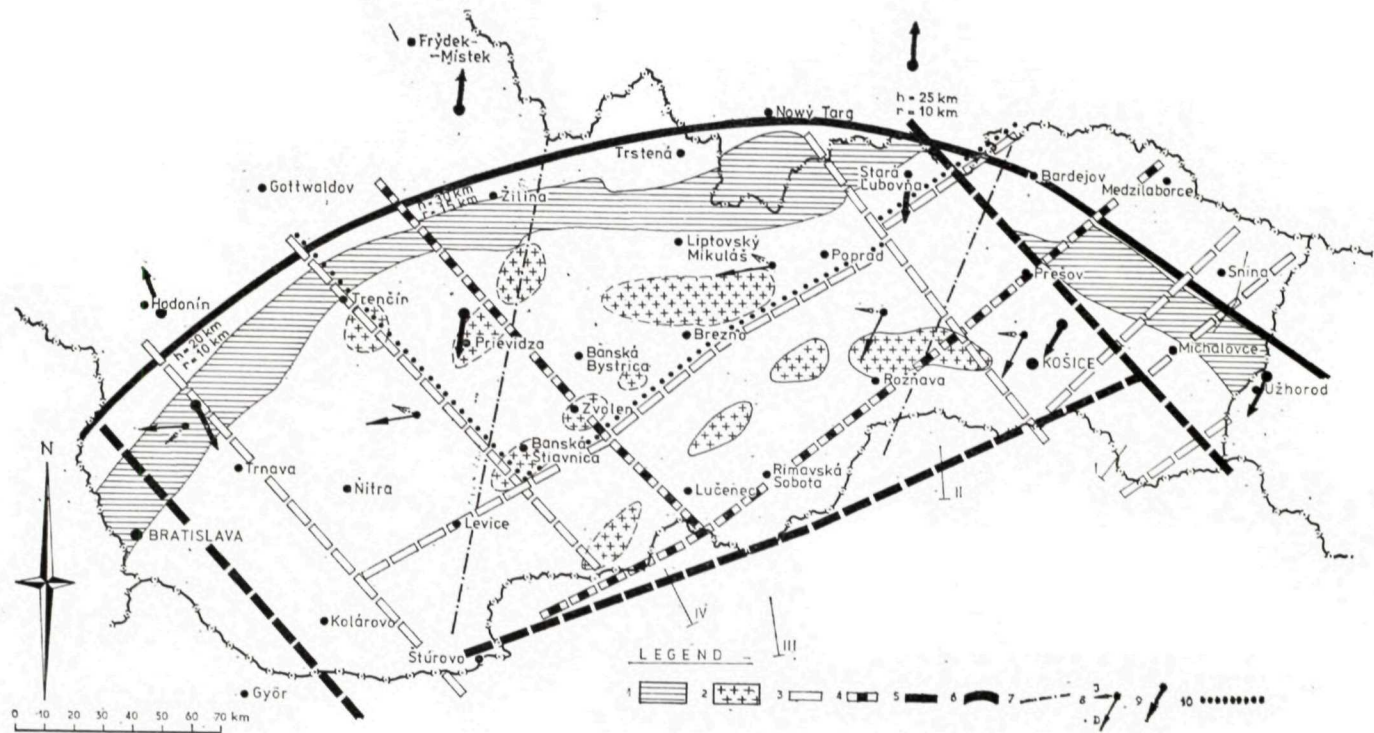
neobsahujú všetky údaje, ktoré sú nám v súčasnosti k dispozícii, možno konštatovať, že sa jednotky veporíd, gemeríd a Čiernej hory hustotne prejavujú ako rovnocenné bloky. Výnimku tvoria oblasti s výskytmi granitov, ktoré bez ohľadu na to, či sú hercýnske alebo alpinske, vykazujú menšiu hustotu, v priemere $2,60 \text{ kgdm}^{-3}$. K týmto oblastiam patria predovšetkým Nízke Tatry (obr. 2).

Z modelových profilov overených kvantitatívnym výpočtom vyplývajú nasledujúce skutočnosti. Tiažové minimum na profile I (obr. 3) možno za daných okolností vysvetliť ako prejav veľkých akumulácií flyšových sedimentov a autochtónnej molasy. Hustotná charakteristika

flyšových sedimentov vo vertikálnom smere nie je v oblasti východoslovenského flyšu dostatočne známa. Objemové hustoty zistené z povrchových odberov, ktoré sa použili na zostavenie modelu, majú v oblasti magurskej a duklianskej jednotky podľa B. Leška a M. Mořkovského (1975) priemernú hodnotu $2,60 \text{ kgdm}^{-3}$, miestami aj nižšiu (pelity krosnianskych a papínskych vrstiev). Hustota z vrtu Zboj-1 (J. Uhmann 1978) ukazuje, že niektoré časti flyšových komplexov môžu dosahovať až hustotu $2,70 \text{ kgdm}^{-3}$. Ak uvažujeme flyšový komplex s touto hustotou, potom zdroj tiažového minima musíme hľadať v hlbších častiach zemskej kôry.

