

MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

# GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

XVII. KÖTET, 1–2. SZÁM

BUDAPEST

1968

Felelős szerkesztő:  
M Ü L L E R P Á L

Szerkesztő bizottság:

ÁDÁM OSZKÁR, BARTA GYÖRGY, BENCZE PÁL, EGYED LÁSZLÓ, ERKEL ANDRÁS,  
HAÁZ ISTVÁN, KERTAI GYÖRGY, POSGAY KÁROLY, SZILÁRD JÓZSEF, TAKÁCS ERNŐ

Szerkesztő:  
S Z É N Á S G Y Ö R G Y

Felelős kiadó: Müller Pál

A kiadói munkálatokat a Műszaki Könyvkiadó végezte.

Azonossági szám: 41241 – Ívterjedelem: 12,5 A/5 – Ábrák száma: 66

Példányszám: 1060

67.2333. Állami Nyomda, Budapest

БАГИ – ФАЧИНАИ – ТРЕНКА

## ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА АНАЛИТИЧЕСКОГО ПРОДОЛЖЕНИЯ ВНИЗ

Вариант метода аналитического продолжения вниз по Константинуеску – Ботезату с успехом применялся сначала в геологически хорошо изученном районе в окрестностях гор Мечек-Виллани. Одновременно изучались возможности применения метода вычисления глубин в некоторых межгорных бассейнах, а затем в отдельных участках так назыв. Флишевой зоны Большой низменности, где глубина залегания основания бассейна известна по данным бурения или сейсморазведки. Опыт показывает, что метод аналитического продолжения вниз позволяет надежно определить глубину залегания геологической границы раздела, характеризующейся соответствующей разностью плотностей.

R. BAGI – L. FACSINAY – Mrs. TRENKA

## EXPERIENCES IN THE APPLICATION OF THE DOWNWARD- CONTINUATION

The method was firstly applied on a well-known intramontane basin of rather simple structure. Later on it was extended with success, to other intramontane basins, too. Still later, backed by the success, the more complicated area of the so-called flysch-zone came into the foreground. The mentioned are demonstrated by profiles and contour sketches. A further extension of the method is suggested in basin-areas.

## AZ ANALITIKUS LEFELÉFOLYTATÁSOK ALKALMAZÁSÁNAK HAZAI TAPASZTALATAI

BAGI RÓBERT – FACSINAY LÁSZLÓ – TRENKA SÁNDORNÉ

### Bevezetés

A gravitációs kutatás szerepét sokan kizárólag abban látják, hogy előkutatásul szolgáljon a költségesebb, részletezőbb geofizikai módszerek (pl. a szeizmikus módszer) számára.

Még ha elfogadjuk is ezt a nézetet, nyilvánvaló, hogy a gravitációs kutatóknak ebben a szűkített szerepkörben is a lehető legnagyobb információbőségre kell törekedniök.

A kézirat 1966. XII. 10-én érkezett.

A teljes igazság azonban az, hogy amikor hatalmas területek rendszeres geofizikai térképezése kerül előtérbe, a gravitációs kutatás sajátos, önálló szerephez jut: a költséges, részletező módszerek laza hálózatának fehér foltjait gravitációs adatokból lehet és kell interpolálni.

A gravitációs értelmezés első, nyers terméke a Bouguer anomáliatérkép. Ha ennél megállunk, máris jogossá tettük azt a szemléletet, amely a gravitációs mérésben csak előkutatást lát. A Bouguer anomáliatérkép ugyanis integrált hatásokat mutat, legfeljebb közvetve és kvalitatíve hozható összefüggésbe földtani szerkezeti képpel és bármilyen földtani elemet (elemeket) indikál is, annak (azoknak) mélységét nem mutatja.

Az eddig leírtak magyarázzák meg azt a világszerte felismerhető törekvést, hogy a nyers Bouguer anomáliákat tovább (másodlagosan) feldolgozva, a gravitációs kutatás adatszolgáltató képességét növeljék.

A másodlagos feldolgozások két csoportba oszthatók.

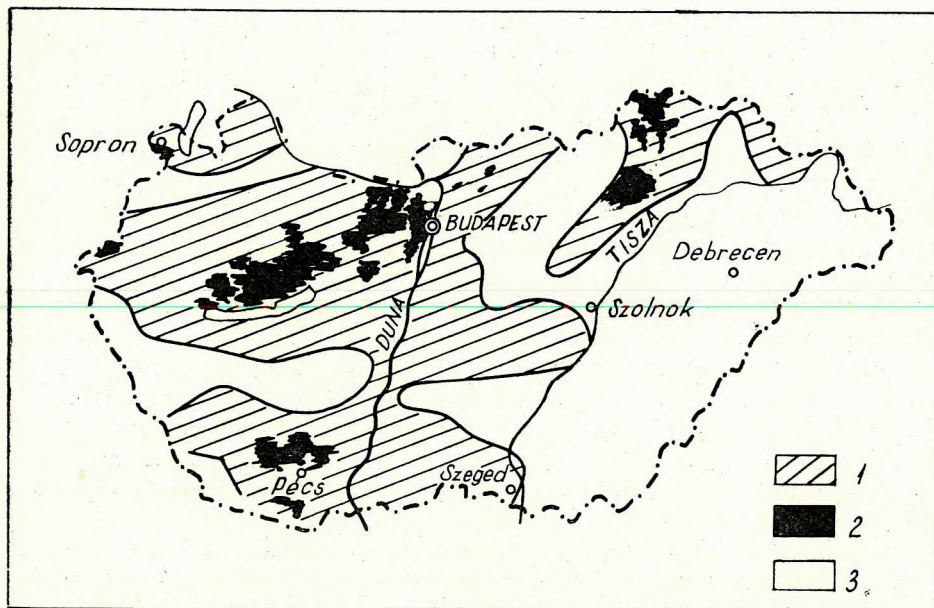
Az egyik csoportot az jellemzi, hogy bármilyen elmélyülten elemzi is az elsődleges képet (regionális- és maradékanomáliák, magasabb deriváltak), lényegében nem lép ki a kvalitatív körből. Ha a Bouguer anomáliára „nincs felírva”, hogy mely hatók integrált hatásából jött létre, a szétbontott hatók sem feltétlenül viselik magukon a ható-komponensek egyedi bélyegeit.

A másik csoportba tartozó eljárások (pl. az analitikus lefeléfolytatás) lényege az, hogy mennyiségi meghatározásra törekcszenek: mélységet igyekeznek meghatározni. Ehhez olyan földtani objektumot kell keresni, amelynek az adott területen kiemelkedő földtani (kutatási) jelentősége van és hatása uralkodik a Bouguer anomáliaképpen (sűrűségkontrasztja van fedőjéhez képest). Az e csoportba tartozó eljárások korlátait az említett követelmények valamelyikének hiányában kereshetjük.

A másodlagos feldolgozásra való törekvésből a magyar gravitációs kutatók is kivették a részüket (FACSINAY L., 1953, EGYED L., 1956, FACSINAY — PINTÉR — POLLHAMMERNÉ, 1958, PINTÉR — SZABÓ, 1961, RENNER J., 1962, Grav. munkaköz., 1963). Kutatásaik mind a két utat követték, mégis — a közelmúltig — lényegében a kvalitatív eljárásokon volt a hangsúly. Ennek túlzásai (pl. egységes maradékanomáliatérkép szerkesztése medencealjzat kibúvásról és a környező eltakart medenceterületről) vezettek arra, hogy egyrészt kialakult az említett „előkutatási” és csak a Bouguer anomáliákban bízó szemlélet (SZÉNÁS, 1965), másrészt viszont elemezni kezdtük hazánk (harmadidőszaki medence) és a gravitációs kutatás viszonyát.

Az elemzés során megállapítottuk, hogy ha van valahol olyan földtani-fizikai modell, amely a kvantitatív, másodlagos feldolgozásnak kedvez, hazánkban van ilyen: a medencealjzat.

Közelebbről vizsgálva azonban ez a kérdés sem egyszerű. Azt, hogy a medencealjzat hazánk melyik részén uralkodik a gravitációs képpen, legkönnyebben aszerint dönthetjük el, hogy a medencealjzat domborzata hol korrelál a Bouguer anomáliák menetével. Az erre vonatkozó vizsgálat (PINTÉR et al., 1964) kimutatta, hogy eltakart medenceterületeinknek kb. a felén bizonytalan vagy negatív a korreláció (1. ábra). Az is kiderült, hogy a bizonytalanul vagy negatívan korreláló terület a 2000 m-nél mélyebb medencéket és az ún. flisösszlet vélhető elterjedési területét foglalja magában.



1. ábra

1. a neogén (ill. harmadidőszaki) medence aljzata és a Bouguer anomáliák pozitíven korreláló (a mélységszámítások optimális alkalmazási) területe; 2. medencealjzat a felszínen; 3. a bizonytalan vagy negatív korreláció területe (Pintér et al.)

Fig. 1.

1 area for gravitational depth determination (Bouguer anomalies positively correlate with Tertiary basin-floor topography); 2 Tertiary basin-floor, outcropping; 3 The area of uncertain or negative correlation (after Pintér et al.)

Фиг. 1.

1 — площади оптимального применения метода вычисления глубин по гравиметрическим данным (аномалии Буге положительно коррелируются с рельефом дочетичного основания бассейна); 2 — обнажения дочетичного основания бассейна; 3 — площади ненадежной или отрицательной корреляции (по Пинтер и др.)

Ezzel egyrészt körülhatároltuk a gravitációs mélységszámítások ez idő szerint lehetséges alkalmazási területeit, másrészt kénytelenek voltunk differenciálni a medencealjzat fogalmát.

Medencealjzaton hazánkban — ha nem teszünk elé jelzőt — mindenki a harmadidőszaki, sőt legtöbbször a neogén medence aljzatát érti, mert medencénk rohamos süllyedése valóban többnyire a középső miocénben (ill. a pannóniai emeletben) indult meg. A neogén medence aljzatán (ha 2000 m-nél nem mélyebb) jogos a megfelelő sűrűségkontraszt feltételezése. Ahol azonban a neogén medence aljzata kréta-paleogén (tekintet nélkül a fáciesre), ott a sűrűségkontraszt azzal az (ópaleozóos-kristályos) összlettel tart, amelyik immár kréta-paleogén összlet alatt süllyed a mélybe. Ezt a medencealjzatot nevezzük gyűjtő fogalommal (minthogy széles földtörténeti tartományt fog át) preausztriai medencealjzatnak. Az ilyen területeken, a kréta-paleogén összlet sűrűség szempontjából egybeolvadhat a neogén összlettel és hiába van a neogén medence aljzata 2000 m-nél kisebb mélységben, a leírt szabály nem

vonatkozik rá; szerepét itt átveszi a preausztriai medencealjzat, amelyik viszont igen mélyre süllyedt (4–6 km).

Ezek a bevezető szavak azért szükségesek, hogy érzékeltessük a rendszerét és logikáját azoknak a kutatásoknak, amelyekről most beszámolunk.

Kutatásainkat egy viszonylag sekély és földtanilag (geofizikailag) jól ismert medencében (a Mecsek és Villányi hegység között) kezdtük. Utána kiterjesztettük vizsgálatainkat egyéb hegyvidéki medencékre is, még akkor is, ha vulkáni hegység alkotta a medencemodellt.

Végül kimerészkedtünk az alföldi nyílt medencének előbb sekélyebb, biztosabb (mezozóos vagy kristályos aljzatú) részeire, majd a mélyebb, bizonytalanabb részekre.

Kutatásaink nyomán szűkült a kvalitatív eljárások alkalmazási területe. Kezdetben csak a kibúvásokról „szorítottuk le” a maradékanomáliákat és magasabb deriváltakat, majd a medenceterületek 2000 m-t meg nem haladó mélységű részeiről. A mély medencékben azonban még tartják magukat és nem lehetetlen, hogy talán éppen itt találnak majd (lokálisan és megfontoltan) igazi alkalmazási területre.

Nem kétséges, hogy a magyar medence sajátossága, ill. maga a medencejelleg, a mélységmeghatározó eljárásoknak kedvez. Nyilvánvaló tehát a sikere annak az eljárásnak, amelynek alkalmazása viszonylag olcsó és mérési hálózata majdnem az egész országra nézve készen áll.

\* \* \*

A tényleges eredmények ismertetése előtt megjegyezzük, hogy az analitikus anomáliákat valamennyi területen CONSTANTINESCU és BOTEZATU (1961) már többször ismertetett képletével számítottuk. A közölt  $\Delta\sigma$  értékek minden esetben a medencealjzat és a fedőösszlet sűrűségkontrasztját jelentik.

## Gyakorlati alkalmazás

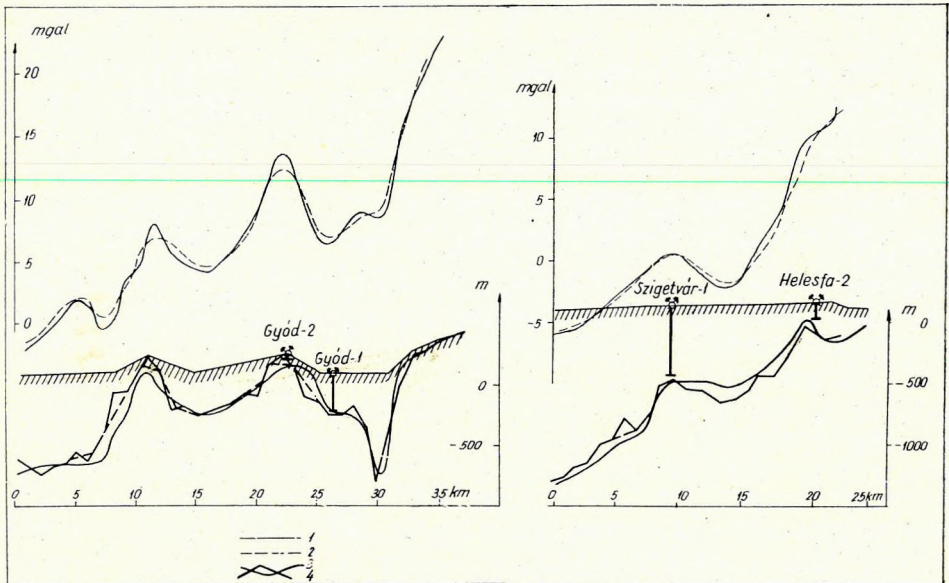
### 1. Sekély (maximálisan 2000 m mély) és hegyvidéki medencében

#### *A Mecsek hegységtől az országhatárig terjedő terület*

Itt — mint említettük — a földtani viszonyokat jól ismerjük (MÁELGI Évkönyve, 1964). A terület Bouguer anomáliái korrelálnak a medencealjzat domborzatával, jogos tehát az a törekvés, hogy ezt a domborzatot az analitikus lefeléfolytatás segítségével kvantitatíve is meghatározzuk. Itt egyben alkalom nyílik a valódi és a gravitációs úton számított medencealjzat összehasonlítására.

Az analitikus lefeléfolytatás anomáliáit elektronikus számítógéppel több szintre meghatároztuk, majd az analitikus anomáliákból 10–30 km hosszú szelvények mentén mélységszámítást végeztünk. A szelvényeket úgy jelöltük ki, hogy legalább két mélyfúráson haladjanak keresztül és egymástól való távolságuk még lehetővé tegye gravitációs mélységtérkép szerkesztését. A mélységet változó sűrűségkülönbséggel és változó mélységre vonatkozó analitikus

anomáliákból számítottuk. Példaként bemutatunk két szelvényt, amelyen feltüntettük a harmadkori medencealjzat metszetét és a Bouguer-, valamint a regionális anomáliák menetét is (2. ábra). A szelvényekből szerkesztett



2. ábra. Mélységszámítás a Mecsek és Villányi hegység környékén.

1. Bouguer anomália; 2. regionális anomália; 3. a tényleges (megfúrt) medencealjzat; 4. az analitikus lefeléfolytatás segítségével számított medencealjzat

Fig. 2. Depth determination in the Mecsek-Villány region

1 Bouguer anomalies, 2 regional anomalies, 3 the actual (drilled) basin-floor, 4 the basin-floor as determined with analytical downward continuation

Фиг. 2. Подсчетные глубины в районе гор Мечек и Виллани

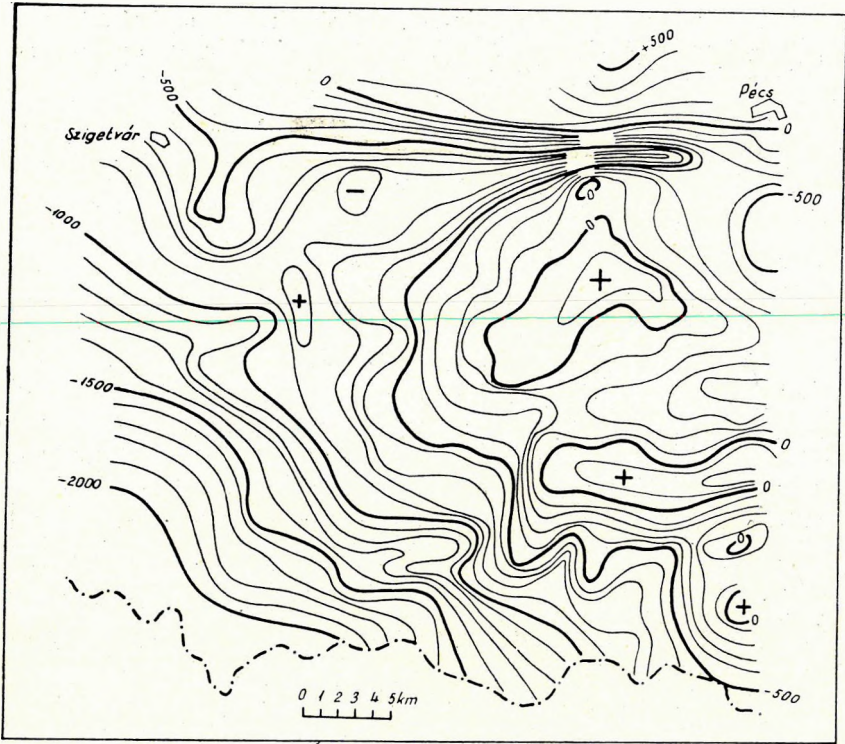
1 – аномалии Буге; 2 – региональные аномалии; 3 – истинная глубина основания бассейна (определенная по данным бурения); 4 – глубина залегания основания бассейна, вычисленная по методу аналитического продолжения вниз

aljzattérképet a 3. ábrán láthatjuk. A számított mélység igen jól egyezik a medencealjzat ismert, tényleges mélységével.

Megállapítható tehát, hogy az analitikus lefeléfolytatás segítségével számított gravitációs mélységtérkép kielégítő, ha a Bouguer anomália eleve az aljzatdomborzattal korrelál és ha a mélységszámításokhoz – kiindulási alapként – kellő számú fúrési adat, vagy más – pl. szeizmikus mérésekből származó – megbízható mélységérték áll rendelkezésünkre.

### A Börzsöny hegység

A Börzsöny hegység K-i részén két szelvény mentén számítottunk mélységet analitikus anomáliákból. A 4a ábrán látható szelvényben a Szécsény-1 fúrásból indultunk ki és Borsosberény felé haladva, az érsekvadkerti mágne-



3. ábra. Az analitikus lefeléfolytatás segítségével szerkesztett medencealjzattérkép a Mecsek és Villányi hegység környékén; a szintvonalak értékköze 100 m

Fig. 3. Basin floor topography in the Mecsek-Villány region as computed with analytical downward continuation; contour interval 100 m

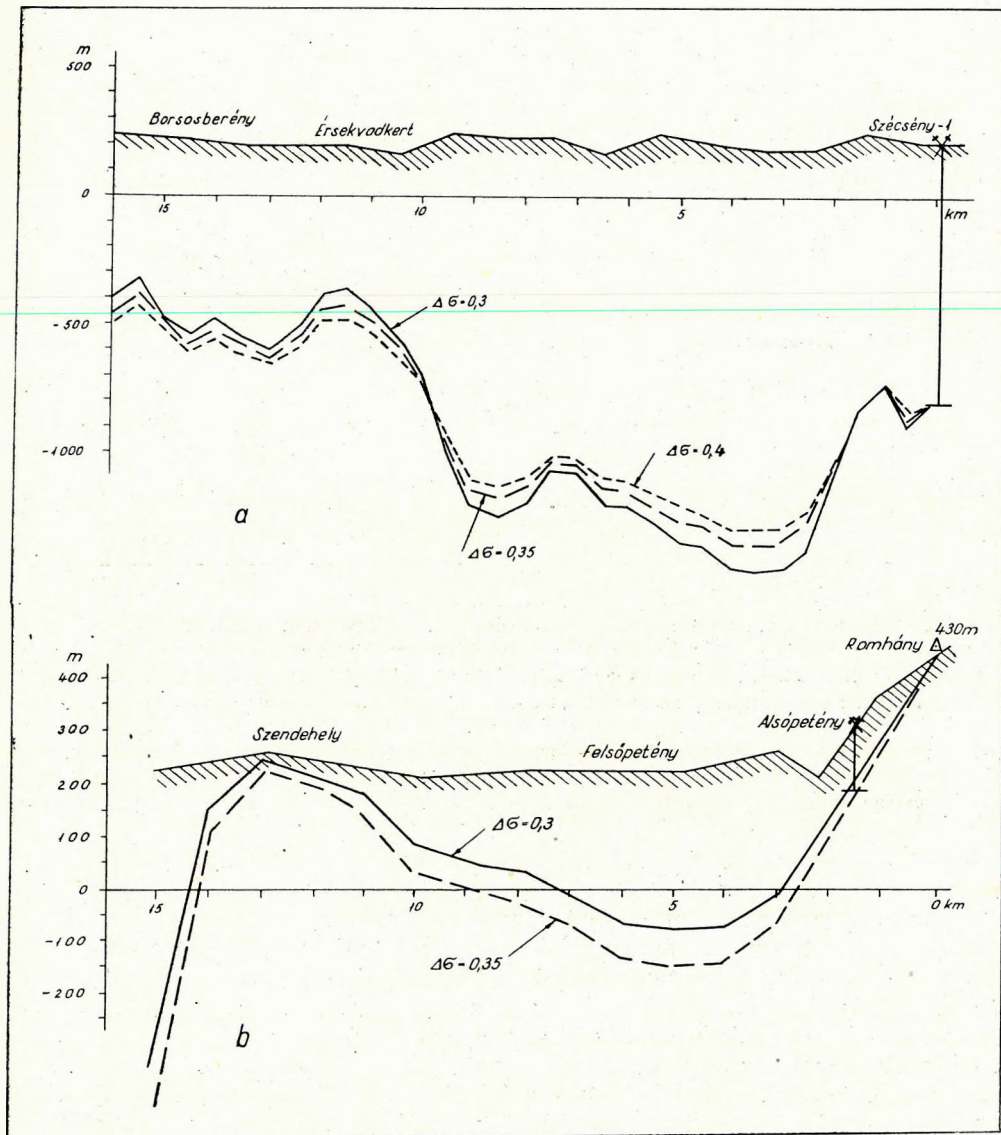
Фиг. 3. Карта рельефа основания бассейна в районе гор Мечек и Виллани, построенная по методу аналитического продолжения вниз; сечение изогипс — 100 м

ses hatószámítás eredményével egyező mélységet kaptunk. A 4b ábrán bemutatott szelvényben a romhányi aljzat kibúvásról indulva, az alsópetényi fúrásán át a szendehelyi felszínközeli triász képződményig számítottuk a gravitációs medencealjzat mélységét. A számított és a tényleges mélység között igen jó az egyezés (SZABÓ Z., 1966). A számítást több  $\Delta\sigma$ -val végeztük; a legjobb egyezést a  $\Delta\sigma = 0,3 \text{ g/cm}^3$ -nél kaptuk.

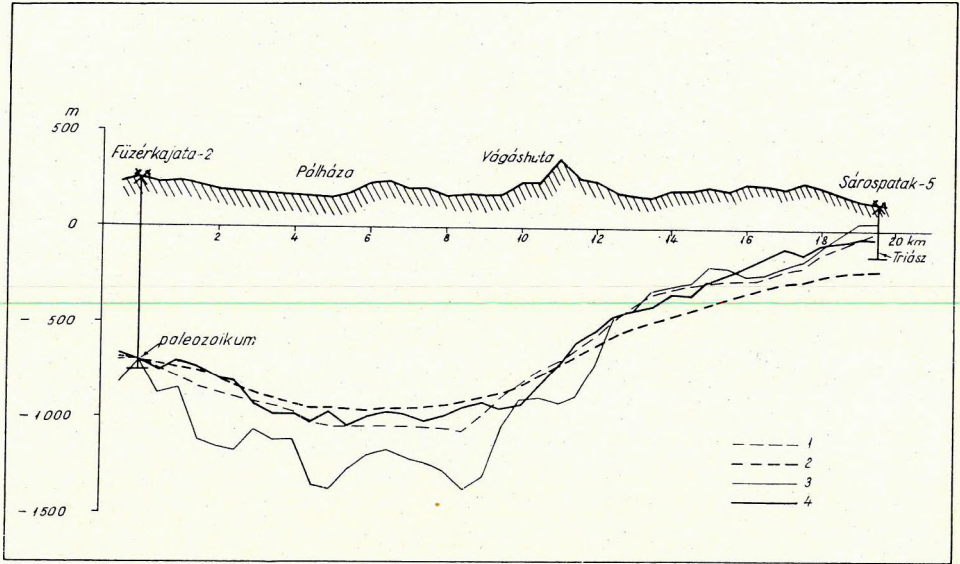
#### A Cserehát

A Cserehát komplex geofizikai kutatásáról máshol számolunk be (ERKEL A. et al., 1966), itt tehát csak utalunk arra, hogy az analitikus lefeléfolytatást ezen a területen is eredménnyel lehetett alkalmazni.





4. ábra. Mélységszámítás a Börzsöny hegység K-i részén (Szabó Z. nyomán)  
 Fig. 4. Depth determination on the E part of the Börzsöny Mts. (after Z. Szabó)  
 Фиг. 4. Определение глубин в восточной части горы Бёржень (по З. Сабо)



5. ábra.

1. Bouguer anomáliákból, 2. regionális anomáliákból, 3. analitikusan lefeléfolytatott anomáliákból, 4. analitikusan lefeléfolytatott regionális anomáliákból számított medencealjzat Füzérkajata és Sárospatak között

*Fig. 5.* The basin-floor between Füzérkajata and Sárospatak as computed from  
1 Bouguer anomalies, 2 regional anomalies, 3 analytical anomalies, 4 analytical regional anomalies  
(after G. Szabó)

*Фиг. 5.* Глубины залегания основания бассейна в районе Фюзеркаята – Шарошпатак, вычисленные по:

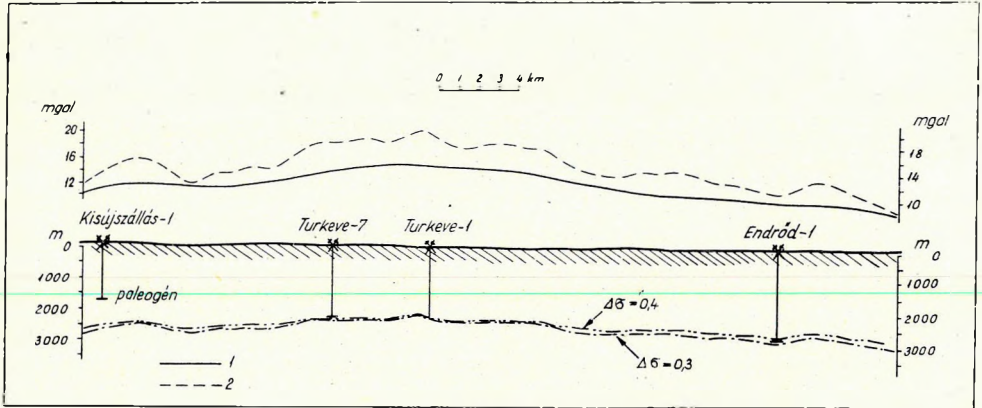
1 – аномалиям Буге; 2 – региональным аномалиям; 3 – аналитическим аномалиям; 4 – региональным аналитическим аномалиям (по Г. Сабо)

### *A Hegyköz (Tokaj–Szalánci hegység)*

Az 5. ábrán bemutatunk egy szelvényt a Füzérkajata-2 és a Sárospatak-5 fúrás között. Mindkét fúrásban elérték a medencealjzatot, a felszín alatt 950, ill. 220 m-ben. A mélységet Bouguer- és regionális anomáliákból, ill. ezek lefeléfolytatott anomáliáiból számítottuk (SZABÓ G., 1966). A számított és a fúrásból ismert aljzattmélység akkor egyezik legjobban, ha lefeléfolytatott regionális anomáliákból számolunk. Ennek valószínű oka az, hogy a Bouguer anomáliaképet erősen befolyásolják a felszínközeli, viszonylag nagy sűrűségű vulkáni eredetű, medencekitöltő kőzetek. Valószínűleg ennek tulajdonítható az is, hogy az említett szelvénytől Ny-ra levő területen, kevesebb sikerrel alkalmaztuk az analitikus lefeléfolytatás módszerét.

### 2. Mély (2000 m-nél mélyebbre is süllyedt aljzatú) alföldi medencében

Kisújszállás – Túrkeve – Endrőd vonalában a paleozóos medencealjzat mélységét határoztuk meg (6. ábra). A számított és tényleges mélységek egyezése kiváló: a számítást  $\Delta\sigma = 0,4 \text{ g/cm}^3$  sűrűségkülönbséggel végezve,



6. ábra. A paleozóos medencealjzat számított mélysége Kisújszállás – Túrkeve – Endrőd vonalában

1. Bouguer anomália; 2. analitikus anomália

Fig. 6. The computed depth of the Paleozoic basin floor (the Basement)

1 Bouguer anomalies, 2 analytical anomalies

Fig. 6. Расчетные глубины залегания палеозойского основания бассейна (фундамента) по линии Кишуйсаллаш – Туркеве – Эндрőd

1 – аномалии Буге; 2 – аналитические аномалии

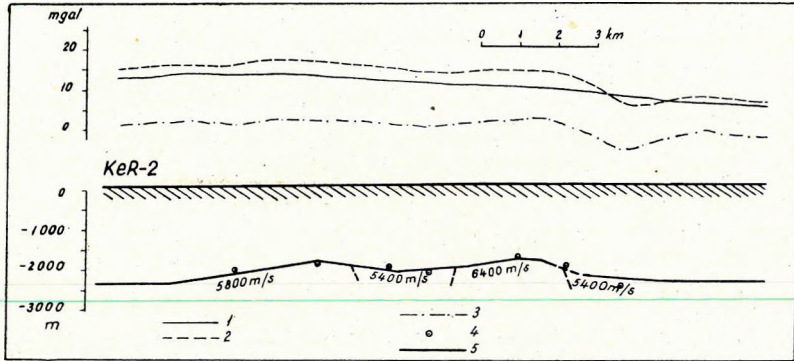
mindössze 1–7% eltérést tapasztaltunk az ellenőrzésül választott fúrásoknál. Azt tapasztaltuk, hogy a paleozóos aljzatra vonatkozóan elsősorban akkor kapunk jó eredményeket, ha a kristályos aljzat nem túlságosan tagolt, vagyis az aljzat közepes szintje feletti, ill. alatti mélységkülönbségek kisebbek, mint a középszintnek a felszíntől való távolsága.

A sándorfalvi, üllési területen a regionális hatás miatt az első mélység-számítás nem járt sikerrel. A regionális hatást tehát vagy a lefeléfolytatás művelete előtt, vagy utána le kellett vonni. PRAKASH (1963) szerint e műveletet úgy is elvégezhetjük, hogy a lefeléfolytatott anomáliákból levonjuk a felfeléfolytatott anomáliákat. Szerinte így kapjuk a leghelyesebb maradékanomáliaképet, minthogy a felfeléfolytatott anomália nem más, mint a regionális anomália.

Mivel azonban a felfeléfolytatás elég hosszadalmas számítás, közelítő megoldásként a kisírtott Bouguer anomáliákat vontuk ki a lefeléfolytatott anomáliákból.

A számítás eredményét egy olyan szelvényen mutatjuk be (7. ábra), amely a Ker – 2 szeizmikus refrakciós szelvény egyik (kb. 20 km-es) szakasza. A szelvény a sándorfalvi gravitációs maximum Ny-i oldalán halad végig, ahol az alaphegységen belüli, nagyobb sűrűségű ható regionális hatása még jelentős. A refrakciós mélységértékekkel a  $\Delta\sigma = 0,25 \text{ g/cm}^3$  sűrűségkülönbséggel számított gravitációs értékek egyeznek a legjobban.

Az analitikus anomáliák segítségével az alföldi ún. flis-öv egy részén is végeztünk mélységszámítást, a Rákóczipfalva – Kengyel – Martfű – Vezseny községek által határolt területen. A számított és tényleges (fúrásokból ismert)



7. ábra. Mélységszelvény a sándorfalvi gravitációs maximum Ny-i oldalán

1. Bouguer anomália; 2. analitikus anomália; 3. maradékanomália; 4. maradékanomáliából számított mélységértékek; 5. a KeR-2 refrakciós szelvény

Fig. 7. Depth determination on the W slope of the gravity maximum of Sándorfav a

1 Bouguer anomaly, 2 analytical anomaly, 3 residual anomaly, 4 depth-data as computed from the residual anomalies, 5 the seismic refraction profile KeR-2

Fig. 7. Подсчетные глубины по западной стороне гравитационного максимума Шандорфальва

1 — аномалии Буге; 2 — аналитические аномалии; 3 — остаточные аномалии; 4 — величины глубин, подсчитанные по остаточным аномалиям; 5 — сейсмический разрез KeP-2 по данным метода преломленных волн

aljzattmélység egyezése általában elfogadható (I. táblázat). Szembetűnő azonban, hogy ott nagyobb az eltérés, ahol a kontrollpontként választott fúrásban a neogén medence aljzata az ún. flisösszlet; ez valószínűleg annak tulajdonít-

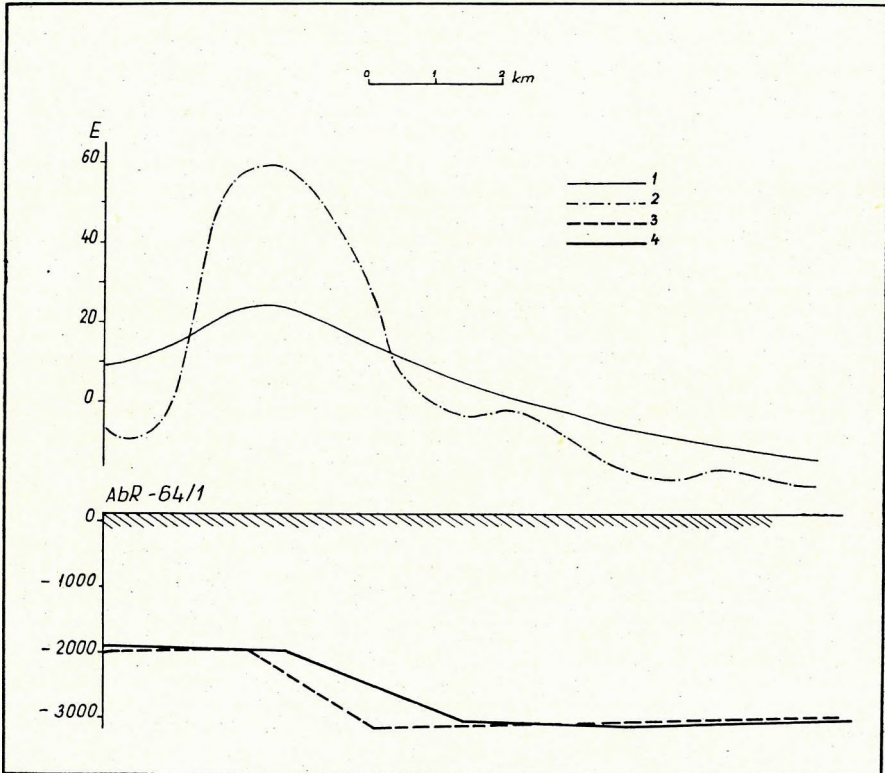
I. táblázat

Kezdőpont		Ellenőrző pont			Számított mélység	%-os eltérés
Rá-1	1504 m-től kréta flis	Sza-4	1850 m-től	0,2	1558	+20
			eocén flis	0,3	1540	+20
			1932 m-től kréta diabáz	0,4	1531	+21
		SzoH-7	2073 m-nél kréta?	0,2	1744	+16
				0,3	1663	+20
				0,4	1623	+22
		Rá-3	1741 m-nél kréta flis	0,2	1422	+18
				0,3	1449	+17
				0,4	1462	+16
		Rá-2	1610 m-nél kréta flis	0,2	1823	-13
0,3	1716			-7		
0,4	1663			-3		
Rá-4	1673 m-től kréta flis	Rá-3	1741 m-nél	0,2	1381	+21
			kréta flis	0,3	1478	+15
				0,4	1527	+12

ható, hogy a Bouguer és az ebből számított analitikus anomáliák inkább a preausztriai medencealjzattal korrelálnak.

Eötös-inga mérések gradienseinek lefeléfolytatásával (MALOVICSKO, 1956) Újszász és Tápiógyörgye között (a AbR-64/1 szeizmikus refrakciós szelvény mentén) meghatároztuk a medencealjzat mélységét (8. ábra). A szeizmikus és a gravitációs eredmények jól egyeznek.

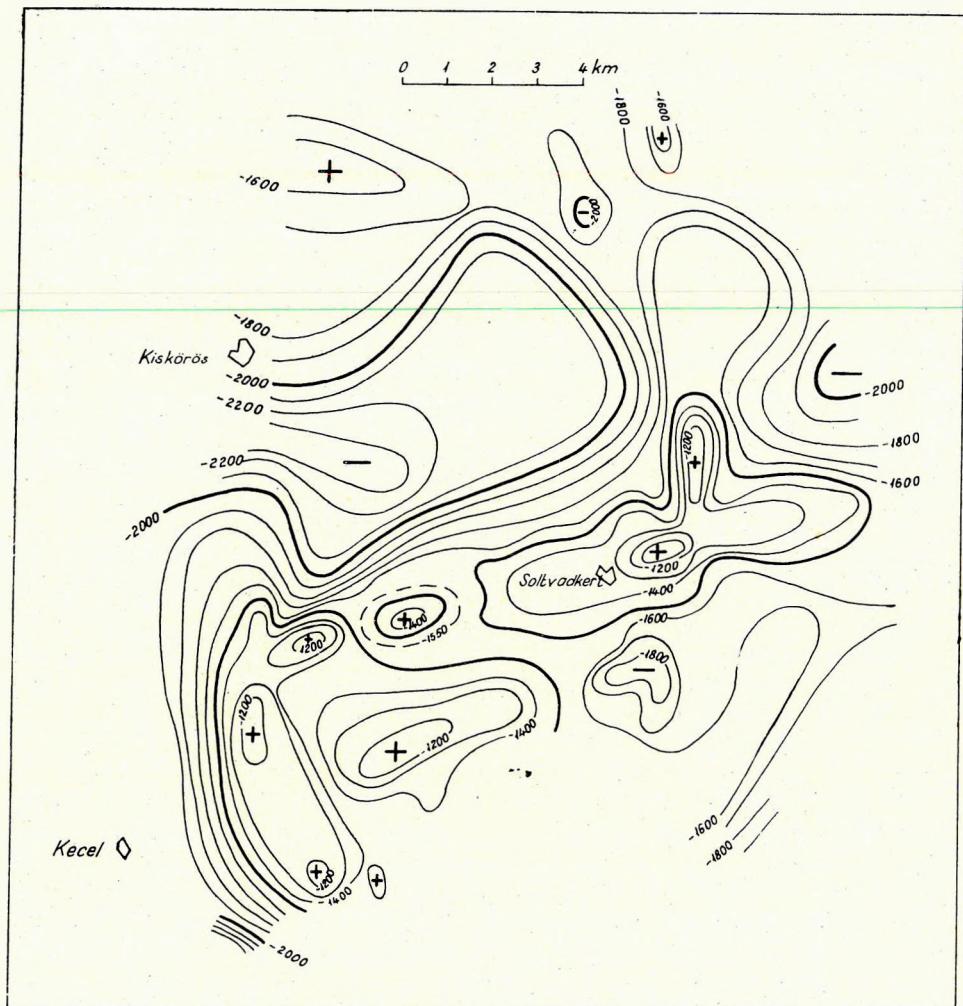
Soltvadkert környékén, a fúrásokkal elért gránitszintből kiindulva is ezt az eljárást alkalmaztuk. Térképünk (9. ábra) a már ismerten kívül egy másik jelentősebb kiemelkedést is mutat.



8. ábra. Lefeléfolytatott gradiensgörbe segítségével számított aljzat domborzat Újszásznál  
1. gradiens görbe; 2. lefeléfolytatott gradiens görbe; 3. számított medencealjzat; 4. szeizmikus mérésekből ismert medencealjzat

Fig. 8. The basin-floor as computed from downward continued gradient-curve  
1 gradient-curve, 2 the same downward continued, 3 the computed basin-floor, 4 the seismic basin-floor horizon  
Фиг. 8. Рельеф основания бассейна по данным градиентных кривых, аналитически продолженных вниз

1 — градиентные кривые; 2 — продолженные вниз градиентные кривые; 3 — подсчетное положение основания бассейна; 4 — положение основания бассейна по сейсмическим данным



9. ábra A gránit (?) aljzat Eötvös-inga mérésekből számított mélységtérképe Soltvadkert környékén, a szintvonalak értékkeze 100 m

Fig. 9. Depth contour-sketch of the granite Basement as computed from torsion-balance measurements at Soltvadkert, contour interval 100 m

Фиг. 9. Схема строения гранитного основания по данным вариометрической съемки в районе с. Шолтвадкерт; сечение изолиний — 100 м

### Következtetések

Eredményeinket mindenhol a szeizmikus szelvényekkel, vagy mélyfúrások adataival vetettük egybe. Ezek azonban — mint hangsúlyoztuk — csak kiinduló és ellenőrző adatok. A valóságban éppen olyan területeken akarjuk

az eljárást alkalmazni – és már alkalmaztuk is – ahol mélyfúrások, ill. szeizmikus szelvények között interpolálni kell.

A leírtak ismételten bizonyítják, hogy az analitikus lefeléfolytatás (vagy annak egyszerűsített változata) kiválóan alkalmas megfelelő sűrűségkülönbséggel jellemezhető földtani határfelületek mélységének meghatározására.

A lefeléfolytatott anomáliák kiszámítása, rutinszerű alkalmazásnál, hatalmas számolási munkát jelent, ezért csak nagyteljesítményű elektronikus számítógépek segítségével gyors és gazdaságos.

Javasoljuk, hogy a jövőben ezt az eljárást rutinszerűen, a terepi mérések feldolgozásával egyidőben alkalmazzák mindazokon a területeken, ahol alkalmazása sikerrel kecsegtet, vagyis ott, ahol a medencealjzat a Bouguer anomáliákkal pozitíven korrelál (1. ábra). Láthattuk, hogy a rossz, vagy negatív korrelációjú területeken (mélymedencék, az ún. flis-öv) még számos, megoldatlan probléma maradt.

A gravitációs módszerfejlesztés egyik soronkövetkező fontos feladata az ilyen területek hatószámítási eljárásának kidolgozása.

#### IRODALOM

- Constantinescu, L. – Botezatu, R.*, 1961: Contributii la interpretarea fizica a anomalilor cimpurilor potientiale, I., II. Probleme de Geofisica., Acad. Rep. Populare Romine.
- Egyed L.*, 1956: A regionális anomáliák elvi kérdéseiről. Geofizikai Közlemények, V. 3.
- Erkel A. et al.*, 1966: A harmadidőszaki medence aljzatának komplex geofizikai kutatása a Csereháton. Előadás a XI. Geofizikai szimpóziumon.
- Facsinay L.*, 1953: A gravimétermérések korszerű értelmezésének módszerei. Geofizikai Közlemények, II. 11.
- Facsinay L. – Pintér A. – Pollhammer M-né.*, 1958: A magasabb deriváltak számításának gyakorlati eredményei néhány magyarországi gravitációs mérési területen és a maradékhatások számításának kiterjesztése nagyobb területegységre, Geofizikai Közlemények. VII. 1.
- Facsinay L. – Bagi R.*, 1966: Az analitikus folytatások módszerének vizsgálata és gyakorlati alkalmazásának lehetőségei a gravitációs kutatásban, Geofizikai Közlemények, XIV., 1–4.
- Gravitációs Munkaközösség.*, 1963: Modern szempontok a gravitációs mérésekben, műveletekben és feldolgozásban, különös tekintettel a hazai helyzetre. Magyar Geofizika, IV. 3–4.
- MÁELGI Évkönyve.*, 1964: A Mecsek és a Villányi hegység geofizikai kutatásának eredményei. I. kötet.
- Maloviczko, A. K.*, 1956: Metodi analiticeszkovo prodolzsenija anomalij szili tjazseszti i ih prilozsenija zadacsam gravirazvedki, Gosztoptehizdat, Moszkva.
- Pintér A. – Ádám O. – Szénás Gy.*, 1964: A magyar medence regionális gravitációs értelmezési problémái. Geofizikai Közlemények, XIII. 3.
- Pintér A. – Szabó Z.*, 1961: Gravitációs- regionális- és maradékanomáliák számításának egyszerű módszere. Magyar Geofizika, II. 3–4.
- Prakash, P.*, 1961: A Residual Method, Zeitschrift für Geophysik, 27., 6.
- Renner J.*, 1962: A gravitációs értelmezés problémái. Magyar Geofizika, III. 1–2.
- Szabó G.*, 1966: Összefoglaló jelentés a Tokaj–Szalánci hegységben, a Zempléni dombvidéken és a Bodroghözben 1961-ben és 1964-ben végzett gravimétermérésekről, MÁELGI
- Szabó Z.*, 1966: Áttekintő gravimétermérések a Börzsöny hegység és a Dunabalparti triászrögök területén, MÁELGI
- Szénás Gy.*, 1965: A geofizikai térképezés földtani alapjai Magyarországon, MÁELGI Évkönyve II. kötet.





MITUCH E., POSGAY K., V. B. SOLLOGUB, A. V. TCHEKUNOV, L. A. KHILINSKIJ

## KÍSÉRLETI FÖLDKÉREGKUTATÓ SZEIZMIKUS MÉRÉSEK DEBRECEN (MNK) ÉS BEREKSZÁSZ (SZU) KÖZÖTT

A cikk ismerteti a Kárpát-Balkáni Földtani Asszociáció határozata szerint tervezett III. számú nemzetközi kéregkutató vonal mentén végzett magyar-szovjet előkészítő kísérleti mérést és az eredményeket.

Э. МИТУХ, К. ПОШГАИ, В. Б. СОЛЛОГУБ, Л. А. ХИЛИНСКИЙ, А. В. ЧЕКУНОВ

## ОБ ОПЫТНЫХ РАБОТАХ ГСЗ В РАЙОНЕ Г. ДЕБРЕЦЕН (ВНР) И Г. БЕРЕГОВО (УССР)

Описываются совместные советско-венгерские опытные работы по международному профилю ГСЗ № III, предусмотренному решением Карпато-Балканской геологической ассоциации и излагаются полученные результаты.

## EXPERIMENTAL SEISMIC CRUSTAL INVESTIGATIONS BETWEEN DEBRECEN (HPR) AND BEREGOVO (USSR)

E. MITUCH, K. POSGAY, V. B. SOLLOGUB, A. V. TCHEKUNOV,  
L. A. KHILINSKIJ

Within the Carpatho–Balkan region and the neighbouring parts the Earth's crust has an extremely complicated and varying structure. The VI-th session of the Carpatho–Balkan Geological Association (Cracow, 1963), considering the important scientific and practical significance of the knowledge of the crustal structure, planned a program of seismic crustal investigations along several international profiles.

