

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

# GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK HIVATALOS LAPJA

★

SZERKESZTI  
**DOMBAI TIBOR**

IX. KÖTET, 1–2. SZÁM



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

---

1960

Felelős szerkesztő:  
DOMBAI TIBOR

Szerkesztőbizottság:

DR. BARTA GYÖRGY, DR. EGYED LÁSZLÓ, DR. SEBESTYÉN KÁROLY, KILCZER GYULA,  
OSZLACZKY SZILÁRD

Szerkesztő:  
BUDAY TIBOR

Felelős kiadó: Solt Sándor

---

Műszaki szerkesztő:	Ívterjedelem: 7 (A/5) iv	Megrendelve: 1960. III. hó
Hegedűs Ernő	Ábrák száma: 21	Imprimálva: 1960. IX. hó
Papíralak: B/1	Példányszám: 1000	Megjelent: 1960. X. hó
	Azonossági szám: 40374	

Ez a könyv a MSZ 5601-54 és MSZ 5602-50 Á szabványok szerint készült

---

60/23098. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi utca 28.

A magyar Geofizikusok Egyesülete  
**IV. Nemzetközi Ankétján,**  
1958. szept. 10—13-án elhangzott előadások

Papers read before the Society of Hungarian Geophysicists at its  
**IV. International Symposium,**  
on the 10—13<sup>th</sup> September 1958





B. BALKAY

## CRUSTAL STRUCTURE BELOW HUNGARY

After having defined the crust, the author proposes a method serving the computation of crustal thickness from gravity and deep-drilling data. The results obtained are in a fair agreement with the results of deep reflection work.

## A MAGYARORSZÁGI FÖLDKÉREG SZERKEZETE

BALKAY BÁLINT

### B E V E Z E T É S

Magyarország területe az alp-kárpáti hegységképződés során sok tekintetben különös módon viselkedett. Első orogén jellegű kéregmozgása az alpi időben az ausztriai szakaszra esik, amikor a környező geoszinklinális-övekben már nagyszabású kéregalakulások mentek végbe. Az ausztriai, larámi és szávai hegységképző mozgások alpi jellegű szerkezeteket nem hoztak létre, csak germán jellegű szerkezetalakulást okoztak, azt is csak az országnak aránylag kis részén (Mecsek hegység, Bükk hegység és környezetük). Az ország többi része csak töréses elváltozásokat szenvedett. Ezzel szemben a neozoikum vége felé, amikor a környező gyűrt hegységvonulatok szerkezete már kialakult, és mozgásaik is inkább csak eusztatikus jellegűek, a magyar terület hirtelen nagymértékű, iramát tekintve csaknem geoszinklinális-méretű süllyedésbe fog. Igen érdekes lenne ennek a merev kéregrésznek hirtelen mozgékonyvá válását a kéregszerkezet jelenlegi állapotából kiindulva nyomozni, és éppen ezt szeretném jelen dolgozatomban megkísérelni.

### 1. A kéreg elhatárolása

A földkéreg a mélyebb földövektől nagyobb szilárdsága révén különül el. Az izosztikus és földrengéstani vizsgálatok egybehangzó eredménye szerint a kéreg alsó határfelülete a Mohorovicic-féle földrengési törésfelület. Geofizikai szempontból ezt a felületet jellemzi a rugalmas hullámok terjedési sebességének ugrásszerű megnövekedése, a közsűrűség mintegy 0,3 cgs-nyi emelkedése, valamint a kéreg alatti anyagnak a kéregnél jóval nagyobb képlékenysége. A kéreg alsó határa tehát viszonylag egyszerűen definiálható.

A földkéreg felső határának kérdése nem ilyen egyszerű. Elvileg felső kéreghatárnak tekinthetjük:

1. a topográfiai felszint,
2. a földtani értelemben vett alaphegység felszínét,
3. a földtani értelemben vett mélyszerkezet felszínét,
4. a geofizikai értelemben vett alaphegység-felszint,
5. az „ősi földkéreg” felszínét.

A következőkben ezeket a lehetséges meghatározásokat vesszük kritika alá.

1. A topográfiai felszín a legkönnyebben megadható. Mivel azonban a topográfiai felszín alatt erősen változó vastagságú réteg állhat kiszilárdsgú fiatal üledékekből, ez a meghatározás kéregmechanikai szempontból félrevezető lehet.

2. Földtani értelemben alaphegységnek nevezzük a múltbeli hegyképző mozgások által összetört vagy meggyúrt, de át nem alakult, összetömörödött, kompetens összetétet. Az alaphegység felett elhelyezkedő fiatal üledékekkel szemben a kompetencia a megkülönböztető kritérium. Az alaphegységfelszín kellő számú mélyfúrással egyértelműen megadható.

3. Földtani értelemben mélyszerkezetnek nevezzük az alaphegységösszlet alatti, magmás és átalakult kőzetösszletet. Ezt igen kevés mélyfúrás éri el ott, ahol a medenceüledékek alatt az alaphegységösszlet is megvan. Ahol a mélyszerkezet és a fiatalabb üledékek között az alaphegységképződmény kiékelődik, ott az alaphegység felszíne a mélyszerkezetével folyik egybe. Itt úgy foghatjuk fel a dolgot, hogy a mélyszerkezet és az alaphegység felszíne egybeesik.

4. A geofizikában az alaphegység nagyjából a földtani alaphegységgel összeeső olyan felület, amelyen valamely geofizikai módszerrel mérhető fizikai paraméterek ugrásszerűen változnak. Ez az alaphegységfogalom helyről-helyre és az alkalmazott geofizikai módszer szerint is változtatja tartalmát.

5. A Föld ősi, asztrális felszíne lenne a kéreg legkézenfekvőbb felső határa, de ez az elhatárolás a gyakorlatban nem valósítható meg.

A fentiek mérlegelésével gondolatmeneteink alapjául két kéregmeghatározást készíthetünk.

1. Kéregnek tekinthetjük a topográfiai felszín és a Mohorovicic-felület közötti kőzetövet. Az alaphegység feletti fiatal üledéksor ebben az esetben a kéreg egyik altagozatának minősül. Nyilvánvaló, hogy ez esetben fontos kéregjellemző adat a fiatal üledékek vastagsága, vagyis az alaphegységfelszínnek a topográfiai felszín alatti mélysége.

2. A kéreg felső határának a földtani alaphegységfelszint, ill. alaphegységképződmény hiányában az alaphegység és mélyszerkezet közös felszínét vehetjük.

A két meghatározás között csak formai különbség van. Mivel azonban szerkezetalakulás szempontjából a fiatal üledékek kevésbé jelentősek, az alábbiakban a kéreg felső határának a földtani értelemben vett alaphegységfelszint fogjuk tekinteni. Magyar vonatkozásban a mezozoos és

kainozoos üledékeket jól észlelhető határral elválasztó larami diszkordanciát, más szóval a felső-kréta, vagy annál idősebb és az alsó-eocén vagy annál fiatalabb képződmények határát szokás az alaphegység felszínének tekinteni. Ebben a dolgotatban az alaphegység felszínét ettől a szokástól kissé eltérően, az ausztriai diszkordanciával adjuk meg. Minthogy az ausztriai és larami diszkordancia közé eső, azaz felső-kréta képződmények a Dunántúl és a Dunáninnen felszíni képződményeiben nem nagyon elterjedtek, ezeken a területeken a megkülönböztetésnek nincs nagy fontossága. Jelentősebb a Nagyalföld aljzatában található nagyobb kiterjedésű felső-kréta pászta területén. Az ausztriai diszkordanciának alaphegységfelszínül való megválasztását az indokolja, hogy ez legalább annyira elterjedt az országban, mint a larami és sokkal intenzívebb hegységképző mozgásnak következménye, miért is a mélyebb mezozoikumhoz szorosan simuló alsó-kréta és a viszonylag zavartalan felső-kréta rétegek között földtani és közetfizikai tekintetben is nagyobb a különbség, mint a felső-kréta és a kifejlődésben igen sok tekintetben hasonló eocén rétegek között. Ennek az állításnak geofizikai alátámasztására csak két adat: 1. A felső-kréta képződmények átlagos sűrűsége, fúrómagok adatai alapján, mintegy 0,2 cgs-sel kisebb, mint az idősebb tagoké (l. IV. táblázat). 2. Tomor szerint a nagylengyeli terület geofizikai vizsgálatában mindenütt a triász dolomit bizonyult geofizikai tekintetben alaphegységnek, nem pedig a felső-kréta sorozat.

A földkéreg tagolódása. A földkéreg kétosztatúsága általánosan elfogadott tétel. A két kéregtag határa a Conrad-féle földrengési határfelület. Újabban egyrészt (Tatel és Tuve, [1]) támadják a Conrad-féle felület létezését, másrészt pedig Förtsch [2] vizsgálatai óta a kéreg háromosztatúságáról is szó esik. A legfelső, három-négy kilométer vastag tagozat Förtsch felfogása szerint átalakult (varisztida, kaledonida?) kőzetekből állna az „ősi felszín” felett. Ennek az egységnek alsó határát nevezte Reich „Förtsch-féle felületnek”.

Helyi viszonylatban nem annyira azon múlik a kéreg felosztása, hogy melyik mód a helyes, mint inkább azon, hogy a rendelkezésre álló adatok alapján melyiket lehet végrehajtani. Magyarországon a geofizikai vizsgálatok a Conrad-felületet több esetben kimutatták, a Förtsch-felületet viszont nem találták meg. Eszerint az alábbiakban a kéreg kétosztatúságát vesszük alapul, a két rész közti határfelületnek a Conrad-felületet tekintjük és a két kéregréteg anyagára nézve csak fizikai jellegű feltevéseket teszünk. (Az ún. gránitréteg sűrűsége 2,67 cgs, longitudinális hullámsebessége 5,5 — 5,8 km sec<sup>-1</sup>, az ún. gabbróréteg sűrűsége 3,00 cgs, longitudinális hullámsebessége 6,0—6,5 km sec<sup>-1</sup>).

## 2. A földkéreg felépítése Magyarországon alatt

### A) A kéreg megismerését szolgáló adatanyag

*Geofizikai adatok.* Az izosztatikus vizsgálatok, izosztatikus anomália-meghatározások eredményei a kéregre vonatkozó történelmileg első és ma is igen fontos adatrendszerek.

Magyarország területéről Facsinay és Szilárd [3] ismertettek izosztatikus anomália-térképet. Tanulmányukban az ország Bouguer-anomáliaképe is szerepel és a kettőt összehasonlítva látjuk, hogy nincsen köztük lényeges különbség. Az izosztatikus anomália-képben éppenúgy a viszonylag kismélységű tömeggyenetlenségek tükröződnek, mint a Bouguer-anomáliák esetében. Ez természetes, mert az izosztatikus anomáliák számításánál a szerzőknek nem állt rendelkezésükre megfelelő adatanyag, melynek alapján földtani korrekciót végezhetek volna. Másrészt jelentős felszinközelei hatásokat elfedő izosztatikus anomáliákat az európai szárazföld belsejében amúgy sem várhatunk. Így a magyarországi izosztatikus anomália-kép nem különbözhet lényegesen a Bouguer-anomáliák térképétől. Scheffer és Kántás [4] is megállapítják: „Hogy az izosztatikus egyensúlyi állapot létrejöhesen, a (pozitív) izosztatikus anomáliák által jelzett tömegtöbbletek területeinek... süllyedniök kell... A Dunántúlon ennek éppen az ellenkezője állapítható meg...” Az izosztatikus anomália-kép tehát nem jellemző az országunk alatti kéregrézre.

A geofizikai kutatások történetében a következő lépés a kéreg megismerése felé a földrengésvizsgálat. Minthogy Magyarország, viszonylagos rengésszegénysége miatt, a szeizmológiai kéregkutatásra igen alkalmatlan terület, az első kéregvastagság-meghatározás csak az 1956-os dunaharaszti földrengés alkalmával sikerült (Bisztricsány és Csomor [5]). A kapott kéregvastagság-adatok, a módszer természetéből folyóan, az epicentrum és a  $P_n$ , ill. a  $P_+$  hullám kiegyenlítésére felhasznált állomások között húzott főkörök mentén vett átlagok, így nem a szorosan vett magyar kéregre jellemzők (I. táblázat).

I. táblázat

Hely	Conrad-f. mélysége km	Moho-f. mélysége km	$v_2$ km/sec	$v_3$ km/sec	Szerző, hivatkozás
Délkelet-Európa	20,20	33,00	5,49	6,98	Bisztricsány— Csomor [5]
Csapod (Sopron)	16,6	19,6	5,8	6,0	Gálfi—Stegena [6]
Hajdúszoboszló (Debrecen)	19,5	23,0	5,8	6,0	— „ —
Karád	21,1	—	5,8	6,0	— „ —
Hegyhátmaróc (Pécs)	19,5	24,5	5,8	6,0	— „ —
Szalatnak (Bonyhád)	21,8	28,1	5,8	6,0	— „ —
Haslach	20—22	29—33	5,9	6,5	Förtsch [2]
Helgoland	10,7	27,4	5,6	6,4	Bartels [9]
Kaukázus	20	48 ?	5,6	?	Tvaltvadze [10]
Dél-Németország	19 ?	31 ?	?	?	Reich [11]
Blaubeuren	20	28	5,9	6,5	Reich [12]
Murnau	17—18	30—31	5,5	6,0	Dohr [13]

A természetes rengések kéregszerkezetvizsgálatra való viszonylagos alkalmatlansága miatt az utóbbi években főként mesterséges rengések vizsgálata adott sok új kéregszerkezeti adatot. Magyarországon 1954—



1956 között öt ilyen mélyreflexiós kísérletet végeztek el sikerrel. Ezzel egy ideig Magyarország a kéregvastagság-adatok területi sűrűsége tekintetében az első helyen állt. A mélyreflexiós kísérletek eredményeit Gálfi és Stegena dolgozták fel [6, 7].

Gálfi és Stegena jelentésükhöz nem adtak hibaszámítást. Ezért elvégeztem méréseik hibájának számítását a következő feltevésekkel:

1. A gránitkéreg vastagságát az

$$s_2 = v_2 \left( t_2 - \frac{s_1}{v_1} \right)$$

egyenletből, a gabbróréteget az

$$s_3 = v_2 (t_3 - t_2)$$

egyenletből számítjuk, ahol  $s$  = a rétegvastagság;  $v$  a hullámsebesség a rétegben;  $t$  a hullám átfutási ideje; „1” index az alaphegységfelszín feletti üledékekre; „2” index a gránit-; „3” index a gabbrórétegre vonatkozik.

2. A  $t_{2-3}$  időket a szeizmogramból olvassuk le, ezek értéke 1%-nál kisebb hibával terhelt.

3. Az  $s_1$ ,  $v_1$ ,  $v_{2-3}$  adatok hibáját 10%-nak vettem. A  $v_{2-3}$  adatok esetében az irodalomból ismert sebességértékek egy-két kivétellel beleférnek ebbe az intervallumba (l. I. táblázat).

Számítottam a Mohorovicic-felület

$$m = s_1 + s_2 + s_3$$

képlet szerinti mélységének legvalószínűbb hibáját is.

A hibaszámítás eredményeit a II. táblázat tartalmazza.

II. táblázat

Hely	$s_2$ hibája km	$s_3$ hibája km	$m$ hibája km	$m$ legvalószínűbb értéke km
Csapod	1,63	0,42	1,73	19,6
Hajdúszoboszló	1,88	0,49	1,94	23,0
Karád	2,01	—	—	—
Hegyhátmaróc	1,87	0,66	1,99	24,5
Szalatnak	2,11	0,72	2,24	28,1

Megállapítható, hogy az  $m$ -érték legnagyobb valószínű hibája 2,24 km: az ennél nagyobb kéregvastagság-különbségek valószínűleg tekinthetők. A valószínűleg ennél jobb lehet a helyzet, mert a legnagyobb hibátétel a  $v_2$  érték pontatlan ismerete adja. Az ezzel elkövetett hiba pedig olyan kis kéregrészen, mint Magyarország, rendszeres hiba lehet: így, bár ez a hibátétel a kapott kéregvastagság értékét a véletlen hibánál jobban rontja, az egyes pontok közötti vastagságkülönbségek hibáját viszont csökkenti.

Az I. táblázat adatait összevetve feltűnik, hogy az Európában meghatározott kéregvastagságok, a már majdnem óceáni Helgoland kivételével, mind nagyobbak a legnagyobb (szalatnaki) magyar kéregvastagság-adatnál is. *A geofizikai adatok alapján tehát Magyarország az európai földkéregrésznek az átlagosnál (jóval) vékonyabb területe.*

*Földtani adatok.* A felsorolt geofizikai adatrendszerek mellett földtani eredményeket is tekintetbe kell vennünk. Ezek egyrészt a magyarországi mélyfúrások adatai (alaphegységmélység, üledékvastagságok), másrészt a mélyfúrások kőzetmintáinak sűrűségmeghatározási eredményei. Az előbbieket a kéregfelszín meghatározása, az utóbbiak a gravitációs eredmények értékelése tekintetében szükségesek. Ezeket az adatokat a Kőolajkutató és Feltáró Vállalat hocsátotta rendelkezésemre, amiért e helyen köszönetet mondok.

#### B) A nehézségi rendellenességek és a kéregfelépítés kapcsolata

*A nehézségi többletrendellenesség fogalma.* Az előbbi fejezetben kimutattam, hogy az izosztatikus anomáliák magyarországi viszonylatban nem jellemzők a kéreg szerkezetére és mozgásállapotára. Ezért a gravitációs adatoknak más feldolgozási módját kerestem meg, amely a kéreg felépítésére nézve többet árul el.

A Bouguer szerinti nehézségi rendellenességek onnan származnak, hogy a Föld felépítése eltér a nemzetközi földvonzás-képlet származtatásánál alapul vett homogén öves felépítéstől. Az eltérés részben onnan van, hogy a tengerszint felett a levegőt egyes helyeken kőzet helyettesíti: ezt az eltérést a Bouguer-javítás kiküszöböli. Másrészt a kéreg felső részének 2,67 cgs átlagos sűrűségű anyagát helyről-helyre változó mélységben kisebb sűrűségű fiatal üledékanyag pótolja. Harmadsorban pedig a kéreg alsó felszíne sem sima és az itteni 2,9–3,0 cgs sűrűségű anyagot kisebb vagy nagyobb vastagságban a köpeny felső részének 3,3 cgs körüli sűrűségű anyaga helyettesíti.

Kíséreljük meg a következőkben a kéreg alsó és felső határfelületének színtingadozásából származó nehézségi rendellenességet különválasztani.

Ha a kéreg alsó felszíne sima forgási ellipszoidfelület lenne, akkor a nehézségi rendellenességet tisztán a felső felszín egyenetlenségei szabnák meg. Tegyük fel egyelőre, hogy a felső felszín egyenetlenségeit homogén  $\sigma$  sűrűségű üledékanyag tölti ki. Ebben az esetben a nehézségi rendellenességnek lineárisan kell függenie az alaphegységfelszín és a topográfiai felszín közötti szintkülönbségből. (Ez az állítás pontosan csak akkor igaz, ha a kéreg és a fiatal üledék határfelülete nivófelület, ha azonban ettől nem tér el nagyon hirtelen, állításunk elég jó közelítésben igaz marad).

Állításunk ellenőrzését a következő módon végezhetjük el. Felrakjuk az ország különböző pontjain lemélyített, alaphegységet elért fúrásokban észlelt fiatal üledékvastagságot a fúrásponthoz tartozó Bouguer-rendellenesség függvényében. Ahol kis területre sok fúrás esik (pl. Biharnagybajom), ott a rendellenességet is és a mélységet is átlagolva,

egy pontot viszünk fel. A fentiek szerint a pontoknak egyenes mentén kell elhelyezkedniük, amelynek egyenlete

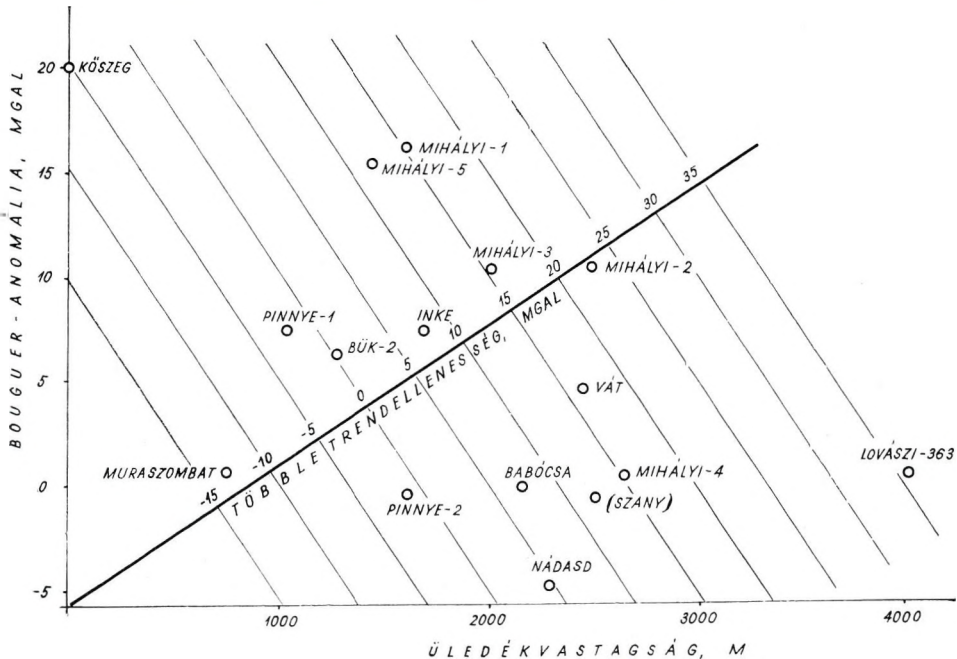
$$g_B = k h + C, \quad (1)$$

ahol az egyenlet baloldalán a Bouguer-rendellenesség értéke áll, a jobb-oldalon  $h$  a fiatal üledékek vastagságát jelenti,  $k$  pedig arányossági tényező, melynek értékére még visszatérünk. — Az így adódó diagramot a Dunántúlra az 1., az Alföldre a 2. ábra mutatja.

Látható, hogy a mérési eredmények egy olyan sávba esnek, amelynek tengelye

$$g_B = 14 h + C. \quad (2)$$

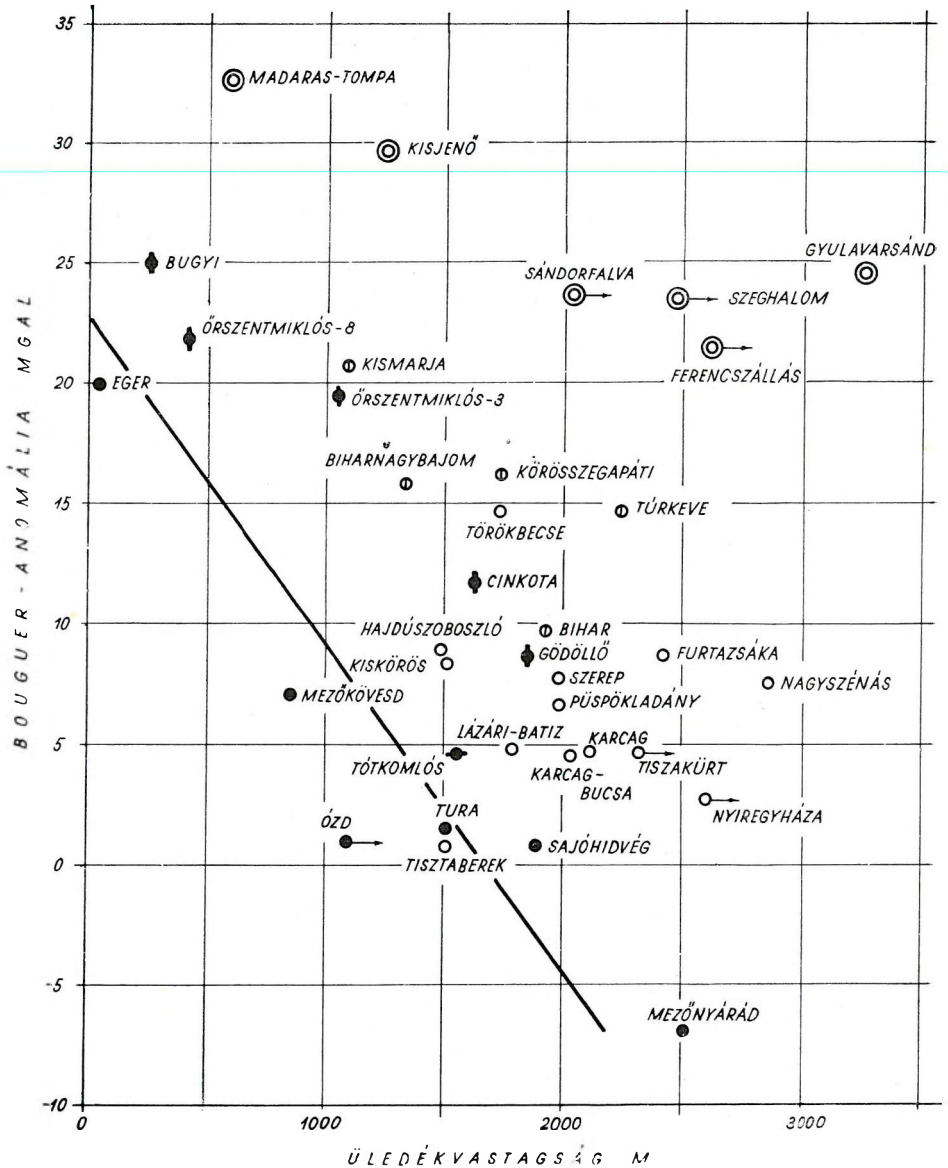
A pontok a tengely két oldalán nagy szórással foglalnak helyet.



1. ábra. A dunántúli mélyfúrásokhoz tartozó Bouguer-anomália és üledékvastagság összefüggése

Behatóbb megtekintésre kitűnik, hogy egy nagyszerkezeti egységre eső fúrások pontjai aránylag kis szórással egy-egy, a (2)-ben megadottal párhuzamos egyenes mentén vannak. Ilyen egyenesen települnek a mihályi szerkezet fúrásai (MI 1—5, Vát; talán Szany is, bár ez nem érte el az alaphegységet), a középhegység tengelyébe eső adatok (az 1. ábrán üres körök), vagy a Bükkalja fúrásai (Eger, Mezőkövesd, Ózd, Sajóhidvég, Mezőnyárád). Ez annyit jelent, hogy az egyes fent említett szerkezeti egységeken belül a nehézségi rendellenesség a fiatal üledékvastagság függvénye.

Vizsgáljuk meg, hogy a (2) egyenletben szereplő arányossági tényező értékét le tudjuk-e vezetni abból az állításból, hogy a Bouguer-rendellenesség a fiatal üledékvastagságtól függ?