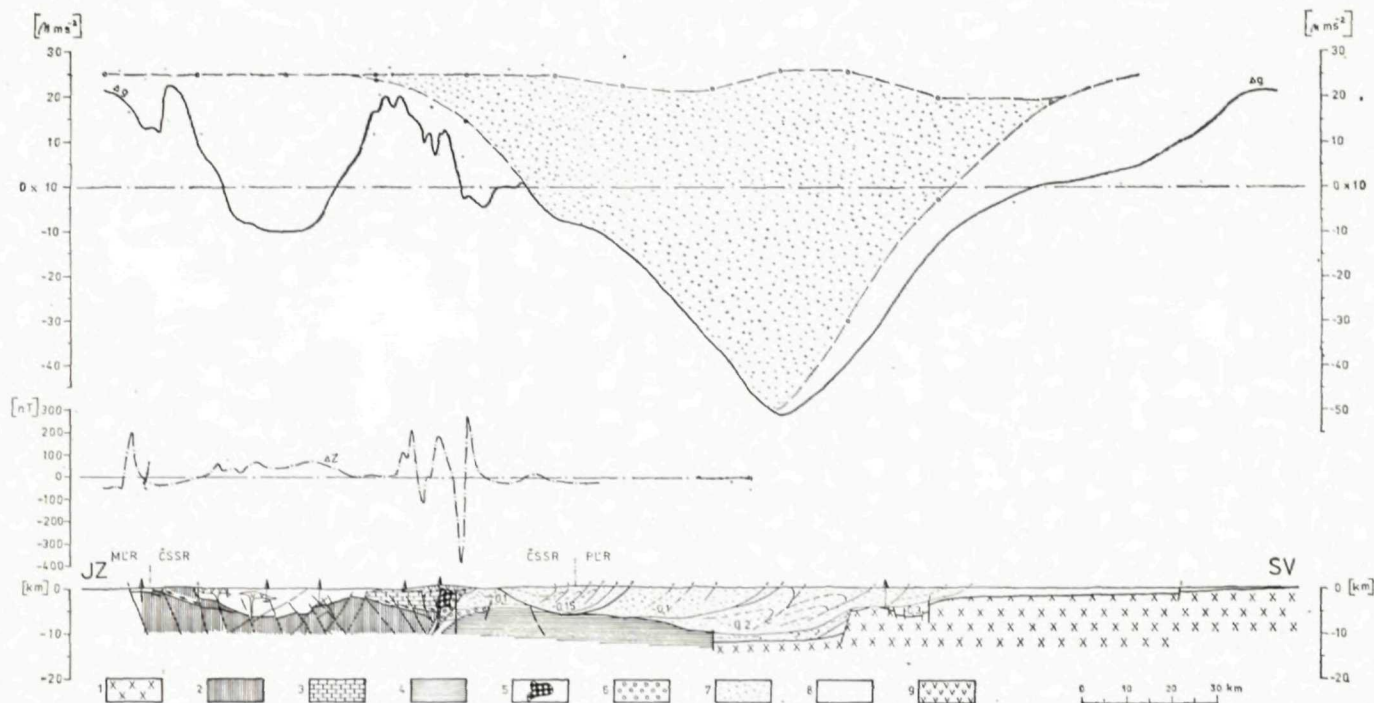
Západnejšie, t. j. na profiloch II (obr. 4) a III (obr. 5), sa začína prejavovať superpozícia tatranského tiažového minima s účinkami flyšu a čiastkovými minimami Slovenského rudohoria.

Interpretovaný tvar telesa, ktoré vyvoláva gravimetrickú anomáliu, je charakteristický pre plutonické telesá. Ak použijeme diferenčnú hustotu ukázanú na profile, potom pri objasňovaní nameranej gravimetrickej anomálie musíme predpokladať, že granit dosahuje mocnosť minimálne 10–15 km. Z tiažového profilu III (obr. 5) je zrejmé, že hranica granitoidného telesa je uklonená na vnútornú stranu minima, t. j. na J, a priestorovo sa stotožňuje s priebehom čertovickej línie, tak ako to predpokladajú



Obr. 2. Mapa geofyzikálnych indícií. Vysvetlivky: 1 — vonkajší pás kladných tiažových anomálií; 2 — prejavy ľahkých hmôt blízko povrchu; 3, 4, 7 — základné fyzikálne rozhrania; 5 — os regionálnych gravimetrických a magnetických anomálií; 6 — zóna inverzie indukčných vektorov; 8 — generálnesmeru paleodeklinácie a inklinácie; 9 — smery indukčných vektorov; 10 — vymedzenie CGM

Fig. 2. Map of geophysical indications. Explanations: 1 — the outer belt of positive gravity anomalies, 2 — effects of sub-surface light masses, 3, 4 and 7 — main physical interfaces, 5 — axis of the regional gravity anomaly and of magnetic anomalies, 6 — inversion belts of induction vectors, 8 — general directions of paleoclimatic and paleoclimatic, 9 — induction vector direction, 10 — boundary of the central gravity minimum



