

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK HIVATALOS LAPJA

★

SZERKESZTI
DOMBAI TIBOR

XI. KÖTET, 1—4. SZÁM

1125
1962



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1962

Felelős szerkesztő:

DOMBAI TIBOR

Szerkesztő bizottság:

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

Szerkesztő:

BUDAY TIBOR

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki szerkesztő: Pék Gyula — Ívterjedelem: 13,5 (A/5)

Példányszám: 1000 — Azonossági szám: 40610

62/28776. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi u. 28.

АННА АЛБЕРТ

ВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ВЕНГРИИ

Вековые вариации геомагнитного поля отражаются в коэффициентах степенных полиномов, выражающих нормальное поле в зависимости от географического положения и определенных для эпох 1850, 75, 95 и 1950 г.г. по данным региональной с'емки территории Венгрии. Эти коэффициенты, по принципу наименьших квадратов выражались автором в функции времени, чтобы вычислить полиномы, дающие нормальные значения геомагнитных элементов на период от 1850 по 1960 г. с разбивкой на эпохи продолжительностью в 10 лет.

При помощи этих полиномов были определены величины вариаций для территории страны и построены изопоры, выявляющие основные закономерности. Изопоры наглядно отражают локальные свойства вековых вариаций в данном районе за прошедшее столетие.

Возникшие при этом недостоверности были уменьшены посредством сопоставления материалов с мировой картой изопор, причем показано, что полученные результаты хорошо согласуются с результатами других геомагнитных измерений, касающихся территории, венгрии и соседних территорий, так например, с результатами с'емки пограничной полосы вдоль государственной границы между Чехословакией и Венгрией, а также с результатами региональных измерений.

Наконец вычислялись и градиенты вариаций элементов геомагнитного поля, которые изображены в географических координатах.

A. ALBERT

DIE SÄKULARVARIATION DER ERDMAGNETISCHEN ELEMENTE IN UNGARN

Die erdmagnetische Säkularvariation spiegelt sich in der Veränderung der Koeffizienten der das Normalfeld als Funktion des geographischen Ortes vorstellenden Potenzpolinomen, welche durch erdmagnetische Landesvermessungen in Ungarn für die Epochen 1850, 75, 95 und 1950 bestimmt wurden. Diese Koeffizienten hat der Verfasser mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate als Funktionen der Zeit ausgedrückt, um die Normalwerte der magnetischen Elemente darstellenden Polinomen von 1850 bis 1960 für alle Zeitpunkte in Abständen von je zehn Jahren berechnen zu können. Dadurch wurden die Veränderungsbeträge im Gebiete des Landes festgestellt und die Gesetzmässigkeiten zeigenden Isoporen abgebildet. Diese schildern die Säkularveränderung auf diesem Gebiete in ihren lokalen Eigenschaften auf ein Jahrhundert zurück.

Die naturgemäss auftretenden Unbestimmtheiten wurden durch Vergleich mit Weltisoporkarten vermindert und die Ergebnisse zeigen auch mit den Resultaten anderer Ungarn und die Nachbargebiete treffenden erdmagnetischen Messungen, so mit der Tscheslovakisch – Ungarischen Grenzvermessung, mit den Regionalvermessungen, gute Übereinstimmung.

Auch die Gradienten der Veränderung der erdmagnetischen Elemente wurden längs der geographischen Netzlinien berechnet und abgebildet.

A kézirat 1961. IX. 7-én érkezett.

A FÖLDMÁGNESES ELEMEK ÉVSZÁZADOS VÁLTOZÁSA MAGYARORSZÁGON

ALBERT ANNA

A földmágneses mérések adataiból a földrajzi koordináták hatványfüggvényeként megállapított polinomok normálképet nyújtanak a földmágneses erő térbeli eloszlásáról a felmérés időpontjában.

Hazánk területén az első országos mérést *Kreil* [12] végezte, a mérési adatokat az 1850,0 epochára redukálta. Az ezt követő *Schenzl*-féle mérések [15] az 1875,0 epochára, majd *Kurländer* mérése [13] 1890,0-ra vonatkoznak. Legutoljára 1950,0-ra *Barta* György határozta meg a földmágneses összetevők abszolút értékeit az ország területének 290 pontján [1, 2]. *Kreil* pontjai közül csak 12, *Schenzl* pontjai közül csak 34, *Kurländer* pontjai közül csak 11 volt az ország mai területén.

A múlt századi mérések nagyobb hibákkal terheltek, mint a tökéletesített, nagy pontosságot biztosító műszerekkel végzett mai mérések. A redukciók is kevésbé voltak pontosak. A *Kreil* és *Schenzl* mérések redukciós alapja a müncheni obszervatórium volt, amely túl messze esik a mérés területétől. Ponthálózatuk sűrűsége sem kielégítő, viszont a mérések az ország mai területénél nagyobb területre terjedtek ki, ez pedig előnyös a földmágneses elemeknek a földrajzi koordinátákkal kapcsolatos összefüggését kifejező függvények meghatározására.

A *Kreil*- és *Kurländer*-féle méréseket *Liznar* [14] dolgozta fel a múlt század végén. A *Barta*-féle országos mérés feldolgozásából megkaptuk az 1950,0 epochára érvényes összefüggéseket [2]. A *Schenzl*-mérések alapján az 1875,0 epochára nyerhető hatványpolinomokat ugyancsak mi határoztuk meg [3]. Tudtommal ez volt Magyarországon az első lyukkártyás számológéppel végrehajtott számítás a geofizika területén, *Zilahi-Sebess* László munkatársam programozása alapján.

Valamely M földmágneses elem normális értékét a φ , λ helyen kifejező hatványfüggvény általában a következő:

$$M = a + b\Delta\varphi + c\Delta\lambda + d(\Delta\varphi)^2 + e\Delta\varphi\Delta\lambda + f(\Delta\lambda)^2,$$

melyben $\Delta\varphi = \varphi - \varphi_0$, és $\Delta\lambda = \lambda - \lambda_0$, egy célszerűen felvett φ_0 , λ_0 alappontra vonatkoztatva, a , b , c , d , e , f a mérések eredményeiből meghatározott együtthatók.

A négy országos mérés időbeni eloszlása sajnos nem egyenletes. 1890 és 1950 között nagyon hiányzik egy 1920 körüli mérés. A földmágneses elemeknek a különböző epochákban azonos matematikai eljárással nyert értékeit a feldolgozott terület kiterjedésének és a mérési pontok helyzetének különbözőségéből származó hibák is terhelik. De az 1875,0-ás normáltér jól illeszkedik az 1850,0 és 1890,0-ás normáltérek közé, és zárópontul az 1950,0-ást véve a négy rendszer jól felhasználhatónak tűnik a szekuláris változás egy évszázadra visszanyúló vizsgálatára.

Az országos mérések időközeli folyamán végbement évszázados változás értékét a terület egyes pontjaiban a számított normálértékek

1. táblázat

A FÖLDMÁGNESES ELEMÉK NORMÁLIS ÉRTÉKEIT ELŐÁLLÍTÓ
POLINOMOK AZ ORSZÁGOS MÉRÉSEK IDŐPONTJAIBAN
$$\begin{aligned}
 D_{1850,0} &= -808,03' - 0,064386\Delta p + 0,046042\Delta i - 0,00001870(\Delta p)^2 + 0,00035243\Delta p\Delta i - 0,00004123(\Delta i)^2 \\
 D_{1875,0} &= -661,05' - 0,084914\Delta p + 0,607062\Delta i + 0,00046800(\Delta p)^2 + 0,00005428\Delta p\Delta i - 0,00025121(\Delta i)^2 \\
 D_{1890,0} &= -566,10' + 0,021168\Delta p + 0,428252\Delta i + 0,00000858(\Delta p)^2 + 0,00030749\Delta p\Delta i - 0,00000602(\Delta i)^2 \\
 D_{1950,0} &= -100,90' - 0,052490\Delta p + 0,370910\Delta i + 0,00053540(\Delta p)^2 + 0,00011550\Delta p\Delta i - 0,00003470(\Delta i)^2 \\
 I_{1850,0} &= 62^\circ 18,89' + 0,810254\Delta p - 0,143534\Delta i - 0,00027129(\Delta p)^2 + 0,00011440\Delta p\Delta i + 0,00001425(\Delta i)^2 \\
 I_{1875,0} &= 61^\circ 23,93' + 0,813032\Delta p - 0,154088\Delta i - 0,00009749(\Delta p)^2 + 0,00018024\Delta p\Delta i + 0,00005124(\Delta i)^2 \\
 I_{1890,0} &= 61^\circ 03,71' + 0,866957\Delta p - 0,112503\Delta i - 0,00019550(\Delta p)^2 + 0,00005845\Delta p\Delta i + 0,00002523(\Delta i)^2 \\
 I_{1950,0} &= 61^\circ 36,84' + 0,952530\Delta p + 0,022331\Delta i - 0,00031624(\Delta p)^2 + 0,00005739\Delta p\Delta i - 0,00002477(\Delta i)^2 \\
 H_{185,0} &= 21055,50\gamma - 7,610163\Delta p + 1,690460\Delta i + 0,00105130(\Delta p)^2 + 0,00025086\Delta p\Delta i - 0,00030179(\Delta i)^2 \\
 H_{1875,0} &= 21590,51\gamma - 7,834478\Delta p + 1,718157\Delta i + 0,00217487(\Delta p)^2 - 0,00074686\Delta p\Delta i - 0,00078345(\Delta i)^2 \\
 H_{1890,0} &= 21832,07\gamma - 7,490547\Delta p + 1,262195\Delta i + 0,00049719(\Delta p)^2 + 0,00005430\Delta p\Delta i + 0,00013968(\Delta i)^2 \\
 H_{1950,0} &= 21839,36\gamma - 8,948050\Delta p + 0,184456\Delta i + 0,00089559(\Delta p)^2 - 0,00022635\Delta p\Delta i + 0,00038535(\Delta i)^2
 \end{aligned}$$

ahol $\Delta p = \varphi - 45^\circ 30'$ $\Delta i = \lambda - 16^\circ 00'$; Δp és Δi ívpercben számítandó.

különbsége adja meg. Ennek alapján készültek egy előző tanulmányban [3] az 1850—75, 1875—90, 1890—1950 időközökről izopor-térképek. Ezek nem egyenlő időközökre adnak képet, és az alapadatok inhomogenitása jobban érvényesül bennük, ezért csak nagy vonalakban nyújthatnak felvilágosítást a földmágneses tér változásáról a Kárpát-medencében.

Az évszázados fő változás matematikailag a földmágneses elemek értékeit a földrajzi hely szerint másodfokú megközelítésben előállító hatványpolinomok (1. táblázat) együtthatóinak időbeni megváltozásában tükröződik. A változás menetéről egységesebb és részletesebb képet nyerhetünk, ha a különböző időpontokban végzett országos mérések eredményeit megközelítő polinomok együtthatóit, mint az idő függvényeit állítjuk elő. Adott tehát az a, b, c, d, e, f együtthatóknak a mérések időpontjaira érvényes rendszere, és nem kell egyebet tenni, mint az *együtthatók időbeni változásának* kifejezésére olyan függvényeket meghatározni, melyekből a mérési időpontokra kiszámított együtthatók a

2. táblázat

A FÖLDMÁGNESES ELEMEK NORMÁLIS ÉRTÉKEIT ELŐÁLLÍTÓ POLINOMOK EGYÜTTHATÓI AZ IDŐ FÜGGVÉNYEKÉNT

D

$$\begin{aligned} a &= -808,18' + 5,3529 t + 0,017202 t^2 \\ b &= -0,07826 + 0,0022554 t - 0,000019660 t^2 \\ c &= 0,48647 + 0,0016125 t - 0,000028284 t^2 \\ d &= 0,0000605 + 0,000004460 t + 0,0000000109 t^2 \\ e &= 0,0003085 - 0,000004189 t + 0,00000002359 t^2 \\ f &= -0,0000789 - 0,000001914 t + 0,00000002442 t^2 \end{aligned}$$

I

$$\begin{aligned} a &= 62^\circ 19,20' - 2,8246 t + 0,024003 t^2 \\ b &= 0,80497 + 0,0009455 t + 0,000005421 t^2 \\ c &= -0,14748 - 0,0001627 t + 0,000018699 t^2 \\ d &= -0,0002537 + 0,000005018 t - 0,00000005684 t^2 \\ e &= 0,0001313 - 0,000000453 t - 0,00000000325 t^2 \\ f &= 0,0000184 + 0,000001082 t - 0,00000001522 t^2 \end{aligned}$$

H

$$\begin{aligned} a &= 21050,52 \gamma + 26,6902 t - 0,187905 t^2 \\ b &= -7,67381 + 0,0082608 t - 0,000208579 t^2 \\ c &= 1,73389 - 0,0039548 t - 0,000116386 t^2 \\ d &= 0,0012975 - 0,000000228 t - 0,00000004353 t^2 \\ e &= 0,0001122 - 0,000017300 t + 0,00000014231 t^2 \\ f &= -0,0004269 + 0,000002727 t + 0,00000005680 t^2 \end{aligned}$$

ahol t = időpont - 1850,0

lehető legjobban megközelítik az adott együtthatókat. Az együtthatók időbeni változás-függvényeit (2. táblázat) a legkisebb négyzetek módszerével másodfokú megközelítésben számítottuk ki.

Ezek segítségével a lefolyt 100 év és a közeljövő bármely időpontjára kiszámíthatók a földmágneses elemek normálértékeit kifejező függvények együtthatói, és ezáltal megkapjuk az ország területének bármely pontjában az adott időponthoz tartozó normálértéket.

Az időbeni változásfüggvények alapján tíz éves időközű epochákra számítottuk ki az együtthatókat 1850-től 1960-ig. A D , I és H normális értékeit e 11 epochában kifejező függvényeket a 3. táblázat tartalmazza. Ezekkel a függvényekkel kiszámítottuk az ország földrajzi hálózati szögpontjaiban a földmágneses deklináció, inklináció és vízszintes összetevő normális értékeit a közölt epochákra, továbbá a földmágneses tér fő változását jellemző értékkülönbségeket. A függőleges összetevő és a teljes térerősség értékei a $Z = H \cdot \operatorname{tg} I$, ill. a $T = H/\cos I$ képletekkel számíthatók ki.

A vizsgálati eljárás mindegyik földmágneses elemre 11 izopor-térképet szolgáltatott, melyeknek menetéből a fő változás kiértékelhető. E térképek közül minden második van felvéve az ábrákon (1—10. ábra), melyeken tehát az izoporok elmozdulása, irányváltozása, sűrűsödése vagy ritkulása 20 éves intervallumokban nyomon követhető. Mindegyik elemre két ábrát közlünk, melyek egyikén az izoporoknak a múlt század 1855,0, 1875,0 és 1895,0 epocháira, másikán a jelen század 1915,0, 1935,0 és 1955,0 epocháira kiszámított képét láthatjuk.

A földmágneses elhajlás értékváltozása mind a 11 évtizedben pozitív volt (1. és 2. ábra). 1855,0-ban $5,9'/\text{év}$, 1905,0-ban $7,0'/\text{év}$ volt Magyarország területén a deklináció átlagos változása, s az országhatárokon belül az egyidejű D évi változás maximális különbsége ez alatt az 50 év alatt alig haladta meg a $0,3'$ -et. A változás jellegzetessége inkább az izoporok alak- és irányváltozásában jut kifejezésre. 1855,0-ban országunk nyugati határától haladva az izoporok legyezőszerűen széthajlottak, északon a $6,0'/\text{év}$ izopor a felső Tiszánál észak felé, délen az $5,7'/\text{év}$ vonala a Drávánál dél felé görbült. A következő évtizedek folyamán az izoporok az óramutatóval ellenkezőleg elfordultak és délnyugat, dél, majd délkelet felé vándoroltak.

Az 1855,0-ban észak-dél irányban megállapítható $0,3'$ -es maximális izoporérték-különbség 1895,0-ban nyugat-keleti irányban mutatkozik.

Századunk elejétől az izoporok további elfordulása lelassult. Az 1905,0-ban kissé északkeleti irányú, már közel párhuzamos izoporok 1955,0-ig kissé északnyugat-délkeleti irányba fordultak el. Az évi változás sebessége azonban nagyobb volt nyugaton, mint keleten, ezért az izoporok lassú keletre vándorlásuk közben nyugat felé összsűrűsödtek. Az 1955,0 epochában a deklinációváltozás országos átlagértéke számításaink szerint $8,1'/\text{év}$ és a nyugati és keleti határszéli évi változás különbsége $8,75'—7,70' \sim 1,0'$ volt.

A D -változás jelenlegi értékére a változásfüggvények alapján a mért értéknél nagyobbat kaptunk. A mutatkozó eltérés a főmenetre ráhelyeződött hullám [4, 5] következménye, mert e hullám 1943-tól kezdve a fő-

A FÖLDMÁGNESES ELEMÉK NORMÁLIS ÉRTÉKEIT KIFEJEZŐ
POLINOMOK, AZ 1850-TŐL 1960-IG TERJEDŐ 10 ÉV KÖZŰ
IDŐPONTOKBAN

$$\begin{aligned}
 D_{1850} &= -808,2' - 0,0783\Delta\varphi + 0,4865\Delta\lambda + 0,000060(\Delta\varphi)^2 + 0,000308\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,000079(\Delta\lambda)^2 \\
 D_{1860} &= -752,9' - 0,0577\Delta\varphi + 0,4998\Delta\lambda + 0,000105(\Delta\varphi)^2 + 0,000269\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,000096(\Delta\lambda)^2 \\
 D_{1870} &= -694,2' - 0,0410\Delta\varphi + 0,5074\Delta\lambda + 0,000150(\Delta\varphi)^2 + 0,000234\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,000107(\Delta\lambda)^2 \\
 D_{1880} &= -632,1' - 0,0283\Delta\varphi + 0,5094\Delta\lambda + 0,000195(\Delta\varphi)^2 + 0,000204\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,000114(\Delta\lambda)^2 \\
 D_{1890} &= -566,5' - 0,0195\Delta\varphi + 0,5057\Delta\lambda + 0,000241(\Delta\varphi)^2 + 0,000179\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,000116(\Delta\lambda)^2 \\
 D_{1900} &= -497,5' - 0,0146\Delta\varphi + 0,4964\Delta\lambda + 0,000286(\Delta\varphi)^2 + 0,000158\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,000114(\Delta\lambda)^2 \\
 D_{1910} &= -425,1' - 0,0137\Delta\varphi + 0,4814\Delta\lambda + 0,000332(\Delta\varphi)^2 + 0,000142\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,000106(\Delta\lambda)^2 \\
 D_{1920} &= -349,2' - 0,0167\Delta\varphi + 0,4608\Delta\lambda + 0,000378(\Delta\varphi)^2 + 0,000131\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,000093(\Delta\lambda)^2 \\
 D_{1930} &= -269,6' - 0,0237\Delta\varphi + 0,4345\Delta\lambda + 0,000424(\Delta\varphi)^2 + 0,000124\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,000076(\Delta\lambda)^2 \\
 D_{1940} &= -187,1' - 0,0345\Delta\varphi + 0,4025\Delta\lambda + 0,000471(\Delta\varphi)^2 + 0,000123\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,000053(\Delta\lambda)^2 \\
 D_{1950} &= -100,9' - 0,0493\Delta\varphi + 0,3649\Delta\lambda + 0,000517(\Delta\varphi)^2 + 0,000126\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,000025(\Delta\lambda)^2 \\
 D_{1960} &= -11,2' - 0,0681\Delta\varphi + 0,3216\Delta\lambda + 0,000564(\Delta\varphi)^2 + 0,000133\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,000006(\Delta\lambda)^2
 \end{aligned}$$

$$\text{ahol } \Delta\varphi = \varphi - 45^\circ 30' \quad \Delta\lambda = \lambda - 16^\circ 00'$$

$$\begin{aligned}
 I_{1850} &= 62^\circ 19,2' + 0,8050\Delta\varphi - 0,1475\Delta\lambda - 0,000254(\Delta\varphi)^2 + 0,000131\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,000018(\Delta\lambda)^2 \\
 I_{1860} &= 61^\circ 53,4' + 0,8150\Delta\varphi - 0,1472\Delta\lambda - 0,000209(\Delta\varphi)^2 + 0,000126\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,000028(\Delta\lambda)^2 \\
 I_{1870} &= 61^\circ 32,3' + 0,8260\Delta\varphi - 0,1433\Delta\lambda - 0,000176(\Delta\varphi)^2 + 0,000121\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,000034(\Delta\lambda)^2 \\
 I_{1880} &= 61^\circ 16,1' + 0,8382\Delta\varphi - 0,1355\Delta\lambda - 0,000154(\Delta\varphi)^2 + 0,000115\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,000037(\Delta\lambda)^2 \\
 I_{1890} &= 61^\circ 4,6' + 0,8515\Delta\varphi - 0,1241\Delta\lambda - 0,000144(\Delta\varphi)^2 + 0,000108\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,000037(\Delta\lambda)^2 \\
 I_{1900} &= 60^\circ 58,0' + 0,8658\Delta\varphi - 0,1089\Delta\lambda - 0,000145(\Delta\varphi)^2 + 0,000101\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,000034(\Delta\lambda)^2 \\
 I_{1910} &= 60^\circ 56,1' + 0,8812\Delta\varphi - 0,0899\Delta\lambda - 0,000157(\Delta\varphi)^2 + 0,000092\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,000028(\Delta\lambda)^2 \\
 I_{1920} &= 60^\circ 59,1' + 0,8977\Delta\varphi - 0,0672\Delta\lambda - 0,000181(\Delta\varphi)^2 + 0,000084\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,000019(\Delta\lambda)^2 \\
 I_{1930} &= 61^\circ 6,9' + 0,9153\Delta\varphi - 0,0408\Delta\lambda - 0,000216(\Delta\varphi)^2 + 0,000074\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,000007(\Delta\lambda)^2 \\
 I_{1940} &= 61^\circ 19,4' + 0,9340\Delta\varphi - 0,0107\Delta\lambda - 0,000262(\Delta\varphi)^2 + 0,000064\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,000008(\Delta\lambda)^2 \\
 I_{1950} &= 61^\circ 36,8' + 0,9537\Delta\varphi + 0,0232\Delta\lambda - 0,000320(\Delta\varphi)^2 + 0,000054\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,000026(\Delta\varphi)^2 \\
 I_{1960} &= 61^\circ 58,9' + 0,9746\Delta\varphi + 0,0609\Delta\lambda - 0,000389(\Delta\varphi)^2 + 0,000042\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,000047(\Delta\lambda)^2
 \end{aligned}$$

$$\text{ahol } \Delta\varphi = \varphi - 45^\circ 30' \quad \Delta\lambda = \lambda - 16^\circ 00'$$

$$\begin{aligned}
 H_{1850} &= 21050,5\gamma - 7,6738\Delta\varphi + 1,7339\Delta\lambda + 0,001297(\Delta\varphi)^2 + 0,000112\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,000427(\Delta\lambda)^2 \\
 H_{1860} &= 21298,6\gamma - 7,6121\Delta\varphi + 1,6827\Delta\lambda + 0,001291(\Delta\varphi)^2 - 0,000047\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,000394(\Delta\lambda)^2 \\
 H_{1870} &= 21509,2\lambda - 7,5920\Delta\varphi + 1,6082\Delta\lambda + 0,001276(\Delta\varphi)^2 - 0,000177\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,000350(\Delta\lambda)^2 \\
 H_{1880} &= 21682,1\gamma - 7,6137\Delta\varphi + 1,5105\Delta\lambda + 0,001251(\Delta\varphi)^2 - 0,000279\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,000294(\Delta\lambda)^2 \\
 H_{1890} &= 21817,5\gamma - 7,6771\Delta\varphi + 1,3895\Delta\lambda + 0,001219(\Delta\varphi)^2 - 0,000352\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,000227(\Delta\lambda)^2 \\
 H_{1900} &= 21915,3\gamma - 7,7822\Delta\varphi + 1,2452\Delta\lambda + 0,001177(\Delta\varphi)^2 - 0,000397\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,000148(\Delta\lambda)^2 \\
 H_{1910} &= 21975,5\gamma - 7,9290\Delta\varphi + 1,0776\Delta\lambda + 0,001127(\Delta\varphi)^2 - 0,000413\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,000059(\Delta\lambda)^2 \\
 H_{1920} &= 21998,1\gamma - 8,1176\Delta\varphi + 0,8868\Delta\lambda + 0,001068(\Delta\varphi)^2 - 0,000401\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,000042(\Delta\lambda)^2 \\
 H_{1930} &= 21983,2\gamma - 8,3479\Delta\varphi + 0,6726\Delta\lambda + 0,001001(\Delta\varphi)^2 - 0,000361\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,000155(\Delta\lambda)^2 \\
 H_{1940} &= 21930,6\gamma - 8,6198\Delta\varphi + 0,4352\Delta\lambda + 0,000924(\Delta\varphi)^2 - 0,000292\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,000279(\Delta\lambda)^2 \\
 H_{1950} &= 21840,5\gamma - 6,9335\Delta\varphi + 0,1745\Delta\lambda + 0,000839(\Delta\varphi)^2 - 0,000195\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,000414(\Delta\lambda)^2 \\
 H_{1960} &= 21712,8\gamma - 9,2889\Delta\varphi + 0,1094\Delta\lambda + 0,000746(\Delta\varphi)^2 - 0,000069\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,000560(\Delta\lambda)^2
 \end{aligned}$$

$$\text{ahol } \Delta\varphi = \varphi - 45^\circ 30' \quad \Delta\lambda = \lambda - 16^\circ 00';$$

$\Delta\varphi$ és $\Delta\lambda$ ívpercben számítandó.

menetet képviselő kiegyenlített görbe alá került, és negatív szélső értéke felé halad. Ez látható a 11. ábrán, mely a *D*, *I* és *H* földmágneses elemeknek a Magyarországon végzett valamennyi obszervatóriumi megfigyelés kritikai felülvizsgálatával megállapított és az ideiglenes budakeszi obszervatórium helyére átszámított adatsorait [7] és az ezeket legjobban megközelítő évszázados főmenetet képviselő hatványgörbéket tünteti fel. Változásfüggvényeink e hatványgörbék változásértékeinek felelnek meg.

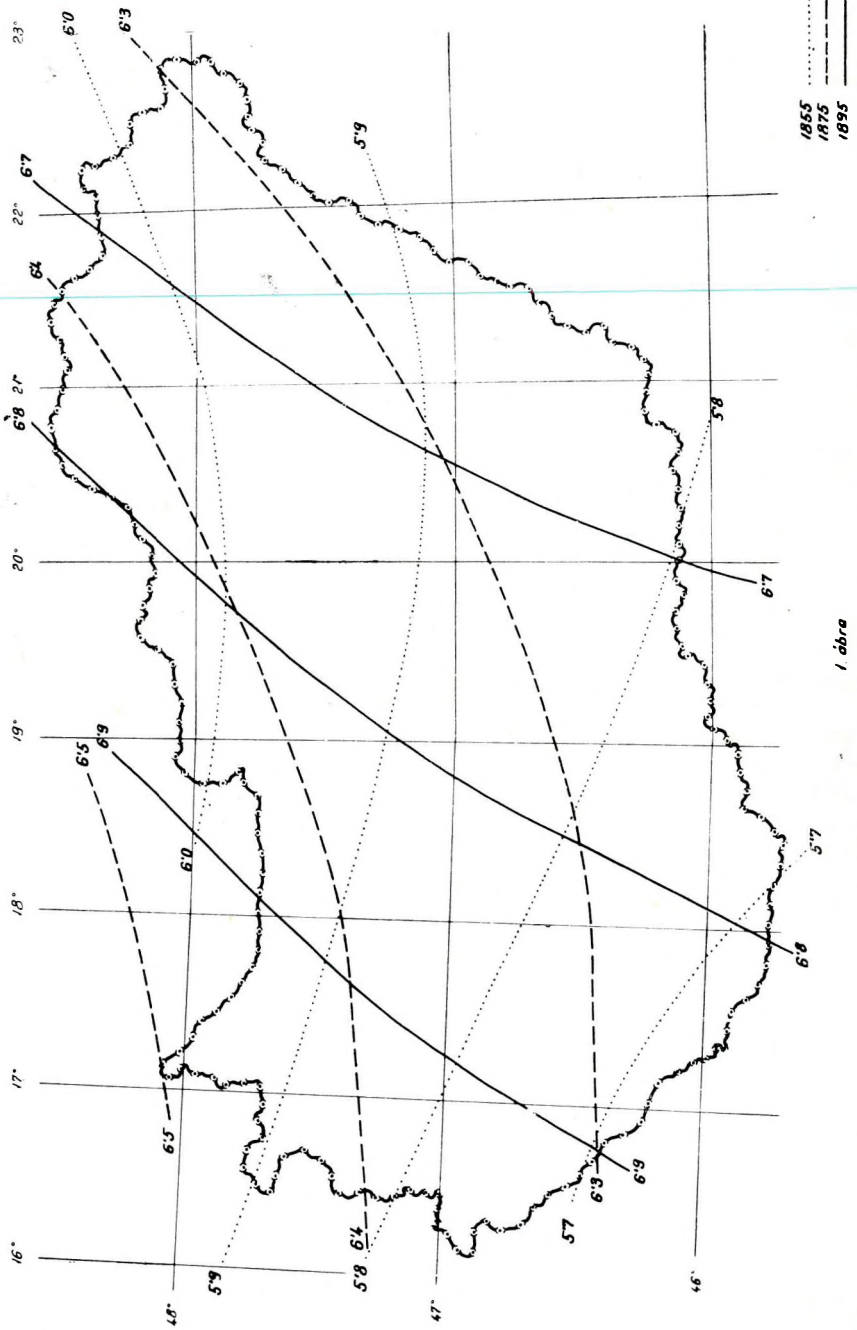
Az említett 1862,75, 1882,75, 1920,0 epochákra előzőleg meghatározott izoportérképek [3] vonalainak alak- és irányváltozás-menete a most nyert térképsorozatból adódó menettel még a változássebesség szempontjából is aránylag eléggé egyezik. *Hofhauser* Jenő 1934—36-i, 26 pontra terjedő elhajlásmeréseinek [11] eredményei is összhangban vannak a kapott változásképpel.

Országunk közelebbi környezetébe eső obszervatóriumok (Ógyalla, Bécs, Póla, Prága, München, Niemeck, Clausthal, Chambon la Forêt, Krakkó, Varsó, Odessza, Karsani, Capodimonte) adatsorozataiban mutatkozó deklinációváltozások menetei is megerősítik megállapításainkat.

Hogy eredményeinket világviszonylatban is megítélhessük, térképeinket a *Fisk*- és *Vestine-Laporte-Cooper*-féle világizoportérkép-sorozatokkal [9, 10, 16] hasonlítottuk össze.

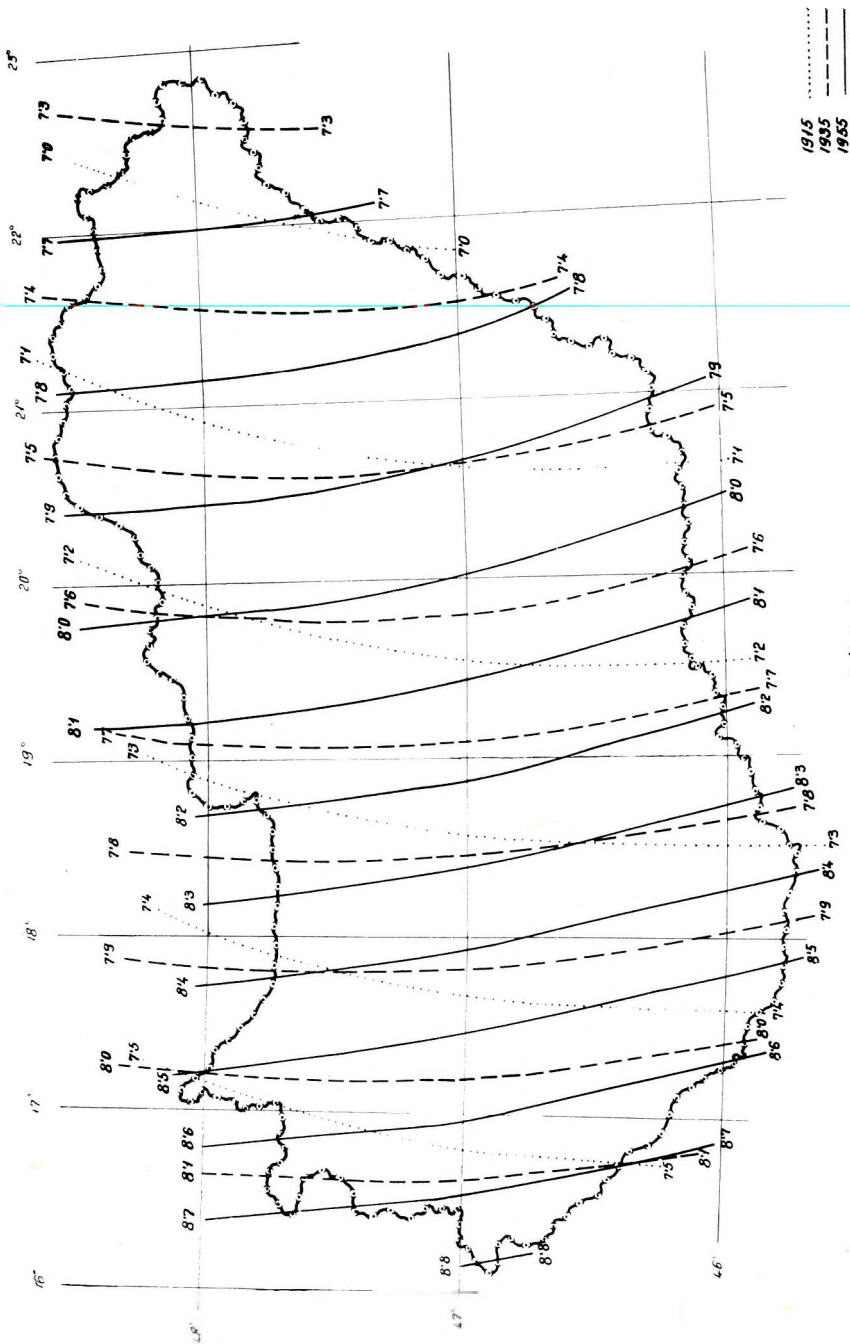
A számításainkból nyert évi változások értékrendszere és az izoporok sűrűségváltozása egy tőlünk messze nyugatra eső, terjeszkedő pozitív változáscentrum (izoporfókus) jelenlétére vall. Az 1922,0 epochai *Fisk*-féle deklináció izoportérképen [9] az Ural-hegységtől nyugatra eső pozitív változási terület két jól meghatározott fókus: az északatlanti-óceáni és a délafrikai góc körüli oválrendszerre tagozódik szét. A változás maximuma 1922-ben mind a két centrumban $15'/\text{év}$ volt. A két rendszer határterületén Észak-Afrika térségében az átlagos változás $7'/\text{év}$ volt. Tekintve, hogy az évi változás értéke egész Európában jelen századunk elejétől növekedett, az északatlantióceáni fókus terjeszkedni látszik.