2. ábra. A dunáninneni mélyfúrásokhoz tartozó Bouguer-anomália és üledékvastagság összefüggése



Ha a kéreg felett elhelyezkedő fiatal üledéksorozatot a Bouguer-féle javítás elve szerint végtelen lemezzel helyettesítjük, akkor a fiatal üledékek okozta nehézségi hatás

$$g_B = 41,9 (2,67 - \sigma) h, \quad (3)$$

ahol 41,9 a Bouguer-féle javítás együtthatója km/mgal egységben;  $\sigma$  a fiatal üledékek átlagos sűrűsége;  $h$  pedig a fiatal üledékek vastagsága km-ben.

A fiatal üledékek átlagos sűrűségére nézve a III. táblázat ad felvilágosítást. Az ott ismertetett mélyfúrások rétegsorának átlagos sűrűségét úgy számoltuk, hogy a Kőolajipari Tröszt Laboratóriuma által meghatározott sűrűségeket az egyes rétegtani egységekre nézve közepeltük, majd a fúrási rétegsor átlagsűrűségét mint az egyes rétegtani egységek sűrűségének az egység vastagságával súlyozott átlagát számoltuk ki. A táblázat szerint  $\sigma$  legvalószínűbb értéke 2,23.

III. táblázat

Fúrás	Sűrűség cgs	Fúrás	Sűrűség cgs
Görgeteg Babócsa-11	2,28	Pinnye-2	2,01
Buzsák-13	2,36	Hídvég-2	2,21
Bajcsa-1	2,32	Furtazsáka-1	2,26
Tótkomlós	2,27	Tóalmás-1	2,20
Jászberény	2,18	Cinkota-3	2,22
Emőd-1	2,21	Karcag—Bucsa-1	21,3

Az ezen értékkel számított együttható (3)-ban 18,4, azaz elég jó egyezést mutat a (2) egyenletben empirikusan nyert együtthatóval. Az eltérés főoka az lehet, hogy a Bouguer-féle végtelen lemezes közelítés a mi esetünkben nem a legjobban felel meg, de ennél pontosabb közelítést a megfelelő adatok hiánya miatt nem lehet végezni.

Vegyük most már szemügyre, hogy mi okozza az egyes szerkezeti egységek pontjainak az 1 és 2. ábrában látható elrendeződését? Nyilvánvalóan az, hogy a fiatal üledékek okozta nehézségi rendellenességre valami más okra visszavezethető nehézségi rendellenesség rakódik rá. Ezt a továbbiakban *többletrendszenesség*nek fogom nevezni. Ennek a rendellenességnek oka nem lehet a domborzat egyenetlensége, egyrészt, mivel ezt a Bouguer-korrekcióval már eleve kiküszöböljük, másrészt mivel — teszem azt a Dunántúli Magyar Középhegység csapásába eső fúrások pontjait tekintve — a pontok helyzete nem függ az észlelési hely szintmagasságától. Kézenfekvő tehát ezt a többletrendszenességet a kéreg alsó határának színtingadozásaira visszavezetni: egyrészt azért, mivel a kéreg alsó határánál mélyebben fekvő rétegeket az eddigi vizsgálatok alapján homogén öves felépítésűnek ismertük meg, másrészt, mivel a többletrendszenesség egy-egy maximum- vagy minimum-vonulatnak (Kisalföld—Középhegység—Görgeteg—Igal—Mecsek) szélessége mintegy 50 km, amiért is feltehető, hogy az azt létrehozó ható tömeg felszínalatti mélysége is ebbe a nagyságrendbe esik.

Mielőtt a fenti kvalitatív megfontolásról a többletrendellenesség behatóbb vizsgálatára térnénk, szükséges ezt a fogalmat mennyiségileg is definiálnunk. Ha az azonos szerkezeti egységhez tartozó pontokat összekötő egyenest a  $\Delta g$ -tengelyig meghosszabbítjuk, megkapjuk a zérus üledékvastagsághoz tartozó nehézségi rendellenességet. Ez teljes egészében többletrendellenesség. Ez az érték, mint látjuk, szerkezetről szerkezetre más. Az egyes szerkezeti egységek tengelyeinek  $\Delta g$ -tengelymetszetei közötti, millialokban vett  $\Delta g$ -különbséget nevezzük ezentúl többletrendellenességnek, és referenciatengelynek (zérus többletrendellenességű tengelynek) önkényesen a Középhegység-vonulat tengelyét vesszük.

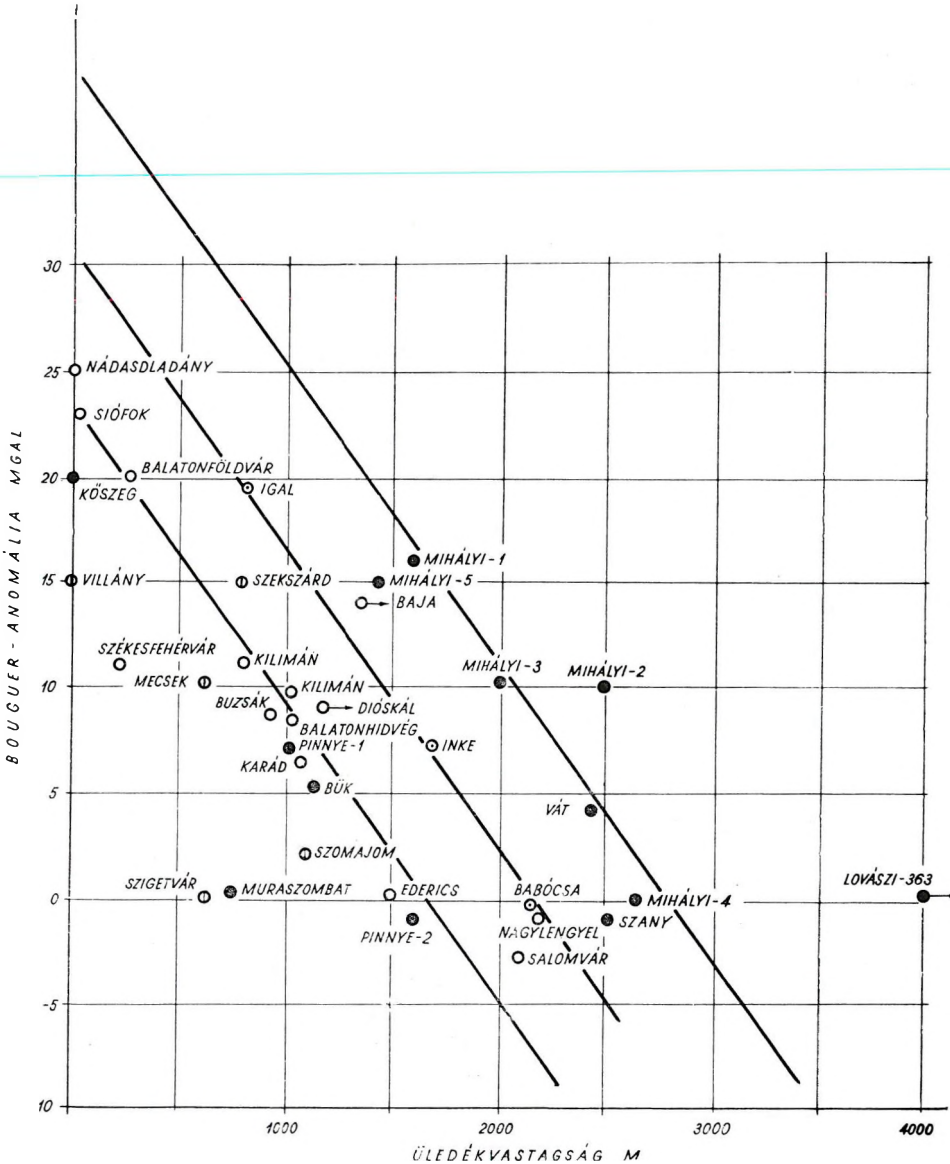
Látható, hogy vannak az ábrában az egyes szerkezet-tengelyektől igen távoleső pontok is (L-363). Az ezekhez tartozó többletrendellenességet úgy nyerjük, hogy rajtuk keresztül a (3) egyenletben megadott egyenessel párhuzamosot húzunk. Ennek az egyenesnek a  $\Delta g$ -tengelymetszete és a referenciatengely (Középhegység-tengely)  $\Delta g$ -tengelymetszete közti különbség adja a pontra vonatkozó többletrendellenességet.

Hogy az alsó kéregfelszín mélysége és a többletrendellenesség között van-e valószínűleg tekinthető összefüggés, azt a többletrendellenesség és a Gálfi—Stegena-féle kéregvastagság-adatok összevetése révén remélhetjük ellenőrizni. Ezt úgy tehetjük, hogy az egyes mélyreflexiók mérések robbantópontjaihoz tartozó többletrendellenességet és a kéregvastagságot egymás függvényében diagramban ábrázoljuk. Ha az összefüggés fennáll, a két mennyiség között lineáris kapcsolatnak kell lennie.

IV. táblázat

Fúrás	Sűrűség	Kőzet
Hídvég-1	2,72	kloritkvarcit
Hídvég-2	2,65	"
Pinnye-1	2,60	csillámpala
Pinnye-2	2,74	"
GB-7	2,66	"
-8	2,58	"
	2,77	"
-9	2,52	"
-10	2,68	"
-11	2,70	"
Jászberény-1	2,63	epimetamorf k.
Triász minták átlaga	2,66	
	átlag:	
Nagylengyel	2,67	
átlagos	2,52	inoceramuszos
értékek	2,60	márga, hippuritás
	2,54	mészkö, grifeás
Törtel-5	2,43	márga
-6	2,31	felső-kréta
Kaba-1	2,41	" ?
	átlag:	
	2,47	

Előrebocsátjuk, hogy a fenti lineáris kapcsolat megléte a mély-reflexiós adatok kis száma miatt nem tekinthető felfogásunk teljes bizonyítékának: csak annyit állapíthatunk meg, hogy ha a feltevésünk



3. ábra. A többletrendszenység és a mélyreflexiós kísérletekből meghatározott kéregvastagság összefüggése

erre a négy pontra teljesül, akkor ezek az adatok felfogásunknak *nem mondanak ellent*.

A kérdéses diagramot a 3. ábrában láthatjuk, a feltételezett linearitás elég jól teljesül.

*Az izosztatikus egyensúly kérdése.* Kérdés, hogy a többletrendellenességek mennyire befolyásolják az ország izosztatikus egyensúlyi helyzetét? Erre a kérdésre úgy kaphatunk választ, hogy 40 km kompenzációs mélységet feltételezve, a Gálfi—Stegena-féle adatokkal kiszámítjuk a kompenzációs felületre ható nyomást. Az üledékek sűrűségét szeizmikus sebességükkel arányosnak véve, valamint a gránitréteg sűrűségét 2,67 CGS-nek, a gabbroréteget 3,0 CGS-nek, az alattuk elterülő kőzetekét pedig 3,3 CGS-nek feltételezve 40 km mélységre az alábbi nyomásértékeket kapjuk:

V. táblázat

Hely	Nyomás atm
Csapod	11,932
Hajdúszoboszló	11,887
Hegyhátmaróc	11,805
Szalatnak	11,735

Ezek az adatok egymástól mindössze 1%-ban térnek el; ez az eltérés a felhasznált adatok pontatlanságával is magyarázható. Mindezek szerint a *magyarországi földkéreg* a fenti néhány adat alapján *izosztatikus egyensúlyban látszik lenni*.

A kevésszámú adaton alapuló kvantitatív meg gondolásnál sokkal meggyőzőbb kvalitatív képet nyerhetünk, ha meg gondoljuk, hogy adataink szerint a kéreg alsó határa ott emelkedik fel, ahol a felső széle a fiatal üledékek alatt a mélybe süllyed és fordítva. Ez a tény az izosztázia elvével teljes összhangban van. Az izosztatikus egyensúly fennállására vall egyébként az izosztatikus és Bouguer-anomáliák nagyfokú és részletekre is kiterjedő hasonlósága is.

Az elég nagy intervallumban változó kéregvastagság és az ennek ellenére fennálló izosztatikus egyensúly arra mutat, hogy *Magyarország területén az izosztatikus kompenzáció viszonylag kis területen belül érvényesül: csaknem lokálisnak nevezhető*.

### C) A magyarországi kéregrész domborzatának leírása a többletrendellenességi adatok alapján

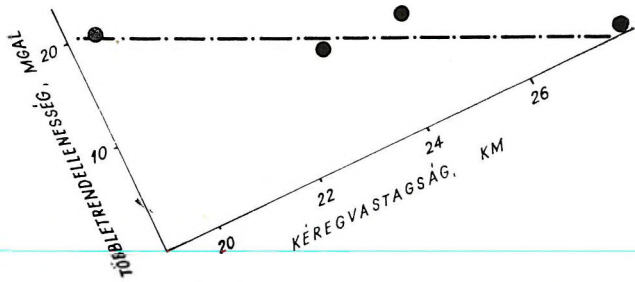
Adataink alapján meg lehetne kísérelni az ország többlet-anomália-térképének megszerkesztését, amely a fentiek szerint a kéregvastagság térképeként is felfogható. Hogy ez lehetséges, azt oly módon illusztráljuk, hogy bemutatjuk az ország nyugati széléről szerkesztett térképrészletet (4. és 5. ábra). Az itt végighúzódo többlet-trendellenességi boltozat aránylag egyszerű szerkezetű, így kevés pontból szerkeszthető volt. Az ország

többi részeire azonban az ilyen térkép megszerkesztése a szerkezetek bonyolultabb volta és az adatok kisebb száma miatt még korainak tűnik. Ezért megelégszünk a többi országrész áttekintő szóbeli leírásával.

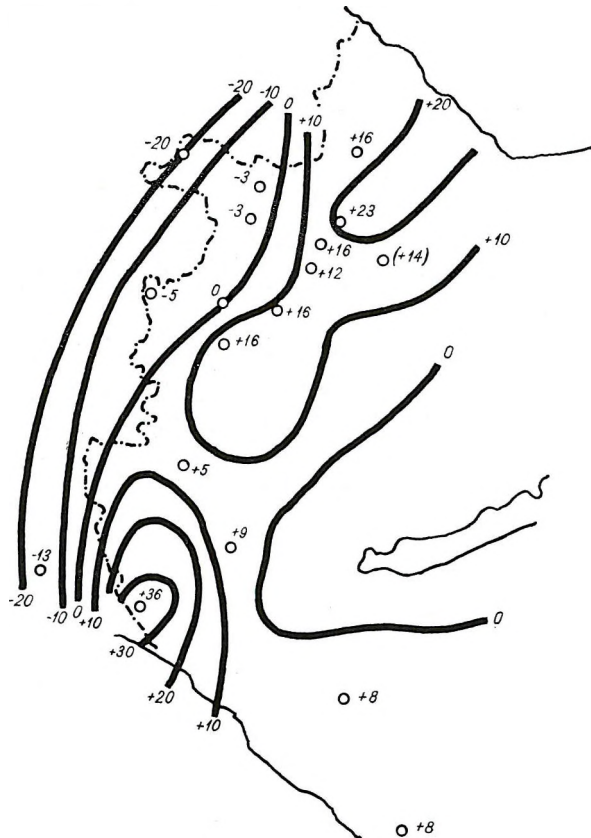
Dunántúl a legnagyobb kéregvastagság két vonulata a Középhegység, ill. a Mecsekhegység és távolabbi környéke (alapjával az országhatáron nyugvó, Szigetvár—Kaposvár—Szekszárd—Mohács csúcsháromszög). Ezek közül a Mecsekhegység a vastagabb kérgű, É-i szélén a szalatnaki, eddigi legnagyobb, 27—28 km-es kéregvastagság-adattal. A Mecsekhegység és a Középhegység között az Inke-Igal vonulat a választóvonal, ez nyugaton dél felé hajlik és Babócsa környékén éri el az országhatárt.

Nyugaton az országhatárral csaknem párhuzamosan húzódó vékony kéregrészt, a csapodi 20 km-es, Európában eddig legkisebb kéregvastagság adattal, élesen elüt a szomszédos Alpok 35—40 km vastagra becsült kérgétől. A kettő közötti átmenet Sopron, Kőszeg és Muraszombat vonalában látható. *Kéregszerkezeti tekintetben az Alpok a magyar medence szélén élesen elvégződnek és nem folytatódnak a magyar terület alatt.*

A nyugati határral



4. ábra. Többletrendellenesség-kiolvasó diagram az ország nyugati szélén elhelyezkedő mélyfúrásokra



5. ábra. A 4. ábra többletrendellenességi adatai alapján szerkesztett térkép. A többletrendellenesség pozitív értékei vékony kéregnek, negatív értékei vastag kéregnek felelnek meg



párhuzamosan futó vonulat legérdekesebb része a lovászi környéki rész. Adataink itt még a soproninál is vékonyabb kérget jeleznek: az itteni 4000 m-t meghaladó fiatal üledékvastagság az izosztázia elve alapján ugyancsak a kéreg erős elvékonyodását követeli.

A dunáninnyi területen a pestkörnyéki fúrások tanúsága szerint folytatódik a Középhegység vastagabb kéregvonulata. A Bükkhegység területén és annak északi-déli előterében, a vastagság a dunántúli értéket eléri, sőt meg is haladja.

Ezzel szemben a mecsekhegységi vastagabb kéreg a Duna vonalában elvékonyodik és bár a Madaras—Tompai vonulatban az alaphegység mindössze 5—600 m-re van a felszín alatt, ez a rész Sándorfalvát, Ferencszállást, és Szeghalmot, valamint a romániai Kisjenőt és Gyulavarsándot magában foglaló területtel együtt a mihályi szerkezetnél is vékonyabb), a lovászi területével összemérhető vékonyságú kérget sejtet.

Az Alföld keleti szélén húzódó kristályos vonulat (Kismarja, Bihar-nagybajom, Körösszegapáti, Túrkeve, Szerep, Püspökladány; Bihar Romániában) a mihályi szerkezetéhez hasonló elég vékony kérget mutat. — A középhegységinél csak kicsivel vékonyabb kérget találunk a Tiszta-berek—Nyíregyháza—Hajdúszoboszló—Kiskőrös vonulatban.

Ha a fent elmondottakat összevetjük Kertai [15] posztszarmata rétegvastagság-térképével, kitűnik, hogy a vastagabb kéregrészekben a fiatal üledéktakaró csaknem mindenütt igen vékony, vagy egészen hiányzik és hogy a fiatal üledéktakaró vastagsága a kéreg vastagságával nagyjából fordítva arányos. Ebből is látszik, hogy a *kéregvastagsági viszonyoknak a fiatal üledékképződésre döntő hatásuk volt az ország területén.*

### 3. A magyarországi földkéregész mozgékonyviszonyai

A magyar földkéregész csekély mozgékonyviszonyát az Alpok nagyobb mozgékonyviszonyával szokás szembeállítani. Vadász [16] megállapítja, hogy a triász időszakban az Alpok üledékvastagsága a magyarországinak mintegy háromszorosa. Felhívja a figyelmet arra is, hogy a pannóniai gyors süllyedés sebességben a triászbelinek negyvenszerese is lehet.

Részletesebben Kraus [17] alpi, és a kőolajkutató mélyfúrások és földtani felvételek magyarországi adatai alapján a 6. ábrában állítottam össze a két terület üledékvastagságainak arányát. Az üledékvastagság — hacsak nem emelkedő területről van szó — a mozgékonyviszonyokkal többé-kevésbé arányosnak vehető. A pannonkori adatokat éppen azért nem vettem fel, mert itt a magyar terület süllyedésével az Alpok pontosan nem ismert mértékű emelkedése állt szemben.

A diagramból látszik, hogy Magyarországot a mezozoikumban aránylag kis mozgékonyviszony jellemezte. (Ebben láthatjuk a Tisia-elmélet gyökerét.)

A fordulópont a kainozoikumban, közelebbről a miocén korban következett be. Ettől kezdve a magyar terület mozgékonyviszonya az Alpokéval egyenértékű.

A mozgásban bekövetkező változást a fizika szerint vagy a mozgást okozó erő nagyságában, vagy az anyag ellenállásában bekövetkező vál-

tozás indokolhatja. Az erő jelen esetben a kéregben ható tektonikus erő, az anyagi ellenhatás pedig a kéreg szilárdsága. A változást tehát ennek a kettőnek vagy egyiküknek a megváltozása hozhatta létre.

A kéregre ható tektonikus erő megváltozása aligha okozhatta a mozgékonyosság ilyen megnövekedését: hiszen a miocén-pliocén korban már kicsengőben voltak azok az alpi hegységképző erők, amelyek a magyarországi kérget csak erejük tetőpontján (a kréta időszakban) tudták nagyobb megmozdulásra bírni. Kézenfekvő tehát az okot a kéreg szilárdsági változásában keresnünk.

A szerkezeti földtanban és a tektonofizikában a kéreg gyöngeségének fontos ismervéül jelölik meg az erős vulkáni-szubvulkáni tevékenységet. Magyarország földtörténete során a miocénben került először sor nagyszabású vulkáni-szubvulkáni tevékenységre. Ezt a tevékenységet az eocén-oligocén korban előzte meg kisebbmértvű magmás tevékenység. A mozgékonyosság megnövekedése tehát egybeesik az erőteljes magmás tevékenységgel.

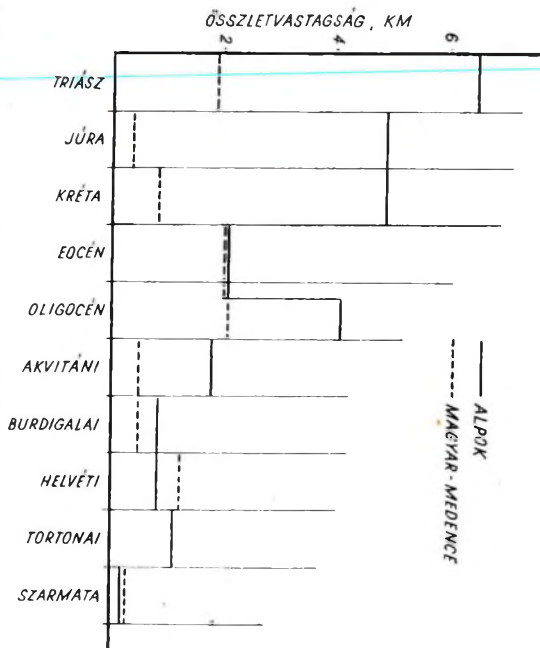
A miocén és az azt megelőző kezdeti eocén-oligocén vulkánosságot erős töréses — legnagyobb részben diszjunktív jellegű — szerkezetalakulás kísérte. Ez oka is, okozata is lehet a kéreg meggyöngyülésének.

Jelenleg — mint említettem — a kéreg az izosztatikus egyensúly állapotát jól megközelíti.

Ennek ismeretében a miocéntől máig terjedő szintváltozásokat háromféleképpen lehet magyarázni:

1. A miocén magmás tevékenység az izosztatikus egyensúlyban levő kérget kibillentette az egyensúlyi helyzetből, amennyiben a magmaömlések következtében meggyengült a kérget alulról megtámasztó nyomás és a kiömlött anyag megterhelte az eladdig terheletlen felszínt. Ennek révén kezdetben gyors, majd lassuló mozgásnak kellett létrejönnie, melynek teljes lecsillapodását késleltette a medencében felhalmozódó üledéksorozat okozta további megterhelés.

2. A miocén magmás tevékenységet létrehozó tektonikus erők a miocén vége felé és azután is tovább hatottak, egészen máig, és a terület egészében véve lassú, időnként meggyorsuló vetemedését okozták.



6. ábra. Az Alpok és a Magyar Medence legnagyobb üledékvastagságainak összehasonlítása Kraus alpi és a Köolajipari Tröszt magyarországi adatai alapján

A kialakult medencébe gyűlő üledékanyag szerepét ugyanolyannak tekinthetjük, mint az előző esetben.

3. Elképzelhető a tiszta izosztatikus süllyedés és a tiszta epirogenetikus-tektonikus süllyedés közti mindenféle átmenet is.

A fenti lehetőségek között ismereteink mai állása mellett még nem lehet biztosan választani. A legvalószínűbbnek azonban az első eset tűnik, mégpedig a következő megfontolás alapján:

A középső-miocénben indult és máig tartó süllyedés változó mértékű de végig egyazon irányzatú volt és maradt. A süllyedés mértékét is inkább egyenletes lassulás, mint szapura ingadozás jellemzi. Ha most ez a folyamat tektonikus feszültségek eredménye lenne, akkor ezalatt az idő alatt végig egyazon értelmű tektonikus erőhatások nyomait kellene találnunk. Ezzel szemben a középső miocén diszjunktív mozgások után a pannóniai korban erős kompresszív mozgásokat ismerünk (Mecsek-hegység), majd ezek nyomán ismét legalább egy diszjunktív szakasz következett, a hegységek és medencék pannóniai üledékeit elmetező szegélyvetődésekkel. Mindezek alapján a miocén-posztmiocén medencealakulás tisztán tektonikus eredete kétségbevonható.

Végeredményül tehát azt állapíthatjuk meg, hogy a magyarországi kéreg fiatal fejlődésmenetét a középső-miocén vulkáni tevékenységgel kapcsolatos nagyfokú kéreggyöngülés és az azt követő izosztatikus kiegyenlítődés jellemezte; az utóbbinak sebességét az alpi-kárpáti övkeretben fellépő tektonikus feszültségek kisebb mértékben befolyásolhatták.

Ezen az összképen belül feltűnő az ország keleti és nyugati részének szembenállása. Kertai poszt-szarmata vastagságtérképéből [15] területmérés útján azt kapjuk, hogy az észak-déli Dunaszakasztól keletre eső országrészek a terület 64%-át borítja 1000 m-nél vastagabb poszt-szarmata üledék: a nyugati országrészek a megfelelő arány 40%. 2000 m-nél vastagabb poszt-szarmata üledék fedi a keleti rész 30%-át, ill. a nyugati rész 18%-át. 3000 m-nél vastagabb poszt-szarmata üledék a keleti rész 10%-án, a nyugati résznek csupán 2%-án található. — A két területrésznek a Duna mentén való elhatárolását indokolja az, hogy a rétegvastagságok szintvonalai a Dunát elérve többnyire azzal párhuzamos irányba fordulnak, vagyis a Dunánál rétegvastagság-lépcső van. Hasonló, talán még jobban kifejlődött lépcső látható a Duna—Tisza, közének középvonalában: ennek a lépcsőnek északi része kissé kelet felé tolódott.

### Ö s s z e f o g l a l á s

A földtani és geofizikai együttes vizsgálati eredmények az alábbiakban összegezhetők.

1. A mélyfúrás adatok tekintetbevételével a gravitációs hálózatos felmérés olyan átértékelését végezhetjük el, amely közvetlenül a földkéregnek az illető terület alatti felépítésére ad felvilágosítást. Ez a módszer regionális jellege miatt igen jól egészíti ki a szeizmikus kéregvastagság-mérés pontszerű eredményeket adó módszerét.