Among the profiles planned, Profile III is one of the most important (Fig. 1). It passes through the area of the Ukrainian SSR (Ostrog–Dolina–Beregovo), of the Hungarian PR (Debrecen–Szeged) and of the Yugoslavian SR (Szeged–Dubrovnik), traversing, from NE to SW, the Russian Platform, the foreground of the Carpathians, the folded Carpathians, the Sub–Carpathian Basin, the Pannonian (Hungarian) Basin adjacent to the former, and the Dinarides, ending at the Adriatic Sea. Along this profile, in order to prepare a successful execution of the investigations, the Soviet and the Hungarian

A kézirat 1966. XII. 1-én érkezett.

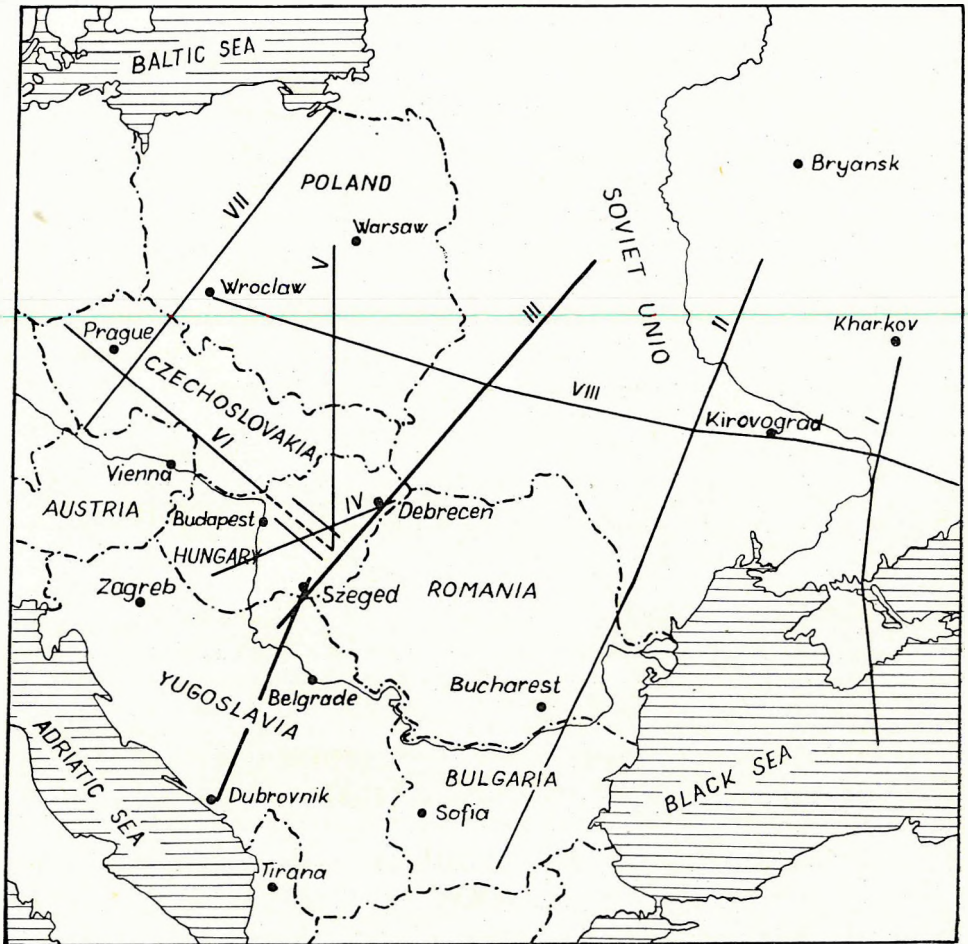


Fig. 1. International profiles of seismic crustal investigations

1. ábra. A nemzetközi szeizmikus földkéregkutató vonalak

Фиг. 1. Международные профили ГСЗ

geophysicists (the Geophysical Institute of the Ukrainian Academy of Sciences and the Roland Eötvös Geophysical Institute in Budapest) carried out joint experimental measurements in 1965 (SUBBOTIN et al., 1965; TCHEKUNOV et al., 1965; MITUCH — POSGAY, 1965). On the territory of the Ukrainian SSR, shots were made in two points, and the generated elastic oscillations were recorded on the territory of Hungary (A, B) at distances of 76,55, 91,37, 91,63 and 106,42 km. On the Hungarian side, similarly two shots were made, and the resulting waves recorded in the region of Gorbok (Ukrainian SSR) at distances of 82,8 and 115,4 km (C, Fig. 2). The charges varied between 300 and 480 kg.

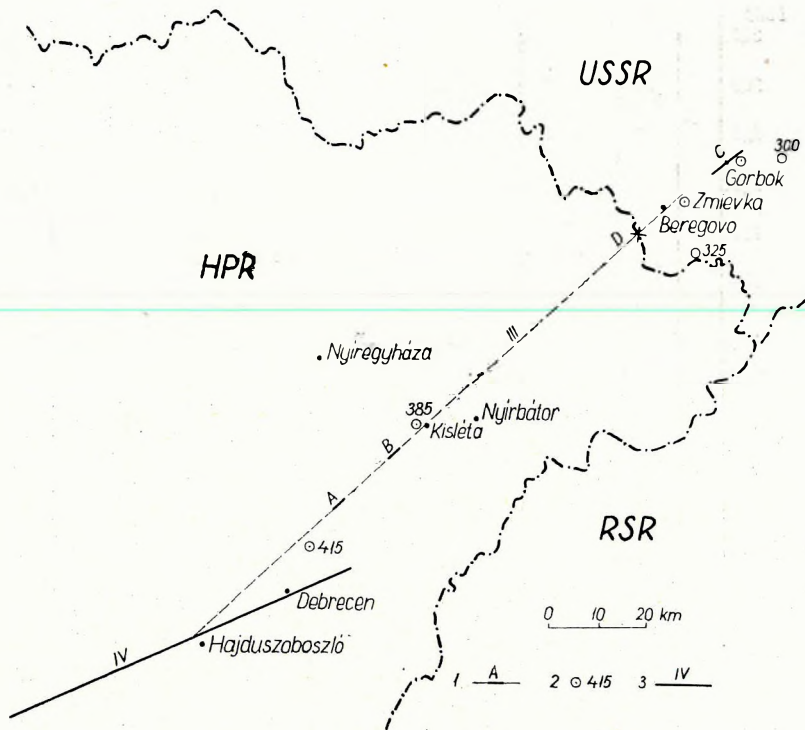


Fig. 2. Plan of shotpoints and recording sites

- 1 - instrument positions
- 2 - shotpoints
- 3 - crustal profile

2. ábra. A robbantó- és regisztrálási pontok elhelyezésének vázlatja

- 1 - műszerállások
- 2 - robbantópontok
- 3 - kéregkutatói szelvény

Фиг. 2. План расположения пунктов взрыва и пунктов регистрации

- 1 - стоянки сейсмостанций
- 2 - пункты взрыва
- 3 - профиль ГСЗ

The seismograms recorded both by the Soviet and the Hungarian side give evidence of relatively favourable wave-propagation conditions. Of course, the small amount of the obtained information does not permit accurate conclusions on the crustal structure over the area investigated, still it proved to be sufficient to determine the approximate depth and dip of the Mohorovičić surface, further the position of the so-called "granitic layer".

In Fig. 3, the schematic time-distance curves and the roughly outlined structure of the Earth's crust along the profile Debrecen-Beregovo can be seen. The velocities calculated from the time-distance curves allow to conclude to the existence of two seismic boundaries: the first boundary with a velocity of 6,1 km/sec is probably the surface of the so-called "granitic layer", the

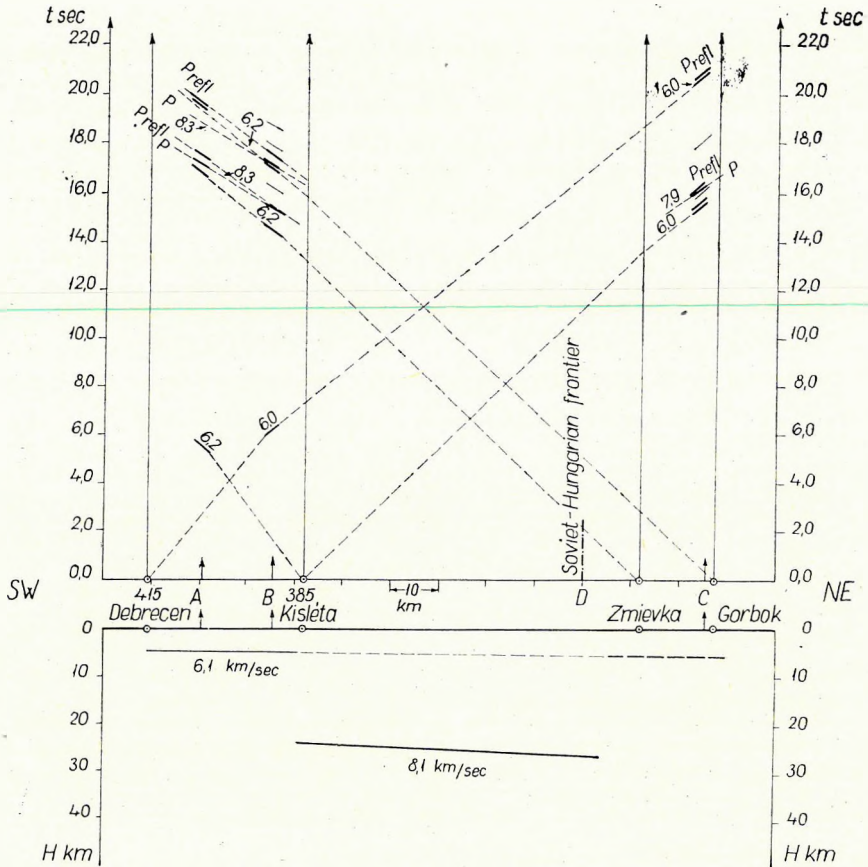


Fig. 3. Time-distance curves of the common experimental measurements and a rough outline of the crustal structure

3. ábra. A közös kísérleti mérések útidőgörbéi és a földkéreg durva felépítése

Фиг. 3. Годографы, полученные при совместных советско-венгерских опытных работах и схема строения земной коры

second is the Mohorovičić surface. From the latter, some transcritical reflexions ( $P_{refl}$ ), on some of the seismograms also refracted waves ( $P$ ) were recorded.

The boundary with a velocity of 6,1 km/sec was determined from the time-distance curve branches of the seismograms, one of an apparent velocity of 6,0, the other, of 6,2 km/sec. This boundary lies in a depth of 5,0 km and shows a certain dip towards NE.

The depth and the dip of the Mohorovičić surface was determined from refracted waves with apparent velocities of 7,9, resp. 8,3 km/sec, further from transcritical reflexions. This surface is similarly dipping towards NE; its depth is increasing from 24,0 km in the south-west to 27,4 km in the north-east.

As it is known (GÁLFI—STEGENA 1960, MITUCH—POSGAY—SÉDY 1964), the depth of the Mohorovičić surface was found earlier to be 23,9 km; this is in a good agreement with the presently obtained data. On the NE end of the profile, the constated depth of the Mohorovičić surface (27,4 km) similarly agrees with the data of the seismic deep soundings made in the north of Beregovo earlier; here, the thickness of the Earth's crust attains 30,0 km. Consequently the data obtained for the depth of the Mohorovičić surface may be regarded as reliable.

Finally it is worth mentioning that the seismograms recorded on Soviet territory show some further, much later and fairly definite arrivals. These may probably be related to seismic boundaries well below the Mohorovičić surface.

#### IRODALOM

- Čekunov, A. V.,—Čeric, B. M.,—Prosen, D. J.,—Slavin, V. J.,—Sollogub, V. B.,—Subbotin, S. J.,* 1965: O izucavanju gradu dubinskih zona zemljene kore a Karpato—Balkanskom regionu i susednim oblastina. Vesnik N IV/V, Belgrad.
- Gálfi J.,—Stegena L.,* 1960: Stroenie zemnoi kory v Vengrii. Geol. Zhurnal AN USSR, v. 3.
- Mituch E.,—Posgay K.,—Sédy L.,* 1964: Szélesszögű reflexiók alkalmazása a kéregkutatásban (Application of wideangle reflexions in crustal investigations; in Hungarian), Geofizikai Közlemények, XIII. 2.
- Mituch E.,* 1964: A hazai szeizmikus kéregkutatás újabb eredményei (Recent results of the Hungarian seismic crustal investigations), Geofizikai Közlemények, XIII. 3.
- Mituch E.,—Posgay K.,* 1965: A hazai szeizmikus kéregkutatás fejlődése és eddigi eredményei (The development of the Hungarian seismic crustal investigations and their results up to now; in Hungarian), Földtani Kutatás, VIII. 2.
- Subbotin, S. I.,—Sollogub, V. B.,—Slavin, V. I.,—Tchekunov, A. V.,* 1965: Ob izuchenii stroenia glubinnyh zon zemnoi kory v Karpato—Balkanskom regione. Materialy VI. S'iezda KBGA. K. (pp. 86—97.).



АДАМ, А.

## ОБ ИНФОРМАЦИЯХ, ПОЛУЧАЕМЫХ В ВЕНГРИИ ПРИ ЭЛЕКТРО- МАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЯХ

В работе дается истолкование отношений вертикальной ( $H_z$ ) и горизонтальной ( $H_\phi$ ) составляющих геомагнитного поля. После пояснения некоторых общих принципиальных вопросов делается вывод о том, что величины  $\Delta H/H_\phi$ , получаемые главным образом в диапазоне периодов бухтовых возмущений, отражают поведение рельефа фундамента.

Информацию о строении более глубоких слоев можно ожидать только от функции  $\frac{\Delta H_z}{\Delta H_\phi}$  (Т), т.е. от результатов геомагнитных частотных зондирований.

Кроме этого приводится статистический анализ всех кривых магнитотеллурического частотного зондирования, полученных в Венгрии. Автор пытается объяснить наблюдаемые на кривых изменения сопротивления структурными особенностями с одной стороны и физическими изменениями, выявленными и другими геофизическими методами — с другой. Излагаются некоторые затруднения, возникающие при применении метода.

A. ADÁM

## ÜBER DIE INFORMATIONEN DER ELEKTROMAGNETISCHEN MESSUNGEN IN UNGARN

Die Abhandlung beschäftigt sich mit der Interpretation der Quotienten der vertikalen ( $H_z$ ) und horizontalen ( $H_\phi$ ) Komponenten des Erdmagnetismus. Nach einer Klärung von allgemeinen prinzipiellen Fragen wird von den Informationen der hauptsächlich im Periodengebiet der Baistörungen gemessenen  $\frac{\Delta H_z}{\Delta H_\phi}$  Werten festgestellt, dass diese in erster Linie die Tiefeänderungen des Beckenuntergrundes darstellen. Informationen über tiefere Gebilde könnten nur durch die Funktion  $\frac{\Delta H_z}{\Delta H_\phi}$  (T) d. h. nur durch geomagnetische Frequenz-Sondierung gewonnen werden.

In der Abhandlung wird ausserdem die statistische Auswertung aller in Ungarn gewonnenen magnetotellurischen Frequenzsondierungs-Kurven besprochen. Die indizierten Widerstandsänderungen werden teils durch strukturelle Ursachen, teils mit anderen geophysikalischen Methoden wahrgenommenen physikalischen Änderungen zu erklären versucht, und auch einige Schwierigkeiten der Anwendung der Methode werden angeführt.

## A MAGYARORSZÁGI ELEKTROMÁGNESES MÉRÉSEK INFORMÁCIÓIRÓL

ÁDÁM ANTAL

### 1. Bevezetés

Néhány év óta az ország elektromos „felépítésének” megismerése érdekében, a természetes elektromágneses térben különféle kutatásokat végzünk.

I. A horizontális inhomogeneitások tanulmányozására:

1. a földmágneses vertikális és horizontális komponens hányadosát vizsgáltuk, főként az öbölháborgások ( $T = 20 - 120$  perc) periódustartományában, továbbá

2. meghatároztuk a tellurikus és a magnetotellurikus irányhajtsátságokat, elsősorban a pulzációk periódus-tartományában.

II. A vertikális inhomogeneitások tanulmányozásánál

1. a Nagycenk melletti obszervatóriumra, mint főbázisra vonatkoztatott relatív tellurikus frekvenciaszondázásokat és

2. a magnetotellurikus frekvenciaszondázásokat használtuk fel.

Eredményeinkről több tanulmányban számoltunk be, mégpedig a földmágneses kutatásokról legutóbb 1964-ben (ÁDÁM, WALLNER, WIESE), a felső köpennyel kapcsolatos megfontolásokról szintén 1964-ben (ÁDÁM), a relatív tellurikus, valamint az újabb magnetotellurikus eredményekről pedig 1965-ben (ÁDÁM, VERŐ). Az első szintézis 1963-ban készült el (ÁDÁM). Azóta mind a belföldi, mind a külföldi mérési anyag megszaporodott és számos elvi, vizsgálati eredmény született. Ezt az alkalmazott geofizikai kutatások mellett, elsősorban a nemzetközileg szervezett felsőköpenykutatás (Upper Mantle Project) segítette elő.

A továbbiakban elsősorban a földmágneses (I. 1.) és magnetotellurikus (II. 2.) adatokban rejlő információkat értékeljük, részben a földtani adatokkal (vagy feltevésekkel), részben más geofizikai adatokkal és elméleti eredményekkel összevetve.

### 2. A földmágneses vertikális ( $H_z$ ) és horizontális komponens ( $H_\theta$ ) hányadosainak értelmezése

Idézett tanulmányunkban (ÁDÁM, WALLNER, WIESE, 1964) már összefoglalást adtunk a WIESE  $\frac{\Delta H_z}{\Delta H_\theta}$  módszerével (WIESE, 1962) meghatározott magyarországi anizotrópia-irányokról ( $\rho_{\max}$  irány). Eltekintve a 3 obszervatórium (Nagycenk, Tihany, Baja)  $\frac{\Delta H_z}{\Delta H_\theta}$  értékeitől, amelyeket az sso ( $T = 2 - 10$  min) és a b (öböl,  $T = 30 - 70$  min) változásokra külön-külön meghatároz-



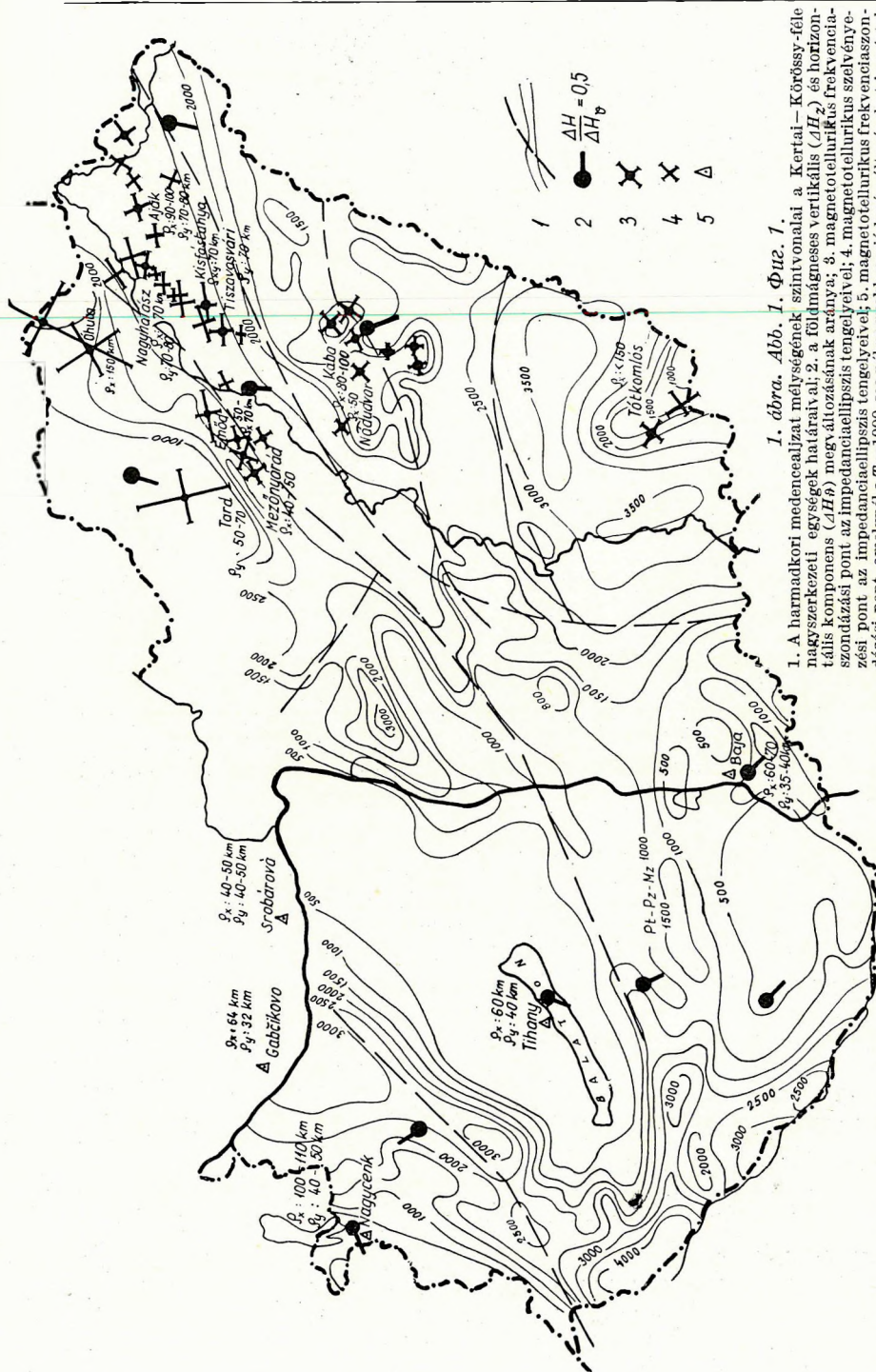
tunk, csak egy-egy  $\frac{\Delta H_z}{\Delta H_\theta}$  érték áll rendelkezésünkre WIESE magyarországi regisztrálásai eredményeként, mégpedig 19–40 min-os periódustartományra (vagyis az öbölháborgásokra); tehát főleg nagyperiódusú változásokból számított iránymennyiségeink vannak.

Kérdés, hogy ezek az értékek milyen hatásokat jelentenek? A Nagycenk melletti obszervatórium magnetotellurikus frekvenciaszondázási görbéiből például egy kb. 100 km mélységben levő hatóra következtethetünk. Hasonló mélységből jövő információkat várnak a módszer kidolgozói a vertikális mágneses komponenstől is. A földmágneses tér belső összetevője azonban a földkéregben és felső köpenyben (a skin effektus által meghatározott mélységig) folyó áramok mágneses terének összege. Vastag üledékösszlettel fedett területen tehát egyetlen  $\frac{\Delta H_z}{\Delta H_\theta}$  értékből a mélybeli hatásokat kiemelni nem

igen lehet, mert a fiatalabb üledékösszletben folyó áramok mágneses tere lényegesen nagyobb, mint a mélyebb köpenyrész áramaié (PORSTENDORFER, 1965). Döntő mértékben a polarizációs viszonyokat is a felszínközeli áramok szabják meg. PORSTENDORFER így tudta megmagyarázni az északnémetországi, általa „üledéköceánnak” nevezett medence földmágneses irányítottsági viszonyait. A kérdés egyébként nagyon közlőrl érinti a látszólagos fajlagos ellenállás fogalmát ( $q_i$ ). Fiatal üledékes területen  $q_i$  abszolút értéke bármely periódusnál – az üledékvastagság függvényében – többnyire csak magát a ténytet fejezi ki, vagyis hogy a mérés fiatal üledékes területen történt (pl. Nagycenk mellett  $T = 60$  min mellett  $q_x = 32 \Omega \text{ m}$ ,  $q_y = 28 \Omega \text{ m}$ ). Ezért természetesnek tartjuk WIESE újabb szintézisének (1965) eredményét, amely szerint Cseh-szlovákiában a 19–40 min-os változásokból számított iránymennyiségek elhelyezkedése szempontjából a hegységek (medencealjzatrögök a felszínen) döntő jelentőségűek. A hegységek, nagy fajlagos ellenállású tömegükkel, szinte ugyanúgy választják el egymástól a fiatal depressziókban folyó természetes elektromos áramrendszereket, mint a vízválasztók a folyókat (pl. a Morva-medence és Nyugat-Szlovákia közötti átfordulás  $\frac{\Delta H_z}{\Delta H_\theta}$  irányában).

A különböző mélységben levő hatók jobb szétválasztása, WIESE módszerével is csak a  $\frac{\Delta H_z}{\Delta H_\theta}$  (T) függvény megszerkesztése útján, tehát frekvenciaszondázással lehetséges.

Az elmondottakat vizsgáljuk meg magyarországi példákon. Az 1. ábra Magyarország harmadidőszaki medencealjátának vázlatos mélységtérképén (KERTAI–KÖRÖSSY, 1963) mutatja a növekvő fajlagos ellenállás ( $q_{\max}$ ) irányában ábrázolt  $\frac{\Delta H_z}{\Delta H_\theta}$  értékeket. Szinte valamennyi pontban, a  $q_{\max}$  irányok az egyes részmedencék szárnyainak emelkedése felé (pl. a nagycenki obszervatóriumnál a Pápóc és Szentlászló környéki pontban), vagy néha az aljzat kisebb földalatti kiemelkedései felé mutatnak (pl. az igali pontban). Az Alföldön pl. a hajdúszoboszlói pont  $q_{\max}$  iránya a KÖRÖSSY által megadott szerkezeti határon, ugyancsak a kiemelt helyzetű szerkezeti egység (KERTAI–KÖ-



1. ábra. Abb. 1. Фиг. 1

1. A harmadkori medencealjazat mélységének szintvonalai a Kertai-Körössy-féle nagyszekvenci egysegék határait; 2. a földmágneses vertikális ( $\Delta H_z$ ) és horizontális ( $\Delta H_h$ ) megváltozásának aránya; 3. magnetotellurikus frekvenciázadási pont az impedanciaellipszis tengelyével; 4. magnetotellurikus frekvenciázadási pont az impedanciaellipszis tengelyével; 5. magnetotellurikus frekvenciázadási pont, amelynél a  $T = 1000$  sec-nél nagyobb periódusú változásokat is mérték

1. Isolinen der tertiären Beckenuntergrundtiefe mit den Grenzen der Großstruktureinheiten von Kertai-Körössy; 2. Die Proportion der Veränderung der erdmagnetischen vertikalen ( $\Delta H_z$ ) und horizontalen ( $\Delta H_h$ ) Komponenten; 3. magnetotellurischer Punkt der Frequenzänderung mit den Axen der Impedanzellipse; 4. magnetotellurischer Profilsunkt mit den Axen der Impedanzellipse; 5. magnetotellurischer Frequenzänderungspunkt, wobei die von  $T = 1000$  sec grösseren Perioden-Veränderungen auch gemessen wurden

1 — изолинии глубины залегания третичного основания бассейна с границами тектонических блоков по Кертая-Көрөсси; 2 — отношение вариаций вертикальной ( $\Delta H_z$ ) и горизонтальной ( $\Delta H_h$ ) составляющих геомагнитного поля; 3 — пункты магнитотеллурического профилирования с осями импедансного эллипса; 4 — пункты магнитотеллурического профилирования с осями импедансного эллипса; 5 — пункты магнитотеллурического профилирования на которых измерялись и вариации периодов, превышающих  $T = 1000$  сек.

rössy féle Központi Tiszántúli Medence) felé mutat. A WIESE által is bizonytalannak tekintett  $\frac{\Delta H_z}{\Delta H_\theta} < 0,5$  értékek értelmezése azonban már nehezebb (pl. Tihanynál).

A fiatal üledékösszlet hatására utal még a földmágneses  $\varrho_{\max}$  irányoknak és a tellurikus ellipszisek nagytengelyirányának egybeesése, pl. a nagyeceni obszervatóriumban. Ez utóbbira WIESE is hivatkozik (1965). Az „állandósított” abszolút ellipszis ( $T = 20$  sec mellett) nagytengelyiránya:  $70^\circ$ , illetve  $250^\circ$ , a  $\varrho_{\max}$  irány  $T = 2 - 10$  min-os változásoknál  $245^\circ$ ,  $T = 30 - 70$  min-os változásoknál pedig  $252^\circ$ .

A tellurikus pulzációkból, valamint a lényegesen nagyobb periódusú mágneses változásokból számított irányok néhány fokon belüli egyezése, ugyanazon hatóra utal (Soproni hegység).

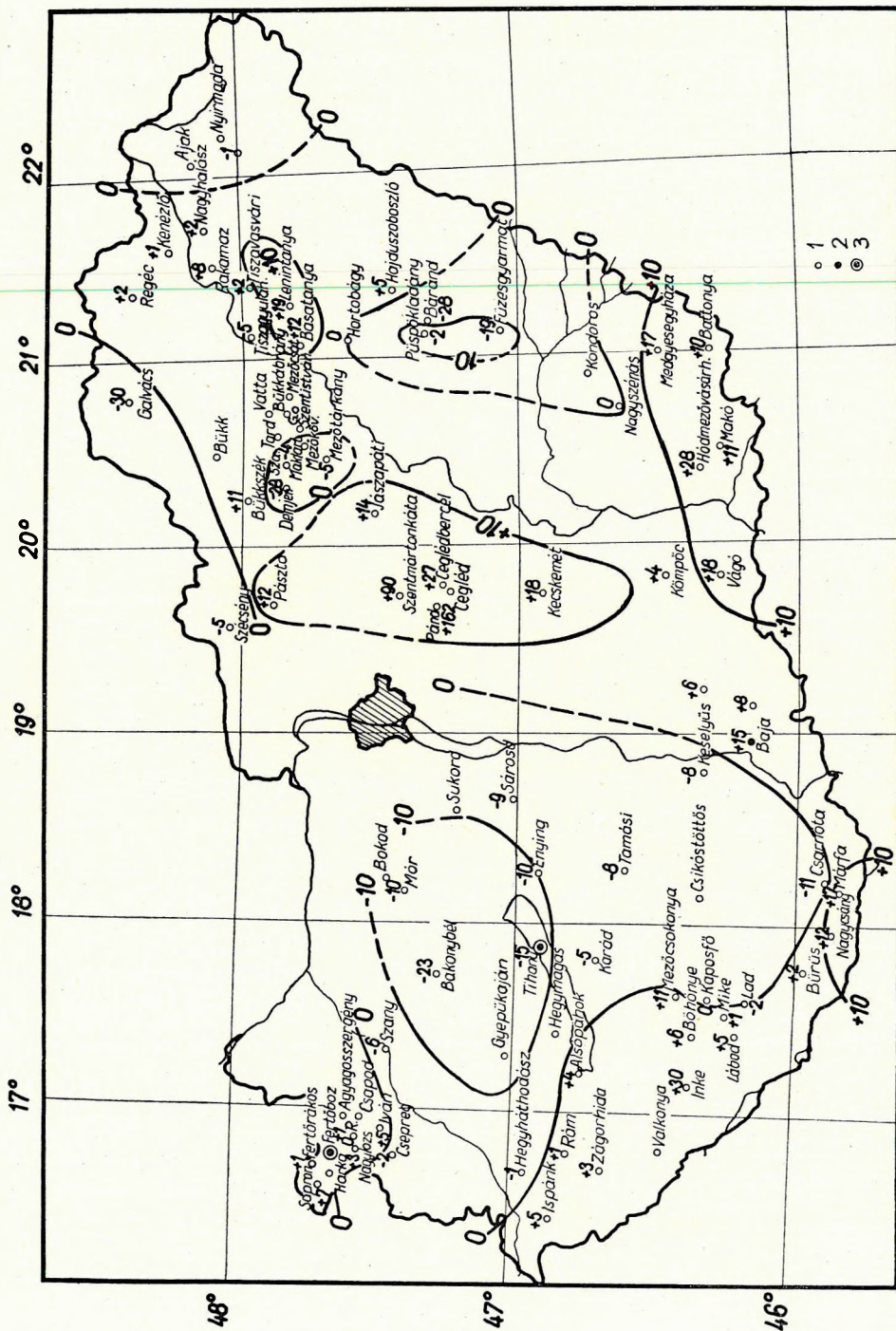
Feltételezhetnénk azt is, hogy a mélybeli anizotrópia megegyezik a felszínközeli üledékösszletével, azonban ennek ellentmond az öbölháborgások periódustartományára számított magnetotellurikus anizotropiaellipszis, amelynek nagytengelyiránya eltér a földmágneses iránytól (a  $MT$  ellipszis nagytengelyiránya az öbölháborgásoknál  $119^\circ$ ). Erre az eltérésre egyébként a  $MT$ -frekvenciaszondázásokból is következtethetünk.

Korábbi tanulmányunkban (ÁDÁM, WALLNER, WIESE, 1964) felhívtuk a figyelmet arra, hogy a relatív tellurikus frekvenciaszondázásokból szerkesztett ún.  $t$ -térkép [ $t$  a relatív tellurikus frekvenciaszondázási görbe átlagos iránytangensét jellemzi bizonyos periódustartományban (ÁDÁM, VERŐ, 1965)] nagy negatív anomáfoltjának határán, a Dunántúlon, a  $\frac{\Delta H_z}{\Delta H_\theta}$  iránymennyi-

ségek kifelé mutatnak. A  $t$  értékeknek az üledékvastagsággal való korrelálása arra utalt, hogy a negatív  $t$  értékek sokszor sekély medencé, ill. felszínen levő medencealjzatra jellemzők (ÁDÁM, VERŐ, 1965). A mélyebb hatók, pl. a különböző típusú és ellenállású aljzatközetek eloszlására is jellemző adatot csak ennek a hatásnak a levonásával kapunk. Tekintettel a Dunántúli Középhegység területén észlelt nagy negatív  $t$  értékekre (2. ábra), a földmágneses irányok átfordulásában a Dunántúlon, az említett szerkezeti (tulajdonképpen aljzatomborzati) hatások: Pápocon a Mihályi szerkezet, Igalon az eltemetett medencealjzatrög mellett, a medencealjzatot alkotó kőzetek ellenállásváltozása (a Középhegységet felépítő mészkő fajlagos ellenállása általában kisebb a kristályos kőzetekénél) is közrejátszhat.

### 3. A magnetotellurikus frekvenciaszondázási görbék (MTSz) értelmezése

Az utóbbi időben hazánkban a vizsgálatokba bevonható magnetotellurikus frekvenciaszondázási (MTSz) görbék száma megnőtt (TAKÁCS, 1964). Noha itt a földtani kutatási céloknak megfelelően, maximálisan  $T = 1000$  sec-os változásokat dolgoztak fel, a görbék értékes információkat tartalmazhatnak a felső köpenyre vonatkozóan is. Teljesebb értékű MTSz görbéket jelenleg csak az obszervatóriumok (Nagyecenk, Tihany, és Baja) nyújtanak, de az értelmezésbe be lehet vonni a – közvetlenül a magyar határ mentén



2. ábra. Relatív tellurikus frekvenciaszondázási térkép Magyarországról a  $T = (10) 25 - 100$  sec periódusintervallumra:

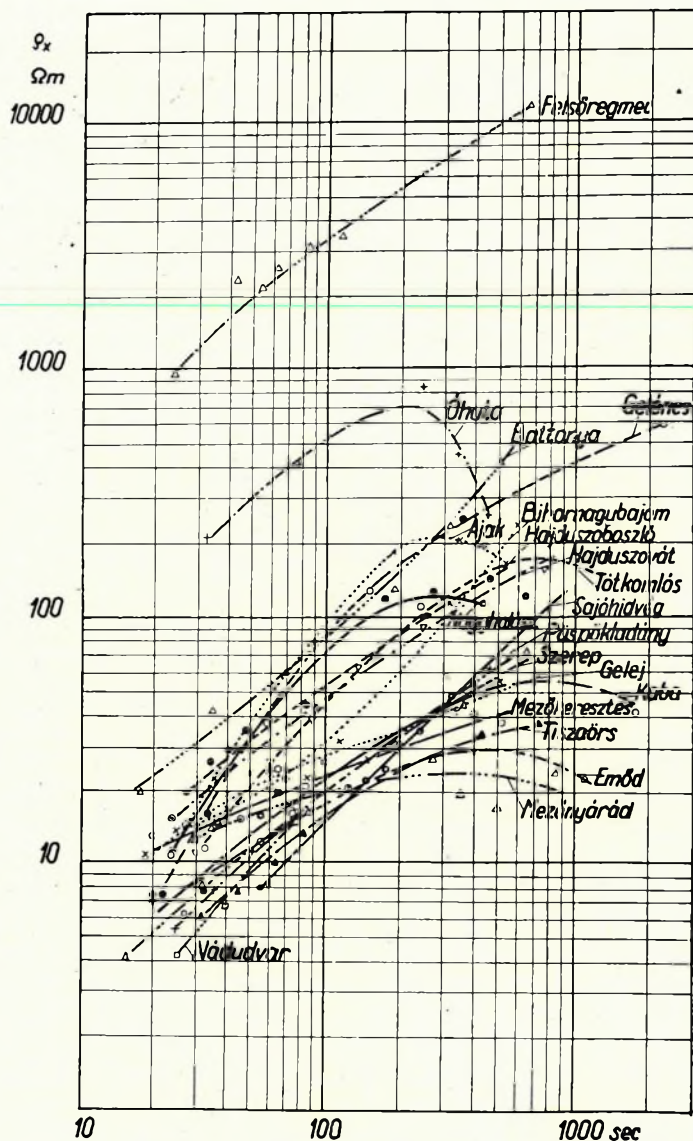
1. tellurikus mérőpont; 2. földmágneses obszervatórium; 3. elektromágneses obszervatórium

Abb. 2. Relativ tellurische Frequenzsondierungskarte von Ungarn für das Periodintervall  $T = (10) 25 - 100$  sec:

1. tellurischer Messpunkt; 2. erdmagnetisches Observatorium; 3. elektromagnetisches Observatorium

Фиг. 2. Карта территории Венгрии по данным относительного теллурического частотного зондирования в диапазоне периодов  $T = (10) 25 - 100$  сек

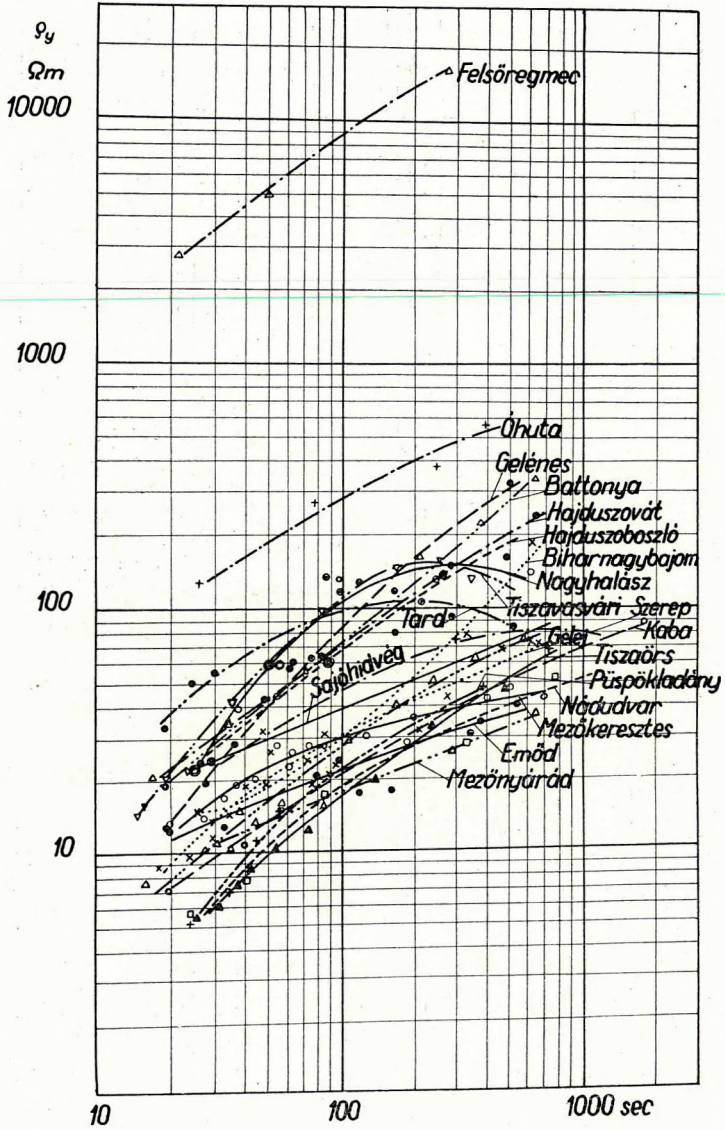
1 — пункты наблюдения  $TT$ ; 2 — геомагнитная обсерватория; 3 — электромагнитная обсерватория



3/a. ábra. A miskolci Geofizikai Tanszék méréseinek MTSZ  $\rho_x$  görbéi

Abb. 3/a.  $\rho_x$  Kurven der magnetotellurischen Sondierung (bearbeitet von dem Geophysikalischen Lehrstuhl der Technischen Hochschule von Miskolc)

Фиг. 3/a Кривые  $\rho_x$  магнитотеллурического зондирования (обработанные Геофизической кафедрой Мишкольцкого технического института)



3/b. ábra. A miskolci Geofizikai Tanszék méréseinek MTSZ  $\rho_y$  görbéi

Abb. 3/b.  $\rho_y$  Kurven der magnetotellurischen Sondierung (bearbeitet von dem Geophysikalischen Lehrstuhl der Technischen Hochschule von Miskolc).

Фиг. 3/б Кривые  $\rho_y$  магнитотеллурического зондирования (обработанные Геофизической кафедрой Мишкольцкого технического института)

végzett – csehszlovák  $MT$ -szondázásokat is (Gabčikovo, Šrobárová). Ezek periódustartományja, a napi potenciálváltozás harmonikusaitól eltekintve, megfelel az obszervatóriumi MTSz periódustartományának. Az 1. ábrán feltüntettük a szondázások helyeit is. Az 1. táblázatban megjelöltük azokat a pontokat, amelyeknél az aljzatnak megfelelő jobb oldali emelkedő görbeág után, az MTSz görbe ún. jólvezető övet jelez, s feltüntettük ezek közelítő mélységét is (FOURNIER, 1965). Az 1. táblázat ezeken kívül tartalmazza a magnetotellurikus anizotrópiaellipszisek paramétereit az S-intervallumban; azokat a periódusokat, amelyeknél a  $\rho_i$  értékek csökkenni kezdenek, tehát ahol a jólvezető öv jelentkezik, valamint a görbék szerkesztésénél felhasznált maximális periódusokat.

Összesen 29 magnetotellurikus görbe információtartalmával foglalkozunk. Ezek közül 24 a miskolci Geofizikai Tanszék mérési eredménye (TAKÁCS, 1964). Ezeket az egyesített  $MT$ -frekvenciaszondázási görbéket átvettük és a 3/a valamint 3/b ábrán mutatjuk be, a többi MTSz görbe a 4/a és 4/b ábrán látható.

A MTSz görbék által a kéregben, ill. a felső köpenyben jelzett jólvezető összletek, ill. övek, a következő periódus- és mélységtartományban jelentkeznek:

- |  |                   |   |
|--|-------------------|---|
| 1. $T = 20 - 100$ sec                  | $h = 10 - 15$ km  | (Nagycenk, Šrobárová)   |
| 2. $T = 100 - 1000$<br>( $-2000$ ) sec | $h = 30 - 150$ km | (29 MTSz-ből 16 jelez; Baja, Gabčikovo, Šrobárová 2 szintben) |
| 3. $T > 2000$ sec                      | $h = > 250$ km    | (csak Nagycenken és Tihanyban van adat)                       |

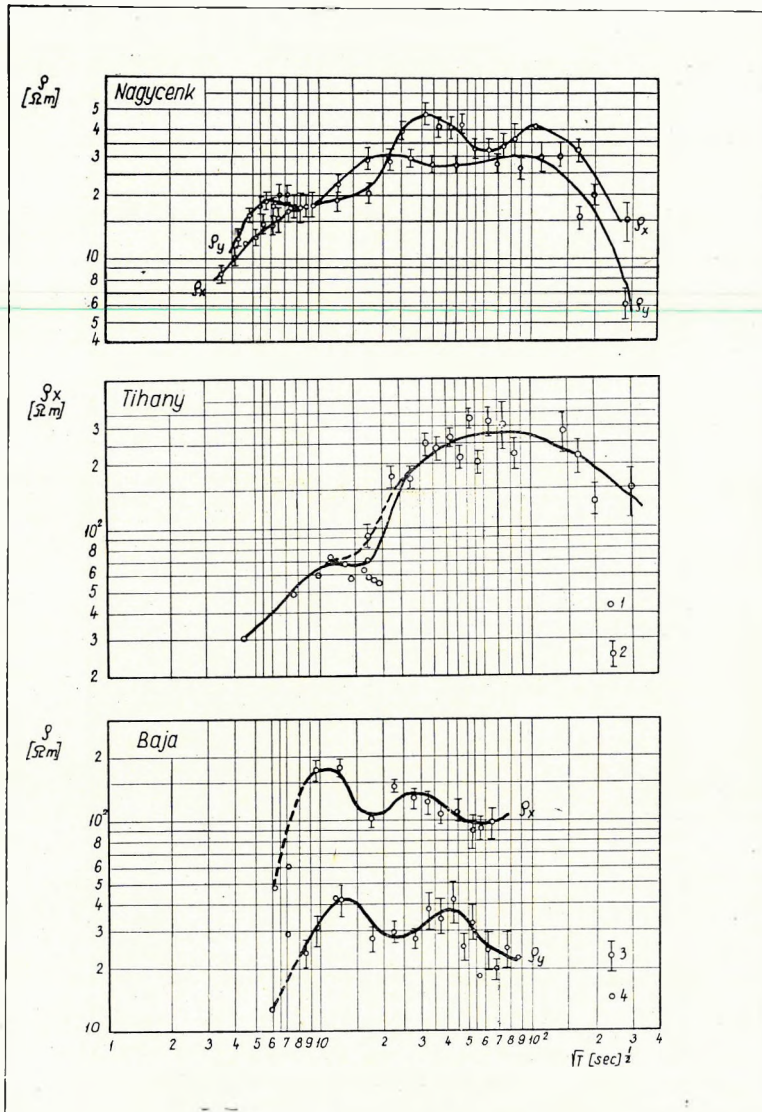
A 2. és 3. csoportban némelyik görbénél nincs indikáció; ennek oka, legalább részben az, hogy a feldolgozott periódussáv keskeny (1. táblázat).

Az 1. csoportba tartozó viszonylag kis mélységű vezető mibenlétére jelenleg még nincs bizonyítható elképzelésünk. A jelenség (ha további mérések is igazolják) a kristályos aljzatközetek pikkelyes jellegére is utalhat (a vezető a pikkely alatt elhelyezkedő neogén?).

A jelenségnek természetesen más szerkezeti magyarázatot is adhatunk pl. az ún. parthatással (ROKITJANSZKIJ, 1963, KOVTUN, 1964). A  $\rho_x$  és  $\rho_y$  görbén KOVTUN számításainak megfelelően (5. ábra) jelentkező ellentétes tendenciák, egy közel KNy-i csapású, alsó felületén ferdesíkt vezető és egy nagyellenállású összlet érintkezésére utalnak (érdekes módon, 400 és 900 sec között hasonló parthatásszerű anizotrópiát jelez a két MTSz-görbe Nagycenken, viszont Šrobárován a két görbe nem mutat anizotrópiát).

A 2. csoportba tartozó indikációk értékelésénél is figyelembe kell vennünk a görbék torzulásában, a  $\rho_x$  és  $\rho_y$  görbe eltérésében (az anizotrópiában) kifejeződő tektonikai eredetű hatásokat. Ezeknek megnyilvánulása lehet az erősen elnyúlt, excentrikus impedanciaellipszis.