Az összehasonlításból az következtethető, hogy Magyarország területe a múlt század második felében e két pozitív fókusrendszer közötti, közel állandó változású tartományba esett. A múlt század közepén az északi fókus, térképeink izoporjainak megfelelően a jelenleginél jóval keletebbre lehetett. Figyelembe véve azt a megállapítást, hogy a keleti nulla izoporvonal 1905-ben Közép-Szibérián haladt át, és innen vándorolt lassan nyugatra [9], valószínűnek látszik, hogy az ilyen irányú elmozdulás már a múlt század egész második felében folyamatban volt, és századunk kezdetétől országunk területe egyre inkább az északatlanti-óceáni centrum hatáskörébe került, amint ezt a nyugat felé sűrűsödő izoporok mutatják. Csekély elfordulásuk arra vallana, hogy a góc az utóbbi évtizedekben kissé délre nyomult. Azonban Magyarország túl kicsi ahhoz, hogy a területére adódó izoporok alakjából és elfordulásából önmagában következtethessünk a változáscentrum helyzetére és vándorlására. Az 1942,5-ös *Vestine*-féle *D* évszázados változástérképre [10, 16] tekintve szembeűnő, hogy nincs már kettétagozódott góc. Az Amerika



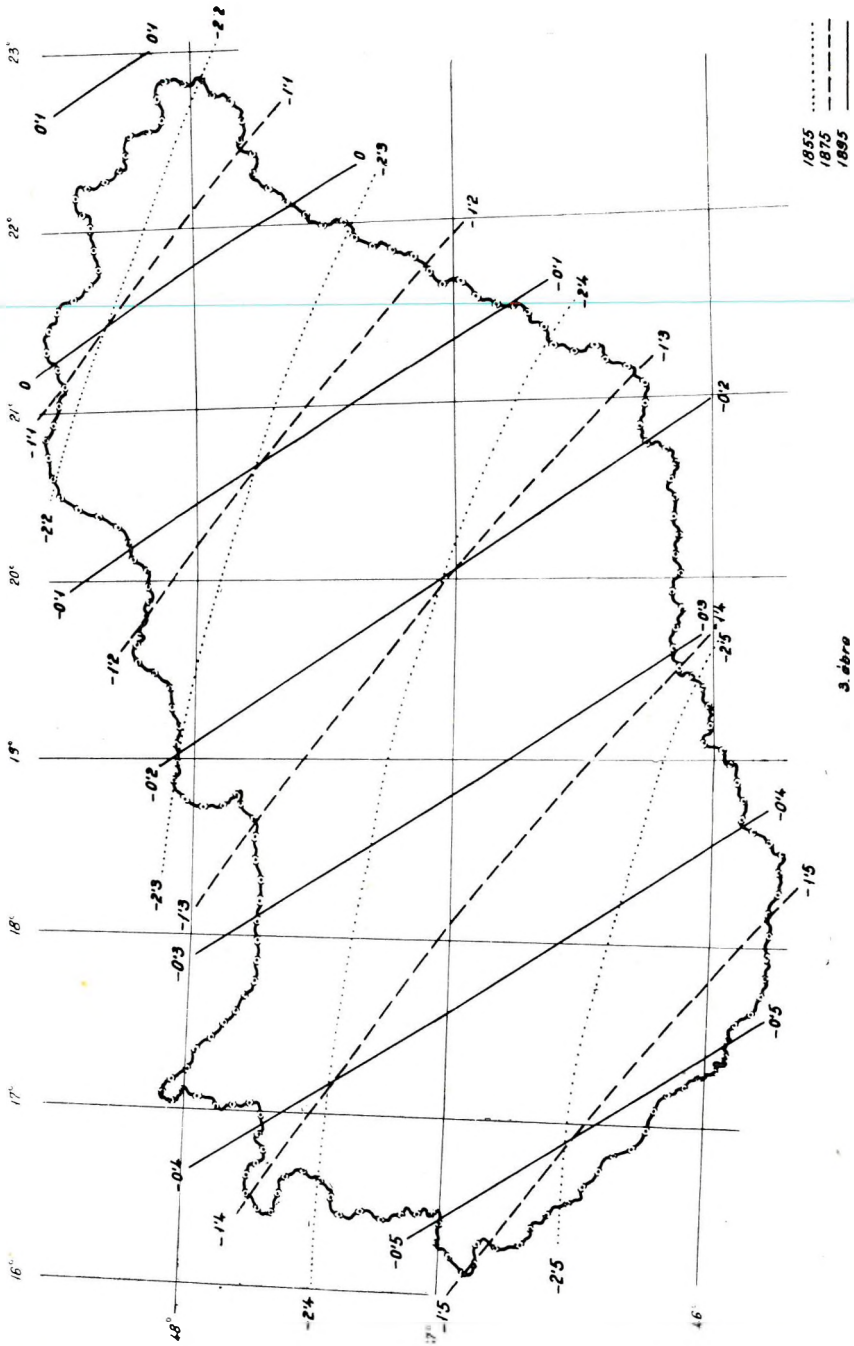
D

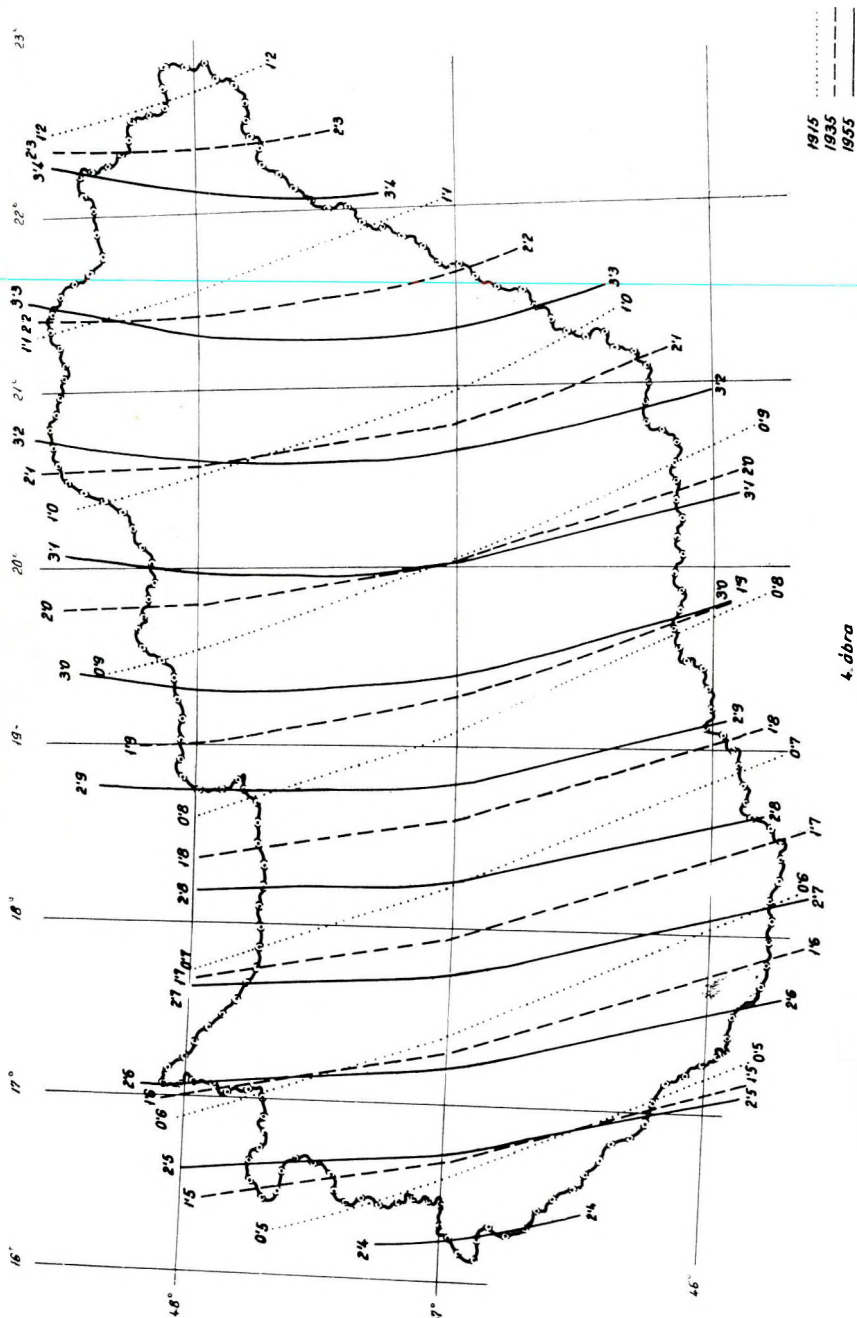
D



2. ábra

1—2. ábra. A földmágneses elhajlás évi változása 1855—1895, ill. 1915—1955.





3—4. ábra. A földmágneses lehajlás évi változása 185 —1895, ill. 1915—1955.

északi szigeteihez felnyomult, és 50'/év csúcsertékre nőtt centrum oválrendszerébe beleolvadt a délafrikaié, s az izoporvonalak Európa területén erősen hullám alakúakká váltak. Ez a magyarázata annak, hogy térképeinken az izoporok homorulata nincs az uralkodó változáscentrum felől. Elfordulásuk iránya is a szabálytalanná vált oválrendszer következménye.

Az 1960-as izoportérképen (*Magnetic Variation Epoch 1960,0* Published at Washington DC by the US Navy Hydrographic Office under the authority of the Secretary of the Navy) is világosan szemléltető az izoporok hullám alakú vonulata.

A földmágnes lehajlás változása (3.—4. ábra). Az inklinációnak Magyarországon 1900 körül minimuma volt. Az *I* változás értékei 1850-től 1900-ig negatívak, azóta pozitívak. Az évi változás (algebrailag) állandóan növekedett, keleten valamivel gyorsabban, mint nyugaton.

1855,0-ban az *I* izoporok NyENy—KDK irányúak, és délnyugat felől homorúak voltak, tőlünk távol DDNy-ra eső negatív fókusz rendszeréhez tartoztak, értékük DNy-on $-2,5'/\text{év}$, ÉK-en $-2,2'/\text{év}$ volt. E negatív izoporvonalak az idő folyamán DDNy, majd DNy-ra eltolódtak, és az óramutató járása szerint ÉNy—DK irányba fordultak. A nulla inklináció-izopor 1894-ben északkelet felől lépett országunk területére, és kb. 11 év alatt vonult rajta végig, nyomában az inklináció-változás pozitívvá vált, 1905-ben elérte a délnyugati határszélét. Ezután az izoporvonalak elfordulása és eltolódása továbbra is megmaradt, irányuk lassanként az ÉNy—DK-ből közel É—D-ibe fordult, kissé összehúzódtak, mert keleten nagyobb a változás sebessége, mint nyugaton. A minimum időpontjára kiegyenesedett vonalak rendre kelet felől homorúakká görbültek. Tehát a szélső értéktől kezdve izoporjaink egy tőlünk távolkeletre eső pozitív fókusz ováljainak elemeivé váltak. 1955,0-ig az *I* változás az ország nyugati részén $2,5'/\text{év}$, keleti szélén $3,4'/\text{évre}$ növekedett fel.

Az 1943-i erdélyi *H*- és *I*-mérés alapján [6] az Erdélyre megállapított változást a nyugatabbra eső helyeken észlelt változással összehasonlítva azt lehetett megállapítani, hogy a *H* és *I* elemek szélső értékei Erdélyben 9—10 évvel korábban következtek be, mint e terület közepétől 6° -kal nyugatabbra eső Ógyállán, ami jól egyezik a O-izopor délnyugatra vándorlásának jelen vizsgálatainkból adódó sebességével.

I-változásképeink általában illeszkednek bele az inklináció izoporvilágtérképeken feltüntetett vonalrendszerbe. A Fisk-féle 1922-es térképen [9] Európára két nagy izoporcentrum eléggé szabályos vonalrendszerének választóvonala esik. Az egyik negatív, középpontja az egyenlítő tájékán kb. 20° Ny hosszúságon van, $-16'/\text{év}$ csúcsertéssel az Atlanti-óceánban. A másik pozitív, iráni középponttal $+10'/\text{év}$ csúcsertéssel. Ekkor Magyarországtól kissé keletre a $+2'/\text{év}$ izopor húzódott. Arra lehet következtetni, hogy a múlt század közepén Magyarország területe a tőle DNy-ra eső erős negatív fókusz zónájába tartozott, mely délnyugat felé elvándorolt, miközben északkeletről a pozitív izoporfókusz ováljai kiterjeszkedtek. E két fókuszrendszer határa 1900 körül országunk

területére esett, s azóta e terület a nyugat felé előrenyomuló pozitív izoporfókuszt hatáskörében van.

Valóban a *Vestine*-féle 1942,5-ös *I*-változás világképen [10] mindkét rendszer nyugatabbra van eltolódva. Az iráni pozitív centrum erőssége csökkent az elmozdulás folyamán, és ováljai szabálytalanabbá váltak.

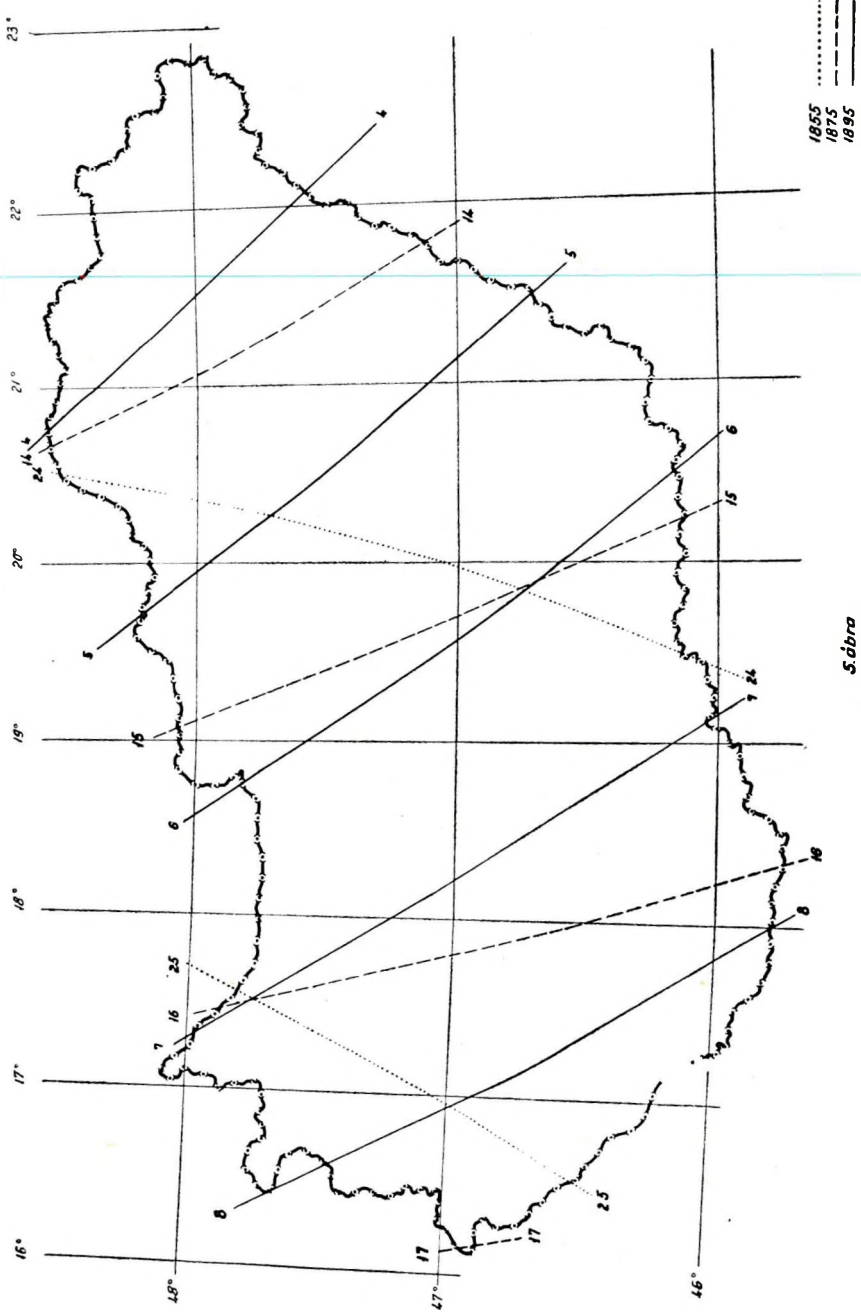
Dél-amerikai megfigyelések szerint az atlantióceáni negatív fókuszt izoporjait nyugatról határoló O-izoporvonalnak metszéspontja az Amazzonnal aránylag rövid idő alatt jelentősen nyugat felé nyomult [9]. Ezt a megállapításainkat alátámasztó tény a *Vestine*-féle világtérképsorozat is mutatja [16].

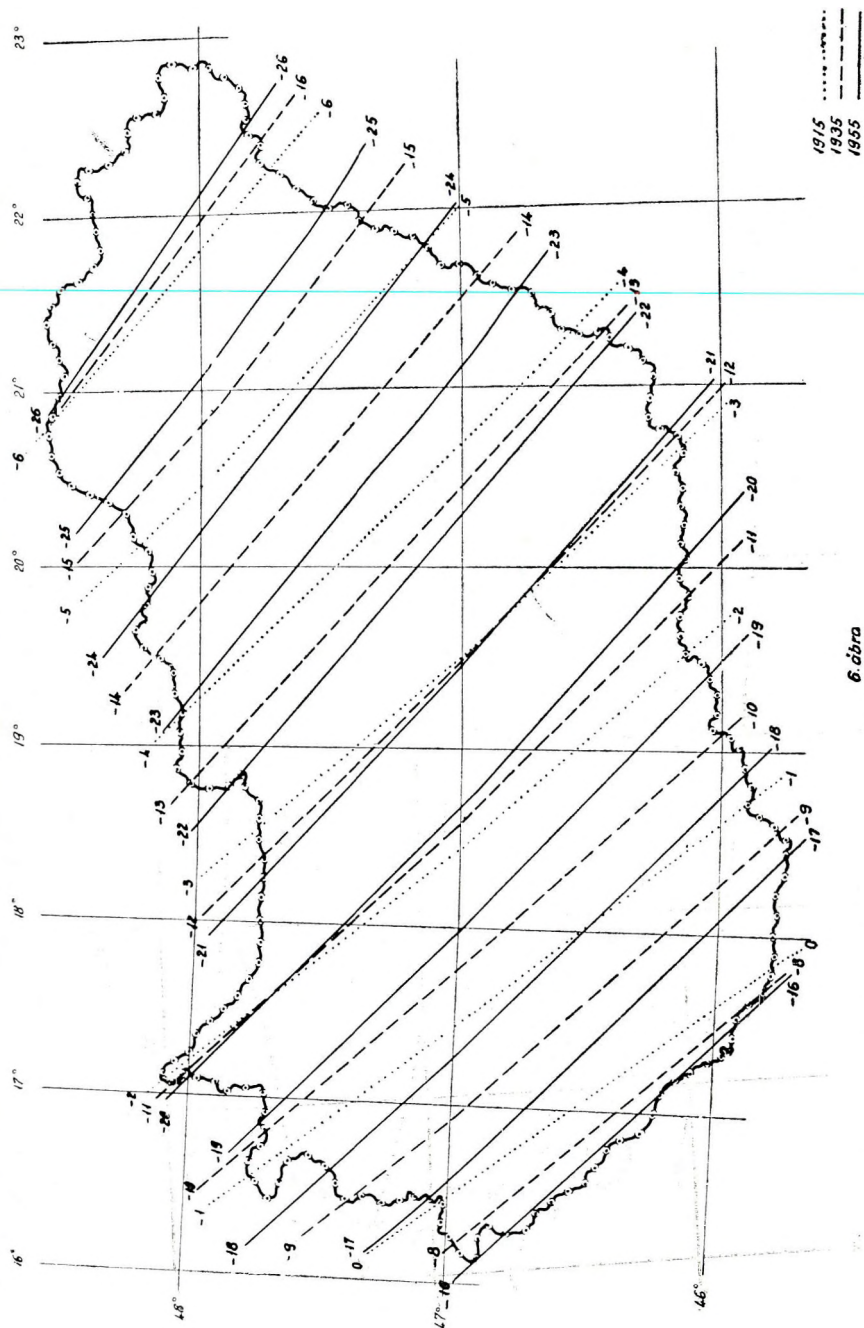
A vízszintes összetevő változása, [5.—6. ábra]. A vízszintes összetevőnek országunk területén 1910 körül maximuma volt. A *H*-változás értékei tehát a megvizsgált időintervallum első felében pozitívak, második felében negatívak voltak. A változás értéke (algebrailag) állandóan fogyott. A változás sebessége valamivel nagyobb keleten, mint nyugaton.

1855,0-ban az ÉK-DNY irányú izoporok dél felé széttartóak voltak, mert a meridiánfokonkénti változáskülönbség valamivel több volt északon, mint délen. Értékük nyugaton 25 gamma/év, keleten 23 gamma/év volt, nyugat felől kissé homorúan görbültek, a pozitív-változású térség fókusza Magyarországtól nyugatra esett. A következő évtizedekben az izoporok nyugatra vándoroltak, miközben összesűrűsödtek, mert keleten a változás sebessége nagyobb, mint nyugaton. 1905,0-ban a különbség a változás keleti és nyugati határszéli értékei között 6 gamma volt. Egyidejűleg az óramutatóval ellenkezőleg ÉNY-DK irányba elfordultak, majdnem egyenesekké, és egymással párhuzamosokká váltak. A O-izopor 1903 táján lépett át Magyarország ÉK-i határán, és 1915,0-ban jutott el a DNY-i határszélhez. E 12 év alatt ÉK-ről DNY-re haladva érte el rendre a vízszintes összetevő maximális értékét, és a változás negatívvá vált, vagyis országterületünk átkerült egy messze ÉK-i negatív izoporfókusztartományába. Ezután az izoporok DNY-ra vándorlása, lassú elfordulása és összesűrűsödése tovább folytatódott. 1955,0-ban a DNY-i és ÉK-i határszéli izoporok értékeinek különbsége már 10 gamma. Az erdélyi és ógyallai menetgörbék [6] összehasonlítása az izoporok lefutás-irányának számbavételével hasonló eredményt adott.

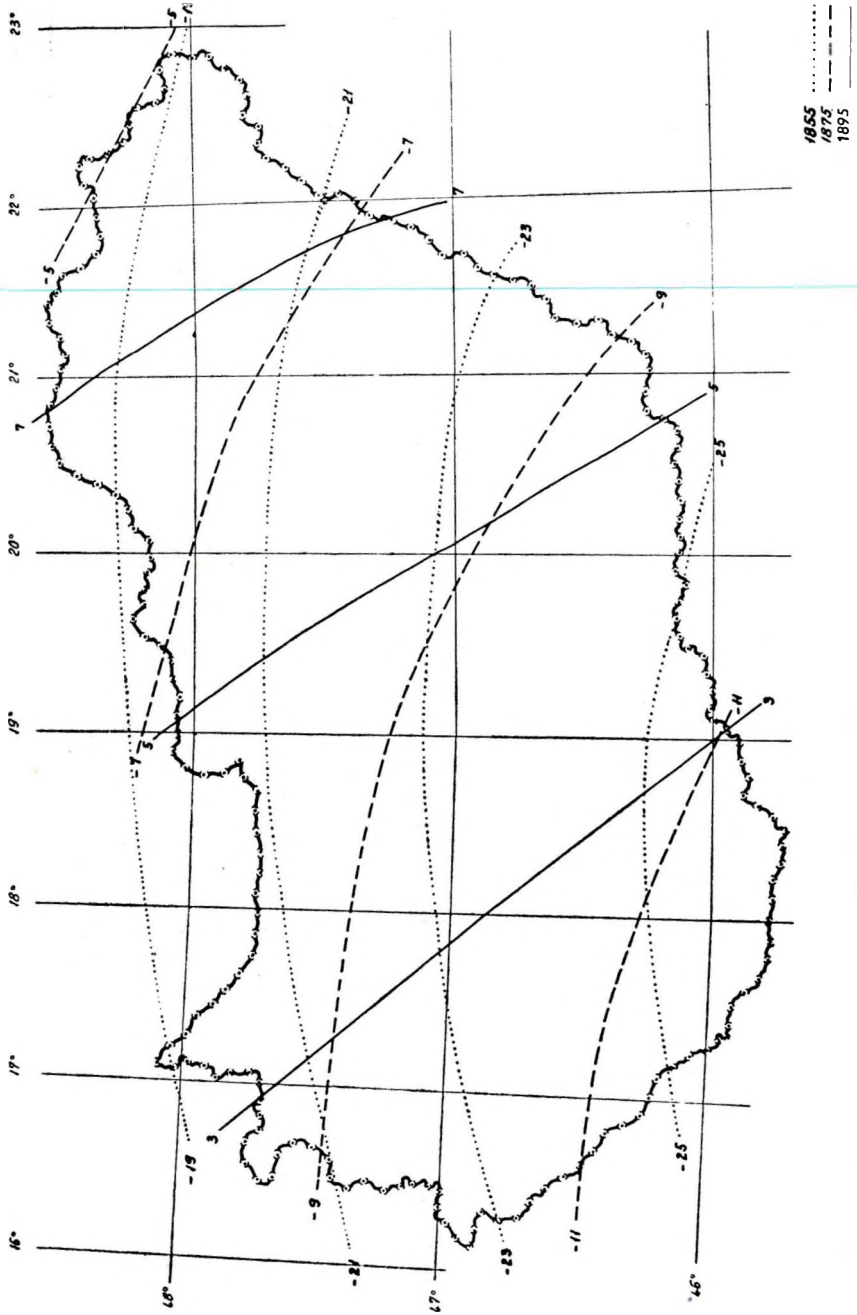
A *Fisk*-féle *H* világitzopor térképen [9] 1922-ben Magyarország területét az északnyugat-szibériai nagy negatív góc vonalrendszere szeli át. A számításainkból nyert izoporok az epochában mind nagyság, mind irány szerint jól megfelelnek e térkép izoporjainak. E negatív izoporfókuszt (—60 gamma/év max.) rendszeres ováljaival szomszédos pozitív változástartomány széttagolt (észak-atlantióceáni, sahari és előindiai) centrumú és egészen szabálytalan szerkezetű.

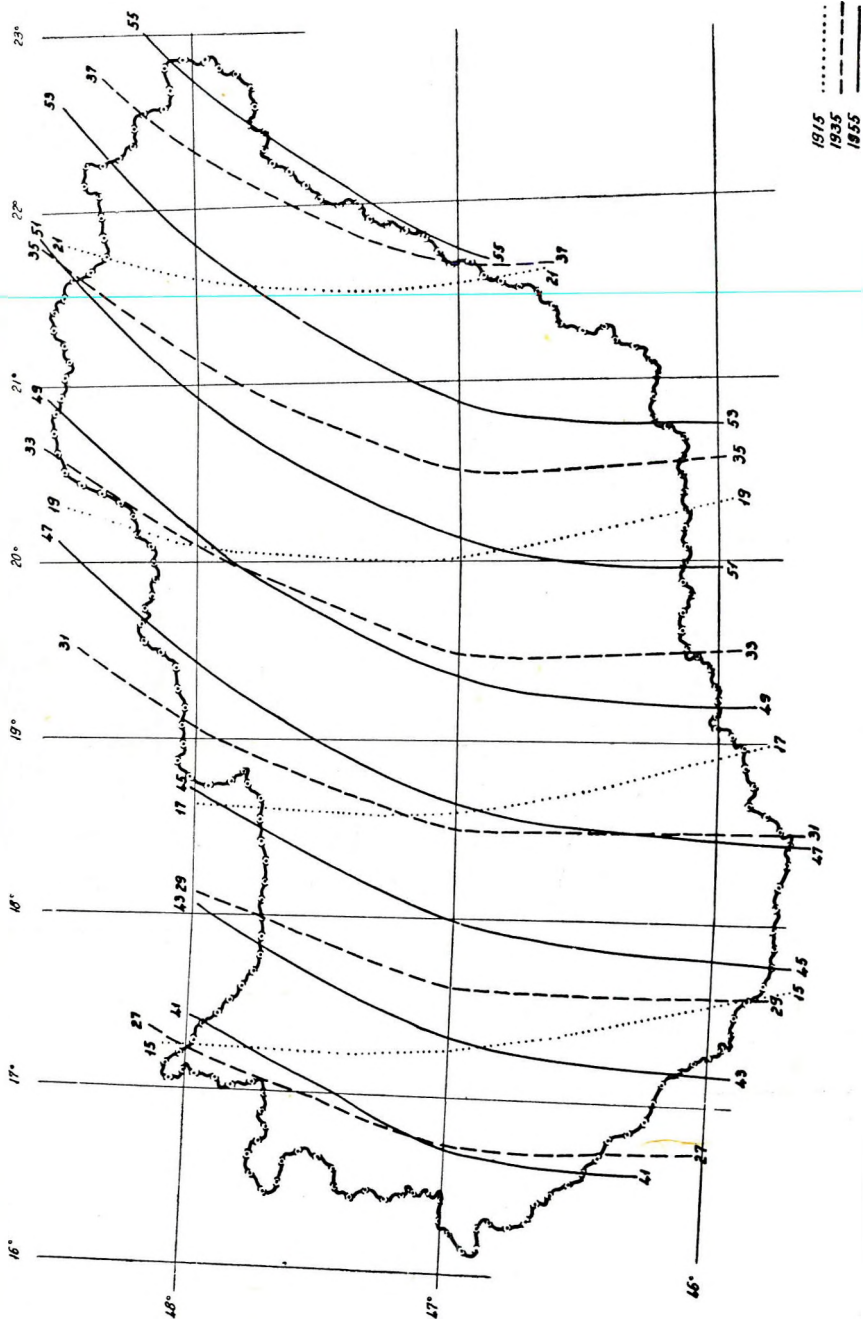
Valószínű, hogy a múlt század közepétől 1910 tájáig ebbe a pozitív rendszerbe tartozott Magyarország területe, amikor az akkor még terjeszkedő szibériai negatív változáscentrum hatáskörébe került. Ha azonban e negatív változástartomány viselkedését az 1912,5, 1922,5, 1932,5, 1942,5 időpontokra készült *Vestine*-féle szekulárváltozás térképek [16] során nyomon követjük, úgy látszik, hogy annak terjeszkedése 1922,5 után megszünt, rendre visszahúzódott és csökkenő intenzitású centruma



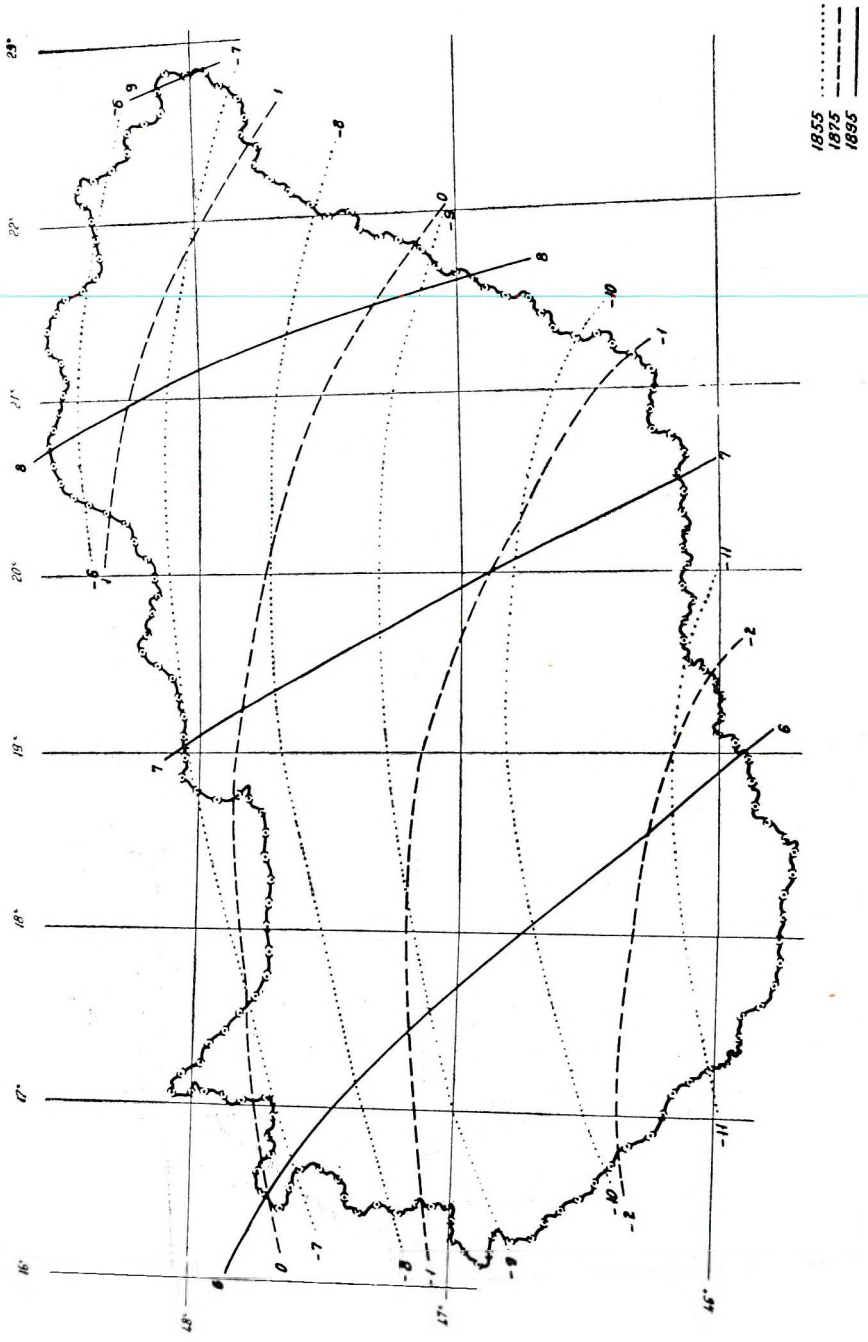


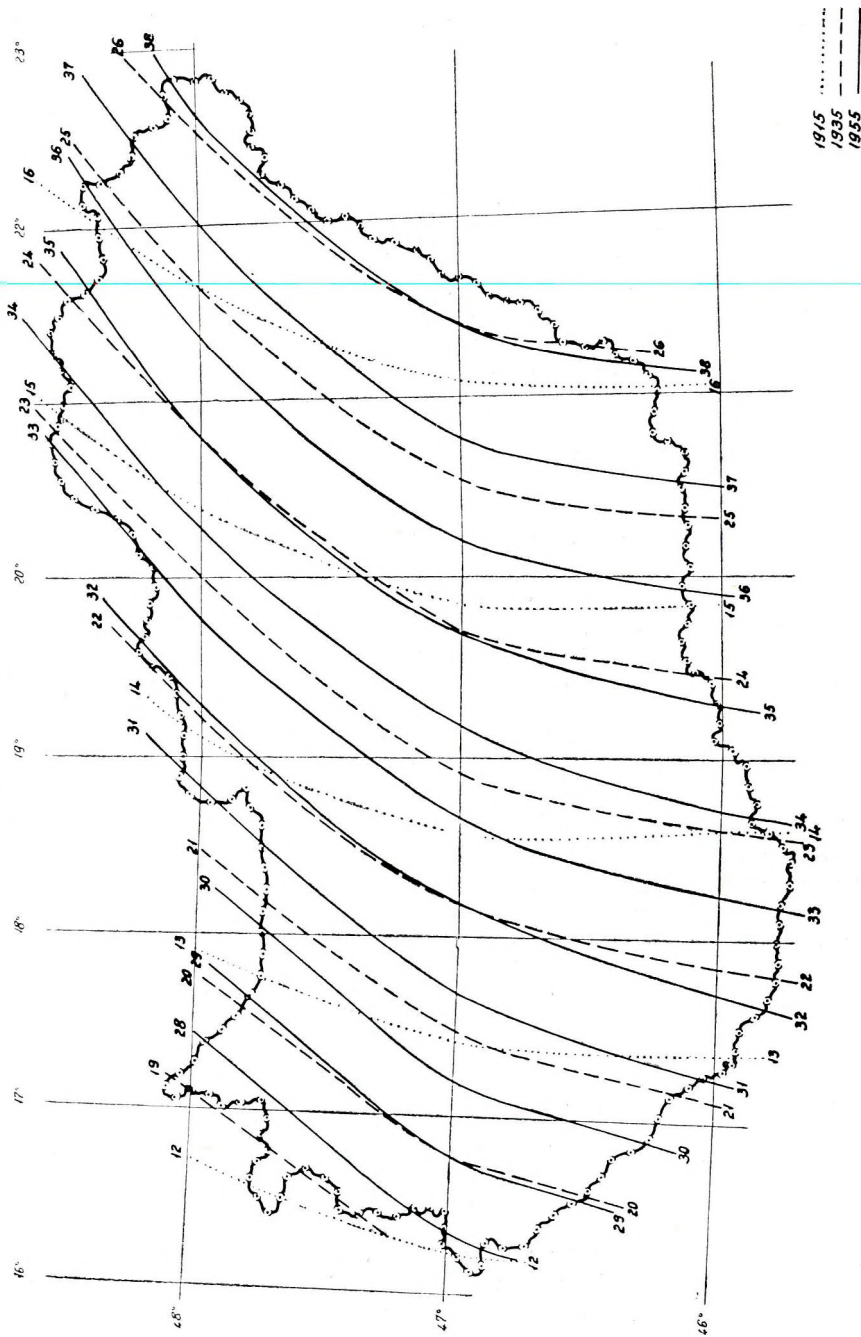
5-6. ábra. A földmágnesség vízszintes összetevőjének évi változása 1855-1895, ill. 1915-1955





7-8. ábra. A földmágnesség függőleges összetevőjének évi változása 1855-1895, ill. 1915-1955





9-10. ábra. A földmágneses teljes térerősség évi változása 1855-1895, ill. 1915-1955

északra vándorolt (Novaja Zemlja). 1942,5-ben országunk területe már nincs ennek hatáskörében, hanem a délnyugatról felhatoló széttagolt fókuszú pozitív változástérbe tartozik; a O-izopor Magyarországtól É-ra húzódik.

Obszervatóriumi méréseink szerint (11. ábra) is az utóbbi években a vízszintes összetevő évi változása pozitív érték. Továbbá az 1959-ben a magyar-csehszlovák határmenti H -mérések és az 1950,0-ás mérések eredményeinek különbsége ugyancsak pozitív évi változást ad, éspedig a világmépnek megfelelő, nyugat felé nagyobbodó értékeket (Hédervárnál $+8,1$ gamma/év, Sajópüspökínél $4,5$ gamma/év).

A számításaink szerinti, a 20-as éveken túl is folyamatosan nagyobbodó negatív évi változást részben indokolja az, hogy jelenleg a főmenetgörbe fölött a szuperponálódó hullám hegye alakult ki. De emellett lehetséges, hogy ez a főmenet kevésbé görbült, mint ahogy az nekünk a kiegyenlítésből adódott. E görbét túlzottan befolyásolhatták a számításba vett a szekuláris változás periódusához aránylag rövid időintervallum utolsó évtizedeire eső, a szuperponált hullám völgyét jellemző adatok.

Ha talán nem is tökéletesen szabatos a vízszintes összetevőre vonatkozó az időben változó együttthatóink rendszere, a hibák, amelyet a rendszer okozhat, nem lehetnek nagyok, mert a mennyiségek kevésbé változnak meg akkor, ha a szélső érték közelében vannak. Minden esetre alkalmas volt arra, hogy segítségével a függőleges összetevőre és annak változására a $Z = H \cdot \operatorname{tg} I$ összefüggés felhasználásával a valóságnak teljesen megfelelő értékeket lehessen kiszámítani. Ugyancsak megfelelnek a $T = H/\cos I$ -vel kiszámított teljes térerősség értékeink is.