2. A többletrendszenesség adatok az ország egész területére megerősítik azt a szeizmikus úton néhány ponton nyert megismerést, hogy a magyarországi kéreg az európai átlagnál néhány km-rel vékonyabb.

3. Magyarország területén kis területre kiterjedő, csaknem lokálisnak mondható izosztatikus kompenzáció látszik fennállni.

4. A Magyar medence neogén fejlődésmenetét a középső-miocén vulkánosság nyomán bekövetkezett izosztatikus kiegyenlítődési törekvés szabta meg. Ennek következtében az elvékonyodott kéregrészek lesüllyedtek, a vastagabbak kiemelkedtek, illetőleg magasabban maradtak. Az üledékösszletek nagyobb vastagsága a vékonyabb kéregrészek fölött alakult ki. Erre az alapfolyamatra rakódtak rá az alp-kárpáti övkeret szerkezeti mozgásai, valamint Dél-Európa általános kiemelkedése.

#### I R O D A L O M

1. *Tatel, H. E., Tuve, M. A.*: Seismic exploration of a continental crust. Crust of the Earth, Arie Poldervaart, Editor, Geological Society of America Special Paper 62, 1955.
2. *Förtsch, O.*: Analyse der seismischen Registrierungen der Grosssprengungen bei Haslach im Schwarzwald am 8. April. 1948., Geol. Jahrb. 66, 1952.
3. *Facsinay L. és Szilárd J.*: A magyar országos gravitációs alaphálózat. Geofizikai Közlemények, V. 2. 1956.
4. *Scheffer V. és Kántás K.*: A Dunántúl regionális geofizikája. Földtani Közlöny, LXXIX, 1—4. 1949.
5. *Bisztricsány E. és Csomor D.*: Az 1956. január 12-i földrengés. Geofizikai Közlemények, VI. 1—2. 1957.
6. *Gálfi J. és Stegena L.*: Szeizmikus reflexiós méréssel meghatározott néhány adat a földkéreg magyarországi részéről. Geofizikai Közlemények, VI. 1—2. 1957.
7. *Gálfi J. és Stegena L.*: Tiefenreflexionsversuche in Ungarn zum Studium der kontinentalen Aufbauung. Geologische Rundschau, 64. 1. 1957.
8. *Bederke, E.*: Zur Geologie und Geophysik der Tiefen. Geologische Rundschau, 64. 1. 1957.
9. *Bartels, J.*: Wissenschaftliche Ergebnisse der geophysikalischen Beobachtungen der Sprengung auf Helgoland, Geol. Jahrbuch, 64. 1950.
10. *Tvaltvadze, G.*: Sztrojenije zemnoj korü v verchneyj Kartli. Szooobszenija Ak. Nauk Gruzinszkoj SzSzR, XI. 8. 1950.
11. *Reich, H.*: In Süddeutschland seismisch ermittelte tiefe Grenzflächen. Geologische Rundschau, 64. 1. 1957.
12. *Reich, H.*: Über seismische Beobachtungen der PRAKLA . . , Zeitschrift d. d. geol. Ges., 104. 1. 1952.
13. *Dohr, G.*: Ein Beitrag der Reflexionsseismik zur Erforschung des tieferen Untergrundes. Geologische Rundschau, 64. 1. 1957.
14. *Egyed L.*: A Föld fizikája. Általános Geofizika. Akadémiai kiadó. Budapest, 1957.
15. *Kertai Gy.*: A magyarországi medencék és a köolajtelepek szerkezete a köolajkutatás eredményei alapján. Földtani Közlöny, LXXXVII, 4. 1957.
16. *Vadász E.*: Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata. MTA. Műszaki Tud. Oszt. Közl. XIV. 1—3. 1954.
17. *Kraus, E.*: Baugeschichte der Alpen. Akademie Verlag. Berlin, 1951.



L. EGYED—L. STEGENA

## ON THE PHYSICAL FOUNDATION OF THE EARTH'S EXPANSION

Author's earlier investigations led to the conclusion that the Earth is expanding with a radius increase of about 0,4 to 0,8 mm/year. The same conclusion can be drawn from the *Ramsey* theory applying to it the results of Dirac-Gilbert. Using the density values of *Bullen* it is proved that the most probable rate of radius-increase computed on the results of *Gilbert* and *Ramsey* is at least 0,3 mm/year and its upper limit depends on the density jump at the boundary of the inner core.

Moreover it can be shown that the density on the boundary of the inner core is less than  $18 \text{ gcm}^{-3}$  and its most probable value is between 15 and 17  $\text{gcm}^{-3}$ .

## A FÖLD TÁGULÁSÁNAK FIZIKAI MEGALAPOZÁSÁHOZ EGYED LÁSZLÓ ÉS STEGENA LAJOS

Az elmúlt évek során végzett vizsgálataink [1, 2, 3, 4] arra a megállapításra vezettek, hogy a földtörténet folyamán reálisnak látszik a Föld sugarának átlagosan 0,4—0,8 mm-es évi növekedése, s hogy a Föld felszínén és belsejében lejátszódó események energiaforrása a tágulásra vezethető vissza.

Annak a földmodellnek, amely a tágulás mechanizmusát biztosítja, a lényege a következő: a Föld köpenye, külső és belső magja ugyanannak a szilikátos anyagösszességnek három különböző módosulatát jelenti. E módosulatok azonban nem állandók, hanem a belső mag anyaga állandó átalakulásban van a maghéj állapotába, a maghéj anyaga pedig folyamatosan a köpeny anyagába alakul át.

E fázisátmenetek magyarázatát először egy hosszú felezési idejű, nem stabil ultranagynyomású anyag feltételezésével kíséreltük meg. Ennek lehetőségére egyes *Bridgman*-féle kísérletek adtak biztatást.

Nehézséget jelentett azonban az, hogy a fázisátmenet csak határfelületeken jön létre s a határfelületek igen élesek.

Kimutatható volt az is, hogy az átalakulásnál egy molekulára eső energiefel szabadulás 18 eV körül van, ami igen közel esik ahhoz az értékhez, amely szükséges a fémes átmenet (*Ramsey* [5]) létrejöttéhez.

Miután *Ramsey* a fémes állapotba való átmenetről azt mutatta ki, hogy elsősorban nyomásfüggő, a különböző állapotoknak egymásba való átmenete s így a Föld térfogatnövekedése is következik a *Ramsey*-féle

eredményekből, ha a nyomás a Föld belsejében valamilyen ok miatt állandó csökkenést mutat. E nyomáscsökkenés azonban csakis a gyorsulás értékének csökkenésével volna elképzelhető.

A nehézségi gyorsulás csökkenésére egy lehetőség volna, mégpedig a Dirac-féle hipotézis felhasználása.

Dirac [6] régebbi vizsgálatai során arra a következtetésre jutott, hogy a gravitációs együttható a valóságban nem állandó, hanem az idővel fordítva arányosan változik. A bizonyításnál alkalmazott módszere azonban nem állta ki a kritikát s ennek következtében ilyen irányú eredményeit a fizikusok általában nem fogadták el.

Dirachoz azonban csatlakoztak P. Jordan [7] és E. A. Milne [8] és olyan térmodelleket alkalmaztak, amelyekben egyes fizikai állandókat az időben változóknak tételeztek fel. Az ő eredményeiket is általában gyanakvással fogadták. Általánosságban az a vélemény alakult ki, hogy egy változó gravitációs „állandó” alapján felépített tömegvonzási elmélet az általános relativitás elméletének területén kívül esik. Nemrég azonban C. Gilbert [9] kimutatta, hogy nem ez a helyzet, mert az általános relativitás elveiből természetesnek látszó feltételezés mellett levezethető az a megállapítás, hogy a gravitációs együttható az idővel valóban fordítottan arányos. Sőt a gravitációs együttható mai értékéből meghatározta az „univerzum” életkorát is és eredményül  $4,1 \cdot 10^9$  évet kapott, jó egyezésben azokkal az adatokkal, amelyeket a Földre vonatkozólag radioaktív módszerekkel megállapítottak.

Ha a Ramsey-féle elmélet helyességéből indulunk ki és azt egybevetjük a Gilbert—Dirac-féle eredménnyel, akkor belőle azt a következtetést kell levonnunk, hogy a Gutenberg—Wiechert törésfelület helyzete nem állandó, hanem az időben állandóan befelé vándorol. A felület befelé vándorlásával a felületen kívül került anyag sűrűségének csökkennie kell, tehát a Föld átlagsűrűsége állandóan csökken. Ez viszont egyértelmű azzal a megállapítással, hogy a Föld térfogata állandóan növekszik, a Föld lágul.

Felvetődik a kérdés, vajon a Gilbert—Dirac eredmény alapján nem lehetne-e meghatározni a Föld évi sugárnövekedését.

Az alábbiakban be óhajtjuk bizonyítani, hogy a Dirac—Gilbert—Ramsey-féle eredményekből adódó térfogatnövekedés nagyságrendje egyezik a földtani és geofizikai megfigyelésekből levezetett sugárnövekedés mértékével.

Ha a gravitációs együttható az időben változik és a sűrűséget Ramsey elképzelésének megfelelően a nyomás határozza meg, akkor  $dt$  idő elteltével a  $g$  értéke is és a sűrűség értéke is megcsökken.

Jelöljük  $dt$  idő után a földsugár valamely pontján a sűrűség csökkenését  $\varepsilon$ -nal, a gyorsulás csökkenését  $\eta$ -val, akkor a kritikus felületen a  $p_1$  nyomás ugyanaz marad, csupán a kritikus felület került  $\lambda_1$ -gyel lejjebb s a föléje került anyag sűrűség-csökkenése hoz létre  $dR_1$  sugárnövekedést. Felírható tehát a

$$p_1 = \int_0^h \sigma g \, dx = \int_0^h (\sigma - \varepsilon) (g - \eta) \, dx + \sigma_1 g_1 \beta_1 \quad \text{összefüggés,}$$

ahol  $\beta_1 = \lambda_1 + dR_1$ .

Ez az egyenlet azonban így is felírható:

$$\sigma_1 g_1 \beta_1 = \int_0^h \eta \sigma \, dx + \int_0^h \varepsilon g \, dx. \tag{1}$$

Azonban a Dirac—Gilbert eredmény felhasználásával

$$\eta = - \frac{\partial g}{\partial t} dt - \frac{\partial g}{\partial r} dr.$$

Azonban  $\frac{\partial g}{\partial t} = - \frac{g}{t}$  és  $\frac{\partial g}{\partial r} = - \frac{2g}{r}$ .

Miután pedig  $dr = \frac{R^2}{r^2} (dR_1 + dR^*)$ ,

ahol  $dR_1$  jelenti a kritikus felület süllyedéséből,  $dR^*$  pedig a kritikus felület alatti hatásokból származó sugárnövekedést és  $r = R - x$ , következik, hogy

$$\eta = \frac{g}{t} dt + \frac{2g}{r} \cdot \frac{R^2}{r^2} (dR_1 + dR^*).$$

Ezért

$$\begin{aligned} \int_0^h \eta \sigma \, dx &= \frac{dt}{t} \int_0^h \sigma g \, dx + 2 (dR_1 + dR^*) \int_0^h \frac{g \sigma}{\rho} \cdot \frac{R^2}{\rho^2} \, dx = \\ &= \frac{\rho_1}{t} dt + k_1 (dR_1 + dR^*). \end{aligned} \tag{2}$$

Ha viszont a sűrűséget a nyomás határozza meg és a régi nyomásfüggvényt  $\sigma(x)$ -szel, az újat  $\bar{\sigma}(x)$ -szel jelöljük, akkor mint a mellékelt ábrából látható

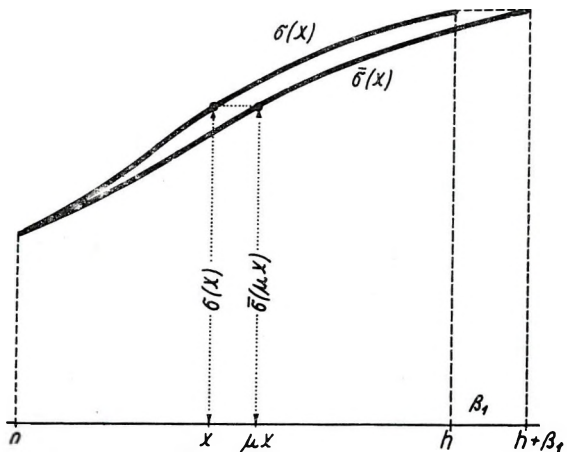
$$\sigma(\mu x) = \sigma(x) \text{ és } h + \beta_1 = \mu h$$

azaz

$$\mu = 1 + \frac{\beta_1}{h}.$$

Ennek alapján

$$\varepsilon = \sigma(x) - \bar{\sigma}(x) = \frac{\partial \sigma}{\partial x} \cdot \frac{\beta_1}{h} x.$$



1. ábra.

Behelyettesítve:

$$\begin{aligned} \int_0^h \varepsilon g dx &= \frac{\beta_1}{h} \int_0^h \frac{\partial \sigma}{\partial x} x g dx \\ &= \sigma_1 g_1 \beta_1 - \frac{p_1}{h} \beta_1. \end{aligned} \quad (3)$$

Ha a (2) és (3) integrálértékeket beírjuk az (1)-be, akkor  $dt = 1$  év esetében a mag határára a következő feltételt kapjuk:

$$\frac{p_1}{h} \beta_1 - k_1 (dR_1 + dR^*) = \frac{p_1}{t}. \quad (4)$$

A fenti elgondolást a belső mag határára mint második fázisátmenetre is alkalmazhatjuk.

Ekkor

$$p_2 - p_1 = \int_{h+\lambda_1}^{H+\lambda_1} \sigma g dx - \int_{h+\lambda_1}^{H+\lambda_1} \varepsilon g dx - \int_{h+\lambda_1}^{H+\lambda_1} \eta \sigma dx + \beta_2 \sigma_1^i g_2, \quad (5)$$

ahol

$$\sigma_2 = \sigma(h + 0)$$

$$\sigma_1^i = \sigma(H - 0)$$

$$\sigma_2^i = \sigma(H + 0), \text{ ha } \sigma(x) \text{ a sűrűséget jelenti } x \text{ mélységben,}$$

és

$$\beta_2 = \lambda_2 + dR_{\lambda_2}^c + dR_{\lambda_1}^c.$$

$\lambda_2$  jelenti a második kritikus nyomásszint süllyedését a magban beálló nyomásváltozások következtében és  $dR_{\lambda_2}^c$  a magnak emiatt létrejövő sugárnövekedését,  $dR_{\lambda_1}^c$  pedig a magnak az első kritikus nyomásfelület  $\lambda_1$ -gyel való süllyedés hatására létrejövő sugárnövekedését,  $H$  a belső mag felületének mélysége.

Miután

$$p_2 - p_1 = \int_h^H \sigma g dx = \int_{h+\lambda_1}^{H+\lambda_1} \sigma g dx - (\sigma_1^i g_2 - \sigma_2 g_1) \lambda_1$$

az (5) egyenlet így írható fel:

$$\int_h^H \varepsilon g dx + \int_h^H \eta \sigma dx = (\sigma_1^i g_2 - \sigma_2 g_1) \lambda_1 + \sigma_1^i g_2 \beta_2 \quad (6)$$

Az előzőkhöz hasonlóan kimutatható, hogy egy évre

$$\begin{aligned} \int_h^H \eta \sigma dx &= \frac{p_2 - p_1}{t} + 2(dR_{\lambda_1} + dR_{\lambda_2}) \int_h^H \frac{g\sigma}{\varrho} \cdot \frac{R^2}{\varrho^2} dx = \\ &= \frac{p_2 - p_1}{t} + k_2 (dR_{\lambda_1} + dR_{\lambda_2}), \end{aligned}$$

ahol

$$k_2 = 2 \int_h^H \frac{g\sigma}{\varrho} \frac{R^2}{\varrho^2} dx$$

$$dR_{\lambda_1} = \frac{R^2}{\varrho_1^2} dR_{\lambda_1}^c, \quad \text{és} \quad dR_{\lambda_2} = \frac{R^2}{\varrho_2^2} dR_{\lambda_2}^c,$$

a Föld sugárnövekedésének azok a részei, amelyek a mag sugárnövekedéséből adódnak.

Ha a sűrűsége ismét azt az elvet alkalmazzuk, hogy az a magban is csupán a nyomás függvénye, akkor

$$\varepsilon = \sigma(x + \lambda_1) - \sigma\left(x - \frac{\beta_2}{H-h} x\right) = \frac{\partial \sigma}{\partial x} \lambda_1 + \frac{\partial \sigma}{\partial x} \frac{\beta_2}{H-h} x,$$

amiből:

$$\int_h^H \varepsilon g dx = \lambda_1(\sigma_1^i g_2 - \sigma_2 g_1) + \beta_2 \sigma_1^i g_i - \frac{p_2 - p_1}{H-h} \beta_2 - \lambda_1 \Theta_1 - \beta_2 \Theta_2$$

ahol

$$\Theta_1 = \int_h^H \sigma dg$$

$$\Theta_2 = \int_h^H \sigma x dg.$$

Ha ezt helyettesítjük be a (6) egyenletbe, feltételi egyenletül a

$$\left(\frac{p_2 - p_1}{H-h} + \Theta_2\right) \beta_2 - k_2 (dR_{\lambda_1} + dR_{\lambda_2}) = \frac{p_2 - p_1}{t} - \lambda_1 \Theta_1 \quad (7)$$

egyenletet kapjuk.

A kizárólag rugalmas okokra visszavezethető évi térfogatváltozás a *Gilbert—Dirac* összefüggés alapján első közelítésben:

$$dV = 4\pi \int_0^R \frac{dp}{k} \varrho^2 d\varrho$$

$$= \frac{4\pi}{t} \int_0^R \frac{p}{k} \varrho^2 d\varrho$$

mivel

$$dp = \frac{p}{t}.$$

A képletben  $k$  az inkompresszibilitási együtthatót jelenti.



A Bullen-féle adatok alapján a maghéjból és köpenyből származó térfogatváltozás

$$dV = 3,347 \cdot 10^{16} \text{ cm}^3 \text{ évente,}$$

azaz a kompressziócsökkenésből származó sugárnövekedés

$$dR_k = 0,0066 \text{ cm/év.}$$

A mag határán a kompresszióból származó sugárnövekedés 0,0054 mm/év, ami a felszínen 0,0016 cm/év-nek felel meg, azaz

$$dR_k^* = 0,0016 \text{ cm/év.}$$

Vezessük be a következő jelöléseket:

$$A_1 = \frac{\sigma_1}{\sigma_2 - \sigma_1} \cdot \frac{R^2}{\varrho_1^2}; \quad A_2 = \frac{\sigma_1^i}{\sigma_2^i - \sigma_1^i} \cdot \frac{R^2}{\varrho_2^2};$$

$$B = \frac{A_1}{A_2};$$

$$N_1 = \frac{\bar{p}_1}{h} (1 + A_1) - k_1 (1 + B);$$

$$C = \frac{1}{N_1} \left( \frac{p_1}{t} + k_1 dR_k^* \right); \quad D = \frac{k_1}{N_1};$$

$$\mu = \frac{p_2 - p_1}{H - h} + \Theta_2;$$

$$E = \mu \left( A_2 + \frac{R^2}{\varrho_2^2} \right) - k_2; \quad F = B \left( k_2 - A_2 \Theta_2 - \mu \frac{R^2}{\varrho_2^2} \right).$$

Végül legyen

$$S_2 = \frac{p_2 - p_1}{t} + F \cdot C \quad \text{és} \quad N_2 = E - FD.$$

A (4) és (7) egyenletek alapján

$$dR_{\lambda_2} = \frac{S_2}{N_2};$$

$$dR_1 = C + D \cdot dR_{\lambda_2};$$

$$dR_{\lambda_1} = B \cdot dR_1.$$

A teljes sugárnövekedés pedig

$$dR = dR_1 + dR_{\lambda_1} + dR_{\lambda_2} + dR_k.$$



Ha a *Bullard* [10] feldolgozásában vett *Bullen*-adatokat használjuk, akkor

$$\begin{aligned} p_1 &= 1,36 \cdot 10^{12} \text{ din cm}^{-2} & p_2 &= 3,09 \cdot 10^{12} \text{ din cm}^{-2} \\ k_1 &= 12 \cdot 10^3 & k_2 &= 144 \cdot 10^3 \\ h &= 2,9 \cdot 10^8 \text{ cm} & H &= 5 \cdot 10^8 \text{ cm} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} dR_k^* &= 0,0016 \text{ cm/év} \\ \sigma_1 &= 5,66 \text{ gcm}^{-3} \\ \sigma_2 &= 9,71 \text{ gcm}^{-3} \\ \Theta_1 &= -6,44 \cdot 10^3 \\ \Theta_2 &= -4 \cdot 10^3 \\ t &= 4,1 \cdot 10^9 \text{ (Gilbert szerint)} \end{aligned}$$

A bizonytalanságok a belső mag határán levő sűrűségváltozásból adódnak. Ha nincs sűrűségugrás, akkor  $\sigma_2^i = \sigma_1^i$  és

$$\begin{aligned} dR_1 &= 0,024 \text{ cm/év} \\ dR &= 0,030 \text{ cm/év.} \end{aligned}$$

Azaz az így adódó sugárnövekedés évi értéke csaknem azonos a megfigyelésekből adódó sugárnövekedés alsó határával. Az egyenletek alapján adódó évi sugárnövekedés értékét  $\sigma_2^i$  függvényében a mellékelt táblázat adja, ha  $\sigma_1^i$  értékét 11,76-nak vesszük fel a *Bullen*-féle feltevésekből levezetett *Bullard*-adatok [10] alapján.

$\sigma_2^i$	dR mm/év
11,76	0,30
14,1	0,41
14,7	0,46
15,6	0,60
16,5	0,83
17,1	1,29
17,6	3,93

És ha a  $\sigma_2^i = 18 \text{ gcm}^{-3}$  volna, akkor az évi sugárnövekedés a végtelen felé tartana.

Ha tehát a *Dirac*—*Gilbert*-féle eredmények mellett elfogadjuk a *Ramsey*-féle megállapításokat is, következik, hogy a sűrűség a belső mag határán  $18 \text{ gcm}^{-3}$  alatt van s a sugárnövekedésre vonatkozó adatok alapján legvalószínűbbnek látszik az, hogy  $15 \leq \sigma_2^i \leq 17$ .

Megemlítjük, hogy *Bernasconi* [11] tisztán gravitációs adatok alapján bebizonyította, hogy a sűrűség a belső magban 15 és 19 között van, ugyancsak egyezésben a fenti megállapítással.

## IRODALOM

1. *Egyed L.*: A new theory on the internal constitution of the Earth and its geological-geophysical consequences. *Földtani Közlöny* 85. 277—318. 1955 (magyarul) és *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* IV. p. 43—83. 1956.
2. *Egyed L.*: The change of the Earth's dimensions determined from palaeogeographic data. *Geofisica pura e applicata*, 33. 42—48. 1956.
3. *Egyed L.*: A new dynamic conception of the internal constitution of the Earth. *Geologische Rundschau*, 46. 101—121. 1957.
4. *Egyed L.*: Investigations on the Interior of the Earth. *Annales Univ. Sci. Budapestiniensis. Ser. Geol.* I. 37—77. 1957.
5. *Ramsey, W. H.*: On the nature of the Earth's core. *Monthly Notices R. A. S. Geoph. Suppl.* 5. 409—426. 1949.
6. *Dirac, P. A. M.*: *Proc. Roy. Soc. A*, 165. 199. 1938.
7. *Jordan, P.*: *Schwerkraft und Weltall*. Braunschweig, 1952.
8. *Milne, E. A.*: *Kinematic Relativity*, Oxford, 1948.
9. *Gilbert, C.*: Dirac's cosmology and the general theory of relativity. *Monthly Notices R. A. S.* 116. 684—690. 1956.
10. *Bullard, E. C.*: The density within the Earth. *Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnb. Ser. XVIII.* (Gedenkboek F. A. Vening Meinesz). 23—41. 1957.
11. *Bernasconi, C.*: Sulla variazione della densita nell' interno della terra. *Geofisica pura e applicata*. 41. 19—27. 1958.

L. EGYED—P. SZEMERÉDY

A DEVICE FOR MECHANICALLY DETERMINING THE DIRECTION-DISTRIBUTION OF FAULTS

The paper presents the principle and practical realization of a device for determining mechanically the direction-distribution of faults. The map given (Fig. 3) shows the direction-distribution of the drainage system and gravity isanomals in Transdanubia.

ESZKÖZ TÖRÉSIRÁNYOK ELOSZLÁSÁNAK MECHANIKUS  
MEGHATÁROZÁSÁHOZ ÉS ANNAK ALKALMAZÁSA

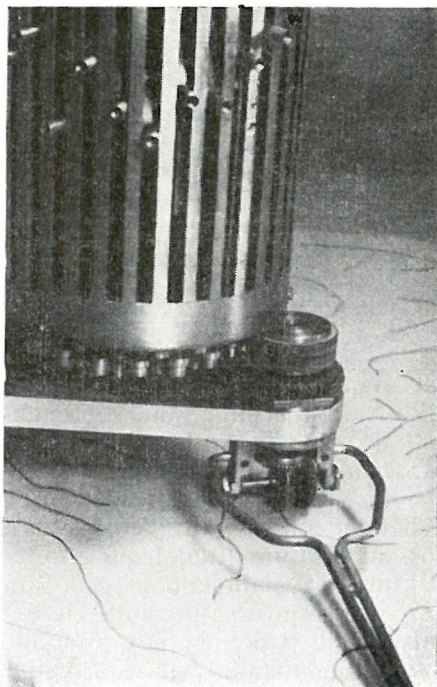
EGYED LÁSZLÓ—SZEMERÉDY PÁL

Az expansziós elmélet egyik triviális megoldását adja a Wegener-féle kontinensvándorlás-elméletnek. A Wegener-féle elmélet alátámasztása tehát az expansziós elmélet erősítését is jelenti. Ebből a célból arra gondoltunk, hogy megvizsgáljuk az afrikai és dél-amerikai törésrendszer-eloszlásokat. Ha ezek a partszegélyek mentén folytonosan mennek át az egyik kontinensről a másikra, akkor ez egyúttal azok összefüggésének is erős támaszát adja.

E törésrendszerek jellemzésére legalkalmasabbnak látszik, ha a belőlük kialakítható iránystatisztika-diagramokat adjuk meg.

Az egyes törésirányok kimérése, statisztikus összeállítása iránystatisztikai diagramokká általában elég hosszadalmas, unalmas és éppen ezért sok hibaforrást magában rejtő feladat. Ezért egy olyan készülék elvét fektettük le, majd szerkesztettük meg első példányát, amely az egész kimérést, osztályozást és összegezést mechanikusan elvégzi s róla mindjárt a végeredményt lehet leolvasni.