Ha az 1. táblázatban megadott tengelyarányokból ( $a/b$  értékből) kiszámítjuk egyrészt az összes pontban (kivéve a 3 legjobban polarizált,  $a/b \cong 3$  pontot), másrészt csak a jólvezető réteget indikáló pontokban, az impedanciaellipszis átlagos tengelyarányát, azt látjuk, hogy azok 0,03-on belül meg-



4/a. ábra. Nagycenk, Tihany és Baja MTSZ görbéi:

1. Csen-Lu-szó adatai, 2. MTA Geofizikai Kutatólaboratórium adatai, 3. MT adat, 4. relatív tellurikus mérésekből számított adat)

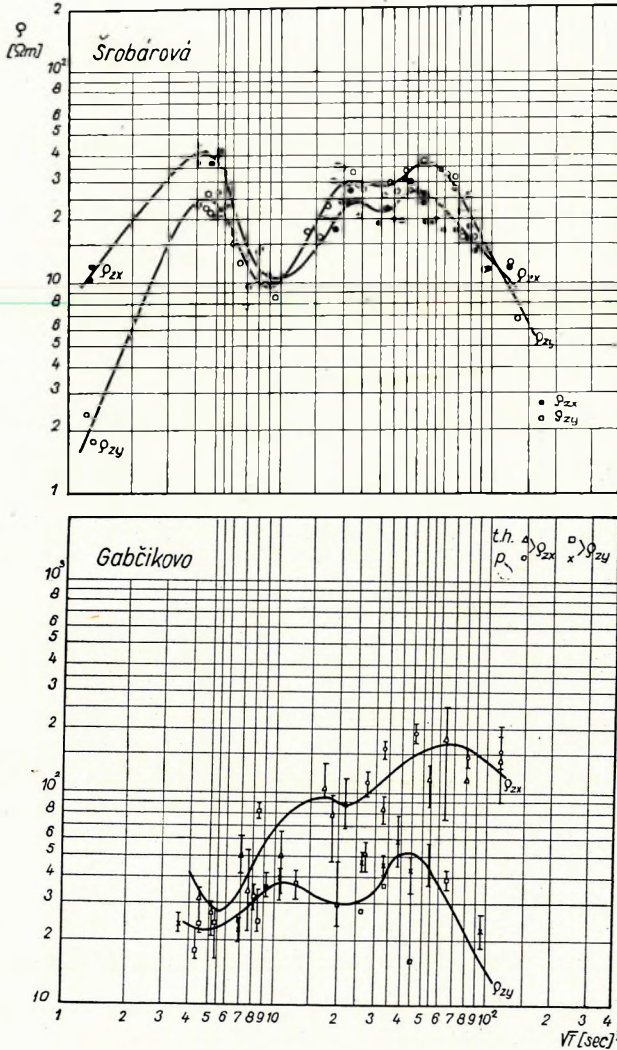
Abb. 4/a. Magnetotellurische Kurven von Nagycenk, Tihany und Baja:

(1. Daten nach Csen Lu-szo, 2. Daten des Geophysikalischen Forschungslaboratoriums, 3. magnetotellurische Daten, 4. von relativ tellurischen Messungen berechnete Daten)

Фиг. 4/a Магнитотеллурические кривые, полученные в Надьценке, Тихане и Бая:

1 — данные по Чен Лу-со; 2 — данные Геофизической исследовательской лаборатории АН ВНР; 3 — магнитотеллурические данные; 4 — данные, подсчитанные по относительным теллурическим измерениям





4/b. ábra. Gabčíkovo és Šrobarová MTSz görbék

Abb. 4/b. Magnetotellurische Kurven von Gabčíkovo und Šrobarová

Фиг. 4/б. Магнитотеллурические кривые по Габчиково и Шробарова

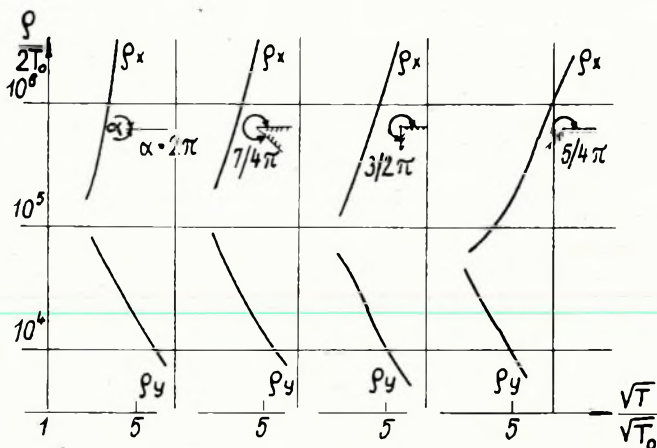
egyeznek ( $a/b = 1,47$  és  $1,44$ ). A jólvezető összletet jelző pontok tehát nincsenek kivételes szerkezeti helyzetben.

Mint az 1. ábrán látható és az 1. táblázatból is kiolvasható, a Geofizikai Tanszék jólvezető összletet jelző pontjainak egy része szerkezeti vonalak mentén helyezkedik el. Így pl. a IV. szerkezeti egység (Bükk-paleogén medence) peremén, mély árok fölött van a Tard-1 fúrás közelében levő Tak-1 és a mezőnyáradi Mn-2 állomás. Mindkettő erősen polarizált teret mutat (Csókás,

I. táblázat

Szerkezeti egység (Körössy nyomán)	Mérési hely	Impedancia ellipszis			A vizsgált periódusart. Felső határa			A jövezető öv jelentkezése (T-ben), mélység (h)		
		nagytenge- ly iránya	$\frac{a}{b}$	$\frac{S}{\Omega-1}$	$\epsilon_x$	$\epsilon_y$	T [sec]	h [km]	T [sec]	h [km]
IV.	Hosszútűrc	É. É. K.	2,0	155	$T_{max} = 250$					
	Tard	K. É. K.	$\infty$	635	800	500	400	40-50	200	50-70
	Mezőnyárúd - 2	K. É. K.	2,1	775	550	600				
	Mezőkeresztos	É. Ny.	1,3	540	700	700				
	Gelej	É. K.	1,7	720	750	650				
	Emőd	É. É. Ny.	1,42	555	1100	650	300	50-70		
	Sajóhidvég	K. É. K.	3,0	305	950	450	250	150		
	Ólata	É. É. Ny.	1,2	160	450	400				
	Felsőregmec	É. K.	3,3	90	650	250				
	Hajdúszovát - 1	É. É. K.	1,2	430	900	650				
Püspökladány - 2	K.	1,5	880	550	1100					
Szerrep - 1	É. K.	1,45	660	700	1100					
Biharnagybajom	É. Ny.	1,6	570	600	700					
Tótkomlós	É. Ny.	1,6	450	1500	1500	700	< 150			
Battonya	É. É. Ny.	1,5	350	500	650					
Gelénes	É. Ny.	1,3	470	2200	500					
Ajak	É. É. Ny.	1,3	485	550	600	300	90-100	300-400	70-80	
Nagyhalász	É. Ny.	1,6	470	450	550	250	70	300	70-80	
Kásfátanya/b	K.	1,7	470	470	$T_{max} = 450$ sec	T = 200 sec		h = 70 km		
Tiszavánáros		1	460	500	500			200	70	
Tiszvárs	É. Ny.	1,5	780	500	500					
Nádudvar - 15	É. Ny.	1,25	810	700	1000	300	50			
Kaba - 1	É. K.	1,3	705	1800	1800	800	80-100			
Hajdúszoboszló - 18	É. Ny.	1,4	442	550	500					

Az anomália a dőlt betűvel jelzett helyeken jelentkezik.



5. ábra. Kovtun (1964) elméleti MTSz görbéi ideálisan vezető és alsó felületen dőlt idom felett ( $x$ ) a dőlés iránya

Abb. 5. Theoretische Kurven der magnetotellurischen Sondierung von Kovtun (1964) über ideal leitende und der unteren Fläche schiefen Formen ( $x$  ist die Richtung der Neigung)

Фиг. 5. Теоретические кривые магнитотеллурического зондирования по Ковтуну (1964) над идеально проводимым телом с наклонной нижней гранью ( $x$  означает направление наклона)

TAKÁCS, 1964). Az emődi pont szintén a szerkezeti vonalon van, azonban anizotrópiája átlagos. Mindhárom pontban, a feldolgozott periódustartományon belül, csak egyik görbe jelzi a réteget.

Az V. és VI. szerkezeti egység peremén találunk még két olyan pontot, amely jólvezető övet indikál: a nádudvari és a Kaba-1 pontot, itt szintén csak az egyik görbe jelzi az anomáliát. A rendelkezésre álló anyagból nehéz eldönteni, hogy a görbék torzulását (lehajlását) kéregbeli szerkezeti hatások, vagy valóban az ún. jólvezető öv okozza-e.

Az V. szerkezeti egység belső területén, a Nyírségben végzett 5 MTSz közül 4 (Ajak, Nagyhalász, Kisfástanya-b és Tiszavasvár) jelzi a jólvezető övet, mégpedig – ahol meghatározták – mindkét görbével. Ezen a területen a leghatározottabb az indikáció és legvalószínűbb, hogy a hatás a jólvezető övnek tulajdonítható (TAKÁCS, 1964).

A Geofizikai Tanszék 24 MT frekvenciaszondázása közül 11 jelezte egyik, vagy mindkét görbéjével a jólvezető övet.  $8\rho_x$  és  $5\rho_y$  görbén van indikáció. A  $\rho_x$  görbénél a csökkenés átlagosan  $T = 412$  sec-nél (a két 700 – 800-as értéket elhagyva: 300 sec-nél), a  $\rho_y$  görbénél pedig  $T = 250$  sec-nél kezdődik. Az átlagos mélység ebből becsülhetően (FOURNIER, 1964) a  $\rho_x$  görbénél 90 km, a  $\rho_y$  görbénél 70 km. A magyarországi  $\rho_x$  és  $\rho_y$  magnetotellurikus görbéknek erre az érdekes eltérésére már korábban (ÁDÁM, 1964) felhívtuk a figyelmet. A megfigyelést alátámasztja Nagycenk, Tihany, Baja és Gabčikovo görbéjének elemzése is (1. táblázat). A kérdést vagy a primer tér sajátágaival, vagy köpenyszerkezettel lehet megmagyarázni.

## II. táblázat

Mérési hely	Impedancia ellipszis		A jólvezető öv jelentkezése																				
			$T < 100$ sec						$100 - 1000$ sec						$1000$ sec								
			$\rho_x$		$\rho_y$		$\rho_x$		$\rho_y$		$\rho_x$		$\rho_y$		$\rho_x$		$\rho_y$						
			$T$	$h$	$T$	$h$	$T$	$h$	$T$	$h$	$T$	$h$	$T$	$h$	$T$	$h$	$T$	$h$					
	$\frac{a}{b}$	$\frac{S}{(Q-1)}$																					
	nagytengely iránnya																						
Nagycepek	1,45	460	K	-	40	12	-	-	170	60	170	40	400	625	50	40-50	1000	100	110	1000	-	-	
Tihany	> 3		É					120	170	60-70	35-40												
Baja	> 3		É					850	120														
Gabčíkovo (csehszlovák mérés)								290	64	120	32												
Šrobárová (csehszlovák mérés)				20	10	20	10	(480)	(40-50)	(400)	(40-50)												

$T$  [sec]  
 $h$  [km]

Ha a mélységadatokat összehasonlítjuk az  $S$  értékekkel, láthatjuk, hogy nagy  $S$  értéknek kisebb mélység felel meg. Pl. a Mezőnyárad – 2 ponton  $S = 775 \Omega^{-1}$  mellett,  $h = 40 - 50$  km; Óhután  $S = 160 \Omega^{-1}$  mellett,  $h = 150$  km. Ez is rámutat arra, amire már ТИИОНОВ, ЛИПСЗКАЈА és ЈАНОВСЗКИ (1964) is felhívta a figyelmet: a kvantitatív kiértékeléshez az MTSz görbéknek a helyzetét a valódi felszíni ellenállásértékek segítségével a  $\rho - \sqrt{T}$  koordináta-rendszerben rögzíteni kell, hogy a horizontális inhomogeneitások torzító hatását megszüntethessük.

Az 5 teljesebb, minimálisan  $T = 6000$  sec-ig terjedő MTSz-görbepár (II. táblázat), a nagycenki  $\rho_x$  kivételével, 1000 sec-ig egy jólvezető övet jelez (Baján a  $\rho_x$  görbe 1000 sec-ig 2 övet) 32–64 km mélységben. Ennek átlagos mélysége a  $\rho_x$  komponens szerint 60 km, a  $\rho_y$  szerint pedig 40 km. Természetesen ezek is csak becsült adatok. Az indikáció nem mindenütt határozott, elsősorban Baja, Tihany és Gabčikovo MTSz görbéjén jelentkezik erősen. Érdekes módon ezekben a pontokban nagyon erős anizotrópia van. Feltehető, hogy kéregbeli szerkezeti hatások is szerepet kapnak a görbék torzulásában.

A következő jól indikált anomália 100–140 km között jelentkezik a nagycenki  $\rho_x$ , mindkét bajai, továbbá a šrobárovi és gabčikovi  $\rho_y$  görbén. Ennél nagyobb mélységben a közismert jólvezető övet csak a napi potenciál-változás harmonikusait is hasznosítható nagycenki és tihanyi görbe jelzi (1. táblázat).

A néhány száz km mélységben levő ellenálláscsökkenés nem kíván újabb indokolást. Az átlagosan 60–70 km mélységben mutatkozó anomáliát a Gutenberg-féle kisebbességű övvel lehet kapcsolatba hozni (ÁDÁM, 1964). Ezt az indikációt egyébként igen nehéz a tektonikai eredetű hatásoktól megkülönböztetni. Feltehető, hogy a ТИИОНОВ – ЛИПСЗКАЈА – ЈАНОВСЗКИ-féle (1964) ordináta-eltolódás mellett, a tektonika által okozott látszólagos indikációk is hozzájárulnak a mélységadatok szórásához.

Lényeges azonban, hogy a 100–1000 sec közötti jólvezető öv mélysége Magyarországon és a csatlakozó csehszlovák területen levő pontokban (kevés kivétellel) kisebb, mint 100 km. Egyelőre megmagyarázhatatlan a bajai, gabčikovi és šrobárovi görbéken 120–140 km mélységben jelentkező ellenálláscsökkenés.

#### IRODALOM

- Ádám A., 1963: A földkéreg és a felső köpeny elektromos ellenállásviszonyainak kutatása Magyarországon földi elektromágneses térrel. (Kandidátusi értekezés).
- Ádám A., 1964: A kéreg és a felső köpeny elektromos felépítése Magyarországon a magnetotellurikus és relatív tellurikus frekvenciaszondázások alapján. Geofizikai Közlemények, XIII. 2.
- Ádám A. – Verő J., 1965: A magyarországi elektromágneses mérések újabb eredményei. Geofizikai Közlemények, sajtó alatt.
- Ádám A. – Wallner Á. – Wiese, H., 1964: Elektrische Leitfähigkeitsanisotropien des Untergrundes im Spiegel magnetotellurischer und geomagnetischer Messungen. Gerlands Beiträge zur Geophysik, 73. 5/6.
- Csókás J. – Takács E., 1964: Magnetotellurikus mérések a Magyar Alföldön. Bányászati Lapok, 97. 10.

*Fournier, H.*, 1965: Abaque des solutions du système:

$$\varrho = 0,2 T \left( \frac{E}{H} \right)^2 ; \quad h = \frac{\sqrt{100\varrho T}}{8}$$

Institut de Physique du Globe

*Kertai Gy. – Körössy L.*, 1963: Kéziratós térkép

*Porstendorfer, E. – Porstendorfer, G.*, 1965: Modelle zur Deutung des anomalen Verhaltens geomagnetischer Variationen über grossen zylindrischen Sedimentbecken. Acta Technica. 52, 3–4.

*Takács, E.*, 1964: Magnetotellurikus műszer- és módszerfejlesztési vizsgálatok és alkalmazásuk a geofizikai kutatásban. Kandidátusi értekezés.

*Tikhonov, A. N. – Lipskaya, N. V. – Yanovsky, B. M.*, 1964: Some Results of the Deep Magnetotelluric Investigations in the USSR. Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, XV. 4.

*Wiese, H.*, 1965: Geomagnetische Induktionspfeile in der ČSSR, hervorgerufen durch grossräumige elektrische Leitfähigkeitsstrukturen. Studia geoph. et. geod. 9.

АДАМ, АНТАЛ

## СОПОСТАВЛЕНИЕ ВАРИАЦИЙ СОСТАВЛЯЮЩИХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ( $S_q$ ) ЗА СПОКОЙНЫЕ ДНИ ПО ДАННЫМ ДВУХ ОБСЕРВАТОРИЙ НАДЬЦЕНК И ТИХАНЬ ЗА 1961 Г.

В работе сопоставляются записи, полученные в спокойные дни в двух венгерских электромагнитных обсерваториях и выбранные по строго определенным условиям. В записях выявляются первичные эффекты (вызванные разностью в широтах) и вторичные (обусловленные геологическим строением). Отмечаются помехи и искажения, связанные с направленностью токов при применении записей магнитотеллурического поля в спокойные дни.

A. ADÁM

## ÜBER DEN VERGLEICH DER ELEKTROMAGNETISCHEN KOMPONENTEN VON OBSERVATORIEN NAGYCENK UND TIHANY AN RUHIGEN TAGEN ( $S_q$ ) AUF GRUND DER DATEN VOM JAHRE 1961

In der Abhandlung werden die nach den strengen Voraussetzungen ausgewählten Registrierungen an „ruhigen Tagen“ von den beiden ungarischen elektromagnetischen Observatorien verglichen. Der primäre (Breitenabhängigkeit) und der sekundäre Effekt (geologische Strukturen) wird nachgewiesen. Es werden auch die von der Kanalisierung der Erdströme stammenden Verzerrungen in der magnetotellurischen Anwendung des natürlichen elektromagnetischen Feldes an ruhigen Tagen untersucht.

## AZ ELEKTROMÁGNESES KOMPONENSEK NYUGODT-NAPI VÁLTOZÁSAINAK ( $S_q$ ) ÖSSZEHASONLÍTÁSA 1961. ÉVI ADATOK ALAPJÁN NAGYCENK ÉS TIHANY KÖZÖTT

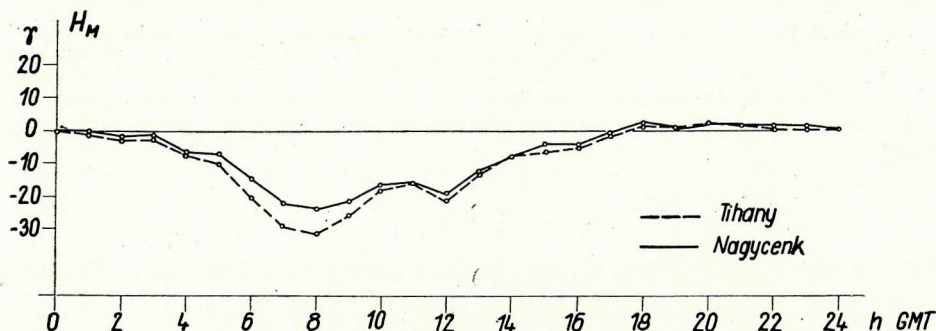
ADÁM ANTAL

A mélyebb köpeny elektromos sajátságait a magnetotellurikus módszerrel az  $S_q$ -járás harmonikusaival vizsgáljuk. Korábbi vizsgálatokban (ÁDÁM 1965/a, 1965/b) rámutattunk, hogy a nyugodt napok kiválasztásának szigorú követelményei vannak, ha az adatokban rejlő bizonytalanságot minimálisra kívánjuk csökkenteni. Ezt a követelményt a két magyar elektromágneses obszervatórium, Nagycenk és Tihany, 1961. évi egyidejű adatainak feldolgozásakor úgy szabtuk meg, hogy a 3 órás tellurikus  $K$ -index a kiválasztott napon csak 0 és 1 lehetett. Ezeknek a feltételeknek különösen a tellurikus adatoknál

van jelentőségük, itt ugyanis – az indukciós törvényből következően – a kisebb periódusú tevékenység szerepe megnövekszik. A földmágneses komponenseket illető következtetéseinkhez tehát több adatot használhatunk fel.

### A földmágneses komponensek $S_q$ harmonikusainak összehasonlítása

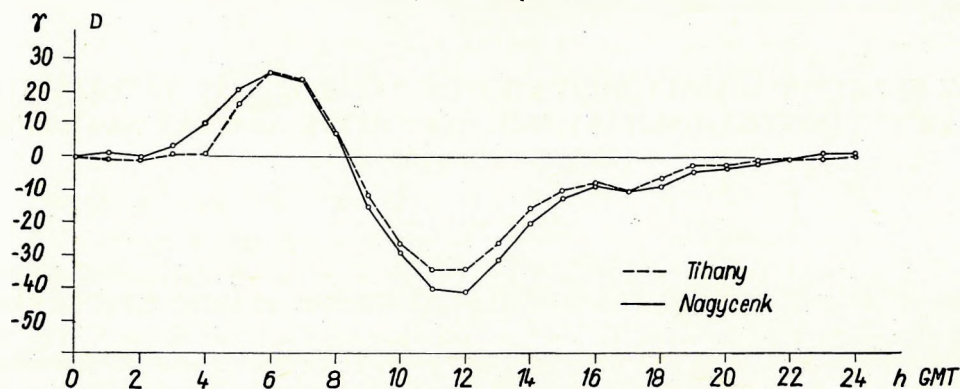
A földmágneses tér komponenseinek nyugodtnapi járása a két obszervatóriumban nagymértékben egyöntetű. Ezt mutatja a térerősségváltozás görbéjének közvetlen összehasonlítása bármely, a fenti feltétellel kiválasztott napon és komponensnél (pl. 1961. szeptember 6-án, 1/a, 1/b és 1/c ábra), s a mintegy



1/a. ábra.  $S_q$ -járás Nagycenk és Tihany földmágneses  $H$  komponenseiben 1961. szeptember 6-án

Abb. 1/a.  $S_q$ -Gang in den erdmagnetischen  $H$  Komponenten von Nagycenk und Tihany am 6-ten Sept. 1961.

Фиг. 1/a. Ход  $S_q$  в компонентах  $H$  геомагнитного поля в обсерваториях Надьценк и Тихань, 6 сентября 1961 г.

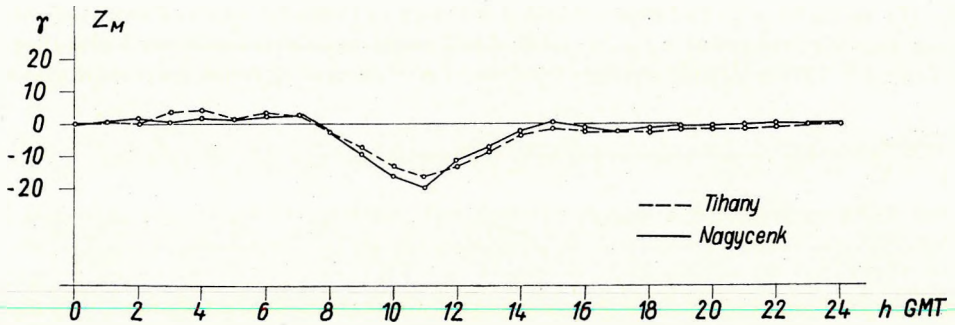


1/b. ábra.  $S_q$ -járás Nagycenk és Tihany földmágneses  $D$  komponenseiben 1961. szeptember 6-án

Abb. 1/b.  $S_q$ -Gang in den erdmagnetischen  $D$  Komponenten von Nagycenk und Tihany am 6-ten Sept. 1961.

Фиг. 1/b. Ход  $S_q$  в компонентах  $D$  геомагнитного поля в обсерваториях Надьценк и Тихань, 6 сентября 1961 г.

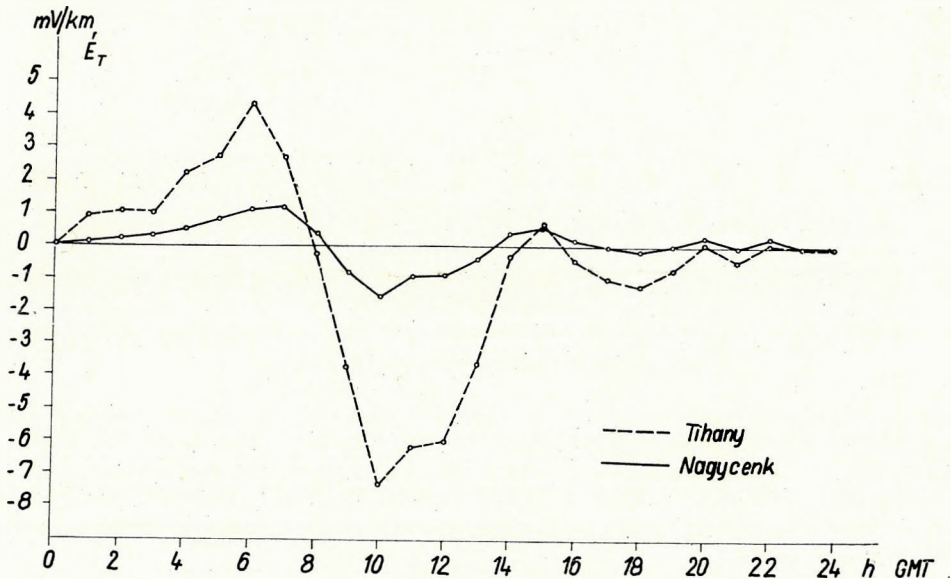




1/c. ábra.  $S_q$ -járás Nagycenk és Tihany földmágneses Z komponenseiben 1961. szeptember 6-án

Abb. 1/c.  $S_q$ -Gang in den erdmagnetischen Z Komponenten von Tihany und Nagycenk am 6-ten Sept. 1961

Фиг. 1/с. Ход  $S_q$  в компонентах Z геомагнитного поля в обсерваториях Надьценк и Тихань 6 сентября 1961 г.



1/d. ábra.  $S_q$ -járás Nagycenk és Tihany tellurikus északi ( $\vec{E}_T$ ) komponenseiben 1961 szeptember 6-án

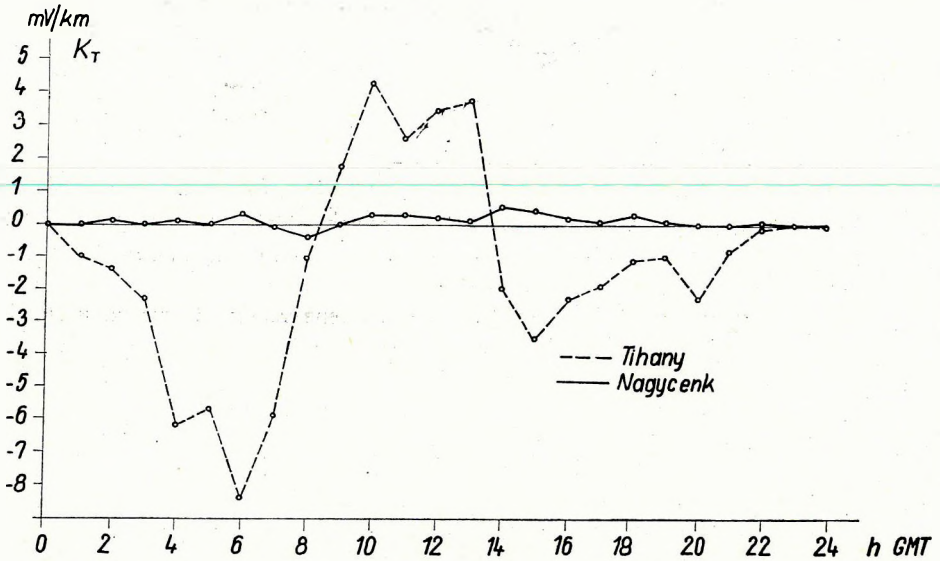
Abb. 1/d.  $S_q$ -Gang in den nördlichen ( $\vec{E}_T$ ) tellurisch Komponenten von Tihany und Nagycenk am 6-ten Sept. 1961

Фиг. 1/д. Ход  $S_q$  в северных компонентах ( $\vec{E}_T$ ) поля теллурических токов в обсерваториях Надьценк и Тихань, 6 сентября 1961 г.

17 nap anyagának (1961. jan. 4, 11, 12, jún. 13, 14, augusztus 9, 13, 22, szeptember 6, 7, október 10, 23, 24, december 8, 12, 24) statisztikus vizsgálata.

Az adatok nagybobbmévű szórása általában csak a negyedik harmonikusnál kezdődik. Ennél az elemzésnél azonban már a szélességi hatást is kimutat-

tuk. Ha ugyanis a két obszervatórium adatait egymás függvényében ábrázoljuk, a pontok, valamint az átlagértékekből megszerkesztett súlypont elhelyezkedése a  $k = 1,0$  amplitudó viszonyt jellemző regressziós egyeneshez viszonyítva



1/e. ábra.  $S_q$ -járás Nagycenk és Tihany tellurikus keleti ( $K_T$ ) komponenseiben 1961 szeptember 6-án

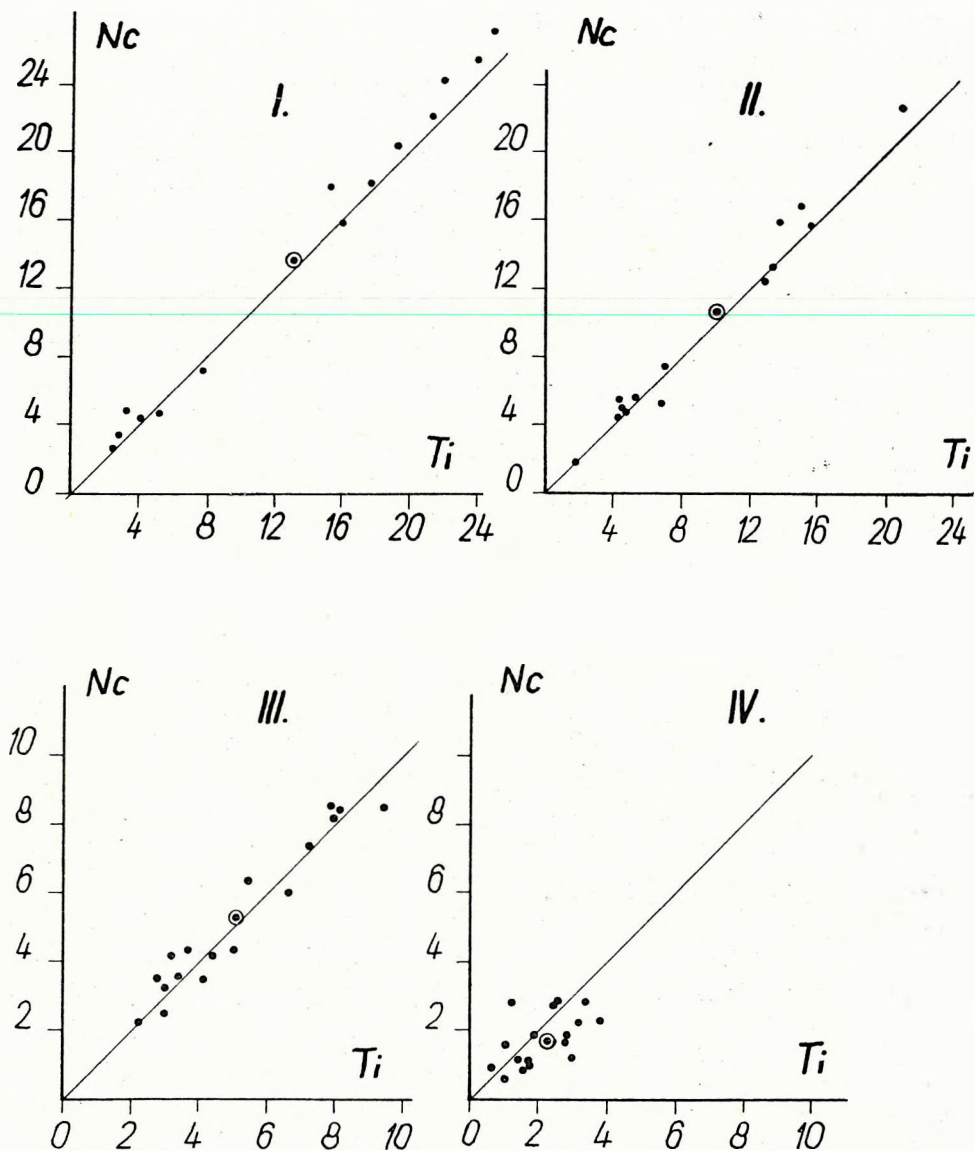
Abb. 1/e.  $S_q$ -Gang in den östlichen ( $K_T$ ) tellurischen Komponenten von Tihany und Nagycenk am 6-ten Sept. 1961

Фиг. 1/e. Ход  $S_q$  в восточных компонентах ( $K_T$ ) поля теллурических токов в обсерваториях Надьценк и Тихань, 6 сентября 1961 г.

meghatározza a szélességi hatást (pl. a  $D$  komponens, a 2. ábra). A négy harmonikus átlag-térerősségét logaritmusos léptékben ábrázoltuk mind a két obszervatóriumnál (3. ábra). Feltűnő a  $D$  komponens negyedik harmonikusánál az arány megváltozása; az északi tellurikus komponensben hasonló tendencia jelentkezik (4. ábra).

A szélességi hatás a komponensek különböző harmonikusaiban 5–20% között változik (Nagycenken, Tihanyhoz viszonyítva az első harmonikusban  $H$ -nál:  $-8,2\%$ ,  $D$ -nél  $+7\%$ ,  $Z$ -nél pedig  $+19\%$ ).

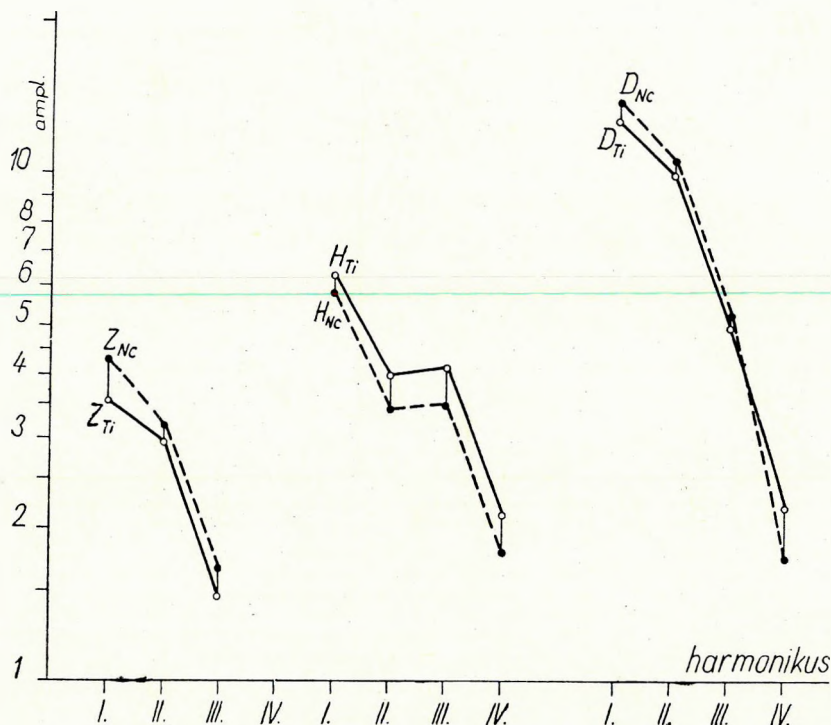
Ha a Dunántúlon magnetotellurikus frekvenciaszondázás helyett relatív tellurikus frekvenciaszondázást végzünk az  $S_q$  harmonikusaival, maximálisan ilyen hatással kell számolnunk.



2. ábra. Az  $S_q$  amplitúdók összefüggése a két obszervatórium  $D$  komponensében

Abb. 2. Der Zusammenhang der  $S_q$ -Amplituden in den  $D$  Komponenten beider Observatorien

Фиг. 2. Взаимная зависимость амплитуд  $S_q$  в компонентах  $D$  по обоим обсерваториям



3. ábra.  $H$ ,  $D$  és  $Z$  átlagos amplitúdói az  $S_q$ -nál és felharmonikusainál a két obszervatóriumban  
 Abb. 3. Durchschnittliche Amplituden von  $H$ ,  $D$  und  $Z$  bei  $S_q$  und bei den Oberharmonischen beider Observatorien

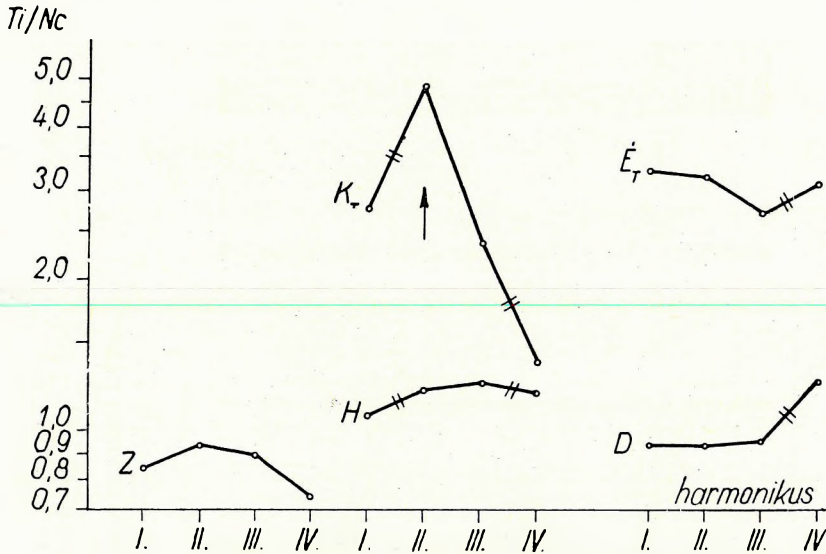
Фиг. 3. Средние амплитуды компонент  $H$ ,  $D$  и  $Z$  при  $S_q$  и высших гармониках по обеим обсерваториям

### A tellurikus komponensek $S_q$ harmonikusainak összehasonlítása

Bevezetőben bemutatjuk a nagyeceni obszervatórium 1961. évi összes nyugodt napjából számított potenciálváltozásokat az északi és a keleti tellurikus komponensekben (5. ábra). Nyugodt napnak számított az a nap, amelynél  $K = 3$  nem fordul elő. Jól látható a lényeges amplitúdókülönbség a két komponens között, mégpedig az  $\vec{E}_T$  javára.

Az 1961. szeptember 6-i nagyeceni tellurikus komponenseket szemlélve (1/d és 1/e ábra) a következő megállapítást tehetjük: a tihanyi  $\vec{E}_T$ -hez hasonlóan a  $K_T$  görbe nem a  $H$ , hanem a  $D$  komponens változásait követi, különösen nagy, (de negatív előjelű) a második harmonikus. A nagyeceni  $K_T$ -görbe viszont szinte jellegtelen.

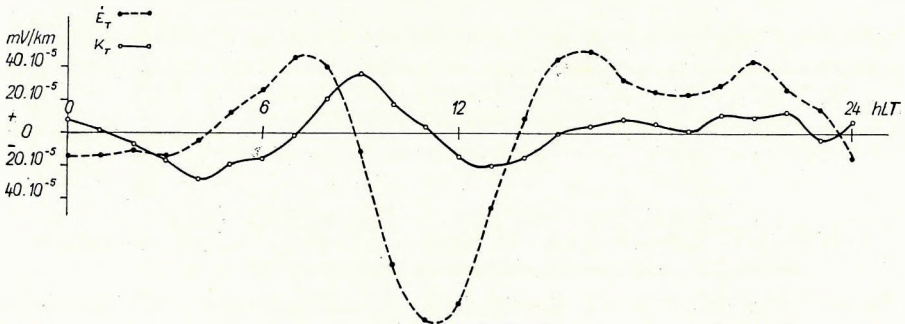
A földtani felépítés tehát a tellurikus áramok napi járását is befolyásolja (lásd pl. a tihanyi tellurikus áramok csatornázottságát). A két obszervatórium



4. ábra. A két obszervatóriumban meghatározott  $S_q$  és felharmonikusainak amplitúdóaránya  $H$ ,  $D$ ,  $Z$ ,  $\dot{E}_T$  és  $K_T$  komponensekre

Abb. 4. Amplitudoproporition der  $S_q$  und ihrer Oberharmonischen für die Komponenten  $H$ ,  $D$ ,  $Z$ ,  $\dot{E}_T$  und  $K_T$  in den zwei Observatorien

Фиг. 4. Отношение амплитуд  $S_q$  и их высших гармоник по обеим обсерваториям, для компонент  $H$ ,  $D$ ,  $Z$ ,  $\dot{E}_T$  и  $K_T$



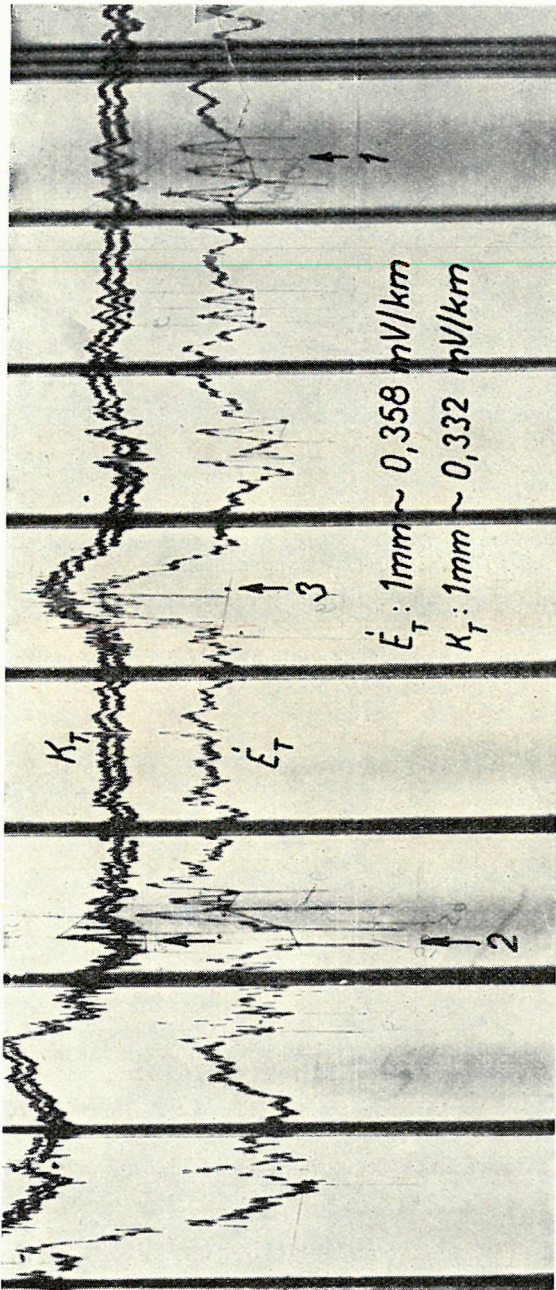
5. ábra. A tellurikus komponensek nyugodt-napi (Q) járása a Nagycenk melletti obszervatóriumban 1961-re

Abb. 5. Der Gang der tellurischen Komponenten von ruhigen Tage (Q) im Observatorium neben Nagycenk für 1961

Фиг. 5. Суточный ход компонент теллурических токов в спокойные дни (Q) по обсерватории Надыценк за 1961 г.

$\dot{E}_T$  komponenseinek jó kapcsolatát az  $S_q$  görbék amplitúdói és fázishelyezetei is jelzik.

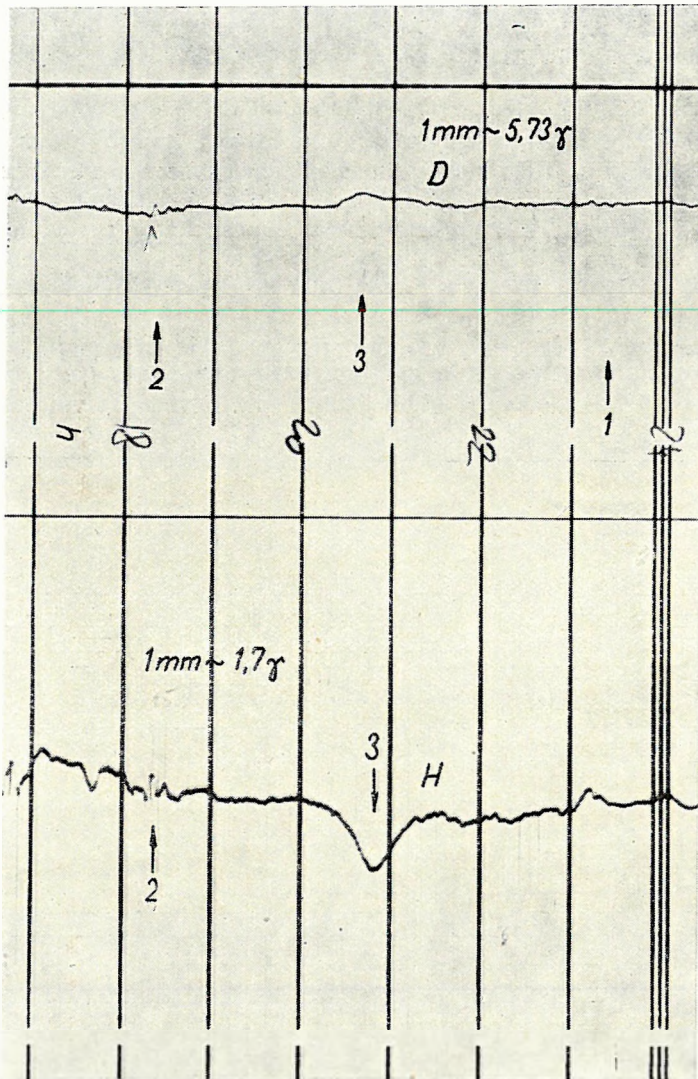
A 4. ábrán látható mind az öt komponens ( $H$ ,  $D$ ,  $Z$ ,  $\dot{E}_T$ ,  $K_T$ ) 4-4 harmónikusának „Tihany/Nagycenk” amplitúdóhányadosa. Az összetartozó föld-



6/a. ábra. Tellurikus regisztrátum Tihanyban (1965 szeptember 6)

Abb. 6/a. Tellurisches Registratum in Tihany (6. Sept. 1965)

Фиг. 6/a Запись теллурических токов в Тихане (6 сентября 1965 г.)

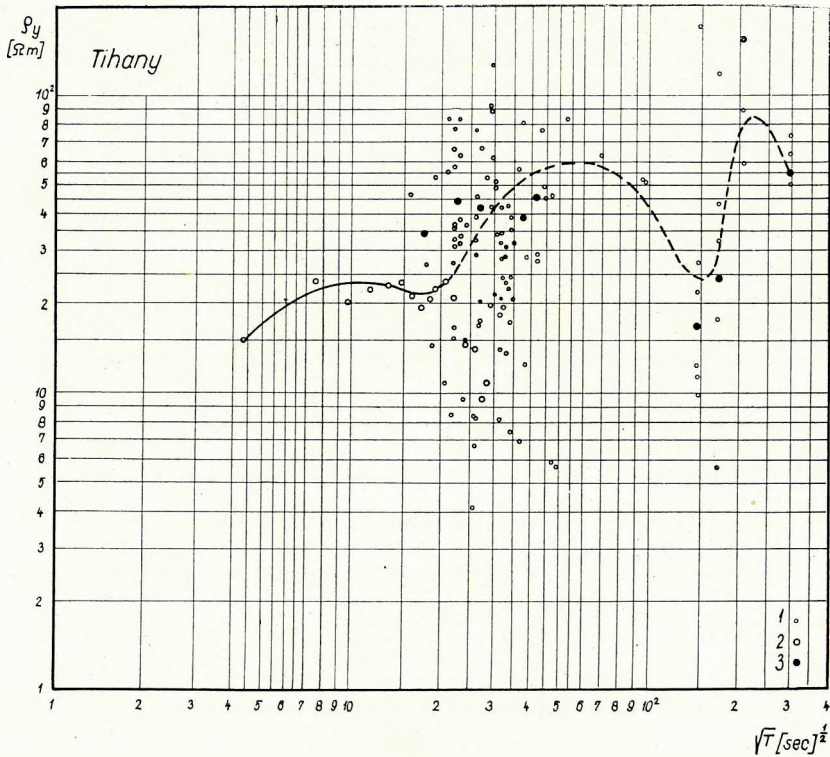


6/b. ábra. Földmágneses regisztrátum Tihanyban (1965. szept. 6.)  
 Abb. 6/b. Geomagnetisches Registratum in Tihany (6. Sept. 1965)  
 Фиг. 6/б Геомагнитная запись в Тихане (6 сентября 1965 г.)

mágneses és tellurikus komponenseken megjelöltük a párhuzamos tendenciákat. Feltűnő a  $K_T$  hányados második harmonikusánál jelentkező maximum, amely az említett irányítottság következménye. Érdekes, hogy ennek a földtani felépítésre érzékeny  $Z$  komponensben is nyoma van. A  $K_T$  hányadosok különben – a nagyeceni görbe jellegtelensége miatt – jelentős szórást mutatnak. A  $T_i/N_c$  hányados a tellurikus komponensekben nagyobb 2-nél, kivéve a  $K_T$  IV-et.