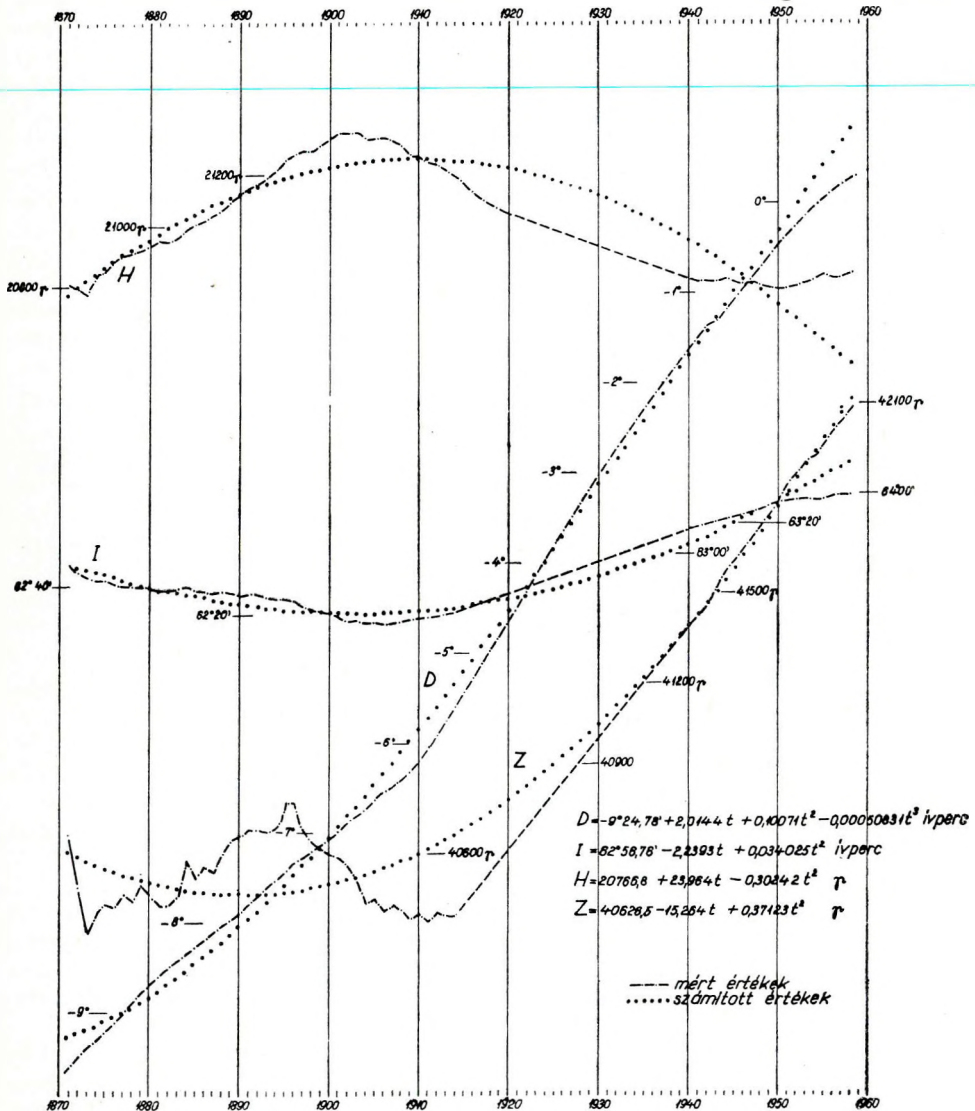
A függőleges összetevő változása, (7.—8. ábra). A Z függőleges összetevőnek 1890 táján minimuma volt Magyarországon. Az évi változás ez időpontig negatív, ettől kezdve pozitív. Az évi változás hasonlóan, mint az I változása (algebrailag) folytonosan növekedett. A változás sebessége itt is északkeleten valamivel nagyobb, mint délnyugaton.

Az izoporvonalak 1855-ben közel Ny-K-i irányúak és D felől homorúak voltak, ami délre eső negatív izoporfókuszra mutat. Értékük É-on -18 gamma/év, D-en -26 gamma/év volt. Az idő folyamán az izoporok D-re, majd DNy felé eltolódtak, görbültségük csökkent, miközben egyidejűleg az óramutató járása szerint elfordultak az ÉNy-DK irányba. A O-izopor ugyanúgy ÉK-ról DNy-ra haladva vonult át Magyarország területén, mint az inklinációs O-izopor, de valamivel nagyobb sebességgel (nem egészen 10 év alatt), és egy évtizeddel korábban. 1893 körül hagyta el az ország területét. Az izoporok eltolódása és elfordulása ezután is tovább folytatódott, és 1955-ben nagyjából a Tisza folyásával párhuzamos lefutásuk homorulata egy tőlük DK-re eső pozitív fókusz jelenléte mutat. Értékük a Ny-i határszálon 40 gamma/év, a keletin 55 gamma/év.

Országunk nagy részére kiterjedően dr. Haáz István vezetésével és irányításával végzett áttekintő földmágneses függőleges térerősségmérések folyamán az összekötő pontokon végrehajtott, néhány évenként megismételt BMZ -mérések lehetővé tették a Z -változás-értékek közvet-

len megállapítását. Ny-ról K-re 100 km távolságon 100 nap alatt 1 gamma átlagos változásnövekedést észleltek. Ha ezt országunk Ny-i és K-i határszéleinek 500 km-re tehető távolságára és 1 évre számítjuk át, eredményeinkkel jó megegyezésben (az izoporok lefutásirányának figyelembe vételével) megkapjuk a 40 és 55 gamma/év 15 gammás különbségét.

A függőleges összetevő obszervatóriumi mért értékeinek változásai alig különböznek a számítottaktól, a szuperonált hullám itt nem okoz



11 ábra. A földmágnesség évszázados változása obszervatóriumi megfigyelésekből

differenciát, menetének meredeksége kb. megegyezik a főmenet görbájével (11. ábra).

A nyert változásképek a világitoportérképeknek is megfelel. Az 1922,0-ás Z világitoportérkép [9] hasonló az I-éhez, azzal a különbséggel, hogy az atlantióceáni negatív fókusz és a tőlünk DK-re kialakult pozitív fókusz is valamivel északabbra van, mint az I-nél, országunkat ez időpontban a +20-as izopor szeli át. Eszerint valószínű, hogy a múlt évszázadban a folytonosan nyugat felé vándorló nagy negatív izoporgóc ováljai vonultak le e térségről, amely a O-izopor áthaladása után belekerült a keletről terjeszkedő pozitív fókusz hatáskörébe. Összevetve az 1942,5-ös *Vestine*-féle évszázados változástérképpel [10], ez a nyugatra vándorlás és a keleti pozitív centrum értéknövekedése valóban megállapítható a legutóbbi évtizedekben is.

Még egy érdekes összehasonlításra nyílik alkalom: BOCK nemrég levezette és ábrázolta a földmágnesség függőleges összetevőjének Európa területére terjedő egységes normálterét és annak évszázados változását a földrajzi koordinátáktól függően 1938,5-től 1956,5-ig három évenként. Táblázatokban közölt eredményei, képletei és grafikonjai szerint kiszámítottuk Tihany és Budakeszi pontokra az 1950,5 epochabeli Z-normálértéket és saját számításaink eredményeivel meglepően 10 gammán belül egyező értéket kaptunk.

A teljes térerősség értékváltozását feltüntető térképek (9.—10. ábra) szembetűnően hasonlítanak a függőleges összetevő térképeihez. Az izoporok iránya, alakja, elvándorlása és elfordulása hasonló, de a T-nek korábban, 1880 táján volt minimuma Magyarország területén, mint a Z-nek. A O-izopor átvándorlása e területen már 1875 előtt megkezdődött, s 1885,0-ban az ország délnyugati határszélén is túlhaladt. Ez időponttól kezdve T-izoporvonalaink egy tőlünk DK-re eső pozitív góc egyre növekvő ováljainak részét alkotják.

A világitoportérképeken láthatjuk, hogy az a negatív változástér, melybe országunk területe 1880 tájáig tartozott, 1922-ben [9] már egészében tőlünk nyugatra esik. Ebben az epochában a pozitív változáscentrum Irán tájékán volt 80 gammás csúcsertéssel; ÉNy-DK irányban erősen elnyúlt, szabálytalan oválokkal. Az 1942,5-ös világitérkép [10] szerint e pozitív változászónában kettős, 100 gamma/év csúcsertéskü centrum alakult ki azáltal, hogy a délkeletre elnyúló izoporvonalak egy újabb centrum körül záródtak az Indiai-óceán térségében. Izoporjaink érték és irány szerint megfelelnek az iráni fókusz ováljainak.

Az évszázados változás térbeli viselkedésének szemléltetésére kiszámítottuk a $\frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial M}{\partial t} \right)$ -t, a földmágneses elemek évenkénti változásának gradiensét a földrajzi hálózati vonalak mentén 100 km-enként az idő függvényében (4. táblázat). A 12. ábrán látható, hogyan nő, vagy csökken a D, I, H, Z és T évi változása a $\varphi = 46,0^\circ$ és a $48,5^\circ$ szélességi körökön a $\lambda = 17^\circ$ és 21° hosszúságok között kelet felé haladva, valamint a $\lambda = 17^\circ$ és 21° meridiánokon a $46,0^\circ$ szélességtől $48,5^\circ$ -ig észak felé haladva, $\mu\text{perc}/\text{év}/100 \text{ km}$, ill. $\gamma/\text{év}/100 \text{ km}$ -ben. Leolvasható pl., hogy a függő-

4. táblázat

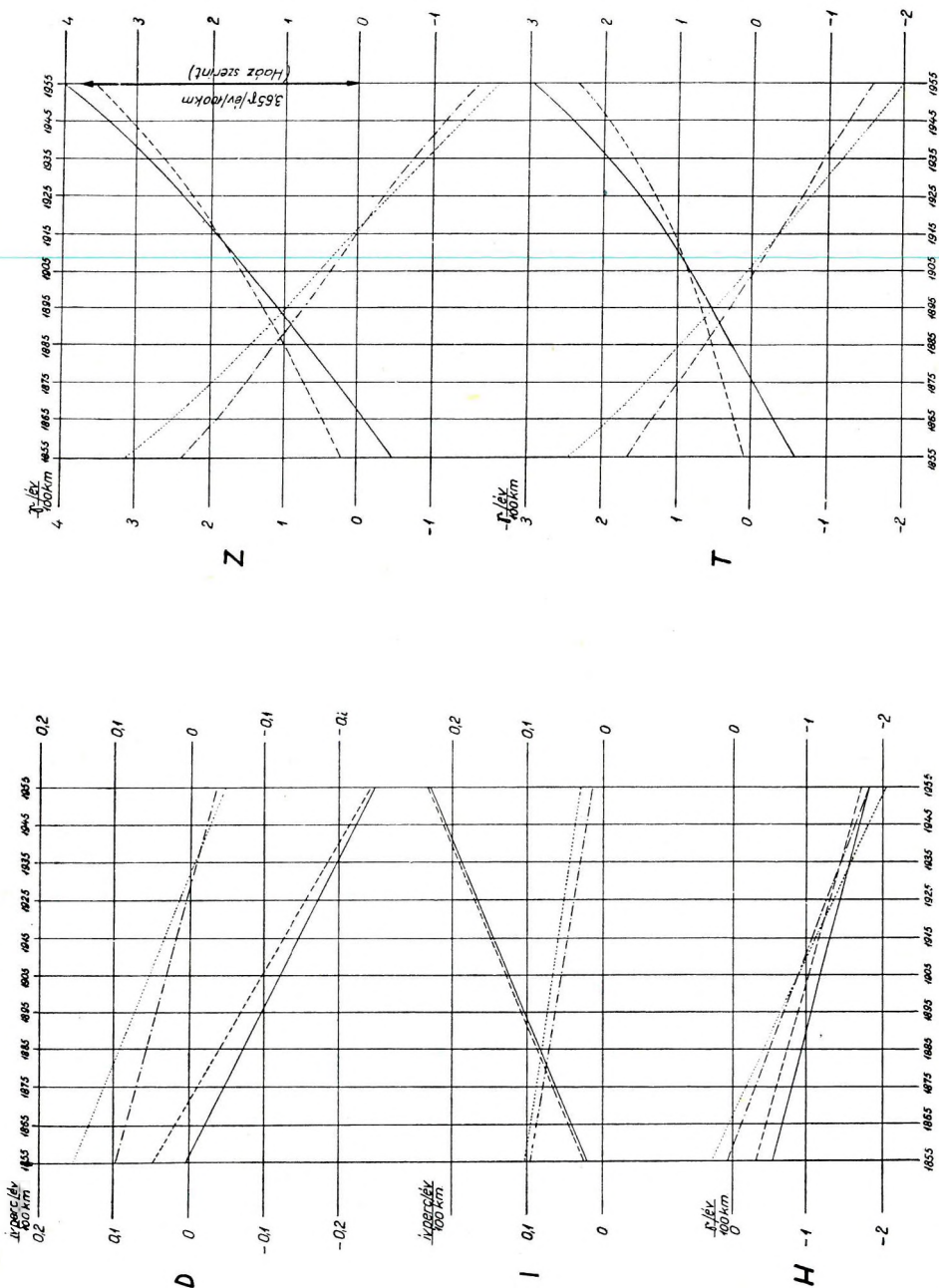
GRADIENSE

$$\frac{\partial (\partial M)}{\partial s \left(\frac{\partial I}{\partial t} \right)}$$

A FÖLDMÁGNESSES ELEMEEK ÉVI VÁLTOZÁSÉRTÉKEINEK
 ívperc/év/100 km-ben, ill. $\gamma/\text{év}/100 \text{ km}$ -ben

$\lambda = 17,0^\circ$ és $21,0^\circ$ meridiánokon a 46° szélességtől a $48,5^\circ$ -ig északi irányban,
 $\varphi = 46,0^\circ$ és $48,5^\circ$ szélességeken a 17° hosszúságtól a 21° -ig keleti irányban

φ	λ	1855	1865	1875	1885	1895	1905	1915	1925	1935	1945	1955
D	$17,0^\circ$	0,149 ^a	0,130 ^a	0,110 ^a	0,091 ^a	0,071 ^a	0,052 ^a	0,032 ^a	0,013 ^a	-0,007 ^a	-0,026 ^a	-0,046 ^a
	$21,0^\circ$	0,098	0,081	0,071	0,058	0,044	0,031	0,018	0,005	-0,009	-0,023	-0,036
I	$46,0^\circ$	0,017	0,018	-0,011	-0,040	-0,069	-0,098	-0,128	-0,157	-0,186	-0,214	-0,245
	$48,5^\circ$	0,001	-0,023	-0,048	-0,073	-0,098	-0,123	-0,148	-0,173	-0,197	-0,221	-0,248
I	$17,0^\circ$	0,103	0,092	0,088	0,081	0,074	0,068	0,059	0,052	0,045	0,038	0,031
	$21,0^\circ$	0,097	0,089	0,080	0,072	0,064	0,056	0,048	0,040	0,032	0,023	0,016
H	$46,0^\circ$	0,022	0,043	0,061	0,084	0,104	0,125	0,146	0,166	0,187	0,207	0,228
	$48,5^\circ$	0,027	0,047	0,068	0,088	0,109	0,129	0,149	0,170	0,190	0,210	0,231
H	$17,0^\circ$	0,27	0,05	-0,18	-0,40	-0,63	-0,86	-1,08	-1,31	-1,54	-1,76	-1,99
	$21,0^\circ$	0,07	-0,12	-0,31	-0,50	-0,69	-0,88	-1,07	-1,25	-1,44	-1,63	-1,82
Z	$46,0^\circ$	-0,34	-0,49	-0,63	-0,77	-0,91	-1,06	-1,20	-1,34	-1,48	-1,63	-1,80
	$48,5^\circ$	-0,55	-0,82	-0,78	-0,90	-1,01	-1,12	-1,24	-1,35	-1,47	-1,59	-1,69
Z	$17,0^\circ$	3,07	2,51	1,95	1,50	0,99	0,56	0,09	-0,36	-0,84	-1,32	-1,78
	$21,0^\circ$	2,35	1,92	1,50	1,11	0,74	0,34	0,00	-0,36	-0,72	-1,15	-1,50
T	$46,0^\circ$	0,18	0,46	0,70	0,99	1,26	1,59	1,88	2,22	2,62	3,06	3,58
	$48,5^\circ$	-0,50	-0,08	0,30	0,68	1,09	1,45	1,88	2,33	2,86	3,38	4,01
T	$17,0^\circ$	2,48	1,94	1,41	0,97	0,51	0,11	-0,32	-0,73	-1,17	-1,59	-2,01
	$21,0^\circ$	1,73	1,34	0,97	0,63	0,32	-0,04	-0,32	-0,61	-0,90	-1,25	-1,53
T	$46,0^\circ$	0,09	0,25	0,37	0,52	0,68	0,87	1,06	1,29	1,59	1,94	2,37
	$48,5^\circ$	-0,61	-0,30	-0,04	0,23	0,53	0,76	1,11	1,46	1,92	2,35	2,94



12. ábra. A földmágneses elemek évenkénti változásának gradiensei a földrajzi hálózati vonalak mentén 100 km-ként.

$\lambda = 17^{\circ}00'$ meridiánon $\varphi = 46^{\circ}00'$ É-től $\varphi = 48^{\circ}30'$ É-ig
 $\lambda = 21^{\circ}00'$ meridiánon $\varphi = 46^{\circ}00'$ É-től $\varphi = 48^{\circ}30'$ É-ig
 $\varphi = 46^{\circ}00'$ szélességen $\lambda = 17^{\circ}00'$ K-től $\lambda = 21^{\circ}00'$ K-ig
 $\varphi = 48^{\circ}30'$ szélességen $\lambda = 17^{\circ}00'$ K-től $\lambda = 21^{\circ}00'$ K-ig

leges összetevő változásának növekedése 100 km-enként nyugatról keletre 1955-ben a $46,0^\circ$, ill. $48,5^\circ$ szélességeken 3,5, ill. 4,0 gamma/év volt, amelyek közé szépen beleilleszkedik az áttekintő felvétel folyamán az ismételt *BMZ*-mérésekből kapott 3,65 gamma/év érték.

Obszervatóriumi adatsorozatokból egy-egy pontban az obszervatórium helyén ismerjük az évszázados változást. Itt közölt térkép-sorozatunk a változás térbeli eloszlását és időbeli megváltozását is szemlélteti, megadja annak értékét a számításba vett terület és idő intervallum akármelyik pontjában.

Ez a munka az *Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet* földmágneses obszervatóriumi szolgálatának keretében készült.

Hálás köszönet illeti meg *Barta Györgyöt*, a műszaki tudományok doktorát, értékes tanácsaiért, *Bertha István*, *Kurali Ferencné* és *Suloky István* munkatársaimat pedig az eléggé terjedelmes számolási munkában való szíves részvételükért.

IRODALOM

- [1] *Barta György*: A földmágnességi erő változásai Magyarországon. A Buda keszi obszervatórium eredményei. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1954.
- [2] *Barta György*: Földmágnesség. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1957.
- [3] *Barta György*: A földmágneses tér változása a Kárpát-medencében. Geofizikai Közlemények VI. kötet, 1–2. szám, 1957.
- [4] *Barta György*: A földmágneses tér évszázados változásának 44 éves peródusáról. Geofizikai Közlemények III. kötet, 1. szám, 1954.
- [5] *Barta György*: A 40–50 year period in the secular variation of the geomagnetic field. Acta Geologica a MTA Földtani Közleményei, Budapest, 1956.
- [6] *Barta György*: A földmágnességi erő vízszintes összetevőjének és lehajlásának változásai Erdélyben (1943,0). Földmágnességi Közlemények 1. sz. Budapest, 1947.
- [7] *Barta György*: A földmágnességi értékek változásának törvényszerűségei hazánkban. A MTA Műszaki Tud. Oszt. Közleményei V. kötet, 1–2. szám, 1952.
- [8] *Bock, R.*: An european field of the normalgeomagnetic vertical intensity and its secular variation Geophysical prospecting. Vol. VII. N. 4. 1959. Dec.
- [9] *Chapman, S.* – *Bartels, J.*: Geomagnetism. Vol. I. P. 115–119. Oxford, 1951.
- [10] *Fanselau, G.*: Geomagnetismus und Aeronomie. Band III. S. 57–63. 1959.
- [11] *Hofhauser Jenő*: Térképeink mágneses tájékozó adatai és azok meghatározása. Térképészeti Közlöny, IV. kötet, 3–4. füzet.
- [12] *Kreil, K.*: Magnetische und geographische Ortsbestimmungen in südöstlichen Europa und einigen Küstenpunkten Asiens. Denkschriften der math.-naturw. Cl. d. kais. Akad. d. Wiss. XX. kötet.
- [13] *Kurländer Ignác*: Földmágnességi mérések a magyar korona országai-ban 1892–94 években. Magy. Term. Tud. Társ., Budapest, 1896.
- [14] *Liznar, J.*: Die Verteilung der erdmagnetischen Kraft in Österreich – Ungarn zur Epoche 1890. Denkschriften der math.-naturw. Cl. d. kais. Akad. d. Wiss. LXVII. kötet, I. rész, Wien, 1895.
- [15] *Schenzl Guido*: Adalékok a magyar koronához tartozó országok földmágnességi viszonyai ismeretéhez. Magy. Term. Tud. Társ. Budapest, 1881.
- [16] *Vestine, E. H.* – *Laporte, L.* – *Cooper, C.*: Geomagnetic secular change during past epochs. Transactions, American Geophysical Union 27. kötet, VI. szám, 1946.

ЧЕН ЛУ-СО

О КОНСТРУИРОВАНИИ АППАРАТУРЫ ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ ПУЛЬСАЦИЙ
ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Работа посвящена в основном конструированию аппаратуры для регистрации пульсаций геомагнитного поля, типа гальванометра с катушкой пермаллоидным сердечником. Исходя из уравнения Лапласа, действительного для эллиптической системы координат, автором рассматривается поведение эллипсоида в однородном магнитном поле, параллельном большой оси эллипсоида; при этом выясняется, что это зависит не только от естественной магнитной проницаемости, но и от отношения размеров эллипсоида. В связи с этим вместо единственного пермаллоидного срежня, приближающего эллипсоид вращения, автором была составлена связка из изолированных между собой пермаллоидных проволок. Для подбора оптимальных размеров приемной катушки в статье обсуждается вопрос об общем объеме наматываемой медной проволоки, о расположении обмотки на сердечнике и длине ее, а также о присоединении сопротивления катушки к гальванометру, влиянии собственной индукции катушки на затухание и о форме катушки. При подборе постоянных гальванометра в первую очередь выясняется, что при скорости продвижения фотоленты равной 360 мм/час, достаточно иметь период собственных колебаний гальванометра, составляющий 6 сек., а во-вторых, что чувствительность аппаратуры не зависит от чувствительности гальванометра к току. Это позволяет делать вывод о том, что при сохранении чувствительности к мощности, целесообразным представляется применять гальванометры с небольшим внутренним сопротивлением, в результате чего при заданном объеме медной проволоки приемная обмотка может состояться из толстой проволоки.

CSEN LU-szo

DESIGN OF RECORDING DEVICES FOR GEOMAGNETIC PULSATONS

The article deals with the constructional principles of devices of the permalloy-core-coil-galvanometer type for recording geomagnetic pulsations.

GEOMÁGNESES PULZÁCIÓS REGISZTRÁLÓ BERENDEZÉSEK
TERVEZÉSE

CSEN LU-szo

I. Bevezetés

Régóta ismert tény az, hogy a földmágneses tér lassú változásaira kisebb amplitudójú és rövidebb periódusú változások rakódnak rá. Ezeket földmágneses pulzációknak nevezzük. Meg kell különböztetni

A kézirat 1960. VI. 3-án érkezett.

P_g , P_c , P_t típusú pulzációkat. A P_g (óriási) típusú pulzációk amplitúdója 3—30 gammáig, periódusa pedig 20—300 sec-ig terjedhet. Ezeket a rendes magnetogramon még észlelhetjük, különösen a poláris területeken gyakoriak. A P_c (állandó) típusú pulzációk periódusuk 10—50 sec, és ezek több órán keresztül folyamatosan jelentkeznek. A P_t (időszakos) pulzációk pulzációs csomag alakjában jelentkeznek, periódusuk 40—120 sec, és általában 10—20 percig tartanak. Az utóbbi két típusú pulzációk amplitúdója $1/10$ — 1γ nagyságrendű. Ezeket rendes magnetométer — a kis papírsebesség és kis érzékenység miatt — nem képes regisztrálni. Erre már külön regisztráló berendezés kell.

A geomágneses pulzációk tanulmányozásának mind elméleti, mind pedig gyakorlati szempontból jelentősége van. Elméletileg fontos feladat a földi elektromágneses tér fizikai okának tanulmányozása. Ebben segít a geomágneses pulzációk idő- és térbeli eloszlásának kutatása. A legutóbbi években a földi elektromágneses tér rövidperiódusú változásait felhasználták a geológiai szerkezetkutatásban is, ezt a módszert mint magneto-tellurikát ismerjük. Ehhez természetesen szükség van a mágneses pulzációk regisztrálására.

Dolgozatunkban az obszervatóriumi célokra alkalmas regisztráló berendezéseket tárgyaljuk, mégpedig elsősorban mag-tekerccs-galvanométer típusú berendezéssel foglalkozunk.

II. A különböző típusú geomágneses pulzációkat regisztráló berendezések rövid ismertetése

A rendes mágneses variációkat regisztráló berendezésekkel összehasonlítva, a mágneses pulzációkat regisztráló berendezések kidolgozása-kor a következő szempontokat kell figyelembe venni.

1. A mágneses pulzációkat mint félig periodikus jelenségeket foghatjuk fel, melyeknek periódusa rövid. Így az észlelő műszer saját-periódusát úgy kell választani, hogy a fázis- és az amplitúdó-viszony minél kevésbé függjön a pulzációk frekvenciájától.

2. A gyakorlatban azt tapasztalták, hogy a földmágneses gyors változások amplitúdói frekvenciájukkal együtt csökkennek, ennek következtében az ilyen berendezéseknek sokkal nagyobb érzékenységűeknek kell lenniük, mint a rendes magnetométereknek (10^{-1} — $10^{-2}\gamma$).

3. Mert gyors változásokról van szó, előnyös ezeknek az idő szerinti gradiensét regisztrálni. Így kiszűrhetjük a nagyobb amplitúdójú lassú változásokat.

4. Azért, hogy a gyors változásokat fel tudjuk bontani a felvételeken, nagyobb papírsebességre van szükségünk.

A földmágneses pulzációt regisztráló berendezéseket a felvevők alapján a következő öt csoportba sorolhatjuk: [1] [2].

1. Érzékenyebbé tett variométer.

Ebbe a csoportba regisztrálási módszer szerint a következők sorolhatók:

- a) közvetlen fotografikus regisztrálás „gyors-futás” módszerrel,
- b) fényelektromos regisztrálás és
- c) Grenet-féle indukciós variométer.

2. Indukciós magnetométerek (vagyis tekercses variométerek).
Ebben a következő két típust különböztetjük meg:

- a) tekercs permalloy mag nélkül + galvanométer és
- b) tekercs permalloy maggal + galvanométer.

3. Förster szonda módszer (telítési szonda).
4. Variométerek térsokszorozóval.
5. Rezonanciás felvevő.

III. Indukciós (permalloy mag nélküli) magnetométerek alapelvei

Ezekben a műszerekben egy tekercs mint felvevő szerv működik. A tekercs síkjára merőleges mágneses komponensben levő változás elektromotoros erőt indukál a tekercsben. Az indukálódott elektromotoros erő egy regisztráló galvanométert vezérel. A tekercs megfelelő elhelyezésével akármelyik komponens időbeli változását regisztrálhatjuk. Az ilyen rendszer mozgási differenciálegyenlete a következő: [1]

$$I \frac{d^2\Theta}{dt^2} + \left(F + \frac{\Phi_0^2}{R} \right) \frac{d\Theta}{dt} + C\Theta = \left(\frac{\Phi_0}{R} \right) Sh\omega \sin \left(\omega t - \frac{\pi}{2} \right), \quad (1)$$

Φ_0 a galvanométer tekercsének fluxusa,

R az egész áramkör ellenállása,

S a tekercs menetfelülete,

I a galvanométer lengőrendszerének tehetetlenségi nyomatéka,

Q a galvanométer kitérése

F a galvanométer mechanikai csillapítástényezője.

A jel: $h \cdot \sin \omega t$ alakú.

Ennek megoldása a következő:

$$\Theta = A \sin \left(\omega t + \frac{\pi}{2} - \varphi \right), \quad (2)$$

ahol

$$A = \left(\frac{\Phi_0 S}{Rc} \right) \omega h \frac{\omega_0}{\sqrt{(\omega_0^2 - \omega^2)^2 + 4\alpha^2 \omega_0^2 \omega^2}} = \left(\frac{\Phi_0 S}{RC} \right) \omega h f. \quad (3)$$

φ függ $n = \frac{\omega}{\omega_0}$ -től is.

Ezekből leolvasható, hogy az amplitúdó az f -faktoron keresztül függ a jel frekvenciájától és a berendezés a jel időszerinti változását regisztrálja.

IV. A permalloy-magú indukciós magnetométer elméleti alapja

A felvevő tekercsen áthaladó fluxus nagymértékben nő ha a tekercsbe egy ferromágneses rudat helyezünk. Az elgondolást először 1897-ben *H. Ebert* vetette fel.

Először is meg kell vizsgálni, hogy egy permalloy-rúd hogyan viselkedik egy, a nagy tengelyével párhuzamos homogén mágneses térben. Egy rudat nagyon karcú forgási ellipszoidnak tekinthetünk. Ebből kiindulva a *Laplace*-egyenletről elliptikus koordináta-rendszerben meghatározzuk a permalloy forgási ellipszoid potenciálját és az abban levő mágneses teret [6].

$$\begin{aligned}
 (\mu - \nu)\Delta_\lambda \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\Delta_\lambda \frac{\partial V}{\partial \lambda} \right) + (\nu - \lambda)\Delta_\mu \frac{\partial}{\partial \mu} \left(\Delta_\mu \frac{\partial V}{\partial \mu} \right) + \\
 + (\lambda - \mu)\Delta_\nu \frac{\partial}{\partial \nu} \left(\Delta_\nu \frac{\partial V}{\partial \nu} \right) = 0,
 \end{aligned} \tag{4}$$

ahol λ, μ, ν az elliptikus koordináta-rendszer változói, és

$$\Delta_\lambda = \sqrt{(a^2 + \lambda)(b^2 + \lambda)(c^2 + \lambda)}. \tag{5}$$

Bevezetjük az új változókat α, β, γ , ahol

$$\alpha = \int^\lambda \frac{d\lambda}{\Delta_\lambda}, \quad \beta = \int^\mu \frac{d\mu}{\Delta_\mu}, \quad \gamma = \int^\nu \frac{d\nu}{\Delta_\nu}. \tag{6}$$

Ezekután a *Laplace*-egyenlet a következőképpen írható:

$$(\mu - \nu) \frac{\partial^2 V}{\partial \alpha^2} + (\nu - \lambda) \frac{\partial^2 V}{\partial \beta^2} + (\lambda - \mu) \frac{\partial^2 V}{\partial \gamma^2} = 0. \tag{4a}$$

A változók szétválasztásával a fenti parciális differenciálegyenletről a következő teljes differenciálegyenletek keletkeznek

$$\begin{cases} \frac{\partial^2 L}{\partial \alpha^2} = (A + B\lambda)L \\ \frac{\partial^2 M}{\partial \beta^2} = (A + B\mu)M \\ \frac{\partial^2 N}{\partial \gamma^2} = (A + B\nu)N, \end{cases} \tag{7}$$

ahol:

$$\begin{cases} -A = P(b^2 + c^2) \\ B = n(n + 1). \end{cases} \tag{8}$$

Ezek nem mások, mint *Lemé*-egyenletek, ezeknek a megoldása

$$E_n^P(\lambda), \quad E_n^P(\mu), \quad E_n^P(\nu),$$

ahol
$$E_n^P(\lambda) = \sqrt{a^2 + \lambda}, \quad \text{ha} \quad n = 1 \quad (9)$$

A *Laplace*-egyenlet teljes megoldása

$$V = CMNL + DLuMN = C \sqrt{(a^2 + \lambda)(a^2 + \mu)(a^2 + \nu)} + DF(\lambda) \sqrt{(a^2 + \mu)(a^2 + \nu)} \quad (10)$$

ahol
$$F_{(\lambda)} = \sqrt{a^2 + \lambda} \int \frac{d\lambda}{(a^2 + \lambda) \sqrt{(a^2 + \lambda)(b^2 + \lambda)(c^2 + \lambda)}}. \quad (11)$$

A *C* és *D* állandókat a következő határfeltételekkel határozhatjuk meg

$$\left\{ \begin{array}{l} (V_i)_{\lambda=\lambda_1} = (V_e)_{\lambda=\lambda_1} \\ \left(\mu_1 \frac{\partial V_i}{\partial n} \right)_{\lambda=\lambda_1} = \left(\mu_2 \frac{\partial V_e}{\partial n} \right)_{\lambda=\lambda_1} \end{array} \right. \quad (12)$$

ahol μ_1 az ellipszoid permeabilitása, $\lambda=\lambda_1$, pedig egy nívó-ellipszoidot képvisel.

A fenti potenciálképletben (10) az első tag mint belső, a második tag mint külső potenciál szerepel.

Az állandók behelyettesítésével és λ_1 értékének nullává tételével a teljes potenciál a következő lesz *Descartes* koordináta-rendszerében

$$V_e = -H_x X \left[1 - \frac{abc(\mu_1 - \mu_2)}{2\mu_2 + (\mu_1 - \mu_2)L} \int_{\lambda}^{\infty} \frac{d\lambda}{(a^2 + \lambda) \sqrt{(a^2 + \lambda)(b^2 + \lambda)(c^2 + \lambda)}} \right] \quad (13)$$

$$V_i = -H_x X \left[1 - \frac{(\mu_1 - \mu_2)L}{2\mu_2 + (\mu_1 - \mu_2)L} \right] \quad (14)$$

ahol $\mu_2 = 1$

és
$$L = abc \int_0^{\infty} \frac{d\lambda}{(a^2 + \lambda) \sqrt{(a^2 + \lambda)(b^2 + \lambda)(c^2 + \lambda)}}. \quad (15)$$

Minket csak a belső potenciál érdekel.

Forgási ellipszoid esetén $b=c$, az *L* integrálás elvégezhető (7)

$$L = ab^2 \int_0^{\infty} \frac{d\lambda}{(a^2 + \lambda)^{3/2} (b^2 + \lambda)} = ab^2 \frac{1}{a^2 - b^2} \left(\frac{1}{\sqrt{a^2 - b^2}} \operatorname{Igf} \frac{a + \sqrt{a^2 - b^2}}{a - \sqrt{a^2 - b^2}} - \frac{2}{a} \right). \quad (16)$$

Az integrálás elvégzése után:

$$V_i = -H_x X \left[1 - \frac{(\mu - 1) \frac{ab^2}{a^2 - b^2} \left(\frac{a}{\sqrt{a^2 - b^2}} \lg \frac{1 + \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a}}{1 - \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a}} - 2 \right) \frac{1}{a}}{2 + (\mu - 1) a \frac{b^2}{a^2 - b^2} \left(\frac{a}{\sqrt{a^2 - b^2}} \lg \frac{1 + \frac{\sqrt{a^2 + b^2}}{a}}{1 - \frac{\sqrt{a^2 + b^2}}{a}} - 2 \right) \frac{1}{a}} \right]$$

$$= -H_x X \left[1 - \frac{(\mu - 1) \left(\frac{1}{\varepsilon^2} - 1 \right) \left(\frac{1}{2\varepsilon} \lg \frac{1 + \varepsilon}{1 - \varepsilon} - 1 \right) 2}{2 + (\mu - 1) \left(\frac{1}{\varepsilon^2} - 1 \right) \left(\frac{1}{2\varepsilon} \lg \frac{1 + \varepsilon}{1 - \varepsilon} - 1 \right) 2} \right], \quad (17)$$

$$\text{ahol: } \varepsilon = \sqrt{1 - \frac{b^2}{a^2}}. \quad (18)$$

Vagyis a következőképpen is írható:

$$V_i = -H_x X \left[1 - \frac{(\mu - 1) \frac{K}{4\pi}}{1 + (\mu - 1) \frac{K}{4\pi}} \right] = -H_x X \left[\frac{1}{1 + (\mu - 1) \frac{K}{4\pi}} \right], \quad (17a)$$

$$\text{ahol } \frac{K}{4\pi} = \left(\frac{1}{\varepsilon^2} - 1 \right) \left(\frac{1}{2\varepsilon} \lg \frac{1 + \varepsilon}{1 - \varepsilon} - 1 \right).$$

A mágneses térerősség az ellipszoid belsejében:

$$H_i = H_x \frac{1}{1 + (\mu - 1) \frac{K}{4\pi}}. \quad (19)$$

A mágneses indukció:

$$B_i = \mu H_x \frac{1}{1 + \mu \frac{K}{4\pi}}. \quad (20)$$

Az effektív permeabilitás:

$$\mu' = \frac{\mu}{1 + \mu \frac{K}{4\pi}}. \quad (21)$$

Tehát egy permalloy forgási ellipszoid tényleg növeli az azon keresztülmenő fluxust, azonban a növelés mértéke nemcsak a permeabilitástól, hanem az ellipszoid méreteinek arányától is függ. Ez fontos tényező lesz a permalloy-mag tervezésénél.