E dolgozatban erről a készülékről és alkalmazásáról számolunk be.



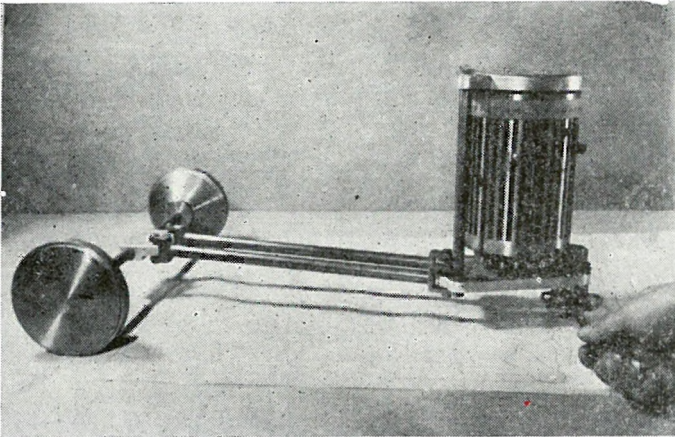
1. ábra

Az elgondolás a következő: ha egy adott vonalat, amelynek iránygyakoriságát meg akarjuk határozni, elemi darabokra osztunk fel, akkor ezek elemi ívhosszainak adott szögek közötti integrálja éppen az adott  $\Delta$  irányközre vonatkozó statisztikai gyakoriságot, azaz  $\varphi(\alpha, \Delta)$  értékét adja:

$$\varphi(\alpha, \Delta) = \int_{\alpha - \frac{\Delta}{2}}^{\alpha + \frac{\Delta}{2}} ds,$$

ahol  $ds$  az  $\alpha - \frac{\Delta}{2}$  és  $\alpha + \frac{\Delta}{2}$  irányok közé eső ívdarabokat jelöli.

Az irány beállítását a készülékben egy egyszerű kerék végzi, amely mindig a pálya érintőjének irányában fekszik fel, ha a vonalon végighúzzuk. Az elemi darabokat a kerék forgásának mérésével integrálhatjuk.



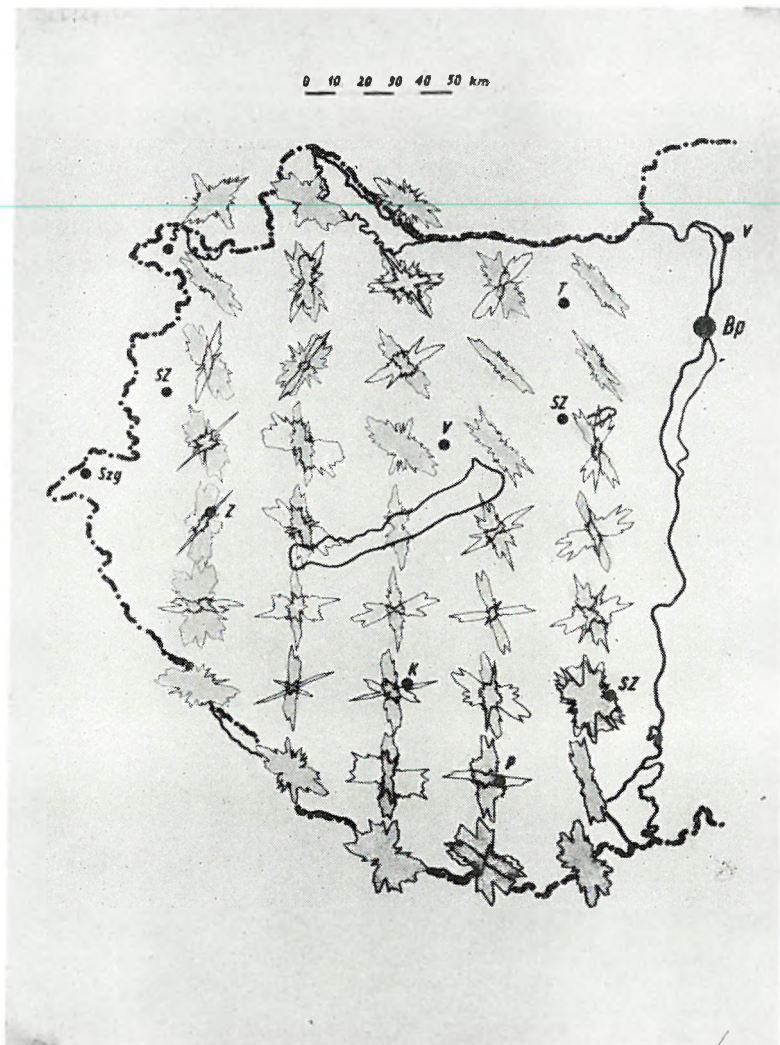
2. ábra

Az egyes ívelemek szögeinek helyzetét egy hengerpalástra rögzítjük. A hengerpalást helyzetének adott állandó irányban való tartását két nehéz görgővel és annak tengelyéhez csatlakozó párhuzamosító karokkal biztosítottuk.

Az egyes jeleket először közönséges írószerkezettel rögzítettük a henger palástjára. Az írószerkezet a hengerpaláston mindig az ívhosszal arányos függőleges elmozdulást végzett. Ez az eljárás, minthogy a kimért ívelemeket még külön is össze kellett adni, hosszadalmas, bár nagy pontosságú volt. Később az írószerkezetet magnetofonfejjel helyettesítettük; ez egy magnetofonlap-felületre az ívhosszakkal arányos impulzusokat vitt fel. Az integrálást erre a célra készített leolvasóberendezéssel és scalerrel végeztük. Azonban még ez a megoldás is technikailag túl komplikáltnak bizonyult.



A legegyszerűbb mechanikai megoldást az a gondolat tette lehetővé, hogy az egyes irányokban történő integrálást csavarmentemelkedéssel végezzük.



3. ábra

A készülék hengerpalástjára tehát  $5-5^\circ$ -nak megfelelően 36 csavarorsót szereltünk fel, amelyeknek hajtókereke akkor ér az irányt meghatározó kerék által meghajtott dörzskerékhez, amikor a kerék éppen az orsó által regisztrált irányban van. Az orsó a regisztráló csavart

mindig az ívelem hosszával arányosan emeli. Miután az adott szög-intervallumon belül mindig ugyanaz az orsó forog és az egyes csavar-emelkedések összeadódnak, így az integrálás megtörténik.

A készülék kivitelét és használatát a mellékelt fényképek mutatják.

Az eszközt még nem alkalmaztuk a bevezetésben kitűzött feladat megoldására, de bemutatjuk a kipróbálás folyamán elvégzett két vizsgálat eredményét. A mellékelt ábra a Dunántúl vízhálózatának irány-statisztikai diagramjait mutatja be egy-egy 50 000-es lap területének megfelelően. A másik ugyanerre felvitt statisztikai diagram ugyanazon területek gravitációs izogammáinak irány-eloszlását ábrázolja. Eléggé feltűnő ezek eloszlásának rendszeressége és egymással való szoros kapcsolata.

## APPLICATIONS OF GEOPHYSICAL METHODS IN THE SEARCH OF METALLIC ORE DEPOSITS IN CHINA

KU KONG-HSÜ

During the past few years, geophysical methods have been extensively used for the investigation of metallic ore deposits throughout the country. They made good successes and also gave not so satisfactory results, too. Magnetic prospecting enjoys the highest prestige among the geophysicists and geologists. With it we have found a number of magnetite deposits not exposed on the surface; some of them consist of big ore bodies. It is also successful in locating other magnetite-bearing ore deposits, like copper ores, etc. Magnetic work is carried out both from the air and on ground. The aeromagnetic survey by means of the fluxgate-type magnetometer is also employed in mapping igneous rock masses, such as ultra-basic rocks and to study geological structural questions. But to non-magnetic ore bodies, the magnetic method can scarcely do anything.

The self-potential method has also been widely used, but it was found that only a very few of the anomalies are of ore origin. In the search of pyrite or pyrite-bearing ore deposits we have several successful examples.

The equipotential line method survey covering large areas for locating conducting ore zones, particularly copper-bearing massive pyrite deposits has been carried out. Beautiful anomalies can be located directly above the buried ore bodies, but many of them are related to black-shale layers which are also conducting and sources of spontaneous polarization.

Geochemical methods, i. e. spectroscopic analysis of soil and rock samples for metal elements has been proved useful in certain cases. It is now widely employed to find lead-zinc, copper, molybdenite deposits.

Gravity method has been used only in a few cases. Examples of them are gravity meter surveys on massive copper-bearing pyrite ore bodies and iron ore bodies, giving good anomalies. Torsion balance surveys on chromite ore bodies give many anomalies arising from buried gabbro rock masses.

Application of the radio-active method has been restricted to the search of radioactive ore-bodies of very shallow burial. The work is performed from air, on ground and also in drill holes. Besides, the

well logging technique for exact differentiation of coal beds and also boundaries of certain metallic ore bodies in drill holes, is a very useful geophysical application.

Geophysical investigations of metallic ore deposits though as yet only commencing have broad future. It is necessary to do a great deal of research work before we can obtain still better results. Complex use of several methods on the same ore occurrence is extremely necessary, as in general not a single geophysical method can give all the informations required by the prospecting geologists.

---



A. MARUSSI

## KÖZÉPÁZSIAI GRAVITÁCIÓS ANOMÁLIÁK ÉS TEKTONIKA

Az 1953—55-ös olasz Karakorum expedíció keretében a szerző a Karakorum és Hindu-Kús hegységek területén gravitációs méréseket végzett. E gravitációs felvétel kitölti azt az eddig felmértelen területet, amely az Indiai-Pakisztáni tábla és az Indus-Gangeszi árok, a Pamir és az ezt övező régiókban végzett szovjet felmérés, valamint a Sven Hedin expedíciójának a Tarim medencében észlelt állomásai között terült el. Mivel úgy a Bouguer, mint az izosztatikus anomáliákat kiszámították, általános tájékoztatást nyertünk annak a területnek a gravitációs képeről, amely az ázsiai kontinens leghatalmasabb hegláncainak kiinduló helyét képező orogén központnak felel meg.

## ANOMALIES DE LA PESANTEUR ET TECTONIQUE EN ASIE CENTRALE

ANTONIO MARUSSI

Au cours de l'Expédition Italienne au Karakorum 1953—55 l'auteur a exécuté un lever gravimétrique en correspondance des montagnes du Karakorum et de l'Hindou Kouch; ce lever remplit la lacune existante entre le lever gravimétrique de la plateforme des Indes et du Pakistan et de la fosse Indo-gangétique, le lever russe dans les Pamirs et régions circonstantes, et les stations observées par l'Expédition Sven Hedin dans le Bassin du Tarim. Les anomalies de Bouguer et isostatiques ayant été calculées, on possède á présent une vue générale de la situation gravimétrique en correspondance du noeud orogénétique duquel se départent les plus imposantes chaînes de montagnes du continent asiatique.

Un des buts scientifiques principaux de l'Expédition Italienne au Karakorum 1953—55 était celui de remplir la lacune qui existait entre les levés gravimétriques des Indes et de l'U.R.S.S. en correspondance des chaînes du Karakorum et de l'Hindou Kouch, au Sud des Pamirs.

La région intéressée par le lever gravimétrique de l'Expédition comprend les chaînes de montagnes, d'une extension sans pareils, et d'une altitude moyenne entre 4000 et 5000 mètres, qui forment le Karakorum et qui ont une allure générale SE — NW; ces chaînes tournent

brusquement, au Sud des Pamirs, vers SW d'un angle de presque  $90^\circ$  qui entoure l'éperon de Hazara que la plateforme précambrienne des Indes pousse dans le coeur de l'orogène; le sommet de l'angle touche les plus hautes montagnes des Pamirs, et le cadre qui en ressort est des plus frappants au point de vue de l'histoire tectonique de cette partie de la géosynclinale alpine.

A la suite des travaux de l'Expédition, non seulement on a pu relier entre eux les levés gravimétriques des Indes et de l'U.R.S.S., mais on a aussi pu renfermer dans le cadre gravimétrique général de cette partie de l'Asie Centrale les résultats obtenus par l'Expédition italienne De Filippi au Karakorum et au Turkestan Chinois de 1913—14, et par l'Expédition sino-suédoise de Sven Hedin de 1929 à 1933.

Les observations gravimétriques effectuées par notre expédition, ainsi que celles des deux autres expéditions mentionnées, ont été réduites isostatiquement, tandis que celles se référant aux Pamirs et aux Indes l'étaient déjà; on a donc pu obtenir une carte générale des anomalies isostatiques pour ce ganglion fondamental de l'Asie Central, carte qui est présentée au symposium pour l'hypothèse d'Airy avec un épaisseur normal  $T = 30$  km de la croûte.

Le carte montre d'abord sans exceptions des anomalies négatives en correspondance des fosses comprises entre les plateformes rigides et l'orogène, (fosse du Tadjikistan à l'Ouest des Pamirs et de l'Hindou Kouch, fosse qui environne la plateforme du Tarim, fosse Indo-Gangétique) où bien incluses dans l'orogène lui même (p. ex. fosse de Ferghana), ce qui est bien dans les prévisions; mais des fortes anomalies négatives sont en outre évidentes en correspondance de parties les plus hautes des chaînes montagneuses: dans le Pamir, au Tien Shan, et sur les parties les plus élevées du Karakorum.

On trouve au contraire des anomalies isostatiques positives de la pesanteur suivant deux bandes symétriques par rapport au Karakorum, et en correspondance de la partie centrale de la plateforme précambrienne du bassin du Tarim.

De l'examen que l'on a pu faire, il semble que l'on puisse établir une corrélation entre massifs granitiques et anomalies négatives de la pesanteur. En ce qui concerne le Karakorum, nous pouvons dire en effet que la forte anomalie négative axiale correspond aux rochers granitiques qui forment le coeur de la chaîne, c'est à dire le „Great Karakorum” où s'élève le K2, tandis que les anomalies positives correspondent, au NE, à la chaîne du Koun Loun et à la Tethys Karakorum, bassin sédimentaire fortement plissé et métamorphosé; au SW, au bassin sédimentaire pareillement fortement métamorphosé de la Tethys Himalayenne qui présente à son bord extérieur des puissantes intrusions de rochers basiques (Pir Panjal).

L'anomalie négative très forte et très marquée que nous notons aux Pamirs, peut être mise d'ailleurs en correspondance avec la couche granitique exceptionnellement épaisse qui a été mise en évidence tout récemment par les sondages séismiques en profondeur effectuées par les géophysiciens russes (voir p. ex. I. P. Kosminskaya, 1957); cette couche

granitique a ici l'épaisseur exceptionnelle de 30 km, la couche basaltique se réduisant à 20 km, comme on a montré schématiquement dans la section idéale de la croûte faite de l'Amou Daria au bassin du Tarim (Section AB).

Un pareille corrélation très étroite entre batholites granitiques et anomalies négatives de la pesanteur a été mise d'ailleurs en évidence par G. D. Garland, J. G. Tanner, M.H.P. Bott., M.J.S. Innes et autres auteurs au Canada, et cela aussi bien sur la plateforme précambrienne, que sur la Cordillera, et en France par S. Coron; elle a été pareillement admise par E. N. Lyustikh (1955) dans ses études sur la structure tectonique de l'Indonésie.

La section CD met en évidence la remarquable symétrie gravimétrique que nous avons déjà noté, du faisceau de chaînes formé par l'Himalaya, le Karakorum et le Koun Loun; la section se continue au Nord à partir du lac Issik jusqu'au lac Balkash, où que nous disposons des résultats du sondage sismique en profondeur effectué par les géophysiciens russes (voir G. A. Gambourzev et autres, 1957), résultats dont on a tenu compte dans la section qui représente la ligne des séparation entre la couche granitique et celle basaltique (discontinuité de Conrad) et celle entre la couche basaltique et les matériaux ultrabasique au dessous (discontinuité de Mohorovičić).

Les géophysiciens russes ont trouvé ici que les anomalies régionales de la pesanteur sont plutôt en relation avec la morphologie de la surface de discontinuité de Mohorovičić, tandis que la morphologie de la surface de Conrad influence plutôt les anomalies locales.



## ÜBER EINE NEUE METHODE ZUR HERSTELLUNG VON KARTEN TOPOGRAPHISCHER KORREKTIONEN

MILOS PICK

Bei der Bearbeitung gravimetrischer Messungen ist es notwendig, die gemessenen Werte der Schwerebeschleunigung von dem Einfluss aller jener Massen zu befreien, die uns bei der Interpretation nicht interessieren. Wir haben demnach die Wirkung der äusseren Massen in bezug auf die gewählte Niveaulfläche von den gemessenen Werten der Schwerebeschleunigung zu subtrahieren. Nach der Subtraktion der Einwirkung äusserer Massen werden die gemessenen Schwerewerte im Punkt der Erdoberfläche mit der normalen Schwere in diesem Punkt verglichen. Die Berechnung von  $\gamma_P$  ist einfach, da die Normalschwere eines äusseren Punktes ganz genau definiert wird. Viel schwieriger ist jedoch die Berechnung der Gravitationswirkung äusserer Massen. Es gilt

$$\Delta g_e = f \int \frac{\cos(n, r)}{r^2} dm_e$$

Eine genaue Berechnung von  $\Delta g_e$  ist nicht möglich. Wir werden an Stelle des Integrals zu endlichen Summen übergehen. Um der Notwendigkeit vorzubeugen, diese Gleichung für jeden Schwerepunkt auszuwerten, hat das Geophysikalische Inst. in Prag eine Karte topographischer Teilkorrekturen berechnet.

Die Schwereanomalie wird im Punkt P der Erdoberfläche gleich sein

$$\Delta g = g - \gamma_0 - \frac{\partial \gamma}{\partial H} H - \Delta g_e^c$$

wo C der Gravitationswirkung der durch das Meeresniveau und die durch den Punkt gehende Niveaulfläche begrenzten Kugelschale auf den Punkt der Oberfläche entspricht, und  $\Delta g_e^c$  die Reliefkorrektur in bezug auf die Niveaulfläche des Aufpunktes bedeutet. Die so definierte Schwereanomalie bezieht sich auf den Punkt auf der Erdoberfläche.

Oft ist es nicht notwendig, alle äusseren Massen auf der ganzen Erdoberfläche zu beseitigen. Wir wählen nach E. C. Bullard als Halbmesser der Gebietes, für das wir die Einwirkung äusserer Massen oder Massendefekte berechnen wollen, den äusseren Halbmesser der Zone  $O_2$ . Die Gleichung nimmt folgende Form an

$$\Delta g = g - \gamma_0 + (0,3086 - 0,0419 \cdot \sigma) \cdot H - B + \Delta g_e^c,$$

wo B die Bullard'sche Differenz ist.

Der Wert von  $\Delta g_e^c$  ist sehr abhängig von der Form des Terrains. Wir werden darum das Gebiet, in dem  $\Delta g_e^c$  bestimmt werden soll, in zwei Teile,  $\Sigma$  und  $\Sigma'$  teilen. Dann gilt

$$\Delta g_e^c = \Delta g_\Sigma + \Delta g_{\Sigma'}$$

Das erste Glied ist die Lokalkomponente der topographischen Korrektur, sie wird für jeden Schwerepunkt gesondert berechnet werden müssen. Der zweite Teil der Gleichung ist die Regionalkomponente; wir werden sie weiter umformen und graphisch darstellen.

Die Verarbeitung eines reichhaltigen Materials führte zur Feststellung, dass eine Abhängigkeit der Regionalkomponente von der Meereshöhe existiert, aber dass sie nicht linear ist.

Wir werden den Wert  $\Delta g_\Sigma$  in zwei Teile trennen:

a) In einen normalen Teil für die gegebene Meereshöhe. Wir werden ihn innerhalb des Gebietes  $\Gamma$  als Funktion bloss der Meereshöhe betrachten, und mit  $f(H_p)$  bezeichnen.

b) In einen anomalen Teil, der eine Funktion der geographischen Koordinaten  $(\varphi, \lambda)$ , aber keine Funktion von der Meereshöhe, ist. Wir werden ihn mit  $F(\varphi_p, \lambda_p)$  bezeichnen.

Die Gleichung zur Berechnung der Schwereanomalie wird die Form  $\Delta g = g - \gamma_0 + (0,3086 - 0,0419\sigma) \cdot H_p - B + \Delta g_\Sigma + f(H_p) + F(\varphi_p, \lambda_p)$  annehmen.

Das Gebiet  $\Gamma$  wird am besten so gewählt, dass seine Grenzen mit der Blattfolge der Karten übereinstimmen. In unserem Falle wurde ein Blatt der Karte 1:200 000 gewählt, d. h. ein sphärisches Trapez, dessen Seiten  $\Delta\varphi = 40'$ ,  $\Delta\lambda = 1^\circ$  sind.

Die Funktion  $f(H_p)$  wird am besten graphisch bestimmt und ihr Verlauf wird durch ein Nomogram dargestellt.

Die Funktion  $F(\varphi_p, \lambda_p)$  erhalten wir als Unterschied zwischen der wahren topographischen Korrektur und der normalen Korrektur  $f(H_p)$ .

Der Halbmesser des  $\Sigma$ -Gebietes wurde in unserem Falle 5,24 km gewählt.

In diesen Bedingungen ist das anomale Glied  $F(\varphi_p, \lambda_p)$  schon so klein und ändert sich so stetig, dass die Herstellung einer Isolinienkarte im Massstab 1:200 000 keine Schwierigkeiten bereitet.



J. RENNER

## INVESTIGATIONS ON DEFLECTIONS OF THE VERTICAL

The deflections of the vertical are used mainly for two purposes: firstly to determine the shape of the actual geoid and secondly to get knowledge about the subsurface distribution of density.

The author formerly investigated the connection of the relative deflections of the vertical with the gravity anomalies on the territory of Hungary. The present paper treats the connection of the deflections of the vertical with the isostatic anomalies in the North-Carpathian region. The deflections of the vertical determined by astrogeodetic measurements are to be reduced by the topographic and isostatic compensation effect in order to get isostatic values. This reduction was carried out by aid of the tables and diagrams of F. W. Darling. Figure 1. shows as well the isogams of the isostatic anomalies, as the vectors representing the horizontal force of gravity, which is proportional to the deflection of the vertical. It is obvious, that the vectors representing the deflections of the vertical mostly are directed towards the isostatic maxima. This connection is evident in the southern part of Slovakia, in Northern-Hungary and in Southern Poland. Only a few exceptional deflections show toward an isostatic depression.

To have an idea about the disturbing subsurface mass some theoretical calculations were carried out. It was supposed a mass of 180 km length, 60 km width and 10 km thickness, the upper surface of the mass being 2 km deep beneath the surface of the earth with 0,3 density difference between the disturbing mass and its surroundings. The horizontal force due to this mass acting at a point on the surface which lies at a horizontal distance of 60 km from the centre of the mass, has the value of  $36 \cdot 10^{-3}$  CGS units. This value has about the same magnitude, as the deflections of vertical observed in Slovakia.

There is another question treated by the author. The deflections of the vertical are evidently affected by the attraction of the visible masses as well in the vicinity of the respective astrogeodetic point, as at a greater distance from it. For studies of the geoid the influence of the farther topography must be held in the observed value, because the level surface of the geoid is affected by the visible masses too, but the effect of the next vicinity is not characteristic for the shape of the geoid and therefore the observed deflection of the vertical has to be freed from this effect.

Prof. A. Tarczy-Hornoch pointed out the importance of taking accurately in account the effect of the next vicinity to the astrogeodetic point.

Accordingly the author computed it basing on a levelling up to 125 m distance from the point. Figure 2. represents the contours in its vicinity, the computed topographic effect is for the components

$$U_x = -5,5 \cdot 10^{-4} \text{ CGS}$$

$$U_y = -1,2 \cdot 10^{-4} \text{ CGS}$$

proving that it is not at all negligible.

The author makes finally a remark on the application of the Stokes-formula. He computed the deflection of the vertical according to this formula for an astrogeodetic point in the middle part of Hungary, having used the isostatic anomalies of gravity within a circle of 140 km radius. There is a good agreement between the observed and the computed values and it is supposed, that they would still better agree, if the isostatic anomalies of farther zones had been considered too.

## VIZSGÁLATOK A FÜGGŐVONALELHAJLÁSOK TERÉN

RENNER JÁNOS

A „Geofizikai Közlemények”-ben 1957-ben megjelent tanulmányomban [1] megvizsgáltam a Magyarországon asztrogeodéziai módszerrel mért regionális függővonalelhajlások, valamint a Faye-féle, a Bouguer-féle és az izosztikus gravitációs anomáliák kapcsolatát. E vizsgálatok eredménye szerint a legtöbb esetben az asztrogeodéziai úton meghatározott függővonalelhajlások a gravitációs anomáliáknak olyan maximumaival vannak kapcsolatban, amelyek mélyen fekvő, viszonylag nagy kiterjedésű eltakart hatóktól származnak.

A függővonalelhajlások tudvalevőleg két nagy probléma megoldását segítik elő: egyrészt fontos adatokat szolgáltatnak a geoid részletes meghatározásához, másrészt tájékozást nyújtanak a felszín alatt eltakart tömegeloszlásról.

### I. Regionális függővonalelhajlások az Északnyugati Kárpátok vidékén

A függővonalelhajlások, a gravitációs anomáliák és az eltakart hatók kapcsolatát Magyarország határain kívül is megvizsgáltam, figyelembe véve a Szlovákia területén és Lengyelország déli részén az irodalomban megtalálható függővonalelhajlások adatait. A függővonalelhajlások adatainak összegyűjtésében elsősorban Helmut Wolfnak 1956-ban megjelent, a közép-európai geoidra vonatkozó munkáját [2], valamint Picknek 1955-ben megjelent tanulmányát [3] vettem alapul.

A függővonalelhajlásoknak a mérésekből származó nyers értékei közvetlenül nem alkalmasak annak megvizsgálására, hogy milyen összefüggés van a függővonalelhajlások és a földkéreg hegységszerkezeti viszonyai között. A függővonalelhajlások nyers értékei ui. a felszíni tagoltság hatását is magukban foglalják, ezért először a nyers értékek topografikus javítását kell elvégezni. Ezt a javítást a Darling-féle táblázatok alapján készült és a Hayford-féle zónáknak megfelelő diagram segítségével számítottam ki [4]. A diagram egyes mezőinek átlagos magasságát szintvonalas térkép alapján állapítottam meg. A diagram minden egyes mezőjének topografikus hatása a függővonalelhajlás megfelelő összetevőjére  $0,03''$ , ha az átlagmagasság 100 m és a közet-sűrűség egységesen 2,67.

A függővonalelhajlás északi összetevőjére vonatkozólag a kérdéses ponton átmenő kelet-nyugati vonaltól északra fekvő diagram mezők hatása pozitív, a délen fekvő mezők hatása negatív. Hasonlóképpen a függővonalelhajlás keleti összetevőjére nézve a kérdéses ponton

átmenő észak-déli vonaltól keletre fekvő mezők hatása pozitív, a nyugatra fekvő mezők hatása negatív. Mindkét esetben az egyes mezők hatásának algebrai összegét kell számítani. Ez a számítás olyan koordináta-rendszernek felel meg, amelynek pozitív tengelyei északra, ill. keletre irányulnak.