## A tihanyi tellurikus keleti komponens torzulása a periódus függvényében és ennek szerepe a magnetotellurikus frekvenciaszondázási görbék kialakításában

A 6/a és 6/b ábra mind a tellurikus, mind pedig a mágneses regisztrátum néhány órás szakaszát mutatja 1965 szeptember 6-án éjjel (3-as időjel) előtt. A magnetotellurikus frekvenciaszondázási görbék szerkesztéséhez felhasznált változásokat megszámoztuk. Ezek a *pc 5* ( $T = 150 - 600$  sec) típusú pulzációk és az öbölháborgások ( $T > 20$  min) közé tartoznak. Az 1-gyel jelölt, *pc 5* típusú változás a mágneses regisztrátumok közül csak a *D* komponensben jelentkezik, a *H*-ban nem, viszont fellép mindkét tellurikus komponensben. A 2 jelű, *pc 5* típusú pulzáció mind a négy komponensben megvan, és a kitérés mind a tellurikus, mind pedig a mágneses komponens regisztrátumain felfelé történt. A 3-as számú öbölháborgás a *D*-ben, ill. *H*-ban ellentétesen, a tellurikus komponensekben párhuzamosan (felfelé) jelentkezik. A vizsgált változástípusoknál



7. ábra. Magnetotellurikus frekvenciaszondázási (MTSz) görberészlet Tihanyban

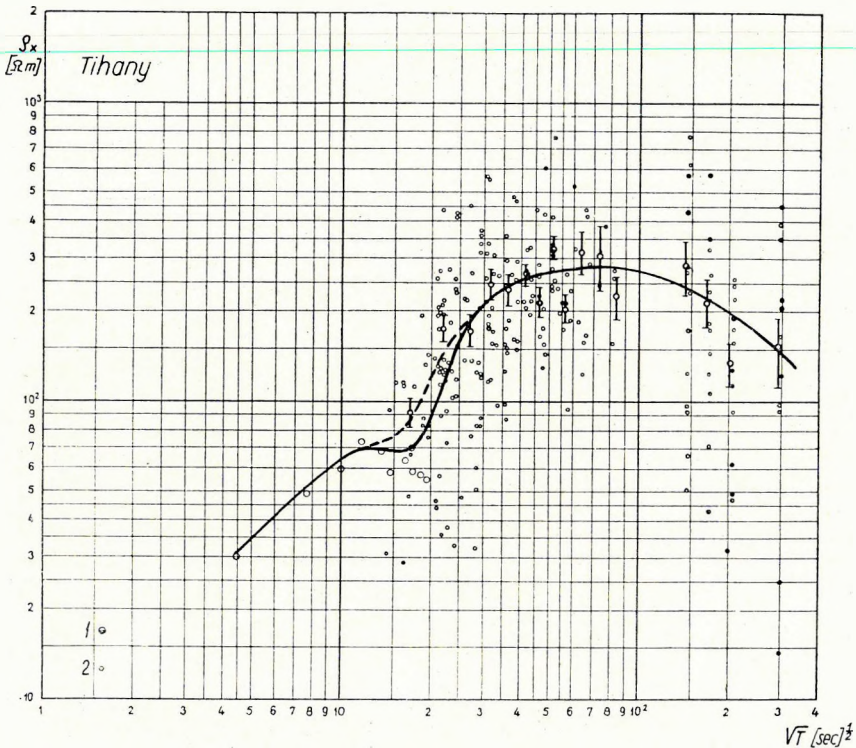
Abb. 7. Magnetotellurischer Kurventeil der Frequenzsondierung in Tihany (Daten 1) des Forschungslaboratoriums der Ungarischen Akademie der Wissenschaften, 2) von Csen Lu-so und 3) Durchschnittwerte

Фиг. 7. Часть записи магнитотеллурического частотного зондирования в Тихане (1 – данные исследовательской лаборатории АН ВНР, 2 – данные по Чен Лу-со и 3 – средние значения)



tehát, — a mágneses vektor helyzetétől függetlenül — ugyanaz az  $\vec{E}\vec{E}\vec{K}$ -i irányítottság jelentkezik a tellurikus komponensekben, mint a napi járásnál. A tellurikus áramok a teljes spektrumban irányítva (csatornázva, lineárisan polarizálva) vannak.

Ez a polarizáltság nyilvánul meg a  $\rho - \sqrt{T}$  koordináta-rendszerben ábrázolt magnetotellurikus  $\rho_x$  és  $\rho_y$  görbe egymáshoz viszonyított eltolódásában (7. és 8. ábra). A  $\rho_x$  értékek mintegy háromszor nagyobbak a  $\rho_y$  értékeknél. Amint



8. ábra. Magnetotellurikus frekvenciasondázási (MTSz) görberészlet Tihanyban

Abb. 8. Magnetotellurischer Kurventeil der Frequenzsondierung in Tihany (Daten 1) von Csen Lu-szo (Durchschnittswerte), 2) des Forschungslaboratoriums der Ungarischen Akademie der Wissenschaften

Фиг. 8. Часть записи магнитотеллурического частотного зондирования, полученной в Тихане (1 — данные по Чен Лу-со (средние значения); 2 — данные исследовательской лаборатории АН ВНР)

a 3-as öbölháborgás is mutatja, a  $\rho_y$  görbe megszerkesztéséhez csak olyan változások használhatók fel, amelyeknek mágneses vektora merőleges, vagy csaknem merőleges, a csatornázottság irányára (KDK), egyébként ui. az összetartozó változások kijelölése igen nehézkes és nagy szórásos vezet). Különösen torzítja a  $\rho_y$  görbét az  $S_q$  második harmonikusának a polarizáció miatt bekövetkező megerősödése a keleti tellurikus komponensben. Ez látszólagos jólvezető

réteget jelez igen nagy mélységben (7. ábra,  $\rho_y$  MTSz-görberészlet). A teljes  $\rho_x$  MTSz-görbe a 8. ábrán látható. Ez a felső köpenyben, 60 és 500 – 600 km mélységben, jólvezető réteget jelez. Mindkét változás a  $\rho_y$  görbén is felfedezhető. Ezeknek a részletesebb értékelésével azonban máshol (ÁDÁM, 1966) foglalkozunk.

## IRODALOM

- Ádám A., 1965/a: A napi járás ( $S$ ) harmonikusaiából számított magnetotellurikus értékek bizonytalanságáról. A MTA Műsz. Tud. Oszt. Közleményei 35, 1 – 4.
- Ádám A., 1965/b: Az  $S_q$  és a földi elektromágneses tevékenység I. Geofizikai Közlemények, XIV.
- Ádám A., 1966: A magyarországi elektromágneses mérések információiról. Geofizikai Közlemények XVII. 1 – 2.
- Csen Lu-szo, 1961: Földelektromágneses tér rövidperiódusú változásainak tanulmányozása Tihanyban, különös tekintettel a földmágneses pulzációkat regisztráló berendezés tervezésére. Kandidátusi értekezés.

АДАМ А.

## SVYAZ' KHOROŠHO PPOVODYASHCHEGO SLOYA VERKHNĖY MANTIIY S GEO- TEKTONIKOY

Обнаружена определенная связь слоя верхней мантии, отличающегося аномальной электрической проводимостью, с отдельными геотектоническими блоками Земли по данным магнитотеллурических исследований. Приводятся новые данные, полученные в Карпатском бассейне.

A. ÁDÁM

## CORRELATION BETWEEN THE GEOELECTRIC CONDUCTOR OF THE UPPER-MANTLE AND THE GEOTECTONICS

A certain relation between the anomalous conductor of the Upper Mantle and some geotectonic units of the Earth is outlined as suggested by recent results of magnetotelluric investigations. New data from the Carpathian Basin are given.

## A FELSŐ KÖPENY ELEKTROMOS JÓLVEZETŐ RÉTEGÉNEK ÖSSZEFÜGGÉSE A NAGYTEKTONIKÁVAL

ÁDÁM ANTAL

A földkéreg vastagságváltozásait ma már meglehetősen biztonsággal hozzák kapcsolatba földünk nagytektonikai elemeivel (pl. vastag kéreg = geoszinclinális, vékony kéreg = oceáni medence). A nagytektonikai elemek kialakulásának mechanizmusáról azonban csupán elméletek vannak és a közelmúltig alig volt adatunk arról, hogy a földköpeny belsejének viselkedése hogyan kíséri az említett nagytektonikai elemeket.

1960-tól kezdve azonban egyre több közlemény tudósít arról, hogy a felső köpeny elektromos ellenállásában jelentős változások vannak, amelyek bizonyos szeizmológiai eredményekkel kapcsolatba hozhatók (CANTWELL, 1960; NIBLETT és SAYN – WITTGENSTEIN, 1960; LAUNAY, TOUITOU és GRENET, 1963; ÁDÁM 1963, 1964; SRIVASTAVA et al. 1963; FOURNIER, MORRISON és WARD, 1963; FOURNIER, 1963; WHITHAM, 1964; SRIVASTAVA és JACOBS, 1964; FOTIADI, VANJAN, KHARIN, 1965; POSZPEJEV, 1965; PORSTENDORFER, 1965; OELSNER, 1965; AMIROV, 1966; ÁDÁM 1967). Ezek a közlemények azzal az elektromos anomáliával foglalkoznak, amely a felső köpenyben mintegy 50–150 km mélységtartományban, főként 70–80 km mélységből jelentkezik (a továbbiakban ennek az anomáliának a hatóját „jólvezető rétegenek” nevezzük).

A kézirat 1966. XII. 1-én érkezett.

(A *MT*-szondázások mellett többszáz km mélységben is jelzik a tisztán mágneses módszerekkel már korábban kimutatott és feltehetően a kőzetek fázis-átalakulásának megfelelő [AKIMOTO, FUJISAWA, 1965] ellenálláscsökkenést. Ezzel azonban most nem foglalkozunk).

A magnetotellurikus mérések teljesítőképességét WAIT (1954) és PRICE (1962) elméleti kritikája következtében, a közelmúltig érdemtelenül aláértékelték (RIKITAKE, 1966). Nyilván ez a magyarázata annak, hogy még a felső köpeny felépítésével foglalkozó legkorszerűbb művek (pl. ANDERSON, 1965) sem szentelnek figyelmet az elektromágneses — elsősorban magnetotellurikus — mérések eredményeinek.

Nem csoda, hogy e lebecsült eredmények értelmezése sem fejlődött. A szerző, majd FOURNIER, MORRISON és WARD (1963), ugyan megkísérelték az említett jólvezető réteget összefüggésbe hozni a Gutenberg-féle kissebességű övvel, de utóbbiak nem tudtak megfigyelni görbéiken „semmilyen szisztematikus mélységváltozást... a tektonikailag zavart és a táblás szerkezetek között”.

Az újabb elméleti megfontolások (SRIVASTAVA, 1965) és a gyakorlati térelemzések (ÁDÁM, 1966) következtében azonban a magnetotellurikus módszer tekintélye egyre növekszik és a jelenlegi tanulmány egyik törekvése éppen arra rámutatni, hogy igenis bontakozik valamilyen, egyelőre homályos összefüggés a magnetotellurikus eredmények (a jólvezető réteg mélysége) és a föld nagytektonikai elemei között.

Ilyen megfontolásoknál azonban nem elégedhetünk meg azzal, hogy végtelenül változatos földünket kizárólag „tektonikailag zavart” és „táblás szerkezetekre” bontsuk. A jelenlegi tektonikai ismeretek, a földi gravitációs tér eloszlása, és a földkéregkutató szeizmikus mérések eredményeinek birtokában, a következő nagytektonikai felosztást javasoljuk (SZÉNÁS, 1959, 1965).

1. Kristályos, ősi pajzsok (normális [30–35 km vastagságú] kéreg);

2. Táblás területek, ahol soha vagy legalábbis a varisztikum óta nem volt geozinklinális (normális vastagságú kéreg);

3. Variszkuszi vagy annál idősebb geozinklinálisok (kéregvastagság szempontjából ez a típus két szélsőséges modellre bontható: a) lepusztult és kérge normalizálódott [ez a modell erősen emlékeztet a 2) típusra]; b) nem pusztult le és kérge lényegében olyan vastag, mint egy fiatal geozinklinálisé);

4. Fiatal (alp-himalájai) geozinklinális (vastag kéreg);

5. Óceáni medence (igen vékony kéreg).

Külön említjük a Kárpáti-medencét, mert geofizikai paramétereinek összességét tekintve, párját egyelőre nem ismerjük. Kialakulása nyilvánvalóan a 4) típusú geozinklinálissal kapcsolatban történt, kérge azonban vékony. Jólvezető rétege viszont — mint látni fogjuk — geozinklinális jellegű.

Feltehető, hogy FOURNIER, MORRISON és WARD az 1) és 2) típusú modellt nevezte „táblás szerkezetnek”, „tektonikailag zavartnak” pedig a 3) és 4) típusút tekintette.

\* \* \*

A szerző, idézett tanulmányában (1963) felhívta a figyelmet a jólvezető rétegnek arra a lényeges mélységkülönbségére, amely a Kárpáti-medencében észlelt 60–70 km és szovjet kutatók (TYIHONOV et al., 1961) által — táblás területen észlelt >150 km között fennáll.

A szerzőnek ezt a — néhány adatból tett — megállapítását a Kárpáti-medencében, valamint az Orosz táblán azóta végzett mérések megerősítették. 1966-ban 29 magnetotellurikus frekvenciaszondázási görbe statisztikus feldolgozásával igazoltuk (ÁDÁM, 1966) a Kárpáti-medencében az átlagosan 100 km-nél kisebb rétegmélységet. A táblás területen levő Közép-orosz medencében végzett 13 magnetotellurikus frekvenciaszondázás (JANOVSKIJ et al., 1966) 225 km-es átlagmélységet (180 —  $\approx$  250 km) adott meg a jólvezető rétegre.

Ez a nagy mélységkülönbség azonban nem elszigetelt eset. Szovjet szerzők (FOTIADI, VANJAN, KHARIN, 1965; POSZPEJEV, 1965) hasonló jelenségre hívták fel a figyelmet a Bajkál tó környékén, a Szibériai tábla peremén, ahol az idős geoszinklinális öv — az ún. irkucki amfiteátrum — szélén 80 km-ben jelentkező jólvezető réteg, a tábla alatt mintegy 180 km mélységbe süllyed.

A nagytektonika és a jólvezető réteg helyzete közötti érdekes összefüggésre mutatott rá AMIROV (1966) is, aki a Jagotin-Baturin szelvényben végzett MT frekvenciaszondázások eredményeiből szűrte le azt a következtetést, hogy a jólvezető réteg a Dnyeper — Donyeci medence peremén észlelt 116 — 150 km-es mélységről, a medence alatt 192 — 210 km-re süllyed. A Mohorovičić szint éppen fordítva viselkedik, a medence alatt magasabban van. A felső köpenynek ez az érdekes szerkezete bizonyára elősegíti az Orosz-táblán levő medence képződésének megismerését.

\* \* \*

Első látásra úgy tűnik, hogy a jólvezető réteg mélységének változása ellenkező értelmű a kéreg vastagságának változásával. Felborítja azonban ezt a modellt a Kárpáti-medence és az, hogy a jólvezető réteg az óceánok alatt szignifikánsan magasra emelkedik. Van tehát összefüggés a táj nagytektonikai jellege és a jólvezető réteg elhelyezkedése között, csak ennek lényegét egyelőre pontosan nem ismerjük és tektonikailag magyarázni nem tudjuk.

Ezért tanulmányunk *másik* és lényegesebb célkitűzéseként javasoljuk a mérési tevékenység fokozását, mégpedig valamennyi területfajtan egyaránt, hogy minél előbb elegendő adat álljon rendelkezésünkre megbízható statisztikus következtetések levonására.

A Kárpáti-medencében külön fontosságot ad e kutatásnak egyrészt a terület sajátos szerkezeti helyzete, másrészt egy ebből következő szerkezeti-módszertani probléma: az ún. szerkezeti anizotrópia (ÁDÁM, 1967), amely PRICE elvi kritikáján túlmenően is terheli a magnetotellurikus módszert (ÁDÁM, 1966).

#### IRODALOM

- Akimoto, S. J., — Fujisawa, H., 1965: Demonstration of the electrical conductivity jump produced by the olivine-spinel transition, *Journal of Geophysical Research*, 70, 2 443—449.
- Amirov, V. K., 1966: Nekotorie rezul'tatü kolichestvennoj interpretacii dannü magnitotelluriceszkogo zondirovanija po profilju Jagotin—Baturin. Informacionnüj Bülleteny „Geofizika i Asztronomija” No. 9. 61—68.
- Anderson, Don L., 1965: Recent evidence concerning the structure and composition of the Earth's mantle. *Physics and Chemistry of the Earth VI*. Pergamon Press.
- Ádám A., 1963: Néhány feltevés a felsőköpeny elektromos felépítéséről Magyarországon. Előadás a Magyar Geofizikusok Egyesülete IX. szimpoziumán (1963. szept. 17.)

- Ádám A., 1963: A földkéreg és a felső köpeny elektromos ellenállásviszonyainak kutatása Magyarországon földi elektromágneses térrel. Kandidátusi értekezés.
- Ádám A., 1964: A kéreg és a felső köpeny elektromos felépítése Magyarországon a magnetotellurikus és relatív tellurikus frekvenciaszondázás alapján. Geofizikai Közlemények XIII. 2.
- Ádám A., 1965: Einige Hypothesen über den Aufbau des oberen Erdmantels in Ungarn. Gerlands Beiträge zur Geophysik 74 1 20–40.
- Ádám A., 1966: A magnetotellurikus (MT) módszer Price-féle kritikájáról. (A pulzációnak tér dimenziójának meghatározása). Geofizikai Közlemények XVI., 1–2.
- Ádám A., 1967: A magyarországi elektromágneses mérések információiról. Geofizikai Közlemények.
- Cantwell, T., – Madden, T. R., 1960: Preliminary report on crustal magnetotelluric measurements. Journal of Geophysical Research 65. 4202.
- Fotiadi, E. E., – Vanjan, L. L., – Kharin, E. P., 1965: Glubinnij magnitovariacionnütje zondirovanija (MVZ) na juge srednej Szibiri i v Zabajkal'e. Dokladü AN SzSzsZr 164 (3) 559–562.
- Fournier, H., 1963: De quelques remarques à propos des courbes d'investigation et de sondage magnéto-telluriques actuellement connues. Acta Technica 43. 453–465.
- Fournier, H., – Ward, S. H., – Morrison, H. F., 1963: Magnetotelluric evidence for the low velocity layer. Space Science Laboratory, University of California (Nov. 7. 1963).
- Janovszkij, B. M., – Kovtun, A. A., – Raszpovov, O. M., – Csicsserina, N. D., 1966: Glubinnoe stroenie Szredne-Russzkój Vpadinü po dannüm magnito-telluriceszkovo zondirovanija, Voproszü Geofiziki. Izdatel'sztvo Leningradszkovo Universziteta 3–9.
- Launay, L., – Touitou, J., – Grenet, G., 1963: La conductibilité électrique du Manteau Supérieur. Annales de Géophysique 19, 2.
- Nibblett, E. R., – Sayn-Wittgenstein, C., 1960: Variation of electrical conductivity with depth by the magnetotelluric method. Geophysics 25, 998.
- Oelsner, Ch., 1965: Magneto-tellurische Tiefsondierung im Kingsbay-Gebiet (Westspitzbergen) Monatsberichte der DAW 7 5/6.
- Porstendorfer, G., 1965: Apparative und methodische Entwicklung magnetotellurischer Verfahren mit Anwendung auf die Tiefenerkundung im Bereich der Norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie. Veröffentlichungen des Instituts für Geodynamik Jena der DAW H. 3. Akademie Verlag.
- Poszpejev, V. I., 1965: Nekotorüe rezul'tatü magnitotelluriceszkih zondirovanij v irkutzskom amfiteatre. Geologija i Geofizika 5.
- Price, A. T., 1962: The theory of magnetotelluric methods when the source field is considered. Journal of Geophysical Research 67. 5. 1907–1918.
- Rikitake, T., 1966: Electromagnetism and the Earth's interior. Elsevier Publishing Company
- Srivastava, S. P., – Douglas, J., – Ward, S., 1963: The application of the magnetotelluric and telluric methods in Central Alberta. Geophysics 28. 426.
- Srivastava, S. P., – Jacobs, J. A., 1964: Determination of the resistivity distribution at Meanook, Alberta, Canada, by the magnetotelluric method. Journal of Geomagnetism and Geoelectricity 15. 280.
- Srivastava, S. P., 1965: Theory of the magnetotelluric method for nonuniform conductors. Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, 17. 3–4.
- Szénás Gy., 1959: A szeizmikus módszer kifejlesztésének és alkalmazásának egyes kérdései. Geofizikai Közlemények, VIII. 4.
- Szénás Gy., 1965: A geofizikai térképezés földtani alapjai Magyarországon. Műszaki Könyvkiadó, Budapest.
- Tyihonov, A. N., – Lipszkaja, N. V. – Deniszkin, N. A. – Nikiforova, N. N. – Lomakina, Z. D., 1961: Ob elektromagnitnom zondirovanii glubokih szleev Zemli. Dokladü AN SzSzsZr 140 (3).
- Wait, I. R., 1954: On the relation between telluric currents and the Earth's magnetic field. Geophysics 19.
- Whitham, K., 1964: Anomalies in geomagnetic variations in the Arctic archipelago of Canada. Journal of Geomagnetism and Geoelectricity 15.

БЕНЦЕ, П. – ВАЛЬНЕР, А.

## О ЗАВИСИМОСТИ СИСТЕМЫ ПОТОКА ПУЛЬСАЦИЙ $S_q$ ОТ ИСКАЖЕНИЯ ИОНОСФЕРНОГО СЛОЯ E

При помощи суточных вариаций горизонтальной напряженности геомагнитного поля, наблюдаемых в Геофизической обсерватории при с. Надьценк в „спокойные дни” за период с 1960 по 1962 гг. и опираясь на величины foE, измеренные в Фрейбургской станции (ГФР) для исследования ионосферы, авторы изучали зависимость системы потока пульсаций  $S_q$  от искажения слоя ионосферы E.

Исследования показали, что в большинстве случаев наблюдаемые величины foE, во время максимума суточных вариаций горизонтальной напряженности поля меридиального направления, оказываются меньшими по сравнению с величинами foE, вычисленными без учета искажающего влияния вертикального дрейфа. На основании этого можно делать предварительный вывод о том, что в таких случаях система потока  $S_q$  располагается на высотах максимальной плотности электронов слоя E или же над ним. В такие дни в указанные часы кажущаяся высота максимума плотности электронов меньше средней, что также подтверждает правильность указанного вывода.

P. BENCZE – Á. WALLNER

## ÜBER DEN ZUSAMMENHANG ZWISCHEN DEM $S_q$ -STROMSYSTEM UND DER VERZERRUNG DER IONOSPHERISCHEN E-SCHICHT

Zur Untersuchung des Zusammenhanges zwischen dem  $S_q$ -Stromsystem und der Verzerrung des ionosphärischen E-Schicht wurden die im Geophysikalischen Observatorium bei Nagycenk, zwischen 1960 – 62 an ruhigen Tagen beobachteten Tagesgänge der erdmagnetischen Horizontalkomponente, sowie die an der Ionosphärenstation in Freiburg (DBR) gemessenen foE Werte verwendet. Es wurde festgelegt, dass die beobachteten foE Werte – während des Maximums des Tagesganges der nord-südlichen H Komponente – meistens kleiner sind, als die ohne Berücksichtigung des Verzerrungseffektes der vertikalen Driftes berechneten foE Werte. Daraus kann man vorerst die Folgerung ziehen, dass das  $S_q$ -Stromsystem während des Maximums in der Höhe der maximalen Elektronendichte der E-Schicht, oder darüber liegt. An diesen Tagen ist die scheinbare Höhe der maximalen Elektronendichte in den entsprechenden Stunden kleiner als der Durchschnitt, was ebenfalls die obige Folgerung unterstützt.

## AZ $S_q$ ÁRAMRENDSZER ÉS AZ IONOSZFÉRA E-RÉTEGÉNEK TORZULÁSA KÖZÖTTI ÖSSZEFÜGGÉSRŐL

BENCZE PÁL – WALLNER ÁKOS

Mint ismeretes, a múlt század végén a földmágneses tér napi változásának tanulmányozása vezetett az ionoszféra felfedezéséhez. Az ionoszférára vonatkozó ismereteink bővülésével viszont, most arra nyílik lehetőség, hogy előbbre

A kézirat 1966. XII. 1-én érkezett.

jussunk a földmágneses tér napi változásának keletkezési mechanizmusára vonatkozó kutatásainkban. Az elméleti vizsgálatok és a rakétamérések szerint figyelmünket elsősorban az ionoszféra  $E$  tartományára kell fordítanunk. A földmágneses tér „nyugodt Nap” napi változásának ( $S_q$ ) eredetére vonatkozó ma már általánosan elfogadott dinamo-elmélet azonban csak a kutatás irányvonalát adta meg. Számos részletkérdés még kidolgozásra vár. A dinamo-elmélet szerint a földmágneses tér „nyugodt Nap” napi változásának külső része egy olyan áramrendszer mágneses terével egyenértékű, amelyet a felső légkör ionizált állapotban levő, tehát elektromosan vezető rétegeinek, a Föld állandó mágneses terében a légköri ár-apály által előidézett mozgása hoz létre. Fontos kérdés tehát, hogy a „nyugodt Nap” napi változásnak megfelelő áramrendszer milyen magasságban helyezkedik el, illetve magassága a nap folyamán, valamint napról-napra hogyan változik. Az  $S_q$  áramrendszer magassága rakéták segítségével közvetlenül meghatározható, a meghatározásnak ez a módja azonban a magasságot csak egy pontban és egy időpillanatra adja meg és emellett költséges. Ezért kívánatos egy olyan módszer, amelynek segítségével a Föld felszínén működő kiterjedt észlelőhálózat mérési eredményeiből, az esetenkénti rakétamérések adatainak felhasználásával határozhatjuk meg a kívánt paramétereket. A módszer ilyen módon relatív lesz, mert egy megállapított szinthez viszonyítja a magasságváltozást. A rakétamérések viszont ebből a szempontból, az abszolút meghatározás szerepét töltik be. A földmágneses tér „nyugodt Nap” napi változásával egyenértékű áramrendszernek az  $E$  tartomány elektronsűrűségeloszlására gyakorolt (torzító) hatása alapja lehet e módszernek.

A következőkben a vázolt problémával kapcsolatos vizsgálatainkról számolunk be.

Az  $E$  rétegnek egy CHAPMAN rétegtől való eltérését, mint ismeretes, általában az  $S_q$  áramrendszerrel összefüggő függőleges driftnek tulajdonítják (APPLETON, LYON és TURNBULL, 1955; BEYNON és BROWN, 1956; BEYNON és BROWN, 1959; SHIMAZAKI, 1959; BROWN, BEYNON és MORGAN, 1963). Az  $E$  réteg ebből származó ún. geomágneses torzulása és az  $S_q$  áramrendszer közötti összefüggés részletes vizsgálatára célszerű az elemzést egy-egy napra elvégezni, mivel a vizsgálni kívánt hatás nagysága és időpontja, esetleg előjele is napról-napra változhat (a havi átlagok a napi értékeknek az összefüggés részleteit elfedő halmozódása következtében részletes vizsgálatra nem alkalmasak). Célszerű ezenkívül hónaponként az öt legnyugodtabb napot kiválasztani, hogy ezzel lehetőleg minden más zavaró tényezőt kiküszöböljünk; mivel pedig az effektus az eddigi vizsgálatok szerint a nyári hónapokban a legnagyobb, a jelenség tanulmányozását egyelőre a nyári hónapokra korlátozni. Vizsgálatainkhoz a Nagyecenk melletti geofizikai obszervatóriumban regisztrált földmágneses vízszintes térerősség és deklináció értékek napi változását használtuk fel és a helyileg legnyugodtabb napokat választottuk ki. Az összetartozó vízszintes térerősség és deklináció értékek segítségével megrajzoltuk a mágneses térerősség vízszintes síkbeli vektordiagramját. Ennek segítségével állapítható meg ugyanis, hogy (a dinamo-elmélet szerint) a földmágneses tér Nap-napi változását létrehozó áramrendszer iránya és nagysága a nap folyamán miként változik. Ez azért lényeges, mert a

$$w = \frac{1}{nm_p} \cdot i_y H_x$$



összefüggés értelmében, a függőleges irányú  $w$  driftsebesség, amely az ionizált réteg torzulását okozza, az áram  $i_y$  kelet-nyugati komponensének nagyságával arányos. A vektordiagram egyrészt lehetővé teszi, hogy a földmágneses tér Nap-napi változásában, az áram kelet-nyugati komponensének megfelelő észak-déli összetevő változását meghatározhassuk, másrészt szemléletes képet nyújt a napi változás alakjáról.

A földmágneses regisztrátumokból meghatározott havi öt legnyugodtabb napra tervezett vizsgálathoz, a Nagycenk melletti geofizikai obszervatóriummal azonos szélességen fekvő freiburgi (NSzK) ionoszféra-állomáson mért órás  $foE$  értékeket használtuk fel. Ez a megkötés arra vezetett, hogy a  $foE$  értékek sorában jelentkező hiány, vagy a közölt értékek bizonytalansága következtében a kiértékelhető napok száma erősen csökkent.

Az alkalmazott módszer a következő volt: az  $E$  réteg kritikus frekvenciájának kiszámítására alkalmas, a függőleges drift hatását figyelmen kívül hagyó

$$foE = K \cos^n \kappa \quad (1)$$

összefüggés segítségével (ahol  $K$  és  $n$  állandók,  $\kappa$  pedig a Nap zenittávolsága), általában a 6, 7, 8 és a 15, 16, 17 órás, észlelt  $foE$  értékek felhasználásával, meghatároztuk  $n$  és  $K$  értékét. Ezzel, a napi változás számított görbéjét, a reggeli és esti szakaszon, az észlelt adatokkal szerkeszthető görbéhez illesztettük. A Nap zenittávolságát, a zónaidőben megadott időpontokra, az óraszög rendszerben a

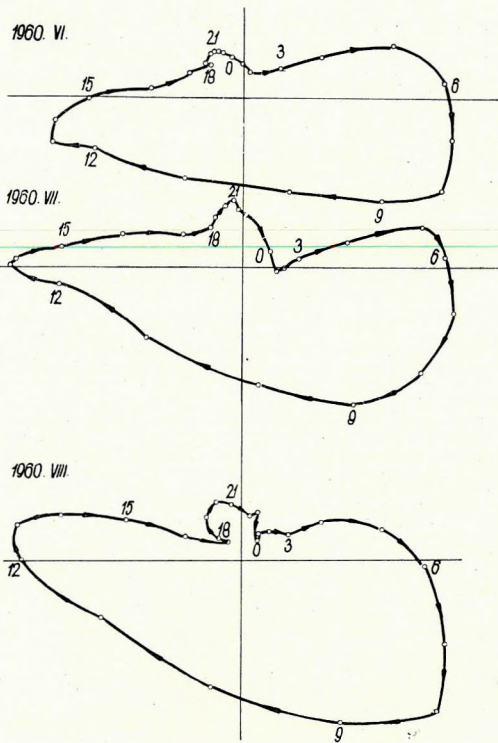
$$\cos \kappa = \cos \delta \cos \varphi + \sin \delta \sin \varphi \cos \tau$$

gömbháromszögtani összefüggés segítségével kapjuk, ahol  $\delta$  a Nap deklinációja,  $\varphi$  az állomás földrajzi szélessége,  $\tau$  az óraszög, amelyet a megfelelő zónaidő ( $Z$ ), a zóna középmeridiánja és az állomás földrajzi hosszúsága közötti időben kifejezett különbség ( $\Delta\lambda$ ), valamint az időegyenlet ( $I$ ) segítségével a

$$\tau = Z - \Delta\lambda + I - 12^h$$

képlettel számíthatunk. Az  $n$  értékét grafikus eljárással nyerjük,  $K$ -t pedig  $n$ -nek az (1)-be helyettesítésével kiszámíthatjuk. A  $foE$  értéke a többi órára az állandók ismeretében már kiszámítható. Ez az eljárás, amint a következőkben még látni fogjuk, azért is előnyös, mert felhívja figyelmünket az észlelt  $foE$  értékekben mutatkozó anomáliákra. Az anomális értékek felismerése fontos, mert  $n$ , illetve  $K$  meghatározási pontosságát lényegesen befolyásolhatják. Az észlelt  $foE$  értékeknek a vizsgálatot megelőző tanulmányozásánál az  $E$  réteg látszólagos magasságának megfelelő adatokat is felhasználtuk.

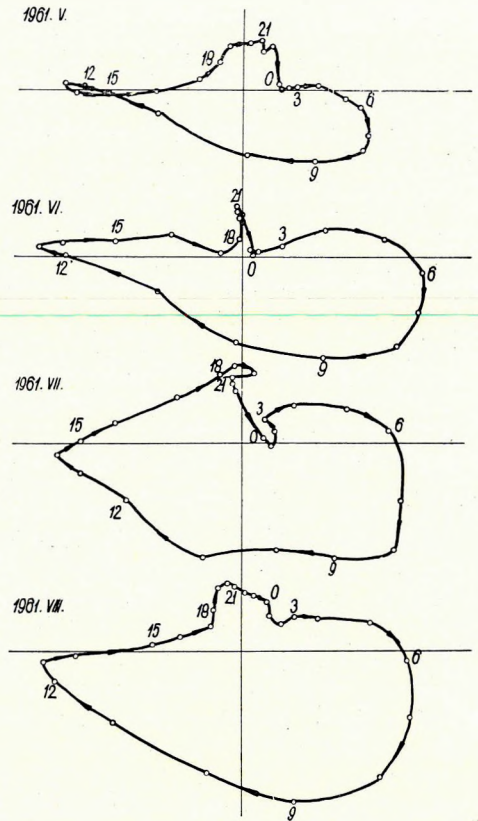
Az 1, 2, és 3. ábrán a Nap-napi változás vízszintes komponensének a hónap öt nyugodt napjának átlagából 1960, 1961 és 1962 nyári hónapjaira szerkesztett vektordiagramját látjuk. A vektordiagramok egyik legfeltűnőbb sajátysága, hogy alakjuk a naptevékenység csökkenésének megfelelő zsugorodástól eltekintve, karakterisztikus változást mutat. Az 1961 májusi vektordiagramon a 11–16 óra között jelentkező hurok 1962-ben már a júniusi és a júliusi görbéken is feltűnik. Ennek következményeként a kelet-nyugati áramnak megfelelő észak-déli térerősségkomponens nemcsak nagyságban, hanem általában időtartamban is csökken.



1. ábra. A földmágneses tér „nyugodt Nap” napi változásának vízszintes síkbeli vektordiagramja 1960 nyári hónapjaiban

Abb. 1. Das horizontale Vektordiagramm der täglichen Veränderung der ruhigen Tage in den Sommermonaten von 1960

Фиг. 1. Горизонтальная векторная диаграмма суточных вариаций в „спокойные дни” за летние месяцы 1960 г.



2. ábra. A „nyugodt Nap” napi változásának vízszintes síkbeli vektordiagramja 1961 nyári hónapjaiban

Abb. 2. Das horizontale Vektordiagramm der täglichen Veränderung der ruhigen Tage in der Sommermonaten von 1961

Фиг. 2. Горизонтальная векторная диаграмма суточных вариаций в „спокойные дни” за летние месяцы 1961 г.

Júliusban ezzel szemben időtartamnövekedés tapasztalható. Az  $S_q$  áramrendszernek az  $E$  rétegre gyakorolt hatása tehát elvileg, rövidebb vagy hosszabb időtartamú torzulás.

Látható az is, hogy amíg 1960-ban és 1961-ben augusztusban, addig 1962-ben már júniusban maximális az észak-déli térerősségkomponens.

A vektordiagramok az  $n$  és  $K$  állandók meghatározásához is segítséget nyújthatnak. 1960-ban  $n$  meghatározásához a 7 és 8 óras  $foE$  értékeket (ha az észlelt értékeknek a számított értékektől való eltérését egyedül az  $S_q$  áramrendszerrel összefüggő függőleges driftnek tulajdonítjuk) már nem lehet felhasználni, mivel ezekben az órákban az  $E$  réteget torzító áram, az észak-déli

térerősségkomponens szerint, már tekintélyes lehet. Általában hasonló a helyzet 1961-ben és 1962-ben is. Sőt 1961 és 1962 augusztusában a 6 órás  $foE$  értékeket is mellőzni kell. A délutáni szakaszt tekintve 1962 júliusában csak a 17 órás észlelt  $foE$  értéket szabad a szóban levő állandók számításához felhasználni.

A 4. ábra görbéi az  $E$  réteg kritikus frekvenciájának számított (folytonos vonal) és észlelt (szaggatott vonal) napi menetét mutatják. Három görbetípust különböztethetünk meg. A leggyakoribbnál az észlelt értékek a délelőtti órákban általában kisebbek a számított értékeknél, a másik típusnál az észlelt értékek a déli órákban nagyobbak a számított értékeknél. A harmadik típusnál az észlelt és számított értékek között nem tapasztalható jelentős különbség.

Az elmondottakat a következőképpen értelmezhetjük. APPLETON és LYON (1954) az  $E$  réteg képződésére vonatkozó CHAPMAN-féle elméletet tanulmányozva, az elektronok mechanikai elszállítódását is figyelembe vette és meghatározta az  $E$  réteg maximális elektronsűrűségének, valamint az elektronsűrűségmaximum magasságának az elektrontranszportból származó változását.

Az  $N_m$  elektronsűrűségmaximumnak a függőleges irányú driftre visszavezethető relatív változása APPLETON és LYON szerint:

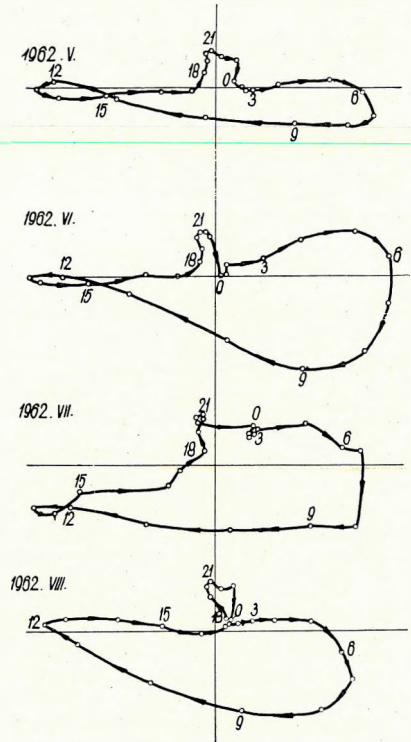
$$\frac{\Delta N_m}{N_m} = -\frac{1}{2\alpha N_m} \cdot \frac{\partial w}{\partial h} - \frac{1}{4H^2} \left( \frac{w}{2\alpha N_m} \right)^2;$$

az elektronsűrűségmaximum  $h$  magasságának változása pedig

$$\Delta h = \frac{w}{2\alpha N_m},$$

ahol  $\alpha$  a rekombinációs együttható,  $H$  a skálamagasság,  $w$  pedig a függőleges irányú drift sebessége,  $N_m$  természetesen a kritikus frekvencia négyzetével arányos.

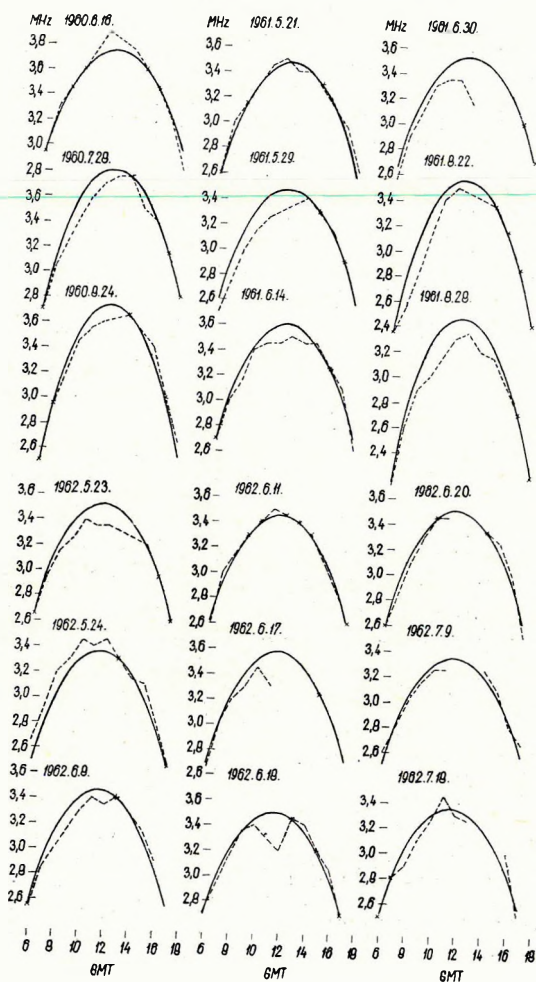
Ezek az egyenletek azt mutatják, hogy amíg az elektronsűrűségmaximum magasságának változása függ a függőleges drift irányától, maga az elektronsűrűségmaximum értéke független attól. Az elektronsűrűségmaximum értékét, ha a driftsebesség gradiense pozitív vagy elhanyagolható, a függőleges drift



3. ábra. A „nyugodt Nap” napi változásnak vízszintes vektordiagramja 1962 nyári hónapjaiban

Abb. 3. Das horizontale Vektordiagramm der täglichen Veränderung der ruhigen Tage in der Sommermonaten von 1962

Фиг. 3. Горизонтальная векторная диаграмма суточных вариаций в „спокойные дни” за летние месяцы 1962 г.



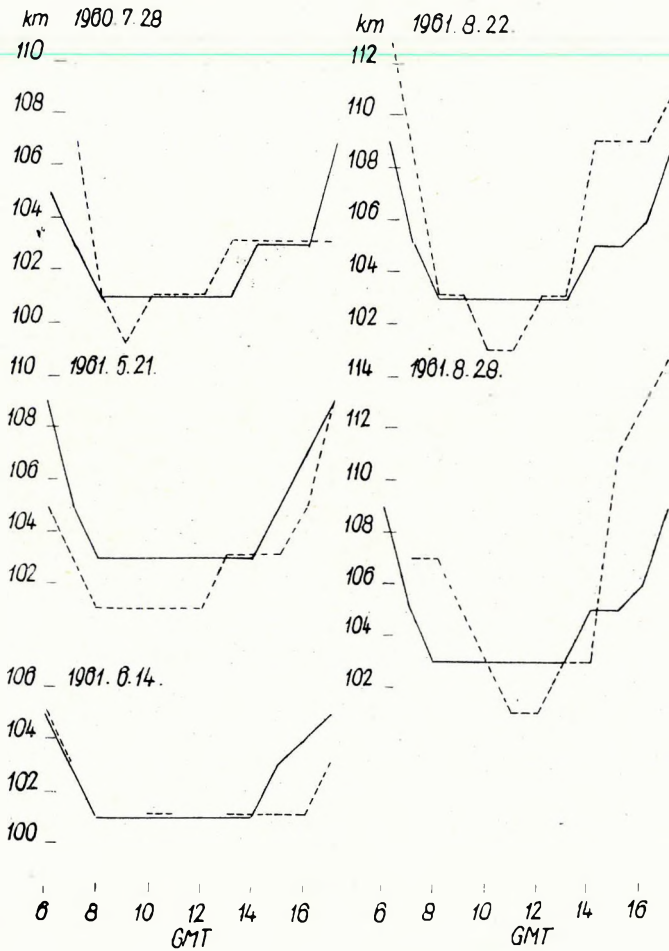
4. ábra. Az  $E$  réteg kritikus frekvenciájának számított és észlelt napi változása  
 ————— számított; - - - - észlelt

Abb. 4. Berechnete und beobachtete tägliche Veränderung der kritischen Frequenz von der  $E$  Schicht  
 ————— berechnet; - - - - beobachtet

Фиг. 4. Подсчетные и наблюдаемые суточные вариации критической частоты слоя  $E$   
 ————— подсчетные; - - - - наблюдаемые

minden esetben csökkenti. Növekedés csak megfelelő nagyságú negatív driftsebességgradiensnél következhet be.

Eddigi eredményeink tehát azt mutatják, hogy a függőleges driftsebesség gradiense általában pozitív vagy elhanyagolható és csak ritkán ér el akkora negatív értéket, amely az elektronsűrűségmaximum driftsebesség okozta csökkenését kiegyenlítené, vagy az elektronsűrűségmaximum növekedését idézné elő. A függőleges driftsebesség és az  $S_q$  áramrendszer kelet-nyugati komponense



5. ábra. Az E réteg látszólagos magasságának napi változása  
 ————— havi átlag; - - - - - változás egy kiválasztott napon

Abb. 5. Die tägliche Veränderung der scheinbaren Höhe von der E Schicht  
 ————— monatlicher Durchschnitt; - - - - - Veränderung an  
 einem ausgewählten Tag

Фиг. 5. Суточные вариации кажущейся высоты слоя E  
 ————— средмесячные; - - - - - вариации за определенный выбранный день

közötti, már idézett összefüggés szerint ez azt jelenti, hogy az  $S_q$  áramrendszer általában az  $E$  réteg elektronsűrűségmaximuma felett, vagy annak magasságában helyezkedik el (az áramrendszer elvileg nincs az elektronsűrűségmaximumhoz kötve; helyzetét a vezetőképesség és az ionizált közeg horizontális sebessége együtt határozza meg). Ennek közelebbi vizsgálatára külön tanulmányoztuk az elektronsűrűségmaximum látszólagos magasságának napi menetét. Jóllehet az elektronsűrűségmaximum látszólagos magasságára vonatkozó adatok éppúgy hézagosak, mint a kritikus frekvenciára vonatkozók; kimutatható egy olyan tendencia, amely szerint azokon a napokon, amelyekben a kritikus frekvencia észlelt értéke a délelőtti órákban mutatja a legnagyobb negatív eltérést a számított értékektől, az elektronsűrűségmaximum látszólagos magasságának napi menetében is kisebbek a délelőtti értékek a havi óras átlagértékeknél (5. ábra).

Ezt úgy lehet értelmezni, hogy az  $S_q$  áramrendszer ilyenkor a délelőtti órákban az  $E$  réteg elektronsűrűségmaximumának magasságában, illetve a fölött helyezkedik el.

#### IRODALOM

- Appleton, E. V., Lyon, A. J., and Turnbull, A. G.*, 1955: Distortion of the  $E$  layer of the ionosphere by electrical currents flowing in it. *Nature*, 176, 897.
- Appleton, E. V., and Lyon, A. J.*, 1954: Ionospheric layer formation under quasi-stationary conditions. Report of the Physical Society Conference on the Physics of the Ionosphere. p. 20. London.
- Beynon, W. J. G. and Brown, G. M.*, 1956: Region  $E$  and the  $S_q$  current system. *Nature*, 177, 583.
- Beynon, W. J. G. and Brown, G. M.* 1959: Geomagnetic distortion of region  $E$ . *J. Atmosph. Terr. Phys.* 14, 138.
- Brown, G. M., Beynon, W. J. G. and Morgan, A. D.*, 1963: Height distortion of the peak of the  $E$  region. Proc. Int. Conf. Ionosphere, 1962. p. 177. Phys. Soc. London.
- Shimazaki, T.*, 1959: Effect of the  $S_q$  current system on the ionospheric  $E$ - and  $F_1$ -layers. *J. Atmosph. Terr. Phys.*, 15, 77.

ВЕРЁ, И.