V. A permalloy-magú indukciós magnetométer tervezése

1. Permalloy-mag

A (21) egyenletből következik, hogy egy forgási ellipszoidnál, mint nyílt mágneses körnél a demagnetizálás miatt az effektív permeabilitás szerepel. Ez a tényleges permeabilitástól és az ellipszoid alakjától is függ.

A mi esetünkben olyan magot előnyös használni, amelynek kezdeti permeabilitása nagy, és alakja minél karcsúbb. A gyakorlatban a méret

aránya $\beta = \frac{b}{a}$ nem lehet túl kicsi,

mert a rúd nem lehet túl hosszú, — a kényelmetlen kezelhetőség miatt, viszont túl vékony sem lehet, mert így kicsi lesz a mágneses fluxus. Az első ábrából leolvashatjuk, hogy 1 m hosszú, nagy permeabilitású rúd esetén az optimális méret aránya

$\left(P = \frac{1}{\beta}\right)$ 100—150 között mozog.

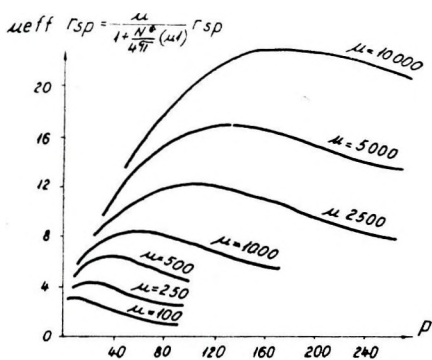
A 2. ábrából pedig azt láthatjuk, hogy nagy permeabilitás esetén az effektív permeabilitás csak $\beta = \frac{1}{500}$

nél aszimptotikusan közeledik a valódi permeabilitáshoz.

A következő új típusú permalloy-mag előkészítésénél abból az egyszerű elgondolásból indultunk ki, hogy a mag vékony permalloy-drótkból legyen készítve, a drótok pedig legyenek kis permeabilitású anyaggal egymástól elszigetelve. Így a drótok mint különálló testek működnek a földmágneses térben, ezért a mag effektív permeabilitása a drót méreteinek arányától függ. A mi magunk 278 szál 1 mm-es átmérőjű 50 cm hosszú ilyen módon elkészített Permalloy C drótból áll. Hőkezelés után a drótokat bakelitlakkal szigeteltük, és 2 cm átmérőjű kötegbe kötöttük össze.

A hőkezelt permalloy-drót permeabilitását gyűrű módszerrel és Hopkinson-járommal megmértük. Az eredmények nagyságrendben jól megegyeznek, a kezdeti permeabilitás minimális értékére 5000 Gs/Oer-et számíthatunk, amint ezt a 3. ábra mutatja. Tehát az effektív μ értéke kb. 5000 Gs/Oer.

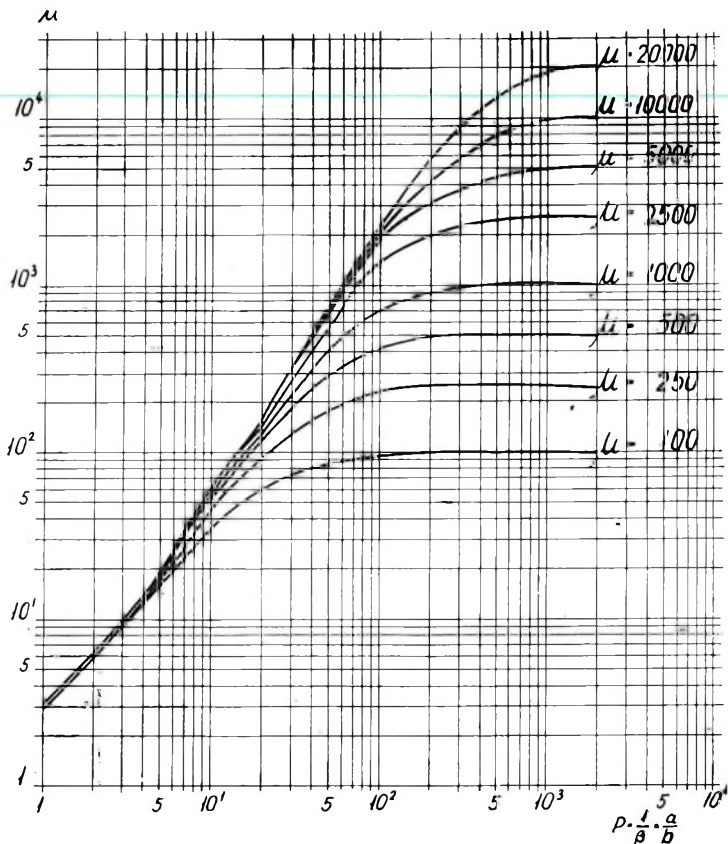
Hogy bizonyítsuk a permalloy-köteg előnyét az egyetlen rúd



1. ábra. $\mu_{eff} r_{sp}$ szorzat mint $P = \frac{a}{b}$ függvénye különböző anyagú (μ változó paraméter) 1 m hosszú rúd esetén (G. Angenheister szerint).

fölött, megmértük egy tekercs (\varnothing 2 cm, hossza 30 cm) relatív önindukcióját mag nélkül és a következő magokkal:

1. permalloy-köteg,
2. egy 2 m hosszú, 2 cm-es \varnothing permalloy-rúd,
3. közönséges betonvas rúd, hossza 50 cm, átmérője 2 cm, kezdeti permeabilitása 430.



2. ábra. Effektív permeabilitás mint a méretarány függvénye, különböző μ értékek esetén.

A mérési eredményt a következő táblázat foglalja össze:

	L	L/L_0
tekercs mag nélkül	0,9 (L_0)	1
vasmaggal	6,45	7,16
permalloy-rúddal	36,5	40,5
permalloy-köteggel	91,5	102,0

A (21) képlet és a fenti eredmények segítségével a következő adatokat kaphatjuk meg:

$$\mu_{\text{vas}} \text{ ismert } 430$$

$$\mu'_{\text{vas}} = 163 \left(\beta = \frac{1}{25} \right)$$

$$\mu'_{\text{rúd}} = 920 \left(\beta = \frac{1}{100} \right)$$

$$\mu_{\text{rúd}} = 1520$$

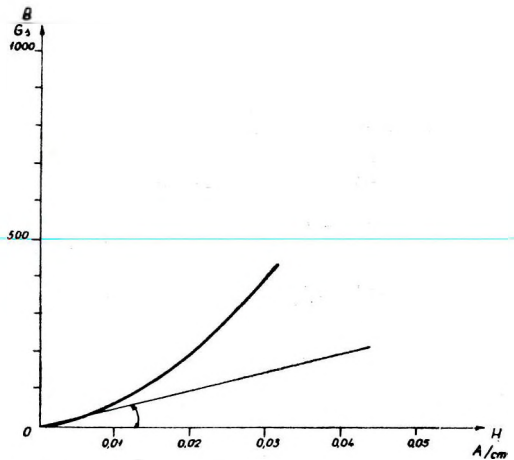
$$\mu'_{\text{köteg}} = 4640 \left(\beta = \frac{1}{500} \right)$$

$$\mu_{\text{köteg}} = 5230$$

A fenti eredményekből a következőkre következtethetünk:

1. A permalloy-drót kezdeti permeabilitása tényleg 5000 körül van.

2. A permalloy-drótok mint különálló testek működnek, azaz az effektív permeabilitás tényleg a drót méreteinek arányától függ.



3. ábra. A mágneses permeabilitás meghatározásához ($\mu = 5000 \text{ Gs/A/cm}$).

2. A tekercs méretezése

Az optimális méretezés céljából a következő problémákat kell megtárgyalni:

- A) A feltekercselendő rézdrót összes térfogatának meghatározása.
- B) A tekercs magon való elhelyezésének meghatározása.
- C) A tekercs ellenállásának illesztése a galvanométerhez.
- D) A tekercs önindukciójának a csillapítás-illesztésre kifejtett hatása.
- E) A tekercs alakja.

A) A rézdrót összes térfogatának meghatározása

Ez a kérdés azért merül fel, mert csak akkor használunk ki jól egy menetet, ha szorosan fekszik a rúdon, különben, ha több réteg van, akkor a mag és a menet között légrés jelentkezik. Ez csökkenti az átlagos permeabilitást. Ezért, bár a rézdrót térfogatával a menetszám nő (ha a drót vastagsága ugyanaz), de a külső rétegekre vonatkozólag már egyre kisebb lesz az átlagos permeabilitás. Elképzelhető, hogy a galvanométer kitérése már egyre lassabban nő a növekvő rézdrót térfogattal, és végül egy optimális értékhez közeledik a görbe. Ezért érdemes az optimális rézdrót térfogatát meghatározni.

A galvanométer alapegyenlete szerint a kitérés [4]:

$$\alpha = E_M S_u^* = \frac{S_{ki}}{2\sqrt{r_g \sqrt{R_M + r_z}}} \xi E_M \quad (22)$$

ahol: S_u^* a galvanométer feszültségérzékenysége,
 E_M az indukált elektromotoros erő,
 S_{ki} a galvanométer áramérzékenysége,
 r_g a galvanométer belső ellenállása,
 $R_M + r_z$ a tekercs és a galvanométerhez tartozó vezeték ellenállása,
 ξ az illesztési tényező, - függ a belső és külső ellenállás arányától

Tegyük fel, hogy a mágneses fluxus változása szinuszos, azaz

$$B = B_0 + b \sin \omega t,$$

akkor a kitérés a (3) alkalmazásával

$$\alpha = \frac{S_{ki}}{2\sqrt{r_g \sqrt{R_M + r_z}}} \xi \mu''' NS \frac{dB}{dt} 10^{-8} \frac{\omega_0^2}{\sqrt{(\omega_0^2 - \omega^2)^2 + 4\alpha^2 \omega_0^2 \omega^2}}. \quad (23)$$

a periódus-viszonytól függő részt nem tekintve.

$$\alpha = \frac{S_{ki}}{2\sqrt{r_g \sqrt{R_M + r_z}}} \xi \mu''' NS \frac{0,01 \gamma 10^{-5}}{\text{sec}} \omega 10^{-8}, \quad (23a)$$

ahol: μ''' az átlagos effektív permeabilitás,
 NS a tekercs menetfelülete,
 $b = 0,01 \gamma / \text{sec}$.

Ha a tekercs összes rézdrótjának térfogata V és

$$R_M = \rho_e \frac{l}{\pi r_d^2} \quad (24)$$

$$tV = l\pi r_d^2, \quad (25)$$

ahol: r_d a drót sugara,
 l a drót hossza,
 t a kitöltési faktor és
 ρ_e a réz fajlagos ellenállása.

A fenti két egyenletből:

$$l = \sqrt{\frac{tVR_M}{\rho_e}} \quad (26)$$

$$\text{és} \quad r' = \sqrt{\frac{V}{L\pi} + r_v^2} \quad (27)$$

mert

$$V = L(\pi r'^2 - \pi r_v^2)$$

$$r = \frac{r' + r_v}{2} \quad (28)$$

$$r_s^2 = \frac{r_v^2 + r'^2}{2} \quad (29)$$

$$\mu'' = \frac{r_v^2(\mu' - 1) + r'^2}{r'^2} \quad (30)$$

$$\mu''' = \frac{2r_v^2(\mu' - 1)}{r_v^2 + \left[\frac{V}{L\pi} + r_v^2 \right]} + 1, \quad (31)$$

 feltéve, hogy a magon kívül $\mu=1$, továbbá

$$N = \frac{l}{2\pi r} = \sqrt{\frac{lVR_M}{\rho_e}} \frac{1}{\pi \left[r_v + \sqrt{\frac{V}{L\pi} + r_v^2} \right]}. \quad (32)$$

$$S = \pi r_s^2 = \pi \frac{r_v^2 + \left[\frac{V}{L\pi} + r_v^2 \right]}{2}, \quad (33)$$

ahol: L a rúd hossza,
 r' a tekercs külső sugara,
 r_v a tekercs belső sugara,
 r a tekercs belső és külső sugarának számtani középértéke,
 r_s a tekercs belső és külső sugara négyzetösszegének a fele (négyzetes közép),
 μ'' a tekercs külső rétegére vonatkozó effektív permeabilitás,
 μ''' a tekercsre vonatkozó átlagos effektív permeabilitás (geometriai),
 N menetszám és
 S az átlagos felület.

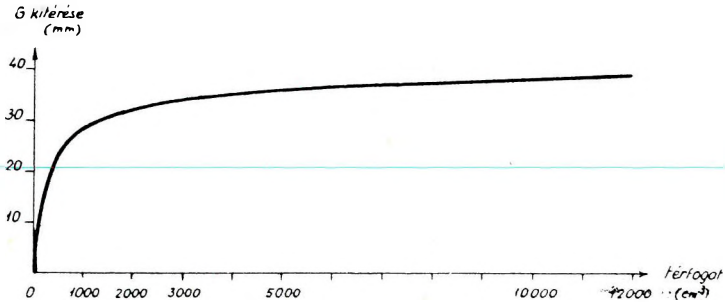
 és ha $R_M \gg r_s$, akkor (23a) felhasználásával, végeredményben

$$\alpha = \frac{\pi S_{ki} \xi}{2\sqrt{r_g}} \frac{1}{10^{15}} \sqrt{\frac{t}{\rho_e}} \sqrt{V} \frac{2r_v^2(\mu' - 1) + \frac{V}{L\pi} + 2r_v^2}{r_v + \sqrt{\frac{V}{L\pi} + r_v^2}}. \quad (33b)$$

 A következő megadott értékeknél és különböző V értékek mellett kiszámítjuk a kitérés értékét. Az eredményeket a 4. ábrán tüntettük fel.

$C_{ki} = 10^{-9} \text{ A/mm/m}$	$r_g = 2,5 \Omega$	$t = 0,8$
$\rho_e = 1,55 \times 10^{-6} \Omega \text{ cm}$	$r_{v_0} = 1 \text{ cm}$	$\mu' = 5000$
$L = 50 \text{ cm}$	$r_v = 1,1 \text{ cm}$	$\xi = 0,5.$

A 4. ábrából arra következtethetünk, hogy $V = 1500 \text{ cm}^3$ értéken felül a kitérés már lassan nő a rézdrót növekvő térfogatával, ezért ezt az értéket kell a számításba felvenni.



4. ábra. A galvanométer kitérése mint a rézdrót térfogatának függvénye.

B) A tekeres hosszának és a magon való optimális elhelyezésének meghatározása

A forgási ellipszoidnál homogén mágnesezés esetén az ellipszoid belsejében a hosszú tengely mentén és a keresztmetszeten a lemágnesezési térerősség konstans. Ez megegyezik a fenti Laplace-egyenletből levezetett eredménnyel. A körhengernél azonban más a helyzet. Kimutatható, hogy a kör keresztmetszetű rúdnál homogén mágnesezés esetén is a lemágnesezési térerősség függ az illető pont helyétől, így tehát változik a valódi térerősség a helytől függően is, tehát homogén mágnesezés nem tételvezető fel a hengeres rúdnál. Kísérleti mérésekre támaszkodva a valódi mágnesezés eloszlását a következő képlet írja le (3), (9)

$$J = J_0 \left(1 - C_1 \frac{x^2}{a^2} - C_2 \frac{x^4}{a^4} - \dots - C_n \frac{x^{2n}}{a^{2n}} \right), \quad (34)$$

ahol J_0 a rúd közepén levő mágnesezés.

A C_1, C_2, \dots, C_n állandókat determináns számítással meghatároztuk, és megközelítőleg a következő értékeket kaptuk meg $\beta = \frac{1}{500}$ esetére.

$$C_1 = 0,89$$

$$C_2 = -0,0517$$

$$C_3 = -0,0374$$

$$C_4 = -0,030$$

$$N_0 = 0,0000386.$$

Mivel

$$B = \mu_0(H_a - H_e) \quad (35)$$

$$H_e = NJ \quad (36)$$

$$J = \kappa(H_a - H_e) = \kappa(H_a - NJ) \quad J = \frac{\kappa}{1 + N\kappa} H_a \quad (37)$$

$$\begin{aligned} B &= \mu_0 \left(H_a - N \frac{\kappa}{1 + N\kappa} H_a \right) = \frac{\mu_0 J}{\kappa} \\ &= \frac{\mu_0}{\kappa} J_0 \left[1 - C_1 \left(\frac{x}{a} \right)^2 - \dots - C_n \left(\frac{x}{a} \right)^{2n} \right] \\ &= \frac{\mu_0 H_a}{1 + N_0 \kappa} \left[1 - C_1 \left(\frac{x}{a} \right)^2 - \dots - C_n \left(\frac{x}{a} \right)^{2n} \right] \end{aligned} \quad (38)$$

A kitérés:

$$\begin{aligned} \alpha &= \frac{S_{ki}}{2\sqrt{r_g}} \frac{S_{ki}}{\sqrt{R_M + r_z}} \xi \sqrt{\frac{t\sqrt{R_M}}{\rho_e}} \frac{1}{\pi \left[r_v + \sqrt{\frac{V}{b\pi} + r_v} \right]} \omega 10^{-13} \frac{dB}{dt} S = \\ &= \frac{S_{ki}}{\sqrt{r_g}} \xi \sqrt{\frac{t\sqrt{V}}{\rho_e}} \frac{1}{\left[r_v + \sqrt{\frac{V}{L\pi} + r_v^2} \right]} \times \\ &\times H_a 10^{-13} \pi \left[r_{v_0}^2, \frac{\mu_0}{1 + N_0 \kappa} \frac{\int_0^b \left[1 - C_1 \left(\frac{x}{L} \right)^2 \right] dx}{b} + \frac{2r_{v_0}^2 + \frac{V}{b\pi} - 2r_{v_0}^2}{2} \right] = \\ &= \frac{S_{ki}}{\sqrt{r_g}} \xi \sqrt{\frac{t\sqrt{V}}{\rho_e}} \times \\ &\times \frac{1}{\left[r_v + \sqrt{\frac{V}{b\pi} + r_v^2} \right]} 10^{-15} \pi \left[r_{v_0}^2, \frac{\mu_0}{1 + N_0 \kappa} f + \frac{2r_{v_0}^2 + \frac{V}{b\pi} - 2r_{v_0}^2}{2} \right] \end{aligned} \quad (39)$$

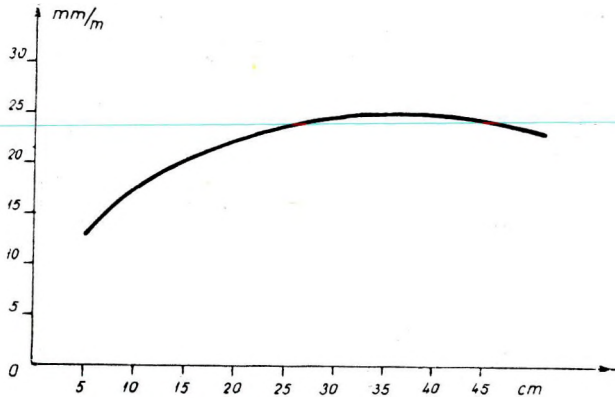
ahol:

$$f = 1 - \frac{C_1 b^2}{3L^2} - \frac{C_2 b^4}{5L^4} - \dots - \frac{C_5 b^{10}}{11L^{10}} \quad (40)$$

és $R_M \gg r_z$

ha $\frac{b}{L} = \frac{3}{5}$ akkor elég, ha f -ben csak az első két tagot vesszük számításba,

a hiba nem nagyobb 3%-nál. A fenti képlet szerint állandó V és különböző $\frac{b}{L}$ értékek mellett kiszámítottuk a kitérés értékét. Az eredményt az 5. ábra mutatja. Az ábrából megállapíthatjuk, hogy a tekercs optimális hossza 35 cm.



5. ábra. A galvanométer kitérése mint a tekercs hosszának függvénye.

C) A tekercs ellenállásának a meghatározása

A tekercs ellenállásának meghatározásánál két szempontot kell figyelembe venni. Első, hogy optimális legyen az ellenállás-illesztés, azaz a tekercs ellenállásának egyenlőnek kell lennie a galvanométer belső ellenállásával. A második szempont pedig az, hogy a kitérés minél kevésbé függjön a változás periódusától, és minél gyorsabban csillapodjék le. Ehhez először is az szükséges, hogy a galvanométer lengésideje jóval alatta legyen a regisztrálni kívánt periódus-tartománynak, másodsor pedig, hogy megfelelő legyen a galvanométer-tekercsrendszer csillapítása, azaz

$$b = \frac{r_g + r_{agr}}{r_g + R_M} = 0,7, \quad (41)$$

ahol: b a csillapítás foka,
 r_{agr} külső kritikus ellenállás.

De ezt a két feltételt egyszerre nem tudjuk kielégíteni, mert általában galvanométereknél $r_{agr} \gg r_g$, ilyenkor mi inkább a csillapítás-illesztés fenntartásánál maradunk, mert az ellenállás-illesztés karakterisztikája bizonyos tartományban lapos.

Pl. ha $r_{agr} = 10r_g$ és $b = 0,7$,

$$\text{akkor} \quad \frac{r_g}{R_M} = \frac{r_g}{\frac{10,3r_g}{0,7}} = 0,068,$$

ez megfelel $\xi = 0,5$ -nek.

D) A tekercs önindukciójának befolyása a berendezés tervezésére

Eddig figyelmen kívül hagytuk a tekercs önindukciójának hatását. Valóságban a mag megjelenése és a menetszám növekedése miatt a tekercs önindukcióját már nem lehet elhanyagolni mint a magnélküli tekercs berendezéseknél. Ennek a hatása mind a teljesítmény-illesztésben, mind pedig a csillapítás-illesztésben szerepel. Egy μ permeabilitású magú, az átmérőjéhez képest elég hosszú (egyetlen rétegű) szolenoid önindukcióját — abban az esetben, a tekercset a végtelenig terjedő μ permeabilitású közeg veszi körül — a következő képlet adja:

$$L = \frac{4\pi N^2 A \mu'}{l} 10^{-9} \text{ Henry}, \quad (42)$$

ahol: A a szolenoid keresztmetszete és
 l a tekercs hossza.

Ha a tekercs nincs körülveve μ közeggel, akkor a permalloy-magú tekercs önindukcióját csak kísérleti úton lehet meghatározni, a mi esetünkben, mérés szerint $\frac{L_0}{L} = \frac{1}{100}$ (L. 1. táblázat).

Először megtárgyaljuk a tekercs önindukciójának hatását a csillapítás-illesztésre.

Legyen E_M elektromotoros erő, ennek körében van r_g belső ellenállású galvanométer és R_k külső tiszta ohmos ellenállás és legyen a kör csillapítástényezője α . Ha tiszta ohmos külső ellenállás helyett egy tekercset kapcsolunk be a körbe, kérdés, milyen ohmos ellenállású tekercs ($R_M \cdot L$) mellett lesz a kör csillapítási tényezője szintén α . Mivel a csillapításban csak az ohmos ellenállás vesz részt, ha a két csillapítási tényező ugyanaz, a két csillapító teljesítmény is egyenlő egymással, azaz

$$\frac{E^2}{R_k + r_g} = \frac{E'^2}{R_M + r_g}, \quad \text{vagyis} \quad I^2(R_k + r_g) = I'^2(R_M + r_g), \quad (43)$$

ahol: E a feszültségésés R_k -on, és
 E' pedig a feszültségésés R_M -on.

Mint hogy ugyanarról az E_M -ről van szó, fennáll, hogy

$$\frac{I^2}{I'^2} = \frac{(r_g + R_M)^2 + L^2 n^2}{(R_k + r_g)^2}, \quad (44)$$

ahol: n a galvanométer saját körfrekvenciája.

A fenti két egyenletből megkapjuk, hogy:

$$R_k + r_g = R_M + r_g + \frac{L^2 n^2}{R_M + r_g}, \quad (45)$$

tehát:

$$R_k = R_M + \frac{L^2 n^2}{R_M + r_g}. \quad (45a)$$

Ez azt jelenti, hogy a csillapítás akkor optimális, ha a tekercs ellenállását a következő képlet szerint választjuk:

$$\frac{r_g + r_{agr}}{r_g + R_M + \frac{L^2 n^2}{R_M + r_g}} = 0,7. \quad (46)$$

Ha az összes rézdrót térfogata és a galvanométer adatai ismertek, akkor R_M kiszámítható.

Az ellenállás-illesztésben már az impedancia szerepel.

Azaz:

$$\frac{r_g}{R_M} = \frac{r_g}{\sqrt{R_M^2 + L^2 \omega^2}} \quad (47)$$

ahol ω a változások leggyakoribb frekvenciája.

E) Az eddigiek figyelembevételével az alapegyenlet

$$\alpha = \frac{S_{ki} 2\pi}{2\sqrt{r_g R_M} \sqrt{1 + \frac{L^2 \omega^2}{R_M^2}}} \xi 10^{-15} \times$$

$$\times \sqrt{\frac{tV}{e_e}} \frac{1}{r_v + \sqrt{\frac{V}{b\pi} + r_v^2}} \left[r_v^2 \frac{\mu_0}{1 + N_0 z} f + \frac{V}{2\pi b} + (r_v^2 - r_{v_0}^2) \right] \quad (48)$$

ha

$$R_M \gg r_z$$

Az alapegyenletből az alábbi következtetéseket vonhatjuk le:

1. Nagy teljesítmény-érzékenységű $\left(\frac{S_{ki}}{\sqrt{r_g}}\right)$ galvanométert kell választanunk, mert a galvanométer kitérése csak attól függ. Előnyös továbbá a teljesítmény-érzékenység fenntartása mellett minél kisebbre csökkenteni a galvanométer belső ellenállását! Ez jelentős szempont a mérőtekercs tervezésében.

2. Nemcsak a permalloy-rúd valóságos permeabilitása szerepel, hanem a demagnetizálási tényező is. Ez utóbbi függ a rúd alakjától, tehát minél karcsúbb rudat kell választani.

3. Egy bizonyos rézdrót-térfogaton túl a galvanométer kitérése a térfogattal már lassan növekszik. Ezért mindenekelőtt meg kell határozni azt a térfogatot, amelyen túl már nem érdemes a térfogatot tovább növelni. A továbbiakban ezzel az adott rézdrót-térfogattal számolunk.

4. Ezután a mérőtekeres optimális elhelyezkedését és hosszát kell meghatározni. Két szempont van: ha a rúd közepére van koncentrálna a tekeres, ott a legnagyobb a mágneses indukció, azonban azonos térfogat mellett nagyobb lesz a légrés, és így kisebb lesz az N menetszám.

5. A tekeresnek szorosan kell feküdnie a rúdon, hogy r_0 kicsi legyen.

6. A mérőtekeres ellenállásának kiválasztásánál ki kell elégítenie a csillapítás-illesztés feltételét, azaz $b = 0,7$ legyen, emellett arra is kell törekednünk, hogy minél jobb ellenállás-illesztés legyen.

7. A mérőkör ellenállását illető fenti feltételek fenntartása mellett az ellenállást minél kisebb értékre kell csökkenteni. Ez lehetséges is, mert már megállapítottuk, hogy berendezésünk érzékenysége csak a galvanométer teljesítmény-érzékenységtől függ. Ezen állításunkat a következőkkel indokolhatjuk, a (48) képlet szerint:

a) A kitérés értéke fordítva arányos a kör ellenállásának gyökével.

b) A tekeres készítése szempontjából az az előnyös, ha vastag dróthól tekereseljük meg az adott rézdrót-térfogatot.

c) A tekereselés ellenállásának csökkentésével az $\frac{L}{R}$ arány állandó marad, adott V mellett.

d) A galvanométer belső ellenállásának, ill. a mérőtekeres ellenállásának csökkentése nem változtatja sem az

$$R_M \sqrt{1 + \frac{L^2 n^2}{R_M^2}}$$

ellenállás-arányt, sem a ξ állandót.

F) A tekeres alakjának tárgyalása

Eddig hengeres alakú tekeresekkel foglalkoztunk. A következőkben nézzük meg, hogy a tekeres alakjának megváltoztatásával nyerhetünk-e valamit az érzékenység növelésében.

1. Kúp alakú tekeres

Mint a 6. ábra mutatja,

$$\frac{H}{b} = \frac{1}{l} \quad l = \frac{b}{H} \quad M = -\frac{H}{b} x + H. \quad (49)$$

A rézdrót térfogat fele:

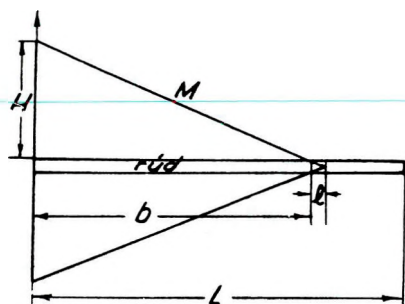
$$\frac{V}{2} = \frac{1}{3} \pi (H + r_v)^2 (b + l) - \pi r_v^2 \left(b + \frac{l}{2} \right). \quad (50)$$

Ebből H meghatározható, mert V adott.

Az átlagos felület:

$$S = \frac{\pi [(M + r_v)^2 + r_v^2]}{2} = \frac{\pi H^2}{2b^2} x^2 - \frac{\pi H^2}{b} x + \frac{\pi H^2}{2} - \frac{\pi H r_v}{b} x + \pi H r_v + \pi r_v^2 \quad (51)$$

$$S_v = \pi r_v^2. \quad (52)$$



6. ábra. Kúp alakú tekercs kiszámításához.

A rúd egységnyi hosszú részére eső átlagos menetszám:

$$N' = \frac{tM}{\pi r_d^2} = \left(\frac{t}{\pi r_d^2} \right) \left(-\frac{H}{b} x + H \right). \quad (53)$$

Az összes fluxus:

$$N\Phi = \left[\int_0^b N'(S - S_v) dx + \int_0^b S_v N' \frac{\mu}{1 + N_0 x} \left[1 - C_1 \left(\frac{x}{L} \right)^2 \right] dx \right] H_a \quad (54)$$

A kitérés:

$$\begin{aligned} \alpha &= \frac{2S_{ki}\pi}{\sqrt{r_g} \sqrt{R_M}} \sqrt{1 + \frac{L^2 \omega^2}{R_M^2}} \times \\ &\times \xi 10^{-15} \left[\int_0^b N'(S - S_v) dx + \int_0^b S_v \frac{\mu}{1 + N_0 x} \left[1 - C_1 \left(\frac{x}{L} \right)^2 \right] dx = \right. \\ &= \frac{2\pi S_{ki} 10^{-15} \xi I}{r_d^2 \sqrt{r_g} \sqrt{R_M}} (Hb) \left\{ \frac{H^2}{8} + \frac{H r_v}{3} - \frac{C_1 r_v^2 \mu}{12(1 + N_0 x)} \left(\frac{b}{L} \right)^2 + \right. \\ &\quad \left. \left. + \frac{1}{2} (r_v^2 - r_v^2) + \frac{r_v^2 \mu}{2} \right\}. \quad (55) \end{aligned}$$

Számpeádat számítottam ki különböző hosszúságú tekercsre, az eredményeket a 8. ábra mutatja. Azt állíthatjuk, hogy kúp alakú tekercsel nem nyerünk semmit az érzékenység növelésében.

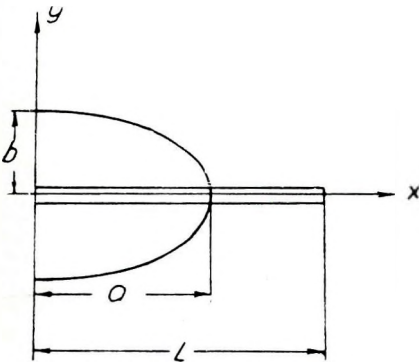
2. Forgási ellipszoid alakú tekercs

Egy forgási ellipszoid térfogata (7. ábra)

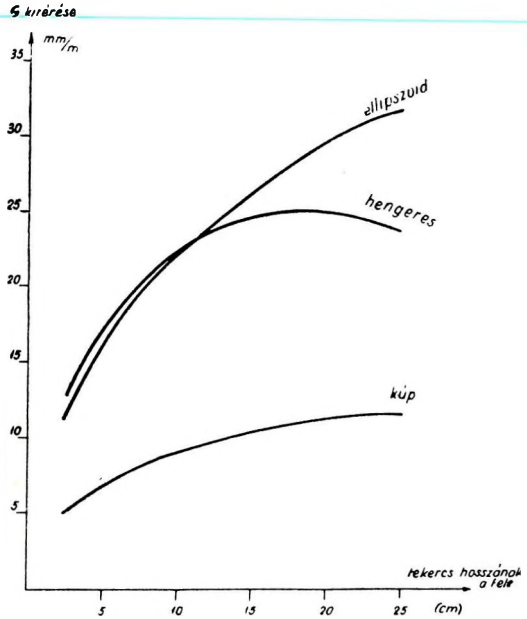
$$\frac{4}{3} \pi ab^2 = (V + 2a\pi r_v^2), \quad (56)$$

így megadott „a” mellett *b* meghatározható, mert *V* is adott. Az átlagos felület:

$$S = \frac{\pi y^2 + \pi r_v^2}{2}, \quad (57)$$



7. ábra. Forgási ellipszoid alakú tekercs kiszámításához.



8. ábra. A galvanométer kitérése mint a tekercs hosszának függvénye, különböző alakú tekercs esetén.

ahol

$$y = \sqrt{b^2 - \frac{b^2 x^2}{a^2}} \quad (58)$$

Az összes fluxus:

$$N\Phi = \int_0^a \frac{t(y-1)}{\pi r_a^2} (S - S_v) dx + \int_0^a \pi r_v^2 \frac{\mu}{1 + N_0 \mu} \frac{t(y-1)}{\pi r_a^2} \left[1 - C_1 \left(\frac{x}{L} \right)^2 \right] dx \quad (59)$$

A galvanométer kitérése:

$$\alpha = \frac{2\pi^2 S_{ki}}{\sqrt{r_g} \sqrt{R_M + r_z}} 10^{-15} \xi \frac{t}{\pi r_d^2} a \left\{ \frac{7\pi b^3}{32} - \frac{b^2}{3} - \frac{b}{4} \pi (2r_{v_0}^2 - r_v^2) + \right. \\ \left. + \frac{\pi b}{2} \frac{\mu}{1 + N_0 \kappa} r_{v_0}^2 - \frac{\pi a^2 b C_1 r_{v_0}^2}{16L^2} \frac{\mu}{1 + N_0 \kappa} + \frac{a^2 r_{v_0}^2 C_1}{3L^2} \frac{\mu}{1 + N_0 \kappa} - \right. \\ \left. - \left[r_{v_0}^2 \left(\frac{\mu}{1 + N_0 \kappa} - 1 \right) + \frac{r_v^2}{2} \right] \right\} \quad (60)$$

E képletbe a

$$\int_0^a y \, dx = \frac{\pi ab}{2} \quad \text{és} \quad \int_0^a yx^2 \, dx = \frac{\pi a^3 b}{16}$$

integrálok értékét már behelyettesítettük. Kiszámítottuk különböző hosszúságú tekercsre a galvanométer kitérését. Az eredményeket a 8. ábra mutatja. Az ábrából azt láthatjuk, hogy forgási ellipszoid alakú tekercssel nyerhetünk valamit az érzékenység növelésében.

3. A galvanométer adatainak a kiválasztása

A galvanométer saját periódusidejét 6 sec-ban határoztuk meg. Ez az érték úgy adódott, hogy a papír sebessége legfeljebb 360 mm/óra, és így a még felbontható változások periódusának a határa 10 sec. Ezért vehetünk 6 sec-ot a galvanométer saját periódusának, hogy az amplitudó és fázisviszony hűséges legyen. A periódusnak így nagyra választásával még növelhető a galvanométer érzékenysége. Azt állítottuk, hogy a teljesítmény-érzékenység megtartása mellett a galvanométer belső ellenállásának minél kisebbnek kell lennie. Az alábbiakban vizsgáljuk meg, hogy mennyiben valósítható ez meg. Felírható (4)

$$S_{ki} = \frac{2Bhdz}{D} \quad (61)$$

$$D = \frac{4\pi^2 \Theta}{T_0^2} \quad (62)$$

$$\frac{S_{ki}}{\sqrt{r_g}} = \frac{2BhdzT_0^2}{4\pi^2 \Theta \sqrt{r_g}} \quad (63)$$

ahol: S_{ki} a galvanométer áramérzékenysége,
 Θ a lengőrendszer tehetetlenségi nyomatéka,
 B a mágneses indukció,
 h, d, z a lengő tekercs magassága, szélessége és menetszáma,
 T torziós állandó,
 T_0 saját periódus

B , h , d , T_0 mint állandók szerepelnek. Tehát:

$$\frac{S_{hi}}{\sqrt{r_g}} = K \frac{z}{\sqrt{r_g}}. \quad (63a)$$

Ha a drót összes térfogata állandó,

$$V = \pi r_{dg}^2 l = K_1 \quad (64)$$

$$l = 2(d+h)z \approx K_2 z \quad (65)$$

$$\sqrt{r_g} = \sqrt{\frac{l}{\varrho_e \pi r_{dg}^2}}, \quad (66)$$

tehát:

$$\frac{S_{hi}}{\sqrt{r_g}} = K \frac{z}{\sqrt{r_g}} = K \frac{\frac{l}{K_2}}{\sqrt{\frac{l}{\varrho_e \frac{V}{l}}}} = \frac{K}{K_2} \sqrt{\frac{\varrho_e}{V}} = M. \quad (63b)$$

A fenti eredmény azt jelenti, hogy a megadott feltételek mellett a galvanométer teljesítményérzékenysége állandó, és nem függ a galvanométer tekercsének drótvastagságától (megadott térfogat mellett), tehát a fenti állításunkat gyakorlatban is megvalósíthatjuk.