Obr. 3. Geofyzikálny profil I (Sátorajújhely — Vihorlat — Csisowa). Vysvetlivky: 1 — severoeurópska platforma; 2 — zemplínska jednotka; 3 — humenská jednotka; 4 — nerozlíšené podložie; 5 — intruzívny komplex 6 — bradlové pásmo; 7 — flyš; 8 — molasa; 9 — neovulkanity

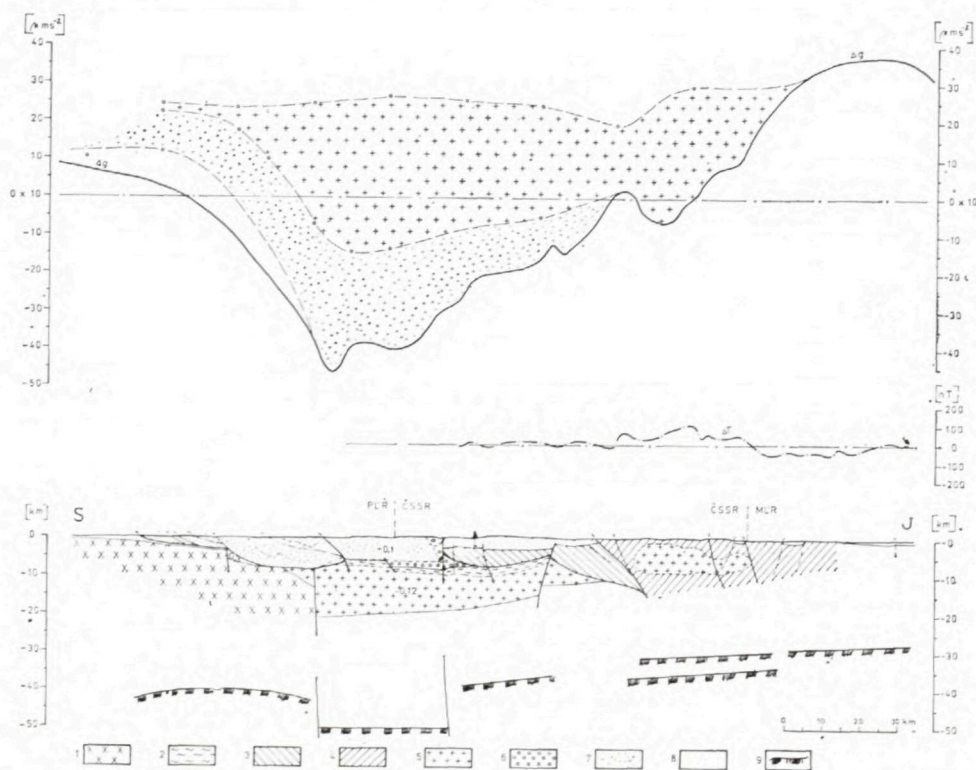
Fig. 3. Geophysical profile I (Sátorajújhely — Csisowa). Explanations: 1 — the North European platform, 2 — the Zemplin unit, 3 — the Humenné unit, 4 — undifferentiated basement, 5 — intrusive complex, 6 — the Klippen belt, 7 — flysch, 8 — molasse, 9 — neovolcanics

D. Andrusov (1968) a O. Fú sán et al. (1971).

Výsledky interpretácie gravimetrických podkladov vo vymedzenej oblasti opierajúce sa o výsledky seizmiky poukazujú na to, že granit siaha približne do polovice alebo hlbšie, ako je mocnosť typickej kontinentálnej kôry.