## О ПРЕДСКАЗАНИИ ПУЛЬСАЦИЙ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

При составлении прогноза, в пределах 11-летнего цикла солнечных пятен, можно использовать годовой, лунномесячный, а также 27-дневный (отвечающий обороту Солнца вокруг своей оси) циклы солнечной активности. Хотя эти периоды не являются резко выраженными, они, и в частности 27-дневный цикл, позволяют составить определенный прогноз. В годах с сильной солнечной активностью летом пульсационная деятельность возрастает так сильно, что практически можно не рассчитывать на неблагоприятные дни.

В конечном счете прогноз, составляемый по 27-дневному циклу и учитывающий все остальные циклы, позволяет выделить наиболее благоприятную для измерений неделю в пределах 27-дневного периода.

J. VERŐ

## ÜBER DIE PROGNOSE ERDMAGNETISCHER PULSATIONEN

Bei der Prognose kann man (binnen des elfjährigen Sonnenfleckenzyklus) den jährlichen, den mondmonatlichen, den 27-tägigen (der Sonnenrotation entsprechenden) Zyklus der Aktivität benutzen. Obgleich diese Periodizitäten nicht stark ausgeprägt sind, doch geben sie gewisse Möglichkeiten zu einer Prognose, besonders der 27-tägige Zyklus. In Sommern der Jahren von grosser Sonnenaktivität wächst die Aktivität der Pulsationen so stark, dass man auf ungünstige Tage gar nicht rechnen muss.

Dabei ermöglicht diese Prognose die Festsetzung der besten Woche in jedem 27-tägigen Zyklus.

## AZ ELEKTROMÁGNESES TÉR PULZÁCIÓNAK ELŐREJELZÉSÉRŐL

VERŐ JÓZSEF

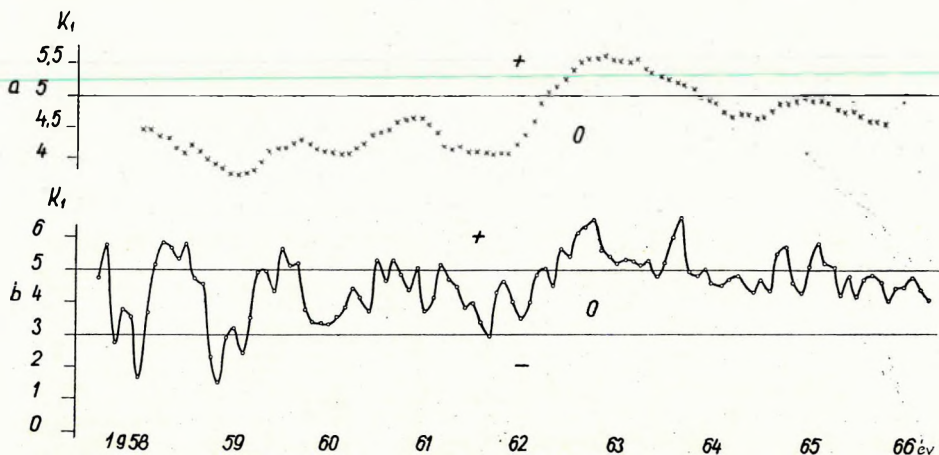
### Az elektromágneses tér pulzációinak előrejelzéséről

1. Ipari jellegű tellurikus kutatással foglalkozó szervek több ízben azzal a kéréssel fordultak a MTA Geofizikai Kutató Laboratóriumához, hogy méréseik időpontjának kijelölése végett adjon prognózist a várható pulzációs tevékenységről. Célszerűnek tartjuk a prognóziskészítés lehetőségeit összefoglalni és beválásuk valószínűségét megadni.

2. A pulzációk keletkezésénél a földi magnetoszféra és a napszél közötti határfelület jellege, a magnetoszféra állapota és az ionoszféra módosító szerepe

A kézirat 1966. XII. 1-én érkezett.

együttesen szabja meg a pulzációk periódusát és amplitúdóját. Ilyen bonyolult rendszer paramétereinek vizsgálata csak úgy lehetséges, hogy nem magát a rendszert, hanem a ráható különböző tényezőket vizsgáljuk. Ezek a tényezők a pulzációknál a Nap (napfoltciklus, tengelykörüli forgás ideje), a Hold (ár-  
apálykeltő hatás, vagy mágneses hullámsodor) és maga a Föld (évszakos változás, tengelyforgás). Emellett szerepet játszik a Naptól kibocsátott korpuszkuláris áramlás jellege, intenzitásváltozásainak szaporasága is.



1. ábra.

b) a  $K_1$  havi átlagértékei 1957. aug. – 1966. márc. között, az osztályozás hatáiraival; a) az 1/b ábra adatai 1 éves csúszó átlagolással

Abb. 1.

b) Die monatlichen Durchschnittswerte von  $K_1$  (von Aug. 1957 bis März 1966) mit den Klassifizierungsgrenzen; a) die Daten der 1/b Abbildung mit Jahresdurchschnittswerten

Фиг. 1.

b) Среднемесячные величины  $K_1$  за период с августа 1957 по март 1966 г. с пределами классификации; a) данные фиг. 1/b в среднем на 1 год

A vizsgálatokhoz a Nagycenk melletti Obszervatórium  $K_1$  karakter-számait használtuk fel 1957. aug. 1 – 1965. dec. 31 között (1. ábra), tehát közelítőleg  $3/4$  napfoltciklusnyi időszakból. A  $K_1$  karakterszámok a 0–2 perc periódusú pulzációk amplitúdóját jellemzik az egyes napokon (TÁRCZY – HORNOCH A., 1966), határaik az I. táblázaton láthatók.

I. táblázat

 $K_1$  karakterszámok határai

0 – 1-es $K_1$ között	$0,2 \cdot 10^{-4}$ V/km
1 – 2-es $K_1$ között	$0,4 \cdot 10^{-4}$ V/km
2 – 3-es $K_1$ között	$0,7 \cdot 10^{-4}$ V/km
3 – 4-es $K_1$ között	$1,3 \cdot 10^{-4}$ V/km
4 – 5-ös $K_1$ között	$1,8 \cdot 10^{-4}$ V/km
5 – 6-os $K_1$ között	$2,3 \cdot 10^{-4}$ V/km
6 – 7-es $K_1$ között	$2,9 \cdot 10^{-4}$ V/km
7 – 8-as $K_1$ között	$4,1 \cdot 10^{-4}$ V/km
8 – 9-es $K_1$ között	$5,4 \cdot 10^{-4}$ V/km



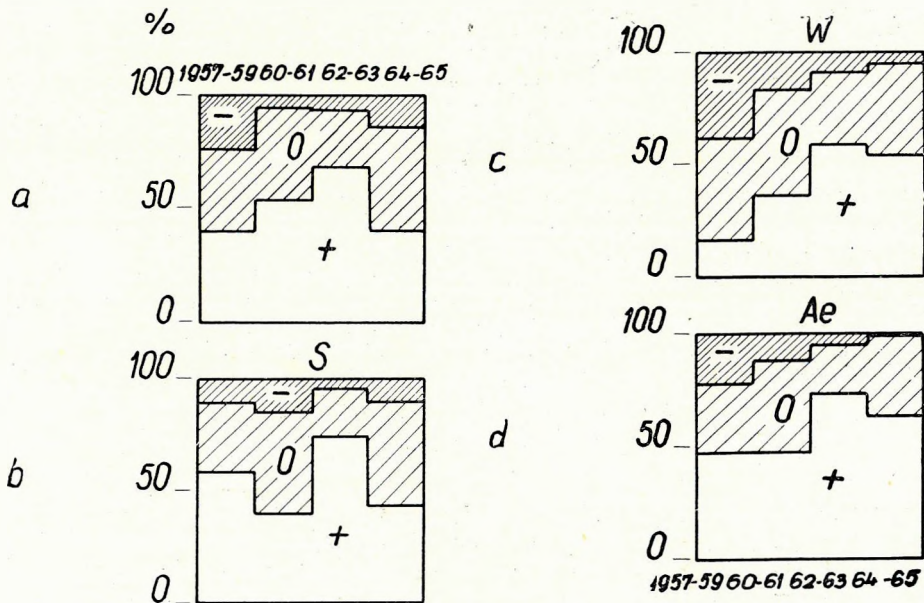
A megadott átlagértékek teljes napokra vonatkoznak. Mivel számottevő pulzációs tevékenység éjszaka nincsen, nappal ezeknek az értékeknek kb. a kétszeresével számolhatunk. Az egyszerűség kedvéért három osztályt állítottunk fel ezeknek a karakterszámoknak az alapján: a 0–2 karakterszámú napokat pulzációmentes napoknak vettük (–), ezeken a napokon nappal az amplitúdó  $1,4 \cdot 10^{-4}$  V/km-nél kisebb, a 0 jelű napokon  $1,4–3,6 \cdot 10^{-4}$  V/km közötti az amplitúdó, a + jelű napokon ennél is nagyobb. Ezek a határértékek a Nagycenk melletti obszervatóriumra vonatkoznak, de elég jól reprezentálják az egész Kárpát-medence területét: az Alföldön az átlagos amplitúdó a fenti értékeknek kb. a fele, a Dunántúlon megegyezik vele, hegyvidékeken 2–3-szorosa is lehet.

3. A teljes 8,5 évi megfigyelési időszakot 4, 2–2,5 éves szakaszra bontottuk. Az egyes napokon a tevékenységi fokozatok előfordulásának valószínűségét a II. táblázat és 2/a ábra mutatja.

II. táblázat

A tevékenységi fokozatok előfordulási gyakorisága

1957–1959 (napfoltmaximum)	41% +	36% 0	23% –
1960–1961 (csökkenő ág)	54	41	5
1962–1963 (minimum előtt)	69	25	6
1964–1965 (minimum)	41	45	14



2. ábra.

a) a különböző pulzációs tevékenységű napok gyakoriságának változása a vizsgált időszakában; b), c), d) ugyanez évszakos bontásban (S máj. – aug., W nov. – febr., Ae márc. – ápr., szept., okt.)

Abb. 2.

a) Die Veränderung der Häufigkeit der verschiedenen Pulsationstätigkeitstage in der geprüften Periode; b, c, d) dieselbe Jahreszeiten gemäss (S Mai – Aug; W Nov. – Febr.; Ae März – April, Sept. – Okt.)

Фиг. 2.

a) Вариация повторяемости дней с различной пульсационной активностью за рассматриваемый период; б), в), г) то же в подразделении по сезону года (S – май-август, W – ноябрь-февраль; Ae – март-апрель, сентябрь-октябрь)

Megállapíthatjuk, hogy a napfoltciklussal közvetlenül egyértelmű kapcsolatot nem lehet találni. Pulzációmentes napok leggyakrabban a napfolt-maximum és a minimum éveiben fordultak elő, de ezek évi eloszlása teljesen más volt.

4. A pulzációk évszakos eloszlását a III. táblázat és a 2/b – d ábra szemlélteti.

III. táblázat

A tevékenység évi eloszlása

	S (máj. – aug.)			W (nov. – febr.)			Ae (márc., ápr., szept., okt.)		
	+	0	–	+	0	–	+	0	–
1957 – 1959	59	31	10%	17	44	39%	47	31	22%
1960 – 1961	39	46	15	36	48	16	47	41	12
1962 – 1963	74	22	4	59	32	9	73	22	5
1964 – 1965	44	46	10	54	41	5	63	36	1
Összesen:	55	36	9	40	42	18	57	32	11

A táblázat szemléletesen mutatja azt a tényt, hogy a napfoltmaximum idején télen nagyon kicsi a pulzációk tevékenysége. Ezt egy tanulmányunkban (VERŐ, 1965.) a magnetoszféra megnövekedett elektronkoncentrációjával hoztuk kapcsolatba. A téli minimum a naptevékenység csökkenésével elenyészik, és helyette őszi-tavaszi maximum jelenik meg. Az egész időszak átlagában a nyár és az Ae tevékenység közel egybeesik. Végeredményben a fő (nyári) mérési időszakban, a tevékenység szisztematikus változása nem mutatható ki határozottan.

5. A periodicitás hosszának csökkenő sorrendjében a 29,5 napos holdhónapi hullám következik. A IV. táblázat ennek realitását bizonyítja.

IV. táblázat

A tevékenység holdhónapi menete

	+	0	–		+	0	–
Holdtölte utáni 1 – 3 nap	55	34	11%	Holdtölte utáni 16 – 18 nap	46	41	13
Holdtölte utáni 4 – 6 nap	57	32	11	Holdtölte utáni 19 – 21 nap	55	35	10
Holdtölte utáni 7 – 9 nap	46	43	11	Holdtölte utáni 22 – 24 nap	53	35	12
Holdtölte utáni 10 – 12 nap	48	35	17	Holdtölte utáni 25 – 27 nap	51	39	10
Holdtölte utáni 13 – 15 nap	48	35	18	Holdtölte utáni 28 – 0 nap	46	37	17

A táblázat szerint holdtölte és újhoid táján erősen megnövekszik a pulzációmentes napok aránya; a legtöbb pulzációs nap viszont 4–6 nappal ezek után az időpontok után szokott jelentkezni.

6. Az előrejelzés legfontosabb tényezője a Nap 27 napos tengelykörüli forgásának megfelelő periódus. Az irodalomban ezzel kapcsolatban eléggé ellentétes vélemények láttak napvilágot. Egyesek szerint a 27 napos visszatérési hajlam megvan, mások szerint hiányzik. Véleményünk szerint a 27 napos visszatérési hajlam a pulzációknál nagyon gyenge, ennek ellenére paradox módon a 27 napos visszatérés előrejelzésre elég jól felhasználható. Ennek két oka van: egyrészt azokon a napokon, amikor a mágneses tevékenység nagyobb, valamiféle – ha nem is szabályos – pulzáció általában jelentkezik. Másrészt, ha csupán azt vizsgáljuk, hogy egy erősen pulzációs nap után 27 nappal milyen valószínűséggel lesz a pulzációs tevékenység újra nagy, nemcsak a 27 napos visszatérést, hanem az összes egyéb nagyobbperiódusú változásokat (pl. az évszakos járást, sőt jó közelítéssel a holdhónapi hullámot is) hasznosítjuk. Az V. táblázatban az egész időszakra együttesen megadjuk a +, a 0, és a – jelű napok után a 27. napokon észlelt pulzációs tevékenységet ( $n$ ), utána az összes napok eloszlása (1526, ill. kb. 50% +, 1097, ill. kb. 37% 0, 390, ill. kb. 13% –) szerint számított várható valószínűségeket ( $n''$ ), valamint a ténylegesen bekövetkezett és a várható érték hányadosát. Végül a hosszabb periódusú változásokat is figyelembe véve adjuk meg a várható értékeket ( $n'$ ), annak bizonyítására, hogy inkább (kb. felerészben) ilyen okok hozzák létre a (látszólagos) 27 napos visszatérési hajlamot (V. táblázat).

V. táblázat

A tevékenység 27 napos visszatérési hajlama

	nap után a 27. napon jelentkező pulzációs tevékenység eloszlása								
	+			0			–		
	+	0	–	+	0	–	+	0	–
h	953	463	114	471	460	162	102	174	114
$n''$	777	555	198	551	400	142	198	142	50
$n/n''$	1,23	0,84	0,58	0,85	1,15	1,14	0,51	1,22	2,28
n	851	522	157	517	425	151	158	150	82
$n/n'$	1,12	0,89	0,73	0,91	1,08	1,07	0,65	1,16	1,39

Végeredményben függetlenül attól, hogy valóban 27 napos visszatérésről van-e szó, „+” nap után a 27. napon csak 7%, „0” nap után 15%, „–” nap után pedig már csaknem 30% a mérésre alkalmatlan napok aránya.

A 27 napos visszatérési hajlamot 2–2 éves szakaszonként is vizsgáltuk, de komoly eltérést nem találtunk. A 27 napos visszatérési hajlamot, a jelenség fizikai hátterétől függetlenül fel lehet használni a pulzációk előrejelzésére.

7. Végezetül megemlítjük a legrövidebb távú előrejelzési lehetőséget, ti. azt, hogy egy-egy pulzációs zavart nap után általában ugyancsak zavartabb szokott következni, vagyis a pulzációs tevékenységnek bizonyos perzisztenciája van. Ennek vizsgálatánál ismét figyelembe kell vennünk a nagyobb periódusú tevékenységi-szintváltozásokat, s ezért jellemzésére az előző pontban definiált  $n''/n$ , ill.  $n'/n$  arányt használjuk fel, azzal a különbséggel, hogy az  $n$  esetek most nem 27, hanem 1 nap különbséggel következő napok pulzációs tevékenységére vonatkoznak (VI. táblázat).

VI. táblázat

## A tevékenység 1 napos perzisztenciája

	nap után következő nap pulzációs tevékenységének eloszlása								
	+			0			-		
	+	0	-	+	0	-	+	0	-
$n''/n$	1,46	0,71	0,27	0,71	1,40	1,16	0,27	1,16	3,42
$n'/n$	1,33	0,76	0,34	0,76	1,32	1,09	0,34	1,09	2,22

Ezek szerint az adatok szerint a perzisztencia erősebb, mint a 27 napos visszatérési hajlam. Nagyon ritkán fordul elő, hogy pulzációkban gazdag napra pulzációmentes következzen, vagy fordítva. „+” nap után az eseteknek csak 3%-ában következik „-” nap.

Bizonyos fokig a perzisztenciával áll kapcsolatban a mágnésesen nagyon tevékeny napok után a pulzációk eloszlása is, hiszen itt éppen arról lenne szó, hogy egy-egy viharos nap után tartósan nagy a pulzációs tevékenység.

Megállapítottuk, hogy ebből a szempontból csak az első tevékeny napot célszerű figyelembe venni (ilyen napoknak azokat választottuk, amikor a  $\Sigma M$  30-nál nagyobb). Ha az egymás után következő összes tevékeny napokat felhasználjuk, a felhasználhatóság sokkal kisebb. Olyan eset is előfordult a napfoltmaximum idején, amikor 8 egymás után következő napon volt a  $\Sigma M$  30 felett. A megadott feltételekkel kapott képet tehát, amikor csak az első tevékeny napot vesszük figyelembe, a VII. táblázat szemlélteti.

VII. táblázat

## A tevékenység viharos napok után

	$n-1$	$n$	$n+1$	$n+2$	$n+3$	$n+4$	$n+5$	$n+6$	nap	átlag
+	40	71	65	66	60	57	57	52	%	50%
0	43	23	26	26	30	30	33	34	%	37%
-	17	6	9	8	10	13	10	14	%	13%

A táblázat szerint egy-egy tevékeny nap után kb. 4–6 napig lehet nagyobb pulzációs tevékenységre számítani. Megjegyezzük, hogy ezen a helyzeten nem változtat a mágnésesen tevékeny időszak hossza: egyetlen napig tartó zavarnál is számíthatunk 4 napig tartó pulzációs tevékenységre. Viszont ha csak a zavar mértékét vesszük figyelembe, és nem tekintjük, hogy előzőleg már volt-e zavart nap, legfeljebb 3 napig számíthatunk nagyobb tevékenységre.

8. Végezetül az 1. ábrán bemutatjuk, hogy változott a  $K_1$  karakterszám havi átlaga a mérések 8,5 éve alatt. Megjelöltük az előzőekben megszabott – jelű és 0 jelű napok felső határát is, az ábra felső részén pedig a 12 hónapos csúszó átlagokat tüntettük fel. Ezeknek határozott periódusa már nincsen, lineáris trend sem látszik. Az évszakos változás, valamint az első ábra felső részén megrajzolt szabálytalan lassú változás kimeríti a havi átlagértékek perzisztenciáját: e kettő levonása után a megmaradó eltérésekben már semmilyen perzisztencia nincsen.

Az elmondottakkal nagyjából ki is merítettük a pulzáció-prognózis jelenlegi lehetőségeit: végeredményben tehát hosszabb előrejelzést a 27 napos visszatérési hajlam feltételezésével lehet adni, de nem szabad elfelejtenünk, hogy ezzel a hosszabb periódusú (napfoltcikluson belüli, évi, holdhónapi) hullámok nyújtotta lehetőségeket is kimerítettük. Rövid időre a tevékenység perzisztenciája révén, vagy esetleg mágnesezen tevékeny időszakok után lehet előrejelzést adni.

9. A vázolt elvekkal megkíséreltük (1966 január elsejétől kezdve három 27 napos ciklusban) a prognóziskészítést, a beválás arányának vizsgálatára. Minden esetben egy-egy 27 napos ciklus végén készítettük el az újabb prognózist, mégpedig két változatban: az egyiknél egyes napokra adtunk előrejelzést, a másik variációban – a mérések követelményeihez is jobban ragaszkodva – kijelöltünk a mérésre kedvezőtlen, kedvező, és nagyon kedvező időszakokat. Az első esetben kizárólag a 27 napos visszatérésre támaszkodtunk, a második esetben figyelembe vettünk más tényezőket is. Az eredményeket a VIII. táblázat mutatja.

VIII. táblázat

## A prognózisok beválása

A) Egyes napokra szóló prognózis:			
Előrejelzett tevékenység .....	+	0	-
Tényleges tevékenység .....	+	24 11	3
	0	10 25	3
	-	4 1	-
B) Időszakokra szóló prognózis:			
Nagyon kedvező időszak .....	16	0	-nap
Kedvező és nagyon kedvező időszak együtt ....	23	11	3
Kedvezőtlen időszak .....	15	27	2

## A) EGYES NAPOKRA SZÓLÓ PROGNÓZIS

Az A) táblázat a három időszak együttes eredményeit adja meg. A „+” és „0” napok előrejelzése elég jónak mondható, ezzel szemben a „-” napok előrejelzése nem sikerült (3 esetben volt „+” helyett „-” tevékenység!).

## B) IDŐSZAKOKRA SZÓLÓ PROGNÓZIS

A közölt B) táblázat azt mutatja, hogy egy-egy 27 napos ciklusban ki lehet jelölni 6–8 olyan napot, amikor nagyon nagy valószínűséggel lehet számítani nagyobb pulzációs tevékenységre. Ugyancsak elég jól ki lehet jelölni azokat az időszakokat, amikor a tevékenység kicsi, és a mérésben szükségessé váló szüneteket ezekben az időszakokban célszerű tartani.

A napfoltmaximum felé közeledve a mágneses tevékenység 27 napos visszatérési hajlama, és a pulzációs tevékenység prognózisának ezen alapuló

jósága is valószínűleg csökkenni fog. Ezzel szemben a napfoltmaximumkor a pulzációs tevékenység nyári maximuma, valamint az általában növekvő tevékenység a prognózis jelentőségét is csökkenti.

#### IRODALOM

- Tárczy-Hornoch A.*, 1966: Observatoriumsberichte des Geophysikalischen Forschungslaboratoriums der Ungarischen Akademie der Wissenschaften vom Jahre 1964, Sopron.
- Verő J.*, 1965: Seasonal Distribution of Geomagnetic Pulsations. *Journal of Geophysical Research*, 70., 9.

ЛЕ МИН ЧИЕТ

## О СВЯЗИ МЕЖДУ АМПЛИТУДОЙ И ВРЕМЕНЕМ НАРАСТАНИЯ ВНЕЗАПНОГО НАЧАЛА ГЕОМАГНИТНОЙ БУРИ

В работе автор рассматривает возможный механизм возникновения магнитных бурь на основе магнитогидродинамической теории. Внезапный начальный импульс имеет амплитуду  $\Delta H$  и время нарастания  $\Delta t$ . Величины  $\Delta H$  и  $\Delta t$  связаны между собой выражением

$$\Delta H = \frac{C}{\sqrt{\Delta t}}$$

где  $C$  – постоянная, зависящая от скорости солнечного корпускулярного потока.

Результаты обработка данных различных обсерваторий подтверждают правильность этого соотношения. В заключение выявляется наличие тесной связи между распределением полярных сияний и скоростью солнечного корпускулярного потока.

LE MINH TRIET

## ÜBER DIE BEZIEHUNG ZWISCHEN DER AMPLITUDE UND DER AUFSTIEGSZEIT DES PLÖTZLICHEN ANFANGSIMPULSES DER GEOMAGNETISCHEN STÜRME

Ein möglicher Entwicklungsmechanismus der magnetischen Stürme wird auf Grund der magnetohydrodynamischen Theorie untersucht. Die Beziehung zwischen der Amplitude  $\Delta H$  und der Aufstiegszeit  $\Delta t$  des plötzlichen Anfangsimpulses des magnetischen Sturmes ist

$$\Delta H = \frac{C}{\sqrt{\Delta t}}$$

wo  $C$  ein vom Korpuskularstrom der Sonne abhängiger Konstant ist.

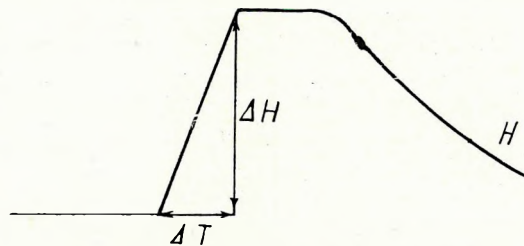
Die bearbeiteten Daten der verschiedenen Observatorien entsprechen dieser Formel. Es ist nachgewiesen, dass zwischen der Verteilung des Polarlichts und der Geschwindigkeit des Korpuskularstroms der Sonne eine enge Beziehung besteht.

## A FÖLDMÁGNESES VIHAROK HIRTELEN KEZDŐ IMPULZUSÁNAK AMPLITÚDÓJA ÉS EMELKEDÉSI IDEJE KÖZÖTTI ÖSSZEFÜGGÉS

LE MINH TRIET\*

A Föld mágneses terének szabályos változásai mellett háborgásai is vannak. A háborgások egyik fajtája a mágneses vihar, amely általában hirtelen és az egész Földön egyidőben lép fel. A mágneses viharokat kezdetük szerint két típusra oszthatjuk:

- hirtelen kezdetű vihar (*sc*)
- fokozatos kezdetű vihar (*gc*)



1. ábra. A mágneses vihar hirtelen kezdő impulzusa

Abb. 1. Der plötzliche Anfangsimpuls des magnetischen Sturms.

Фиг. 1. Внезапный начальный импульс магнитной бури

A hirtelen kezdetű viharok a Nap korpuszkuláris árama és a magnetoszféra kölcsönhatásának következtében jelentkeznek. A horizontális komponens 20–100 gammával növekedik. A növekedés általában néhány percig tart.

A jelen dolgozat célja, a horizontális komponens  $\Delta H$  növekedése és  $\Delta t$  emelkedési ideje közötti összefüggés kimutatása (1. ábra).

### I. A hirtelen kezdetű mágneses viharok keletkezési mechanizmusa

A földmágneses viharok keletkezési mechanizmusát először CHAPMAN és FERRARO (1931) tanulmányozta. 1951-ben MARTYN továbbfejlesztette a CHAPMAN–FERRARO-féle elméletet, és a háborgások néhány részletsajátságát is megmagyarázta.

A legutóbbi évtizedben sokan foglalkoztak ezzel a problémával magnetohidrodinamikai megfontolások alapján, és vizsgálták az egyes töltött részecskék mozgását a Föld mágneses terében. Ebből a szempontból a CHAPMAN–FERRARO–MARTYN-féle elméletet korai formális magnetohidrodinamikai elméletnek tekinthetjük.

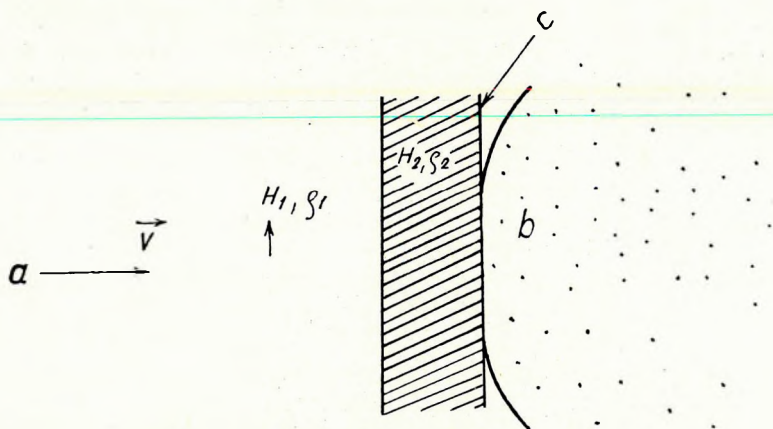
A hirtelen kezdetű mágneses viharok a Földön, a magneto-hidrodinamikai elmélet szerint, azonosíthatók a Nap felől a bolygóközi térből a Föld kör-

\* Állami Tudományos Bizottság, Hanoi



nyezetébe érkező lökéshullámokkal. A mágneses tér intenzitásának erősödését, a napszélnek a magnetoszférára gyakorolt nyomása okozza.

Az egyszerűség kedvéért tekintjük dugattyúnak a Nap korpuszkuláris áramát és vegyük a magnetosféra elektromos vezetőképességét végtelennek. Ezenkívül tételezzük fel, hogy a mágneses tér állandó, és párhuzamos a dugattyú nyomófelületével (2. ábra).



2. ábra. A Nap korpuszkuláris áramának (a) és a magnetoszférának (b) kölcsönhatása; lökéshullám (c)

Abb. 2. Die Wechselwirkung des Korpuskularstroms der Sonne (a), und der Magnetosphäre (b); Stosswelle (c)

Фиг. 2. Взаимодействие между корпускулярным потоком Солнца (a) и магнитосферой (b), ударная волна (c)

A továbbiakban a következő jelöléseket használjuk:

$\varrho_1$  a nyugodt plazma sűrűsége

$H_1$  a mágneses tér intenzitása a nyugodt rétegben

$\varrho_2$  a perturbációs plazma sűrűsége

$H_2$  a perturbációs mágneses tér

$V$  a dugattyú sebessége

$U$  a lökéshullám sebessége

A kontinuitási egyenlet, az impulzuszómomentum megmaradása és a mágneses tér fluxusmegmaradásának törvénye szerint a magnetohidrodinamikai szakadás egyenletei a következőképpen írhatók:

$$\begin{aligned} \varrho_1 U &= \varrho_2 (U - V) \\ \varrho_1 U^2 + \frac{H_1^2}{8\pi} &= \varrho_2 (U - V)^2 + \frac{H_2^2}{8\pi} \quad (*) \\ H_1 U &= H_2 (U - V) \end{aligned} \quad (1)$$

\* Ritkított plazmánál a gáz nyomása a mágneses nyomás mellett elhanyagolható

Bevezetve a

$$\beta = \frac{Q_2}{Q_1} = \frac{H_2}{H_1} = \frac{U}{U - V} \quad (2)$$

jelölést,

$$(\beta + 1)(\beta - 1)^2 = 2\beta \frac{V^2}{V_a^2} \quad (3)$$

ahol  $V_a$  a magnetohidrodinamikai hullám sebessége a nyugodt térrészben. 5–10  $R$  ( $R$  = fűdsugár) távolságban  $V_a \approx 100$  km/sec, ugyanakkor  $V \approx 1000$ –1500 km/sec. Tehát  $V \gg V_a$ . Ebben az esetben a (3) megoldása:

$$\beta = \sqrt{2} \frac{V}{V_a}$$

A (2)-ből  $H_2$  könnyen meghatározható:

$$H_2 = H_1 \sqrt{2} \frac{V}{V_a}. \quad (4)$$

Így meghatározhatjuk a mágneses tér  $H$  növekedését a magnetoszféra határán, ahol a Napból eredő korpuszkuláris áram a Fűd mágneses terével űtkűzik:

$$\Delta H = \frac{H_1}{V_a} (\sqrt{2}V - V_a) \quad (5)$$

A mágneses tér növekedése a hidromágneses hullámok útján lefelé terjed, és a Fűd felszínén hirtelen impulzus alakjában figyelhető meg.\*\*

Mint már említettűk, a mágneses vihar kezdűfázisának idején a mágneses térerűsség növekedése néhány percig tart. Ebbűl GOLD (1955) azt következtette, hogy a Nap korpuszkuláris áramának frontja azonos a lűkűshullám frontjával. Tehát a magnetoszféra határán a mágneses tér növekedésének  $t$  idűtartama:

$$\Delta t = \frac{d}{V_h}, \quad (6)$$

ahol  $d$  a lűkűshullám frontjának vastagsága.

$V_h$  a mágneses impulzus terjedési sebessége a front vastagságában, egyenlű a lűkűshullám sebességével. A valűságban az ALFVÈN-sebesség jelentűkenyen kisebb a Nap korpuszkuláris áramának sebességénél. Èppen ezért feltűtelezhetűjuk, hogy a lűkűshullám sebessége a Nap korpuszkuláris áramának sebességével egyenlű.

A hidrodinamikából ismeretes, hogy a lűkűshullám frontja nem szakadási felűlet, hanem átmeneti rűteg, s vastagságának nagyságrendje egyenlű a szabad űthosszal. Sűrű plazmánál általában felhasználhatűjuk a hidrodinamikai eredményeket. A ritkított, azaz az űtkűzésnélkűli plazmánál a lűkűshullám

\*\* Az alsű ionoszfűrűban a semleges atomok jelenlète miatt a mágneses impulzus átadása a mágneses tér diffűziója útján történik.

szerkezetének vizsgálatában a szabad úthossz helyett, a Larmor-sugarat szokták használni. A lökéshullám vastagsága a következő képlet alapján becsülhető meg:

$$d = A \frac{M}{M^2 - 1}$$

ahol  $A$  állandó,

$M$  a MACH-szám.

A MACH-szám a magnetohidrodinamikában:

$$M = \frac{V}{\sqrt{\gamma \frac{P}{\rho}}} = \frac{V}{V_s}$$

ahol  $V_s$  a magnetoakusztikai hullám sebessége. A ritkított plazmában  $V_s \approx V_a$ . Közelítésben

$$d \approx \frac{A}{M} \quad (7)$$

A Nap korpuszkuláris árama és a Föld mágneses tere közötti kölcsönhatás ideje legyen  $\Delta t$ . Ha a magnetoszféra mozgó határát síknak tekintjük, akkor feltételezhetjük, hogy a mágneses vihar hirtelen kezdő impulzusának emelkedési ideje  $\Delta t$ -vel egyenlő.

(6) és (7)-ből következik, hogy

$$\Delta t = \frac{AV_a}{V^2}$$

Végezredményben

$$\Delta H \approx H_1 \sqrt{2} \frac{V}{V_a}$$

$$\Delta t = \frac{AV_a}{V^2}$$

Innen

$$\Delta H = \frac{H_1 \sqrt{2} \sqrt{AV_a}}{V_a \cdot \sqrt{\Delta t}} = \frac{C(H_1, \rho_1)}{\sqrt{\Delta t}}, \quad (8)$$

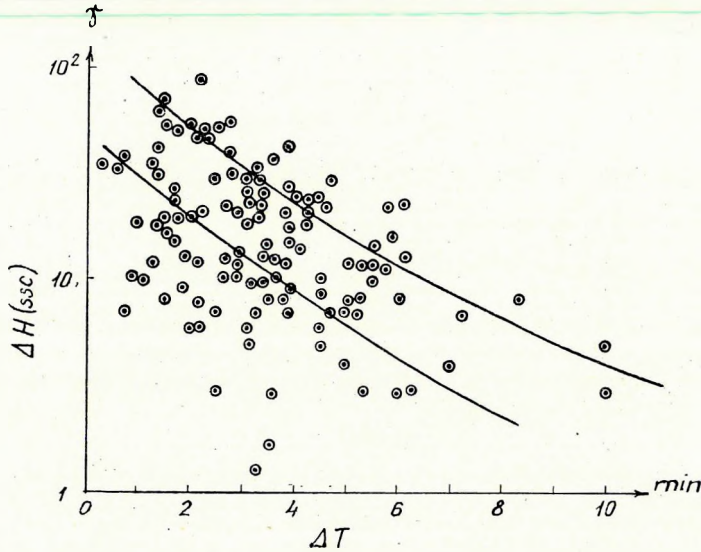
ahol  $C$  a Nap korpuszkuláris áramának és a magnetoszférának kölcsönhatási helyzetétől függő állandó. Másszóval  $C$  a napszél sebességétől és a magnetoszféra sűrűségétől függ. A magnetoszféra geometriai formája és a hidromágneses hullámok terjedése alapján DESSLER, FRANCIS és PARKER (1959) kimutatták, hogy a  $\Delta H$  növekedés és a  $\Delta t$  emelkedési idő között fordított arány van, vagyis ha  $\Delta H$  növekszik, akkor  $\Delta t$  csökken.

A következőkben látni fogjuk, hogy a (8) összefüggéssel jobban magyarázhatjuk a gyakorlati eredményeket.

## II. A $\Delta H$ és $\Delta t$ közötti összefüggés vizsgálata obszervatóriumi adatokból

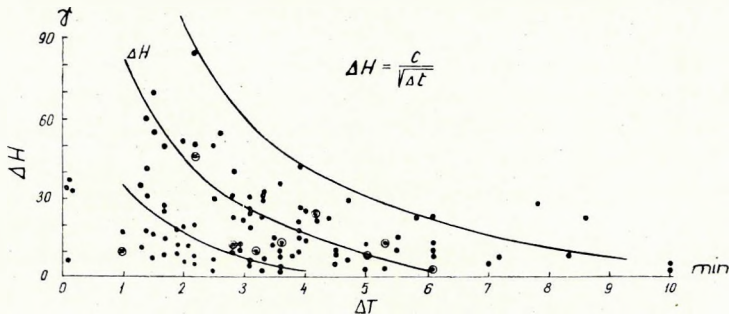
### 1. Eredmények

A Batavia mágneses obszervatórium adatainak vizsgálatában VAN BEMMELEN (1911) rámutatott, hogy a kezdő impulzus amplitúdója megközelítőleg fordítottan arányos az impulzus emelkedési idejével (CHAPMAN, S., BARTELS, J. 1940). A Nemzetközi Geofizikai Év mágneses regisztrátumait tanulmányozva, a japán geofizikusok megállapították, hogy kis szélességeken a  $\Delta H$  és  $\Delta t$  között szoros kapcsolat van (3. ábra, MAEDA et al., 1962). A Budkov-obszerv-



3. ábra. A  $\Delta H$  és  $\Delta t$  összefüggése alacsony szélességeken  
Abb. 3. Der Zusammenhang von  $\Delta H$  und  $\Delta t$  in niedrigen Breiten

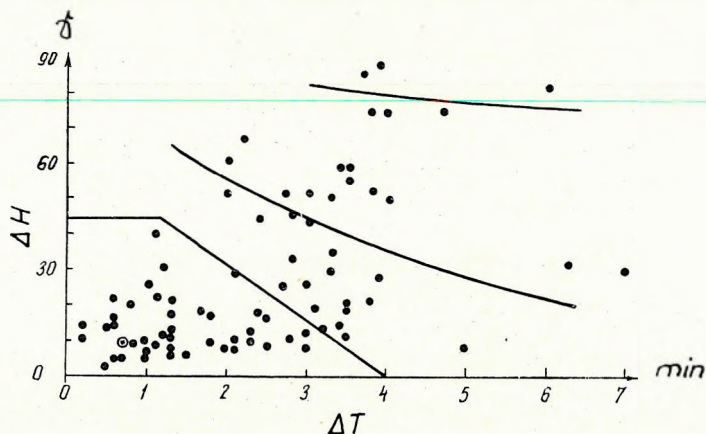
Фиг. 3. Связь между  $\Delta H$  и  $\Delta t$  на низких широтах



4. ábra. A  $\Delta H$  és  $\Delta t$  összefüggését jellemző görbék Honolulu és Apia obszervatóriumokban  
Abb. 4. Charakteristische Kurven für den Zusammenhang von  $\Delta H$  und  $\Delta t$  in Observatorien von Honolulu und Apia

Фиг. 4. Кривые, характеризующие связь между  $\Delta H$  и  $\Delta t$  в обсерваториях Гонолулу и Апия

vatórium ( $\varphi = 49^\circ 0,5 \text{ N}$ ,  $\lambda = 14^\circ 01 \text{ E}$ ) mágneses gyorsregisztrálásait vizsgálva BOUŠKA kimutatta, hogy a közepes szélességeken a  $\Delta H$  és  $\Delta t$  közötti összefüggés másképpen jelentkezik, mint a kis szélességeken (5. ábra). A 4. ábrán mutatjuk be az összefüggést jellemző görbéket Apia - ( $\varphi = 13^\circ 48 \text{ S}$ ,  $\lambda = 188^\circ 14 \text{ E}$ ) és Honolulu - ( $\varphi = 21^\circ 18 \text{ N}$ ,  $\lambda = 201^\circ 54 \text{ E}$ ) obszervatóriumokban.



5. ábra. A  $\Delta H$  és  $\Delta t$  összefüggésének jellege Budkov-obszervatóriumban

Abb. 5. Der Charakter des Zusammenhanges von  $\Delta H$  und  $\Delta t$  im Observatorium von Budkov

Фиг. 5. Характер связи между  $\Delta H$  и  $\Delta t$  в обсерватории Будков

A Tihanyi Geofizikai Obszervatóriumban ( $\varphi = 46^\circ 54 \text{ N}$ ,  $\lambda = 17^\circ 54 \text{ E}$ ) se emelkedési ideje mindig egy percnél nagyobb, ezért a lassú regisztrátumokon a  $\Delta t$ -ket könnyen meg tudjuk határozni. A 6. ábrán a  $\Delta H$  és  $\Delta t$  összefüggését jellemző két görbét tüntettük fel. A koordinátarendszer kezdőpontja melletti pontok szórásából következik, hogy Tihanyban (és általában a közepes szélességeken) a mágneses viharok keletkezési mechanizmusában több bonyolult hatás keveredik, pl. a sarkvidéki mágneses hatás.

A Budkov-obszervatóriumban a  $\Delta H$  és  $\Delta t$  összefüggése olyan bonyolult (5. ábra), hogy nehezen ismerhetjük fel a többi állomáson jelentkező általános tendenciát. Éppen ezért BOUŠKA feltételezte, hogy a közepes szélességeken a  $\Delta H$  és  $\Delta t$  közötti összefüggés jelleg lineárisan pozitív, azaz  $\Delta H$  a  $\Delta t$ -vel együtt növekszik.

## 2. Az eredmények magyarázata

Az elmondottak szerint a földmágneses viharok a Nap korpuszkuláris áramának frontja és a magnetoszféra közötti kölcsönhatás következtében jelentkeznek. A mágneses impulzusok a napplazmának a mágneses térrel történő ütközésekor keletkeznek és a magnetohidrodinamikai hullámok útján lefelé terjednek. A magnetohidrodinamikai hullámok általában nem transz-

verzálisak és nem longitudinálisak. A hullámok sebessége attól függ, hogy a terjedés iránya milyen szöget zár be a mágneses tér irányával:

$$v = \frac{H \cos \alpha}{\sqrt{4\pi Q}},$$

ahol  $\alpha$  a mágneses tér és a magnetohidrodinamikai hullámok terjedése által bezárt szög,  $Q$  pedig az ionizált gáz tömegsűrűsége.

Alacsony szélességeken a hidromágneses hullámok longitudinálisan terjedhetnek, másszóval mint magnetoakusztikai hullámok jutnak a Földre. A közepes szélességeken a mágneses fluktuációk ALFVÉN-hullámokként terjednek az ionoszférában. A napplazma frontja és a földmágneses tér ütközésének hatása közelebb fekszik a földi dipólus terének egyenlítői zónájához, ahol  $\frac{H^2}{8\pi}$  minimális.

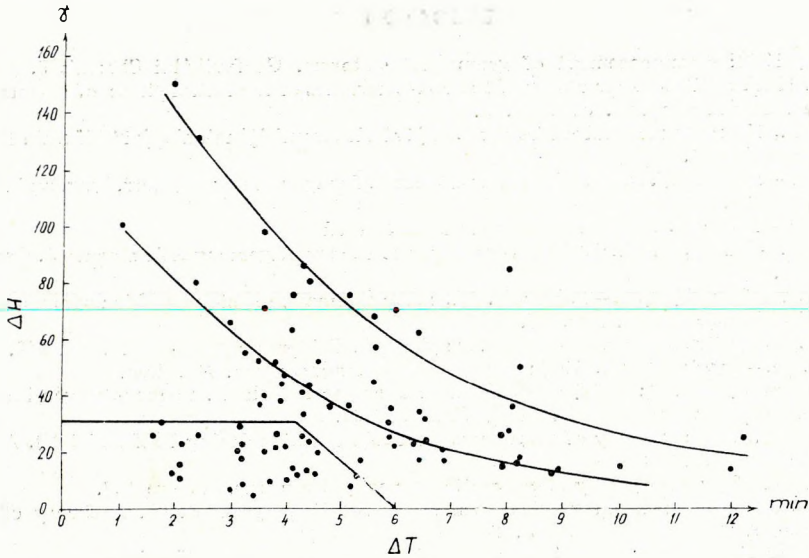
Mivel a magnetohidrodinamikai hullámok ebben a zónában keletkeznek, az egyenlítő felé megtörnek. Várható, hogy a mágneses fluktuációk a földmágneses egyenlítőhöz közeli zónában tisztán jelentkeznek. Alacsony szélességeken a viharok kezdő impulzusa valóban világosan megfigyelhető és a  $\Delta H$  és  $\Delta t$  összefüggése könnyen meghatározható. A 4. ábrán a három kiegyenlített görbét láthatjuk. A görbe formája a  $\Delta H = \frac{C}{\sqrt{\Delta t}}$  egyenletnek felel meg.

Az első részben elméletileg meghatároztuk a fenti összefüggést. A tihanyi obszervatórium adataiból szerkesztett ábrán két tiszta görbe mutatkozik (6. ábra). Tudjuk, hogy a hidromágneses hullámok terjedése több tényezőtől függ, pl. az ionoszféra-anómália, a poláris ionoszféra ionizációjának inhomogeneitása. Ennek következtében a Föld felszínén megfigyelt hirtelen kezdetű mágneses vihar kezdőfázisának sajátosságai az egymáshoz egészen közel levő állomásokon is erősen különböznek. Ebből következik, hogy a  $\Delta H$  és  $\Delta t$  összefüggése a mágneses állomások földrajzi helyzetétől függ.

A magas szélességeken, különösen a sarkvidéken a mágneses jelenségek nagyon bonyolultak. A töltött részecskék a légkörbe (kb. 130 km magasságban) behatolhatnak s a hidromágneses hullámok hatására a külső sugárzási övben gyorsulhatnak. Az erős mágneses háborgások idején a Napból kiinduló részecskék valószínűleg szétszóródnak s behatolnak a sarkvidéki légkörbe. A töltött részecskék jelenléte megváltoztathatja a mágneses teret a sarkvidéken és a magas szélességeken. Természetes, hogy a napplazma behatolásának sarki mágneses hatása a közepes szélességeken is észlelhető.

A mágneses vihar kezdő impulzusának amplitúdója és emelkedési ideje tehát a kölcsönhatási helyzettől függ. Ebből magyarázható, hogy miért van több  $\Delta H$  és  $\Delta t$  összefüggést jellemző görbe az ábrákon. Nyilvánvaló, hogy a kölcsönhatási helyzet a Nap korpuszkuláris áramának, sebességének függvénye. A Nap-kitörések megfigyelése és a mágneses viharok kezdő időpontja alapján a Nap korpuszkuláris áramainak sebessége két fő sebességsoportha osztható (BOUŠKA, O., 1963): 600–1000 km/sec; 1200–1800 km/sec.

Már régóta ismeretes, hogy a sarki fény gyakorisága a mágneses szélességgel elég szabályosan változik. A sarki fényt tanulmányozva, a Nemzetközi



6. ábra. A tihanyi obszervatóriumban a  $\Delta H$  és  $\Delta t$  összefüggését jellemző két görbe megfelel a

$$\Delta H = \frac{C}{\sqrt{\Delta t}} \text{ egyenletnek}$$

Abb. 6. Zwei charakteristische Kurven für den Zusammenhang von  $\Delta H$  und  $\Delta t$  im Observatorium von Tihany, die der Formel  $\Delta H = \frac{C}{\sqrt{\Delta t}}$  entsprechen

Фиг. 6. Две кривые, характеризующие связь между  $\Delta H$  и  $\Delta t$  в обсерватории Тихань, удовлетворяющие выражению  $\Delta H = \frac{C}{\sqrt{\Delta t}}$

Geofizikai Év adataiból LANGE–HESSE kimutatta, hogy a sarki fény a földmágneses tevékenységtől is függ. A sarki fény leggyakrabban két sávban figyelhető meg:  $\varphi = 50-55^\circ$  és  $65-70^\circ$  (LANGE, I. HESSE, G., 1961). Ha elfogadjuk azt az elméletet, hogy a Napból kiinduló töltött részecskék váltják ki a sarki fényt, akkor feltételezhetjük, hogy a két fő sebességsoport sarki fény két sávja, és a magnetoszféra réteges felépítése között szoros összefüggés van.