VI. Zárószó

A fent tárgyalt pontok alapján el is készült a berendezés, és az jelenleg működik a tihanyi *Geofizikai Observatóriumban*. A berendezés felállítását, hitelesítését, a regisztrálás eredményét és a berendezés pontos eszközállandóit egy másik cikkben fogjuk tárgyalni.

IRODALOM

- [1] *Thellier, E.*: An inquiry into equipment for recording rapid changes in the Earth's magnetic field.
- [2] *Angenheister, G.* (Göttingen): Registrierungen erdmagnetischer Pulsationen, Göttingen 1952/53.
- [3] *Burkhardt, K.*: Konstruktionsunterlagen der induktiven Pulsations- und Erdstrom-Anlage am Erdmagnetischen Observatorium im Fürstfeldbruck. Geophysica pura e applicata Vol. 33. (1956/1). 78–85.
- [4] *Meyer, E.* – *Moerder, C.*: Spiegelgalvanometer und Lichtzeigerinstrumente. Leipzig, 1957. Akademische Verlagsgesellschaft.
- [5] *Stégena, L.*: Geofizikai jegyzet (Szeizmika).
- [6] *Tean, T.*: The mathematical theory of electricity and magnetism.
- [7] *Lio Sin-hön*: Ekvipotenciálu vonalak módszerének a behatolási mélysége forgási ellipszoid esetén. Acta geophysica sinica, Vol. VII. No. 2. p. 115.
- [8] *Isvány E.*: Mágneses anyagok és alkalmazásuk.
- [9] *Würschmidt, J.*: Theorie des Entmagnetisierungsfaktors und der Scherung von Magnetisierungskurven. Druck und Verlag v. Friedr. Vieweg und Sohn A. G. Braunschweig (1925).

ДЕЖЕ ЧОМОР — ЗОЛТАН КИШ
СЕЙСМИЧНОСТЬ ВЕНГРИИ

По макросейсмическим материалам землетрясений, происшедшим в Венгрии за период с 1880 по 1956 была построена карта сейсмичности территории Венгрии и в отдельности карта для территории Задунайской области. В работе дается описание использованного сейсмического метриала, примененного метода и возможных геологических выводов.

D. CSOMOR — Z. KISS

DIE SEISMIZITÄT VON UNGARN (II. TEIL)

Es wurden auf Grund des makroseismischen Materials von Ungarn aus den Jahren 1880—1956 Seismizitätskarten entworfen und zwar einerseits für das ganze Land, dann gesondert für Transdanubien. Der Aufsatz enthält das benützte Material, beschreibt die Arbeitsmethode und teilt die erzielten geologischen Ergebnisse mit.

MAGYARORSZÁG SZEIZMICITÁSA

(II. rész)

CSOMOR DEZSŐ — KISS ZOLTÁN

Korábbi dolgozatunkban [4] ismertetett vizsgálatok eredményei bár hozzátartoznak Magyarország szeizmicitásának jellegéhez, de az alábbiakban megadott definíciók szerint a szeizmicitástérkép szerkesztésének kiindulási alapját képezik, ill. annak kiegészítésére szolgálnak. Ebben a munkában [4] megállapítottuk, hogy a Dunántúl szeizmicitás szempontjából önálló egységként is tárgyalható, ezért az alábbiakban ismertetett módszer szerint elkészítettük az egész ország és külön a Dunántúl szeizmicitási térképét.

A kézirat 1960. II. 6-án érkezett.

1. A módszer alapelve és gyakorlati alkalmazása

A szeizmicitás nélkülözhetetlen fogalom a Föld különböző részei földrengéstevékenységének összehasonlításában, mégis hiányzik egységes és szabatos meghatározása. Az újabb szeizmicitás meghatározások közül *Toperczer* definícióját vettük alapul. [10]

Ha F a megfigyelt terület, p a vizsgált időközben az évek száma és e_i az egyes rengések esetében a Föld felszínére jutó energia, akkor a terület szeizmicitását

$$S = \frac{\sum e_i}{Fp} \quad (1)$$

képlet adja meg.

Térképeink elkészítésénél Magyarország területét 2×2 km² területű elemi részekre bontottuk. Ezek középpontjában levő felületegységre jutó energiaértékeket — a jelzett időközben a vizsgált területen kipattant minden egyes rengésre — a következő képlettel számítottuk [6]

$$e_i = \frac{10^{11} \cdot 10^{1,6M} \cdot h}{4\pi(h^2 + l^2)^{3/2}}, \quad (2)$$

ahol: M a rengés magnitúdóját, h a rengés fészekmélységét és l az elemi felület középpontjának távolságát jelenti az epicentrumtól. A makroszeizmikus megfigyelési anyag feldolgozása 1880—1956 időtartamra vonatkozóan történt, tehát $p = 77$ év. Egy rengés alkalmával a felszabadult és a felszínen az epicentrumtól különböző l távolságban levő felületegységre jutó energiát a rengés érzhetőségi távolságának megfelelő r sugarú körön belül számítottuk. Az r érzhetőségi sugarat, ha az a makroszeizmikus jelentésekből nem volt megállapítható, a

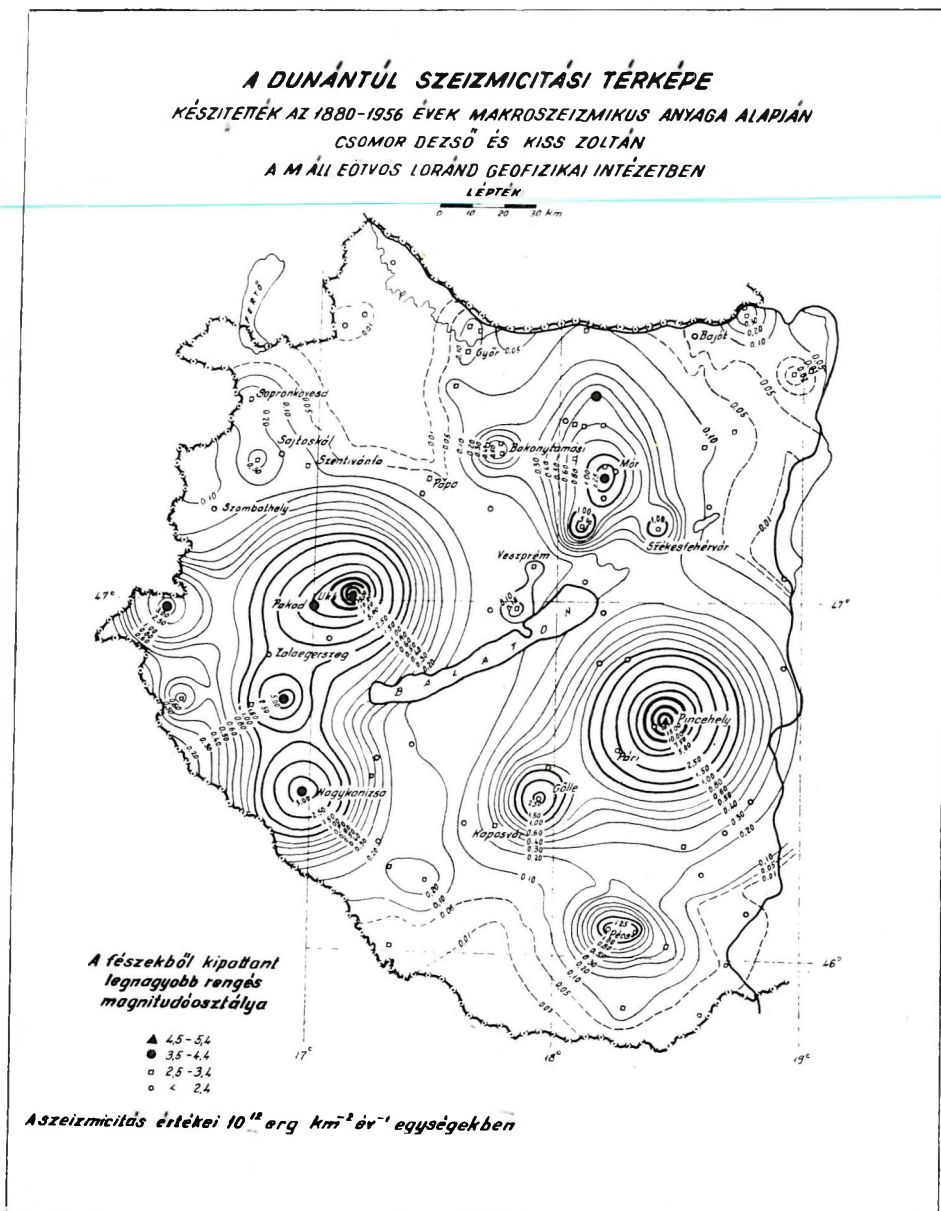
$$\lg \frac{r^2 + h^2}{h^2} = \frac{1}{3} (I_0 - 2^\circ) \quad (3)$$

egyenletből kaptuk. [1], I_0 az epicentrumban a rengés intenzitását, a 2^o-os izoszeizta pedig az érzhetőség határát jelenti.

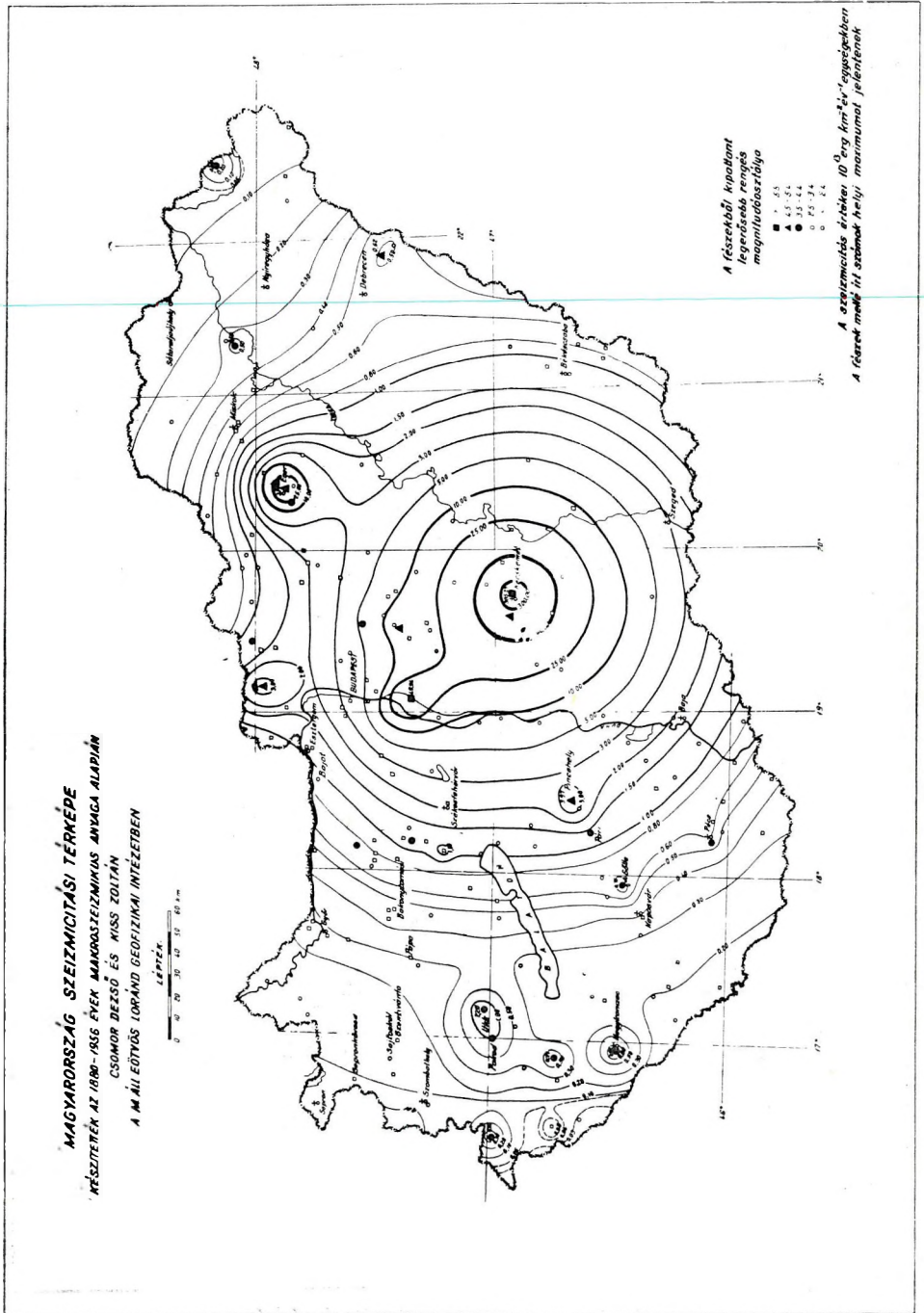
A különböző rengésekből azonos felületegységre jutó energiákat összegeztük és a Dunántúl szeizmicitási térképen (1. térkép) 10^{12} erg. km⁻² év⁻¹ egységekben, valamint az egész ország területére vonatkozóan pedig 10^{13} erg. km⁻² év⁻¹ egységekben ábráztuk (2. térkép). Végül az áttekinthetőséget szem előtt tartva az azonos értékű pontokat összekötöttük. Így lényegében izoenergia vonalakat kaptunk. Mindkét térképen feltüntettük a rengésfészkeket, a fészekből kipattant legerősebb rengés magnitúdó-osztályát megjelölve.

A felszínre jutó energiaeloszlásnál az anizotrop terjedését nem vettük figyelembe. Az anizotropia rendelkezésre álló megfigyelési anyagban nem tükröződött. Mindkét térkép szemléletesen mutatja, hogy Magyarország területén a fenti módszerrel szerkesztett szeizmicitástérkép

jellegét az előfordult néhány nagy rengés energiája szabja meg. A dolgozat végén a táblázat a térképeink szerkesztéséhez felhasznált föld-rengéseket tartalmazza.



1. ábra. Dunántúl szeizmicitási térképe



2. ábra. Magyarország szeizmicitási térképe

2. Magyarország szeizmicitástérképének néhány geológiai és geofizikai vonatkozása

Az ország területén kipattant földrengések a választott időközben tektonikai eredetűek. Kivételt képezhetnek talán a várpalotai rengések (1927), melyek a beszakadásos rengések jellegét mutatják. A tektonikai rengések általában törésvonalak, törérendszer mentén jönnek létre. A rengések kipattanásakor a fészekben lejátszódó geomechanikai folyamatokat nem ismerjük, de nyilvánvaló, hogy egy terület szeizmicitása a geológiai viszonyokkal és a töréssystemekkel szoros kapcsolatban áll. Ez az összefüggés megfelelő mennyiségű, elsősorban homogén makro- és mikroszeizmikus megfigyelési anyag birtokában a szeizmicitási térképen hűen tükröződne. A rendelkezésünkre álló megfigyelési anyag a fenti követelményeknek nem felelt meg.

Az epicentrumeloszlás, valamint a különböző geofizikai és geológiai megfigyelések alapján azonban megkísérelünk néhány általános következtetést rögzíteni.

a) Balatontól DK-re és a Mecsek hegységtől É-ra eső terület szeizmológiai szempontból Dunántúl egyik legjellegzetesebb része. A rengések epicentrumának elhelyezkedése lényegében egy ÉK—DNy (Pincehely—Pári-Gölle-Kaposvár) irányú vonalat jelölnek ki. Hasonló tendenciát láthatunk *Lóczy Lajos* 1932-ben szerkesztett szeizmotektonikai vonatkozású térképén is. A földmágneses mérések szintén ÉK—DNy irányú anomáliái minden bizonnyal törésvonal mentén felnyomuló vulkánikus kőzeteket jelzi.

Pollhammerné, Telkessy Márta gravitációs mérések alapján e területre vonatkozó vizsgálatát az alábbiakban foglalta össze (szóbeli közlés):

„A *Bouguer*-izogammaterképen az izoanomál vonalak ÉK—DNy csapásirányt mutatnak. Ha Pincehely—Pári-Gölle-Nagyatád közelében elhelyezkedő epicentrumok vonalára merőlegesen az említett pontokra szelvényt szerkesztünk, láthatjuk, hogy az epicentrumok relatív gravitációs minimum-sáv mélyedésében helyezkednek el. Pincehely esetében ez nem áll fenn, ennek valószínű oka a makroszeizmikus megfigyelési módszer pontatlanságában rejlik. Pincehely—Pári-Gölle-Nagyatád vonala egy regionális törérendszer irányát jelölheti.”

Végül az említett epicentrumok elhelyezkedését összehasonlítottuk *dr. Bendeffy László* geokinetikai térképével (id. m 10. ábra), melyek negatív izoanabázis vonalai Pincehely- Kaposvár epicentrális területet teljesen körülölelik, és zárt egységet képeznek.

A fentiek alapján mondhatjuk, hogy Pincehely—Pári-Gölle-Kaposvár vonala egy összefüggő szeizmotektonikai törérendszer irányát adja meg.

Kaposvár környékén 1958. VII. 24-én rengés pattant ki, tehát a törérendszer napjainkban is aktív.

b) Dunántúl DNy-i részén az epicentrumok elhelyezkedése (egyéb geofizikai megfigyelések figyelembevételével is), a töréssystemek meghatározásában különböző feltevésekre ad lehetőséget. Egy ilyen változat pl., hogy Ukk-Nagykanizsa vonal, az attól nyugatra eső erősen lesüllyedt terület keleti peremét jelöli. [2]

c) A Mór-környéki rengések a mezozoós tömegeket harántoló móri árok, azaz tektonikai törésvonal mentén keletkeztek. Pápa-Bakonytamási-Bajót környéki földrengések a felszíni és a medence üledékkal fedett mezozoós vonulatok érintkezési síkjában jöhettek létre. [9, 11*] Ez utóbbi szerkezeti vonal összefüggése, ill. folytonossága azonban kétséges. Hasonló jelenségeket tapasztalhatunk egyes rengések elhelyezkedésével kapcsolatban a Közép-hegység DK-i vonalán is (Pl. Nagyhidegkút-Bicske).

d) A Dunántúl ÉNy-i gyenge szeizmicitású területén a Kisalföld lesüllyedt medencealjzatának peremrészein keletkezettek kisebb földrengések (pl. Sopronkövesd, Sajtoskál, Szentivánfa stb.; l. 1. térkép).

e) Magyarország Dunától K-re eső területe szeizmicitás szempontjából két fő részre tagolható:

1. Duna-Tisza közti és az ország É-i részén elterülő rengéses zónák, melyek ÉK-en Miskolc-Dédestapolcsány-Hangony vonalával zárulnak.

2. Kecskemét környéki aktív területtől D-re Kiskunfélegyháza-Mezőkövesd-Bodrogkeresztúr vonalától K-re eső gyenge szeizmicitású területek.

A kecskeméti rengések a varisztid kristályos pala és a felsőkréta medencealjzati terület határán keletkezhetnek. Az egi rengések a mezozoós felszíni vonulat és a felszín harmadidőszaki vulkáni tömeg érintkezési vonalának közelében jöhettek létre. [11]

Az epicentrumok ilyen típusú elhelyezkedése magyarországi rengések nagy részére jellemző. Különösen szép példái ennek a Mátra-környéki földrengések.

Általában számos rengéses zóna az Alföld peremén helyezkedik el.[9**] Az ország keleti határánál kipattant rengések az említett Alföld-peremi epicentrális területekhez tartoznak (pl. Békéscsaba környéke). Végeredményben az Alföld és az azt körülölelő hegységek találkozási vonalánál kipattant földrengések valószínűleg a medence süllyedésekor keletkezett töréses szerkezettel vannak kapcsolatban.

f) A Duna vonalánál elhelyezkedő fészkek és azok aktivitása igazolják, hogy a Duna folyásiránya egy meghatározott szeizmotektonikai törérendszer irányát követi. Hasonló tendenciát mutatnak kisebb-nagyobb mértékben más folyók völgyei is, amint erre dr. *Egyed László* korábbi munkájában [5] rámutatott.

Az elmondottakból is láthatjuk, hogy a szeizmicitási vizsgálatok számos probléma tisztázását kívánják meg, és az ilyen célú kutatások további irányvonala a szovjet kutatók javasolta „szeizmikus terület-beosztás” elkészítése lehetne.

* Dr. *Vadász Elemér*: „Magyarország nagyszerkezeti vázlata”

** Dr. *Szalai Tibor*: „A Kárpátok keletkezése. Tisia” című munkájában, Kiss Zoltán: „Magyarország epicentrális területei” c. térképe.

IRODALOM

- [1] *M. Bath*: Seismicity of Fennoskadia and Related Problems. Gerlands Beiträge zur Geophysik. Band 63. Heft 3.
- [2] *Balkay B.*: A magyarországi földkéreg szerkezete. Geofizikai Közlemények. IX. kötet, 1–2. szám, 1960.
- [3] *Bendefy L.*: Niveauänderungen im Raum von Transdanubien auf Grund reitgemässer Feineinwägungen. Acta Technica Akad. Scient. Hungaricae. Series Geod. et Geoph. Tomus 1, Fasc. 1–3 (1959)
- [4] *Csomor D.*–*Kiss Z.*: Magyarország szeizmitása (I. rész) Geofizikai Közlemények VII. 3–4. sz.
- [5] *Egyed L.*: A mélyszerkezetek és a morfológia kapcsolata Dunántúlon a geofizikai vizsgálatok tükrében. Különlenyomat az E. L. T. E. Természettudományi Karának 1952–53 évkönyvéből.
- [6] *Egyed L.*: A föld fizikája. Akadémiai Kiadó, Budapest 1956
- [7] *H. Renquist*: Über kartographische Darstellung der Seismizität. Zeitschrift für Geophysik IV. (1928)
- [8] *Réthy A.*: A Kárpátmedencék földrengései. Akadémiai Kiadó, Budapest 1952.
- [9] *Szalay T.*: A Kárpátok keletkezése. Tisia. Különnyomat a Földrajzi Értesítő 1960. évi 4. számából
- [10] *M. Toperczer*: Zur Definitionen der Seismizität. Archiv für Meteorologie und Geophysik Band V. Heft 4.
- [11] *Vadász E.*: Magyarország földtana. Akadémiai Kiadó. Budapest, 1960.

Táblázat

Sor- szám	A foldrengés kipattanásának					h e l y e	Epicentrum koordinátái		Fészek- mély- ség h, km	Erős- ség az ep.- ban, fok
	i d e j e						N	E		
	év	hó	nap	óra	perc					
1	1880	febr.	9	23	45	Kaposvár	46°22'	17°47'		4
2	1880	jún.	4	15	03	Buda	47 32	19 01		4
3	1880	jún.	4	15	50	Buda	47 32	19 01		4
4	1880	nov.	28	07	30	Csengőd	47 03	19 09		3
5	1880	nov.	28	08	00	Csengőd	47 03	19 09		2
6	1881	jún.	22	22	20	Bonyhád	46 19	18 32		4,5
7	1881	jún.	22	23	00	Tolna	46 25	18 47		4
8	1881	jún.	22	24	00	Bonyhád	46 19	18 32		3
9	1881	okt.	28	03	00	Szarvas	46 52	20 33		4
10	1881	okt.	28	04	00	Szentes	46 40	20 15		4
11	1881	nov.	8	05	00	Szentjakabpuszta	46 29	19 45		3
12	1881	nov.	8	12	00	Szentjakabpuszta	46 29	19 45		3
13	1881	nov.	15	07	45	Pécs	46 04	18 13		5
14	1882	jan.	18	17	00	Nagyatád	46 14	17 22		3
15	1882	jan.	18	17	30	Nagyatád	46 14	17 22		3
16	1882	jan.	18	23	00	Nagyatád	46 14	17 22		4
17	1882	márc.	4	21	05	Mosonszentjános	47 46	17 08		3
18	1882	okt.	29	11	45	Tapolca	46 52	17 27		3
19	1882	okt.	29	19	55	Tapolca	46 52	17 27		3
20	1882	nov.	24	01	30	Bátaapáti	46 13	18 36		3
21	1882	dec.	12	21	30	Mohács	46 00	18 42		4
22	1882	dec.	20	21	42	Veszprém	47 06	17 55		3
23	1882	dec.	20	21	47	Veszprém	47 06	17 55		3
24	1882	dec.	29	00	00	Géc	47 26	17 45		2
25	1883	febr.	9	22	30	Bonyhád	46 19	18 32		3
26	1883	febr.	9	23	55	Bonyhád	46 19	18 32		3
27	1883	febr.	10	02	15	Bonyhád	46 19	18 32		3
28	1883	márc.	27	21	45	Miskolc	48 05	20 48		3
29	1883	márc.	27	22	05	Miskolc	48 05	20 48		3
30	1883	márc.	27	22	30	Miskolc	48 05	20 48		3
31	1883	márc.	27	23	30	Miskolc	48 05	20 48		3
32	1883	márc.	28	00	28	Miskolc	48 05	20 48	3,4	5,5
33	1883	márc.	28	03	45	Miskolc	48 05	20 48		4
34	1883	márc.	28	04	24	Miskolc	48 05	20 48		3
35	1883	márc.	28	04	54	Miskolc	48 05	20 48		3
36	1883	márc.	28	06	15	Miskolc	48 05	20 48		3
37	1883	márc.	28	07	54	Miskolc	48 05	20 48		3
38	1883	márc.	28	09	24	Miskolc	48 05	20 48		3
39	1883	márc.	28	11	07	Miskolc	48 05	20 48		3
40	1883	márc.	28	13	54	Miskolc	48 05	20 48		3
41	1883	márc.	29	05	10	Miskolc	48 05	20 48		3
42	1883	márc.	29	06	00	Miskolc	48 05	20 48		3
43	1883	dec.	1	14	30	Mocsolyás	47 59	20 40		3
44	1884	okt.	11	21	54	Marcali	46 35	17 25		3
45	1884	dec.	5	04	00	Eger	47 54	20 23		3
46	1884	dec.	5	05	07	Eger	47 54	20 23		4
47	1884	dec.	25	04	35	Kalocsa	46 32	18 59		2
48	1885	márc	22	09	35	Szombathely	47 14	16 37		2
49	1886	jan.	12	10	40	Pápa	47 20	17 28		4
50	1887	jan.	7	23 ^h	24 ^h	Dunaföldvár	46 49	18 55		2,5
51	1887	márc.	17	05	15	Jászfákóhalma	47 32	19 59		3

Folytatás

Sor- szám	A földrengés kipattanásának					h e l y e	Epicentrum koordinátái		Fészek- mély- ség h, km	Erős- ség az ep- ban, fok
	i d e j e						N	E		
	év	hó	nap	óra	perc					
52	1888	jan.	18	11		Szend	47°33'	18°10'		4
53	1888	aug.	16	04	21	Aicsut	47 25	18 36		4
54	1888	aug.	16	05	25	Szend	47 33	18 10	11,9	5
55	1888	aug.	17	06	30	Bakonyársarkány	47 27	18 06		4,5
56	1888	nov.	26	19	30	Eger	47 54	20 23		3
57	1889	ápr.	3	06	45	Nemesvid	46 29	17 15	6,5	4
58	1889	jún.	18	15	20	Esztergom	47 47	18 45		4
59	1889	júl.	11	00	00	Aka	47 24	18 04	15,4	2,5
60	1889	júl.	11	03	30	Aka	47 24	18 04		4,5
61	1889	aug.	19	9h	10h	Somogyiszil	46 31	18 00		3,5
62	1890	jún.	11	13	30	Kisbér	47 33	18 01		2,5
63	1891	jan.	14	14	57	Tapiószecső	47 27	19 35		3
64	1891	ápr.	11	03	00	Siklós	45 51	18 18		4,5
65	1891	jún.	19	22	23	Székesfehérvár	47 12	18 25	4,6	3
66	1891	jún.	20	02	00	Székesfehérvár	47 12	18 25		3
67	1891	júl.	7	01	45	Elek	46 32	21 15	13,3	4,5
68	1891	jún.	20	02	00	Székesfehérvár	47 12	18 25		3
69	1893	jún.	21	23	00	Székesfehérvár	47 12	18 25		2
70	1893	jún.	22	02	35	Pinchehely	46 11	18 27		7
71	1893	jún.	23	11	45	Belecske	46 39	18 25		3
72	1893	aug.	24	24	—	Csesztrég	46 43	16 31	6,8	5,5
73	1895	jún.	11	10	30	Cserháthaláp	47 59	19 23	8,5	5
74	1896	ápr.	26	02	12	Somogyiszob	46 18	17 17		3
75	1896	ápr.	28	13	00	Somogyiszob	46 18	17 17		3
76	1896	szept.	14	01	30	Nagyhidegkút	46 58	17 54	6,3	5
77	1896	szept.	14	02	30	Nagyhidegkút	46 58	17 54		3
78	1896	szept.	14	03	30	Nagyhidegkút	46 58	17 54		2
79	1896	okt.	27	10	08	Kecskemét	46 55	19 42		3
80	1896	okt.	28	21	37	Kecskemét	46 55	19 42	14,9	3
81	1896	okt.	29	13	25	Kecskemét	46 55	19 42		5
82	1896	nov.	30	18	—	Mezőkövesd	47 49	20 34	9,0	4
83	1896	nov.	30	19	—	Mezőkövesd	47 49	20 34		2,5
84	1896	nov.	30	23	—	Mezőkövesd	47 49	20 34		2,5
85	1896	dec.	5	01	38	Dédestapolcsány	48 10	20 29		4,5
86	1896	dec.	5	01	41	Dédestapolcsány	48 10	20 29		3
87	1896	dec.	5	02	30	Dédestapolcsány	48 10	20 29		2
88	1896	dec.	5	18	30	Dédestapocsány	48 10	20 29		2
89	1897	jan.	18	14	15	Miskolc	48 07	20 45	5,4	5,5
90	1898	márc.	18	20	45	Isztimér	47 17	18 12		3
91	1898	nov.	30	23	—	Miskolc	48 07	20 45		3,5
92	1899	máj.	7	21	—	Szentes	46 40	20 15		2,5
93	1899	máj.	7	22	58	Szentes	46 40	20 15	7,4	4
94	1899	máj.	8	03	—	Szentes	46 40	20 15		2
95	1899	jún.	14	12	00	Csákány	46 29	17 15	4,9	4
96	1899	aug.	6	07	25	Kaposvár	46 22	17 47		3
97	1899	szept.	11	02	—	Gyöngyös	47 47	19 56		3
98	1899	szept.	21	24	—	Óhuta	48 06	20 40		4
99	1899	nov.	12	16	39	Nagyecséd	47 52	22 27	4,8	5,5
100	1899	dec.	9	03	30	Nagyecséd	47 52	22 27		3,5
101	1900	márc.	23	15	20	Szekszárd	46 21	18 42		3
102	1901	febr.	16	17	17	Bakonytamási	47 25	17 45		5,5

Folytatás

Sor- szám	A földrengés kiptattanásának					h e l y e	Epicentrum koordinátái		Fészek- mély- ség h, km	Erős- ség az ep- ban, fok
	i d e j e						N	E		
	év	hó	nap	óra	perc					
103	1901	ápr.	14	18	00	Gic	47°26'	17°45'		3
104	1901	máj.	10	11	30	Gic	47 26	17 45		4,5
105	1901	nov.	15	11	00	Zsérc	47 58	20 30		4
106	1901	nov.	15	12	30	Zsérc	47 58	20 30		3
107	1901	nov.	15	12	40	Zsérc	47 58	20 30		2
108	1901	dec.	20	—	—	Varjas	47 10	19 48		3
109	1902	jan.	19	16	45	Gyöngyóshalász	47 44	19 55		3
110	1902	máj.	6	04	36	Répás	46 30	17 53		4
111	1902	máj.	31	07	05	Kaposvár	46 22	17 47		3
112	1902	aug.	22	—	—	Gebe	47 52	22 16		4
113	1902	szept.	19	16	30	Monor	47 21	19 26		5
114	1902	okt.	6	21	14	Csány	47 39	19 49		3
115	1902	okt.	12	19 ^h	—22 ^h	Isztimér	47 17	18 12		4,5
116	1902	dec.	12	05	30	Isztimér	47 17	18 12		4
117	1903	febr.	7	06	30	Zalatárnok	46 42	16 46		4
118	1903	jún.	9	20 ^h	—21 ^h	Zalakoppány	46 53	17 04		3
119	1903	jún.	16	23	06	Csány	47 39	19 49		3
120	1903	jún.	26	05	28	Eger	47 56	20 24	6,1	8
121	1903	júl.	7	10	—	Tiszanána	47 34	20 32		3
122	1903	szept.	15	04	15	Várpalota	47 12	18 09		5,5
123	1903	szept.	16	—	—	Várpalota	47 12	18 09		3
124	1903	szept.	27	—	—	Várpalota	47 12	18 09		3
125	1903	okt.	7	07	20	Várpalota	47 12	18 09		5,5
126	1903	okt.	26	16	15	Véztő	46 56	21 15		3
127	1904	febr.	12	05	07	Gölle	46 27	18 01		6
128	1904	febr.	24	02	37	Ókéske	49 56	20 08		4
129	1904	aug.	13	18	25	Kalocsa	46 32	18 59		2,5
130	1905	febr.	8	16	14	Elek	46 32	21 15		4
131	1905	febr.	8	18	28	Elek	46 32	21 15		3
132	1905	máj.	30	00	55	Dorogháza	47 59	19 54		3
133	1905	szept.	4	17	10	Szentés	46 39	20 16		4
134	1905	nov.	12	10	—	Komárom	47 45	18 07		3
135	1906	jún.	5	00	02	Zalaegerszeg	46 51	16 51		3
136	1906	aug.	12	23	33	Szentmártonkáta	47 27	19 42	4,8	5,5
137	1906	aug.	12	23	50	Szentmártonkáta	47 27	19 42		3
138	1906	aug.	25	22	55	Pétervására	48 01	20 06		4
139	1906	dec.	30	09	—	Királykút	48 24	20 50		3
140	1906	dec.	30	09	06	Királykút	48 24	20 50		3
141	1906	dec.	30	09	15	Királykút	48 24	20 50		3
142	1907	jan.	21	12	17	Veszprém	46 06	17 55		3
143	1907	márc.	25	20	10	Báta	46 11	18 44	7,9	4
144	1907	márc.	26	09	25	Középnýirespuszta	46 25	17 38		3
145	1907	ápr.	22	22	—	Kalocsa	46 32	18 59		2
146	1907	okt.	16	03	00	Nagyberény	46 49	18 09		4
147	1907	nov.	2	22	30	Szentivánfa	47 22	16 57	13,4	4
148	1907	nov.	2	24	00	Szentivánfa	47 22	16 57		2,5
149	1907	nov.	20	02	56	Zalaegerszeg	46 51	16 51		2,5
150	1908	jan.	26	06	10	Mátraszele	48 04	19 54		3
151	1908	febr.	28	21	54	Zalaegerszeg	46 51	16 51		3
152	1908	márc.	7	05	25	Kecskemét	46 57	19 35		3
153	1908	márc.	15	18	38	Gomba	47 23	19 32		7,5