A Darling-féle diagram zónáiból a 2,2 km-től 162 km-ig terjedő 12 körgyűrűs zónát használtam fel a topografikus hatás számításában. Nagyobb távolságban a hatás rohamosan csökken, kisebb távolságra 2,2 km-ig nem állottak rendelkezésre megfelelő rétegvonalas térképek; a kis távolságban levő mezőkre azonban az északon és délen levő mezők átlagmagassága nem sokkal különbözik egymástól s így különbségük is csekély; ugyanez vonatkozik a keleten, ill. nyugaton fekvő mezők átlagmagasságára. Megemlítem, hogy a Lambert-féle diagramon mindegyik negyedkör négy nem egyenlő részre oszlik, hogy az azimutszögek szinuszai egyenes arányban növekedjenek. A topografikus hatás a feldolgozott területen, az Északnyugati-Kárpátok vidékén néhány szögmásodpercet tesz ki a függővonalelhajlás összetevőiben.

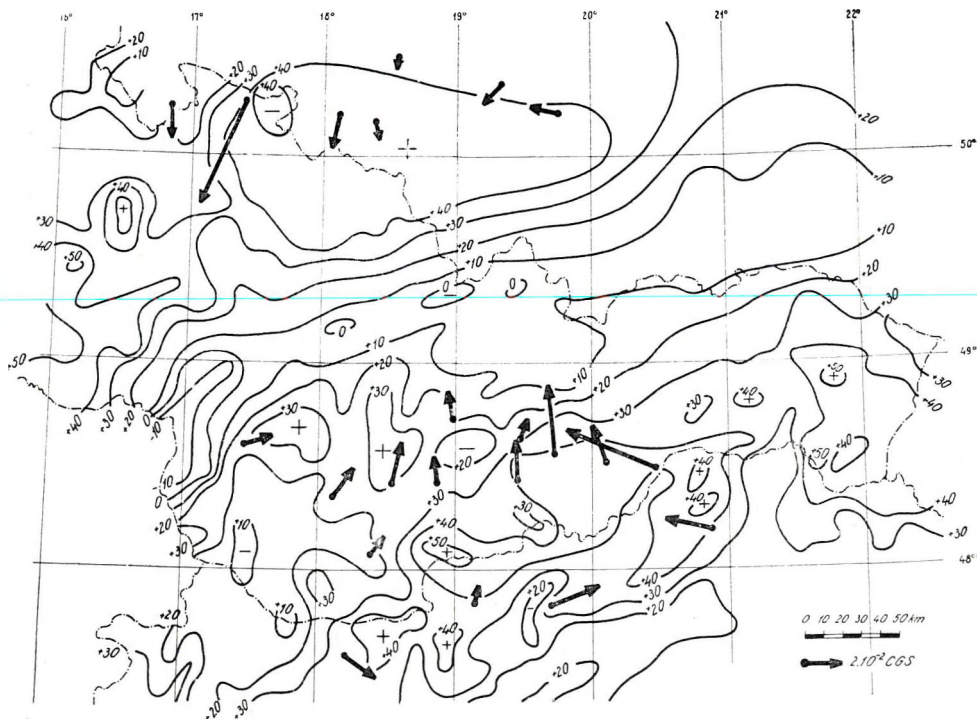
Különösen érdekes a függővonalelhajlások egybevetése az izosztatikus gravitációs anomáliákkal. Ehhez azonban szükséges, hogy a topografikus hatással már megjavított függővonalelhajlásokat az izosztatikus kompenzáló tömegek hatásával is megjavítsuk. A kompenzáció hatása kis távolságban csekély, nagyobb távolságban megközelíti a topografikus hatás nagyságrendjét. A kompenzáció hatása ellenkező előjelű, mint a topografikus hatás. Mindegyik körgyűrűs zónára megállapítható egy olyan tényező, amellyel a topografikus hatást megszorozva, a topografikus és a kompenzációs hatások algebrai összegét megkapjuk. Az előbbiekről szerint ez a tényező a kérdéses ponthoz közel fekvő zónákon az egységénél valamivel kisebb, majd a távolsággal erősen csökken és pl. 60 km távolságban a tényező 0,1 vagyis a kompenzáció hatása 0,9 részét teszi ki a topografikus hatásnak. E tényezőkre Hayford állított össze különböző kompenzációs mélységekre vonatkozó táblázatokat.

Ha a nyers függővonalelhajlásokból a topografia és a kompenzáció együttes hatását kivonjuk, akkor olyan értékeket kapunk, amelyek a függővonalelhajlásoknak az izosztatikus egyensúlytól való eltéréseit jellemzik s így a függővonalelhajlások izosztatikus anomáliáinak tekinthetők.

Az Északnyugati-Kárpátok vidékén Lengyelország és Csehszlovákia területén 18 pont függővonalelhajlási adatait dolgoztam fel. Az előbbieken tárgyalt módon kiszámítottam a topografikus és a kompenzációs hatást és ennek segítségével a függővonalelhajlások izosztatikus anomáliáit. Az 1. ábrán vektorok ábrázolják a függővonalelhajlások izosztatikus anomáliáival arányos vízszintes erőösszetevőket. A függővonalelhajlás összetevőinek átszámítása erőösszetevőkre tudvalevőleg a következő összefüggések alapján történik:

$$U_x = 4,848 \cdot 981 \cdot 10^{-6} \xi \quad U_y = 4,848 \cdot 981 \cdot 10^{-6} \eta \cos \varphi.$$

Itt  $U_x$ ,  $U_y$  a vízszintes erőösszetevők,  $\xi$ ,  $\eta$  a függővonalelhajlás északi,



1. ábra. Izosztikus anomáliák és a relatív függővonalelhajlásokkal arányos vízszintes erőösszetevők

ill. keleti összetevője szögmásodpercben,  $\varphi$  a kérdéses pont földrajzi szélessége.

A függővonalelhajlás irányára vonatkozólag meg kell említenem, hogy Eötvös értelmezése szerint a függővonalelhajlás az ellipszoidikus és a csillagászati koordináták különbsége, tehát ellenkező előjelű, mint ahogyan a geodéziában értelmezni szokás. Feldolgozásomban Eötvös értelmezését követem.

Magyarország északi területén is feltüntettem négy asztrogeodéziai pont függővonalelhajlásának izosztikus anomáliáit.

A kérdéses területen a nehézség izosztikus anomáliáit dr. Facsinay László dolgozta ki és bocsátotta rendelkezésemre. Az izosztikus anomáliák vonalainak értékkeze 10 mgal.

Az ábrán világosan látható, hogy szoros összefüggés van a nehézségi erő és a függővonalelhajlás izosztikus anomáliái között. Szlovákia nyugati részén izosztikus maximum terület húzódik és az izosztikus függővonalelhajlások legnagyobb részben e maximum terület felé irányulnak. Az egybevetésnél figyelemmel kell lenni arra, hogy az ábrázolt függővonalelhajlás a vektor kezdőpontjára vonatkozik. Mindössze néhány vektor irányul a Szlovákia északi részén húzódó izosztikus depresszió



felé. A Kárpátok előterében, Lengyelország déli részén ábrázolt függővonalelhajlások szintén egy izosztatikus maximum terület felé irányulnak. A két maximum között levő minimumsáv területén nem állottak rendelkezésre a függővonalelhajlásra vonatkozó adatok. Magyarország területén a Nagyszálon mért függővonalelhajlás anomáliája északra mutat és megerősíti a függővonalelhajlások kapcsolatát a szlovákiai izosztatikus maximumokkal. A Jobbágyi-hegy, valamint a Frank-hegy izosztatikus anomáliái magyar területen a Mátra és a Bükk hegység vonalában húzódó izosztatikus maximum felé irányulnak.

A kérdéses terület földtani viszonyairól többek között Stille összefoglaló munkája ad tájékoztatót [5].

A függővonalelhajlásokkal is jellemzett nyugatszlovákiai izosztatikus maximum legnagyobb részben a Tatridák és Granidák, valamint a Gemridák területére esik, míg a Lengyelország déli részén húzódó izosztatikus maximum a külső flis övtől északra található.

Számításokat végeztem arra vonatkozólag, hogy mekkora és milyen elhelyezésű eltakart tömeg hozhat létre olyan rendű függővonalelhajlást, amilyen a kérdéses területen a függővonalelhajlások izosztatikus anomáliáiban jelentkezik. A számítást dr. Haáz Istvánnak 1953-ban levezetett képlete alapján végeztem el. [6]. Haáz István képlete lehetővé teszi a derékszögű hasáb alakú tömegtől származó vízszintes erőösszetevők kiszámítását. Kiszámítottam egy 180 km hosszú, 60 km széles és 10 km vastag hasáb hatását, ha a hasáb felső lapja a felszín alatt 2 km-re van; feltételeztem, hogy a hasáb sűrűségének különbsége a környezeti sűrűséghez viszonyítva 0,3. A vízszintes erőösszetevő a felszínnek olyan pontjában, amely a hasáb középpontjának felszíni vetületétől a keskenyebb oldallal párhuzamosan 60 km-re van,  $36 \cdot 10^{-3}$  CGS, vagyis olyan nagyságrendű, mint amilyenek átlagban Szlovákia területén a függővonalelhajlások. Természetesen más méretű és elhelyezésű ható tömegek is létrehozhatnak ilyen nagyságrendű hatásokat, de a számpélda tájékoztatást ad azokról a tömegekről, amelyek az izosztatikus egyensúlytól való eltérést okozhatják.

A Kárpátok előteréből északnyugatról délkelet felé irányuló nyomás hatására létrejött alátolódások, amelyeket Stille összefoglaló művében részletesen kifejtett, nincsenek ellentmondásban a nehézség és a függővonalelhajlások izosztatikus anomáliáival.

Az előbbieken röviden kifejtettem, hogy a megfelelően redukált regionális jellegű függővonalelhajlások mennyiben erősítik meg és egészítik ki a nehézségi anomáliák által nyújtott képet. Hozzá kell tennem, hogy a regionális függővonalelhajlások természetesen a geoid alakjának pontosabb megismerését is lehetővé teszik. Ekkor azonban a közvetlenül észlelt, nem redukált függővonalelhajlások szolgálnak a számítások alapjául. Helmut Wolf említett összefoglaló tanulmányában egész Közép-Európára elvégezte a geoidundulációk kiszámítását az asztrogeodéziai úton mért függővonalelhajlásokból és megszerkesztette a geoidot jellemző egyenlő undulációjú vonalak rendszerét. Ez a feldolgozás természetesen magában foglalja mind a felszíni tagoltság, mind a földkéregben levő rendellenes sűrűségeloszlás hatását. A valóságos geoid-

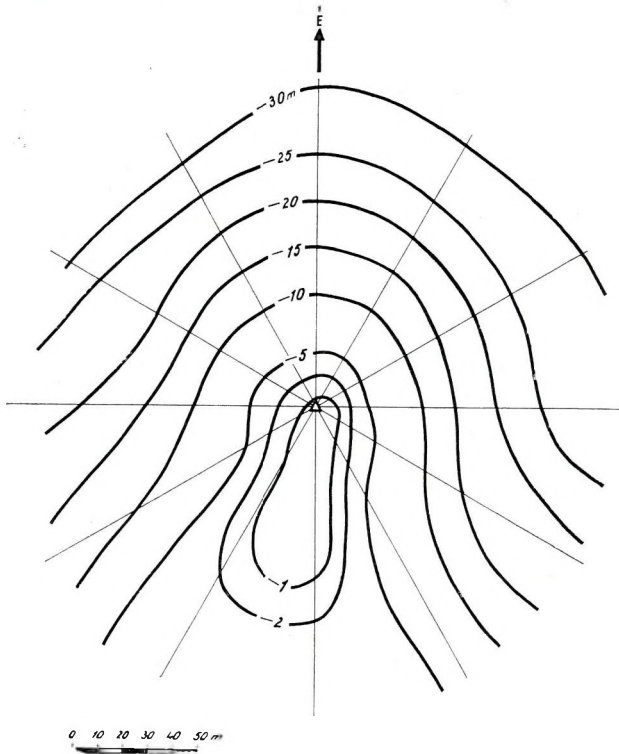
felület alakulására e tényezőknek befolyásuk van. Véleményem szerint azonban a regionális függővonalelhajlások ilyen célra történő felhasználásakor is szükséges a közvetlen környezet topografikus hatásának figyelembevételével a mért függővonalelhajlásokat redukálni, mert a közvetlen környezetnek befolyása a geoidfelületre regionálisan nem jellemző.

## II. A közvetlen környezet hatása a függővonalelhajlásra

A továbbiakban röviden tárgyalni kívánom a közvetlen környezet hatásának kérdését a függővonalelhajlásokkal kapcsolatban. Irodalmi adatok szerint a függővonalelhajlások redukciója alkalmával a kérdéses

pont legközelebbi környezetének topografikus hatását nem szokták kiszámítani. Dr. Tárczy-Hornoch Antal akadémikus 1954-ben rámutatott a legközelebbi környezet topografikus hatásának jelentőségére a feldolgozó számításokban. E hatás számítására azonban a rendelkezésre álló legnagyobb méretarányú szintvonalas térképek sem alkalmasak, s ezért nélkülözhetetlen a kérdéses asztrogeodéziai pont közvetlen környezetében a topográfia meghatározása közvetlen szintezés útján.

A múlt évben a topográfia hatásának kérdését tanulmány tárgyává tettem az egyik magyarországi asztrogeodéziai ponton. E pontra nézve az 1:25 000 méretarányú térképla-



2. ábra. Asztrogeodéziai pont közvetlen környezetének szintvonalai

pok szintvonalai segítségével megállapítottam a függővonalelhajlás topografikus hatását ama közelítő képletek alapján, amelyeket 1952-ben megjelent értekezésemben közöltem [7]. Az asztrogeodéziai pont közvetlen környezetének hatása annyiban volt figyelembe véve, amennyire a szintvonalas térkép azt lehetővé tette. Mivel e pont közvetlen környezetében feltűnően nagy szintkülönbségek vannak, szükségessé



vált a közvetlen terep szintezése. A szintezés 12 irányban kb. 125 m-ig terjedt. Az asztrogeodéziai pont környezete minden irányban lejt. A szintezés adataiból részletes szintvonalas helyszínrajz készült (2. ábra) és ennek felhasználásával az előbb idézett [7] tanulmányban közölt pontos képletek segítségével kiszámítottam a közvetlen környezet hatását. Az eredmény:

$$U_x = -5,5 \cdot 10^{-4} \text{ CGS};$$

$$U_y = -1,2 \cdot 10^{-4} \text{ CGS};$$

125 m-en túl a topográfia hatását a szintvonalas térkép alapján állapítottam meg a következő eredménnyel:

$$U_x = -10,5 \cdot 10^{-4} \text{ CGS};$$

$$U_y = -12,3 \cdot 10^{-4} \text{ CGS}.$$

Az összes topografikus hatás  $U_x = -16,0 \cdot 10^{-4} \text{ CGS};$

$$U_y = -13,5 \cdot 10^{-4} \text{ CGS}.$$

Ezzel szemben az a topografikus hatás, amelyet csupán a szintvonalas térkép alapján számítottam ki:

$$U_x = -4,5 \cdot 10^{-4} \text{ CGS};$$

$$U_y = -13,2 \cdot 10^{-4} \text{ CGS}.$$

Feltűnő az  $U_x$  erőösszetevőben a jelentékeny eltérés a kétféle meghatározás között. Ennek az a magyarázata, hogy a kérdéses asztrogeodéziai ponttól északra igen meredek esés van; 100 m-en belül kb. 30 m szintkülönbség van, délre pedig lassú a szintváltozás.

Ez a konkrét példa bizonyítja, hogy a függővonalelhajlás topografikus hatásának kiszámításában nem mellőzhető a közvetlen környezet szintezéssel megállapított domborzatának ismerete.

### III. Függővonalelhajlás számítása a nehézségi anomáliákból

Ismeretes, hogy Stokes képletének felhasználásával [8] a földfelszín bármely pontjára ki lehet számítani a függővonalelhajlást a nehézségi anomáliákból, ha a kérdéses pont közelében részletesen ismerjük a nehézségi anomáliákat. Különböző országokban történtek erre vonatkozólag számítások és az elméletileg kiszámított függővonalelhajlásokat a tényleg mért értékekkel egybevetették. Magyarországon tudomásom szerint ilyen számítás eddig még nem történt. Ilyen számítás céljára elsősorban az izosztatikus anomáliák alkalmasak. Próbaképpen megkísértem a Magyarországon központi fekvésű Erdőhegy elnevezésű asztrogeodéziai pontra Stokes képlete alapján a függővonalelhajlás kiszámítását. Sajnos, az ország területén kívül csak hiányos észlelési anyag állott rendelkezésemre s így a számítást egyelőre az ország határain belül, azonkívül a szlovákiai területen mért gravitációs adatok alapján végeztem el az asztrogeodéziai ponttól kb. 140 km-ig terjedő körzeten belül. Bár távolabbi területek nehézségi adatai kisebb súllyal esnek

latba, az eddig figyelembe vett körzet nagyon kis terjedelmű. Az ideiglenes számítás szerint a Stokes-féle képlettel nyert vízszintes erőösszetevők:

$$U_x = -126 \cdot 10^{-4} \text{ CGS}; \quad U_y = +20 \cdot 10^{-4} \text{ CGS.}$$

Az észlelt értékek ugyanazon a ponton:

$$U_x = -128 \cdot 10^{-4} \text{ CGS}; \quad U_y = +42 \cdot 10^{-4} \text{ CGS.}$$

A keleti összetevőben mutatkozó eltérés valószínűleg csökken, ha távolabbi zónákat is sikerül tekintetbe venni. Ugyanis a még figyelembe veendő közelebbi zónákba esik az Alpok vidéke, amelyeknek túlnyomóan negatív izosztatikus anomáliája pozitív értékkel változtatja meg  $U_y$  értékét.

Jelen tanulmányomban az asztrogeodéziai úton mért függővonal-elhajlásokkal foglalkoztam. Regionális vizsgálatokra kétségkívül ezek a függővonal-elhajlások alkalmasak. Azonban a finomabb hegyszerszerkezeti kutatásoknál, valamint a geoidundulációk apróbb részleteinek megvizsgálásánál jó szolgálatokat nyújthatnak az Eötvös-inga mérések görbületi adataiból kiszámítható viszonylagos függővonal-elhajlások s ezért ajánlatos ennek a kiértékelő munkának az elvégzése olyan területeken, ahol nagyobb terjedelmű Eötvös-inga mérések történtek és ahol a kérdéses területen, vagy annak közelében legalább egy asztrogeodéziai meghatározás is volt.

#### I R O D A L O M

1. Renner János: A függővonal-elhajlások regionális jellege. Geofizikai Közlemények VI. 1—2. 1957.
2. Wolf, H.: Versuch einer Geoidbestimmung im mittleren Europa aus astronomisch-geodätischen Lotabweichungen. Mitteilung Nr. 15 des Instituts für angewandte Geodäsie. 1956.
3. Pick, M.: Vorläufige Karte des Geoides auf dem Gebiet der Tschechoslowakischen Republik. Geofysikální Sborník. 1954.
4. Darling, F. W.: Fundamental Tables for the Deflection of the Vertical. Washington. 1949.
5. Stille, H.: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch. Hannover 1953.
6. Haáz István: Kapcsolat a derékszögű hasáb tömegvonzásának potenciálja és a potenciál deriváltjai között. Geofizikai Közlemények II. 1953.
7. Renner János: A függővonal-elhajlás. Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei. V. 1. 2. 1952.
8. Stokes, G. G.: On the Variation of Gravity at the Surface of the Earth. Trans. Cambridge Phil. Soc. 1849.

## KURZER BERICHT ÜBER POLARISATIONSUNTERSUCHUNGEN VON TRANSVERSALEINSÄTZEN

GERTRAUD RICHTER

Die gelegentlich in der Fachliteratur erwähnte Polarisation von SKS- und S-Einsätzen ist sowohl für die Deutung der Einsätze als auch für die Theorie der Übertragung seismischer Wellen im Erdinnern von Wichtigkeit. Es sind daher an einem grösseren Material die Schwingungsrichtungen der SKS-, SKKS- und S-Einsätze sowie der ihrer herdnahen Reflektionen eingehend untersucht worden.

Zur Erzielung der notwendigen Genauigkeit musste hierfür die Bodenbewegung aus den Seismogrammen rekonstruiert werden. Dafür ist es vorteilhaft, wenn man Registrierungen eines völlig homogenen Seismographensatzes zugrunde legen kann. Die GALITZIN—WILIP-Seismographen der Hauptstation Stuttgart entsprechen dieser Voraussetzung. In den Jahren 1949—1955 wurden von diesen Instrumenten eine grössere Anzahl von Beben mit Herdentfernungen von  $83^\circ$  und mehr aufgezeichnet. Von 96 Beben konnte die Transversalwellengruppe ausgewertet werden. Eine eindeutige Bestimmung von SKS ist erst in Herdentfernungen von  $83^\circ$  ab möglich, weswegen sich das Untersuchungsmaterial auf Beben grösserer Entfernung beschränkt. Die Herdazimute der untersuchten Beben sind nicht gleichmässig verteilt. Im wesentlichen liegen sie zwischen N bis ESE und zwischen SW bis NW. In den übrigen Richtungen zwischen SE bis SSW und im NNW sind keine Gebiete mit energiereichen Beben in der verlangten Entfernung von Stuttgart anzutreffen. Es wurden von allen in diesen Beben vorkommenden SKS-, SKKS- und S-Einsätzen und von Tiefherdbeben auch von sSKS- und sSKKS-Einsätzen die Schwingungsfiguren aus den beiden Horizontalseismogrammen gezeichnet. Diese Figuren sind in den meisten Fällen deutlich in einer Richtung gestreckt. Vergleicht man diese Schwingungsrichtungen mit der jeweiligen Herdrichtung, so ergibt sich, dass sich diese zwanglos in zwei Gruppen teilen lassen: in solche, die im Azimut des Herdes liegen und solche, die ungefähr dazu rechtwinklig sind. Da auch die Einsätze von longitudinalen Wellen im Herdazimut ausgerichtet sind, weil diese Wellen vollständig innerhalb der Fortpflanzungsebene schwingen, mussten sie mit Hilfe des Vertikalseismogramms ausgeschieden werden.

Gestattet man Abweichungen von  $\pm 9^\circ$  von der Herdrichtung, so sind 78% aller SKS-Schwingungen und 63% von SKKS streng azimutal polarisiert. Von ihren herdnahen Reflektionen (sSKS und sSKKS) sind 60% bzw. sogar 88% innerhalb dieses kleinen Streuwinkels im Herdazimut ausgerichtet. Abweichungen, die grösser als  $25^\circ$  sind, kommen bei SKS nur einmal, bei SKKS zweimal vor. Abgesehen von der Seltenheit grösserer Abweichungen lassen auch diese Fälle die Polarisationsrichtung noch eindeutig erkennen, da erst bei einer Abweichung von  $45^\circ$  Indifferenz zwischen den beiden Polarisationsrichtungen eintreten würde. Die regellose Verteilung der Abweichungen auf die verschiedenen Herdgebiete zeigt, dass keine Abhängigkeit von der Richtung und der Entfernung des betreffenden Epizentrums vorhanden ist und dass daher auch kein ursächlicher Zusammenhang mit den Besonderheiten des Herdes besteht. Die Polarisation von SKS usw. kann daher nur eine allgemeine Ursache haben. Sie findet ihre Erklärung in der Entstehung der transversalen Mantelwelle aus der longitudinalen Kernwelle. Da die letztere an der Kerngrenze in der durch den Herd gehenden und durch den Laufstrahl bestimmten vertikalen Fortpflanzungsebene erfolgt, steht auch zur Bildung der Transversalwelle jenseits der Kernwelle nur diese vertikale Komponente zur Verfügung. Die Projektion der sich durch den Mantel fortplanzenden transversalen Welle auf die Horizontalebene fällt also in die Richtung zum Herd. Das heisst aber, dass alle durch den Erdkern longitudinal gelaufenen und sich im Mantel als Transversalwelle fortplanzenden Wellen azimutal polarisiert sind.

Die zweite Gruppe von Schwingungsrichtungen umfasst die der S- und sS-Einsätze. Die hier ebenfalls deutlich hervortretende Polarisationsrichtung steht senkrecht auf der von SKS und damit auch auf der Herdrichtung. Allerdings ist die Polarisation hierbei nicht so streng wie die der azimutal polarisierten Wellen. In einem Streuwinkel von  $\pm 9^\circ$  um die Polarisationsrichtung liegen 45% aller S- und 40% aller sS-Schwingungen. Auch der Prozentsatz der mehr als  $25^\circ$  von der Polarisationsrichtung abweichenden Einsatzschwingungen ist mit 12 wesentlich höher und zeigt, dass die Ausrichtung der direkten Transversalwelle nicht so streng erfolgt wie die der durch den Kern gelaufenen SKS-Welle. Trotzdem ist auch hier das Vorherrschen der Polarisationsrichtung eindeutig. Die Ursache der Polarisation der direkten S-Welle soll in einem anderen Zusammenhang untersucht werden.

Mit dem hier vorliegenden Ergebnis hat die eingangs erwähnte empirische Regel ihre Bestätigung gefunden, d.h. die azimutale Polarisation von SKS, SKKS und ihren herdnahen Reflektionen und die dazu rechtwinklige Ausrichtung der S-Einsätze und deren herdnahe Reflektionen in Herdentfernungen über  $83^\circ$  ist damit nachgewiesen. Hieraus folgt, dass man aus der Schwingungsrichtung der SKS- und verwandter Wellen das Herdazimut ermitteln oder bei bekannten Herdkoordinaten im Zweifelsfällen entscheiden kann, welches der SKS- und welches der S-Einsatz ist.

Darüber hinaus zeigt das Material, dass Einsätze von direkten S-Wellen, welche eigentlich wegen der Schattenwirkung des Erdkerns

nur bis  $107^\circ$  Herdentfernung zu erwarten sind, auch in grösseren Entfernungen bis etwa  $125^\circ$  noch deutlich auftreten. In einigen Beben sind sie sogar die einzige markante Bewegung in der Transversalgruppe. Ausserdem ist es auffällig, dass in einigen Seismogrammen alle SKS- und dgl.-Einsätze fehlen, während die Einsätze der direkten S-Wellen deutlich sind und umgekehrt in anderen Seismogrammen die Kernwellen deutlich nachzuweisen sind, während alle direkten S-Wellen fehlen. Es ist naheliegend einen engen Zusammenhang zwischen diesen Erscheinungen und der Ursache der Polarisation der direkten S-Wellen zu vermuten, worauf in einer weiteren Untersuchung eingegangen werden soll.