A mágneses viharok hirtelen kezdő impulzusának és emelkedési idejének összefüggése csak a magnetohidrodinamikai elmélettel magyarázható. Ez az összefüggés a Nap korpuszkuláris áramának dinamikai paramétereitől függ. Az eredmények arra engednek következtetni, hogy a mágneses viharok a földi magnetoszféra és a lökéshullámot okozó korpuszkuláris áram kölcsönhatása következtében jönnek létre, továbbá a napszél sebessége, a sarki fény eloszlása, valamint a mágneses tevékenység között szoros kapcsolat van.

## IRODALOM

- Bouška, J.*, 1963: Commencement of geomagnetic storms. Geofyzikální Sborník 9.
- Bouška, J.*, 1964: Latitude dependence of the characteristics of the initial phase of geomagnetic storms. *Studia geophys. et geod.* 8.
- Burton, D. F.*, 1964: Magnetohidrodinamika „A jövő elektronikájának alapjai” Műszaki Könyvkiadó, Budapest.
- Chapman, S. – Ferrare, W. C. A.*, 1932: A new theory of magnetic storms, *Terr. Mag. and Atmos. Elec.* 36–37.
- Chapman, S. – Bartels, J.*, 1940: *Geomagnetism*, Oxford
- Dessler, A. J. – Parker, E. N.*, 1959: Hydromagnetic theory of geomagnetic storms. *J. Geophys. Res.* 64.
- Dessler, A. J. – Francis, W. E. – Parker, E. M.*, 1960: Geomagnetic storm sudden commencement rise times, *J. Geophys. Res.* 65.
- Germain, P.*, 1962: Les ondes de choc dans les plasmas. *Cahiers de physique* 16. No. 142.
- Landau, L. D. – Lifšic, E. M.*, 1953: *Mechanika szplosnüh szred.* Moszkva.
- Lange, J. – Hesse, G.*, 1961: Neuere Erkenntnisse über das Polarlicht. *Beobachtungen im Internationalen Geophysikalischen Jahr, Umschau* 61.
- Maeda, H. et al.*, 1962: A study of solar terrestrial relationships during IGY and IGG. *Annales de Géophys.* 18.
- Martyn, D. F.*, 1951: The theory of magnetic storms and aurorae. *Nature* 167.
- Piddington, J. H.*, 1960: Geomagnetic storm theory, *J. Geophys. Res.* 65. A theory of polar geomagnetic storms. *Geophys J.* 3.
- Pikeljnyer, Sz. B.*, 1966: Osznovűj kozmicseszkoj elektrodinamiki, Moszkva.



V. МУНДТ

## ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ АНОМАЛИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И АНОМАЛИЙ БУГЕ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

Статистический анализ геофизических полей потенциалов позволяет получить значительные сведения о строении земной коры. В частности можно определить основные тектонические направления, характерные тектонические разрывы, а также средние глубины залегания источников региональных аномалий. Описываются математические основы методов и результаты их применения для геофизических полей на территории ГДР.

W. MUNDT

## ÜBER DIE VERWENDUNG DES GEOMAGNETISCHEN FELDVERLAUFS UND DER BOUGUERSCHWERE ZUR UNTERSUCHUNG DES TIEFEREN UNTERGRUNDES

Aus einer statistischen Analyse der geophysikalischen Potentialfelder können wesentliche Aussagen über die Struktur der Kruste gewonnen werden. Im einzelnen können Angaben über tektonische Vorzugsrichtungen, über markante tektonische Diskontinuitäten sowie über die mittlere Tiefe der Quellen des regionalen Anomalienpektrums gemacht werden. Die mathematischen Grundlagen der verwendeten Methoden und die Ergebnisse ihrer Anwendung auf die geophysikalischen Potentialfelder im Gebiet der DDR werden mitgeteilt.

## A FÖLDMÁGNESES ÉS A GRAVITÁCIÓS ANOMÁLIÁK A FÖLDKÉREG MÉLYEBB SZERKEZETÉNEK KUTATÁSÁBAN

W. MUNDT\*

### Bevezetés

A kéregszerkezet és a felsőköpeny sajátságainak kutatása jelenleg a geofizika egyik fő problémája. E probléma komplex jellege megköveteli valamennyi rendelkezésre álló geofizikai módszer komplex alkalmazását; ez pl. az UMP célkitűzéseiben és problémafelvetésében is kifejeződik.

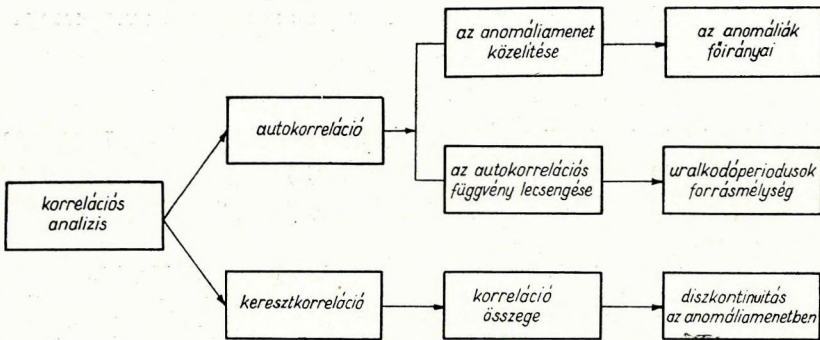
A kézirat 1966. X. 30-án érkezett.

\* A Német Tud. Akadémia Földmágneses Intézete, Potsdam

Az utóbbi évtizedekben a földi gravitációs és mágneses potenciáltér felmérése hatalmas lépésekkel haladt előre. Elsősorban a jelenlegi „Mágneses Világfelmérés” szolgáltat olyan nagy pontosságú, a Föld nagy területeire (ill. hosszú szelvényekre) kiterjedő adathalmazt, amely lehetővé teszi a regionális szerkezetek és a regionális anomáliák hatómélységének kutatását a Curie izotermáig (kb. 20 km mélységig) terjedő tartományban.

## 1. Módszer

A feladat a pozitív információ kiemelése a hatalmas észlelési adathalmazból. Optimális eljárásként erre a statisztikus analízis ígérkezik. Minthogy az anomáliákat homogén véletlenségi függvényként foghatjuk fel, korrelációs analízist (auto- és keresztkorrelációt) alkalmazhatunk.



1. ábra

Abb. 1

Фиг. 1.

Az anomáliagörbék auto-, ill. keresztkorrelációs analíziséből származó karakterisztikákból (1. ábra) adatokat nyerhetünk:

- az anomáliák főirányára (az anomáliatrendre),
- az anomáliák inkonformitásaira és
- a regionális anomáliaszpektrum forrásának mélységére.

Az anomáliák főirányáiból biztonságosan lehet tektonikai főirányokra következtetni, ámbar egyértelmű összefüggés az anomáliagörbék és a tektonikai szerkezetek között nem létezik.

## 2. Matematikai alapok

Röviden ismertetjük a vizsgálatok alapjául szolgáló matematikai összefüggéseket.

Az anomáliamenetet – a trend kiküszöbölése után – homogén véletlenségi függvénynek tekintjük. Jelöljük ennek egy tetszőlegesen kiválasztott pontját  $F(i, j)$ -vel. A kétdimenziós autokorrelációs függvény ekkor:

$$C(r, s) = \frac{1}{(N-r)(N-s)} \sum_{i=1}^{N-r} \sum_{j=s+1}^N F(i, j) F(i+r, j+s) \quad (1)$$

$$C(r, -s) = \frac{1}{(N-r)(N-s)} \sum_{i=1}^{N-r} \sum_{j=s+1}^N F(i, j) F(i+r, j-s)$$

ahol  $r, s = 0, 1, 2, \dots, m$

és  $C(-r, -s) = C(r, s)$ ;  $C(-r, s) = C(r, -s)$

A  $C(r, s)$  értékeket  $r, s$  koordinátarendszerben ábrázoljuk és megszerkesztjük az izoautokorrelációs görbéket. A keresett főirányokat ekkor a maximális  $C(r, s)$  értékek jellemzik (MUNDT, 1965).

A keresztkorrelációt parallel szelvények mentén számítjuk. A korrelációs koefficiens:

$$r = \frac{\sum_i |F_i - \bar{F}| |G_i - \bar{G}|}{\left[ \sum_i |F_i - \bar{F}|^2 \sum_i |G_i - \bar{G}|^2 \right]^{1/2}} \quad (2)$$

Ennek szignifikanciája a FISHER-féle ún.  $t$ -test-tel bizonyítható. A két szelvény közötti negatív, illetve nonszignifikáns korrelációs koefficiensek jelentik ekkor a keresett inkonformitásokat (MUNDT, 1965).

A regionális anomália forrásmélységének meghatározásához mindenképp ki kell számítani az egyes szelvények autokorrelációs függvényét az

$$R(\tau) = \frac{1}{N-\tau} \sum_{x=1}^{N-\tau} F(x) F(x+\tau) \quad (3)$$

egyenlet segítségével. A  $z$  mélység meghatározására ekkor különféle lehetőségek vannak. SERSON és HANNAFORD (1957) eljárása szerint először is kiszámítandó a véletlen eloszlású mágneses dipólusok vagy tömegpontok autokorrelációs függvénye, majd az autokorrelációs és az empirikus függvény optimális egyezéséből meghatározható a  $z$  mélység. Az elméleti függvényt itt tömegpontokra az

$$R(\tau) = \sigma \bar{m}^2 \int_{-\infty}^{\infty} dy \int_{-\infty}^{\infty} \frac{z^2}{\{[x^2 + y^2 + z^2][(x+\tau)^2 + y^2 + z^2]\}^{\frac{3}{2}}} dx \quad (4)$$

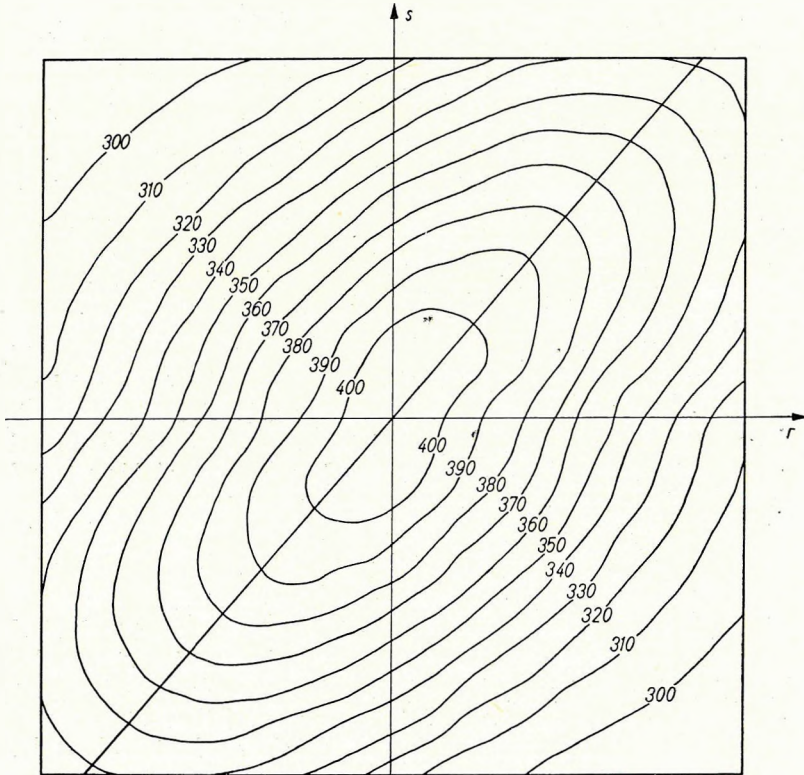
vertikális dipolusokra az

$$R(\tau) = \sigma \bar{M}^2 \int_{-\infty}^{\infty} dy \int_{-\infty}^{\infty} \frac{[2z^2 - x^2 - y^2][2z^2 - (x + \tau)^2 - y^2]}{\{[x^2 + y^2 + z^2][(x + \tau)^2 + y^2 + z^2]\}^{\frac{5}{2}}} dx \quad (5)$$

összefüggés szerint számolhatjuk, ahol  $\sigma$  jelenti a felületegységre jutó pontok számát,  $m$ , ill.  $\bar{M}$  a közepes sűrűséget, ill. közepes dipolmomentumot.

KLUSHIN és TOLSTIKIN (1963) összefüggést vezettek le, amely szerint a keresett  $z$  mélység a normál alakra hozott autokorrelációs függvény integráljából számítható:

$$Z = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} R_0(\tau) d\tau. \quad (6)$$



2. ábra. Z-anomáliák kétdimenziós autokorrelációs függvénye (1. terület)

Abb. 2. Zweidimensionale Autokovarianzfunktion für Z-Anomalien (Gebiet 1)

Фиг. 2. Двухмерная автокорреляционная функция аномалий Z (площадь I)

Ha a „Zero-Crossing-Problem”-ből indulunk ki és olyan összefüggést alkalmazunk, amellyel az autokorrelációs függvényből és második deriváltjából egy véletlenségi függvény nullátmeneteinek száma

$$n = \frac{1}{\pi} \left[ \frac{-R''(0)}{R(0)} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (7)$$

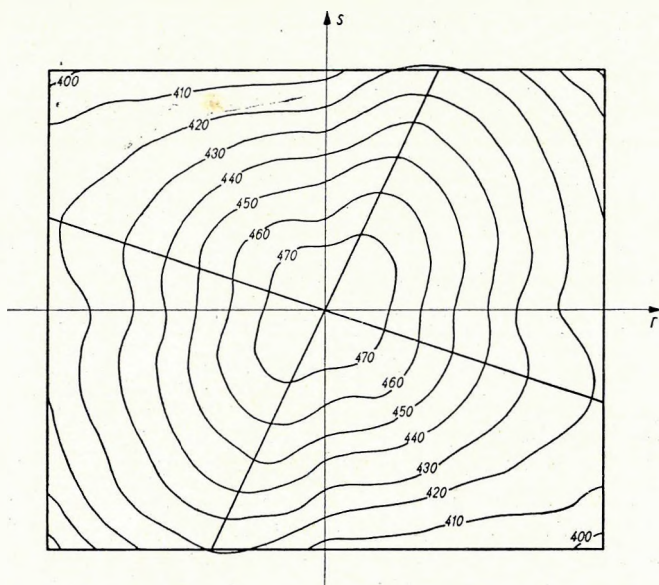
meghatározható, akkor – a véletlen eloszlású vertikális dipolusok modelljénél – a regionális anomáliaegyüttes  $z$  mélységének meghatározására a következő egyenlet szolgál:

$$Z = \frac{\sqrt{5}}{2} \left[ \frac{\sum_i \tau_i^2}{\sum_i \ln R_i(\tau)} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (8)$$

ahol  $R_i(\tau)$  az egyes  $\tau_i$  lépések autokorrelációs értékei.

#### 4. Alkalmazás és eredmények

Az ismertetett eljárásokat az NDK területén a földmágneses és a Bouguer anomáliákra alkalmaztuk. Mindkét anomáliatérkép 1: 50 000 méretarányban rendelkezésre áll. A numerikus számolást csaknem kizárólag elektronikus számítógéppel (ZRA-1) végeztük.

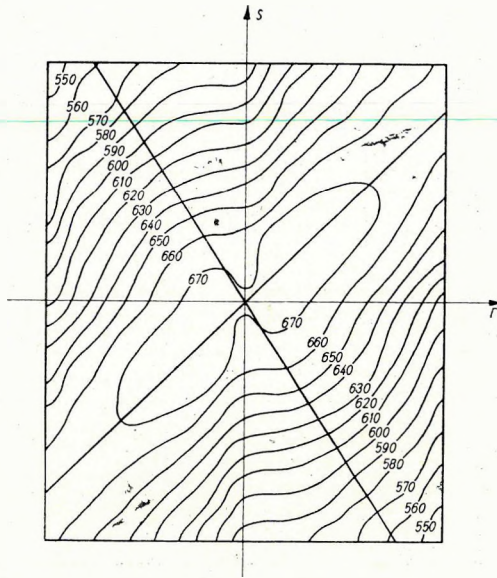


3. ábra. Bouguer anomáliák kétdimenziós autokorrelációs függvénye (2. terület)

Abb. 3. Zweidimensionale Autokovarianzfunktion für Bouguer Anomalien (Gebiet 2)

Фиг. 3. Двухмерная автокорреляционная функция аномалий Буге (площадь 2)

Az irányanalízis eredményeit a 2., 3., 4. és 5. ábrán láthatjuk. Mindhárom területen lényegében két főirány jelölhető ki, a  $N 30^\circ E$  és az  $N 330^\circ E$ . A  $N 30^\circ E$  irány valószínűleg azt a diszlokációs övet (rajnai árok) jellemzi, amely Európában a Földközi tengertől D-Svédországig követhető. A másik főirány viszont a Föld egy másik uralkodó nagytektonikai irányának felel meg.



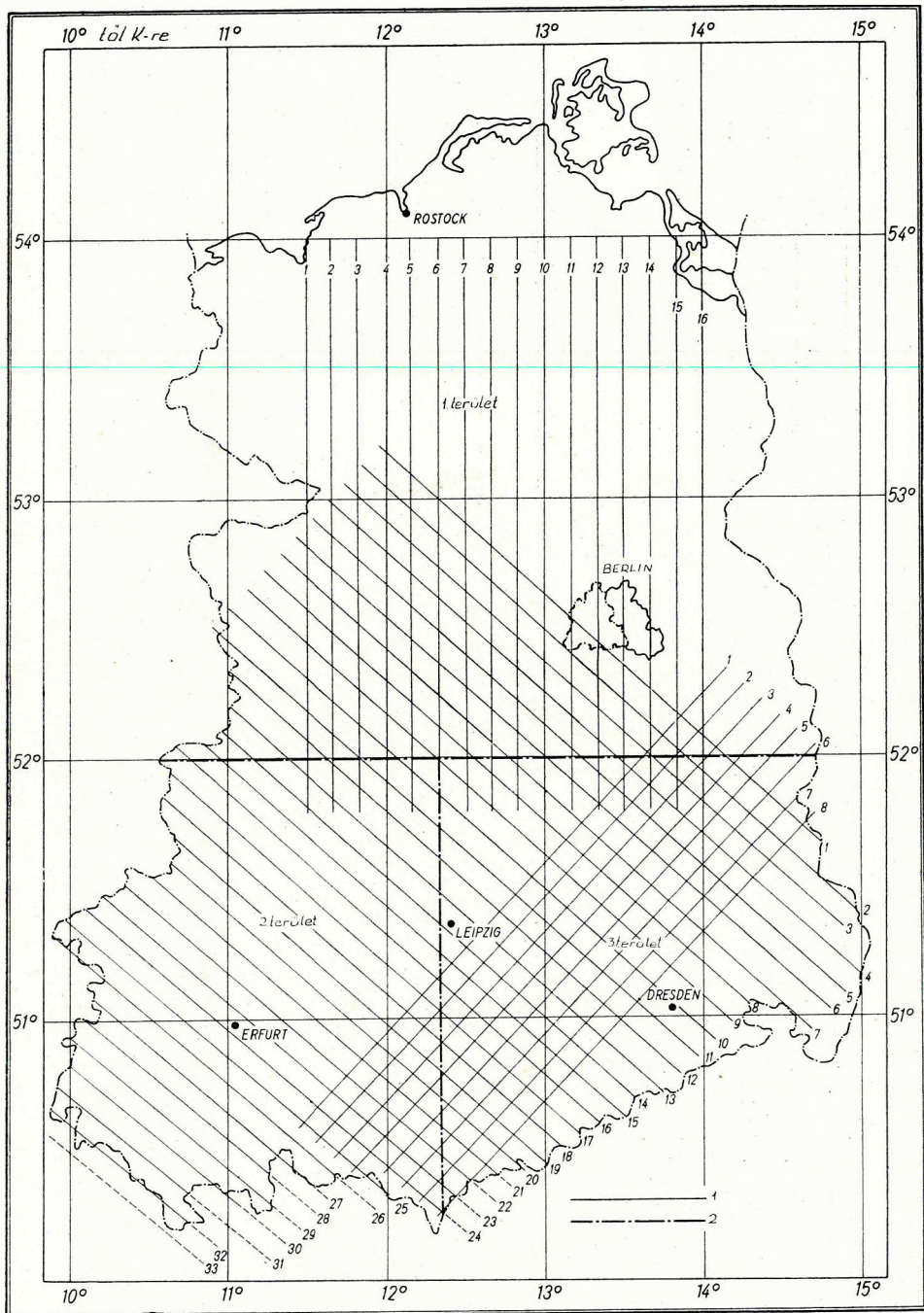
4. ábra. Bouguer anomáliák kétdimenziós autokorrelációs függvénye (3. terület)

Abb. 4. Zweidimensionale Autokovarianzfunktion für Bouguer Anomalien (Gebiet 3)

Фиг. 4. Двухмерная автокорреляционная функция аномалий Буге (площадь 3)

A keresztkorrelációs analízist a bemutatott három szelvényrendszerre végeztük el. Ezek irányai nagyjából a fent ismertetett tektonikai főirányoknak felelnek meg. Az analízis eredménye három korrelációs koefficiens-csoport, amelyeket ún. folytonossági szelvényben ábrázoltunk. A 6. ábra e három párhuzamos rendszer földmágneses- és Bouguer anomáliáinak folytonossági szelvényét mutatja. Az ábrából látszik, hogy az anomáliák néhány jelentősebb inkonformitása nagy tektonikai zavarra utal. A legegységesebb indikáció a közép-német főtörés, amely ezzel az eljárással pontosan lokalizálható volt.

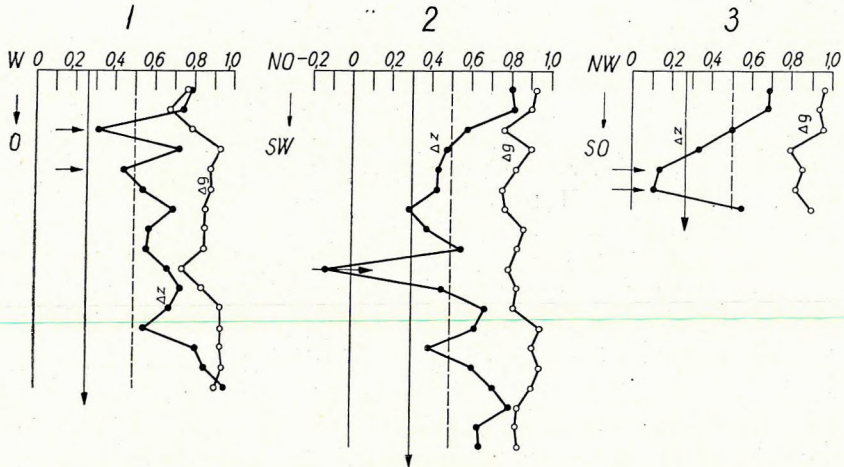
A regionális anomáliák forrásmélységének, vagyis a kéregben levő mágnesezettségi kontraszt közepes mélységének meghatározása eddig két olyan eljárás szerint történt, amelyek a SERSON – HANNAFORD, ill. a KLUSHIN – TOLSTIKIN-féle eljárások továbbfejlesztései. A 7. és 8. ábra még a relative nagy kiértékelési hibával terhelt földmágneses és Bouguer anomáliákat mutatja. A mélységszelvény fekvését úgy választottuk, hogy az alapul vett parallel szelvényrendszer merőlegesen felezzze. A mélységszelvényekből lényegében a következő olvasható ki:



5. ábra. A feldolgozott szelvények helyszínrajza 1. szelvények, 2. a terület határa

Abb. 5. Übersicht über die bearbeiteten Profile; 1. Profile 2. Grenze des Gebietes

Фиг. 5. План расположения обработанных профилей 1 – профили; 2 – граница площади



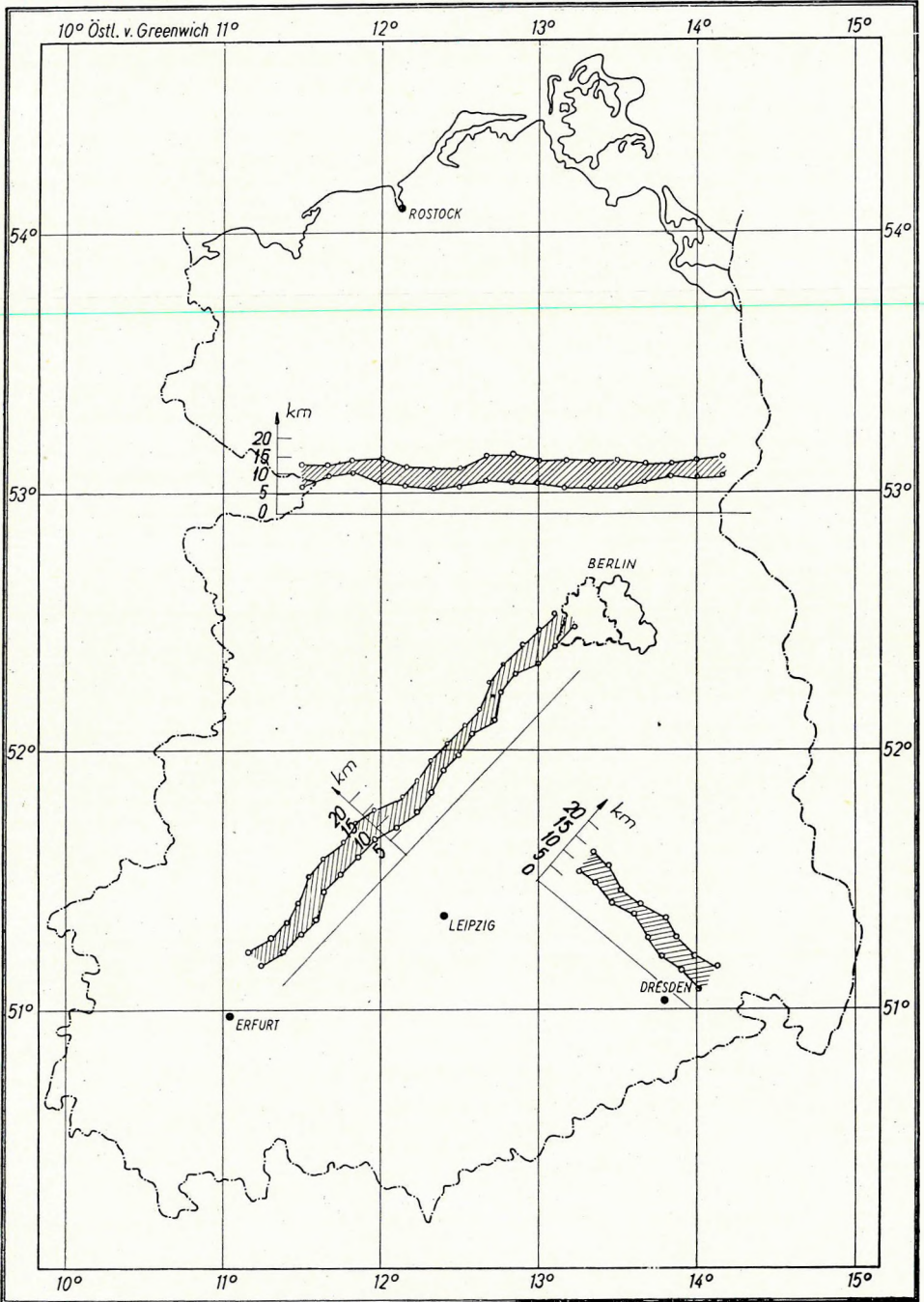
6. ábra. A Z-anomáliák és a Bouguer anomáliák folytonossági szelvénye az 1., 2. és 3. területről  
 Abb. 6. Kontinuitätsprofile für Z-Anomalien und Bouguer Anomalien von Gebiet 1, 2 und 3  
 Фиг. 6. Непрерывные профили аномалий Z и аномалий Буге для площадей 1, 2 и 3

1. az NDK területén a mágnesezettség- és sűrűségkontraszt közepes mélysége É-on 8–10 km, D-en 10–12 km.
2. E mélységet lokálisan a jelentősebb földtani és geofizikai zavarok (pl. a Pritzwalk-i anomália, a közép-német fűtörés) befolyásolják.
3. A Bouguer anomáliákból és a földmágneses anomáliákból számított mélységshelvények ilyen jó egyezése arra mutat, hogy e mélységtartományban a kéregszerkezetben markáns változás van. Hogy ez az eddig megismert kéregdiszkontinuitások melyikét jelenti, jelenleg nem dönthető el.

#### IRODALOM

- Klusin, I. G.—Tolstikin, F. N., 1963: Statistischeskoje opredelenie glubinnij zaleganija istocsnikov anomalii magnitnogo polja. Trud. Inst. G. V. Plehanova, XLVI. 2.
- Mundt, W., 1965. Richtungsstatistische Analyse geomagnetischer Isolinienkarten im Gebiet der DDR. Geophysik und Geologie, Folge 7.
- Mundt, W., 1965: Lokalisierung tektonischer Strukturen mittels geomagnetischer Diskontinuitäten, M. der DAW, Bd. 7, H. 7/8.
- Serson, P. H.—Hannaford, W. L. W., 1957: A statistical analysis of magnetic profiles. J. Geophys. Res. 62.

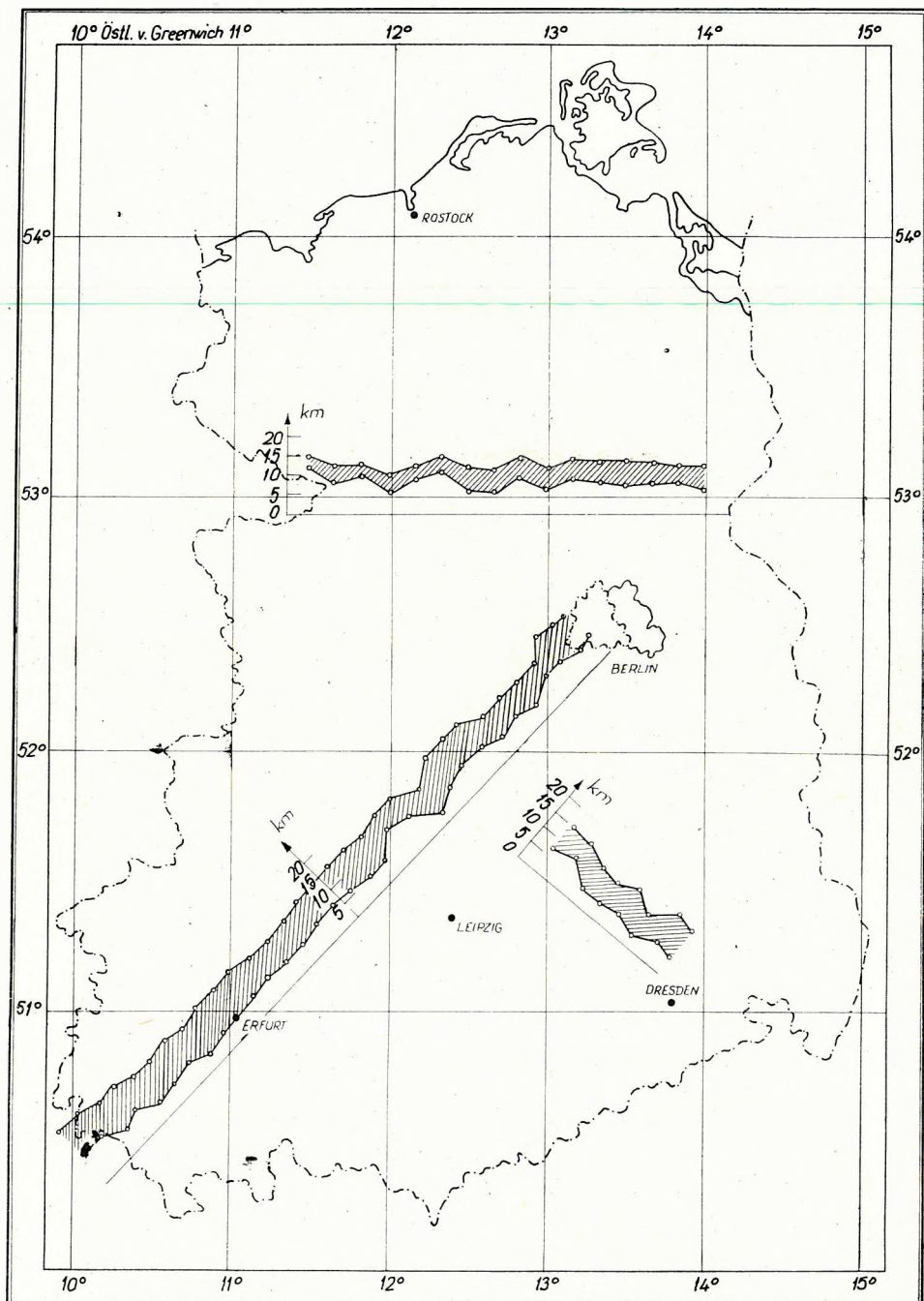




7. ábra. Z anomáliákból számolt mélységzselvény

Abb. 7. Tiefenprofile, berechnet aus Z-Anomalien

Фиг. 7. Профиль глубин, подсчитанных по аномалиям Z



8. ábra. Bouguer anomáliákból számolt mélységzselvény

Abb. 8. Tiefenprofile, berechnet aus Bouguer Anomalien

Фиг. 8. Профиль глубин, подсчитанных по аномалиям Буге

G. KAUTCLEBEN

## О НОРМАЛЬНОМ МАГНИТНОМ ПОЛЕ ЗЕМЛИ, В ЧАСТНОСТИ ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ

Коротко излагаются некоторые принципиальные замечания по вопросу о нормальном магнитном поле Земли. Предлагается способ для выведения аналитического выражения, определяющего специальное нормальное поле для Средней Европы. При этом в основе вычислений лежат наблюдения, проведенные в 20 выбранных Европейских обсерваториях. Особенности данного нормального поля изучаются путем его сравнения с результатами государственной геомагнитной съемки, с нормальными полями, применяемыми в ГДР, ПНР, ЧССР и ВНР, а также с европейским нормальным полем Бока. Для выяснения фильтрационных свойств предлагаемого приема, приводится оптимальное сглаживание аномалий, вытекающее из поведения поля по данным государственной съемки по сравнению с предлагаемым нормальным полем. Оптимальное сглаживание не вызывает значительных изменений в исходных аномалиях.

H. KAUTZLEBEN

## ÜBER DAS GEOMAGNETISCHE NORMALFELD, INSBESONDERE IN MITTELEUROPA

Nach einigen prinzipiellen Bemerkungen zum geomagnetischen Normalfeld wird ein Verfahren zur Ableitung eines analytischen Ausdrucks vorgeschlagen, der ein spezielles Normalfeld für Mitteleuropa definiert. Dabei werden die Beobachtungen an 20 ausgewählten europäischen Observatorien zugrunde gelegt. Die Eigenschaften dieses Normalfeldes für die Z-Komponente werden durch Vergleich mit den Ergebnissen von Landesvermessungen sowie durch Vergleich mit den Normalfeldern, die in den Ländern DDR, VR Polen, ČSSR, VR Ungarn verwendet werden, und dem europäischen Normalfeld nach Bock geprüft. Zur Erläuterung der Filtereigenschaften des vorgeschlagenen Verfahrens wird eine optimale Glättung der Anomalien durchgeführt, die der Feldverlauf nach den Landesvermessungen relativ zum vorgeschlagenen Normalfeld aufweist. Die optimale Glättung zeigt keine wesentliche Veränderung der ursprünglichen Anomalien.

## A FÖLDMÁGNESES NORMÁLTÉR KÖZÉP-EURÓPÁBAN

H. KAUTZLEBEN\*

*A szocialista országokban nagy erőfeszítéseket tesznek a geofizikai – köztük a földmágneses – térképek egységesítésére. Ennek fontos feltétele az egységes normáltér (a szocialista országokban ilyen eddig nem létezett). Itt néhány szempontot adunk az egységes normáltér kialakításához.*

A kézirat 1966. X. 30-án érkezett.

\* A Német Tud. Akadémia Földmágneses Intézete, Potsdam

## 1. Általános irányelvek

A normáltér nyilvánvalóan függ területének anomáliaképétől, vagyis bizonyos fokig értelmezés kérdése. A normáltér levezetésére ezért igen sokféle eljárás létezik. Ezek azonban csak többé-kevésbé jó megközelítései annak a célnak, hogy az észlelt anomáliákat a forrásaik szerint válasszuk szét. A közelítés jóságát az értelmezés helyessége határozza meg.

Mint hogy számos értelmezési lehetőséget kell kipróbálnunk, az észlelési anyagot úgy alakítjuk, hogy különböző normáltereket számíthassunk (a gépi adatfeldolgozás ezt megkönnyíti). Megköveteljük, hogy az észlelések mind közös epochára vonatkozzanak. Ez a követelmény könnyebben teljesíthető – és a jelenlegi gyakorlatnak jobban meg is felel – ha nem magának a térnek az abszolút értékeivel, hanem az anomáliákkal (amelyek időben állandóak) dolgozunk.

A vizsgált területre egy közepes anomáliateret kell meghatározunk, amelyet bizonyos közelítéssel normáltérként tekinthetünk. Általános követelményeink erre a normáltérre inkább gyakorlatiak. Megköveteljük, hogy

a) az észlelt anomáliaértékek ehhez a normáltérhez viszonyítva időben kielégítően konstansok legyenek;

b) a területen a tér átlagos menete közelítőleg megadható legyen;

c) az eljárás matematikailag szabatos és egyértelmű legyen;

d) a normáltér minden tetszés szerinti epochára meghatározható legyen; és végül, hogy

e) a szomszédos területek megfelelő normáltereihez szakadás, ill. ugrás nélkül lehessen csatlakozni.

Egy ilyen normáltér nem tarthat igényt arra, hogy a kutatási terület normál képletét adja, azonban alapot nyújt a további értelmezésekhez.

## 2. Gyakorlati eljárások a normáltér levezetéséhez

A következőkben a normáltér fogalmát szűkebb értelemben használjuk. Az említett követelmények mellett további megszorításokat teszünk, természetesen a normáltér levezetéséhez még így is számos eljárást alkalmazhatunk.

A normáltér mindenkori aktualitását legegyszerűbben olyan „pillérértékekkel” biztosíthatjuk, amelyeknél az észlelések minden epochára rendelkezésre állnak. Ekkor tehát csak obszervatóriumok és a szekuláris pontok jöhetnek számításba.

A szomszédos területek normáltereihez a folytonos átmenetet legegyszerűbben úgy lehet biztosítani, ha a kutatási területen túl is kiterjesztjük az érvényességi tartományt. Ehhez az szükséges, hogy a kutatott területen kívül eső, viszonylag távoli pontokon is észleljünk.

A módszer akkor szabatos és matematikailag egyértelműen definiált, ha a pillérértékek számát és elosztását rögzítjük, a normálteret zárt analitikus kifejezés formájában definiáljuk és e kifejezést a pillérértékekre a legkisebb négyzetek elvével illesztjük. Az analitikus kifejezés alakja és a pillérértékek maximális távolsága meghatározza a normáltér típusát. Ezáltal különböző

kutatási területekre ugyanolyan típusú normálteret határozhatunk meg. Az első két követelmény – az anomáliák időbeli állandósága és az átlagos anomáliamenet előállítása – megkívánja egyrészt a viszonylag sűrű felmérést, másrészt, hogy nagyszámú szekuláris ponton az észleléseket rendszeresen ismételjék. Az átlagos anomáliamenet minél jobb illesztéséhez, a szisztematikus eltéréseknél, az észleléseket a pillérpontokon korrigáljuk. Ha az anomáliák időbeli változást mutatnak, a normáltér típusát meg kell változtatnunk.

Ha a normáltér meghatározásához kevés észlelési adatot használunk fel, fennáll a veszély, hogy lényegtelen kis anomáliák, nem létező nagy szerkezetek látszatát keltik a normáltérben. Ez a numerikus matematikában „aliasing” néven ismeretes effektus csökkenthető, ha csak a jellemző észlelési adatokat használjuk fel, vagy pedig, ha a pillérpontokon a lokális anomáliákat „lokálistan” kisimitjük, ill. kiküszöböljük. Ez megadja a segédpontokon az észlelések már említett javítási értékeit.

### 3. Közép-európai normáltér

Nincs sok értelme annak, hogy minden szocialista ország számára egyetlen zárt kifejezés formájában közös normálértéket adjunk meg, mert területük igen különböző. Lényegesen jobb, ha azonos típusú résznormáltereket adunk meg, amelyek folytonosan mennek át egymásba. Ezért  $1000 \times 1000$  km<sup>2</sup> területen zárt formában definiált normáltereket javasolunk. Valamennyi eddigi tapasztalat azt mutatja, hogy ilyen nagyságú területre a koordinátakülönbségek másodfokú polinomjainak analitikus kifejezései megfelelő normálteret adnak.

A következőkben négy ország (NDK, LNK, CSSZK, MNK) területét ( $10^\circ - 23^\circ$  K-i hosszúság és  $46 - 55^\circ$  É-i szélesség) vesszük figyelembe (kb.  $1000 \times 1000$  km<sup>2</sup>). Az első ábra annak a 20 obszervatóriumnak az eloszlását mutatja, amelyet a normáltér levezetéséhez felhasználtunk. A normáltér analitikus kifejezésére a

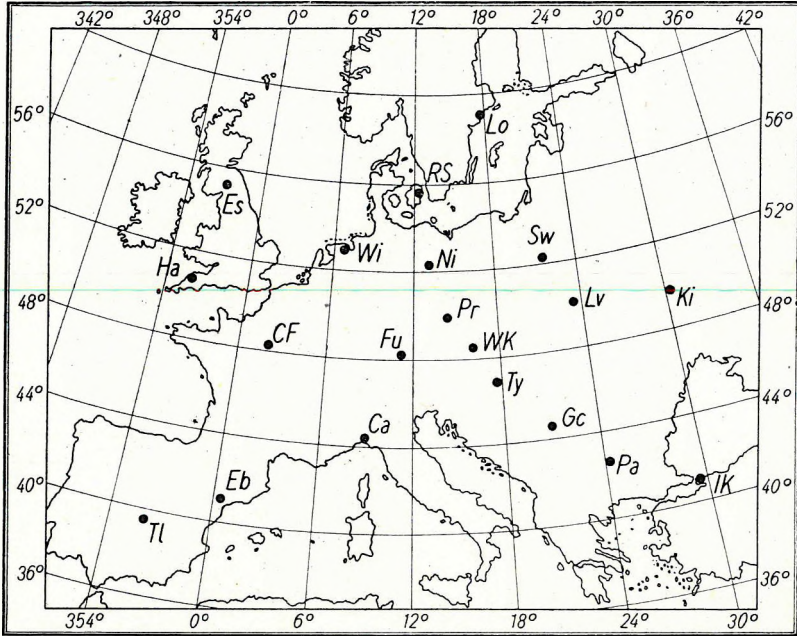
$$\bar{E}(\varphi, \lambda) = \sum_{i=0}^2 \sum_{j=0}^i a_{ij} (\Delta\varphi)^{i-j} (\Delta\lambda)^j \quad (1)$$

polinomot választottuk, ahol a középpont koordinátái a  $\varphi_0 = 50^\circ$ ,  $\lambda_0 = 15^\circ$ . Az  $a_{ij}$  együtthatók számértékeit 20 kiválasztott obszervatórium adott epochára vonatkozó észleléseinek kiegyenlítésével határoztuk meg.

Mivel az obszervatóriumi hálózat állandó, a normál formulára más kifejezés is megadható. Az  $a_{ij}$  koefficiensekre az (1)-ből

$$a_{ij} = \sum_{s=1}^{20} a_{ij} E_s \quad (2)$$

kifejezést kapjuk, azaz a 20 obszervatórium  $E_s$  észleléseinek lineáris kombinációját. Az  $a_{ij}^s$  koefficiensek számértékeit, amelyek az észlelések speciális értékeitől függetlenek, az I. táblázatban foglaltuk össze.



1. ábra. A közép-európai normáltér kiszámításánál figyelembe vett obszervatóriumok

Abb. 1. Verteilung der Stütz-Observatorien für das mitteleuropäische Normalfeld

Фиг. 1. Обсерватории, учтенные при вычислении нормального поля для территории Средней Европы

Az (1) és (2) kombinációjából a szóban forgó normáltérre a következő kifejezést nyerjük

$$\bar{E}(\varphi, \lambda) = \sum_{s=1}^N A_s(\varphi, \lambda) E_s, \quad (3)$$

amelyből  $A_s(\varphi, \lambda)$  értékét az

$$A_s(\varphi, \lambda) = \sum_{i=0}^2 \sum_{j=0}^i a_{ij}^s (\Delta\varphi)^{i-j} (\Delta\lambda) \quad (4)$$

formulával határozzuk meg. Az  $A_s(\varphi, \lambda)$  értékek jellemzik tehát a normáltér értékét a  $(\varphi, \lambda)$  helyen levő  $s$ -edik obszervatóriumnál. A II. táblázat tartalmazza a kutatási terület nyolc kiválasztott pontján az  $A_s(\varphi, \lambda)$  számértékeit. A (3) normáltér ábrázolása az  $A_s(\varphi, \lambda)$ -ra adott kifejezéssel igen célszerű, mert így nagyon jól megfigyelhető az egyes obszervatóriumok hatása a normáltérre. Ez akkor kedvező, ha a korrekcióknak az obszervatóriumi adatokra való hatását akarjuk vizsgálni. Ilyen javításokat pl. úgy lehet meghatározni, hogy a szóban forgó normáltér értékeit, lehetőleg sok helyen, az  $E_s$  változtatásával egy más módon meghatározott normáltér megfelelő értékeihez illeszt-

I. táblázat

Az  $a_{ij}^s$  együtthatók számértékei, valamint  $\sigma(a_{ij}^s)$  középhibák viszonya az obszervatóriumok  $\sigma(E)$  középhibáihoz

$$\text{A normáltér egyenlete: } \bar{E}(\varphi, \lambda) = \sum_{i=0}^2 \sum_{j=0}^2 a_{ij}^s (\Delta\varphi)^i (-l(\Delta\lambda))^j; \quad a_{ij}^s = \sum_{s=1}^{20} a_{ij}^s E_s$$

Obsrv.	s	$a_{0,0}^s$	$a_{1,0}^s$	$a_{1,1}^s$	$a_{2,0}^s$	$a_{2,1}^s$	$a_{2,2}^s$
Lo	1	-0,003389	0,0322427	0,0039545	0,0046722	0,0005413	-0,0002709
Es	2	-0,033983	0,0112230	-0,0086425	0,0009255	-0,0017539	0,0005179
Ha	3	0,001506	0,0027660	-0,0046179	-0,0019058	-0,0004490	0,0008663
RS	4	0,065152	0,0142958	-0,0026986	0,0016276	-0,0001969	-0,0004235
Wi	5	0,084766	0,0034282	0,0061259	-0,0002818	-0,0004791	-0,0002982
Sw	6	0,087838	0,0076083	0,0065866	-0,0010801	0,0008637	0,0001281
Ni	7	0,108122	0,0026332	-0,0024095	0,0006043	0,0000248	-0,0003790
CF	8	0,078795	-0,0053345	-0,0053922	-0,0016577	0,0000552	0,0000023
Lv	9	0,078826	0,0028485	0,0084954	-0,0016654	0,0007611	0,0003366
Ki	10	0,014618	0,0120070	0,0202994	-0,0024546	0,0016681	0,0014052
Pr	11	0,117301	0,0021485	-0,0019255	-0,0011281	0,0001240	-0,0003677
Fu	12	0,117385	-0,0067493	-0,0041696	-0,0011389	-0,0000370	-0,0004619
WK	13	0,114164	-0,0055582	-0,0009303	-0,0011495	0,0000721	-0,0003604
Ty	14	0,104031	-0,007892	-0,0004179	-0,0009021	-0,0000636	-0,0003451
Ca	15	0,092163	-0,0120458	-0,0057873	-0,0001132	-0,0000888	-0,0005871
Gr	16	0,071001	-0,0110572	0,0003328	0,0000239	-0,0004951	-0,0003037
Eb	17	0,002916	-0,0089032	-0,0037051	0,0013962	0,0008283	-0,0001226
Pa	18	0,016318	-0,0130018	0,0014369	0,0014481	-0,0011644	-0,0001681
Tl	19	-0,054934	-0,0039000	0,0004243	0,0013876	0,0016767	0,0005068
IK	20	-0,062600	-0,0124666	0,0051920	0,0026014	-0,0018375	0,0003281
		0,342	0,0496	0,0286	0,0077	0,0041	0,0022

$$\frac{\sigma[a_{ij}^s]}{\sigma[E_s]}$$





jük. A másik normáltér megválasztásakor természetesen más geofizikai információkat is fel kell használni.