Folytatás

Sor- szám	A földrengés kipattanásának					h e l y e	Epicentrum koordinátái		Fészek- mély- ség h, km	Erős- ség az ep- ban, fok
	i d e j e						N	E		
	év	hó	nap	óra	perc					
154	1908	márc.	15	18	43	Gomba	47°23'	19°32'		3
155	1908	márc.	15	20	05	Gomba	47 23	19 32		3
156	1908	márc.	15	20	50	Gomba	47 23	19 32		3
157	1908	márc.	16	00	02	Gomba	47 23	19 32	8,8	6,5
158	1908	márc.	21	00	10	Gödöllő	47 37	19 21		3
159	1908	máj.	24	09	43	Kecskemét	46 58	19 37	13,8	5
160	1908	máj.	24	10	02	Kecskemét	46 58	19 37		3
161	1908	máj.	24	13	07	Kecskemét	46 58	19 37		3
162	1908	máj.	24	14	40	Kecskemét	46 58	19 37		2,5
163	1908	máj.	24	22	00	Kecskemét	46 58	19 37		2,5
164	1908	máj.	25	16	43	Kecskemét	46 58	19 37		3
165	1908	máj.	28	09	03	Kecskemét	46 37	19 35		3
166	1908	máj.	28	09	27	Kecskemét	46 57	19 35	16,0	7,5
167	1908	máj.	28	09	29	Kecskemét	46 57	19 35		3,5
168	1908	máj.	28	09	36	Kecskemét	46 57	19 35		3,5
169	1908	máj.	28	24	00	Kecskemét	46 57	19 35		3,5
170	1908	máj.	29	04	43	Kecskemét	46 57	19 35		3
171	1908	máj.	29	09	15	Kecskemét	46 57	19 35		3
172	1908	máj.	30	00	30	Kecskemét	46 57	19 35		3
173	1908	máj.	30	05	28	Kecskemét	46 57	19 35		3
174	1908	máj.	30	06	00	Kecskemét	46 57	19 35		2,5
175	1908	máj.	30	12	50	Kecskemét	46 57	19 35		2,5
176	1908	jún.	30	23	00	Kecskemét	46 57	19 35		3
177	1908	júl.	1	09	50	Kecskemét	46 57	19 35		3
178	1908	júl.	1	13	50	Kecskemét	46 57	19 35		3
179	1908	aug.	26	08	08	Kecskemét	46 55	19 35	15,4	5
180	1908	szept.	8	23	11	Kecskemét	46 55	19 42	15,7	5
181	1908	szept.	9	00	29	Kecskemét	46 55	19 42		4
182	1908	okt.	24	22	46	Kiskunfélegyháza	46 42	19 50		3
183	1908	dec.	14	15	20	Szigetszentmárton	47 14	18 57		3
184	1908	dec.	16	05	45	Kecskemét	46 55	19 42		3
185	1908	dec.	22	09	30	Kecskemét	46 55	19 42		3
186	1908	dec.	23	23	—	Kecskemét	46 55	19 42		3
187	1908	dec.	25	—	—	Kecskemét	46 55	19 42		2
188	1908	dec.	26	—	—	Kecskemét	46 55	19 42		2
189	1908	dec.	28	—	—	Kecskemét	46 55	19 42		2
190	1908	dec.	29	—	—	Kecskemét	46 55	19 42		2
191	1909	jan.	6	03	38	Kecskemét	46 55	19 42		3
192	1909	jan.	16	21	—	Gomba	47 23	19 32		3
193	1909	jan.	17	00	45	Pilis	47 18	19 33		4
194	1909	jan.	17	04	—	Gomba	47 23	19 32		2
195	1909	jan.	21	01	40	Baja	46 14	18 58	12,0	5
196	1909	jan.	23	15	41	Gomba	47 23	19 32		3
197	1909	jan.	23	19	40	Nyáregyháza	47 16	19 30		3
198	1909	jan.	24	04	—	Gomba	47 23	19 32		3
199	1909	febr.	4	19	—	Kakucs	—	—		2
200	1909	febr.	8	04	05	Kecskemét	46 56	19 37		3
201	1909	febr.	16	01	55	Kecskemét	46 56	19 37	16,0	5
202	1909	febr.	16	23	55	Kecskemét	46 56	19 37		3
203	1909	febr.	17	23	20	Kecskemét	46 56	19 37		2
204	1909	febr.	18	07	20	Kecskemét	46 56	19 37		2

Sor- szám	A földrengés kipattanásának					h e l y e	Epicentrum koordinátái		Fészek- mély- ség, h, km	Erős- ség az ep- ban, fok
	i d e j e						N	E		
	év	hó	nap	óra	perc					
205	1909	febr.	18	23	23	Kecskemét	46°56'	19°37'		2
206	1909	febr.	20	23	09	Kecskemét	46 56	19 37		2
207	1909	febr.	20	23	42	Kecskemét	46 56	19 37		2
208	1909	febr.	22	04	40	Kecskemét	46 56	19 37		3
209	1909	febr.	23	23	46	Kecskemét	46 56	19 37		3
210	1909	febr.	23	23	52	Kecskemét	46 56	19 37		2
211	1909	febr.	25	23	—	Kecskemét	46 56	19 37		3
212	1909	febr.	26	04	30	Kecskemét	46 56	19 37		2,5
213	1909	febr.	26	23	36	Kecskemét	46 56	19 37		2
214	1909	febr.	27	23	47	Kecskemét	46 56	19 37		2
215	1909	febr.	28	05	15	Kecskemét	46 56	19 37		3
216	1909	febr.	28	21	25	Kecskemét	46 56	19 37		3
217	1909	febr.	28	23	35	Kecskemét	46 56	19 37		2
218	1909	márc.	1	00	20	Kecskemét	46 56	19 37		2
219	1909	márc.	1	06	05	Kecskemét	46 56	19 37		3
220	1909	márc.	2	23	25	Kecskemét	46 56	19 37		2
221	1909	márc.	3	03	45	Kecskemét	46 56	19 37		2
222	1909	márc.	5	22	45	Kecskemét	46 56	19 37		2
223	1909	márc.	6	05	36	Kecskemét	46 56	19 37		2
224	1909	márc.	12	22	45	Veszprém	47 06	17 55		3
225	1909	márc.	14	06	42	Kaposvár	46 22	17 47		4
226	1909	márc.	16	06	45	Kecskemét	46 56	19 37		3
227	1909	márc.	19	05	15	Gyöngyös	47 46	19 55		4
228	1909	márc.	31	04	07	Kecskemét	46 56	19 37		3
229	1909	ápr.	7	22	30	Kecskemét	46 56	19 37		2
230	1909	ápr.	8	01	30	Kecskemét	46 56	19 37		3
231	1909	máj.	9	23	40	Kecskemét	46 56	19 37		3
232	1909	máj.	9	23	50	Kecskemét	46 56	19 37	5,0	3
233	1909	máj.	29	06	53	Magyarsarlós	46 04	18 20		6
234	1909	nov.	12	08	30	Nadap	47 16	18 37		3
235	1909	dec.	12	05	30	Isztimér	47 17	18 12		4
236	1909	dec.	19	10	25	Cegléd	47 10	19 48		3
237	1909	dec.	19	10	27	Cegléd	47 10	19 48		3
238	1910	jan.	12	04	25	Zalaegerszeg	46 51	16 51		3
239	1910	jan.	13	06	55	Zalaegerszeg	46 51	16 51		3
240	1910	febr.	3	22 ^h	23 ^h	Sajtoskál	47 24	16 52		2
241	1910	ápr.	7	18	20	Szokolya	47 24	16 52		3
242	1911	febr.	22	15	—	Gasztony	46 57	16 26		5,5
243	1911	jún.	1	06	40	Kecskemét	46 55	19 42	15,6	4
244	1911	jún.	18	23	30	Kecskemét	46 56	19 40		3
245	1911	jún.	19	00	00	Kecskemét	46 56	19 40		3
246	1911	jún.	19	04	21	Kecskemét	46 56	19 40	14,8	8
247	1911	jún.	19	06	51	Kecskemét	46 56	19 40		4
248	1911	jún.	19	15	33	Kecskemét	46 55	19 43		5
249	1911	jún.	20	02	—	Kecskemét	46 55	19 43		3
250	1911	jún.	20	13	51	Kecskemét	46 55	19 43		3
251	1911	júl.	7	23	—	Kecskemét	46 57	19 43		4
252	1911	júl.	8	02	02	Kecskemét	46 57	19 43	16,0	9
253	1911	júl.	8	03	04	Kecskemét	46 57	19 43		5
254	1911	júl.	8	05	40	Kecskemét	46 57	19 43		3
255	1911	júl.	8	06	48	Kecskemét	46 57	19 43		5

Folytatás

Sor- szám	A földrengés kipattanásának					h e l y e	Epicentrum koordinátái		Fészek- mély- ség h, km	Erős- ség az ep- ban, fok
	i d e j e						N	E		
	év	hó	nap	óra	perc					
256	1911	júl.	8	12	47	Kecskemét	46°57'	19°43'		3
257	1911	júl.	9	21	01	Kecskemét	46 57	19 43		4
258	1911	júl.	10	01	04	Kecskemét	46 57	19 43		3
259	1911	júl.	10	02	17	Kecskemét	46 57	19 43		4,5
260	1911	júl.	10	04	—	Kecskemét	46 57	19 43		2,5
261	1911	júl.	10	05	17	Kecskemét	46 57	19 43		2,5
262	1911	júl.	10	08	30	Kecskemét	46 57	19 43		2
263	1911	júl.	11	01	08	Kecskemét	46 57	19 43		3
264	1911	júl.	12	00	23	Kecskemét	46 57	19 43		3
265	1911	júl.	12	03	15	Kecskemét	46 57	19 43		4
266	1911	júl.	13	00	41	Kecskemét	46 57	19 43		3
267	1911	júl.	13	01	01	Kecskemét	46 57	19 43		3
268	1911	júl.	14	01	30	Kecskemét	46 57	19 43		3
269	1911	júl.	14	08	02	Kecskemét	46 57	19 43		4
270	1911	júl.	15	23	10	Kecskemét	46 57	19 43		3
271	1911	júl.	16	04	30	Kecskemét	46 57	19 43		3
272	1911	júl.	17	02	00	Kecskemét	46 57	19 43		3
273	1911	júl.	17	04	30	Kecskemét	46 57	19 43		3,5
274	1911	júl.	17	05	25	Kecskemét	46 57	19 43		4
275	1911	júl.	17	07	00	Kecskemét	46 57	19 43		3
276	1911	júl.	18	03	48	Kecskemét	46 57	19 43		2
277	1911	júl.	22	01	03	Kecskemét	46 57	19 43		2
278	1911	júl.	23	13	10	Kecskemét	46 57	19 43		3
279	1911	júl.	26	02	32	Pilis	47 18	19 33		3
280	1911	júl.	28	01	54	Kecskemét	46 57	19 43		3
281	1911	júl.	28	21	31	Kecskemét	46 57	19 43		4
282	1911	júl.	29	02	00	Kecskemét	46 57	19 43		2,5
283	1911	júl.	31	09	—	Kecskemét	46 57	19 43		5,5
284	1911	aug.	1	23	02	Kecskemét	46 57	19 43		3
285	1911	aug.	2	15	02	Kecskemét	46 57	19 43		2
286	1911	aug.	18	00	01	Kecskemét	46 57	19 43		2
287	1911	aug.	18	02	03	Kecskemét	46 57	19 43		2
288	1911	aug.	22	23	00	Kecskemét	46 57	19 43		3
289	1911	aug.	24	17	20	Kecskemét	46 57	19 43		3
290	1911	szept.	1	15	—	Kecskemét	46 57	19 43		3
291	1911	szept.	1	16	—	Kecskemét	46 57	19 43		3
292	1911	szept.	6	08	54	Kecskemét	46 57	19 43		4
293	1911	szept.	23	03	—	Kecskemét	46 57	19 43		4
294	1912	ápr.	2	18	42	Szentkirálypuszta	46 58	19 55		2,5
295	1912	ápr.	2	19	30	Szentkirálypuszta	46 58	19 55		3
296	1912	ápr.	2	24	—	Szentkirálypuszta	46 58	19 55		4
297	1912	ápr.	3	04	—	Szentkirálypuszta	46 58	19 55		2,5
298	1912	máj.	14	23	—	Várpalota	47 12	18 08		4
299	1912	júl.	28	15	—	Nagykörös	47 02	19 47		3
300	1912	júl.	29	11	10	Dunakiliti	47 57	17 18		3
301	1912	aug.	17	07	04	Gomba	47 23	19 32		4
302	1912	szept.	19	22	28	Kecskemét	46 57	19 43		3,5
303	1912	szept.	22	23	55	Kecskemét	46 57	19 43		3,5
304	1912	szept.	23	02	55	Kecskemét	46 57	19 43		4
305	1912	szept.	23	03	30	Kecskemét	46 57	19 43		3,5
306	1912	szept.	23	04	55	Kecskemét	46 57	19 43		3

Folytatás

Sor- szám	A földrengés kipattanásának					Epicentrum koordinátái		Fészek- mély- ség az h, km	Erős- ség az ep- ban, fok	
	i d e j e					h e l y e	N			E
	év	hó	nap	óra	perc					
307	1912	szept.	23	05	20	Kecskemét	46°57'	19°43'	4,0	2,5
308	1913	máj.	25	04	08	Kecskemét	46 57	19 43		3
309	1913	júl.	27	15	40	Győrszemere	47 33	17 14		5
310	1913	okt.	10	02	10	Kecskemét	46 57	19 43		3
311	1913	okt.	10	03	45	Kecskemét	46 57	19 43	2,5	3
312	1913	nov.	3	14	30	Kecskemét	46 57	19 43		3
313	1913	nov.	11	15	38	Kecskemét	46 57	19 43	13,4	4,5
314	1913	nov.	11	19	—	Monor	47 21	19 26		3
315	1913	nov.	23	12	08	Kecskemét	46 57	19 43		5
316	1913	nov.	23	12	18	Kecskemét	46 57	19 43		3
317	1914	jan.	23	12	—	Kecskemét	46 57	19 43		4
318	1914	jan.	23	—	este	Kecskemét	46 57	19 43		3
319	1914	febr.	4	13	—	Győr	47 41	17 37		4,5
320	1914	máj.	13	20	03	Gomba	47 25	19 30		6,5
321	1914	máj.	27	21	40	Sátoraljaújhely	48 24	21 40		4
322	1914	nov.	24	17 ^h	—18 ^h	Veszprém	46 06	17 55		3
323	1914	nov.	25	17	12	Isztimér	47 20	18 12		5,5
324	1914	nov.	26	—	—	Győr	47 41	17 37		3,5
325	1914	dec.	25	20	30	Veszprém	46 06	17 55		3
326	1915	aug.	16	01	—	Várpalota	47 12	18 08		2,5
327	1916	jan.	6	04	45	Bük	47 23	16 45		5
328	1916	jan.	19	10	40	Eger	47 54	20 22		4
329	1916	jún.	19	—	—	Berta-major	—	—	2	
330	1917	jan.	28	—	—	Gyula	46 39	21 17	4,5	
331	1917	júl.	14	—	—	Eger	47 54	20 22	3	
332	1917	júl.	14	—	—	Eger	47 54	20 22	3	
333	1917	dec.	22	08	30	Mátranovák	48 03	19 59	3,5	
334	1919	febr.	22	15	—	Gasztony	46 58	16 22	6	
335	1921	márc.	29	21	04	Szabadhídvég	46 50	18 17	3	
336	1921	ápr.	1	07	00	Eger	47 54	20 22	3	
337	1921	máj.	21	22	—	Isztimér	47 17	18 12	4	
338	1921	dec.	13	22	30	Komárom	47 45	18 07	3	
339	1921	dec.	14	04	45	Komárom	47 45	18 07	4	
340	1922	jan.	7	01	00	Mór	47 23	18 12	3	
341	1922	jan.	7	03	30	Mór	47 23	18 12	9,5	4,5
342	1922	jan.	21	22	30	Kecskemét	46 57	19 43		4,5
343	1922	jan.	22	03	—	Kecskemét	46 57	19 43	3	
344	1922	aug.	12	—	—	Eger	47 54	20 22	3	
345	1922	aug.	21	09	—	Eger	47 54	20 22	2	
346	1922	szept.	23	20	—	Pécs	46 04	18 13	2,5	
347	1922	szept.	23	21	—	Pécs	46 04	18 13	2,5	
348	1922	nov.	24	03	23	Pécs	46 04	18 13	5,5	
349	1922	dec.	22	08	—	Sopronkövesd	47 33	16 45	5	
350	1923	jan.	1	—	—	Ivándárda	45 50	18 35	4	
351	1923	febr.	9	—	—	Berta-major	47 56	20 28	3	
352	1923	szept.	21	17	28	Budapest	—	—	2	
353	1924	jún.	25	23	—	Buda	—	—	2	
354	1925	jan.	30	19	45	Eger	47 52	20 24	4	
355	1925	jan.	31	08	05	Eger	47 52	20 24	6,1	8,5
356	1925	jan.	31	08	09	Eger	47 52	20 24		3

Folytatás

Sor- szám	A földrengés kipattanásának					h e l y e	Epicentrum koordinátái		Fészek- mély- ség h, km	Erős- ség az ep- ban, fok
	i d e j e						N	E		
	év	hó	nap	óra	perc					
357	1925	jan.	31	08	13	Eger	47°52'	20°24'		3
358	1925	jan.	31	10	—	Eger	47 52	20 24		3
359	1925	jan.	31	17	53	Eger	47 52	20 24		3
360	1925	jan.	31	18	45	Eger	47 52	20 24		3
361	1925	jan.	31	22	34	Eger	47 52	20 24		4
362	1925	jan.	31	22	45	Eger	47 52	20 24		3
363	1925	jan.	31	24	—	Eger	47 52	20 24		3
364	1925	febr.	1	00	15	Eger	47 52	20 24		4
365	1925	febr.	1	02	05	Eger	47 52	20 24		3
366	1925	febr.	1	02	30	Eger	47 52	20 24		3
367	1925	febr.	1	04	05	Eger	47 52	20 24		3
368	1925	febr.	1	05	59	Eger	47 52	20 24		2
369	1925	febr.	1	10	08	Eger	47 52	20 24		2
370	1925	febr.	1	21	30	Eger	47 52	20 24		2
371	1925	febr.	1	23	30	Eger	47 52	20 24		2
372	1925	febr.	4	21	30	Eger	47 52	20 24		3
373	1925	febr.	7	09	42	Eger	47 52	20 24		3
374	1925	febr.	14	01	30	Eger	47 52	20 24		2
375	1925	febr.	14	04	15	Eger	47 52	20 24		2
376	1925	febr.	25	03	45	Eger	47 52	20 24		3
377	1925	febr.	27	01	30	Eger	47 52	20 24		2
378	1925	febr.	27	06	05	Eger	47 52	20 24		4
379	1925	márc.	4	14	50	Eger	47 52	20 24		2
380	1925	márc.	9	18	15	Eger	47 52	20 24		5
381	1925	márc.	9	23	45	Eger	47 52	20 24		3
382	1925	márc.	12	01	00	Eger	47 52	20 24		3
383	1925	márc.	16	18	00	Eger	47 52	20 24		2
384	1925	márc.	21	01	—	Eger	47 52	20 24		2
385	1925	márc.	21	02	—	Eger	47 52	20 24		2
386	1925	márc.	21	03	—	Eger	47 52	20 24		2
387	1925	márc.	21	10	—	Eger	47 52	20 24		2
388	1925	márc.	21	11	—	Eger	47 52	20 24		2
389	1925	márc.	26	20	—	Eger	47 52	20 24		3
390	1925	ápr.	1	21	30	Eger	47 52	20 24		3
391	1925	ápr.	2	18	20	Eger	47 52	20 24		2
392	1925	ápr.	7	22	30	Eger	47 52	20 24		3
393	1925	jún.	27	09	15	Nagykanizsa	46 27	16 58		6,5
394	1925	jún.	27	09	30	Nagykanizsa	46 27	16 58		5
395	1925	szept.	2	20	—	Eger	47 52	20 24		3
396	1925	szept.	3	3	—	Eger	47 52	20 24		3
397	1925	szept.	4	3	—	Eger	47 52	20 24		3
398	1925	szept.	6	10	—	Eger	47 52	20 24		2
399	1925	szept.	7	13	—	Eger	47 52	20 24		4
400	1925	szept.	8	17	—	Eger	47 52	20 24		2
401	1927	febr.	26	—	—	Gasztony	46 58	16 22		2
402	1927	márc.	3	15	30	Várpalota	47 12	18 08		2
403	1927	márc.	3	—	—	Várpalota	47 12	18 08		2
404	1927	márc.	4	04	—	Várpalota	47 12	18 08		3
405	1927	márc.	4	07	22	Várpalota	47 12	18 08	1,7	7
406	1927	márc.	4	08	15	Várpalota	47 12	18 08		2

Sor- szám	A földrengés kipattanásának					h e l y e	Epicentrum koordinátái		Fészek- mély- ség h, km	Erős- ség az ep- ban, fok
	i d e j e						N	E		
	év	hó	nap	óra	perc					
407	1927	márc.	4	08	30	Várpalota	47°12'	18°08'		2
408	1927	márc.	4	09	—	Várpalota	47 12	18 08		4
409	1927	márc.	4	09	25	Várpalota	47 12	18 08		3,5
410	1927	márc.	4	11	—	Várpalota	47 12	18 08		2
411	1927	márc.	4	11	50	Várpalota	47 12	18 08		5
412	1927	márc.	4	13	06	Várpalota	47 12	18 08		3
413	1927	márc.	4	15	—	Várpalota	47 12	18 08		2,5
414	1927	márc.	4	16	—	Várpalota	47 12	18 08		2
415	1927	márc.	4	18	10	Várpalota	47 12	18 08		4
416	1927	márc.	4	19	12	Várpalota	47 12	18 08		3
417	1927	márc.	4	23	50	Várpalota	47 12	18 08		5
418	1927	márc.	5	01	14	Várpalota	47 12	18 08		2
419	1927	márc.	5	03	00	Várpalota	47 12	18 08		3
420	1927	márc.	5	04	30	Várpalota	47 12	18 08		3
421	1927	márc.	5	06	00	Várpalota	47 12	18 08		4
422	1927	márc.	5	07	30	Várpalota	47 12	18 08		2
423	1927	márc.	5	10	31	Várpalota	47 12	18 08		2
424	1927	márc.	5	11	41	Várpalota	47 12	18 08		2
425	1927	márc.	5	12	30	Várpalota	47 12	18 08		3
426	1927	márc.	5	13	20	Várpalota	47 12	18 08		5
427	1927	márc.	5	14	20	Várpalota	47 12	18 08		2
428	1927	márc.	5	15	27	Várpalota	47 12	18 08		3,5
429	1927	márc.	5	15	40	Várpalota	47 12	18 08		4
430	1927	márc.	5	16	06	Várpalota	47 12	18 08		2
431	1927	márc.	5	18	30	Várpalota	47 12	18 08		3
432	1927	márc.	5	20	21	Várpalota	47 12	18 08		2
433	1927	márc.	5	21	40	Várpalota	47 12	18 08		2
434	1927	márc.	5	22	—	Várpalota	47 12	18 08		2
435	1927	márc.	5	23	17	Várpalota	47 12	18 08		3,5
436	1927	márc.	6	01	14	Várpalota	47 12	18 08		2
437	1927	márc.	6	03	31	Várpalota	47 12	18 08		2
438	1927	márc.	6	04	30	Várpalota	47 12	18 08		4
439	1927	márc.	6	05	21	Várpalota	47 12	18 08		4
440	1927	márc.	6	06	32	Várpalota	47 12	18 08		2,5
441	1927	márc.	6	08	10	Várpalota	47 12	18 08		2
442	1927	márc.	6	13	14	Várpalota	47 12	18 08		2
443	1927	márc.	6	16	03	Várpalota	47 12	18 08		2
444	1927	márc.	6	18	41	Várpalota	47 12	18 08		2
445	1927	márc.	6	21	03	Várpalota	47 12	18 08		2
446	1927	márc.	6	23	15	Várpalota	47 12	18 08		2
447	1927	márc.	7	01	10	Várpalota	47 12	18 08		2
448	1927	márc.	7	02	41	Várpalota	47 12	18 08		2
449	1927	márc.	7	02	56	Várpalota	47 12	18 08		2
450	1927	márc.	7	03	02	Várpalota	47 12	18 08		2
451	1927	márc.	7	05	15	Várpalota	47 12	18 08		2
452	1927	márc.	7	05	44	Várpalota	47 12	18 08		2
453	1927	márc.	7	07	03	Várpalota	47 12	18 08		2
454	1927	márc.	7	07	14	Várpalota	47 12	18 08		2
455	1927	márc.	7	07	43	Várpalota	47 12	18 08		2
456	1927	márc.	8	03	00	Várpalota	47 12	18 08		2
457	1927	márc.	8	13	00	Várpalota	47 12	18 08		2

Folytatás

Sor- szám	A földrengés kipattanásának					h e l y e	Epicentrum koordinátái		Fészek- mély- ség h km	Erős- ség az ep- ban, fok
	i d e j e						N	E		
	év	hó	nap	óra	perc					
458	1927	márc.	8	15	30	Várpalota	47°12'	18°08'		2
459	1927	márc.	9	02	15	Várpalota	47 12	18 08		2
460	1927	márc.	9	16	30	Várpalota	47 12	18 08		2
461	1927	márc.	10	01	00	Várpalota	47 12	18 08		2
462	1927	márc.	10	17	21	Várpalota	47 12	18 08		2
463	1927	márc.	10	19	16	Várpalota	47 12	18 08		3
464	1927	márc.	10	22	23	Várpalota	47 12	18 08		2
465	1927	márc.	31	—	—	Kecskemét	46 57	19 43		5
466	1927	ápr.	2	20	15	Várpalota	47 12	18 08		3,5
467	1927	ápr.	9	—	—	Kecskemét	46 57	19 43		3
468	1927	ápr.	10	—	—	Kecskemét	46 57	19 43		3
469	1927	máj.	10	—	—	Erzsébethely	—	—		3
470	1927	jún.	13	01	30	Várpalota	47 12	18 08		2
471	1927	júl.	7	15	16	Várpalota	47 12	18 08		2
472	1927	júl.	8	07	09	Várpalota	47 12	18 08	1,7	7
473	1927	júl.	8	07	30	Várpalota	47 12	18 08		2
474	1927	júl.	8	10	00	Várpalota	47 12	18 08		2
475	1927	júl.	8	11	00	Várpalota	47 12	18 08		2,5
476	1927	júl.	8	13	30	Várpalota	47 12	18 08		2,5
477	1927	júl.	8	15	30	Várpalota	47 12	18 08		2,5
478	1927	júl.	8	17	38	Várpalota	47 12	18 08		5
479	1927	júl.	8	19	05	Várpalota	47 12	18 08		4
480	1927	júl.	8	21	34	Várpalota	47 12	18 08		4
481	1927	júl.	9	01	39	Várpalota	47 12	18 08		4
482	1927	júl.	9	04	00	Várpalota	47 12	18 08		2
483	1927	júl.	9	09	25	Várpalota	47 12	18 08		2
484	1927	júl.	9	11	00	Várpalota	47 12	18 08		2
485	1927	júl.	10	01	19	Várpalota	47 12	18 08		3,5
486	1927	júl.	10	02	58	Várpalota	47 12	18 08		2
487	1927	júl.	10	11	00	Várpalota	47 12	18 08		2
488	1927	júl.	11	01	55	Várpalota	47 12	18 08		3
489	1927	júl.	11	11	24	Várpalota	47 12	18 08		2
490	1927	júl.	12	1 ^h	—2 ^h	Várpalota	47 12	18 08		2
491	1927	júl.	15	02	00	Várpalota	47 12	18 08		2
492	1927	júl.	16	23	00	Várpalota	47 12	18 08		2
493	1927	júl.	17	10	00	Várpalota	47 12	18 08		3
494	1927	júl.	17	16 ^h	—17 ^h	Várpalota	47 12	18 08		2
495	1927	júl.	17	23	00	Várpalota	47 12	18 08		3
496	1927	júl.	18	03	00	Várpalota	47 12	18 08		3
497	1927	júl.	23	23	15	Várpalota	47 12	18 08		2,5
498	1927	júl.	25	02	45	Várpalota	47 12	18 08		2
499	1927	aug.	13	23	41	Várpalota	47 12	18 08		2
500	1927	aug.	14	12	30	Várpalota	47 12	18 08		2,5
501	1927	aug.	14	12	45	Várpalota	47 12	18 08		5
502	1927	aug.	14	12	50	Várpalota	47 12	18 08		5
503	1927	aug.	14	13	55	Várpalota	47 12	18 08		2,5
504	1927	aug.	14	17	51	Várpalota	47 12	18 08		2
505	1927	aug.	14	23	—	Várpalota	47 12	18 08		2
506	1927	aug.	15	01	30	Várpalota	47 12	18 08		2
507	1927	aug.	17	02	34	Várpalota	47 12	18 08		2
508	1927	aug.	18	02	—	Várpalota	47 12	18 08		2

Folytatás

Sor- szám	A földrengés kiptattanásának					Epicentrum koordinátái		Fészek- mély- ség h, km	Erős- ség az ep- ban, fok	
	i d e j e					h e l y e	N			E
	év	hó	nap	óra	perc					
509	1927	aug.	29	04	07	Várpalota	47°12'	18°08'		2
510	1927	szept.	1	03	58	Várpalota	47 12	18 08		2
511	1927	okt.	11	—	—	Kaposvár	46 22	17 47		4
512	1928	ápr.	22	09	—	Eger	47 54	20 22		4
513	1928	nov.	20	00	30	Eger	47 54	20 22		3
514	1928	nov.	20	02	32	Eger	47 54	20 22		4
515	1929	jan.	28	00	40	Szarvas	46 52	20 33		2
516	1929	febr.	11	02	57	Nagykőrös	47 02	19 47		2
517	1929	márc.	7	04	55	Gödöllő	47 37	19 21		3
518	1929	ápr.	30	00	44	Rákosszentmihály	47 32	19 11		4
519	1929	ápr.	30	05	körül	Rákosszentmihály	47 32	19 11		3
520	1929	júl.	25	17	55	Abasár	47 49	20 00		4
521	1929	okt.	23	15	10	Jakabszállás	46 44	19 38		3,5
522	1929	okt.	24	03 ^h	—04 ^h	Jakabszállás	46 44	19 38		2
523	1929	okt.	24	13	40—50	Jakabszállás	46 44	19 38		3
524	1929	okt.	24	15 ^h	—16 ^h	Jakabszállás	46 44	19 38		3
525	1929	okt.	24	17		Jakabszállás	46 44	19 38		2
526	1929	nov.	4	13		Jakabszállás	46 44	19 38		2
527	1929	nov.	5	08	20	Jakabszállás	46 44	19 38		2
528	1929	nov.	5	08	50	Jakabszállás	46 44	19 38	4,8	5
529	1929	nov.	5	09	40	Jakabszállás	46 44	19 38		3
530	1929	nov.	5	16	20	Jakabszállás	46 44	19 38		3
531	1929	nov.	6	02	30	Jakabszállás	46 44	19 38		2
532	1929	nov.	14	14	30	Jakabszállás	46 44	19 38		2
533	1929	nov.	15	01	40	Komárom	47 45	18 07	6,0	4
534	1930	márc.	20	22	körül	Kisbárkány	48 01	19 28		2,5
535	1930	ápr.	10	14	30	Pári	46 35	18 16		2
536	1930	ápr.	10	22	30	Pári	46 35	18 16		2
537	1930	ápr.	11	02	30	Pári	46 35	18 16	12,5	5
538	1930	ápr.	11	21	45	Pári	46 35	18 16		2
539	1930	ápr.	13	02	40	Pári	46 35	18 16		4
540	1930	ápr.	21	21	55	Pári	46 35	18 16		3
541	1930	máj.	11	06	18	Pári	46 35	18 16		2
542	1930	máj.	11	06	50	Pári	46 35	18 16		4
543	1930	júl.	17	08	37	Eger	47 55	20 25		3
544	1930	júl.	20	03	49	Eger	47 55	20 25		5
545	1930	júl.	20	08	00	Eger	47 55	20 25		2
546	1930	júl.	21	00	10—15	Eger	47 55	20 25		2
547	1930	aug.	3	02	30	Budapest	47 30	19 04	8,7	4
548	1930	aug.	21	23	50	Cserhátsurány	48 01	19 26		2,5
549	1930	aug.	22	01	48	Cserhátsurány	48 01	19 26		3
550	1930	aug.	22	06	49	Cserhátsurány	48 01	19 26	9,5	6
551	1930	aug.	23	04	00	Cserhátsurány	48 01	19 26		2
552	1930	aug.	23	09	00	Cserhátsurány	48 01	19 26		2
553	1930	aug.	23	18	10	Cserhátsurány	48 01	19 26		2
554	1930	aug.	27	20	22	Pusztamérges	46 20	19 44		2
555	1930	szept.	11	08	49	Felpéc	47 33	17 37	7,0	4
556	1930	szept.	27	20	30	Mór	47 23	18 13	8,8	3
557	1930	szept.	27	22	30	Mór	47 23	18 13		3
558	1930	szept.	28	04	00	Mór	47 23	18 13		2
559	1930	okt.	25	01	00	Berzence	46 13	17 09		2

Folytatás

Sor- szám	A földrengés kipattanásának					h e l y e	Epicentrum koordinátái		Fészek- mély- h, km	Erős- ség az ep- ban, fok
	i d e j e						N	E		
	év	hó	nap	óra	perc					
560	1930	okt.	25	01	30	Berzence	46°13'	17°09'	5,1	4
561	1930	okt.	26	02	körül	Mosonszentjános	47 46	17 08		3
562	1931	ápr.	6	02	15	Vöröstó	46 59	17 43		3
563	1931	ápr.	6	21	00	Beregdaróc	48 10	22 35		3
564	1931	ápr.	7	00	00	Beregdaróc	48 10	22 35		2
565	1931	ápr.	7	02	35	Beregdaróc	48 10	22 35		6
566	1931	ápr.	18	13	02	Várpalota	47 14	18 08	4,9	5
567	1931	ápr.	18	13	15	Várpalota	47 14	18 08		2
568	1931	ápr.	19	03	41	Várpalota	47 14	18 08	5,8	4
569	1931	ápr.	19	06	38	Várpalota	47 14	18 08	5,5	3
570	1931	ápr.	19	06	43	Várpalota	47 14	18 08		2,5
571	1931	ápr.	19	18	42	Várpalota	47 14	18 08	5,9	3,5
572	1931	ápr.	19	23	45	Várpalota	47 14	18 08		2
573	1931	ápr.	20	04	00	Várpalota	47 14	18 08		2
574	1931	ápr.	20	07	55	Várpalota	47 14	18 08		2
575	1931	ápr.	20	11	21	Várpalota	47 14	18 08		3
576	1931	ápr.	21	19	53	Várpalota	47 14	18 08		2,5
577	1931	ápr.	22	04	20	Várpalota	47 14	18 08		2
578	1931	ápr.	22	04	50	Várpalota	47 14	18 08		2
579	1931	ápr.	22	05	15	Várpalota	47 14	18 08		2
580	1931	okt.	31	13	22	Szarvas	46 52	20 33		2
581	1931	okt.	31	23	55	Szarvas	46 52	20 33		2,5
582	1931	okt.	31	16	08	Nagybörzsöny	47 58	18 51		5
583	1932	febr.	20	08 ^h	—09 ^h	Balatonkenese	47 03	18 07		2
584	1932	febr.	22	08 ^h	—09 ^h	Balatonkenese	47 03	18 07		2
585	1932	márc.	5	03	10	Várpalota	47 12	18 08		3
586	1932	márc.	23	13	40	Várpalota	47 12	18 08		2
587	1932	dec.	29	22 ^h	körül	Gyöngyöspata	47 49	19 48		3,5
588	1933	jún.	4	12	45	Báta	46 07	18 47		3
589	1933	jún.	4	15	00	Báta	46 07	18 47		2
590	1933	jún.	25	16	körül	Kétegyháza	46 32	21 07		3,5
591	1933	jún.	25	16	30	Kétegyháza	46 32	21 07		3
592	1933	jún.	25	17 ^h	körül	Kétegyháza	46 32	21 07		3
593	1933	jún.	26	22	15	Kétegyháza	46 32	21 07		4
594	1933	aug.	27	02	00	Lenti	46 37	16 31		4
595	1933	dec.	19	11	00	Mór	47 23	18 13		2
596	1933	dec.	19	18	00	Mór	47 23	18 13		3
597	1934	ápr.	26	17	56	Esztergom	47 43	18 42	5,8	5
598	1934	aug.	31	23	30	Bucsúszentlászló	46 43	16 54		2
599	1934	szept.	1	00	15	Bucsúszentlászló	46 43	16 54		2
600	1934	szept.	1	00	30	Bucsúszentlászló	46 43	16 54	6,6	6,5
601	1934	szept.	1	00	45	Bucsúszentlászló	46 43	16 54		2,5
602	1934	júl.	21	11	30	Eger	47 51	20 25		2,5
603	1934	dec.	14	12	30	Eger	47 51	20 25	11,0	3
604	1935	aug.	4	02	15-20	Babocsa	46 01	17 22		2
605	1935	aug.	4	05	50	Babocsa	46 01	17 22		4
606	1935	aug.	6	18	20	Békés	46 45	21 07	9,7	4
607	1936	márc.	3	21	20	Tiszaluc	48 01	21 05		3
608	1936	márc.	4	01	00	Tiszaluc	48 01	21 05		2
609	1936	márc.	4	05	30	Tiszaluc	48 01	21 05	9,4	3
610	1936	márc.	4	05	45	Tiszaluc	48 01	21 05	10,3	5