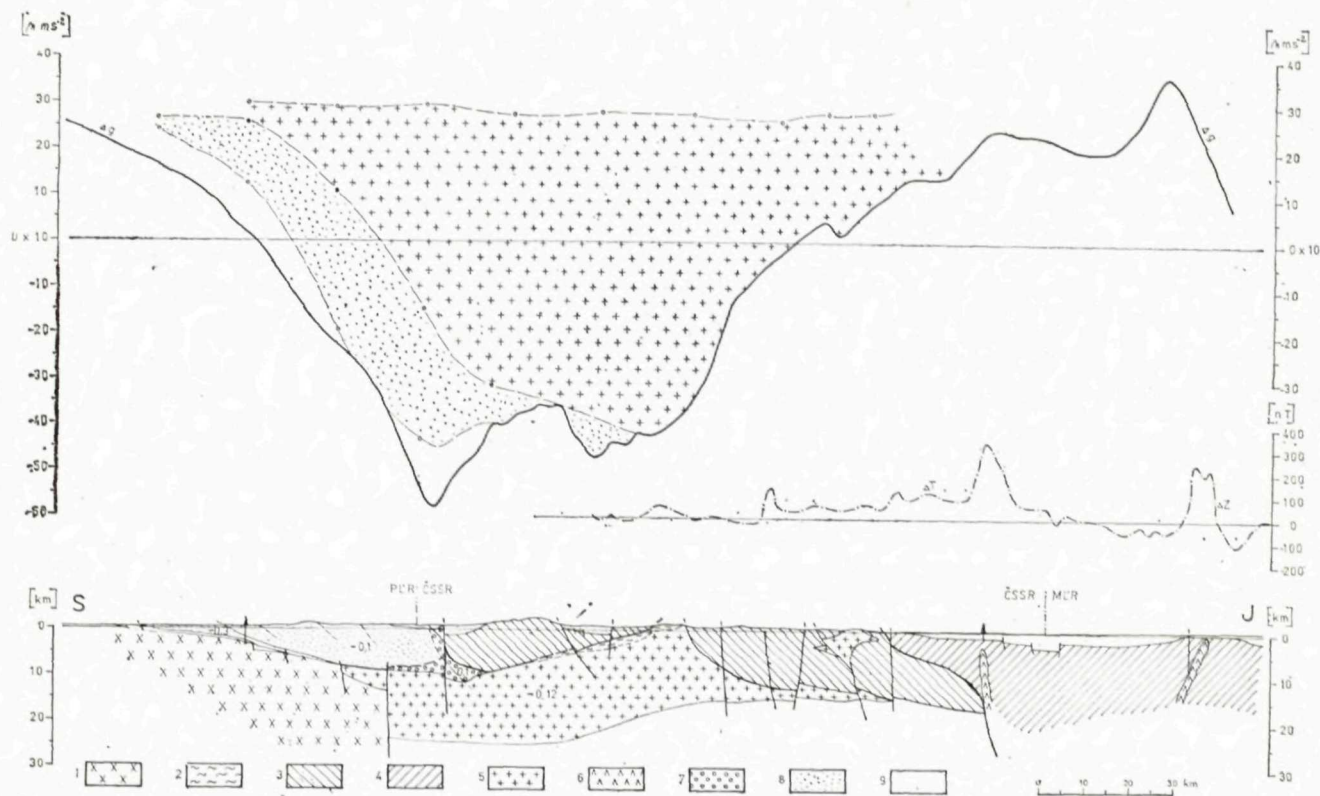
O štruktúre pod týmto anomálnym telesom uvažujeme čisto na

základe analógie so štruktúrou v juhozápadnej časti Anglicka (M. Bott et al. in G. Newall — N. Rast 1970). Výsledky seizmiky tu ukázali, že rýchlosť vln P_g je relatívne nízka ($5,85 \text{ km s}^{-1}$), pričom hranica diskontinuity Moho sa prejavuje dostatočne ostro. V našom prípade gravimetrické výsledky ukazujú, že hustota granitu je v priemere o $0,12 \text{ kgdm}^{-3}$ nižšia



Obr. 4. Geofyzikálny profil II (Miskolc — Nowy Sącz). Vysvetlivky: 1 — severoeurópska platforma; 2 — nerozlišené podložie; 3 — tatridy, veporidy a vnútrokarpatské príkrovy; 4 — gemeridy; 5 — granity; 6 — bradlové pásmo; 7 — flyš; 8 — molasa; 9 — rozhranie Moho

Fig. 4. Geophysical profile II (Miskolc — Nowy Sącz). Explanations: 1 — the North European platform, 2 — undifferentiated basement, 3 — the Tatrídes, Veporides and central Carpathian nappes, 4 — the Gemerides, 5 — granite, 6 — the Klíppen belt, 7 — flysch, 8 — molasse, 9 — the Moho discontinuity



Obr. 5. Geofyzikálny profil III (Recsk — Sinec — Sucha). Vysvetlivky: 1 — severoeurópska platforma; 2 — nerozlíšené podložie; 3 — tatridy, veporidy a vnútrokarpatské prikrovy; 4 — gemeridy; 5 — granity; 6 — bazická — ultrabazická; 7 — bradlové pásmo; 8 — flyš; 9 — molasa

Fig. 5. Geophysical profile III (Recsk — Sucha). Explanations: 1 — the North European platform, 2 — undifferentiated basement, 3 — the Tatrides, Veporides and central Carpathian nappes, 4 — the Gemerides, 5 — granite, 6 — basic and ultrabasic rock, 7 — the Klippen belt, 8 — flysch, 9 — molasse

ako stredná hustota materiálu zemскеj kôry do hĺbky 15 km.

Výsledky seizmických meraní z profilu K III (M. Mayerová et al. 1977) potvrdzujú relatívne zníženie rýchlosti seizmických vĺn v tejto hĺbke. Ak existuje spojitosť medzi zníženou rýchlosťou seizmických vĺn a relatívne nízkou hustotou granitu, potom platí, že túto časť tatridnej jednotky buduje relatívne homogénny granit a nie metamorfované horniny, pre ktoré je typická vysoká rýchlosť seizmických vĺn a väčšia hustota. Spodnú časť kôry, ktorú ohraničuje priebeh plochy Moho, pravdepodobne porušili procesy späté s genézou i priestorovým rozmiestnením granitovej magmy. Výsledky seizmického profilu K III poskytujú ďalší materiál na podopretie takejto interpretácie.