Végül lehetséges, hogy a kutatott terület egy részén, a normáltérrel közvetlenül a pillérértékekből vezetjük le anélkül, hogy mindjárt a teljes polinom kifejezéssel számolnánk. Különösen kedvező, ha elég sok  $(\varphi, \lambda)$  ponton vannak táblázatba foglalt  $A_s(\varphi, \lambda)$  értékek.

#### 4. A javasolt normáltér vizsgálata

A javasolt normáltérrel első ízben az 1958,0 epochára számítottuk ki. Először 20 obszervatórium évi középértékét közvetlenül alkalmaztuk. Másodszor olyan korrekciót használtunk, hogy az országos felmérésből az obszervatóriumokra meghatározható lokális anomáliákat kiszűrtük. A III. táblázat az észlelésekből – korrekcióval vagy anélkül – számított normálformulakoefficiensek számértékeit, valamint az alkalmazott korrekciók számértékeit tartalmazza.

#### III. táblázat

##### Egységes normáltér 1958,0 epochára Közép-Európában

Korrigálatlan értékek alapján

$$\bar{Z}(\varphi, \lambda) = 43\,181 + 534,3\Delta\varphi + 66,4\Delta\lambda - 12,21(\Delta\varphi)^2 + 0,15\Delta\varphi\Delta\lambda + 2,68(\Delta\lambda)^2$$

Korrigált értékek alapján

$$\bar{Z}(\varphi, \lambda) = 43\,143 + 533,9\Delta\varphi + 61,1\Delta\lambda - 10,66(\Delta\varphi)^2 - 0,30\Delta\varphi\Delta\lambda + 2,34(\Delta\lambda)^2$$

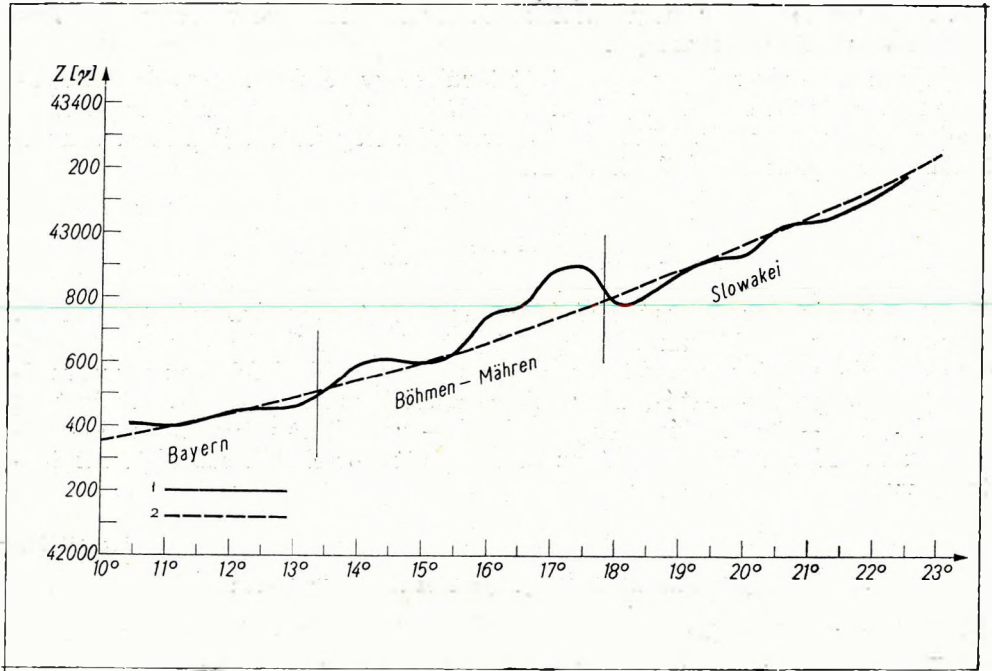
Központ  $\varphi_0 = 50^\circ$ ,  $\lambda_0 = 15^\circ$

Az obszervatóriumi észlelések korrekciói

$$(\Delta Z = Z_{\text{obs}} - Z_{\text{kor}})$$

Lövő	- 47	Pruhonic	- 60
Eskdalemuir	- 52	Fürstenfeldbruck	27
Hartland	78	Wien - Kobenzl	25
Rude Skov	- 105	Tihany	- 2
Witteveen	26	Castellaccio	- 97
Swider	295	Grocka	- 23
Niemegk	- 34	Ebro	147
Chambon-la-Forêt	99	Panagurische	- 34
Lvov	203	Toledo	- 153
Kiev	99	Istanbul	48

Az összehasonlítás BUCHA és KAUTZLEBEN (1965) korábbi, egységes, 1958,0 epochára vonatkozó  $Z$ -térképének néhány szelvényével azt mutatja, hogy a javasolt – korrigált évi középértékeken alapuló – normáltér az átlagos anomáliamenetet jól tükrözi. Példaként bemutatjuk a  $45^\circ$  szélesség mentén levő szelvényt (2. ábra).



2. ábra. Az 1958,0 epochára vonatkozó normáltér és országos mérés összehasonlítása a 49° szélességi körön;

1. országos mérés, 2. normáltér

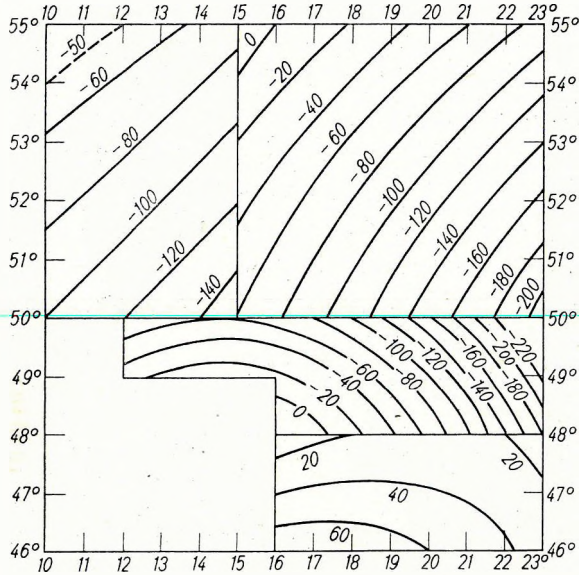
Abb. 2. Vergleich des Normalfeldes mit Landesvermessung zur Epoche 1958,0; Profil 49° Nord; 1. Landesvermessung, 2. Normalfeld

Фиг. 2. Сопоставление нормального поля с данными государственной съёмки для эпохи 1958,0; северная широта 49°

1 - государственная съёмка; 2 - нормальное поле

Az anomáliák időbeli állandóságát a javasolt normáltérhez viszonyítva eddig közvetlenül nem vizsgálhattuk, mert a különböző epochákra még túlságosan kevés a biztos észlelési adat. Az NDK területén azonban mégis — észlelésekkel — igazolni lehetett az anomáliáknak az észlelési hibákhoz viszonyított kielégítő időbeli állandóságát.

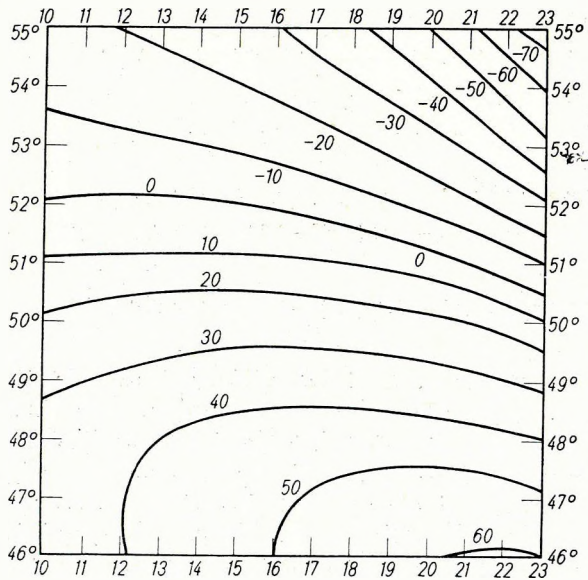
Érdekes az itt javasolt normáltérnek azokkal a normálterekkel való összehasonlítása, amelyeket a négy ország területén alkalmaztak (KAUTZLEBEN, 1963; DABROWSKI, KARACZUN, 1965; BUCHA, 1958; KOMÁROMY, 1964). A IV. táblázat e formulákat az 1957,5 epochára vonatkoztatott eredeti formájukban, valamint abban a formában mutatja, amelyet a közös  $\varphi = 15^\circ$ ,  $\lambda = 50^\circ$  középpontra redukáltunk. E koeficienseknek és a javasolt normáltér megfelelő koeficienseinek összehasonlításából látszik, hogy a különböző normálterek között jelentős különbség van. Szemléletesebbek ezek a különbségek a 3. ábrán, amelyen a négy normáltér és az itt javasolt normálterek különbségeit ( $\gamma$ -ban) ábrázoltuk. A normálterek egymáshoz viszonyítva jelentősen



3. ábra. Az NDK, LNK, CSSZK és az MNK 1957,5 epochára vonatkozó normáltereinek összehasonlítása az egyesített normáltérrel

Abb. 3. Vergleich der Normalfelder für DDR, VR Polen, ČSSR, VR Ungarn für die Epoche 1957,5

Фиг. 3. Сопоставление нормальных полей ГДР, ПНР, ЧССР и ВНР для эпохи 1957,5



4. ábra. A Bock és Kautzleben szerinti normálterek különbségei

Abb. 4. Differenzen zwischen Normalfeld-Ausdrücken nach Bock und Kautzleben

Фиг. 4. Различия между нормальными полями по Боку и КAUTЦЛЕБЕНУ

## A Z komponensek normálterei az 1957,5 epochára

NDK (DDR) (Középpont  $\varphi_0 = 52^\circ, 072, \lambda_0 = 12^\circ, 675$ )

$$\bar{Z} = 43\,980 + 504,8\Delta\varphi + 40,4\Delta\lambda - 10,88(\Delta\varphi)^2 + 0,43\Delta\varphi\Delta\lambda + 1,83(\Delta\lambda)^2$$

LNK (VR Polen) (Középpont  $\varphi_0 = 50^\circ, 887, \lambda_0 = 20^\circ, 6$ )

$$\bar{Z} = 43\,866 + 532,2\Delta\varphi + 68,7\Delta\lambda - 9,88(\Delta\varphi)^2 + 0,94\Delta\varphi\Delta\lambda + 2,19(\Delta\lambda)^2$$

CSSZK (ČSSR) (Középpont  $\varphi_0 = 49^\circ, 5, \lambda_0 = 17^\circ, 0$ )

$$\bar{Z} = 42\,949 + 490,6\Delta\varphi + 55,0\Delta\lambda - 6,54(\Delta\varphi)^2 - 1,12\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,64(\Delta\lambda)^2$$

(megfelel a Taylor-sor kifejezésének)

$$\bar{Z} = 50\,916 \sin \varphi + 4812 \cos \varphi \cos \lambda + 6548 \cos \varphi \sin \varphi$$

MNK (VR Ungarn) (Középpont  $\varphi_0 = 45^\circ, 5, \lambda = 16^\circ, 0$ )

$$\bar{Z} = 40\,681 + 594,3\Delta\varphi + 66,6\Delta\lambda - 10,24(\Delta\varphi)^2 - 3,70\Delta\varphi\Delta\lambda + 1,18(\Delta\lambda)^2$$

Redukciós egyenletek közös középponttal

$$\varphi_0 = 50^\circ, 0, \quad \lambda_0 = 15^\circ, 0$$

NDK (DDR)

$$\bar{Z} = 42\,990 + 550,9\Delta\varphi + 48,0\Delta\lambda - 10,88(\Delta\varphi)^2 + 0,43\Delta\varphi\Delta\lambda + 1,83(\Delta\lambda)^2$$

LNK (VR Polen)

$$\bar{Z} = 43\,086 + 544,1\Delta\varphi + 43,4\Delta\lambda - 9,88(\Delta\varphi)^2 + 0,94\Delta\varphi\Delta\lambda + 2,19(\Delta\lambda)^2$$

CSSZK (ČSSR)

$$\bar{Z} = 43\,081 + 486,3\Delta\varphi + 57,0\Delta\lambda - 6,54(\Delta\varphi)^2 - 1,12\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,64(\Delta\lambda)^2$$

MNK (VR Ungarn)

$$\bar{Z} = 43\,066 + 498,4\Delta\varphi + 80,9\Delta\lambda - 10,24(\Delta\varphi)^2 + 3,70\Delta\varphi\Delta\lambda + 1,18(\Delta\lambda)^2$$

A  $\bar{Z}$  komponens közös normálértékei az 1958,0 epochára

$$\varphi_0 = 50^\circ, 0, \quad \lambda_0 = 15^\circ, 0 \text{ középponttal}$$

Kautzleben szerint

$$\bar{Z} = 43\,181 + 534,3\Delta\varphi + 66,4\Delta\lambda - 12,21(\Delta\varphi)^2 + 0,15\Delta\varphi\Delta\lambda + 2,68(\Delta\lambda)^2$$

$$\bar{Z} = 43\,143 + 533,9\Delta\varphi + 61,1\Delta\lambda - 10,66(\Delta\varphi)^2 - 0,30\Delta\varphi\Delta\lambda + 2,34(\Delta\lambda)^2$$

Bock szerint

$$\bar{Z} = 43\,168 + 524,3\Delta\varphi + 61,0\Delta\lambda - 11,42(\Delta\varphi)^2 - 0,98\Delta\varphi\Delta\lambda + 2,18(\Delta\lambda)^2$$

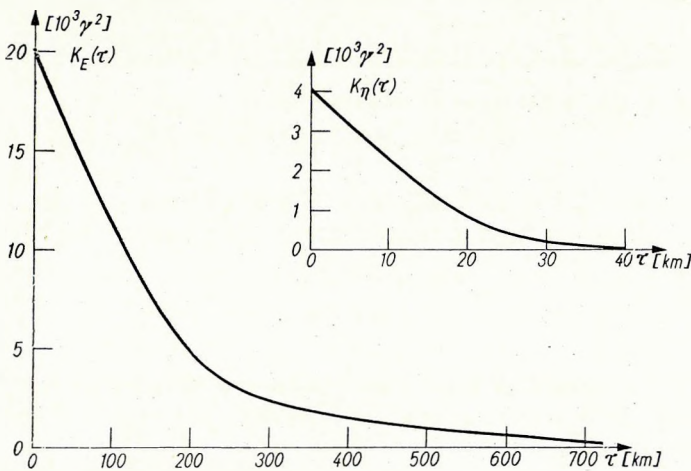
eltolódnak. Ez a harmadik ábra tehát világosan szemlélteti a vizsgált közép-európai területre az egységes normáltér szükségességét. Az általunk javasolt normáltérrel már ennek a kérdésnek a megoldásaként tekinthetjük.

A 4. ábra Bock Közép-Európára javasolt normáltérével (1959) való összehasonlítást mutatja. Az eltérés nem éri el a  $\pm 70 \gamma$ -t, de szisztematikus. DK felé növekszik. E két eljárás tehát igen jó egyezést mutat. Az itt javasolt eljárás előnye Bock eljárásával szemben az, hogy tetszés szerinti epochára alkalmazható.

## Normáltérszámolás és szűrés

A normáltér vizsgálata nem lenne teljes, ha nem tisztáznánk az eredeti anomáliakép közelítésének fokát. A normáltér levezetésekor szükséges továbbá, az anomáliamenet szerkezeti változásának vizsgálata is. Ehhez segédeszközként az elektrotechnika szűrési elmélete szolgál, amelyet már egy évtizede a geofizika problémáira, így a normáltér problémáira is felhasználtak (DEAN, 1958). Itt az  $x$  és  $y$  koordinátarendszerekből az  $u$  és  $v$  hullámhossz-koordinátákra térünk át. A hullámszám-koordinátarendszerben jobban megítélhetjük a különböző módszereket abból a szempontból, hogy mennyiben befolyásolják az anomália szerkezetét. Ehhez meg kell határozni a szűrőnek a mindenkori eljáráshoz rendelt átviteli függvényét. Az átviteli függvény  $\gamma(u, v)$  a szűrő közelítő függvényének Fourier transzformáltja. Jelenleg azonban még nem lehetséges a közép-európai anomáliamenet Fourier transzformáltját meghatározni, egyszerűen azért, mert az anomáliamenet még nem eléggé ismert; a szocialista országok egységes felmérése ugyanis még nem fejeződött be.

Hogy az itt javasolt eljárás átviteli függvényéről bizonyos fogalmat alkothassunk, az eredeti normáltérrel egy szelvény mentén összehasonlítottuk azzal a normáltérrel, amelyet az országos felmérés optimális kiegyenlítésével az 1958-as epochára határoztunk meg. Az optimális kiegyenlítés – amely WIENER (1949) kezdeményezésére vezethető vissza – a lokális módszerhez tartozik és az anomáliamenet statisztikus törvényszerűségeit használja fel. Szükséges, hogy az észlelt és a normáltérértékek közötti eltérések négyzetének statisztikus közepe minimum legyen. Ez akkor lehetséges, ha az észlelt tér korrelációs függvényei ismertek. A teret itt egy durván meghatározott trendre,



5. ábra. A közép-európai  $Z$  komponens regionális ( $E$ ) és „hiba” ( $\eta$ ) részének egyszerűsített korrelációs függvénye

Abb. 5. Mittlerer vereinfachter Verlauf der Korrelationsfunktionen für Fehleranteil  $\eta$  und Feldverlauf  $E$  in der  $Z$ -Komponente in Mitteleuropa

Фиг. 5. Упрощенная средняя корреляционная функция региональной части  $E$  и части за счет погрешности  $\eta$  составляющей  $Z$  геомагнитного поля для Средней Европы

azaz egy reális, regionálisan változó anomáliarészre, és egy hibának tekintett részre osztjuk fel, amely az észlelési hibákból és az elhanyagolandó lokális anomáliákból tevődik össze. Az 5. ábra a regionális rész korrelációs függvényének (MUNDT 1965) egyszerűsített formáját és a hibarész közép-európai Z komponens-eloszlását mutatja. Az optimális kiegyenlítési formula a következő alakban írható

$$\bar{E}(x_r, y_r) = \sum_m \sum_n a_{mn} E(x_r - x_m, y_r - y_n). \quad (5)$$

Ebben a kiegyenlítési formulában a koeficienseket korrelációs függvényekből számíthatjuk. Ezeket itt szimmetrikus elrendezésben 5, 13 és 29 ponttal számoltuk; a ponttávolságokat 20, 30, ill. 40 km-nek választottuk. Az V. táblázat a pontelrendezést és a koeficiensek számértékeit mutatja. A távolsággal ezek a súly-koeficiensek állandóan és gyorsan csökkennek.

V. táblázat

Különböző optimális kiegyenlítő formulák közép-európai viszonyokra

Pontelrendeződés:

			27			
	23	16	11	15	22	
	17	7	3	6	14	
28	12	4	1	2	10	26
	18	8	5	9	21	
	24	19	13	20	25	
			29			
			x			

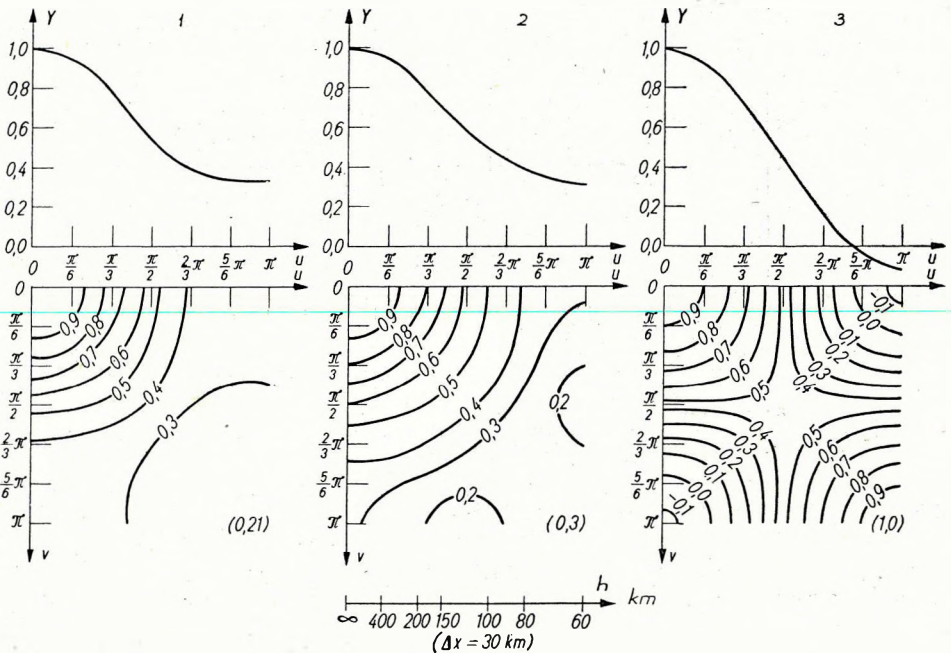
$$\bar{E} = aE_1 + b(E_2 + E_3 + E_4 + E_5) + c(E_6 + E_7 + E_8 + E_9) + d(E_{10} + E_{11} + E_{12} + E_{13}) + e(E_{14} + E_{15} + E_{16} + E_{17} + E_{18} + E_{19} + E_{20} + E_{21}) + f(E_{22} + E_{23} + E_{24} + E_{25}) + g(E_{26} + E_{27} + E_{28} + E_{29})$$

	5 pontos formula			13 pontos formula			29 pontos formula		
	20 km	30 km	40 km	20 km	30 km	40 km	20 km	30 km	40 km
a	0,3477	0,4323	0,4949	0,3506	0,4147	0,4676	0,3455	0,4136	0,4654
b	0,1533	0,1375	0,1238	0,0608	0,0895	0,0865	0,0604	0,0880	0,0870
c	—	—	—	0,0572	0,0428	0,0463	0,0387	0,0375	0,0492
d	—	—	—	0,0448	0,0176	0,0063	0,0233	0,0124	0,0134
e	—	—	—	—	—	—	0,0168	0,0086	0,0014
f	—	—	—	—	—	—	0,0131	0,0012	-0,0070
g	—	—	—	—	—	—	-0,0013	-0,0052	-0,0095

Az (5)-höz tartozó átviteli függvényeket az

$$Y(u, v) = \sum_m \sum_n a_{mn} \exp \{-i(um\Delta x + vm\Delta y)\} \quad (6)$$

összefüggés adja. A 6. ábrán az átviteli függvényeket 30 km-es ponttávolságra adjuk meg. Ezek a szűrők a 60 km alatti hullámhosszúságokat már egyáltalában nem engedik át, s a kb. 500 km feletti hullámhosszúságú szerkezeteket



6. ábra. A kiegyenlítési formulák átviteli függvénye  $Y$  (a körfrekvenciák egysége: radián,  $\Delta x$  ponttávolság,  $h$  hullámhossz km-ben); 1. 29-, 2. 13-, 3. 5-pontos formula

Abb. 6. Durchlassfunktion  $Y$  von Glättungsformeln; (Einheit der Kreisfrequenzen: Radiant; Punktabstand  $\Delta x$ ; Wellenlänge  $h$  km); 1) 29-, 2) 13-, 3) 5-Punkte Formel

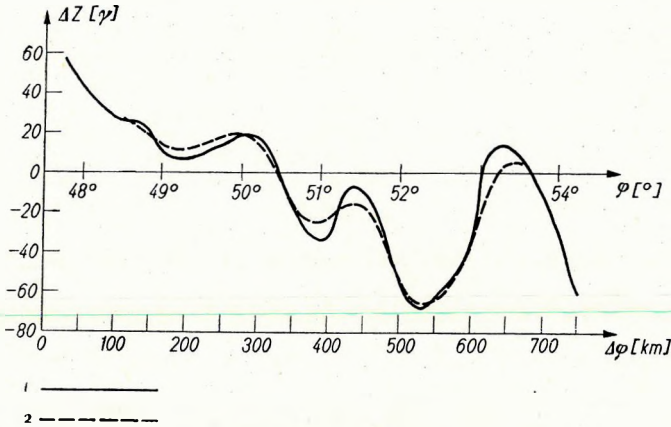
Fig. 6. Функция передачи  $Y$  формул сглаживания; (единица круговых частот: радиан; расстояния между пунктами  $\Delta x$ ; длина волн  $h$  в км) формула с пунктами: 1 – 29; 2 – 13; 3 – 5

nem befolyásolják; legjobb a 29 pontos formula. Ez nyomja el legerősebben a kis szerkezeteket. Az öt pontos formulánál viszont a legkisebb szerkezetek „felerősödését” és a keskeny szerkezetek  $180^\circ$ -os fáziseltolódását figyelhetjük meg. Az öt pontos formulát tehát, mint nem célravezetőt, kizárjuk.

Az optimális kiegyenlítési formulában  $E$  nem a teret, hanem az említett trendhez viszonyított anomáliát jelenti. Ebből a szempontból az optimális kiegyenlítési formula a normáltér második közelítését szolgáltatja. A trendet mint első közelítést tekinthetjük.

A javasolt eljárás vizsgálatánál a számított normáltérrel – az optimális kiegyenlítési formula értelmében – trendként definiálhatjuk. Az ehhez a trendhez viszonyított anomáliákat kell ezután az optimális kiegyenlítésnek alávetni.

Példaképpen egy szelvényen (a  $12^\circ$  hosszúság mentén) bemutatjuk egy ilyen vizsgálat eredményét (7. ábra). Optimális kiegyenlítési formulánk az említett 29 pontos formula volt, 30 km-es ponttávolsággal; kiinduló értéként az NDK-ban, Bajorországban és a Csehszlovák SZK-ban végzett felmérést, BUCHA és KAUTZLEBEN (1965) feldolgoása szerint alkalmaztuk, az 1958,0



7. ábra. A Kautzleben-féle normáltérhez viszonyított anomáliák összehasonlítása  
 (1) az optimálisan kiegyenlített anomáliákkal  
 (2) a 12° K hosszúság mentén

Abb. 7. Vergleich der Anomalien des Feldverlaufs relativ zum Normalfeld nach Kautzleben,  
 (1) mit optimal geglätteten Anomalien (2) längs eines Profils in 12° Ost

Фиг. 7. Сопоставление аномалий поля, отнесенных к нормальному полю по Кауццлебену  
 (1) с оптимально сглаженными аномалиями (2) по профилю вдоль восточной долготы 12°

epochára vonatkoztatva. A két anomáliatípus közötti különbség nagyon kicsi. Az optimális kiegyenlítés az anomáliákat – az említett normáltérhez viszonyítva – csak kevésbé változtatja meg. Itt azonban figyelembe kell venni, hogy az eredeti, átlag 25 km-es ponttávolságú, országos felmérésből számított anomáliamenet már eleve erősen „simított”.

Ezek után érthető, hogy az optimális kiegyenlítés csak a lokális normálterek számolására megfelelő, regionális kutatásra az itt javasolt eljárás alkalmasabb.

#### IRODALOM

- Bock, R., 1959: A European field of the normal geomagnetic vertical intensity and its secular variation. *Geophys. Prospecting*, 7., 4.
- Bucha, V., 1958: Säkulare Variation der Vertikalkomponente Z des geomagnetischen Normalfeldes in der Tschechoslowakischen Republik zwischen 1890 und 1955. *Prace Geofys. Ustavu ČSAV, Geofysikální Sbornik* 1958.
- Bucha, V. – Kautzleben H., 1965: Einheitliche Bearbeitung der geomagnetischen Landesvermessungen in der DDR, der ČSSR. und in Bayern. Vortrag auf der 3. Arbeitsbesprechung zur Herstellung einheitlicher geomagnetischer Karten für Osteuropa, Warschau.
- Dabrowski, A. – Karaczun K., 1965: Magnetische Untersuchungen für geologische Bedürfnisse in Polen. Vortrag auf der 3. Arbeitsbesprechung zur Herstellung einheitlicher geomagnetischer Karten für Osteuropa, Warschau.
- Dean, W. C., 1958: Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation. *Geophysics*, 23., 1.
- Kautzleben, H., 1963: Eine zweckmässige Darstellung des geomagnetischen Normalfeldes nach Rössiger. *Gerlands Beiträge z. Geophys.* 72., 5.
- Komáromy J., 1964: A függőleges földmágneses térerősség 1950–1962. évi magyarországi változásának meghatározása obszervatóriumi adatok alapján. *Geof. Közl.* XIII., 3.
- Mundt, W., 1965: Szöbéli közlés
- Wiener, N., 1949: *Extrapolation, interpolation and smoothing of stationary time series*, New-York.



ПОПЕЛАР, Й.

## ПОЛЕ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И ИЗОСТАЗИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ЧЕХОСЛОВАЦКИХ КАРПАТ

Рассматривается вопрос о наиболее вероятном виде изостатической компенсации и о соответствующих величинах мощности земной коры на территории Чехословацких Карпат. По региональным изостатическим аномалиям делается вывод о возможных нарушениях изостатического равновесия, а также о вероятных глубинах компенсации. Корреляция различных аномалий поля силы тяжести с плотностями горных пород свидетельствует о значительных преимуществах изостатических – в частности остаточных изостатических – аномалий по сравнению с аномалиями Буге при интерпретации геологического строения верхней части земной коры.

J. POPELAŘ

## SCHWEREFELD UND ISOSTASIE IN DEN TSCHECHOSLOWAKISCHEN KARPATEN

Es wird die wahrscheinlichste Art der isostatischen Kompensation und die entsprechende normale Mächtigkeit der Erdkruste, im Gebiete der tschechoslowakischen Karpaten untersucht. Dem regionalen Verlaufe der isostatischen Störungen nach, kann man auf mögliche Abweichungen vom isostatischen Gleichgewicht, sowie auf die annähernde Tiefe der Kompensation schliessen. Die Korrelation der verschiedenen Schwereanomalien mit der Verteilung der Gesteinsdichte weist auf die offensichtlichen Vorteile (gegen die Bouguer Anomalien) der isostatischen besonders der isostatischen residuellen Anomalien bei der tektonischen Interpretation des oberen Teiles der Erdkruste hin.

## A GRAVITÁCIÓ ÉS AZ IZOSZTÁZIA A CSEHSZLOVÁK KÁRPÁTOKBAN

JOSEF POPELAŘ\*

### 1. Bevezetés

A gravitációs anomáliák földtani értelmezése a Nyugati Kárpátok déli részén nehézségekre ütközött. Az ellentmondások feloldására egészen mély ható – a köpeny domborzat – hatását kellett feltételezni. Az izosztikus javítások (VYSKOCIL V., KOZISKOVÁ M., 1964) részben megmagyarázták a látszólagos ellentmondásokat.

A kézirat 1966. IX. 30-án érkezett.

\* Alkalmazott Geofizikai Intézet, Brno

TANNI L. (1942) már a negyvenes években foglalkozott az izosztáziával; a múlt század végi és az e század eleji szórványos és pontatlan gravitációs mérések segítségével a kárpáti orogén és a környező terület izosztáziáját tanulmányozta. Az általa használt adatrendszer megbízhatatlansága miatt e – különben nagyon értékes – munkának ma már csak történelmi jelentősége van.

A földkéreg tanulmányozásának jelentősége egyre növekszik. A földkéregkutató elsősorban a költséges szeizmikus módszerrel történik, de a többi geofizikai módszert is felhasználják, különösen azokat, amelyek már eddig is rengeteg adatot halmoztak össze. A ČSSZK-ban például elkészült egy 500 000-es áttekintő gravitációs térkép (1965), amely ilyen vizsgálatokra alkalmas. A gravitációs állomások (minimálisan 5 km<sup>2</sup>/pont) és a mérési pontosság (a négyzetes középhiba a  $\pm 0,5$  mgalt nem haladja meg) biztosítja az anomáliakép megbízhatóságát.

E tanulmányban csak a topografikus tömegek (nagy méretű felszíni pozitív morfológiai elemek) kompenzációjának módjával, az izosztatikus egyensúlytól való lehetséges eltérésekkel és a kompenzációs felület valószínű mélységével foglalkozunk.

## 2. A topografikus tömegek kompenzációjának módja; a földkéreg normál-vastagságának meghatározása

Hogy a csehszlovák Kárpátok területén a topografikus tömegek kompenzációjának legvalószínűbb módját tanulmányozhassuk, először is egy 300 km hosszú szelvény (lásd később az 5. és 6. ábrát) mentén – amely ÉNy-ról DK felé áthalad a terület legmagasabb csúcsán (Gerlach 2654 m) – 18 különböző izosztatikus korrekciót számítottunk ki az AIRY-féle felfogás szerint,  $T = 20, 30$  és  $40$  km normál kéregvastagságra. A kompenzáció sugarát minden kéregvastagságnál  $R = 0; 29,05; 58,10; 116,20; 174,30;$  és  $232,40$  km-nek vettük (VENING MEINESZ 1941). E szelvény mentén tehát Faye ( $T = 0$ ) és a Bouguer ( $T \rightarrow \infty$ ) anomáliával együtt, a topografikus tömegek különféle kompenzációs lehetőségeinek megfelelően, 20 féle anomáliát számítottunk. A legjobb változatot a következő két kritérium szerint választottuk ki:

- A) az anomáliák átlagértékétől való eltérések négyzetösszege ( $m$ ) és
- B) a korrelációs faktor:

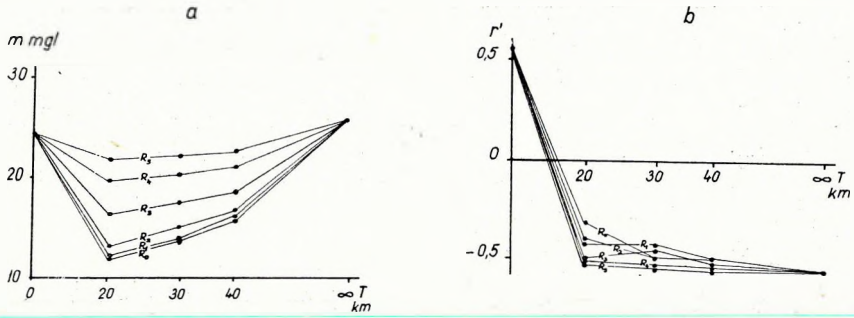
$$r' = \frac{\Sigma h \cdot \Delta g}{\Sigma |h \cdot \Delta g|}$$

abszolút értéke minimális kell, hogy legyen ( $h$  a terep 5,24 km sugarú körön belüli átlagmagassága,  $\Delta g$  pedig a megfelelő anomáliaérték). Az  $m$  és  $r'$  értékeket a  $T$  függvényében, különböző  $R$  értékeknél az 1. ábra\* mutatja.

\* Hogy a vízszintes tengelyen a  $(0, +\infty)$  zárt intervallumot, – amelyen belül  $T$  változik – ábrázolni lehessen, a következő leképező egyenletet alkalmaztuk

$$\xi = \arctg \frac{T^2}{10^3},$$

ahol  $T$  a normál kéregvastagság km-ben. A leképezés eredményeként a  $T$  értékek egyenletesen oszlanak el a vízszintes tengely mentén.



$R_0 = 0 \text{ km}$	$R_3 = 116,20 \text{ km}$
$R_1 = 29,05$	$R_4 = 174,30$
$R_2 = 58,10$	$R_5 = 232,40$

1. ábra

a) Az anomáliák átlagértékétől való közepes négyzetes eltérésnek ( $m$ ) és b) az  $r'$  korrelációs faktornak függése a  $T$  normál kéregvastagságtól, különböző regionális kompenzáció mellett (az 5. ábra  $AA'$  szelvénye mentén)

Abb. 1

Abhängigkeit a) der mittleren quadratischen Abweichung ( $m$ ) vom durchschnittlichen Wert der Anomalien und b) des Korrelationsfaktors  $r'$  von der Normalmächtigkeit der Erdkruste  $T$ , längs des Profils  $AA'$ , bei unterschiedlicher Regionalverbreitung der Kompensationsmassen

Фиг. 1.

Зависимость а) среднеквадратичного отклонения ( $m$ ) от средних величин аномалий и б) фактора корреляции  $r'$  от нормальной мощности земной коры  $T$  при различных региональных величинах компенсационной массы, по профилю  $AA'$  фигуры 5

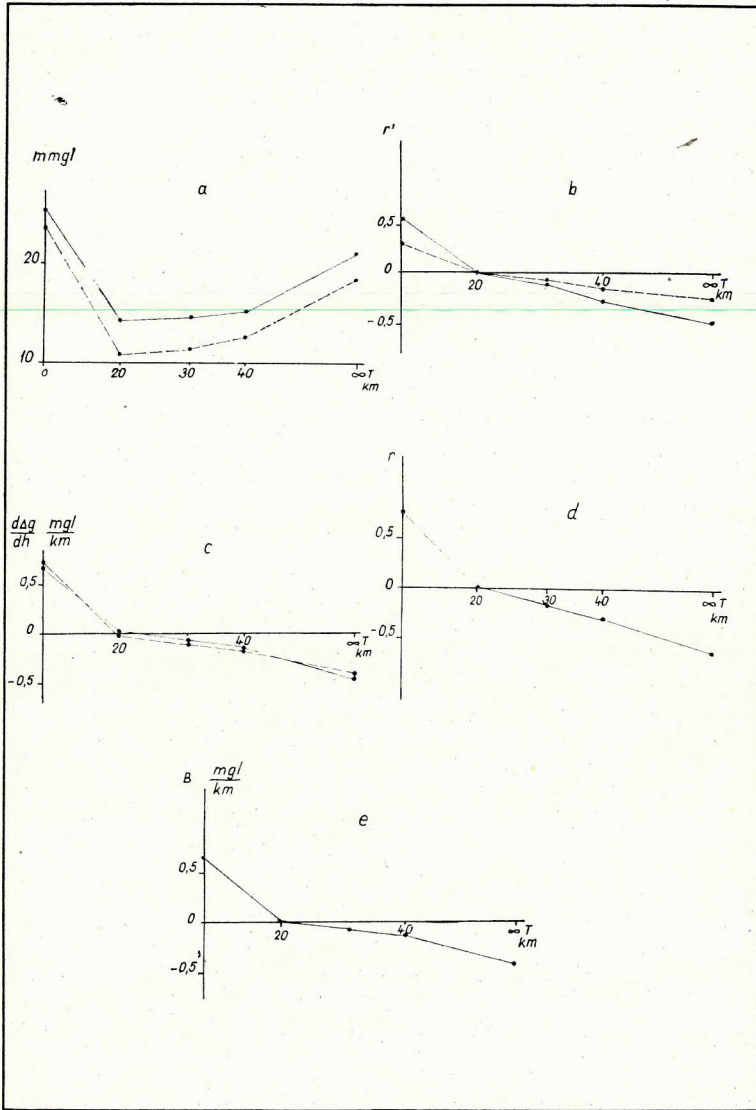
Mindkét kritérium a topografikus tömegek lokális kompenzációjára utal ( $R_0$  görbe), ami megerősíti azt, hogy a fiatal lánchegységek területe lokálisan kompenzált (HEISKANEN V. A., WENING MEINESZ 1958). A csehszlovák Kárpátok területén a lokális kompenzációt tehát bizonyítottnak tartjuk és a következőkben csak lokálisan kompenzált izosztatikus anomáliákkal foglalkozunk.

Mivel a vizsgált  $AA'$  szelvény nem feltétlenül mérvadó az egész területre, hasonló analízist végeztünk a csehszlovák Kárpátok egész területén, mégpedig minden 50 000-es térképlap közepén levő pontban, s a két említett kritériumhoz még kettőt fűztünk:

C) ábrázoljuk a különböző izosztatikus anomáliák  $g$  értékeinek függvényében az egyes  $\Delta g$  értékek 5,24 km sugarú környezetében levő  $h$  átlagmagasságokat. A legjobb izosztatikus anomáliánál a kiegyenlítő egyenes iránytangense  $\frac{d\Delta g}{dh} = 0$ .

D) Az  $r$  korrelációs koefficiens értéke és a  $B_g$  regressziós egyenes iránytangensének értéke (amely a  $\Delta g$  anomáliák  $h$ -től való függését fejezi ki, БОНН J. 1964) a legjobb izosztatikus anomáliánál zérus.

A 2. ábrán láthatjuk az  $m$ ,  $r'$   $d\Delta g/dh$ ,  $r$  és  $B_{\Delta g}$  értékek változását  $T$  függvényében. A B, C és D kritérium egyértelműen a  $T = 21$  km normál kéregvastagságra utal. A számításokat, mint említettük, az egész CSSZK területén



2. ábra

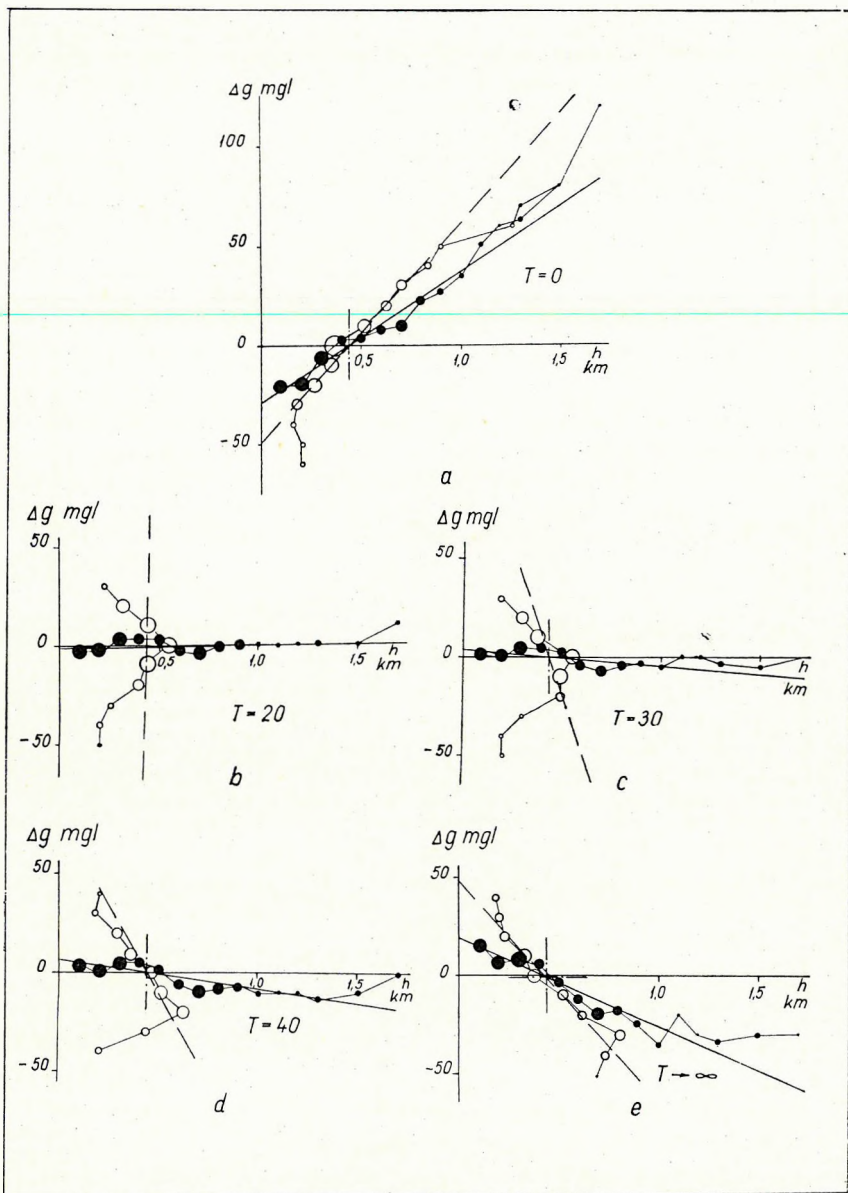
a) Az anomáliák átlagértékétől való közepes négyzetes eltérésnek ( $m$ ), b) az  $r'$  korrelációs faktornak, c) a  $d\Delta g/dh$  középértéknek, d) az  $r$  korrelációs koeficiensnek és e) a regressziós egyenes iránytangensének ( $B_{\Delta g}$ ) függése a  $T$  normálméregvastagságtól a csehszlovák Kárpátok területén lokális kompenzáció mellett

Abb. 2

Abhängigkeit a) der mittleren quadratischen Abweichung  $m$  vom durchschnittlichen Wert der Anomalien, b) des Korrelationsfaktors  $r'$ , c) des Mittelwertes  $d\Delta g/dh$ , d) des Korrelationskoeffizienten  $r$  und e) der Tangenten des Regressionsgerade  $B_{\Delta g}$  von der Normálmächtigkeit der Erdkruste  $T$ , bei Lokalkompensation der topographischen Massen in Gebiet der tschechoslowakischen Karpaten

Фиг. 2.

Зависимость a) среднеквадратичных отклонений  $m$  от средних величин аномалий, б) корреляционного фактора  $r'$ , в) среднего значения  $d\Delta g/dh$ , г) коэффициента корреляции  $r$  и д) углового коэффициента регрессионной прямой  $B_{\Delta g}$  от нормальной мощности земной коры  $T$  при локальной компенсации, на территории Чехословацких Карпат



3. ábra

a) A Faye anomáliák, b), c), d) a  $T = 20, 30, 40$  km-hez tartozó izosztatikuss anomáliák, valamint e) a Bouguer anomáliák és az 5,24 km távolságig vett átlagos terepmagasság ( $h$ ) közötti korreláció súlyozott regressziós poligonjai és kiegyenlítő regressziós egyenesei

Abb. 3

Kreisgraphen der Regressionspolygone und Regressionsgeraden zur Korrelation der a) Faye-Anomalien, b) isostatischen Anomalien für  $T = 20$  km, c)  $T = 30$  km, d)  $T = 40$  km und e) Bouguer Anomalien mit durchschnittlichen Höhen ( $h$ ) des Geländes (in Entfernung von 5,24 km) im Gebiet der ischechoslowakischen Karpaten

Фиг. 3.

Взвешенные регрессионные полигоны и выравнивающие регрессионные прямые для корреляции: а) аномалий фая, б), в), г) изостатических аномалий при  $T = 20, 30, 40$  км, д) аномалий Буге при средней величине высотных отметок ( $h$ ) района в окружности до 5,24 км на территории Чехословацких Карпат

236 egyenletesen elosztott pontra végeztük. Hogy megítélhessük egyrészt a síkságok, másrészt a hegységek és dombvidékek hatását a normál kéreg vastagságára, a 236 pontból kizártuk azokat a pontokat, amelyeknél  $h < 400$  m. Az új, csak 116 pontot tartalmazó adatrendszer, az A, B, C, kritériumnál a 2. ábrán szaggatott vonallal rajzolt eredményt adta. Joggal feltételezhetjük tehát, hogy a topografikus tömegek kompenzációs módja a hegységek és dombvidékek területén nem ellentétes a síkságok és süllyedések módjával (a vizsgált terület több mint 50%-a síkság, ill. süllyedék), s a normál kéregvastagság értéke sem változik.