Sor- szám	A földrengés kipattanásának					Epicentrum koordinátái		Félszék- mél- ség h, km	Erős- ség az epi- ban, fok	
	i d e j e					h e l y e	N			E
	év	hó	nap	óra	perc					
611	1936	ápr.	14	16	45	Nagygéc	47°51'	22°45'		4
612	1936	ápr.	15	03	00	Nagygéc	47 51	22 45		3
613	1936	nov.	23	23	45	Pécs	46 04	18 13		3
614	1937	ápr.	26	06	32	Kecskemét	46 54	19 41	13,5	4
615	1937	jún.	10	02	43	Tarcal	48 07	21 18		6
616	1937	jún.	10	02	50	Tarcal	48 07	21 18		3
617	1937	júl.	12	20	59	Balatonvilágos	47 00	18 11		3
618	1937	júl.	12	23	13	Balatonvilágos	47 00	18 11		3
619	1937	nov.	8	03	00	Nagyléta	47 24	19 48		3,5
620	1938	jún.	22	14	47	Dunakiliti	47 58	17 15		3
621	1938	júl.	13	20	58	Eger	47 51	20 22		3
622	1938	júl.	18	23	55	Máriakémeád	46 02	18 28		5
623	1939	márc.	23	03	00	Álmosd	47 30	21 50		2
624	1939	márc.	23	06	44	Álmosd	47 30	21 50	33,1	5,5
625	1939	júl.	21	01	10	Eger	47 54	20 22	6,2	4
626	1939	aug.	22	11	11	Kozársimlény	46 02	18 17		2
627	1939	szept.	19	00	15	Kistállya	47 51	20 25		2
628	1939	nov.	1	04	48	Elek	46 30	21 09		4
629	1939	nov.	15	12	55	Elek	46 30	21 09		3,5
630	1940	febr.	5	19	45	Álmosd	47 26	21 58	5,2	4
631	1940	febr.	5	20	15	Álmosd	47 26	21 58		2
632	1940	febr.	5	21	45	Álmosd	47 26	21 58		2
633	1940	febr.	20	23	58	Álmosd	47 26	21 58		4
634	1940	febr.	11	23	35	Szentpéterföfde	46 37	16 45		2
635	1940	máj.	23	11	10	Eger	47 52	20 23		2,5
636	1940	máj.	26	12	23	Felsőrajk	46 42	16 59		2
637	1940	júl.	5	00	15	Horvátkimle	47 47	17 14		3,5
638	1940	júl.	5	07	15	Horvátkimle	47 47	17 14		3
639	1940	nov.	18	10	45	Csókakő	47 22	18 17		2
640	1940	dec.	8	20	17	Ujléta	47 26	21 54	6,2	5
641	1940	dec.	27	09	10	Balatonkenese	47 03	18 07		2
642	1941	márc.	15	03	00	Csókakő	47 22	18 17		2
643	1941	máj.	16	19	25	Hajdúnánás	47 51	21 24		3
644	1942	máj.	14	09	28	Bakonybél	47 26	17 42	3,4	6
645	1942	máj.	19	09	52	Bácsa	47 44	17 40		4
646	1942	máj.	19	21	45	Budapest	47 29	19 04		2
647	1942	máj.	28	01	30	Tápiószele	47 20	19 52		3
648	1942	szept.	1	17	45	Dáka	47 18	17 24		3
649	1942	szept.	29	21	45	Tápiósűly	47 34	19 32		4
650	1942	szept.	30	03	30	Tápiósűly	47 34	19 32	8,2	6
651	1942	nov.	24	18	20	Bezi	47 46	17 38	3,7	5
652	1945	jún.	7	19	31	Szolnok	47 10	20 10		3
653	1946	ápr.	26	19	45	Eger	47 54	20 22	4,7	3
654	1946	jún.	19	04	körűl	Bodrogkeresztűr	48 10	21 21	5,8	4
655	1946	okt.	24	22	39	Nagykörös	47 02	19 47		3
656	1947	dec.	11	12	01	Budapest	47 39	19 01	9,0	4
657	1948	márc.	8	12	18	Budapest	47 37	19 06	8,2	4
658	1948	ápr.	15	01	06	Csobánka	47 38	18 58	4,8	5
659	1948	aug.	7	08	06	Bicske	47 29	18,43	11,9	4
660	1949	nov.	21	22	30	Dunapentele	47 04	18 56	5,6	4
661	1950	aug.	21	03	49	Fűlőpszállás	46 50	19 17	12,8	4

Folytatás

Sor- szám	A földrengés kipattanásának					h e l y e	Epicentrum koordinátái		Fészek- mély- ség h, km	Erős- ség az ep- han- fok
	i d e j e						N	E		
	év	hó	nap	óra	perc					
662	1950	nov.	29	03	07	Bicske	47°55'	19°23'	9,8	5
663	1950	dec.	9	04	körül	Várpalota	47 12	18 08	4,9	4
664	1950	dec.	20	05	körül	Lábod	46 12	17 29	8,4	5
665	1951	febr.	19	21	15	Tereske	47 58	19 08	12,1	4
666	1951	febr.	20	01	14	Tereske, Tolmács	47 58	19 08	11,5	7
667	1951	febr.	20	02	00	Tereske, Tolmács	47 58	19 08	15,1	4
668	1952	márc.	10	06	24	Mór	47 30	18 13	12,1	4,5
669	1952	ápr.	4	19	32	Szigetköz	47 46	17 38	6,7	4
670	1952	máj.	14	18	17	Esztergom	47 48	18 47	11,7	4
671	1952	dec.	5	17	44	Komárom m.	47 30	18 04		4
672	1953	jún.	10	04	30	Bajót	47 44	18 33		3,5
673	1953	júl.	7	22	15	Bakonybél	47 15	17 44		2
674	1953	szept.	13	09	02	Ukk, Túrje	47 02	17 10	6,4	6,5
675	1955	jún.	28	08	15	Budapest	47 29	19 04		2
676	1956	jan.	12	06	46	Dunaharaszti	47 21	19 04	12,3	8
677	1956	jan.	12	07	17	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
678	1956	jan.	12		22	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
679	1956	jan.	12		26	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
680	1956	jan.	12		28	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
681	1956	jan.	12		31	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
682	1956	jan.	12		40	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
683	1956	jan.	12	08	03	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
684	1956	jan.	12		22	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
685	1956	jan.	12		23	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
686	1956	jan.	12		30	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
687	1956	jan.	12		41	Dunaharaszti	47 21	19 04		6
688	1956	jan.	12	11	14	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
689	1956	jan.	12	12	08	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
690	1956	jan.	12		17	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
691	1956	jan.	12		18	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
692	1956	jan.	12		22	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
693	1956	jan.	12	13	30	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
694	1956	jan.	12	17	38	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
695	1956	jan.	12	19	11	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
696	1956	jan.	12	20	39	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
697	1956	jan.	12	21	03	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
698	1956	jan.	13	02	25	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
699	1956	jan.	13	03	27	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
700	1956	jan.	13		44	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
701	1956	jan.	13	04	41	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
702	1956	jan.	13	10	50	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
703	1956	jan.	13	11	15	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
704	1956	jan.	13		22	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
705	1956	jan.	13	11	24	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
706	1956	jan.	13	11	38	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
707	1956	jan.	13	15	02	Dunaharaszti	47 21	19 04		5
708	1956	jan.	14	3	45	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
709	1956	jan.	14	13	23	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
710	1956	jan.	15	06	15	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
711	1956	jan.	15	12	18	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
712	1956	jan.	16	5	15	Dunaharaszti	47 21	19 04		3

Sor- szám	A földrengés kipattanásának					h e l y e	Epicentrum koordinátái		Fészek- mély- ség h, km	Erős- ség az ep- ban, fok
	i d e j e						N	E		
	év	hó	nap	óra	perc					
713	1956	jan.	16	5	30	Dunaharaszti	47°21'	19°04'		5
714	1956	jan.	16	6	15	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
715	1956	jan.	16	19	17	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
716	1956	jan.	17	02	50	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
717	1956	jan.	17	16	08	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
718	1956	jan.	17	21	10	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
719	1956	jan.	17	22	00	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
720	1956	jan.	18	06	35	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
721	1956	jan.	18	08	45	Dunaharaszti	47 21	19 04		3,5
722	1956	jan.	18	17	10	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
723	1956	jan.	19	04	15	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
724	1956	jan.	19	04	44	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
725	1956	jan.	19	16	30	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
726	1956	jan.	19	16	34	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
727	1956	jan.	19	19	35	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
728	1956	jan.	19	20	09	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
729	1956	jan.	19	21	00	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
730	1956	jan.	19	23	08	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
731	1956	jan.	20	4	15	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
732	1956	jan.	23	16	23	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
733	1956	jan.	24	13	27	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
734	1956	jan.	24	15	40	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
735	1956	jan.	25	14	20	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
736	1956	jan.	26	05	45	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
737	1956	jan.	27	12	08	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
738	1956	jan.	27	13	45	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
739	1956	jan.	28	11	55	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
740	1956	jan.	28	12	08	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
741	1956	jan.	28	22	50	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
742	1956	jan.	29	05	55	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
743	1956	jan.	30	23	04	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
744	1956	jan.	31	10	35	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
745	1956	jan.	31	16	58	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
746	1956	febr.	2	0	20	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
747	1956	febr.	2	12	33	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
748	1956	febr.	4	23	02	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
749	1956	febr.	9	09	47	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
750	1956	febr.	13	11	17	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
751	1956	febr.	15	04	05	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
752	1956	febr.	15	08	45	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
753	1956	febr.	15	16	21	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
754	1956	febr.	15	19	30	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
755	1956	febr.	15	20	36	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
756	1956	febr.	16	05	25	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
757	1956	febr.	16	07	00	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
758	1956	febr.	17	02	30	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
759	1956	febr.	17	12	25	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
760	1956	febr.	17	15	25	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
761	1956	febr.	17	19	11	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
762	1956	febr.	19	05	10	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
763	1956	febr.	20	11	46	Dunaharaszti	47 21	19 04		2

Folytatás

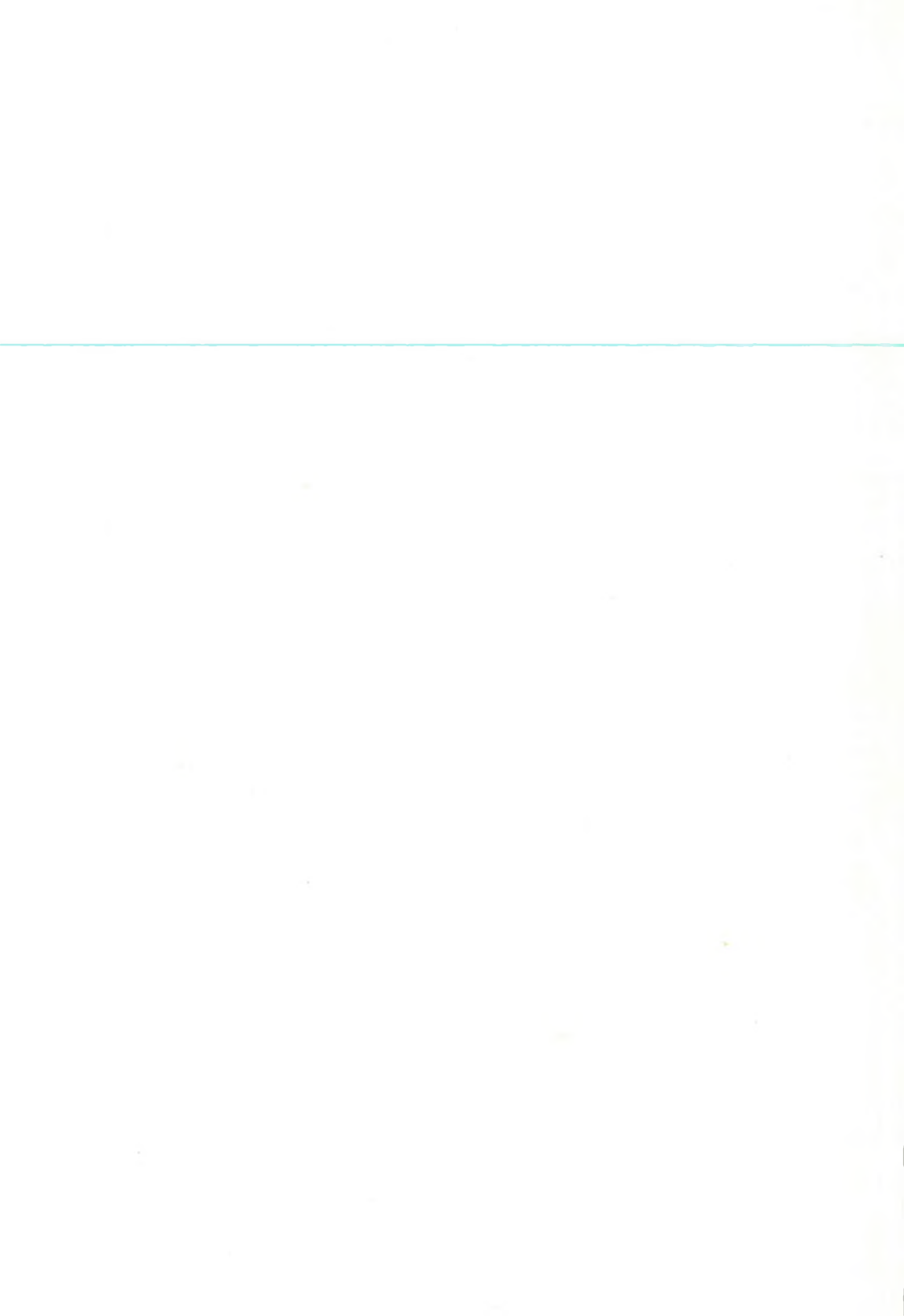
Sor- szám	A földrengés kipattanásának					h e l y e	Epicentrum koordinátái		Fészek- mély- ség h km	Erős- ség az ep- ban, fok
	i d e j e						N	E		
	év	hó	nap	óra	perc					
764	1956	febr.	22	1	0	Dunaharaszti	47°21'	19°04'		3
765	1956	febr.	22	23	30	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
766	1956	febr.	23	12	30	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
767	1956	febr.	23	14	37	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
768	1956	febr.	25	16	11	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
769	1956	febr.	26	10	45	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
770	1956	febr.	26	17	0	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
771	1956	febr.	27	18	45	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
772	1956	febr.	28	10	25	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
773	1956	febr.	29	12	05	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
774	1956	febr.	29	12	30	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
775	1956	febr.	29	13	0	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
776	1956	márc.	2	18	30	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
777	1956	márc.	3	16	40	Dunaharaszti	47 21	19 04		3,5
778	1956	márc.	3	17	58	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
779	1956	márc.	4	0	25	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
780	1956	márc.	4	01	30	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
781	1956	márc.	4	01	45	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
782	1956	márc.	4	10	35	Dunaharaszti	47 21	19 04		5
783	1956	márc.	4	12	35	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
784	1956	márc.	4	14	39	Dunaharaszti	47 21	19 04		3,5
785	1956	márc.	9	13	09	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
786	1946	márc.	10	10	30	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
787	1956	márc.	11	20	42	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
788	1956	márc.	13	18	55	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
789	1956	márc.	13	20	55	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
790	1956	márc.	14	05	10	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
791	1956	márc.	14	10	55	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
792	1956	márc.	14	22	22	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
793	1956	márc.	15	5	55	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
794	1956	márc.	16	22		Dunaharaszti	47 21	19 04		2
795	1956	márc.	19	8	10	Dunaharaszti	47 21	19 04		4,5
796	1956	márc.	19	13	59	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
797	1956	márc.	20	5	30	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
798	1956	márc.	20	19	17	Dunaharaszti	47 21	19 04		4,5
799	1956	márc.	21	05	58	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
800	1956	márc.	21	11		Dunaharaszti	47 21	19 04		2
801	1956	márc.	22	21	16	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
802	1956	márc.	23	19	31	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
803	1956	márc.	24	21	48	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
804	1956	márc.	25	9	35	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
805	1956	márc.	25	17	27	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
806	1956	márc.	28	15	10	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
807	1956	ápr.	4	15	06	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
808	1956	ápr.	4	15	48	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
809	1956	ápr.	9	23	34	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
810	1956	ápr.	11	04	50	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
811	1956	ápr.	13	21	56	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
812	1956	ápr.	19	04	40	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
813	1956	ápr.	19	07	23	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
814	1956	ápr.	19	07	41	Dunaharaszti	47 21	19 04		4

Folytatás

Sor- szám	A földrengés kipattanásának					h e l y e	Epicentrum koordinátái		Fészek- mély- ség h, km	Erős- ség az ep- ban, fok
	i d e j e						N	E		
	év	hó	nap	perc	óra					
815	1956	ápr.	19	07	53	Dunaharaszti	47°21'	19°04'		2
816	1956	ápr.	21	06	47	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
817	1956	ápr.	22	06	48	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
818	1956	ápr.	22	21	29	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
819	1956	ápr.	29	12	17	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
820	1956	máj.	2	07	48	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
821	1956	máj.	6	02	15	Dunaharaszti	47 21	19 04		4,5
822	1956	máj.	8	04	10	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
823	1956	máj.	9	01	30	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
824	1956	máj.	23	01	25	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
825	1956	máj.	23	06	08	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
826	1956	máj.	23	20	40	Dunaharaszti	47 21	19 04		4
827	1956	jún.	24	01	46	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
828	1956	júl.	30	02	30	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
829	1956	júl.	30	08	30	Dunaharaszti	47 21	19 04		4,5
830	1956	aug.	4	04	50	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
831	1956	aug.	25	02	57	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
832	1956	szept.	13	22	14	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
833	1956	szept.	20	20	15	Dunaharaszti	47 21	19 04		2
834	1956	dec.	11	3	53	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
835	1956	dec.	31	08	10	Dunaharaszti	47 21	19 04		3
836	1956	márc.	31	15	07	Pakod	46 59	17 00	11,7	6
837	1956	márc.	31	15	30	Pakod	46 59	17 00		5
838	1956	márc.	31	22	00	Pakod	46 59	17 00		3
839	1956	ápr.	1	03	32	Pakod	46 59	17 00		4
840	1956	ápr.	1	04	00	Pakod	46 59	17 00		3
841	1956	ápr.	2	09	28	Pakod	46 58	17 00		3
842	1956	ápr.	10	13	10	Pakod	46 58	17 00		3
843	1956	ápr.	26	18	20	Pakod	46 59	17 00		4
844	1956	ápr.	28	12	45	Pakod	46 58	17 00		5
845	1956	ápr.	28	15	29	Pakod	46 58	17 00		3
846	1956	ápr.	28	23	30	Pakod	46 59	17 00		4
847	1956	ápr.	29	02	15	Pakod	46 59	17 00		4
848	1956	ápr.	30	00	30	Pakod	46 59	17 00		4
849	1956	ápr.	30	02	45	Pakod	46 59	17 00		3
850	1956	ápr.	30	16	00	Pakod	46 59	17 00		4
851	1956	máj.	1	01	30	Pakod	46 59	17 00		3
852	1956	máj.	1	11	00	Pakod	46 59	17 00		4
853	1956	máj.	1	16	00	Pakod	46 59	17 00		3
854	1956	máj.	1	22	10	Pakod	46 59	17 00		3
855	1956	máj.	2	00	00	Pakod	46 59	17 00		5
856	1956	máj.	2	01	43	Pakod	46 59	17 00		5
857	1956	máj.	2	04	00	Pakod	46 59	17 00		4
858	1956	máj.	2	06	58	Pakod	46 59	17 00		5
859	1956	máj.	22	09	00	Pakod	46 59	17 00		4
860	1956	máj.	2	12	48	Pakod	46 59	17 00		5
861	1956	máj.	2	14	02	Pakod	46 59	17 00		3
862	1956	máj.	2	14	40	Pakod	46 59	17 00		4
863	1956	máj.	2	16	00	Pakod	46 59	17 00		4
864	1956	máj.	2	16	45	Pakod	46 59	17 00		4
865	1956	máj.	2	18	18	Pakod	46 59	17 00		4

Folytatás

Sor- szám	A földrengés kipattanásának					h e l y e	Epicentrum koordinátái		Fészek- mély- ség h, km	Erős- ség az ep- ban, fok
	i d e j e						N	E		
	év	hó	nap	óra	perc					
866	1956	máj.	3	02	30	Pakod	46 59	17 00	14,1	3
867	1956	máj.	3	04	00	Pakod	46 59	17 00		4
868	1956	máj.	3	21	10	Pakod	46 59	17 00		4
869	1956	dec.	13	10	30	Eger környéke	47 52	20 16		3
870	1956	dec.	14	01	11,5	Eger környéke	47 52	20 16		5
871	1956	dec.	14	03	00	Eger környéke	47 52	20 16		3
872	1956	dec.	14	11	20	Eger környéke	47 52	20 16		3
873	1956	dec.	15	00	45	Eger környéke	47 52	20 16		2



ОБ ОБЗОРНОЙ КАРТЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАГНИТНЫХ АНОМАЛЬНЫХ
МАСС В ВЕНГРИИ И ОБ ИСТОЛКОВАНИИ ЕЕ

ПОЖГАЙ К.

В начале своей работы автор занимается методами вычисления, облегчающими интерпретацию данных магнитных измерений, затем приводит отечественные примеры для иллюстрации погрешностей, вызванных аппроксимациями, используемыми при теоретических методах.

Излагается способ построения автором обзорной карты магнитных аномальных масс в пределах Венгрии по обзорной карте изоаномал вертикальной интенсивности магнитного поля в Венгрии. Для построения был разработан метод, позволяющий учитывать условия залегания магнитных масс, точность и детальность карты аномалий, а также скромные возможности, имевшиеся в распоряжении автора для проведения этой объемистой работы. Приближенная глубина залегания масс, вызывающих отдельные аномалии, была определена в отдельности по каждой аномалии. Изолинии и проводились на основании полученных таким образом значений глубины с учетом формы аномалий.

Примененный способ дал возможность рассмотреть магнитные аномальные массы по-новому. Результаты приводятся на четырех картах. На первой карте указаны все аномальные массы, подвергнутые определению, в совокупности. На второй — массы, которые залегают на глубине пластов, более молодых, чем сарматские. Часть этих масс можно отождествить с базальтами плиоцена. По приведенной карте оказывается возможным, что продукты плиоценового вулканизма получили значительно большее распространение, чем это раньше предполагалось. На третьей карте можно изучать магнитные массы, залегающие на глубине пластов, более древних, чем сарматские, но более молодые, чем мезозойские, а на четвертой — массы на глубине мезозойских или более древних пластов.

Проведенные исследования показывают, что преобладающее большинство аномалий обусловлено изверженными породами кайнозойского возраста, но распространенные аномалии вызваны также массами, залегающими на глубине мезозойского или более древнего фундамента. Можно надеяться, что приведенные карты облегчат истолкование карты магнитных аномалий и дадут новые сведения, являющиеся ценными и в геологическом отношении.

EINE ÜBERSICHTSKARTE DER MAGNETISCHEN WIRKENDEN
MASSEN IN UNGARN UND IHRE INTERPRETATION

K. POSGAY

Zur Erleichterung der Interpretation des Übersichtsbildes der Isanomalien der vertikalen magnetischen Feldstärke in Ungarn wurde eine Übersichtskarte der magnetisch wirkenden Massen konstruiert. Dazu wurde eine Methode ausgearbeitet, die den Lagerungsverhältnissen der Massen, der Genauigkeit und

A kézirat 1961. X. 20-án érkezett.

Ausführlichkeit des Anomalienbildes sowie der zu solcher gross angelegter Arbeit zur Verfügung stehenden beschränkten Möglichkeiten Rechnung trägt. Die annähernde Tiefe der die einzelnen Anomalien verursachenden Massen wurde für jede Anomalie gesondert bestimmt. Auf Grund der so erhaltenen Tiefendaten und mit Berücksichtigung der Form der Anomalien wurden Niveaulinien hergeleitet.

Das angewandte Verfahren ermöglichte eine neuartige Untersuchung der magnetisch wirkenden Massen, deren Resultate in vier Kartendarstellungen gegeben werden. Die erste Karte enthält alle Massen; auf der zweiten sind davon jene zu sehen, die in einer Tiefe liegen, die jüngeren Schichten (jünger als sarmatisch) entsprechen. Ein Teil derselben kann mit pliozänen Basalten identifiziert werden und es ist wahrscheinlich, dass die an dieser zweiten Karte figurierenden Massen Erzeugnisse vom pliozänen Vulkanismus sind. Solche Erzeugnisse kennen wir aber nur aus wenigen Bohrungen. Sollte sich die obige Annahme rechtfertigen, dann würde dies bedeuten, dass die mitgeteilte Karte unsere geologischen Erkenntnisse über die Verbreitung und Gesetzmässigkeiten des Vulkanismus bedeutend erweitert.

An der dritten Karte können die wirkenden Massen studiert werden, deren Tiefe solchen Gesteinsschichten entspricht, welche älter als sarmatisch aber jünger als mezozoisch sind. An der vierten Karte finden wir die Massen dargestellt, die mezozoisch oder noch älter sind. Die Untersuchung zeigt, dass die überwiegende Mehrheit der Anomalien von kainozoischen eruptiven Gesteinen hervorgebracht wird, aber auch mezozoische oder noch ältere Teile des Grundgebirges Anomalien von bedeutendem Ausmass hervorrufen können.

Verfasser hofft, dass die mitgeteilten Karten die Interpretation des magnetischen Anomalienbildes erleichtern und wertvolle geologische Daten liefern können.

A MAGYARORSZÁGI MÁGNESES HATÓK ÁTTEKINTŐ TÉRKÉPE ÉS ÉRTELMEZÉSE

POSGAY KÁROLY

Bevezetés

Az ország földmágneses áttekintő jellegű felmérése befejeződött. Az elkészült függőleges térerősség áttekintő izoanomáltérkép az ország regionális földtani értelmezéséhez nagy segítséget nyújthat, ezért igyekeznünk kell ezt a nagyértékű mérési anyagot minél szemléltetőbbé, könnyen kezelhetővé tenni. Ezzel a céllal végeztem azt a munkát is, melyet az alábbiakban ismertetek.

A munka megtervezésénél igyekeztem figyelembevenni az adottságokat: a mágneses hatók várható települési viszonyait, az anomáliatérkép részletességét és a nagyarányú munkához rendelkezésre álló szerény lehetőségeket.

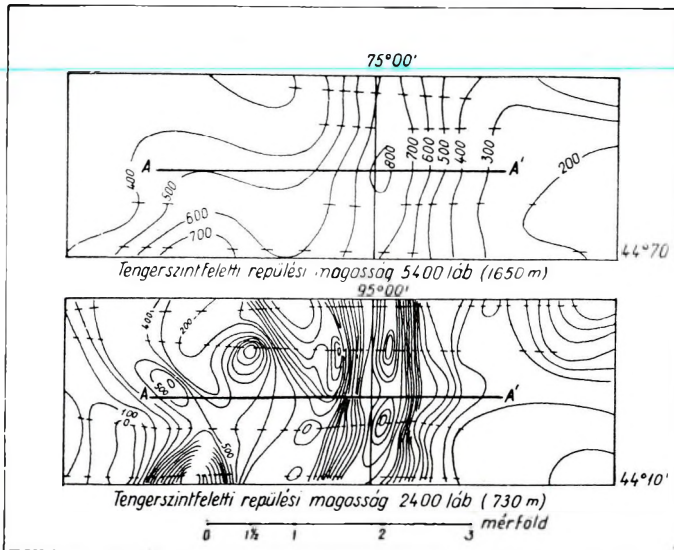
Általános rész

A mágneses anomáliatérképek értelmezését nagy általánosságban kétféle módon szokás megkönnyíteni:

1. átszámítják az eredményeket *könnyebben tanulmányozható* anomáliatérképekbe, vagy

2. az egyes anomáliákat okozó hatók mélységét, mágnesezhetőségét és egyéb adatait számítjuk ki, s esetleg ezeket ábrázoljuk térképszerűen.

1. Az első módszer elvi alapja az a feltevés, hogy a térerő harmonikus függvénnyel leírható, azaz a Laplace-egyenlet bármely megoldásából egy további kifejezése meghatározható. E szerint elég egy síkban egyetlen komponens (pl. a vertikális intenzitás) ismerete ahhoz, hogy a mágneses potenciált vagy annak bármilyen irányú és rendű deriváltját meghatározzuk.



1. ábra. A mágneses totál intenzitás 1650 m és 730 m repülési magasságban meghatározott anomáliatérképe (Henderson és Zietz után).

Рис. 1. Карта аномалий общей магнитной интенсивности, определенных на высотах полета 1650 и 730 м/по Хендерсону и Зиеццу/.

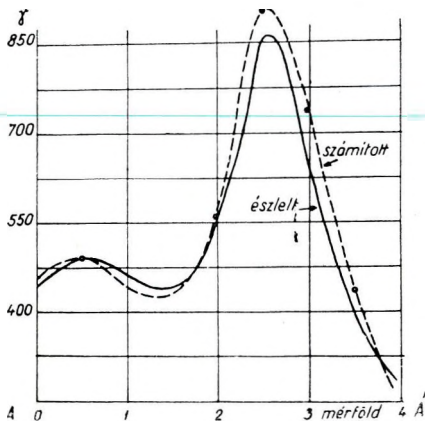
Fig. 1. Karte der in einer Flughöhe von 1650 m und 730 m festgestellten Anomalien der magnetischen Totalintensität (nach Henderson und Zietz).

Az anomáliák könnyebben tanulmányozhatók, ha az indukáló mágneses térre merőleges síkra vetítjük azokat (Henderson, Zietz, 1957.), vagy pseudogravitációs térképet szerkesztünk (Baranov 1957.). Az ilyen térképen az anomáliák a mágneses hatótömegek felett jelentkeznek, így értelmezésük leegyszerűsödik.

A regionális hatások könnyebben tanulmányozhatók, ha az anomáliatérképet egy magasabb szintre számítjuk át (Peters, 1949; Henderson, Zietz, 1949. I.). Ekkor ui. a részletek kisimulnak, és a regionális jelleg domborodik ki (1. ábra.). A 2. ábrán egy példa látható az észlelt és számított értékek összehasonlítására. Az 1. ábra AA'-val jelzett szelvénye ez.

A folytonos vonallal kihúzott görbe a totál intenzitás 1650 m magasságban észlelt értékeit jelzi. A szaggatott vonallal jelzett görbét a 730 m magasságban észlelt értékekből háromdimenziós analitikai folytatási módszerrel határozták meg (Henderson, Zietz, 1949. I. — 531. old.).

A kismélységű hatók hatása kidomborodik, ha az anomáliákat egy kismélységű szintre számítjuk át (Peters, 1949, Köhler, 1958.). A gravitációs derivált-térképhez hasonlóan a mágneses anomáliatérkép egyes részleteinek kidomborítása is megkísérélhető a mágneses térerő különböző deriváltjainak meghatározásával és ábrázolásával (Henderson, Zietz, 1949. II.).



2. ábra. Az 1. ábrán AA'-vel jelzett szelvényén a mágneses totál intenzitás 1650 m magasságban észlelt és a 730 m magasságban észlelt értékekből 1650 m magasságra átszámított értékei. (Henderson és Zietz után).

Рис. 2. Значения общей магнитной интенсивности по профилю AA' на рисунке 1. — наблюдаемые на высоте 1650 м и пересчитанные на высоту 730 м величин (по Хендерсону и Зиеццу).

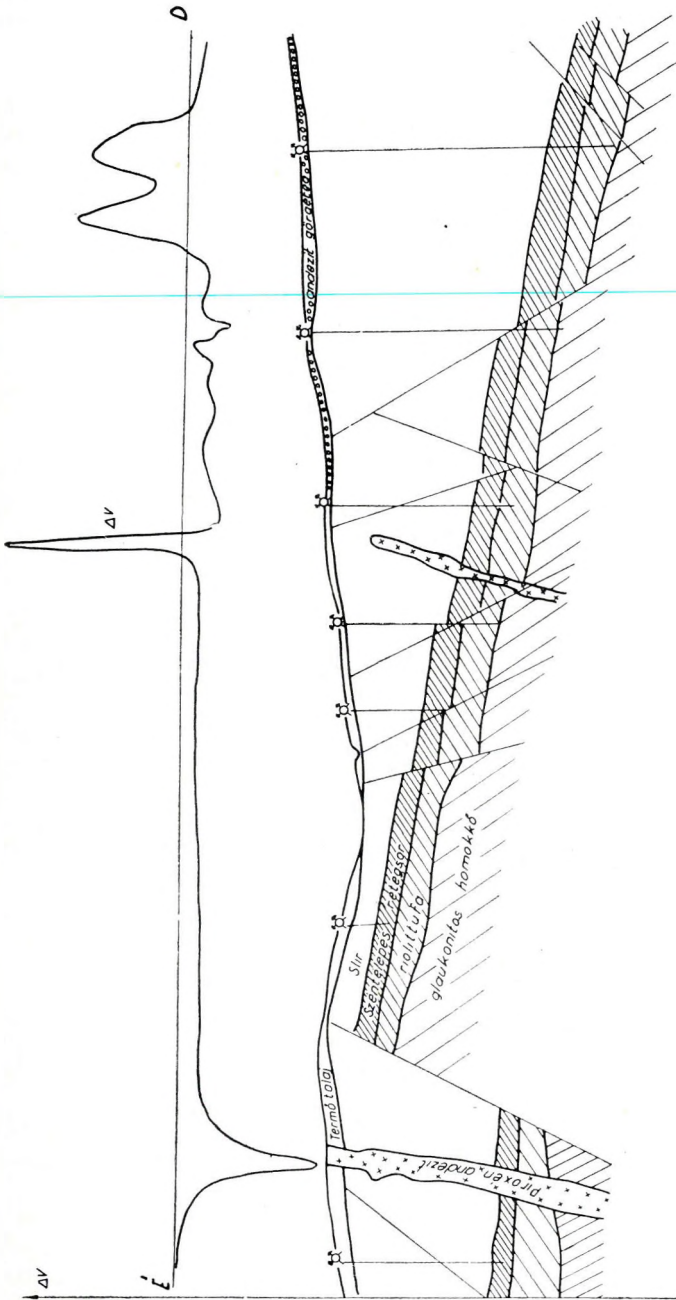
Fig. 2. Werte der magnetischen Totalintensität entlang des Profils AA' der Figure 1, die in einer Höhe von 1650 m beobachtet bzw. von den in einer Höhe von 730 m beobachteten Werten für die Höhe 1650 m umgerechnet worden sind, (nach Henderson und Zietz).

mágneses hatótömeget legtöbnyire egyszerű geometriai formákkal közelítjük meg (Egyed, 1948; Haáz, 1955; Gery, Noudy, 1957.), vagy feltételezzük, hogy hatása mágneses pólus, dipólus és ezekből álló sorok hatásával megközelíthető (Henderson, Zietz, 1948; Smellie, 1956.). Legtöbnyire az anomáliák jellemző (Henderson, Zietz, 1948.) vagy szélső értékeinek helyét (Egyed 1948; Haáz, 1955.) vagy az anomáliagörbeírítók vetületét (Agocs, 1958; Дьвуков, 1960; Вейнберг 1961.) használják fel. Az analízis végezhető elméleti anomália-görbese-

A mágneses térnek a mélység felé végzett analitikus folytatása felhasználásával a mágneses alaphegység domborzata meghatározható, ha a mágneses anomáliákat okozó alakpózt mélységét (pl. fúrások alapján) ismerjük (Peters, 1949.). Ennél az eljárásnál az első lépés a mágneses intenzitás meghatározása a mágneses alaphegység mélységében. Ennek reziduált anomáliájából meghatározható az alaphegység domborzata. A mágneses alaphegységnek a mágneses anomáliatérképben nem jelentkező enyhe dőlésváltozásait (pl. fúrások felhasználásával) figyelembe kell venni.

2. A mágneses anomáliatérképek értelmezésének másik módszere az, hogy az anomáliát okozó hatók fontosabb adatait (mélységét, méreteit, szuszceptibilitását) kiszámítjuk, és ezek segítségével, továbbá az anomáliák alakjának, összetevődésének, vonulatainak megvizsgálása alapján vonunk le következtetéseket.

Ezeknél a vizsgálatoknál a



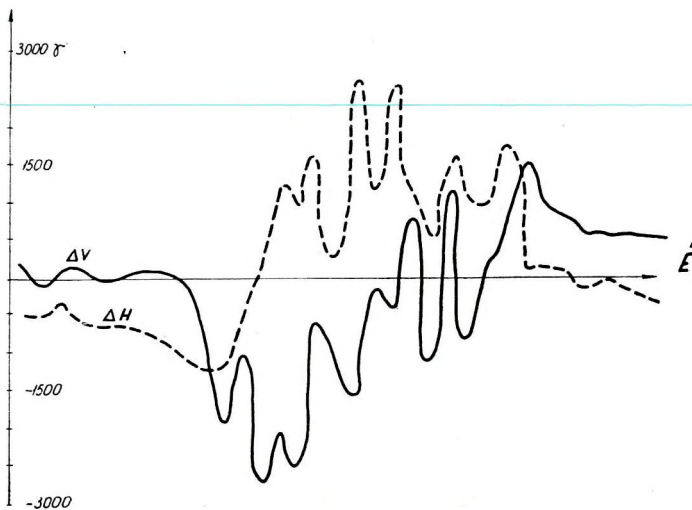
3. ábra. Nagybátony környékén fúrási, bányászati, továbbá felszíni földtani és mágneses megfigyelések alapján összeállított szelvény (Zsille után). Az andezitellérek felett sokszor negatív vertikális anomáliát határoztak meg.

Рис. 3. Разрез около с. Надьбатонь, построенный по данным бурения, горной разведки, а также геологических и магнитных наблюдений, проведенных на дневной поверхности (по Жиле). Над андезитными жилами были часто отмечены отрицательные аномалии.

Fig. 3. Profil im Gebiet von Nagybátony auf Grund der durchgeführten Bohrungs- und Bergarbeiten, oberflächengeologischen Beobachtungen (nach Zsille). Über Andesitflöze wurden oft negative vertikale Anomalien bestimmt.

regek felhasználásával is. Ekkor a vizsgált görbét megfelelő (pl. kettős logaritmikus) léptékben ábrázolva hasonlítjuk össze az elméleti görbékkel (Gery, Noudy, 1957; Hutchison, 1958.).

Az ország mágneses anomáliatérképének értelmezése, úgy vélem, rendkívül fontos és egyúttal érdekes kérdés. Az előző rövid ismertetésből is kitűnik, hogy az értelmezés elősegítése többféle módon lehetséges.