Podľa tvaru interpretovaného telesa možno predpokladať, že granitová magma musela vznikáť predovšetkým pod hĺbkou 10–15 km, v ktorej nastávajú niektoré zmeny hustoty hornín (G. Newall — N. Rast 1970). Zákonite s tým možno očakávať, že v strednej a spodnej časti kôry je pod týmto plutonickým telesom materiál premiestnený v dôsledku diferenciačných procesov intrúzie. To znamená, že granitová magma, ktorá sa vytvára ako výsledok selektívneho tavenia hornín premiestnených do spodnej časti kôry, zanecháva pri intrúzii do vyššie ležiacich súvrství ostatkové diferenciáty. Podľa geochemických predstáv ide o množ-

stvo hornín strednogradioritového až gradioritového zloženia spätých s fázami vznikajúcimi pri vysokom tlaku. Z toho vyplýva, že sa v tejto oblasti na skladbe zemскеj kôry zúčastňuje okrem granitovej vrstvy len „dioritová“ vrstva.

Diskusia

Pri spracúvaní tiažových podkladov sme vyčlenili výrazné anomálie patriace jednotlivým jadrovým pohoriam. Ich účinky dosahujú rozličnú relatívnu hodnotu, aj keď zodpovedajú rovnakým horninovým komplexom. Je to dôsledok deformácie tiažového poľa interpretovaným granitom. Ukázalo sa však, že vonkajšie kladné anomálie na seba nadväzujú a vytvárajú anomálny pás, ktorý v celom oblúku Karpát kopíruje priebeh bradlového pásma (obr. 2). Iba vo východnej časti Slovenska ho porušuje paralelný systém fyzikálnych rozhraní smeru SZ—JV. Navyše sa tento pás kladných tiažových anomálií stotožňuje po celej svojej dĺžke, t. j. od Malých Karpát cez Malú Fatru a Vysoké Tatry až po humenské mezozoikum, so zistenými výraznými seizmotektonickými zónami plytkých zemetrasení (J. Plančár — J. Kvitkovič 1975, 1977). Túto skutočnosť možno vysvetliť gravitačným kĺzaním blokov po klenbovitom povrchu podložia tatridnej jednotky. Bloky sa v konečnom dôsledku zúčastňovali aj na deformá-

cii bradlovej zóny. Ale väčšia časť pohybov sa musela odohrať hneď po násune časti veporíd na tatridnú jednotku, keď sa v dôsledku diapiricky vystupujúcich granitoidných telies opätovne vyzdvihla tatridná klenba. Takýto systém pohybov by potvrdzoval názory, podľa ktorých je bradlové pásmo plytkou štruktúrou spätou s flyšom. Tejto alternatíve neodporujú ani výsledky meraní recentných pohybov (J. Plančár — J. Kvitkovič 1975, 1977). Práve krátkodobé zmeny (1—3-ročné) poklesového charakteru potvrdzujú, že môže ísť o dôsledok „skĺznutia“ jednotlivých krýh. Na možnosť pohybov niektorých priekrovov smerom k vonkajšiemu oblúku Karpát upozorňujú aj výsledky paleomagnetických prác (P. Muška 1977).

Záver

V práci si všímame najmä tatranskú časť CGM a vysvetľujeme ju na základe zistených fyzikálnych indícií.

Uvedomujeme si, že rad interpretačných geofyzikálnych výsledkov nie je úplne v súlade so súčasnými geologickými

náhľadmi na stavbu a tektonický štýl štruktúr Západných Karpát. Najmä „vonkajší pás“ tiažových anomálií, ktorý koreluje s priebehom indikovaných plytkých zemetrasení a zistenými vertikálnymi recentnými pohybmi a alternatívne sa interpretuje ako dôsledok gravitačných sklzových pohybov, pokladáme za dôležitý prvok, ktorý by mohol pomôcť objasniť stavbu v blízkosti bradlového pásma a ktorý treba ďalej podrobnejšie analyzovať.

Ak je interpretácia granitu ako zdroja vyvolávajúceho CGM v oblasti tatrid správna, tak styk severoeurópskej platformy a geosynklinálneho podložia Karpát prebieha až v miestach severného gradientu (obr. 4 a 5). Zároveň možno konštatovať, že zatiaľ čo CGM v časti viedenskej panvy a ukrajinskej časti je prejavom účinkov sedimentov flyšu a molasy, stredná časť (tatranská) je superpozíciou účinkov molasy, flyšu a granitov.

Táto práca ukazuje, že vysvetliť a interpretovať centrálné tiažové minimum možno iba v súvislosti s jednotlivými regiónmi, a nie ako jeden anomálny celok.

Recenzoval: O. Fúsan, I. Marušiak

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, VSAV, 188 s.
 Filo, M. — Medo, S. 1977: Výsledky interpretácie magnetických anomálií Slovenska. *Banické listy, mimoriadne číslo, BÚ SAV Košice*, s. 122—129.
 Filo, M. — Pospíšil, L.: Fyzikálne rozhranie v Západných Karpatoch (v tlači).