V. ШЕФФЕР:

## К ВОПРОСУ ВЕНГЕРСКОГО ПРОМЕЖУТОЧНОГО МАССИВА

„Бачка — Задунайским палеозойским порогом” называет автор то варистическое образование, установленное на основании геофизических и геологических данных, которое прослеживается между массивом Чехских Судетов и средними массами Пелагонского блока и на территории которого палеозойские отложения, залегающие на поверхности или на небольшой глубине, находятся в среднем на 1000 м. выше, чем в окружающих областях. Соответствующее этому порогу глубинное варистическое образование представляет собой венгерский промежуточный массив.

По восточной части его Венгерский Бассейн пересекается системой разломов и грабенов Краистыда, прослеживающейся через Балканский полуостров от Егейского моря, и которая сохраняет свою первоначальную ширину и глубину грабенов и под территории Большой Венгерской Низменности.

Подземное продолжение Трансильванской горы Резхедьшер под территории за тисой основание бассейна подразделяют на две части.

Южный бассейн, содержа в себе депрессии Куншага на западе прослеживается до палеозойского массива Задунай—Бачка; Северный бассейн, прослеживающийся до югозападного крыла Судетического антиклинория, это глубокая цепь, в которой накопилась громадная масса вулканических образований.

На средней зоне Венгерского бассейна, начиная от Савийской складчатой зоны через Надъканижа, Кечкемет, Кишмаря с югозапада к северовостоку проходят, расчлененные на палеозойские и мезозойские секции — Южноальпийские цепи неогеного возраста, — пояс Южноальпийских надвиговых зон.

V. SCHEFFER

## ÜBER DIE FRAGE DES „ZENTRALMASSIV“-S DES KARPATENBECKENS

Auf Grund von geophysikalischen und geologischen Unterlagen lässt sich auf dem Gebiete von Transdanubien und der Batschka eine paläozoische Schwelle festlegen. Diese streicht von NNW nach SSO und stellt eine Verbindung der Tschechischen Masse-Sudeten mit dem Pelagonischen Massiv dar. Die teilweise an der Oberfläche, teilweise in geringer Tiefe liegenden paläozoischen Gesteine dieses „Ungarischen Zentralmassiv“-s ragen im Durchschnitt mit 1000 M Höhenunterschied von der paläozoischen Umgebung heraus.

Entlang der tektonischen Störung an der Ostseite der Schwelle setzt sich in dem Karpatenbecken das Kraistiden Lineament der Balkanhalbinsel fort. Dieses regionale Bruch- und Grabensystem behält seine ursprüngliche Breite und Grabentiefen auch unter der Sedimentdecke der ungarischen Tiefebene.

Der kristalline Untergrund des östlichen Teiles der ungarischen Tiefebene wird von den unterirdischen Ausläufern des Siebenbürgischen Rézgebirges in zwei Becken geteilt. Das südliche Becken, welches die sogenannte „Kunság“ — Depression in sich schliesst reicht im Westen bis zur Ostgrenze der „Transdanubisch-Batschkaer paläozoischen Schwelle“, das nördliche Becken hingegen bis

zur SW Flanke des sogenannten Sudetiden Antiklinoriums. In dem nördlichen Becken ist eine grosse Anhäufung vulkanischer Gesteine festzustellen.

Durch die Mittelzone des Ungarischen Beckens zieht unter der jungen Sedi-mentdecke von den Savefalten ausgehend von SW nach NO gerichtet, entlang der Linie Nagykanizsa—Kecskemét—Kismarja der sogenannte Südalpine Gebirgszug. Die zonale Wechslung der paläozoischen und mezozoischen Glieder dieses Streifens ist neogenen Alters.

## A MAGYAR „KÖZBÜLSŐ TÖMEG” KÉRDÉSÉHEZ

SCHEFFER VIKTOR

Az utóbbi évek geológiai-geofizikai irodalmában a kutatások előrehaladott állapotának megfelelően egyre több oly munka lát napvilágot, amely lehetővé teszi a Magyar-medence „közbülső tömeg” kérdésének az újabb eredmények alapján való tanulmányozását.

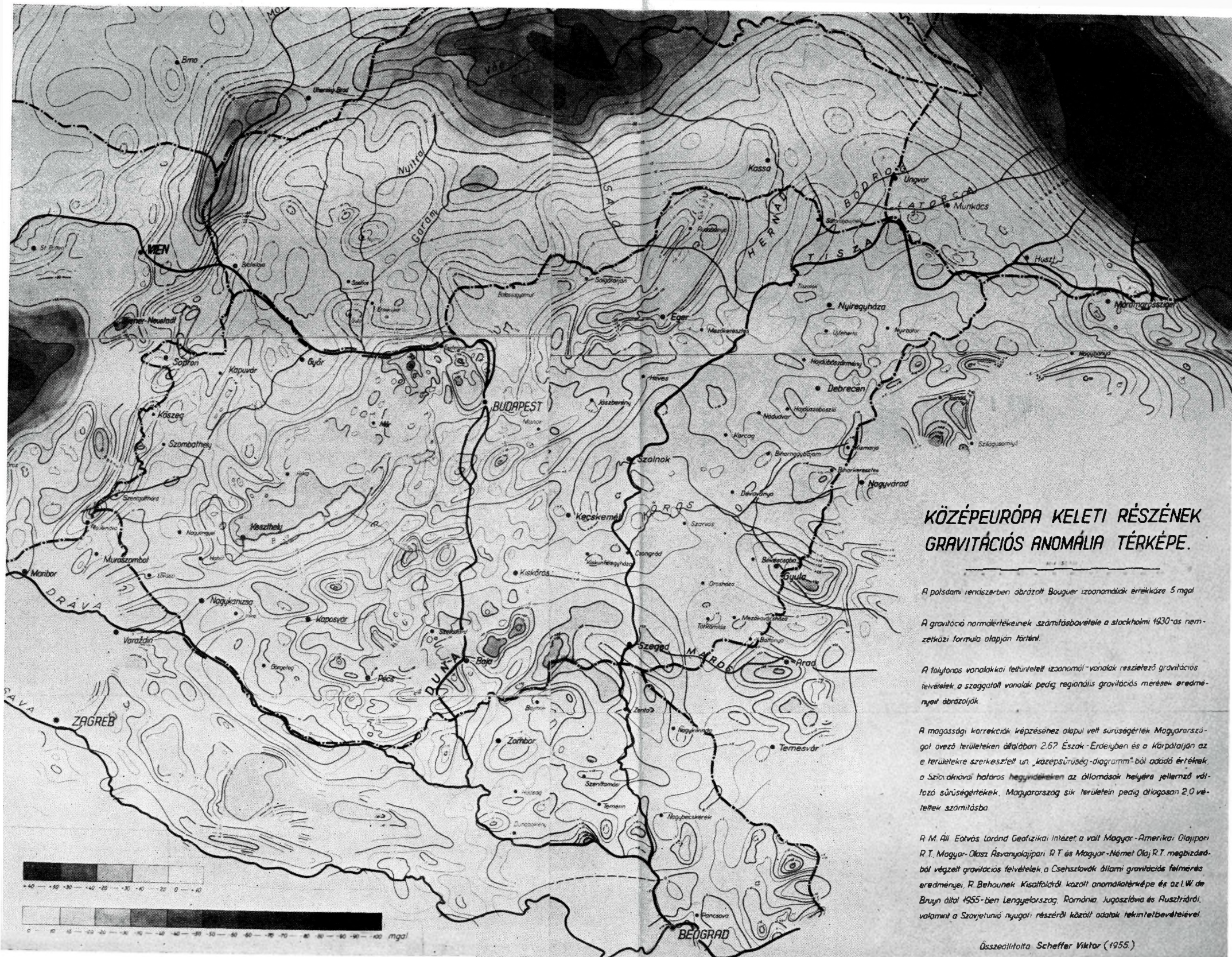
Vadász Elemér az elmúlt évtizedben a Kárpát-medencék varisztida aljzata felépítésének kérdéseire vonatkozó [1, 2, 3] alapvető megállapításai a magyar kutatók figyelmét e gyakorlatilag is nagyfontosságú problémára irányította. Munkássága nyomán Kertai György [4], Körössy László [5] és Tomor János [6] szolgáltatott újabb, értékes adatokat a medence-aljzat megismeréséhez a hazai kőolajkutatás során nyert legújabb földtani eredmények alapján.

Az alábbiakban a magyar földtani kutatók legújabb eredményeinek a hazai geofizikai kutatás eredményeivel való egybevetésével adunk újabb adatokat az ún. „Magyar közbülső tömeg” szerkezetének megismeréséhez.

„Medencealakulataink szerkezetére vonatkozóan általános elfogadott megállapítás, hogy azok helyén, különösen a Nagyalföldre vonatkozóan, egységes tömb (Tiszia) volt, amely a kréta-időszaktól kezdve részleges feldarabolódással fokozatosan süllyedt le, helyet adva a különböző időszakok üledékképződéseinek” írja Vadász Elemér „Magyarország földtana” című munkájában [7].

A hazai földtani kutatások során beigazolódott, hogy „A Magyar-medencék ismert ÉK-DNy irányú főtektonikai vonalai jellemzőek mezozoos alaphegységünk, a fedőhegységek szerkezetére. Irányt mutathatnak a fiatalabb vulkanizmusra is, de az ópaleozóos, paleozóos, triász, jura és kréta medencealjzat elrendeződésére nem nyújtanak felvilágosítást.” [8]. A következőkből megállapítható, hogy a magyarországi geofizikai felvételek eredményei egyrészt teljes mértékben alátámasztják az előbbi megállapítást, másrészt pedig módot nyújtanak az ún. Magyar „közbülső tömeg” jelenlegi szerkezte megismeréséhez. Az értekezés anyagának részletes tárgyalása előtt előrebocsátjuk, hogy e munka megírásánál nagytektonikai jellemzés volt a cél, ennél fogva lokális jelentőségű földtani szerkezetekkel ennek keretében nem foglalkozunk.





## KÖZÉPEURÓPA KELETI RÉSZÉNEK GRAVITÁCIÓS ANOMÁLIA TÉRKÉPE.

A potsdami rendszerben ábrázolt Bouguer izonómiaiák értékére 5 mgal

A gravitáció normálértékeinek számításbőveitele a stockholmi 1930-as nemzetközi formula alapján történt.

A talytonas vonalakkal feltüntetett izonómiai-vonalak részletező gravitációs tevételek a szaggatott vonalak pedig regionális gravitációs mérések eredményeit ábrázolják

A magassági korrekciók képzéséhez alapul vett sűrűségérték Magyarországól övező területeken általában 2,67 Észak-Erdéjben és a Kárpátalján és e területekre szerkesztett ún. „közepsűrűség-diagramm”ból adódó értékek, a Szibériai határos hegységeken az állomások helyére jellemző változó sűrűségértékek, Magyarország sík területein pedig átlagosan 2,0 értékek számításba

R. M. Áll. Eotvös Loránd Geofizikai Intézet a volt Magyar-Amerikai Olajipari R.T., Magyar-Olasz Ásványolajipari R.T. és Magyar-Német Olaj R.T. megbízásából végzett gravitációs felvételek, a Csehszlovákiai állami gravitációs felmérés eredményei, R. Behounek Kisalföldi közeli anomáliatérképe és az I.W. de Bruyn által 1955-ben Lengyelország, Románia, Jugoszlávia és Ausztriáról, valamint a Szovjetunió nyugati részéről közölt adatok tekintetbevételeivel.

Üsszeállította Scheffer Viktor (1955)

1. ábra



## A varisztida aljzat főbb szerkezeti vonásai

### a) A Dunántúl—Bácskai paleozóos küszöb

Közép-Európa keleti részének gravitációs anomáliatérképét (1. ábra) tanulmányozván [9] megállapíthatjuk, hogy azon a Zalaegerszeget Eszékkel összekötő egyenes vonalra merőleges irányban a gravitációs anomáliák nagyságának gyors változása észlelhető. A Zalaegerszeget Eszékkel összekötő vonal két oldalán lemélyített mélyfúrások (pl. Szigetvár—Szulok, Kaposfő—Görgeteg, Balatonhidvég—Hahót) eredményei [10] azt bizonyítják, hogy a gravitációs anomáliáknak a szeizmikus mérések eredményeivel összhangban levő gyors értékváltozását e területen a paleozóos alaphegység felszínének ÉK-ről DNy-felé haladva tapasztalható egyre nagyobb mélysége okozza.

A Zalaegerszeg—Eszék vonaltól ÉK-re levő területen, a paleozoikum helyenként a felszínen, helyenként kis mélységben van, e vonaltól DNy-ra pedig átlagban 1000 m-rel mélyebben található.

A Zalaegerszegtől É-ra fekvő területekről már régebben megállapították [11, 12], hogy ott Kőszeg—Sárvár—Ukk—Sümeg—Fonyód vonalában egy, a kisalföldi és délzalai nagy süllyedéseket elválasztó, valószínűleg paleozóos kiemelkedetebb gát húzódik.

Az e fejezetben tárgyalt paleozóos vonulat csapásiránya megerősíti ifj. Lóczy Lajos, Szentes és Teleki, valamint Vendel Miklós más eljárások alapján nyert, a paleozóos képződmények varisztid csapásirányáról adott megállapításait [13, 14, 15].

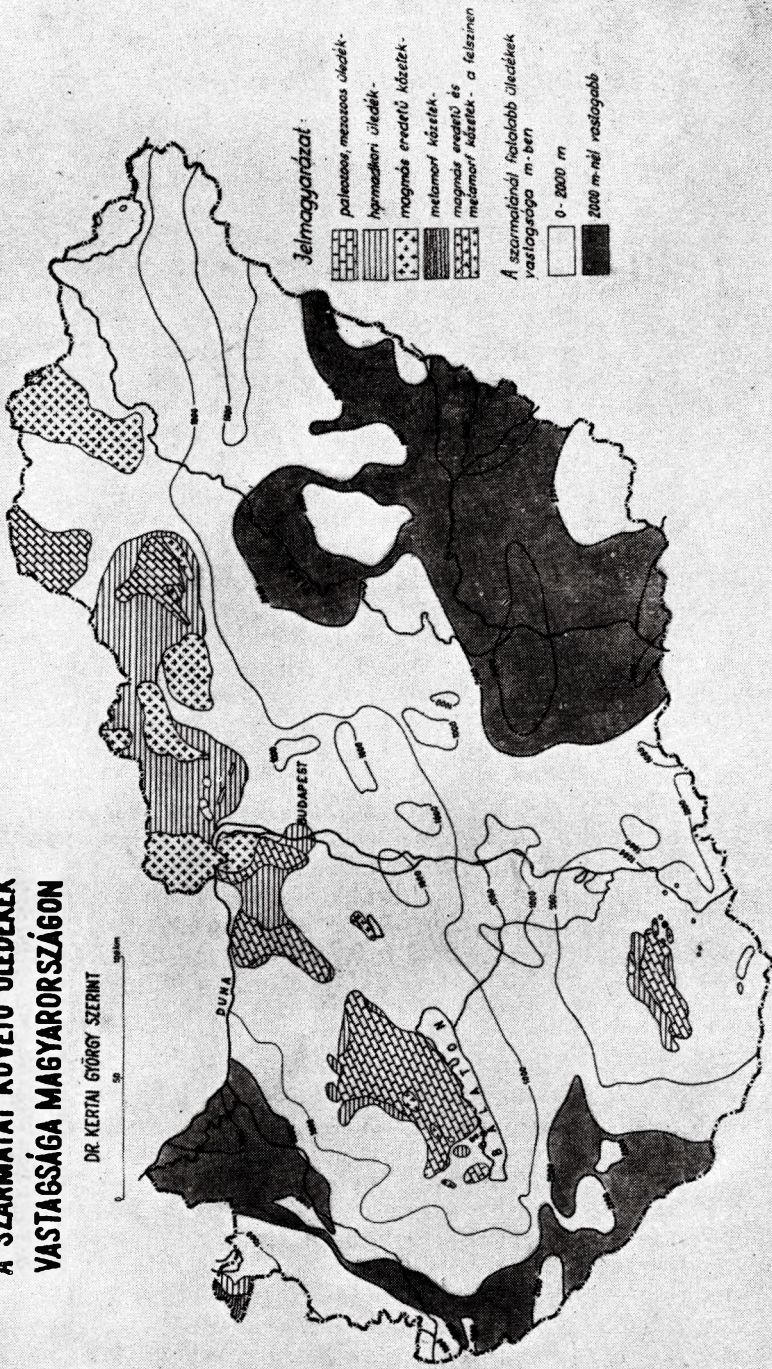
Ezen ÉÉNy—DDK csapású paleozóos vonulat K-i határainak megállapításánál helyenként csak a mélyfúrási eredményekre és a szeizmikus mérések eredményei alapján eszközölhető megállapításokra támaszkodhatunk. Ez elsősorban a Nagyalföld Szegedkörnyéki részére áll, ahol Békéscsaba környékéhez hasonlóan, a gravitációs képen feltehetően mélyen fekvő bázisos vulkáni tömegek hatásait sejtjük.

A Tisza Zentától D-re fekvő szakaszának környéke gravitációs anomáliáiból megállapítható, hogy a tőle Ny-ra fekvő zóna általában magasabb anomáliaértékekkel jellemzett, a tőle K-re elterülő részeknél.

Vladimir Aksin, a Novisad-i „Naftagas” Vállalat főgeológusa publikációja [16], szíves közlései, valamint az ezek nyomán írt magyar közlemények [17, 18] alapján tudjuk, hogy a Jugoszláviában lemélyített fúrások (Zednik, Ada, Mol, St. Becej-Kikinda, Melenci) a paleozóos alaphegységet a Tisza vonalától Ny-ra 600—1000 m-rel magasabban találták, mint a Tiszától K-re. A paleozóos medencealjzatnak ilyen nyugaton hirtelen felemelkedése egy ÉÉNy—DDK irányú vonal mentén történt, melynek magyarországi, Duna—Tisza közti folytatását legjobban Kertai György „A szarmatát követő üledékek vastagsága Magyarországon” c. térképén (2. ábra) [19] követhetjük. A Duna—Tisza köze középső zónájában a paleozoikum felemelkedése a bácskai szakasznál lényegesen nagyobb (Ferencszállás, Sándorfalva—Bácsmadaras). Kis-kunfélegyháza magasságában a paleozoikum a Tisza-környéki részekén feltehetően sokkal mélyebben van, mint a Duna—Tisza köze Dunához közel fekvő zónájában.

# A SZARMATÁI KÖVETŐ ÜLEDÉKEK VASTAGSÁGA MAGYARORSZÁGON

DR. KERTAI GYÖRGY SZERINT



## Jelmagyarázat:

- palaeozoos, mezozoos üledék-
- harmadkori üledék-
- magmás eredetű kőzetek-
- metamorf kőzetek-
- magmás eredetű és metamorf kőzetek - a felszínen
- A szarmatánál fiatalabb üledékek vastagsága m-ben
- 0 - 2000 m
- 2000 m-nél vastagabb

2. ábra.



A paleozóos lépcsők ÉNy-i folytatásának vonala innen a Váli és a Pilisvörösvári völgyek felé halad. Ezekről Ny-ra, a Velencei-hegység környékén a paleozóos kőzetek a felszínen vannak, míg az ezektől K-re lemerült, Budapest környéki mélyfúrások paleozóos kőzeteket nem értek el.

A. Zatopek kutatásai szerint [20] Nyugat-Szlovákia fő-szeizmotektonikai vonala a Váli völgy zónájának ÉNy-i folytatását képezi. Értekezése 2. ábrájában közölt térképe alapján megállapítható, hogy Nyugat-Szlovákia szeizmotektonikai irányai megegyeznek a Réthly által közölt [21] Kecskemét—Budapest környéki zóna szeizmotektonikai vonalainak irányával, melyeknek legkifejezettebbje Kecskeméttől ÉÉNy-irányban Budapesten átvonulva a Pilisvörösvári völgyet harántolja.

Csehszlovák kutató-kartársaink szíves közlései, valamint Körössy László részben ezek felhasználásával írt kislalföldi tanulmányából [22] ismeretes, hogy a Kisalföld medencealjzata e vonaltól K-re több, mint 1000 m-rel van mélyebben a tőle Ny-ra fekvő terület medence-aljzatánál.

E helyen kell megemlékeznünk a Telegdi Róth Károly által leírt Ölvédi-vonal [23] az ezen értekezésben közölt megállapításokat megerősítő tektonikai jelentőségéről. Telegdi Róth Károly jellemzése alapján az ÉNy—DK irányban húzódó „Ölvédi-vonal” választja el a Nyugati-Kárpátok maghegységi ókori képződményeit az ÉK-re következő Alacsony-Tátrai takaró-rendszerrel. Szerinte az Ölvédi-vonal a takarómozgások következtében egymás mellé került és felépítésében egymástól eltérő, hegység szerkezeti nagy egységeket különít el.

Az e fejezetben eddig ismertetett és nagyjából

1. Kőszegi-hegység—Zalaegerszeg—Eszék és

2. Váli-völgy—Kecskemét—Keletjugoszláviai Morava-völgy lefutású két tektonikai vonal között az előbb kifejtett tények alapján egy paleozóos küszöb terül el, amelyet Dunántúl—Bácskai paleozóos küszöb elnevezéssel illetünk (3. ábra). E küszöb területén a paleozóos képződmények, melyek egy része a felszínen van, átlag kb. 1000 m-rel vannak magasabban a küszöböt környező területek paleozóos képződményei felszínéhez képest.

A Dunántúl—Bácskai paleozóos küszöb nagyszerkezeti helyzete a Pelagóniai masszívum ÉNy-i folytatása [24], amellyel való egykori összefüggést sejteti a Mojsisovics-féle keleti szárazulat, „Orientalisches Festland” DK-ről ÉNy-i irányba, a Dunántúl DK-i sarkába nyúló egykori félszigetének feltételezése is [25, 26].

A Dunántúl—Bácskai paleozóos küszöbtől ÉNy-ra fekvő területek tektonikáját vizsgálva [27, 28] megállapíthatjuk, hogy a Cseh-masszívum és a Szudéták ÉNy—DK irányú peremi és peremközeli főtörésvonalai irányra és elhelyezkedésre nézve a Pelagóniai masszívum—Dunántúl—Bácskai paleozóos küszöb peremi leszakadási övei ÉNy-i folytatásainak képzelhetők el.

Mindkét peremi leszakadási öv messze túlhaladja a Szudéták illetőleg Cseh-masszívum területét. Az ÉK-i tektonikai öv lengyel területen Legnica (Liegnitz) magasságában enyhén ÉNy—Ny-ra fordul [29] és



**A DUNÁNTÚL-BÁCSKAI PALEOZOÓS KÜSZÖB ÉS A KRAISTIDA-TÖRÉSENYSZER FOLYTATÁSA A KÁRPÁTMEDENCÉBEN.**

SCHNEIDER VIKTOR SZERKÉSZT  
 0 50 100 150 200 km



- Gránitok, Irásztópus paládák és horvátkori vulkánus képződmények
- Iektónikai szőlő
- Kraistida rétegei

3. ábra.

„Mitteldeutscher Hauptabbruch” elnevezéssel harántolja a Német Demokratikus Köztársaság területét [30, 31]. A „Mitteldeutscher Hauptabbruch” fúrásokkal igazolt tektonikai öve gravitációs és szeizmikus mérések eredményei alapján nyert megállapítást. Figyelemreméltó, hogy R. Meinhold, a magdeburgi VEB Erdöl und Erdgas főgeológusának adatai alapján e főtörésvonal mentén DNy-ról ÉK-irányban haladva a paleozóos kőzetek átlagban 1000 m-es leszakadását állapították meg. Ez a leszakadás úgy irányban, mint az elmélyülés nagyságában, nagyjából egyezik a fejezet elején ismertetett Magyarországon megállapítható leszakadási értékekkel.

Az eddig közölt adatok azt a tény valószínűsítik, hogy a Pelagoniai masszívum a Cseh-Masszívummal és a Szudétákkal a Dunántúl—Bácskai paleozóos küszöbön keresztül egykor egy összefüggő alakulatot képezett. Lényegében ez a Dunántúlon és a Bácskán átvonuló paleozóos alakulat képezi azt a variasztikus ún. „közbülső tömeget”, melyet kutatásaink eddig elért eredményei alapján rekonstruálni tudunk.

Ez a „Magyar közbülső tömeg” tehát közvetlen folytatása a Hellenidákhoz tartozó Pelagoniai masszívumnak, amelyet a Rodopei-tömbtől a Vardar öv választ el.

Az elmondottakból az is kitűnik, hogy ez a „közbülső tömeg” nem felel meg a Kober-i értelemben vett „Magyar közbülső tömeg” fogalmának.

#### b) A Kraištida-törésrendszer folytatása a Kárpát-medencében

A Balkán félszigetet az Égei tengertől a Duna Belgrádtól K-re fekvő szakaszáig a Struma és Morava folyók mentén harántoló Kraištidák tektonikai rendszerét első ízben E. Bončev ismertette 1936-ban [32, 33]. 1958-ban kiadott legújabb munkájában [34] saját, valamint V. K. Petkovič újabb kutatási eredményeire [35, 36] támaszkodva összegezi a „Kraištida Lineament”-re vonatkozó legújabb ismereteket (4. ábra).

E. Bončev szerint a Kraištidák szerkezeti elemeit a törések képezik, melyek következtében a mezozoikum elejétől napjainkig tartó tektonikai folyamat során e zónában hosszan elnyúlt tektonikai árkok keletkeztek. A Kraištida törés-komplexum területén titon, szenon, felső-eocén, oligocén és pliocén árkok nyertek megállapítást (5. ábra).

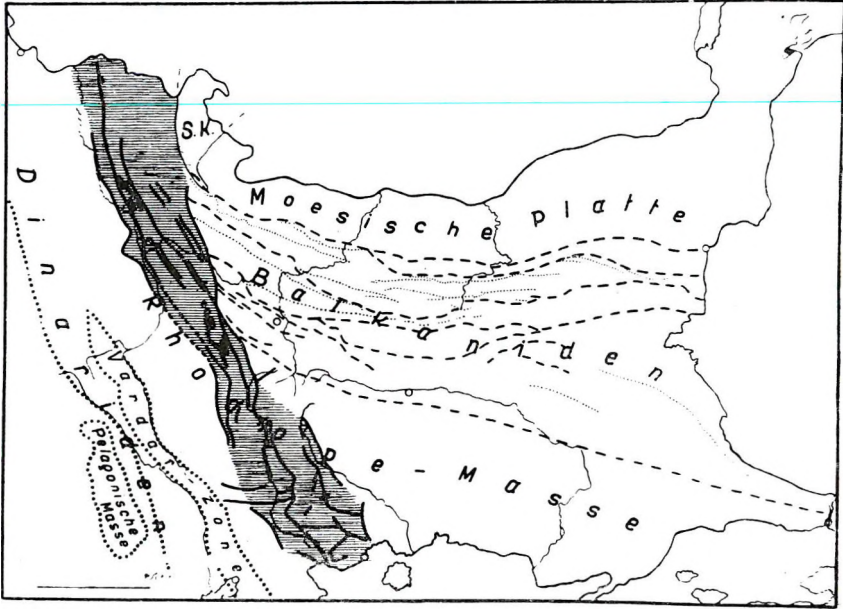
A Kraištida-vonulat nyugaton a Rodope közbülső tömege szegélyére támaszkodik és a területén megállapítható áttolódások általában keleti vergenciájúak.