Különböző anomáliák magasságtól való korrelációs függőségét legjobban a regressziós poligon körábráján figyelhetjük meg, ezeket a regressziós egyenesekkel együtt a 3. ábrán ábráztuk.\*\*

Jól lehet követni az átmenetet a Faye-anomáliák határozottan pozitív korrelációjától (3a ábra), a  $T = 20, 30, 40$  km-rel meghatározott izosztatikus anomáliák gyakorlatilag nem kimutatható korrelációján (3b, c, d ábra) keresztül, a Bouguer anomáliák határozottan fordított korrelációjáig (3e ábra). A teljesség kedvéért az egyes kritériumok numerikus értékeit is megadjuk.

Kritérium	A	B	C	D	
Az anomália fajtája	$m$ mgal	$r'$	$d \Delta g/dh$ mgal/km	$r$	$B$ mgal/km
Faye	25,5	+0,561	+0,672	+0,774	+0,660
Izosztatikus					
$T = 20$ km	14,3	+0,013	+0,015	+0,016	+0,008
30 km	14,6	-0,117	-0,080	-0,164	-0,082
40 km	15,2	-0,285	-1,153	-0,287	-0,147
Totális Bouguer	20,9	-0,506	-0,457	-0,638	-0,448

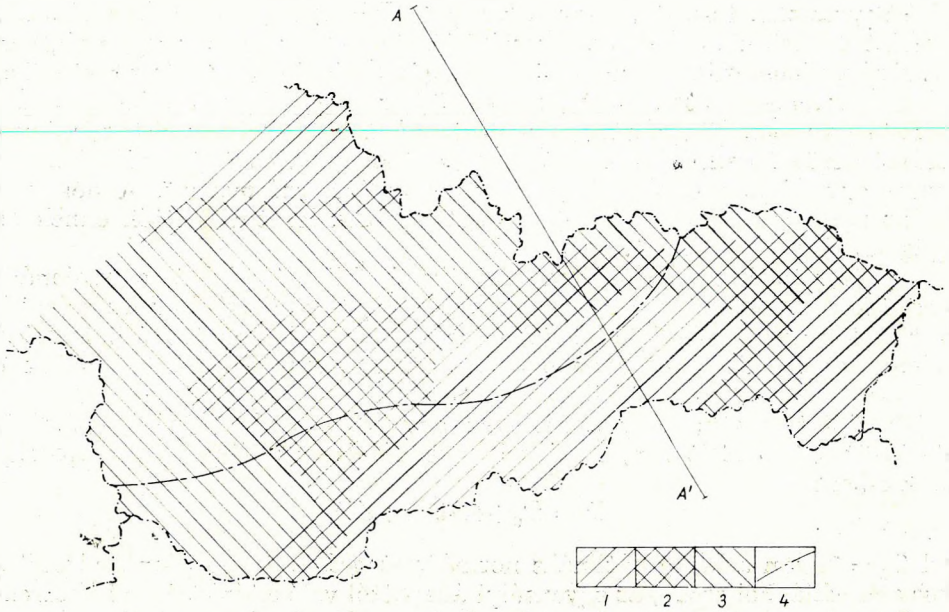
### 3. Az izosztatikus anomáliák és a kompenzációs felület

A csehszlovák Kárpátok egész területére 500 000-es méretarányban  $T = 20$  km normál kéregvastagsággal elkészült az izosztatikus anomáliák átnézetes térképe, az izogalok értékköze 2 mgal (VYSKOCIL és KOZISKOVA, 1964). E térképen a relatív anomáliakülönbségek értéke max. 60 mgal, a legnagyobb gradiens 0,8 mgal/km, a Magas Tátra környékén kifejezett maximum van. Látható tehát, hogy a gravitációs teret az izosztázia jelentékenyen befolyásolja és figyelembevétele a regionális értelmezésnél feltétlenül szükséges.

Az izosztatikus anomáliatérképből – 22,5 km sugarú körön belüli középértékek képzésével – megszerkesztettük a regionális izosztatikus anomáliatérképet SAXOV – NYGAARD szerint (1953) a regionális izosztatikus anomáliák legjelentősebb részét a kb. 25 km mélységben elhelyezkedő sűrűséginhomogenitások okozzák, ezt tehát a kompenzációs szint regionális hullámmásaként

\*\* A korrelációs függés vizsgálatakor az anomáliák és a magasságok értékeit 10 mgal-os és 100 m-es csoportokba foglaltuk. E csoportok középértékei a két regressziós poligon csúcsait adják, a körök területei az egyes csoportok gyakoriságával arányosak. Mindkét regressziós poligonhoz egy-egy kiegyenlítő regressziós egyenes tartozik, a két regressziós egyenes a korrelációs tér súlypontjában metszi egymást. Minél kisebb az általuk bezárt szög, annál nagyobb a korreláció foka.

foghatjuk fel. A regionális izosztatikus anomáliák segítségével a csehszlovák Kárpátok területén szétválaszthatjuk azokat a területeket, amelyeken az izosztatikus egyensúly érvényesül, ill. nem érvényesül (4. ábra). Azokat a területeket, amelyeket a  $38 \pm 6$  mgal-os regionális izosztatikus anomáliavonal határol, izosztatikusan kiegyenlítettnek tekintjük (38 mgal ui. az izosztatikus



4. ábra. Az izosztatikus kompenzáció mértéke:

1. nem kompenzált területek, 2. izosztatikusan egyensúlyban levő területek, 3. túlkompenzált területek, 4. az ismételt szintezések szerint relatíve emelkedő, ill. süllyedő területek határa

Abb. 4. Schematische Begrenzung der Gebiete mit der unterschiedlichen Stufe der isostatischen Kompensation

1. unterkompensierte Gebiete, 2. isostatisch ausgeglichene Gebiete, 3. überkompensierte Gebiete, 4. Grenze zwischen den Gebieten der relativen Hebungen und Absenkungen der Erdkruste, die aus der wiederholten Höhenmessungen festgesetzt wurden

Фиг. 4. Схематическое ограничение площадей с различной степенью компенсации:

1 — недокомпенсированные участки; 2 — изостатически равновешенные участки; 3 — перекомпенсированные участки; 4 — границы между участками относительного поднятия и погружения земной коры, определенными по повторно проведенной нивелировке

anomáliák középértéke  $T = 20$  km-nél és  $\pm 6$  mgal az izosztatikus maradék-anomáliák átlagos négyzetes középértéke a csehszlovák Kárpátok egész területén). A maghegység külső ívének ÉNy része és az előmélység túlkompenzált-nak tekinthető, azaz a kompenzációs szint nagyobb mélységben van. Itt, az izosztatikus egyensúlyra törekvés emelkedési tendenciában kell, hogy megnyilvánuljon. A terület DK-i részén, vagyis elsősorban a Szlovák Érchegység kristályos és paleozóos részén, valamint az oligocén medencék vidékén nincs teljes kompenzáció, azaz kis mélységű kompenzációs szint tétélezhető fel, s az izosztatikus egyensúlyra való törekvés miatt süllyedő tendencia várható.

Elképzeléseinket a kéreg vertikális mozgásának vizsgálatai (KRUIS 1958), amelyek Szlovákia DK-i részén süllyedést, ÉNy-i részén emelkedést mutattak ki, alátámasztják. A süllyedő, ill. emelkedő területet elválasztó vonalat a 4. ábrán eredményvonallal jelöltük.

A túl-, ill. nem kompenzált területek közötti keskeny sáv – Ny-on a közép-szlovákiai neovulkanitok és az árkos jellegű, a kárpáti orogénbe mélyen benyúló depressziók területe, K-en a Slany (Szalánci) hegységi neovulkanitok, valamint a kosicei (kassai) depresszió területe – izosztatikus egyensúlyban van. E sávra jellemző a neovulkanitok kiömlésével járó fiatal töréses tektonika, amely nyilván arra utal, hogy az izosztatikus egyensúlyt itt mindenekelőtt a kéreg egyes blokkjainak süllyedése hozta létre. Ezt alátámasztja az is, hogy mindkét terület nem kompenzált környezetben van. E fiatal effuzívumok anyaga egy túlkompenzált rög olvadt gyökeréből származhat. A dél felől támadt nyomás megszűntekor keletkezett törések lehetővé tették ennek az anyagnak felszínre jutását.

Az izosztatikus egyensúlyra vonatkozó fejtegetéseinket a regionális izosztatikus anomáliatérképre alapoztuk, amely nagyterjedésű és jelentős sűrűségkülönségű formációk hatását is magában foglalhatja (pl. a Bécsi Medence és a Kisalföld harmadidőszaki üledékösszlete). Eredményeink e területeken csak tájékoztató jellegűek.

Ha feltételezzük, hogy a mélyben egy  $0,6 \text{ g cm}^{-3}$  sűrűségkülönségű, határozott határfelület van, akkor a kompenzációsszint mélysége  $h$  magasságnál km-ben:

$$D = T_0 + 4,45 h + \Delta D,$$

ahol  $T_0 = 21 \text{ km}$  a kéreg optimális normálvastagsága,  $\Delta D$  a regionális izosztatikus anomáliákból eredő, az egyensúlyi állapottól való eltérést jelentő korrekció. Ezt a korrekciót a következő közelítő összefüggéssel számítottuk:

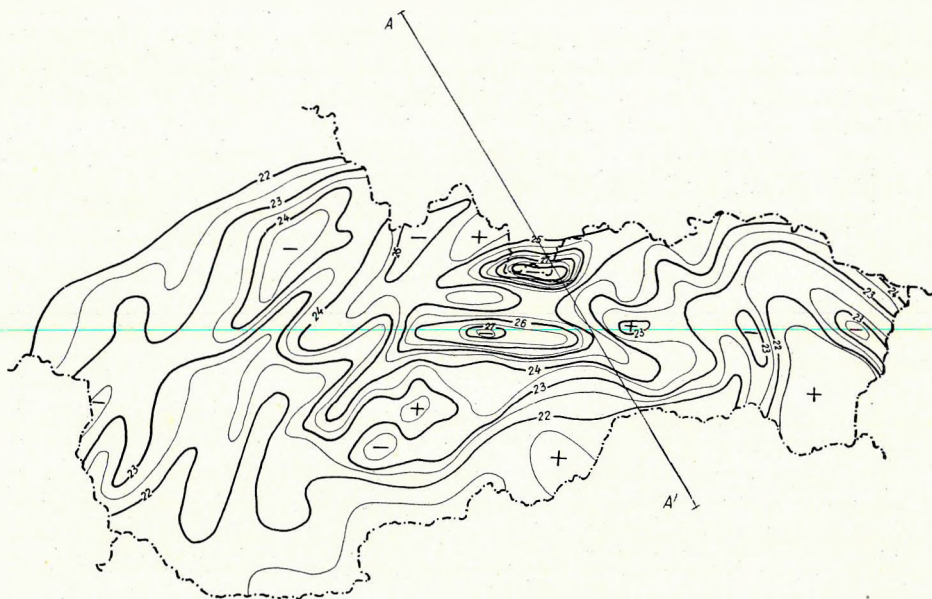
$$-\Delta D = \frac{T_0 + 4,45h}{25,14T_0 + \Delta i} \Delta g_r.$$

Itt  $T_0 + 4,45 h$  jelenti a kompenzáció mélységét izosztatikus egyensúlynál,  $25,14 T_0$  a  $T_0$  vastagságú és  $0,6 \text{ g cm}^{-3}$  sűrűségű Bouguer-lemez hatása,  $\Delta i$  a totális izosztatikus korrekció és  $\Delta g_r$  a regionális izosztatikus anomália eltérése a csehszlovák Kárpátok területén levő átlagértéktől.

Az 5. ábra a kompenzációs szint izohipszáit mutatja. A kompenzáció mélysége a csehszlovák Kárpátok területén 21 és 29 km között váltakozik, azaz a kéreg teljes vastagsága 21,2 és 31,5 km között van.

Putnok környékén és gyakorlatilag az egész magyar határ mentén ez a mélység nagyon jól egyezik a Moho-diszkontinuitás mélységével, amelyet a magyar kéregkutató szeizmikus mérésekből extrapoláltak (STEGENA 1965). A Nyugati Alpok területén a magasabban levő diszkontinuitás hatása – a szeizmikus és gravitációs mérések komplex feldolgozása szerint – jelentős lehet, de egyelőre ennél többet nem mondhatunk, mivel pontosabb adatok nem állnak rendelkezésre. Feltételezzük, hogy a szeizmikus mélyszondázások és a gravitációs mérési eredmények korrelációja lehetővé teszi majd a szeizmikus pontmérésekkel meghatározott mélységhatárok extrapolációját.





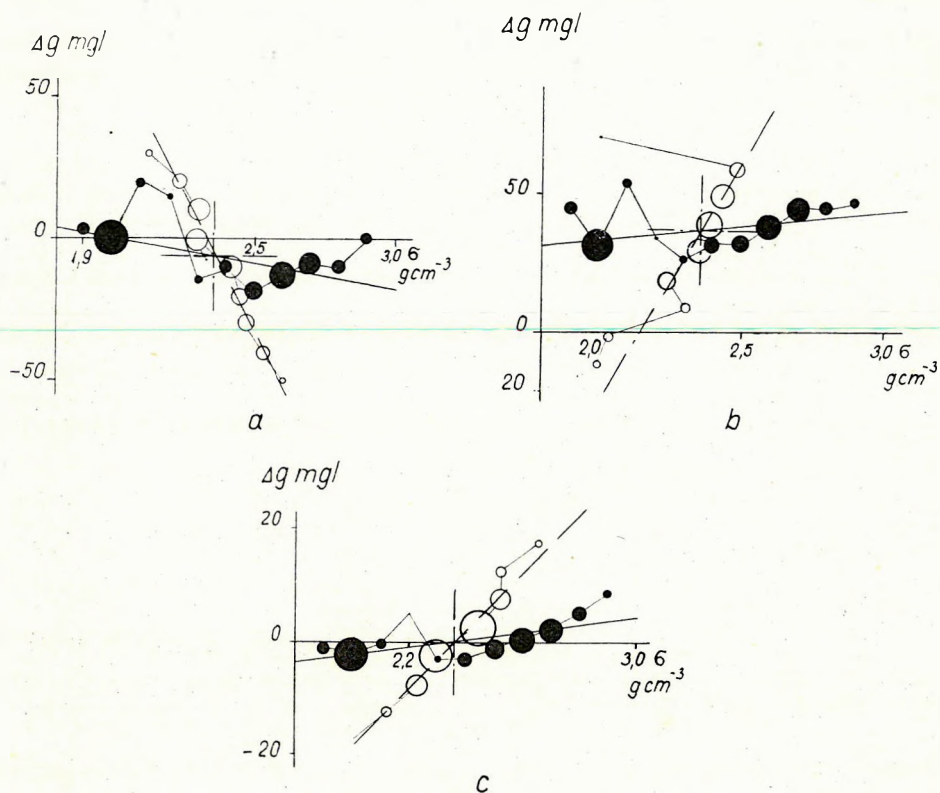
5. ábra. A kompenzációs terület izohipszátérképe a csehszlovák Kárpátok területén (értékköz 1 km)

Abb. 5. Isohypsenkarte der Kompensationsfläche im Gebiet der tschechoslowakischen Karpaten (Isohypsenintervalle 1 km)

Фиг. 5. Карта изогипс компенсационной поверхности на территории Чехословацких Карпат (сечение изогипс – 1 км)

A regionális izosztatikus anomáliák levonása után szerkesztettük meg az izosztatikus maradékanomáliatérképet, amely véleményünk szerint fontos lehet a felső kéregrészszerkezetének értelmezésénél. Megvizsgáltuk ugyanis ennek a térképnek, valamint a Bouguer anomália és az izosztatikus anomáliatérképek korrelációját a CSSZK 500 000-es áttekintő kőzetsűrűség térképével (Böhm, 1964). A kőzetsűrűségek és gravitációs anomáliák értékét egy 10 km-es négyzethálózat minden oldalán (összesen 593 pontban) olvastuk ki. A korrelációs koefficienseket minden anomáliafajtnál két különböző értékközre számítottuk ki.

anomáliafajta	$\Delta g$ mgal	$\sigma$ g/cm <sup>3</sup>	korrelációs koefficiens	
Bouguer anomália	1,0	0,1	-0,317	±0,089
	10,0		-0,305	±0,090
Izosztatikus anomália ( $T = 20$ km)	1,0	0,1	+0,260	±0,068
	10,0		+0,254	±0,069
Izosztatikus maradékanomália ( $T = 20$ km)	1,0	0,1	+0,335	±0,026
	5,0		+0,343	±0,026



6. ábra

a) A Bouguer anomáliák, b) a  $T = 20$  km-hez tartozó izosztatikus anomáliák, c) az izosztatikus maradékanomáliák és a közensűrűségek közötti korreláció súlyozott regressziós poligonjai és regressziós egyenesei a csehszlovák Kárpátok területén

Abb. 6

Kreisgraphen der Regressionspolygone und der Regressionsgeraden zur Korrelation der a) totalen Bouguer Anomalien, b) isostatischen Anomalien für  $T = 20$  km und c) isostatischen Restanomalien mit den Gesteinsdichten im Gebiet der tschechoslowakischen Karpaten

Фиг. 6.

Взвешенные регрессионные полигоны и регрессионные прямые для корреляции а) аномалий Буге; б) изостатических аномалий при  $T = 20$  км и в) остаточных изостатических аномалий с плотностями горных пород на территории Чехословацких Карпат

A korrelációs összefüggéseket a 6. ábrán lehet jól követni, ahol a regressziós egyenesek kördiagramjait a regressziós egyenesekkel együtt ábrázoltuk.

A táblázat és a 6. ábra szerint a felszíni közensűrűségek és a Bouguer anomáliák között negatív korreláció van. Világos tehát, hogy a Bouguer anomáliáknál a mélybeli sűrűségeloszlás hatása túlyomó. Az izosztatikus anomáliák azonban pozitíven korrelálnak a felszíni közensűrűségekkel, különösen az izosztatikus maradékanomáliáknál jó a korreláció. Ebből arra következtethetünk, hogy az izosztatikus maradékanomáliák a kéreg felső részének sűrűségviszonyait tükrözik, ezért elsősorban ezek alkalmasak a felső kéreg-szerkezet vizsgálatához.

Végkövetkeztetések: a csehszlovák Kárpátok területén egységesen fel-dolgozott gravitációs mérések analízise szerint a topografikus tömegek izo-sztatikus kompenzációja lokális, az optimális kéregvastagság  $T = 21$  km.

$T = 20$  km-re meghatározott izosztatikusanomáliákból regionális izo-sztatikus anomáliatérképet szerkesztettünk. Ennek segítségével kimutattuk az izosztatikusanomáliától való eltéréseket (4. ábra). A regionális izosztatikusanomáliákból kiszámítottuk a kompenzációs szint mélységtérképét (5. ábra).

A gravitációs anomáliák és a közetsűrűségek korrelációjával bizonyítottuk, hogy az izosztatikusanomáliák maradékanomáliák tükrözik leginkább a kéreg felső részének sűrűségviszonyait.

Az eredmények a kéreg első, legegyszerűbb modelljeként tekintendők. Feltételezzük, hogy később a szeizmikus mérések és a gravitációs anomáliák korrelációja útján, a szeizmikus módszerrel szelvények mentén meghatározott mélységértékek extrapolációjával komplex Moho mélységtérképet szerkeszt-hetünk.

## LITERATUR

- Böhm, J., 1964: Vyrovňovací počet, SNTL, Praha
- Heiskanen, V. A. – Vening Meinesz, F. A., 1958: The Earth and its Gravity Field, Mc Graw – Hill Book Company, INC, New York, Toronto, London
- Holopainen, P. E., 1947: On the gravity field and the isostatic structure of the earth's crust in the East Alps. Publ. Isos. Inst. IAG (Helsinki), No 16.
- Kruis, B., 1958: Výzkum svislých pohybů zemské kůry v Československé republice. VÚ GTK, Jahresbericht, Praha (nicht veröffentlicht)
- Saxov, S. – Nygaard, K., 1953: Residual Anomalies and Depth Estimation. Geophysics, Vol. XVIII.
- Stegena, L., 1965: Geofyzikální výzkum hlubinné stavby Maďarska, (Material des Symposiums über seismische Tiefensondierungen), Brno (nicht veröffentlicht).
- Tanni, L., 1942: On the isostatic structure of the earth's crust in the Carpathian countries and the related phenomena. Publ. Isos. Inst. IAG (Helsinki), No 11.
- Vening Meinesz, F. A., 1941: Tables for regional and local isostatic reduction (Airy-System) for gravity values. Publ. of Netherl. Geod. Com., Delft 1941.
- Vyskočil, V. – Kožíšková, M., 1964: Maps of Isostatic Corrections for Territory of Czechoslovakia. Geofyzikální sborník 1963, NČSAV, Praha 1964.
- Gravimetrische Übersichtskarte der ČSSR 1:500 000 (1965) hergestellt im Institut für Angewandte Geophysik Brno, wis. Red. Ibrmajer J., ÚGÚ Praha.
- Übersichtskarte der Gesteinsdichten der ČSSR 1:500 000 (1965), hergestellt im Institut für Ange-wandte Geophysik Brno, wis. Red. Uhmann., ÚGÚ Praha.



## A FÖLDKÉREG TERHELÉSÉBEN BEKÖVETKEZŐ VÁLTOZÁSOK HATÁSA A KÉREGMOZGÁSOKRA

PENTTI KAITERA

(A szerző egy eddig kevésbé figyelembe vett földtani [tektonikai] tényezőre – a tengernyomásra – mutatott rá előadásában. Elméletét legteljesebben a Helsinkiben megjelenő *Geophysica* c. folyóirat 8. kötetének 4. számában ismertette 1966-ban, *Sea Pressure as a Geological Factor* címmel. Előadását a tanulmány nyomán saját összefoglalásában, kivonatosan ismertetjük).

A földkéreg anyagából évente mintegy  $13,5 \text{ km}^3$  szállítódik – erózió következtében – a kontinensekről a tengerekbe. Ilyen mennyiségű anyag 100 millió év alatt feltöltené a tengermedencéket, ha a tengerfenék növekvő terhelése, a tengeri területekről a kontinentális területek felé irányuló anyagmozgást nem hozna létre. Matematikailag igazolható, hogy ez az anyagmozgás a teljes köpenyre kiterjedhet, és alulról felfelé tartó mozgást is létrehozhat, ami viszont az anyag kiterjedését (expanzióját) eredményezi. Minthogy a lepusztulási-üledékképződési ciklus elégséges az említett anyagáramlás fenntartására, az expansió következtében megnövekedett térfogatú anyag az óceánok közep-táján felemelkedni kényszerül. Mindennek oka az lehet, hogy az üledékek túlnyomó része partok közelében halmozódik fel és, hogy az óceáni típusú kéreg csak mintegy 5 km vastag, a kontinentális kéreg 35 km-ével szemben.

A vízmennyiség növekedésével a tengernyomás egyenletesen oszlik el az egész tengeri területen, ez pedig a kontinensek általános emelkedését eredményezi. Ha a tengerszint süllyed, a kontinensek szintén süllyedhetnek. A napsugárzás és az albedó változásai, az egész földön a gleccserek olvadását, ill. növekedését okozzák. Ez megváltoztatja a tengerszintet, valamint a tengernyomást, azaz elindítja az anyagáramlást. Az egész folyamat végső oka tehát a lepusztulás és üledékképződés. A mechanizmus egyirányú szivattyúként működik, minthogy a mozgás irreverzibilis, ha a köpenyanyag a kéreg felé emelkedik. A kialakult hegységláncokon (amelyek sebhelyek a föld kérgén) megkezdí munkáját a lepusztulás. A kontinensek, amelyek eltávolodtak egymástól, szintén nem térhetnek vissza eredeti helyzetükbe. A tengernyomás ilyen hatásai, kvantitatíve több mint tízszeresen meghaladhatják a lepusztulás és üledékképződés okozta mozgásokat.

Az óceánok közepén felemelkedő anyag mozgása a köpeny anyagában hőmérsékletkülönbségeket, konvekciós áramlásokat hozhat létre, amelyek a tengernyomás által megindított anyagmozgást erősítik.

A kézirat 1966. IX. 30-án érkezett.

\* Technológiai Intézet, Helsinki

Amikor az óceánok központi hátságain a köpenyanyag a föld kérgébe nyomul és kiterjed, a tengerfenéket a kontinensek felé nyomja; ezzel a kontinensek egymástól való eltávolodását idézi elő. A hegységláncok felgyűrődése ilyen mozgással is kapcsolatba hozható. A tengernyomással és az anyagkiterjedéssel kapcsolatos erőhatások elegendőek ilyen mozgások létrehozására.

Az óceáni központi hátságok, a mélyre süllyedt tenger alatti hegységek, víz alatti szurdokvölgyek, árkok, a földrengéses zónák elhelyezkedése, a lánc-hegységek rendszere (vagyis, hogy a kontinens széle felé haladva, egyre fiatalabb vonulatokat találunk), a tengerfenék recens mozgásai — és a földtani kutatásnak számos egyéb eredménye támogatja a leírt új tengernyomási hipotézist.

Ha az így létrejött óceáni központi hátságok teljes hosszúsága 40 000 km, bennük a földkéreg vastagsága 5 km és a lepusztulási-üledékképződési ciklus által megmozgatott anyagnak csak 30%-a nyomul a kéregbe, ez már a tengerfenék évi 2 cm-rel való szélesedését eredményezi. Minthogy GREER szerint Afrika és Dél-Amerika 250 millió éve kezdett egymástól eltávolodni, a tengerfenéknek az említett szélesedési sebessége éppen 5000 km-re kellett, hogy eltávolítsa egymástól ezeket a kontinenseket. Ez megfelel a tényeknek.

Z. FAJKLEWICZ

## KOLLINEÁRIS NOMOGRAMRENDSZER TOPOGRÁFIAI KORREKCIÓK MEGHATÁROZÁSÁRA

A topográfiai korrekciót többnyire állandó sűrűséggel számítják. A tanulmány olyan nomogramok szerkesztésének elvét ismerteti, amelyek – ha változó sűrűséggel kell korrigálni – sok számítást megtakarítanak.

A nomogramok az ELGI Gravitációs Osztályán megtekinthetők.

ФАЙКЛЕВИЦ, З.

## СИСТЕМА КОЛЛИНЕЙНЫХ НОМОГРАММ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТОПОГРАФИЧЕСКИХ ПОПРАВК

Топографические поправки, как правило, вычисляются с использованием постоянных величин плотности промежуточного слоя. В настоящей работе излагаются принципы составления номограмм, позволяющих в значительной мере сократить объем вычислительных работ при необходимости применения переменных величин плотности.

Номограммы могут быть рассмотрены в Гравиметрическом отделе Венгерского государственного геофизического института им. Л. Этвеша.

## COLLINEAR NOMOGRAMS FOR GRAVITY TERRAIN CORRECTION\*

Z. FAJKLEWICZ

As soon as gravity meters of high precision have been introduced the calculation of the terrain correction became necessary.

In calculating the gravity terrain correction the following formula is generally applied (LUKAWCZENKO, 1951):

$$\Delta g_t = \frac{2}{n} \pi k^2 \sigma \Sigma (r_{m+1} - r_m + \sqrt{h^2 + r_m^2} - \sqrt{h^2 + r_{m+1}^2}) \quad (1)$$

where  $k^2$  – means the gravity constant,  $\sigma$  – the density of the surface "layer",  $h$  the average height of the topography in  $n$  sectors (into which a ring of  $r_m$  internal radius and external radius is divided), the station being placed in the center of the ring.

A kézirat 1966. IX. 30-án érkezett.

\* Bányászati és Kohászati Akadémia, Krakkó

The formula (1) logarithmed on both sides transforms into the equation:

$$h(z) = af(x) + bg(y) + c \quad (2)$$

where  $h(z) = \log \Delta g t$

$$af(x) = \log \sigma$$

$$bg(y) = \log \Sigma(r_{m+1} - r_m + \sqrt{h^2 + r_m^2} - \sqrt{h^2 + r_{m+1}^2})$$

$$c = \log \frac{2}{n} \pi k^2.$$

By the aid of (2), where functions  $f(x)$ ,  $g(y)$  and  $h(z)$  are - within the divisions considered - monotonous and limited, one can draw up a collinear nomogram (J. LUKASZEWICZ, M. WARMUS, 1956).

In the set of nomograms in question, density terrain correction and the average height of the (sector) topography are involved.

The nomograms contain the values of the gravity terrain correction for any surface density required.

Lukawczenko's nomograms (1951) used so far offered the same values only for a constant density ( $\sigma = 2,0 \text{ g/cm}^3$ ).

When detailing on rough topography (where individual calculations are needed) it is easy to comprehend that Lukawczenko's nomograms are apt to fail, in consequence of the enormous quantity of additional calculations required.

Collinear nomograms, however, offer direct reading of the terrain corrections.

\* \* \*

A set of collinear nomograms for practical purposes was constructed by the author. The nomograms are available on application to the author (Cracow, Poland), or to the "Roland Eötvös" Geophysical Institute (Budapest, Hungary).



МЕШКО, А.

## ИНТЕРПОЛЯЦИЯ И РЕДУКЦИЯ СИСТЕМЫ ЦИФРОВЫХ ДАННЫХ

Анализируются возможности интерполяции и редукции системы данных, применяемых для цифрового представления сейсмического канала. Приводятся формулы для вычисления новых систем данных.

A. MESKÓ

## THE INTERPOLATION AND REDUCTION OF A DIGITAL DATA-SYSTEM

The interpolation and reduction of a data-system digitally representing a seismic channel, is analysed. Formulas are given to compute the new data-system.

## DIGITÁLIS ADATRENDSZER SŰRÍTÉSE ÉS RITKÍTÁSA

MESKÓ ATTILA

### Bevezetés

A digitális adatfeldolgozás célja a számítási idő csökkentése. A számítási idő az adatrendszer nagyságától és a végzett műveletek számától függ. Ha például az adatrendszer egy szeizmogram vagy szeizmogramrészlet, a digitális reprezentáció ( $N$ ) nagyságát a csatornák száma ( $n$ ), a vizsgált időtartomány hossza ( $T$ ) és a digitálás mintavételi távolsága ( $\tau$ ) határozza meg:

$$N = n \frac{T}{\tau}$$

Mivel a csatornák számán és az időtartomány hosszán nem változtathatunk, a  $\tau$  értékét kell a megengedhető legnagyobbra választanunk. Különböző típusú műveletek különböző mintavételi távolsággal végzendők. Bizonyos esetekben — átmenetileg — igen sűrű adatrendszerre lehet szükség, máskor viszont jóval nagyobb kiolvasási távolság is elegendő. Az egyes műveletek elvégzése előtt elő kell állítani a megfelelő sűrűségű adatrendszert. A „sűrűségváltoz-

tatás" speciális átviteli folyamat. Jelen dolgozat ezzel a folyamattal foglalkozik.

Legyen a bemenet egy szeizmikus csatorna  $\tau_i$  mintavételi távolsággal előállított reprezentációja, a kimenet ugyanezen csatorna  $\tau_o$  mintavételi távolságú adatokkal való reprezentációja (az  $i$  index az input, az  $o$  az output szavakra utal). Ha  $\tau_i > \tau_o$ , a feladat sűrítés vagy interpoláció, ha  $\tau_i < \tau_o$  a feladat ritkítás, az adatrendszer redukciója. Az első művelet optimális végrehajtásánál, az információtartalom változatlan marad, a redundancia növekszik. A második művelet mindig információvesztéssel jár.

### Általános összefüggések

Jelölje a csatornát leíró folytonos függvényt  $x(t)$ , digitális reprezentációját  $x^*(t)$ , a megfelelő spektrumokat  $X(\omega)$  és  $X^*(\omega)$ . Az időtartománybeli

$$x^*(t) = x(t) \sum_{k=-\infty}^{+\infty} \delta(t - k\tau) \quad (1)$$

összefüggésnek a frekvenciatartományban konvolúció felel meg:

$$X^*(\omega) = X(\omega) * \frac{1}{\tau} \sum_{k=-\infty}^{+\infty} \delta\left(\omega - \frac{2\pi k}{\tau}\right) = \frac{1}{\tau} \sum_{k=-\infty}^{+\infty} X\left(\omega - \frac{2\pi k}{\tau}\right). \quad (2)$$

A digitális adatrendszer spektruma periódikus,  $\frac{2\pi}{\tau}$  alapperiódussal. A  $(-\pi/\tau, +\pi/\tau)$  tartományba eső rész a spektrum fő része.

Az  $x(t)$  véges sáv szélességű, ha Fourier transzformáltja nagyon kicsiny (gyakorlatilag elhanyagolható) egy véges intervallumon kívül:

$$X(\omega) \approx 0 \quad \text{ha: } |\omega| > \omega$$

Ha

$$|\omega_l| \leq \frac{\pi}{\tau} \quad (3)$$

a digitális reprezentáció az eredeti folytonos függvény teljes információtartalmát megőrzi. Az eredeti függvény ilyenkor az adatrendszerből pontosan visszaállítható.

Vezessünk be ugyanis egy frekvenciafüggvényt az

$$\begin{aligned} R(\omega) &= \tau, \quad \text{ha } |\omega| < \frac{\pi}{\tau}, \\ &= 0, \quad \text{ha } |\omega| > \frac{\pi}{\tau} \end{aligned}$$

definícióval. Ha  $R(\omega)$ -val szorozzuk az  $X^*(\omega)$ -t, a digitális adatrendszer spektrumát, a periodikus ismétlődés megszűnik, mert  $R(\omega)$  csak a spektrum fő részének megfelelő tartományban különbözik zérustól:

$$X(\omega) = X^*(\omega)R(\omega). \quad (4)$$

Az  $x(t)$  visszaállítására vonatkozó összefüggést a (4) egyenlet inverz Fourier transzformáltjának képzésével kaphatjuk. Mivel az  $R(\omega)$  inverz Fourier transzformáltja:

$$r(t) = \frac{\sin \frac{\pi}{\tau} t}{\frac{\pi}{\tau} t}$$

és a frekvenciatartománybeli szorzásnak az időtartományban konvolúció felel meg:

$$x(t) = x^*(t) * r(t) = \sum_{k=-\infty}^{+\infty} x(k\tau) \cdot \frac{\sin \pi \left( \frac{t}{\tau} - k \right)}{\pi \left( \frac{t}{\tau} - k \right)}. \quad (5)$$

Ha a (3) nem teljesül, torzulások lépnek fel és – ahogyan ez a (2)-ből látható – nagyfrekvenciás zaj jelenik meg. A digitális adatrendszerből a folytonos függvény eredeti formájában nem állítható vissza. Amikor áttérünk egy függvény új mintavételi távolsággal való jellemzésére, ügyelnünk kell, hogy (3) az új  $\tau_o$  és  $\omega_{io}$ -lal is érvényes maradjon.

### Sűrítés (interpoláció)

Legyen adott egy  $\tau_i$  mintavételi távolsággal készített bemeneti adatrendszer. Tételezzük fel, hogy

$$|\omega_{ii}| \cong \frac{\pi}{\tau_i}, \quad (6)$$

ahol a mintavételi távolságot helyesen választottuk meg. Feladatunk egy  $\tau_o$  mintavételi távolsággal adatrendszer előállítására, amelyben:

$$\tau_o < \tau_i. \quad (7)$$

A felső határfrekvencia változatlan maradhat: ugyanis a (7) következtében:

$$\frac{\pi}{\tau_o} > \frac{\pi}{\tau_i}. \quad (8)$$

A (6) és (8)-ből pedig:

$$|\omega_{l0}| < \frac{\pi}{\tau_0} \quad (9)$$

adódik. A (3) a felső határfrekvencia változtatása nélkül is teljesül. Alkalmazható tehát az (5) interpolációs képlet  $t = l \cdot \tau_0$  diszkrét időadatokra vonatkozó változata:

$$x(l\tau_0) = \sum_{k=-\infty}^{+\infty} x(k\tau_i) \frac{\sin \pi \left( l \frac{\tau_0}{\tau_i} - k \right)}{\pi \left( l \frac{\tau_0}{\tau_i} - k \right)}.$$

Ha a sűrítés  $\lambda$ -szoros,

$$\lambda\tau_i = \tau_0.$$

Bevezetve a  $\lambda$ -t, és az összegezés határaitra (gyakorlati okokból)  $n$ -t:

$$x(l\tau_0) = \sum_{k=-n}^n x(k\tau_i) \frac{\sin \pi(l\lambda - k)}{\pi(l\lambda - k)}. \quad (10)$$

### Ritkítás (az adatrendszer redukciója)

Legyen most  $\tau_0 > \tau_i$ . Ekkor az új  $\tau_0$  és a változatlan  $\omega_{li}$  között a (3) nem teljesül. A ritkítás előtt felülvágó szűrőt kell alkalmaznunk. A szűrő átviteli függvénye legyen:

$$\begin{aligned} S(\omega) &= \frac{1}{2\omega_{l0}}, & \text{ha } |\omega| < \omega_{l0} \\ &= 0, & \text{ha } |\omega| > \omega_{l0} \end{aligned} \quad (11)$$

(ideális felülvágó).

Az  $\omega_{l0}$ -t úgy kell választanunk, hogy a (3) teljesüljön:

$$|\omega_{l0}| \cong \frac{2\pi}{\tau_0}. \quad (12)$$

A (11)-nek megfelelő súlyfüggvény:

$$s(t) = \frac{\sin \omega_{l0} t}{\omega_{l0} t}. \quad (13)$$

A szűrő kimenete:

$$x(t) = \sum_{k=-\infty}^{+\infty} x(k\tau_i) \frac{\sin \frac{\pi}{\tau_0} (t - k\tau_i)}{\frac{\pi}{\tau_0} (t - k\tau_i)}. \quad (14)$$

A kimenetet a ritkított adatrendszernek megfelelő argumentumú pontokban kell számítanunk:  $t = l \cdot \tau_0$ . A  $k$  értékét praktikus okokból csupán  $-n$  és  $+n$  között változtatjuk. Ha a ritkítás  $\mu$ -szörös:  $\mu\tau_0 = \tau_i$ . Ezekkel az új jelölésekkel a következő eredményt kapjuk:

$$x(l\tau_0) = \sum_{k=-n}^n x(k\tau_i) \frac{\sin \pi(l - k\mu)}{\pi(l - k\mu)}. \quad (15)$$

### Az aluláteresztő szűrő megválasztása

A sűrítéssel új információhoz nem jutunk, csupán áttekinthetőbbé, könnyebben kezelhetővé tesszük az adatrendszert. A ritkítás azonban mindig információvesztéssel jár (az  $\omega_{ii} - \omega_{i0}$  közötti frekvenciasávra vonatkozó információkat veszítjük el). Ez a veszteség későbbi sűrítéssel nem pótolható. Ha visszatérünk az eredeti sűrűsége, a kiindulási adatrendszer aluláteresztő szűrővel átalakított változatát kapjuk.

A sűrítés információvesztését nem okoz, hiszen az  $\omega_{ii}$ ,  $\omega_{i0}$  közötti „ elvesztett sáv ” zérussá zsugorodik. A két művelet közös vonása aluláteresztő szűrő alkalmazása. Képleteink ideális aluláteresztő szűrőre vonatkoztak. A szűrést azonban digitálisan, véges hosszúságú súlyfüggvénnyel végezzük. Emiatt a tényleges szűrő az ideális aluláteresztő szűrőnek csak közelítése. Minél jobb közelítést akarunk elérni, annál hosszabb súlyfüggvényre van szükség.

A konvergencia gyorsaságának növelése céljából a szűrő súlyfüggvényét másképpen is választhatjuk, mint ahogyan a (13) előírja. Így már elvileg sem ideális aluláteresztő szűrőt alkalmazunk; ez további információvesztéseket okoz, de rövidebb súlyfüggvényeket igényel.

Egy lehetőség: a (11) helyett, a háromszög-alakú

$$S(\omega) = \begin{cases} \left(1 - \frac{\omega}{\omega_{i0}}\right) \frac{1}{\omega_{i0}}, & \text{ha } |\omega| < \omega_{i0} \\ 0 & \text{, ha } |\omega| > \omega_{i0} \end{cases} \quad (16)$$

átviteli függvény alkalmazása. A megfelelő súlyfüggvény:

$$S(t) = \frac{\sin^2 \omega_{i0} t}{(\omega_{i0} t)^2} \quad (17)$$

ugyanis jóval gyorsabban konvergál, mint a (13).

Még kedvezőbb azonban az

$$S(\omega) = e^{-p\omega^2} \quad (18)$$

átviteli függvény alkalmazása. A  $p$  paraméter helyes megválasztásával biztosítható, hogy az

$$S(\omega_{i0}) = e^{-p\omega_{i0}^2} \approx 0$$

egyenlőség, adott pontossággal teljesüljön. A  $p$ -re felírható

$$p = \frac{K}{\omega_{10}}, \quad (19)$$

ahol  $K$  az előírt pontossági szinttől függő konstans. A (18)-nak megfelelő, (19) felhasználásával kapott súlyfüggvény

$$S(t) = \frac{\omega_{10}}{2\sqrt{\pi k}} e^{-\frac{t^2 \omega_{10}^2}{4K}} \quad (20)$$

már igen gyorsan konvergál.

Az átviteli függvényekből és súlyfüggvényekből látható, hogy a gyors konvergencia előnyével együtt jár a nagy frekvenciájú komponensekre vonatkozó információk elvesztésének hátránya és viszont. A szeizmikus csatorna tulajdonságai többnyire a (20) alakú súlyfüggvény használatát indokolják.

\* \* \*

#### IRODALOM

- Blackmann, R. B. – Tukey, J., 1958: The measurement of power spectra. Dover Publication, New York.
- Gálfi J. – Márton P. – Meskó A. – Stegena L. Szeizmika I. és VII. fejezetek. Tankönyvkiadó (sajtó alatt).
- Shannon, C. E. – Weaver W., 1949: The mathematical theory of communication. Univ. of Illinois Press.

*A Geofizikai Közlemények a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet hivatalos kiadványa. A Közleményekben megjelenő tanulmányok általában az Intézet véleményét tolmácsolják, ill. az Intézet egyetért a szerzők véleményével.*

*A Magyar Geofizikusok Egyesülete 1966. évi, XI. Szimpóziumán elhangzott előadásokból, a Geofizikai Közlemények némelynek a közlését vállalta. Ezeket az előadásokat – elsősorban a külföldi szerzők műveit – egy kivételével, lényegében változatlanul közöljük.*

*E tanulmányok tehát nem járták meg az Intézet belső vitafórumait; állításaik, tételeik nem is tekinthetők az Intézet véleményének.*

*A Szerkesztőség, amellet, hogy szívesen vállalta a külföldi kollégák értékes tanulmányainak közlését, nem hallgathatja el, hogy a közöltekkel nem mindenben ért egyet.*

SZERKESZTŐSÉG

## TARTALOM

<i>Bagi Róbert – Facsinay László – Trenka Sándorné:</i> Az analitikus lefeléolytatások alkalmazásának hazai tapasztalatai .....	3
<i>Mituch Erzsébet – Posgay Károly – V. B. Sollogub – A. V. Tchekunov – L. A. Khilinskij:</i> Experimental seismic crustal investigations between Debrecen (HPR) and Beregovo (USSR) .....	17
<i>Ádám Antal:</i> A magyarországi elektromágneses mérések információi .....	23
<i>Ádám Antal:</i> Az elektromágneses komponensek nyugodtnapi változásainak ( $S_q$ ) összehasonlítása Nagycenk és Tihany között .....	39
<i>Ádám Antal:</i> A kissebességű övnek megfelelő elektromos jólvezető réteg mélységváltozása a tektonika szerint .....	51
<i>Bencze Pál – Wallner Akos:</i> Az $S_q$ áramrendszer és az ionoszféra $E$ rétegének torzulása közötti összefüggésről .....	55
<i>Verő József:</i> Az elektromágneses tér pulzációinak előrejelzéséről .....	63
<i>Le Minh Triet:</i> A földmágneses viharok hirtelen kezdő impulzusának amplitudója és emelkedési ideje közötti összefüggésről .....	71
<i>W. Mundt:</i> A földmágneses és a gravitációs anomáliák a földkéreg mélyebb szerkezetének kutatásában .....	81
<i>H. Kautzleben:</i> A földmágneses normáltér Közép-Európában .....	91
<i>J. Popelař:</i> A gravitáció és az izosztázia a csehszlovák Kárpátokban .....	105
<i>P. Kaštera:</i> A földkéreg terhelésében bekövetkező változások hatása a kéregmozgásokra .....	117
<i>Z. Fajkiewicz:</i> Collinear nomograms for gravity terrain correction .....	119
<i>Meskó Attila:</i> Digitális adatrendszer sűrítése és ritkítása .....	121

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Баги Р. – Фачинау Л. – Тренка М.:</i> Опыт применения аналитического продолжения вниз .....	3
<i>Митух Э. – Пошгау К. – Соллогуб В. Б. – Хилинский Л. А. – Чекунов А. В.:</i> Об опытных работах ГСЗ в районе г. Дебрецен (ВНР) и г. Берегово (УССР) ..	17
<i>Адам А.:</i> Об информациях, получаемых в Венгрии при электромагнитных измерениях .....	23
<i>Адам А.:</i> Сопоставление вариаций составляющих электромагнитного поля ( $S_q$ ) за спокойные дни по данным двух обсерваторий Надьценк и Тихань за 1961 г. . .	39
<i>Адам А.:</i> Связь хорошо проводящего слоя верхней мантии с геотектоникой .....	51
<i>Бенце П. – Вальнер А.:</i> О зависимости системы потока пульсаций $S_q$ от ионосферного слоя $E$ .....	55
<i>Верő И.:</i> О предсказании пульсаций электромагнитного поля .....	63
<i>Ле Мин Чиет:</i> О связи между амплитудой и временем нарастания внезапного начала геомагнитной бури .....	71
<i>Мундт В.:</i> Об использовании аномалий геомагнитного поля и аномалий Буге для изучения глубинного строения Земли .....	81
<i>Каутцлебен К.:</i> О нормальном магнитном поле Земли, в частности для территории Средней Европы .....	91
<i>Попелар Й.:</i> Поле силы тяжести и изостазия на территории Чехословацких Карпат .....	105
<i>Каштера П.:</i> Влияние изменений нагрузки земной коры на коровые движения . . .	117
<i>Файклевиц З.:</i> Система коллинейных номограмм для определения топографических поправок .....	119
<i>Мешко А.:</i> Интерпретация и редукция системы цифровых данных .....	121

## CONTENTS – INHALT

<i>R. Bagi</i> – <i>L. Facsinay</i> – <i>M. Trenka</i> : Experiences in the application of the downward-continuation .....	3
<i>E. Mituch</i> – <i>K. Posgay</i> – <i>V. B. Sollogub</i> – <i>A. V. Tchekunov</i> – <i>L. A. Khilinskij</i> : Experimental seismic crustal investigations between Debrecen (HPR) and Beregovo (USSR)..	17
<i>A. Ádám</i> : Über die Informationen der elektromagnetischen Messungen in Ungarn .....	23
<i>A. Ádám</i> : Über den Vergleich der elektromagnetischen Komponenten von Observatorien Nagycenk und Tihany an ruhigen Tagen ( $S_q$ ) auf Grund der Daten vom Jahre 1961	39
<i>A. Ádám</i> : Correlation between the geoelectric conductor of the Upper Mantle and the geotectonics .....	51
<i>P. Bencze</i> – <i>Á. Wallner</i> : Über den Zusammenhang zwischen dem $S_q$ -Stromsystem und der Verzerrung der ionosphärischen $E$ -Schicht .....	55
<i>J. Verő</i> : Über die Prognose erdmagnetischer Pulsationen .....	63
<i>Le Minh Triet</i> : Über die Beziehung zwischen der Amplitude und der Aufstiegszeit des plötzlichen Anfangsimpulses der geomagnetischen Stürme .....	71
<i>W. Mundi</i> : Über die Verwendung des geomagnetischen Feldverlaufs und der Bouguer-schwere zur Untersuchung des tieferen Untergrundes .....	81
<i>H. Kautzleben</i> : Über das geomagnetische Normalfeld insbesondere in Mitteleuropa ....	91
<i>J. Popelař</i> : Schwerefeld und Isostasie in den tschechoslowakischen Karpaten .....	105
<i>P. Káitera</i> : Sea pressure as a geological factor .....	117
<i>Z. Fajkiewicz</i> : Set of collinear nomograms of the gravity terrain correction .....	119
<i>A. Meskó</i> : The interpolation and reduction of a digital data-system .....	121