- Fusán, O. — Ibrmajer, J. — Plančár, J. — Slávik, J. — Smíšek, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. *Zbor. geol. vied, rad ZK*, 15, 173 s.
- Ibrmajer, J. 1961: Gravimetrická mapa ČSSR v měřítku 1 : 200 000. *Závěrečná zpráva ÚGF za roky 1957—1960. Manuskript — Geofond Praha.*
- Janák, F. — Kadlec, E. et al. 1969: Statistické zpracování naměřených hodnot fyzikálních parametrů s aplikací na horninách Spišsko-gemerského rudohoří a přilehlých oblastí. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 180 s.
- Kislow, A. — Poltowicz, S. 1976: Regionálny przekrój geologiczny Karków — w świetle badań sejsmicznych (Karpaty Środkowe). *Acta geol. pol.*, 26, 4, s. 609—615.
- Leško, B. — Mořkovský, M. 1975: Príspevok ku geológii podložia východoslovenských flyšových Karpát. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 64, s. 219—236.
- Mahel, M. 1974: Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. *Bratislava, GUDŠ.*
- Mayerová, M. et al. 1977: Seizmické merania na profiloch K III. *Manuskript — Geofyzika Brno.*
- Muška, P. 1977: Paleomagnetický výskum sedimentárno-vulkanického komplexu hornin melafýrovej série chočskej jednotky v Západných Karpatoch. *Banické listy*, mimoriadne číslo, BÚ SAV Košice, s. 174—180.
- Newall, G. — Rast, N. 1970: Mechanism of Igneous Intrusion. *Liverpool, Gallery press*, pp. 74—81.
- Plančár, J. et al. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. *Západné Karpaty, sér. geol.*, s. 7—144.
- Plančár, J. — Kvitkovič, J. 1975: Analýza morfoštruktúr z hľadiska súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbínnej geologickej stavbe Západných Karpát. *Geogr. čas. Slov. akad. vied*, s. 309—323.
- Plančár, J. — Kvitkovič, J. 1977: Recentné vertikálne pohyby zemskej kôry vo vzťahu k zemetraseniam a seizmoaktívnym zlomom v Západných Karpatoch. *Geogr. čas. Slov. akad. vied*, 29, s. 239—253.
- Ślaczka, A. 1975: Remarks on morphology of the Substratum of the Polish Carpathians. In: *Materiály X. zjazdu KBGA, sekcia B, Bratislava, GUDŠ*, s. 281—290.
- Tomek, Č. et al. 1976: Jednotné zpracování a interpretace tíhových podkladů vídeňské pánve a přilehlého pásma vnitřních a flyšových Karpat. *Manuskript — Geofyzika Brno*, 110 s.
- Uhmán, J. 1973: Fyzikální vlastnosti hornin v neogénní předhlubni a ve flyšovém pásmu Karpat — úsek STRED. *Manuskript — Geofyzika Brno*, 50 s.
- Uhmán, J. 1978: Fyzikální vlastnosti hornin vrtu Zboj-1. *Manuskript — Geofyzika Brno*, 26 s.
- Vyskočil, F. 1972: Comments on the manifestation of the deep structure of Czechoslovakia in the anomalous gravity field. *Geofyz. sbor.*, 20, p. 127—139.

The West Carpathian central gravity minimum and its interpretation

LUBOMIL POSPÍŠIL — MIROSLAV FILO

Deep structures of the Earth are recently investigated mainly by indirect geophysical methods using seismics, magnetometry and gravimetry. Electromagnetic data contributed to the results of previous also during the last decades.

Seismic measurements and magnetometry have lately contributed to the modern conceptions of crustal structure and composition broadening assumptions to lithospheric dimensions.

Sufficient geophysical data are lacking

as yet from the Western Carpathians which would enable to construct a reliable physical model of the region. A gravity minimum of regional extent has been found in the region with the main axis passing from Břeclav to Valašské Klobouky, Žilina and Námestovo and continuing to Nowy Sącz and Krosno on Polish territory (Fig. 1.). Opinions on possible source provoking this anomaly are different.

The interpretation of the negative gravity anomaly

The central gravity minimum along the Alpine — Carpathian belt is not a continuous anomaly. It consists of several independent portions with main axes orientated differently. In the Eastalpine part the anomaly runs 75° – 80° to E, but within the Vienna basin a partial minimum appears with axis in 20° NNE direction. The axis of the minimum in the Tatra region has 75° eastward orientation and in the most eastern portion on the Ukrainian territory the minimum runs 130° to SE.

The West Carpathian gravity field has been analyzed by several authors up to present (F. Vyskočil 1972, J. Ibrmajer 1961, Č. Tomek 1976). According to results, the regional gravity minimum may be explained in two different ways. The first explanation supposes that the source lies within a discontinuous interface having seismic wave velocities of 8.1 km s^{-1} at the transition from the crust to the upper mantle, i. e. properly speaking on the Moho discontinuity. So, V. Vyskočil (1972) analyzed the southern part of the gravity minimum along DSS profile No V. Ascribing various densities to an ascertained Moho discontinuity, he examined the fit of calculated curves with the measured one. According to these calculations a density jump of 0.15 – 0.20 kg dm^{-3} gives the best fit. However the presence of a sharp gradient in the northern part of the minimum indicating here a shallow source contradicts to the location of anomalous mass at a Moho depth. These shallow sources motivated

another explanations.