A Kraištida zóna átlagos szélessége 50—70 km, egyes területeinek nagymértékű függőleges mozgásokról tanuskodó süllyedései pedig 1500-tól 2500 m nagyságúak.

Kutatási eredményeink alapján feltételezhető, hogy a Kraištida vonulat eredeti irányát és szélességét megtartva az Alföld fiatal üledék-takarója alatt, a Dunántúl—Bácska-i paleozóos küszöb K-i leszakadása mentén a Kárpát-medencét is harántolja. E zóna tengelyét a Duna Morava-torkolatmenti szakaszától a Melenci—Nagykikinda—Szeged—Kiskunfélegyházát összekötő vonal jelöli ki. A kijelölés alapjául a geo-



fizikai mérések eredményei, valamint egyfelől a Tompa, Žednik, Ada, Mol, St. Becej-Ovča, másfelől pedig a Pusztaföldvár—Tótkomlós—Battonya—Zádorlak (Románia)—Boka—V. Greda—Jermenovci—Lokva, és a fenti két öv között lemélyített Sándorfalva—Ferencszállás—Nagykikinda és Melenci környéki fúrások által megállapított átlagosan 1000 m-t meghaladó kristályos alaphegység szintkülönbség szolgálhatnak.



4. ábra. A Kraištídák helyzete a Balkánfélsziget alpi-himalájai orogén-vonulatai között, E. Bonceev szerint.

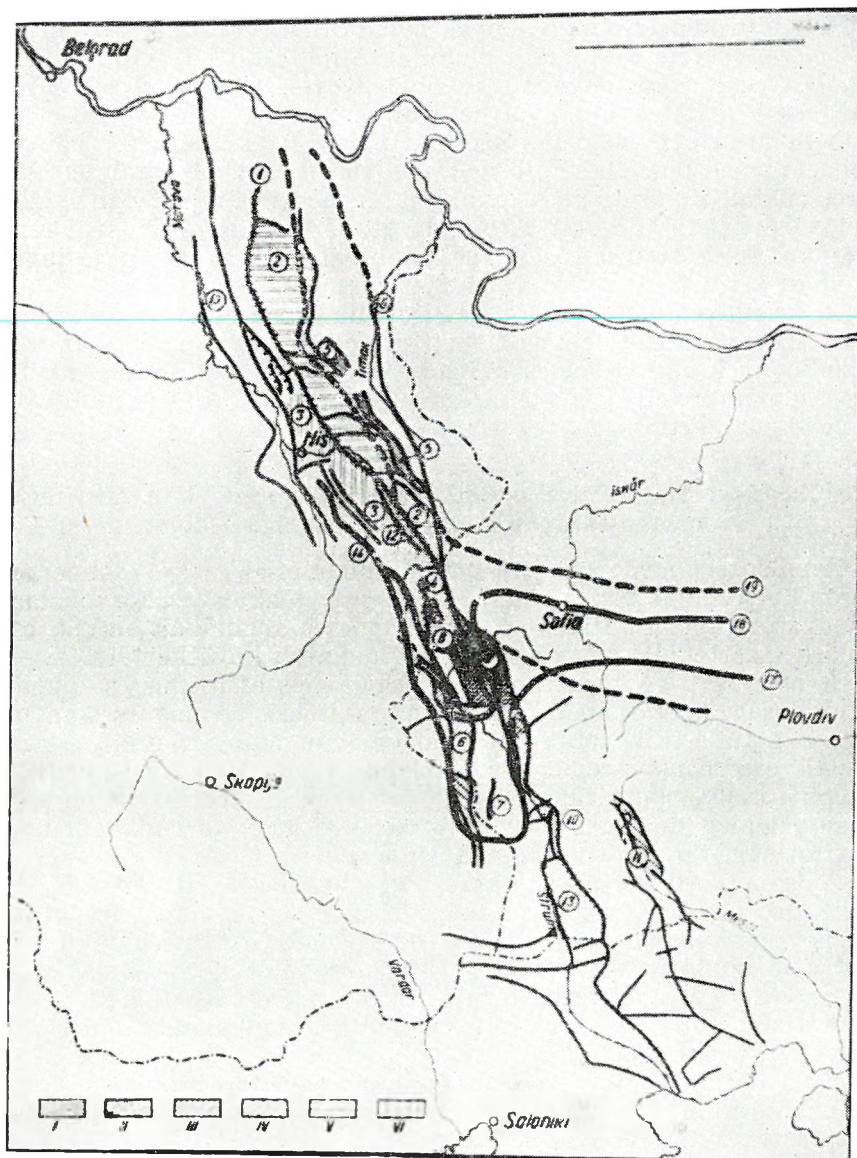
A Kraištídák és a jelentősebb törésvonalak árnyékolva vannak. A Balkánidák fontosabb tektonikai vonalai szaggatottan és az egyes gerincvonulatok tengelyei pontozással jelöltettek.

S. K. = Déli Kárpátok.

Lehetségesnek tartjuk, hogy a Kraištida rendszer a Duna—Tisza köze É-i felén áthaladó dél-alpi vonulatok alatt a mélységben tovább húzódik ÉÉNy-irányban. E feltevés igazolására azonban még nem állnak rendelkezésünkre mélyfúrási adatok.

### c) A Tiszántúl K-i részének medencealjzata

A Dunántúl—Bácska-i paleozóos küszöb és a vele közel párhuzamos és a Tiszántúl ÉK-i végződése alatt átvonuló Szudetida antiklinórium [37] között fekvő terület kristályos kőzetekből álló medencealjzatát egy, az Erdélyi Rézhegység zónájából kiinduló és Hajdúszoboszló—Biharnagybajom felé tartó, a neogén képződmény alatti, környezetéből kiemelt helyzetű kristályos pala-vonulat választja ketté [38].



5. ábra  
A Kraistidák tektonikai vázlata  
E. Bonev szerint

I. Titon árok. II. A keletszerbiai szenon árok. III. Paleogén árkok. IV. Pliocén árkok. V. A Rtan- és Kučaj-i keleti antiklinális öv. [1]. VI. A nyugati antiklinális öv. [2]. 1. Az Ozren-Trón-i mélytörés. 2. A Rtan-Kučaj-i antiklinális sorozat. 3. A Suha-Planina-Trón-i antiklinális sorozat. 4. Kraistid-títon árok. 5. A keletszerbiai szenon árok. 6. A Pianec-árok. 7. A Suhostrel-Padés-i félárok. 8. A Blatešnica-i árok. 9. A Bobovdol-i árok. 10. A Brezane árok. 11. A Mesta árok. 12. A Koritnica árok. 13. A Struma árok. 14. A Zaplanje árok. 15. A Morava árok. 16. A Knjazevac-Pirot-i tektonikai öv. 17. A triasztenger egykori déli határa. 18. Az alsó és középső juratengerek egykori déli határa. 19.

Az alpid szenontenger valószínű határai.

A déli medencét, amely lényegében a Stille által Bihar geoszinklinális [39] névvel illetett tektonikai alakulat Alföld alatti folytatásának felel meg, DK-en a Kodru—Moma és a Hegyes—Drocsa hegységek [40] és azok felszín alatti nyulványai határolják.

Nyugaton a Dunántúl—Bácska-i paleozóos küszöb K-i határainak megfelelő paleozóos lépcsőig terjed, magába foglalva az általunk Kúnsági depresszióknak nevezett mélyvonulatot. A medence aljzat e mély zónáját az előző pontban tárgyalt Kraistida rendszer harántolja és e rendszer képezi az összeköttetést a Maros geoszinklinálisnak az Alföld D-i jugoszláv és román területeire nyúló Ny-i végződésével.

A kristályos pala vonulat ÉK-i oldala és a Szudetida antiklinórium DNY-i szárnya között elterülő medencefenék mélyvonulatában vulkáni képződmények nagy tömegei halmozódtak fel. E földtani alakulatot egy előző munkánkban [41] a vulkáni képződmények Nyírségi amfiteátruma elnevezéssel illettük.

### **A fedőhegység vonulataira vonatkozó következtetések a gravitációs és mágneses anomáliák irányítottsága alapján**

A paleozóos medencealjzat vonulatainak és az ezekre csaknem merőlegesen helyezkedő felszín alatti fedőhegység alakulatok körvonalazására a magyarországi gravitációs és földmágneses anomáliák alakja, csoportosulása és értékalakulása alapján is vonhatók következtetések.

A mellékelt „A magyarországi gravitációs és mágneses anomáliák irányítottsága” c. térképen (6. ábra) a gravitációs és mágneses anomáliák tengelyeit tüntettük fel. A Magyarországon eddig végzett szeizmikus mérések eredményei regionális értelemben általában megerősítik az e térképből kiolvasható irányítottságokat, ezek azonban országos viszonylatban jelenleg még nem ábrázolhatók oly nagy területeken, hogy az irányítottsági térképre felvihetők lennének.

A térkép egyszerű grafikus szerkesztéssel készült, azonban Egyed László ígéretét bírjuk arra vonatkozóan, hogy az anomáliák irányítottsági térképét a közeljövőben az Egyed—Szemerédy mechanikus irányeloszlás meghatározó eszközzel [41] is megállapítják.

E térképből a következő jellegzetességek olvashatók ki.

A Rába vonalától ÉNy-ra fekvő terület anomáliáinak irányítottsága ÉÉK-DDNy-inak adódik.

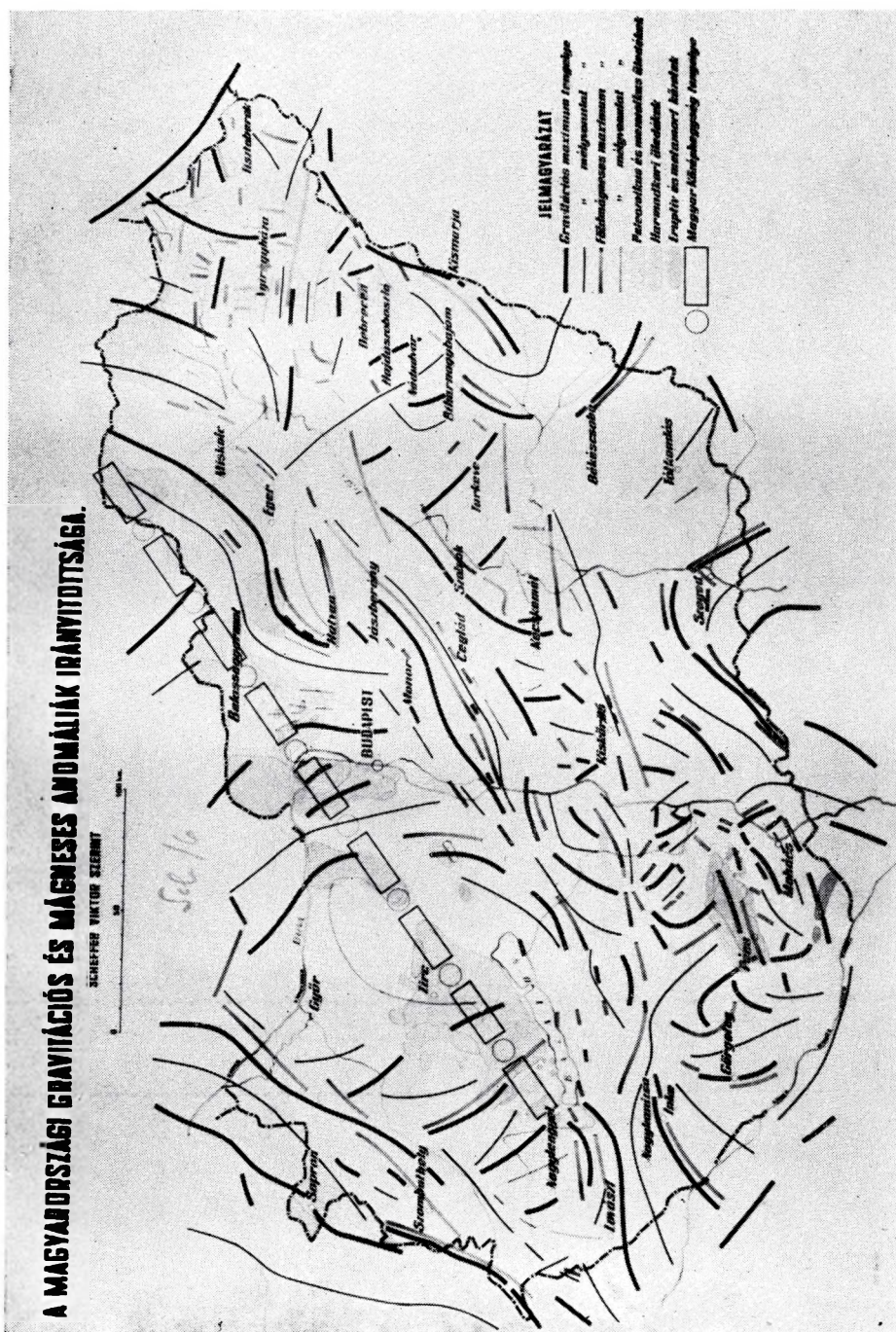
Ez a környezetétől elkülönülő anomália-csoport eddigi ismereteink alapján földtanilag is az Alpok, Kárpátok és Középhegységeink között idegen szerkezeti egység [43].

A Rába vonala az anomáliák irányítottsági térképe szerint a csapásirányok hirtelen megváltozásának kritériuma alapján határozott tektonikai vonalként jelentkezik. E vonal DK-i oldala és a Magyar-középhegység gerinczónája között mind a gravitációs, mind a földmágneses anomáliák tengelyei ÉÉNy—DDK-i irányítottságúak és valószínűleg a varisztikus medencefenékről jövő hatásokat tükrözik.

A Magyar-középhegység és a Szeged—Békéscsaba környéke közötti területen általában a Dunántúl—Alföldperemi vulkáni övnek és a

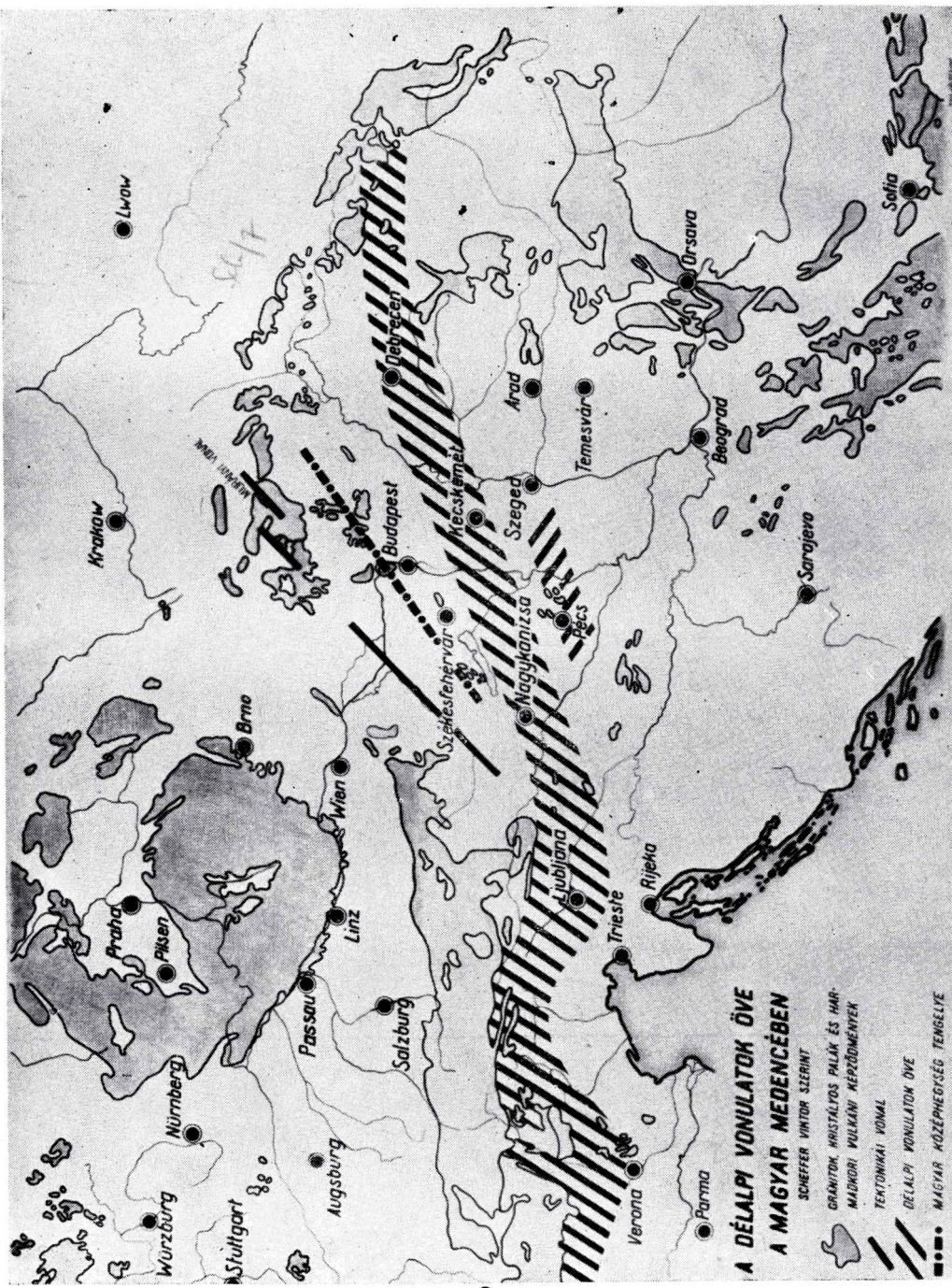


ly. / 1-2  
 64.0. után



6. ábra.





**A DÉLALPI VONALATOK ÖVE  
A MAGYAR MEDENCÉBEN**

- SCHEFFER VINTOR SZERINT
- GRÁNYTOK, KRISZTÁLYOS PALLÁS ÉS HÁR-MÁJDNORI VULKÁNI MÉRZŐMÉNYEN
- TEKTONIKAI VÖDMAL
- /// DÉLALPI VONALATOK ÖVE
- .... MAGYAR KÖZÉPMÉRSÉG TENGELYE



Szávaredők folytatását képező dél-alpi vonulatoknak megfelelő irányítottság állapítható meg. Az utóbbit kifejező anomália-csoport tengelye nagyjából Nagykanizsa—Kecskemét—Kismarja között húzható meg.

A dél-alpi vonulatok övétől DK-re fekvő területen, a Görgeteg és Békéscsaba környékét összekötő vonaltól D-re általában újból varisztikus irányítottság állapítható meg a geofizikai mérések eredményeiből.

Ez az irányítottság a Görgeteg és Kiskörös között fekvő területen, valamint a Szeged és Békéscsaba közti zónában zavartalannak mondható.

A Mecsek és Villányi hegységek zónájában, valamint az ezek közé eső terület ÉK-i folytatásában azonban határozottan jelentkezik egy újabb, a dél-alpi vonulatokéval azonos irányítottságú anomáliásáv. Ennek kiterjedése azonban csak a Dunántúl—Bácska-i paleozóos küszöb területére korlátozódik.

A Magyarország területén az irányítottság alapján is megállapítható és eddigi kutatási eredményeink által igazoltnak tekinthető dél-alpi vonulatok övét, mint a Déli Alpoknak a Szávaredőkön túli felszín alatti folytatását külön térképvázlaton is ábrázoltuk (7. ábra).

E vonulat a varisztikus medencealjzatra merőlegesen települve paleozóos és mezozóos pásztákra tagoltan harántolja a Magyar-medence területét. Ez a tektonikai öv, melyet Vadász E. [44] találóan a „Délalpi torlódás övé”-nek nevez, neogén eredetűnek tekinthető [45].

#### I R O D A L O M

1. Vadász E.: Magyarország Földtana. Akadémiai Kiadó. Budapest, 1953.
2. Vadász E.: Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata. Akadémiai Kiadó. Budapest, 1954.
3. Vadász E.: A Magyar Alföld mélyszerkezete. Természet és Társadalom Budapest, 1955. IX.
4. Kertai Gy.: A magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatás eredményei alapján. Földtani Közlöny 87. 4. Budapest, 1957.
5. Körössy L.: A Tiszántúl mélyföldtani és ősföldrajzi viszonyai a kőolajkutatása kilátásai szempontjából. Bányászati Lapok 1957. 9. sz. Budapest.
6. Tomor J.: A magyarországi olajkutatás új eredményei és lehetőségei. Bányászati Lapok 1958, 10—11. sz. Budapest.
7. Vadász E.: lásd 1. 343 old.
8. Kertai Gy.: lásd 4. 386. old.
9. Scheffer V.: Adatok a Kárpátmedencék regionális geofizikájához. Geofizikai közlemények. Budapest, VI. kötet 1—2 sz. 1957.
10. Balogh K.—Horusitzky F.—Kretzoi M.—Noszky J.—Rónai A.—Szentés F.: Magyarázó Magyarország 1:300 000-es földtani térképéhez. Műszaki Könyvkiadó. Budapest, 1958.
11. Jaskó S.: Lepasztulás és üledékfelhalmozódás Magyarországon a Kainozoikumban. Földtani Közlöny, 77. kötet, 29. old. 1—12. szám. Budapest, 1947.
12. Scheffer V.—Kántás K.: A Dunántúl regionális geofizikája. Földtan Közlöny 79. kötet, 9—12. füzet, 334 old. Budapest, 1949.
13. ifj. Lóczy L.: Die Rolle der paläozoischen und mesozoischen Orogenbewegungen im Aufbau des innerkarpatischen Beckensystems. Festschrift Prof. Dr. Stefan Bončev. Zeitschrift der Bulgarischen Geologischen Gesellschaft. Jahrgang XI. 1940. p. 400.
14. Teleki G.: Adatok a Dunántúli paleozoikum tektonikájához. Előadás a Magyarhoni Földtani Társulat 1940. július 2-i szakülésén.

15. *Vendel M.*: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien Bd. 51 1558, Wien 1960. pp. 280, 290.
16. *Aksin V.*: Five Companies seeking oil in Jugoslavia. Oil and Gas Journal 1955. dec. 26. p. 255.
17. *Körössy L.*: A környező államok kőolajkutatói eredményei és a hazánkra vonatkozatható tanulságok. Bányászati Lapok, 1957. 2. szám 135 old. Budapest.
18. *Szepesházy K.*: A Jugoszlávia északi határvidékén lemélyített fúrásokból előkerült metamorf-kőzetminták vizsgálata. Kőolajipari Tröszt Laboratóriumi Főosztály. Jelentés. Budapest, 1959.
19. *Kertai Gy.*: lásd 4.
20. *Zátopek A.*: Zu einigen Problemen der Erdkrustendynamik im Karpatengebiet. Geofizikai Közlemények 1957. VI. kötet 1—2 szám.
21. *Réthly A.*: A Kárpátmedence földrengései. Akadémiai Kiadó. Budapest, 1952.
22. *Körössy L.*: Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. Földtani Közöny 88. kötet, 3. füzet. Budapest, 1958.
23. *Telegdi-Róth K.*: Magyarország geológiája. 107—108. old. Pécs, 1929.
24. *Mikincz V.*: Geoloska karta FNR Jugoslavije 1:500 000 Beograd, 1953.
25. *Mojsisovics E.*: Westbosnien u. Türkisch-Croatien. Jahrbuch d. K. K. Geol. R. A. Wien, 1880.
26. *Kovács L.*: Die mesozoische Paläogeographie Transdanubiens. Mitteilungen der Fakultäten für Bergingenieure und Geo-ingenieure (XVIII). Techn. Universitätsfakultäten, Sopron, 1955.
27. *Rozycki Sz.*: Atlas Polski Geologia, 1:2 500 000 Warszawa, 1953.
28. *Koulek J.*: Prehledná geologická mapa Československé republiky Měřítko 1:1 500 000, Praha, 1955.
29. *Pozarski W.—Rühle E.*: Carte géologique de Pologne 1:2 000 000 Tableau No IV. Instytut Geologiczny. Warszawa, 1956.
30. *Köbel H.*: Entwicklung, Ergebnisse und Perspektiven der Erkundung auf Erdöl und Erdgas in Gebiet der DDR. Zeitschrift für angewandte Geologie Bd 3, Heft 5—6. Berlin.
31. *Meinhold R.*: Karte der erdöhlöffigen Strukturen der DDR. 1:500,000 Leipzig, 1958.
32. *Bončev E.*: Versuch einer tektonischen Synthese Westbulgariens. — Geologica Balkanica II, 1. Sofia 1936a
33. *Bončev R.*: Beitrag zur Frage der tektonischen Verbindung zwischen Karpaten und den Balkaniden. — Geologica Balkanica II, 2, Sofia 1936b.
34. *Bončev E.*: Über die tektonische Ausbildung der Kraistiden. Geologie, Gedenkschrift Serge von Bubnoff Jahrgang 7, Heft 3—6, Berlin 1958.
35. *Petkovic K.*: Das Problem der zeitlichen und räumlichen Entstehung des grossen tektonisch-senonischen Grabens in Ostserbien und der darin vorkommenden scharfen plikativen Formen. — Bull. de l'Acad. serbe des sciences XII. N. S. Cl. des sc. math. et. nat. 3. Beograd 1953.
36. *Petkovic V.*: Geologie Ostserbiens. — Serbische Akad. Wiss. Posebna Isdanja CV, naturwiss. u. math. Kl. H. 28, Beograd 1935.
37. *Scheffer V.*: lásd 9.
38. *Körössy L.*: lásd 5.
39. *Stille H.*: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Geologisches Jahrbuch. Beiheft 8. Tafel I. Berlin, 1953.
40. M. kir. Földtani Intézet: Magyarország és a vele határos területek földtani térképe 1:500 000. Budapest, 1928.
41. *Scheffer V.*: lásd 9.
42. *Egyed L.—Szemerédy P.*: Eszköz a törésirányok eloszlásának mechanikus meghatározásához és alkalmazása. Bergakademie, Heft 12. 1958. Freiberg.
43. *Földvári A.—Noszky I.—Szebényi L.—Szentes F.*: Földtani megfigyelések a Kőszegi hegységben. Jelentés a Jövedéki mélykutatás 1947/48. évi munkálatairól. 30. old. Budapest, 1948.
44. *Vadász E.*: Lásd 2.
45. *Kovács L.*: Lásd 26. 79 old.