According to another view, the anomaly is induced by a light complex of sediments (Č. Tomek 1976) beneath flysch nappes and even below the central Carpathian units of the Tatra region. Processing geophysical data from the Western Carpathians, significant physical interfaces have been found recently (Fig. 2). These interfaces delimit separate portions of the central gravity minimum. Č. Tomek (1976) obtained from detailed uniform processing of gravimetric data an uncovered gravimetric map of the Vienna basin basement. He proved that the effect of Cenozoic sediments with given densities is sufficient to explain the regional negative anomaly. A more complicated situation occurs between Gottwaldov, Žilina, Nowy Sącz and Krosno. The gravity minimum extends there considerably southwards into the central Carpathians (Fig. 1, 2). A transversal fault of NW–SE orientation continuing toward the supposed Elbe lineament of the Bohemian mass (J. Zeman 1977) creates the SW limit of the minimum. Its SE limit occurs along a physical boundary of "Carpathian" orientation where also a boundary of magnetic zones of various field amplitudes occur together with the significant gravity gradient along the Pohorelá fault system (M. Filo 1977).

Comparing the gravimetric map with available geological data one deduces considerable disharmony between until known thicknesses of Cenozoic sediments and the amplitude of the minimum. In the Krosno vicinity, flysch units attain the biggest thickness of nearly 10 km (A. Ślaczka 1975) but the gravity minimum becomes here narrower and the anomaly is lesser as in the High and Low Tatra regions. However, known thicknesses of the flysch are lower in the Tatra region (A. Kislow — S. Poltowicz 1976). Accordingly, one may conclude that not only light sediments of the flysch and/or molasse but also other masses of lower density may serve for the source of the minimum in the Tatra region. An analysis of rock densities from samples covering all investigated

West Carpathian units resulted in that only granitoid masses may evoke such low values and considerable dimensions which explain the extensive negative anomaly. The recently tested model of the granitoid massif in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. may serve as an example (J. Plančár et al. 1977). A differential density of $0.11-0.12 \text{ kgdm}^{-3}$ may be assumed as correct for granites of the whole Western Carpathians. A such solution has been tested on several gravimetric profiles passing through the central and western parts of the Western Carpathians (Fig. 2). Geological data (D. Andrusov 1968, M. Maheľ 1974), DSS results along international profiles III and V together with all other available geophysical data have been used for possible highest accuracy. Averages from determined densities were ascribed to separate regions after statistical processing with the aim to obtain corresponding joint densities of partial units (Tab. 1, 2). Even if not all data we have presently at our disposal have been introduced into the tables, the Veporides, the Čierna hora and Gemerides behave as equal density blocks contrary to the Tatrides where lightest masses occur. This exception is due to areas of mentioned granitoid bodies, which, disregarding their possible ages (whether Variscan or Alpine) have lower densities of 2.60 kgdm^{-3} at an average. Considering that the essential part of the gravity minimum is limited from SE by a line connecting Prievdza, Zvolen and Brezno (Fig. 2) and so it is located mainly in the Tatride area, it is necessary to assume this tectonic unit and a related deeper block as the source of the anomaly.

Consequences deduced from model profiles tested by quantitative computations are as follows. The gravity minimum along the profile Sátoraljaújhely — Vihorlat Mts. — Csisowa (profile I) may be interpreted as a result of huge flysch accumulations above an autochthonous molasse. This is valid as far as the Prešov — Tarnów line. More westward i. e. along profiles II and III, superimposed effects of the Tatra gravity minimum

and of partial minima of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. and of the Čierna hora Mts. may be found.

The interpreted shape of block responsible for the gravity minimum appears as a typical cross-section through a plutonic body. If one accepts the chosen differential density along the profile then a minimal thickness of granite around 15 km must be supposed to explain the measured anomaly. According to the profile the limit of the granitoid block inclines southward. This limit may be well related to the Čertovica alignment as supposed a. o. by D. Andrusov (1968) and O. Fusán et al. (1971). Comparing gravity anomalies with seismic data one may deduce that granite occurs in depths achieving more than the half thickness of the typical continental crust. However, any data may be deduced on the structure lying beneath the anomalous layer.

A similar structure in SW England is of Variscan age and it has been solved in combination of gravimetry and seismics (G. Newall — N. Rast 1970). P_g wave velocity was found to be relatively low (5.85 kms^{-1}) here whereas the Moho is sharply manifested. In the Carpathian case gravimetric data suggest that the average density of granite composing the upper crust is by 0.12 kgdm^{-3} lower than the mean density of the entire crust down to a 15 km depth. Seismic measurements along the profile K III point to a relative decrease of seismic wave velocities in this depth (M. Mayerová et al. 1977). Supposing any relation between low densities and low velocities, this part of the Tatrides must be built inevitably by relatively homogenous granite and not by metamorphites. The latter have high seismic velocities and higher densities. The lower part of the crust limited by the discontinuous Moho is then probably dislocated due to processes related with the generation and emplacement of the granite magma.

Results obtained along the profile K III point also to other possibilities of the interpretation mentioned. From the interpreted granite body one may deduce

that magma generated lower than the 10–15 km depth. Some changes of rock densities may occur in such depths (G. Newall — N. Rast 1970). It may be also expected that in middle and lower crustal levels under the plutonic body, masses displaced due to differential intrusive processes occur. It means that if the granite magma generated by selective melting of parental rocks originally continuous towards the bottom, residual differentiates remain there after melting in time when the granite magma ascends to upper levels. According to geochemical conceptions, mainly rocks of intermediate (i. e. of granodiorite) composition are related to melts generated at high pressures.

Discussion

Previously only physical properties of the source evoking the gravity minimum have been treated. But one may give a pure geological question: of what age are the interpreted granites? Radiometric data proved explicitly that one may speak about Variscan age of granitization within the Western Carpathians (Lower Devonian to Permian, M. Mahel 1974). R. Ney (1975), A. Kislow — S. Poltowicz (1976) a. i. supposed that the Klippen belt continues downward into the lower crust and it melts just at the Moho discontinuity (as a belt of subduction). Seismic data enable such explanation (A. Kislow — S. Poltowicz 1976, M. Mayerová et al. 1977). Moreover, the bending and dislocation of the Moho discontinuity on the profile K III (M. Mayerová et al. 1977) located right below the Klippen belt may be related to melting processes there at the crust — upper mantle boundary (G. Newall — N. Rast 1970, L. P. Zonenshain et al. 1976). Therefore the earliest granite magma differentiates may be expected to occur at the bottom.

There are also some indirect data which enable to expect Alpine granite not only at the bottom of the crustal block but also in certain weakened zones near to the surface. Well expressed

anomalies covering separate core mountain ranges of the Western Carpathians have been separated in the course of gravity data processing. Their effects are relatively considerable even if they reflect uniform rock complexes. These anomalies resulted from deformations of the gravity field by light masses of granite interpreted. Besides that, an outer belt of positive anomalies has been found parallel with the Klippen belt along the whole Carpathian arch (Fig. 2). The belt is dislocated by a parallel system of physical interfaces of NW—SE orientation only in its East Slovakian portion. The belt covers a known seismotectonic zone of shallow earthquakes along the whole Carpathians (i. e. in the Malé Karpaty Mts., the Little Fatra Mts., the High Tatras Mts. and the Humenné Mesozoic range, J. Plančár — J. Kvítkovič 1975, 1977). The feature may be explained in several manner. The best explanation is that gravitational sliding of separate blocks participating even in the deformations along the Klippen belt occurred due to the vaulted surface of the underlier created probably by Tatríde unit. Measurements of neotectonic movements (J. Plančár — J. Kvítkovič 1975, 1977) do not contradict to such explanation and already short-time changes in the relief (1–3 years) of mainly subsidential nature may cause sliding of separate blocks. Paleomagnetic data (P. Muška 1977) point also to movements of some nappes towards the outer Carpathian arch. All these movements may be related to the granite body assumed.

Conclusion

The authors of the paper are aware of the experience that such interpretation of the geophysical data does not fully conform the recent geological conception on the tectonic structure and setting of separate West Carpathians units. The outer belt of gravity anomalies related to the belt of shallow earthquakes and to recent vertical movements may be alternatively interpreted also as a consequence of gravitational

sliding. This feature should be considered as an important principle of the Carpathians which may help to explain also the structure of the Klippen belt. Therefore the latter should be further investigated in greater detail.

Provided that the explanation for the source of the Carpathian central gravity minimum by a granite body located in the Tatride region is correct, the North European platform and the basement of

the Carpathian geosyncline will be in contact at the site of the northern gradient (Fig. 4, 5). However, whereas in the Vienna basin and in the Ukrainian part the central gravity minimum is evoked by common effects of the flysch and molasse sediments, the middle portion resulted from superposition of flysch and granite.

Preložil I. Varga

AKTUALITA

550, 131 (432)

Herľianska elevácia podložia

LUBOMIL POSPÍŠIL

The Herľany elevation of the basement (East Slovakian Neogene basin)

A gravity elevation has been known until near Herľany (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia). This elevation has been explained by the effect of volcanic masses. A detailed gravimetric and magnetometric investigation yielded new data allowing to ascribe the anomaly to the effect of the basement.

Pri spracúvaní geofyzikálnych dát o širšom okolí Slanských vrchov bola v priestore severne od obce Herľany vyčlenená tiažová elevácia. Spolu s prejavom centrálnnej zóny vulkanoplutonického aparátu Makovica tvorí v mapách menších mierok rozsiahlu pozitívnu anomáliu, ktorej pôvod sa vysvetľoval prítomnými vulkanitmi Slanských vrchov. Detailné tiažové merania a aeromagnetické merania ukázali, že vulkanické komplexy aparátov Zlatá baňa, Makovica a Strechov vrch obklopujú túto eleváciu len zo S a V. Oblasť tiažovej elevácie sa prejavuje ako nemagnetická zóna smeru SV—JZ.

Z porovnania s geologickými údajmi predpokladáme, že ide o prejav predterciérneho podložia, ktoré v týchto miestach tvorí priečnu eleváciu smeru SV—JZ. Vrchol elevácie interpretujeme v hĺbke okolo 1500 m (L. Pospíšil 1980). Overenie tejto anomálie môže pomôcť spresniť štruktúro-tektonický plán predterciérneho podložia Slanských vrchov.

Geofyzika, n. p., Bratislava