## PRAXIS UND PROBLEME DER ERDGEZEITENMESSUNGEN

R. TOMASCHEK

Es werden die verschiedenen Methoden zur Bestimmung der einzelnen Komponenten der Erdzeiten und der Love'schen Konstanten kritisch besprochen und die bei der harmonischen Analyse auftretenden Schwierigkeiten diskutiert. Die experimentellen Ergebnisse der Erdzeitenmessungen und ihre Anwendung in verschiedenen Problemen der Geodäsie, Astronomie und Geophysik werden dargelegt. Weiterhin wird auf die Wichtigkeit des Studiums der unperiodischen Veränderungen hingewiesen, da diese weitgehende Hinweise auf das geophysikalische Verhalten der oberen Erdschichten geben. Es werden experimentelle Ergebnisse solcher Beobachtungen und der Residualbewegungen gezeigt.

## EXPLOSION - SEISMIC DETERMINATION OF $P_u$ AND $S_0$ VELOCITIES IN FINLAND

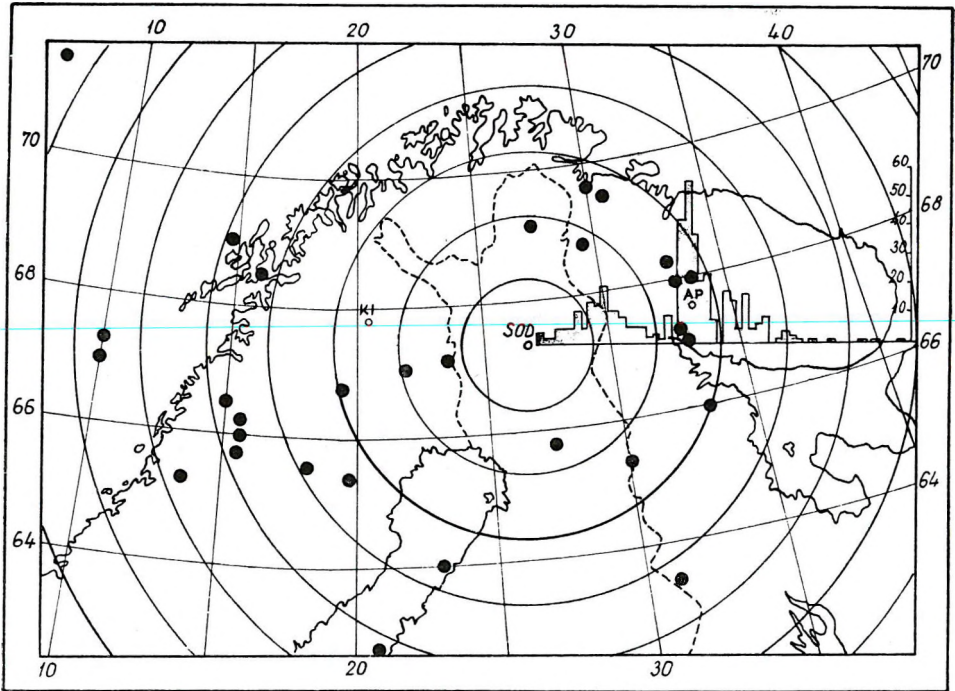
E. VESANEN, A. METZGER, M. NURMIA AND M. T. PORKKA

As the first phase of a programme in explosion seismology [6], a number of underwater charges varying from 20 to 600 kg of TNT were exploded off the city of Pori, on the west coast of Finland ( $61.5^\circ$  N and  $20^\circ$ — $21^\circ$  E) while a temporary seismograph station was operating on the shore (Fig. 1).

To obtain accurate values for the travel times, the shots were detonated electrically from a ship and the detonating impulses were transmitted over a radio lin by the carrier modulation technique to the recording station and recorded directly on the seismograms [5]. In Table 1 are given the weights of explosive, depths of water and distances from the recording station.

Table 1.

Shot No	Weight of Explosive kg	Water Depth m	Distance km
1	20	21	6,0
2	20	33	15,2
3	300	68	33,8
4	300	101	43,5
5	300	117	53,3
6	600	126	61,7
7	600	118	71,0



1. ábra

Nurmia short period vertical and horizontal seismometers [2] attached to high speed recorders were used for recording the blasts. A special highfrequency vertical seismometer designed by Nurmia [3] was also used.

Until now, only the velocities of Pg and Sg have been computed by the method of least squares. In the following tables (Table 2 and 3) are given the velocities of Pg and Sg, the recorded and calculated travel times of Pg and Sg and their differences. The major source of error in the results is the inaccuracy in determining the locations of the shots, which is estimated to be from 50 to 300 m depending on distance.

Table 2.

Shot No	Distance km	$T$ sec	$T_{calc}$ sec	$T - T_{calc}$ sec
1	6,0	1,11	1,03	+0,08
2	15,2	2,59	2,64	-0,05
3	33,8	5,75	5,89	-0,14
4	43,5	7,56	7,58	-0,02
5	53,3	9,42	9,29	+0,13
6	61,7	10,79	10,77	+0,02
7	71,0	12,38	12,39	-0,01

$$V_{Pg} = 5,72 \text{ km/sec}$$



Table 3.

Shot No	Distance km	T sec	T <sub>calc</sub> sec	T - T <sub>calc</sub> sec
1	6,0	1,79	1,84	-0,05
2	15,2	4,66	4,60	+0,06
3	33,8	10,20	10,16	+0,04
4	43,5	13,18	13,06	+0,12
5	53,3	15,93	15,99	-0,06
6	61,7	18,51	18,50	+0,01
7	71,0	21,12	21,28	-0,06

$$V_{Sg} = 3,34 \text{ km sec}$$

The velocities  $P_g = 5,72$  km/sec and  $S_g = 3,34$  km/sec give the Poisson constant in the granitic layer as 0,241. All these results confirm the corresponding results computed from data on the natural earthquakes of Fennoscandia [4].

It was surprising that all the blasts of 300 and 600 kg explosive were well recorded at the seismograph station of Sodankylä, at a distance of more than 700 km (Fig. 1). The Swedish stations also recorded the explosions [1]. In the following table (Table 4) are given the average distances of the different seismograph stations in Fennoscandia from the shots.

Table 4.

Station	Distance km
Uppsala	230
Skalstugan	470
Göteborg	630
Kiruna	690
Sodankylä	710

## References :

1. Bath, M.: Preliminary Seismological Bulletin, July 21-28, 1958. Seismological Laboratory Uppsala.
2. Nurmia, M.: (To be published.)
3. Nurmia, M.: (To be published.)
4. Porkka M. T.: (To be published.)
5. Riihimaa, J.: (To be published.)
6. Vesanen, E., Metzger, A., Nurmia, M., Porkka, M. T. and Riihimaa, J.: (To be published.)



## ON THE SEISMICITY OF FINLAND

E. VESANEN, M. T. PORKKA AND M. NURMIA

According to the macroseismic investigations of Renqvist (7) (8) the seismic activity of Finland is very low. Renqvist's map (Fig. 1) indicates that the most active area is Kuusamo and according to his investigations there occurs, on average, one shock ( $\text{III} \leq \text{Intensity} \leq \text{VI}$ ) within three years. The lowest activity in certain areas appears to be as low as 0—1 tremor within a hundred years.

For the I.G.Y. a new seismograph station was established in connection with the Geophysical Observatory at Sodankylä, in Northern Finland. The station and its instruments were designed especially to record local shocks. Sodankylä has one Benioff vertical seismometer and two short-period horizontal seismometers designed by Nurmia (3). The Helsinki station has at present the short-period Nurmia seismometers. With

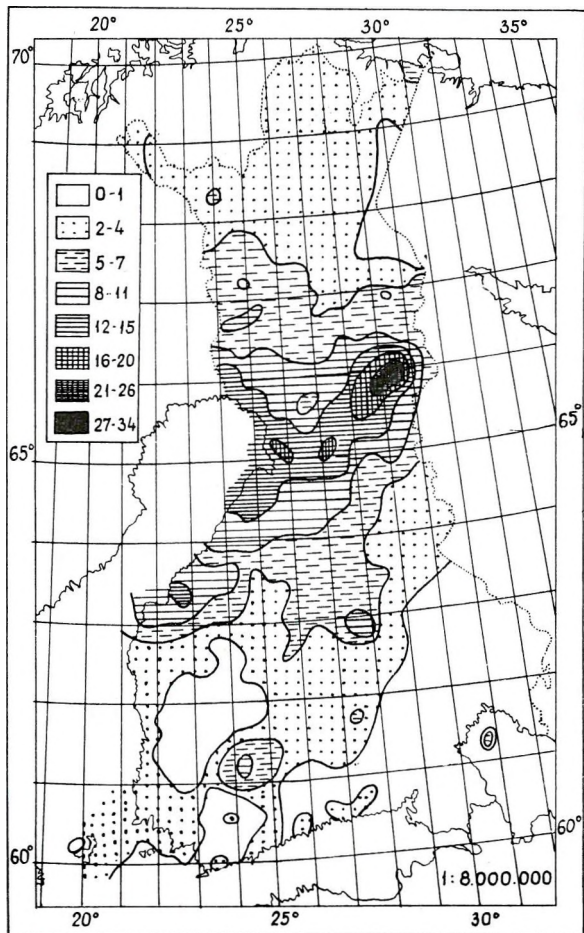


Fig. 1. The seismicity of Finland according to Renqvist. The number of shocks per hundred years.

this new sensitive apparatus a new era began for studying the seismicity of Finland.

Since the beginning of its operation (July 1956 with one Benioff vertical seismometer) the Sodankylä station has recorded hundreds of weak short distance tremors. The clear proof that these were true earthquakes was an earthquake on December 24th, 1956, which was also felt in a small area in Northern Finland (5). Later on, the Arctic bulletins, especially by Apatity, U.S.S.R., and by Kiruna, Sweden, have been of valuable assistance in studying the problems concerning the minor seismicity of Finland.

Finland (and the whole of Fennoscandia) has been shown to be more active than was supposed from the macroseismic investigations. In the following table (Table 1) are given the monthly number of near-by earthquakes recorded at Sodankylä since the beginning of the I.G.Y. (6) (9).

Table 1.

1957	July	42	1958	January	41
	August	35		February	61
	September	21		March	66
	October	56		April	47
	November	34		May	47
	December	25		June	34

The diagram on the map (Fig. 2) shows the distribution of these earthquakes according to their distance from Sodankylä at intervals of  $0^{\circ}.1$ . The maximum seems to be around the distance of  $2^{\circ}.5$  and there is strong evidence that the majority of these shocks occurred on the U.S.S.R. side of the border. Between  $1^{\circ}.0-1^{\circ}.3$  there seems to be a second maximum. These shocks may have occurred in the before-mentioned Kuusamo region. Only very few epicentres have been located and these are plotted on the map.

Although the present research project has been in progress for a limited time only, it is already possible to draw certain preliminary conclusions, among which the following are the most important:

1. The annual number of earthquakes occurring in Finland is very much greater than has been suggested by the macroseismic data. During the time that microseismic records have been available, the average number of the shocks somewhat exceeds one per day. In addition, it should be taken into consideration that still weaker tremors seem to take place, although they are at present detected only under favourable conditions.

2. From the available data on near-by earthquakes recorded at the seismograph stations of Finland and of the whole of Fennoscandia, it has been possible to compute preliminarily the average velocities of the elastic waves in different layers of the earth's crust and to make a preliminary estimation concerning the depth of the Mohorovičić's discontinuity. These data indicate that the thickness of the earth's crust,

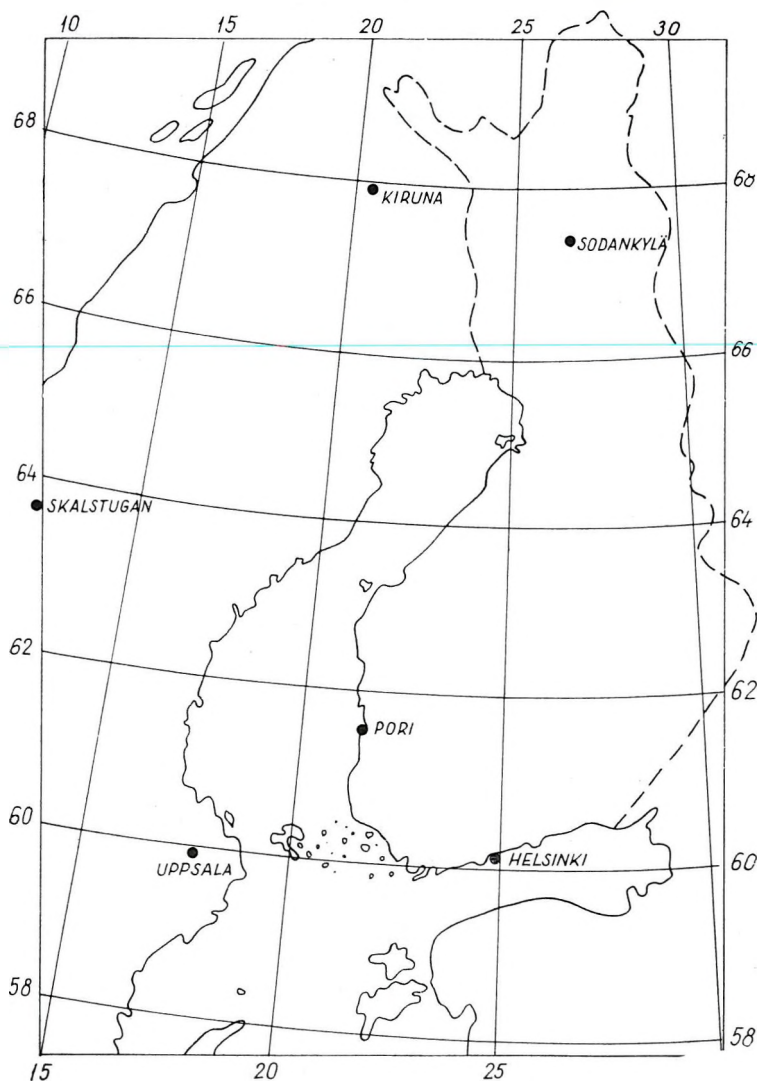


Fig. 2. Distribution of 419 shocks recorded at Sodankylä (July 1957 — June 1958) according to the distances in intervals of  $1.0^\circ$ , and distribution of epicentres located.

two layers together, is approximately 35 km in Northern Fennoscandia and that the velocities of the P and S are as follows (4):

Table 2.

$V_{Pn}$	8,1 km sec	$V_{Sn}$	4,5 km sec
$V_{Pb}$	6,3    "	$V_{Sb}$	3,7    "
$V_{Pg}$	5,7    "	$V_{Sg}$	3,4    "



3. A research programme on the energy released in the shocks in Finland is under way, and as a preliminary result it may be mentioned that the energies are generally of the order of  $10^{10}$  —  $10^{14}$  ergs. This is in good accord with the investigations by Asada (1) regarding the microearthquakes in Japan.

4. Those epicentres whose location it has been possible to determine show that there seem to exist two main directions in the fault system in Fennoscandia, which correlate well with the geological structure of Finland.

5. Also, the distribution of the epicentres correlates well with the gravity anomaly map of Finland (2).

6. The available microseismic data on the daily frequency of near-by earthquakes lead to results that differ radically from earlier macroseismic investigations [7]. Renqvist suggested that the daily variation has a maximum between 20 and 24 o'clock and a minimum from 8 to 16 o'clock (local time). The microseismic data indicate that earthquake frequency is lowest from 2 to 6 o'clock and highest from 8 to 24 o'clock. The different conclusion reached by Renqvist might be explained as follows: when people are in bed, not yet sleeping, and it is quiet around, weak tremors that would pass unnoticed during working hours are likely to be felt.

At the time of lowest seismic activity the amplitude of the microseisms is generally small. This correlation is the more interesting when it is recalled that weak tremors are more readily identified during the quiet period of the microseisms. The above point gives further reason to suggest that the movement of the earth's crust by microseisms might perhaps release some micro earthquakes.

#### REFERENCES :

1. Asada, T.: Observations of Near-by Microearthquakes with Ultra Sensitive Seismometers. *Journal of Physics of the Earth*, Vol. 5, No. 2, 1957.
2. Honkasalo, T.: The Land Uplift in Fennoscandia. (For the CSAGI Assembly Moscow, 1958.)
3. Nurmia, M.: (To be published.)
4. Porkka, M. T.: (To be published.)
5. Porkka, M. T. and Vesanen, E.: Earthquake in Ranua and Pudasjärvi 1956. *Geophysica*, Vol. 5, No. 4, 1958.
6. Porkka, M. T. and Vesanen, E.: On Near-by Earthquakes recorded at Sodankylä (For the CSAGI Assembly, Moscow, 1958.)
7. Renqvist, H.: Finlands jordskalv. (Referat) Erdbehen in Finland. *Fennia*, Vol. 54, No. 1, 1930.
8. Renqvist, H.: Endogenetic Phenomena. *Fennia*, Vol. 72. 1952.
9. Vesanen, E. and Porkka, M. T.: Report of the Earthquakes in Finland 1956—58. (For the ESC Assembly, Utrecht, 1958.)

## EXPERIMENTELLE LÖSUNG DER AUFGABE VON DIRICHLET UND NEUMANN FÜR DEN HALBRAUM $Z > 0$ .\*

D. ZIDAROV

Man entwickelt eine praktische experimentelle Methode zur raschen Lösung der Aufgabe von Dirichlet und Neumann für den Halbraum  $Z > 0$ , sowie einiger Grundaufgaben in der angewandten Geophysik.

Die Aufgabe von Dirichlet lösen, heisst es, bei bekannten Werten  $V_z(x_0, y_0, 0)$  der harmonischen Funktion  $V_z(x, y, z)$  in der Ebene  $x_0, y_0$ , die Werte  $V_z(x, y, z)$  im Halbraum  $z > 0$  zu bestimmen. Wir bedecken die horizontale Ebene  $x_0, y_0$  mit kleinen eingangigen Flachspulen, in denen Wechselstrom von der Stärke  $I$  fliesst;  $I$  ist gleich  $V_z(x_0, y_0, 0)$  in der Mitte jeder Spule. Das Magnetpotential  $\varphi(x, y, z)$  dieses Systems von Stromschleifen ist proportional der Funktion  $V_z(x, y, z)$  für  $z > 0$ . Die Messung von  $\varphi(x, y, z)$  geschieht durch die in einem magnetischen Spannungsmesser induzierte Spannung. Anstatt der erwähnten, in der Ebene  $x_0, y_0$  liegenden Stromschleifen, bedienen wir uns anderer Stromschleifen, die längs der Izolinien von  $V_z(x_0, y_0, 0)$  liegen, da die Magnetpotentiale dieser zwei Stromschleifensysteme gleich sind.

Das Verfahren gestattet, bei Anwendung einer oder zweier gleicher und entsprechend verbundener Spulen, die senkrecht zur Achse  $Z$  im Feld  $\varphi$  liegen, die Funktion  $V_{zz}(x, y, z)$  bzw.  $V_{zzz}(x, y, z)$  zu bestimmen. Durch entsprechende Verbindung der Spulen, die zur Bestimmung von  $V_z; V_z; V_z$  usw. dienen, bestimmt man sie in einem Gebiet  $Z < 0$  durch Taylorsche Reihenentwicklung von  $V_z$  in bezug auf  $Z$ .

Die Neumann'sche Aufgabe besteht darin, die harmonische Funktion  $V(x, y, z)$  in Halbraum  $Z > 0$  zu bestimmen, wenn die Werte der normalen Ableitung  $\left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)_{x_0, y_0, 0}$  an der Ebene  $x_0, y_0$  bekannt sind. Die

---

\*Der Vortrag ist eine Zusammenfassung von folgenden Arbeiten des Verfassers:

1. Solution expérimentale du probleme de Dirichlet pour le demi-espace  $Z > 0$ , Comptes rendus de l'Ac. bulg. des Sci. T. 11, N°3, (1958).

2. Prolongement expérimentale des fonction harmoniques et son application dans la géophysique, Comptes rendus de l'Ac. bulg. des Sci., T. 11, N°1, (1958).

3. Solution expérimentale du probleme de Neumann pour le semi-espace  $Z < 0$ , Compte rendus de l'Ac. bulg. des Sci., T. 11, N°4, (1958).

Funktion  $V(y, z)$  ergibt sich durch die Spannung induziert in einem breiten magnetischen Spannungsmesser (eine rechteckförmige Platte, die mit Drahtwindungen gleichmässig umspannt ist.)

Die Übereinstimmung zwischen den experimentellen und theoretischen Werten für den Fall des Feldes eines kleinen Kugels ist cca 5%.

## EXPERIMENTELLE LÖSUNG DER INVERSEN GRAVIMETRISCHEN UND MAGNETOMETRISCHEN AUFGABE\*

D. ZIDAROV

Man schlägt eine experimentelle Methode vor zur Lösung der inversen Aufgabe in der angewandten Gravimetrie, d. h. zur Bestimmung des Störkörpers  $T$ , mit Hilfe eines Modells. Es wird hierbei von der gravimetrischen Anomalie ausgegangen, die  $T$  an der Erdoberfläche verursacht, und angenommen, dass  $T$  eine bestimmte homogene Dichte hat. Die Lösung der Aufgabe ist in drei Etappen durchzuführen:

1. Es wird ein geeignetes elektrisches Modell konstruiert, dessen Feld dem Gravitationsfeld des vermutlichen Störkörpers  $T'$  entspricht;
2. Das Feld von  $T'$  wird mit dem Feld des unbekanntes Körpers  $T$  verglichen;
3. Körper  $T'$  wird solange verändert, bis dessen Feld mit dem  $T$  übereinstimmt.

Man bezweckt die Automatisierung der Lösung obiger drei Hilfsaufgaben.

Ein grosser Würfel wird in kleine Würfel zerlegt (Dipolwürfel genannt), von denen jeder einzelne von hintereinander verbundenen, in äquidistanten Horizontalebene liegenden Stromschleifen umspannt wird. Der vermutliche Störkörper ist aus solchen kleinen Dipolwürfeln gebildet. Daher wird der Gradient  $V_z'$  von  $T'$  dem entsprechenden Magnetpotential der Dipolwürfel, aus denen  $T'$  zusammengesetzt ist, proportional sein. Um rasch neue Dipolwürfel in den Bestand von  $T'$  ein- und aussliessen zu können, werden letztere mit entsprechenden Umschaltvorrichtungen verbunden. Durch Betätigung eines bestimmten Schalters an den Umschaltvorrichtungen lässt sich ein bestimmter Dipolwürfel ein- oder ausschalten.

---

\*Der Vortrag ist eine Zusammenfassung von folgenden Arbeiten des Verfassers:

1. Solution expérimentale du problème inverse gravimétrique et magnétométrique, Comptes rendus de l'Ac. Bulg. des Sci., T. 10, N 5, (1957).
2. Détermination du moment magnétique de gisements de minerai de fer, Comptes rendus de l'Ac. bulg. des Sci., T. 11, N 2, (1958).

---

Das Umschalten wird solange fortgesetzt, bis  $V_z$ , dem gegebenen Gradienten  $V_z$  des gesuchten Körpers  $T$  gleich ist. Als Indikatoren von  $V_z'$  lassen sich bei dieser Darstellungsweise am Modell magnetische Spannungsmesser verwenden. Die darin induzierten Spannungen  $\varphi'$  (in den Dipolwürfeln fließt Wechselstrom) werden mit Hilfe spezieller automatischer Indikatoren mit den Spannungen  $\varphi$ , entsprechend den Werten der Funktion  $V_z$ , verglichen.

Ein analoges Verfahren lässt sich auch zur Auswertung der durch homogene magnetische Körper hervorgerufenen Anomalien anwenden.

---



## TARTALOM

<i>Balkay Bálint</i> : A magyarországi földkéreg szerkezete .....	5
<i>Egyed László – Stegena Lajos</i> : A Föld tágulásának fizikai megalapozásához ...	23
<i>Egyed László – Szemerédy Pál</i> : Eszköz törésirányok eloszlásának mechanikus meghatározásához és annak alkalmazása .....	31
<i>Ku-Kong-Hsü</i> : Applications of geophysical methods in the search of metallic ore deposits in China .....	35
<i>A. Marussi</i> : Középzásiai gravitációs anomáliák és tektonika .....	37
<i>Milos Pick</i> : Über eine neue Methode zur Herstellung von Karten topographischer Korrekturen .....	41
<i>Renner János</i> : Vizsgálatok a függővonalhajlások terén .....	44
<i>G. Richter</i> : Kurzer Bericht über Polarisationsuntersuchungen von Transversaleinsätzen .....	51
<i>Scheffer Viktor</i> : A magyar „közbülső tömeg” kérdéséhez .....	56
<i>R. Tomaschek</i> : Praxis und Probleme der Erdzeitenmessungen .....	69
<i>E. Vesanen, A. Metzger, M. Nurmia, M. T. Porkka</i> : Explosion-seismic determination of $P_g$ and $S_g$ velocities in Finland ....	69
<i>E. Vesanen, M. T. Porkka, M. Nurmia</i> : On the seismicity of Finland .....	73
<i>D. Zidarov</i> : Experimentelle Lösung der Aufgabe von Dirichlet und Neumann für den Halbraum $Z > 0$ .....	77
<i>D. Zidarov</i> : Experimentelle Lösung der inversen Gravimetrischen und magnetometrischen Aufgabe .....	79

## CONTENTS

<i>B. Balkay</i> : Crustal structure below Hungary .....	5
<i>L. Egyed – L. Stegena</i> : On the physical foundation of the Earth's expansion ..	23
<i>L. Egyed – P. Szemerédy</i> : A device for mechanically determining the direction-distribution of faults .....	31
<i>Ku Kong-Hsü</i> : Applications of geophysical methods in the search of metallic ore deposits in China .....	35
<i>A. Marussi</i> : Anomalies of la pesanteur et tectonique en Asie Centrale .....	37
<i>Milos Pick</i> : Über eine neue Methode zur Herstellung von Karten topographischer Korrekturen .....	41
<i>J. Renner</i> : Investigations on deflections of the vertical .....	43
<i>G. Richter</i> : Kurzer Bericht über Polarisationsuntersuchungen von Transversaleinsätzen .....	51
<i>V. Scheffer</i> : Über die Frage des „Zentralmassiv“-s des Karpatenbeckens ....	55
<i>R. Tomaschek</i> : Praxis und Probleme der Erdzeitenmessungen .....	69
<i>E. Vesanen, A. Metzger, M. Nurmia, M. T. Porkka</i> : Explosionseismic determination of $P_g$ and $S_g$ velocities in Finland ....	69
<i>E. Vesanen, M. T. Porkka, M. Nurmia</i> : On the seismicity of Finland .....	73
<i>D. Zidarov</i> : Experimentelle Lösung der Aufgabe von Dirichlet und Neumann für den Halbraum $Z > 0$ .....	77
<i>D. Zidarov</i> : Experimentelle Lösung der inversen Gravimetrischen und magnetometrischen Aufgabe .....	79