4. ábra. A Dunazug hegységi mágneses anomáliákra jellemző V és H görbe. A pozitív anomália a negatívtól É-ra jelentkezik (Zsille után).

Рис. 4. Кривые V и H, характерные для магнитных аномалий в придунайской горной области. Положительная аномалия появляется к С от отрицательной (по Жиле).

Fig. 4. V- und H-kurven der magnetischen Anomalien der Gebirge in der Umgebung des Donaubogens. Die positive Anomalie zeigt sich nördlich von der negativen Anomalie (nach Zsille).

Véleményem szerint ezeket a lehetőségeket fel is kell használni. Azt hiszem az értelmezést a különböző átvetítési eljárások biztosabbá tehetnék. Így többek között érdemes lenne megszerkeszteni a pseudogravitációs grádiénstérképet, továbbá a regionális összefüggések tanulmányozására egy például ezer méter magas szintre és a kismélységű hatók tanulmányozására egy kisebb mélységű szintre átszámított anomáliatérképet.

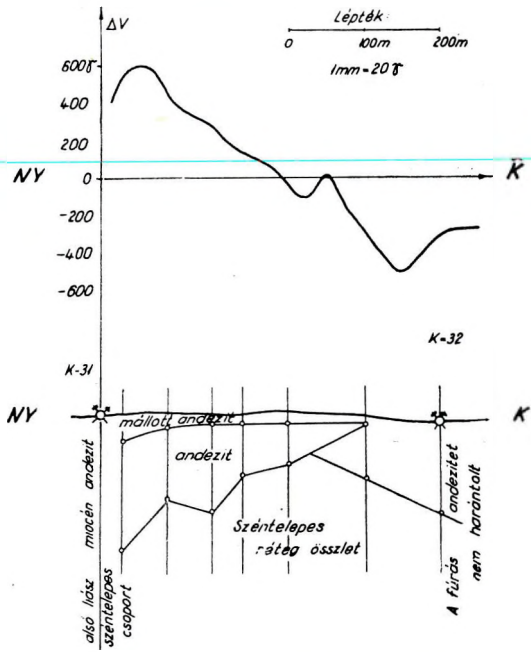
Úgy gondolom, hogy még nagyobb érdeklődésre tarthat számot egy olyan áttekinthető hatótérkép, mely a mágneses hatók felszínének közelítő mélységét is mutatja. Ezért először is a magyarországi mágneses hatók áttekinthető térképének megszerkesztését és értelmezését kíséreltem meg.

A mágneses anomáliák értelmezésének kérdése elméletileg határozatlan feladat, mely csupán közelítő feltételezéssel oldható meg. Az értelmezés pontosságának korlátait éppen ezek a közelítések jelentik. A probléma szemléltetésére néhány hazai példát is szeretnék ismertetni.

A mélységszámítási eljárások nagy részénél feltételezzük, hogy a hatók *remanens mágneses tere* elhanyagolható, vagy hogy iránya a földi mágneses tér irányával egybe esik. Ezek a feltételek a szakirodalom szerint sok esetben teljesülnek, de előfordulhat olyan eset is, mikor a ható saját mágneses tere többszöröse a földi mágneses térnek, és a kettő iránya is eltérő (I. Affleck, 1958; Girdler, Peter, 1960.). A saját mágneses tér sokszor fordítottja a földi térnek, és sokszor negatív anomáliát okoz. Ez indokolható sok esetben az egymás után lehűlt mágneses tömegek kölcsönhatásával is (Neumann, 1960.), de a kőzetek remanens mágnesezettségének iránya pólusvándorlással, a földi mágneses tér irányának megváltozásával is összefüggésbe hozható (Runcorn, 1956.).

A 3. ábrán földtanilag és bányászati ismert területről látható példa (Zsille, 1958—59.). A negatív anomáliák andezittelérek felett jelentkeztek. Hasonlók a Dunántúlon található, viszonylag kis kiterjedésű, sokszor egyedülálló, gyors változású negatív anomáliák. Valószínű, hogy a Dunazug hegység területén mért anomáliákban is nagy szerepe van a kőzetek saját mágnességének (Zsille, 1956; Zsille, 1957.). Itt ui. a pozitív anomália rendszeresen a negatív anomáliáktól É-ra jelentkezik (pl. 4. ábra).

Mint a bemutatott példák is igazolják, hazai viszonylat-

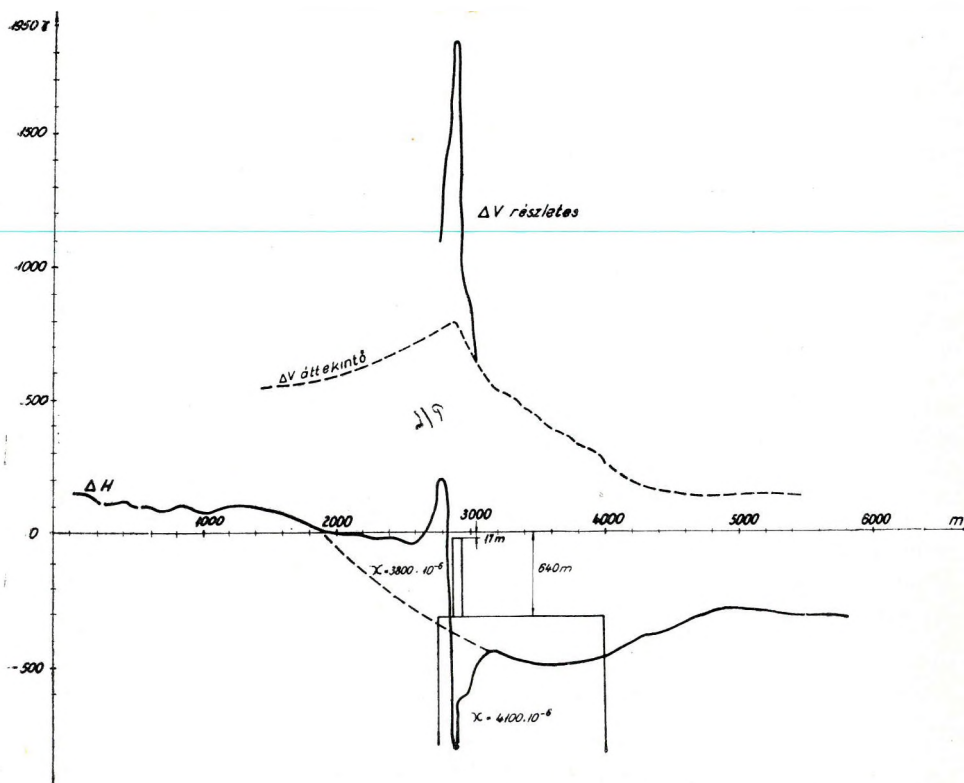


5. ábra. Komló környékén megfigyelt fúrási, felszíni földtani, geoelektromos és mágneses adatok összehasonlító szelvénye (Komáromy után). A vertikális intenzitás csökkenése a ható kivékonyodásával, másrészt (a Ny-i részen) mállott zónájának kivastagodásával mutatott összefüggést.

Рис. 5. Сравнительный разрез данных бурения, геологических, геоэлектрических и магнитных наблюдений, проведенных на дневной поверхности, около г. Комло (по Комароми). Отмечается связь уменьшения вертикальной интенсивности с утончением аномальной массы, а с другой стороны (на западной части) с утолщением зоны выветривания.

Fig. 5. Vergleichsprofil der Bohrungs-, oberflächengeologischen, geoelektrischen und magnetischen Daten in der Umgebung von Komló (nach Komáromy). Die Verminderung der vertikalen Intensität zeigt einen Zusammenhang mit der Verdünnung der wirkenden Massen, bzw. (im nördlichen Teil) mit der Verdickung der Verwitterungszone.

ban is a hatók saját mágneses tere az indukált mágneses teret sok esetben erősen befolyásolhatja, és a számításokat pontatlanná teheti.



6. ábra. A Velencei hg. környékén az átnézetes és a részletes mérések során megfigyelt vertikális és horizontális földmágneses anomália értékek és a felhasználásukkal számított hatóalakulatok (Dr. Haáz nyomán). Az áttekintő mérések eredményeiből a felszínközeli hatóra nem lehetett következtetni.

Рис. 6. Значения вертикальной и горизонтальной составляющих геомагнитного поля, наблюдаемые при рекогносцировочных и детальных измерениях в области гор Веленце, и аномальные массы, построенные с использованием этих значений (по Хаазу). Результаты рекогносцировочных измерений не позволяли сделать выводы относительно на личия аномальной массы вблизи поверхности.

Fig. 6. Die auf Grund regionaler und detaillierter Messungen bestimmten vertikalen und horizontalen geomagnetischen Anomalienwerte und die mit Hilfe dieser Werte berechneten wirkenden Massen (nach Dr. Haáz). Die Ergebnisse der regionalen Messungen ermöglichen es nicht Folgerungen bezüglich der oberflächennahen wirkenden Massen zu ziehen.

Jelentős hibát okozhat a számításokban az is, hogy a *hatótömegek alakja* nem mindig közelíthető meg egyszerű geometriai formákkal, továbbá az, hogy a *mágnesszhetőség* a hatón belül is *változik* (Taylor, Rens, 1948; Howel, Martinez, Statham, 1958.). — Az 5. ábrán bemutatott

Komló-környékén mért szelvényen látható, hogy az anomália alakját egyrészt a ható kivékonyodása, másrészt (a Ny-i részen) mállott zónája, azaz inhomogén volta alakította ki (Komáromy, 1955—56.).

A mélységszámítások pontosságának becslésénél tekintettel kell lennünk a *mérési hálózat sűrűségére* is. Valószínű, hogy sok esetben a kisebb kiterjedésű, felszínközeli rétegekbe felnyúló hatók terét nem határozzuk meg, ill. nagyobb kiterjedésű hatók mágneses terét pontatlanul határozzuk meg. Jó példa erre a Haáz I. B. után közölt 6. ábra. Az áttekintő mérésekben csak a nagyobb kiterjedésű és mélységű ható jelentkezett, a felszínközeli felnyomuló mágnesezhető tömeg hatása csak a részletmérésekben mutatkozott (Haáz—Komáromy, 1952.).

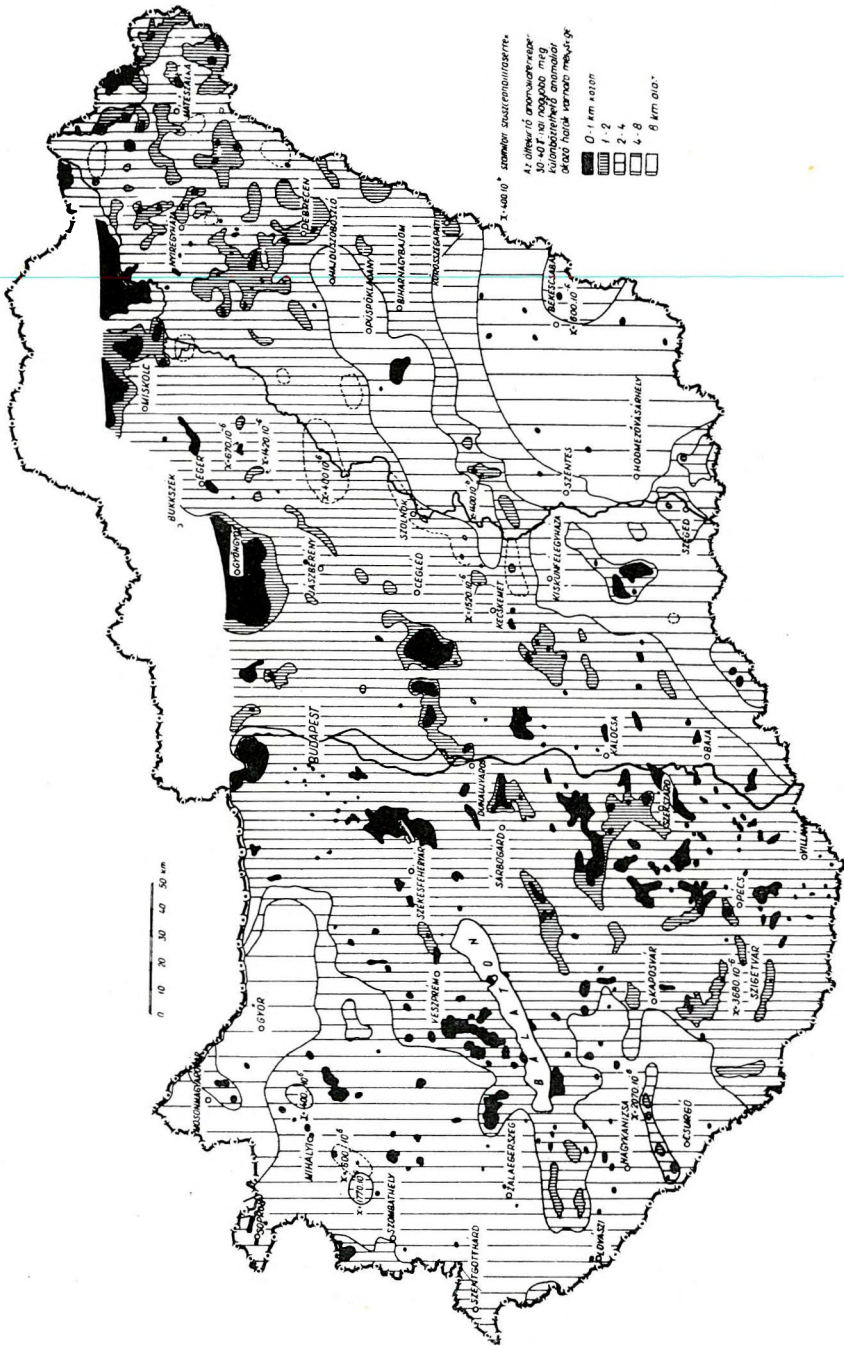
A magyarországi mágneses hatók áttekintő térképének megtervezésénél igyekeztem a leírt tanulmányokat a lehetőségekkel összehangolni, és ezek figyelembevételével a megfelelő eljárást a térkép megszerkesztéséhez kialakítani.

A mágneses hatók áttekintő mélységtérképének megszerkesztése

Az egyes anomáliákból külön-külön határoztam meg az egyes anomáliákat okozó hatók felszínének közelítő mélységét. A mélységtérképet az így kapott mélységadatok alapján, az anomáliák figyelembevételével szerkesztettem meg (7. ábra.).

A mélységszámítást a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Földmágneses Osztályától e célra átadott 1:200 000 méretarányú átnézetes, vertikális intenzitás anomáliatérkép összes, a környezetéhez viszonyítva legalább 30—40 γ intenzitáskülönbséget mutató anomáliájára elvégeztem. A nagyobb kiterjedésű anomáliáknak több helyén is végeztem mélységszámítást. Mélységszámítást végeztem az önálló, pozitív anomáliák nélkül jelentkező negatív anomáliákból is. A mélységszámítások száma eléri a 800-at. A mélységtérkép tehát mindazokat a környezetüktől eltérő mágnesezhetőségű hatók közelítő mélységét mutatja, melyek megkülönböztethető, 30—40 γ -nál nagyobb anomáliával jelentkeznek a földmágneses vertikális intenzitás anomáliatérképen.

A számítást az érintők módszerével végeztem. Ezt az eljárást tapasztalati alapon dolgozták ki. A szovjet gyakorlati kutatók szerint pontossága 15—20%. Elméletileg ez az érték nem igazolható. Az elméleti dolgozatok alapján 20—50% hiba várható, de kedvezőtlen esetekben a hiba 100%-nál is nagyobb lehet. (Дьячков, 1960.). Ilyen kedvezőtlen elméleti értéket kapunk, ha a ható pl. gömb formájú vagy ferde-mágnesezettségű vízszintes körhengerrel közelíthető meg. Az ilyen (gömb stb.) közelítéssel számított eredmények viszont a többi szokásos közelítést használó eljárással összehasonlítva is lényegesen nagyobb mélységet adnak (Müller, 1958.). A közelítések helyessége esetén elméletileg megalapozott eljárásoknál is előfordulhatnak durva hibák, ha a feltevések nem egyeznek a valósággal. Az előző fejezetben is vázolt hibalehetőségek: a mágneses hatók szabálytalan alakjának saját mágnesességének és annak irányának, a mágnesezhetőség hatón belüli változásának, az áttekintő mérésekben az anomáliatérkép részleteinek elhanyagolása vagy rossz figyelembevétele



7. ábra. A magyarországi mágneses hatók áttekintő mélységtérképe.
 Рис. 7. Обзорная карта глубины залегания магнитных аномальных масс в Венгрии.
 Fig. 7. Übersichtskarte der Tiefen der magnetischen wirkenden Massen von Ungarn.

komoly hibát okozhat. Ha pedig egyes tényezők figyelembevételét megkíséreljük, a mélységszámítási munka meglassul (Бейнбер, 1961.). A körülmények és lehetőségeink, úgy vélem, a választott egyszerű és gyors eljárást indokolják.

Néhány anomáliánál kettős *logaritmikus* léptékben ábrázolt elméleti *görbeseregek* segítségével (Gery, Noudy, 1957.) a *mélységet* ellenőriztem, és a ható közelítő *szuszceptibilitását* is meghatároztam. Ezeket a szuszceptibilitás értékeket a térképeken feltüntettem.

A hatók felszínének mélységét ábrázoló térkép megszerkesztésénél eltértem a szokásos eljárástól, és igyekeztem a hatók települési viszonyait és az anomáliák alakját figyelembe venni. A *szokásos eljárásnál* a számított mélységértékek között lineárisan vagy közel *lineárisan interpolálunk*. Ez az eljárás véleményem szerint csak akkor célszerű, ha a mágnesek anomáliákat egy nagykiterjedésű rétegösszlet szintváltozásai vagy ahhoz kapcsolódó hatótömegek okozzák. Ilyen kedvező eset, amikor maga az üledékkel takart alaphegység mágnesezhető, vagy az alaphegység összetöredezésekor abba sűrűn benyomultak mágnesek képződmények, és az üledékek az így kialakult alapra rakódtak rá.

A számított mélységadatoknak a földtani ismeretekkel való egybevetése azt mutatta, hogy a mágnesek anomáliák jelentős részét fiatal, harmadkori üledékekbe hatolt mágnesek képződmények okozzák. Ilyen település esetén az előbb említett módszerrel megszerkesztett térképnek *nincsen gyakorlati értéke*.

A szerkesztési eljárást ezért a *hazai viszonyoknak megfelelően* kíséreltem meg kialakítani. A számított mélységadatokon kívül közelítőleg *figyelembe vettem az anomáliák alakját is*. Az anomáliatérképről leolvasható maximális intenzitáskülönbség 0,5—0,9-szeres értékénél tételeztem fel a ható szélét. Ha a számított mélységértékekből és az anomália kiterjedéséből arra lehetett következtetni, hogy a ható vízszintes irányú kiterjedése a ható felszínének mélységénél kisebb, akkor 0,7-nél nagyobb értéknél; nagykiterjedésű, kismélységű hatóknál viszont 0,7-nél kisebb értékek táján jelöltem be a ható szélét. Az így megrajzolt kontúr még az inklináció figyelembevételére É felé toltam el a számított mélységgel arányosan. Ha a ható vízszintes irányú mérete kisebb volt a számított mélységnél, akkor az eltolás mértéke a mélységnek néhány tizede volt; ha a ható vízszintes irányú kiterjedése nagyobb volt a számított mélységnél, a kontúr a mélység $\frac{1}{4}$, $\frac{1}{2}$ részével, nagyon széles anomáliáknál és kis mélységeknél a mélység értékével, esetleg annak többszörösével toltam el É-i irányba. Ez az eljárás elméletileg közel függőleges falú, homogén mágnesezhetőségű, elhanyagolható — vagy a földi mágnesek tereivel egyező — saját mágnesezhető, prizma alakú hatóknál adhat helyes eredményt. Ezért önálló negatív vagy olyan anomália esetén, amelynél nagy a valószínűsége annak, hogy a ható saját mágnesezhető tere nem elhanyagolható el, és nem egyezik a földi mágnesezhető tér jelenlegi irányával, a kontúr É felé nem toltam el.

Mint már említettem, a mélységszámítások csak közelítő mélységadatot adnak. Ezért az anomáliatérkép szintvonalait nagy mélységkülönbséggel választottam meg, mert sűrűbb szintvonalaknak nem lett

volna gyakorlati jelentősége. Az anomáliatérképen 1, 2, 4 és 8 kilométer értékű szintvonalak láthatók. Az egyes szintvonalak azt jelzik, hogy azon belül *a hatók számított mélysége azonos vagy kisebb a szintvonalakkal jelzett mélységnél*. Egyes helyeken — mélységszámítási lehetőség híján — a szintvonalakat az anomáliakép jellege alapján szerkesztettem meg. Pl. a Gyula-i maximum körüli mély zóna mélységére nincs adat. A gyulai maximumot okozó ható felszínét közelítőleg 7 km mélynek határoztam meg. Feltételeztem, hogy ez a ható azért okoz anomáliát, mert környezete kevésbé mágnesezhető, azaz jelentősebb tömegű mágnesezhető anyag a választott 8 km mélységet jelző szintvonalon kívül csak annál nagyobb mélységben van. Ennek a mély zónának az ország belseje felé eső részén nem határoztam meg 4—8 km-es intervallumba eső mélységet. A 8 km értékű szintvonalat ezért itt és ehhez hasonló helyeken csupán az anomáliakép jellege alapján szerkesztettem meg.

A *negatív anomália* egyaránt jelezhet saját mágneses teret (*Zsille*, 1958—59; *Gidler, Peter*, 1960.), környezeténél gyengébben mágnesezhető (pl. mállott) zónát (*Komáromy*, 1954.), ill. a mágnesezhető anyagok hiányát. Sok esetben, főleg ahol eruptív tömegek kis mélységben helyezkednek el, a lehetőségeket nem tudtam megkülönböztetni. Ilyenkor a negatív zónákat is a környező anomáliákból számított mélységgel jellemeztem.

Több helyen, főleg a Balaton-környékén jelentkeznek önálló, gyors változású negatív anomáliák. Az érintők módszerével ezekből is számítottam mélységet, és azt ugyanúgy tüntettem fel, mint pozitív anomáliák esetén.

Az előbbieken vázoltak miatt a szerkesztést nem tekinthetjük egyértelmű műveletnek. A kialakított módszer sok szubjektív vonást és ezzel járó hibát is tartalmaz. A szerkesztés módját azért is igyekeztem megfelelő részletességgel leírni, hogy megítélhető legyen a használt közelítésekkel járó hiba is. Szükségesnek tartom azonban azt is megjegyezni, hogy a geofizikai mérések értelmezésekor szubjektív közelítésekre mindenképpen szükség van, mert mindig több az ismeretlen tényező, mint amennyi meghatározására lehetőségünk van. A mágneses mérések értelmezésénél a szükséges közelítések a szerkesztett mélységtérképet lényegesen pontatlanabbá teszik, mint pl. a szeizmikában használt közelítések a szeizmikus szintvonalas-térképet. Ezzel összhangban van és ezt szemlélteti a 7. ábrán látható szintvonalak nagy értékű köze is. Emellett viszont szeretném azt is megjegyezni, hogy a fentiek figyelembevételével *kialakított eljárással viszonylag rövid idő alatt sikerült olyan áttekinthető térképet szerkeszteni, mely a mágneses anomáliák egészen újszerű értelmezését teszi lehetővé, és földtani vonatkozásban is sok, érdekes, új adatot nyújtott.*

Értelmezés

A számított mélységadatok rendszerezése további lehetőséget ad a mágneses anomáliakép értelmezéséhez. A rendszerezés eredményeként újabb térképeket szerkesztettem. A 8. ábrán azok a hatók láthatók, melyek

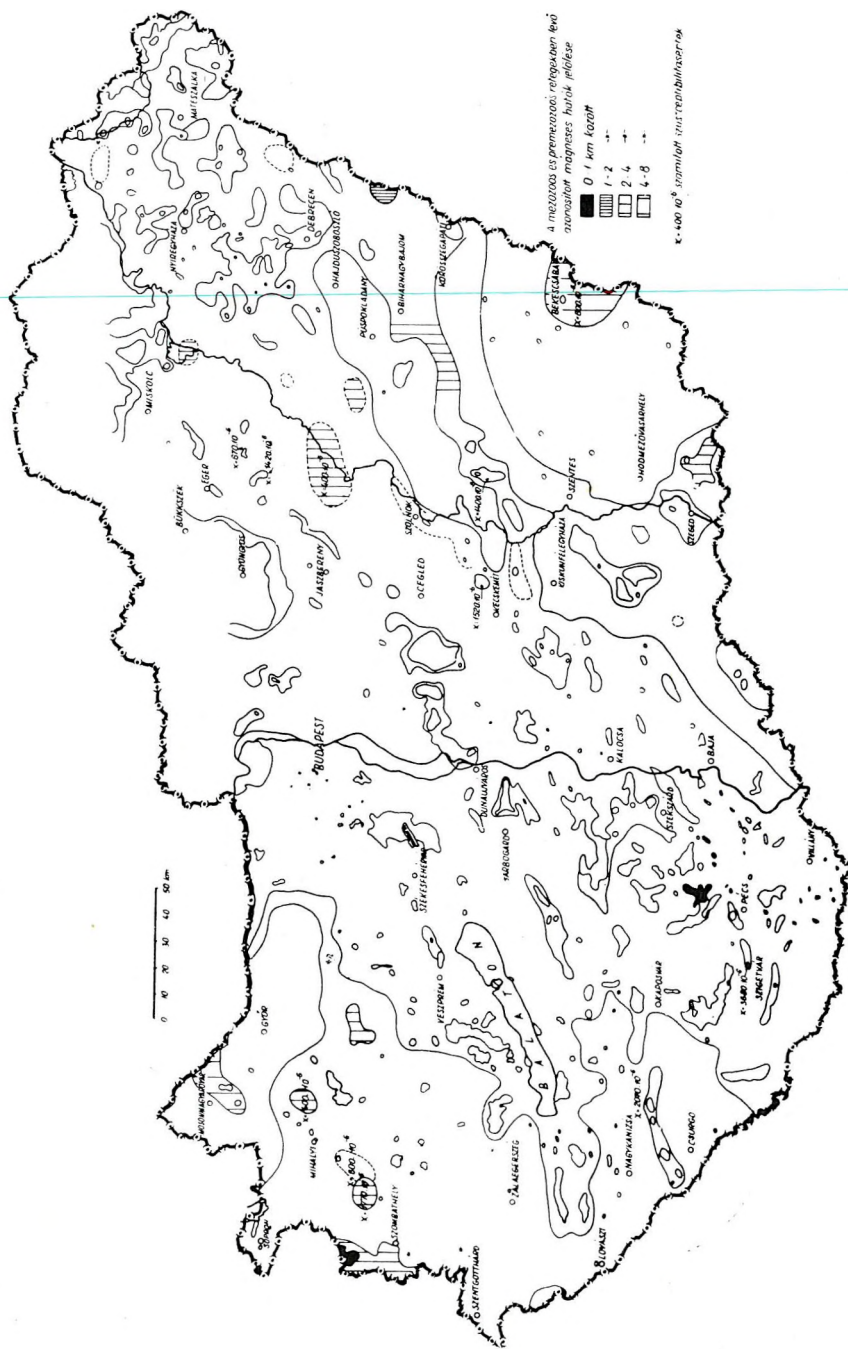
valószínűleg a szarmatát követő időkben keletkezett rétegek mélységében helyezkednek el. A 11. ábrán a szarmatánál idősebb, de a mezozoikumnál fiatalabb rétegek mélységintervallumában található hatókat tüntettem fel. A 14. ábrán a mezozoós vagy annál idősebb rétegek mélységében található hatókat körvonalaztam.

A 8. ábra megszerkesztésénél Dr. Kertai György által 1957-ben közölt „Szarmatát követő üledékek vastagságtérképe” és a Magyar Állami Földtani Intézet által összeállított „Magyarország 1 : 300 000-es földtani térképét” használtam fel.

Az anomáliák értelmezése a Bakonyban kézenfekvő. Nagy területeken azonosíthatók *pliocén bazaltokkal*. Helyenként a bazaltok önálló negatív anomáliákat okoznak. Feltételezhető, hogy jelentős saját mágneses terük van, és ez sokszor a jelenlegi földmágneses térrel ellentétes polaritású.

Az ország többi részén a szarmatát követő rétegekbe eső hatók értelmezése már nem ilyen egyértelmű. A pannóniai emelet üledékei között tufás betelepülések sok helyen előfordulnak ugyan, de Vadász professzor szerint lehetséges, hogy ezek másodlagos települések. Fúrásokban pedig csupán Mihályi környékén figyeltek meg bazaltot (Vadász, 1960. — 42. old.)

A Kisalföldön és környékén a szarmatát követő üledékekben levő hatók ÉK—DNy (kb. 49° — 229°) irányú zónákban helyezkednek el. Némelyik a felszínre is kibújik, és a felszíni földtani térképen jelzett bazalttal (ill. bazalttufával) azonosítható. Szanytól K-re Malomsok és Marcaltó környékén reflexiós szeizmikus mérések során meghatározott bazalt is egy nagykiterjedésű mágneses hatóval azonosítható (téti jelentés 1960.). A bazalt határfelületén refraktált hullámok nagy sebességükkel kitűntek a szeizmogramokon. Jelentkezési területük egybe esett a mágneses anomália területével. A refraktáló réteget sekélyfúrással is meghatározták: 36 m-ben bazaltot értek el. Valószínű, hogy a 8. ábrán látható, a Kisalföldön és környékén ÉK—DNy-irányú zónákban elhelyezkedő mágneses hatók bazaltokkal azonosíthatók. A hatók zónális elhelyezkedése és a zónák közel párhuzamossága is alátámasztja ezt a feltevést. A geomechanika tanítása szerint ui. a maximális nyírófeszültségek párhuzamos felületek mentén alakulnak ki, az anyag tönkremenése párhuzamos törésrendszerek mentén következik be. A hatók párhuzamos zónákban való elhelyezkedése valószínűsíti, hogy azok párhuzamos törésrendszerek mentén behatolt magmás képződményekkel, ebben az esetben feltehetőleg bazaltokkal azonosíthatók. A szeizmikus szelvényekben a jelzett törések mentén a fiatal üledékekben csak kisebb zavarok láthatók. A legszembetűnőbb zavar a 9. ábrán bemutatott szelvényrészben látható. Az egyik mágneses anomália helyén a felszínközeli felületelemek hiányoznak. Általánosabban jellemző a 10. ábrán bemutatott szelvényrész. A mágneses anomália területén némi zavar látható, de megállapíthatjuk, hogy a jelenlegi kiértékelési módszerrel ezek a törések a fiatal üledékekben nem mutathatók ki. — Lehetséges, hogy a magmatizmussal egy időben a törések mentén jelentős függőleges irányú elmozdulás nem történt.



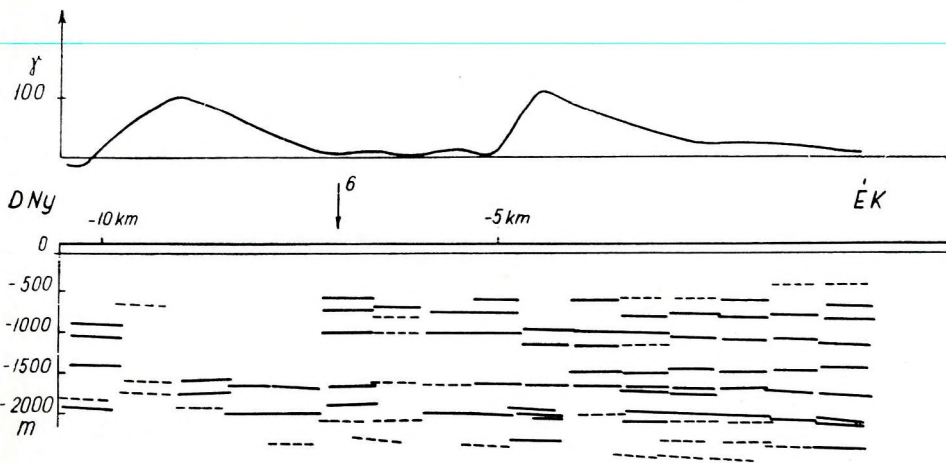
8. ábra. A szarmatánál fiatalabb rétegekben levő magneses hatók áttekinthető térképe.

Рис. 8. Обзорная карта магнитных аномальных масс на глубине пластов, более молодых, чем сарматские.

Fig. 8. Übersichtskarte magnetischer wirkender Massen, die Schichten, jünger als sarmatisch, entsprechen.

A Dunántúl *Balatontól D-re* eső részén a fiatal rétegek mélységében levő hatótömegek nagyjából két K—Ny-i vonal mentén helyezkednek el. Sok önálló negatív anomáliával jelentkeznek.

Az ország *DK-i részén* a legnagyobb kiterjedésű hatók szintén egy ÉK—DNy (kb. 43° — 223°) irányú zóna mentén helyezkednek el, mely Kiskunmajsa közelében halad, és ÉK felé a Hortobágyig nyomozható. — A zónális elhelyezkedés nem annyira szembeötlő mint a Kisalföldön, mégis feltételezhető a tektonikai kapcsolat. Ezért az eredmények alapján *jelmerül a kérdés, hogy a pliocén vulkánosság az eddig feltételezettnél nem*



9. ábra. A Tét 3 reflexiók szeizmikus szelvény egy részlete. Felül látható a vertikális intenzitás anomáliagörbéje. (A 61. sz. jelentés alapján.)

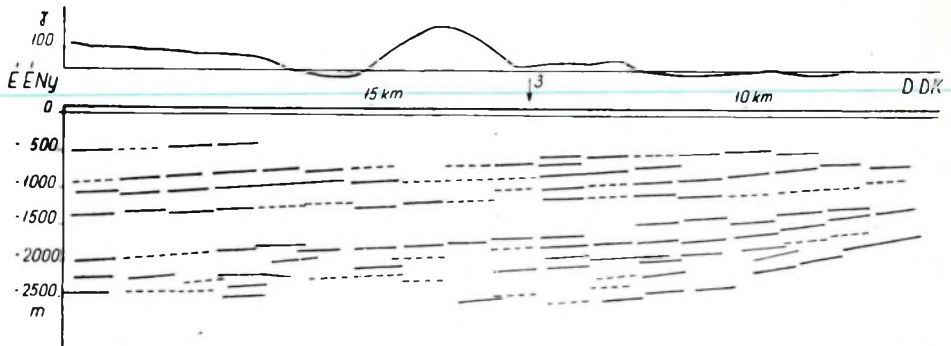
Рис. 9. Участок сейсмического разреза Тет-3, составленного по данным метода отраженных волн. Вверху приведена кривая аномалий вертикальной интенсивности (по отчету № 61).

Fig. 9. Abschnitt vom reflexionsseismischen Profil Tét-3. Oben ist die Anomalienkurve der vertikalen Intensität angeführt. (Auf Grund des Berichtes No. 61.)

lényegesen nagyobb területen működött-e. A kérdés mérlegelésénél természetesen figyelembe kell venni a tanulmány első felében ismertetett hibalehetőségeken kívül azt is, hogy a mágneses anomáliákat nem csupán magmás kőzetek okozhatják. Mágnesezhető anyagok feldúsulása elképzelhető vízi szállítás útján is (metamorfi kőzetek jelenléte a kérdéses mélységben Kertai térképe szerint valószínűtlen), — a negatív anomáliák oka pedig még többféle lehet.

A miocén — oligocén — eocén magmatizmus maradványai szinte az egész országban nyomozhatók. A felszínen is nagy területeket borítanak, és a mágneses teret sokszor jelentősen módosítják. A Dunazug, Börzsöny, Cserhát, Mátra, Eperjes-Tokaj hegységeiben és környékükön jelentős anomáliákat találunk. Ezeket túlnyomórészt középső miocén termékek okozzák (Haáz, 1951. I; Komáromy, 1954; Zsille, 1956; Zsille, 1957.).

A miocén vulkáni képződmények nagy tömegei halmozódtak fel a *Tiszántúl É-i részén* (Kőrössy 1956.; Scheffer 1957.). Az itt számított mélységadatokat több összefoglaló térképpel vettem össze, és úgy szerkesztettem meg a miocén, oligocén és eocén rétegek mélységében levő mágneses hatók áttekintő térképét (11. ábra). Felhasználtam *Dr. Kőrössy Lászlónak* „A Nagy Magyar Alföld belső-kárpáti flis jellegű képződményei” c. térképén feltüntetett újharmadkori medencealjzat



10. ábra. A Tét 6. reflexió s szeizmikus szelvény egy részlete. Felül látható a vertikális intenzitás anomáliagörbéje. (61. sz. jelentés alapján.)

Рис. 10. Участок сейсмического разреза Тет-6, составленного по данным метода о траженных волн. Вверху приведена кривая вертикальной интенсивности (по отчету № 61)
Fig. 10. Abschnitt vom reflexionsseismischen Profil Tét-6. Oben ist die Anomalienkurve der vertikalen Intensität angeführt. (Auf Grund des Berichtes No. 61.).

síntvonalait (Kőrössy, 1959.), *Dr. Csiky Gábornak* „Az északmagyarországi és délszlovákiai paleogén medence földtani és üledékvastagság térképét” és *Dr. Kertay Györgynek* már említett térképét. Valószínű, hogy a hatók legnagyobb része *miocén magmás képződményekkel* azonos.

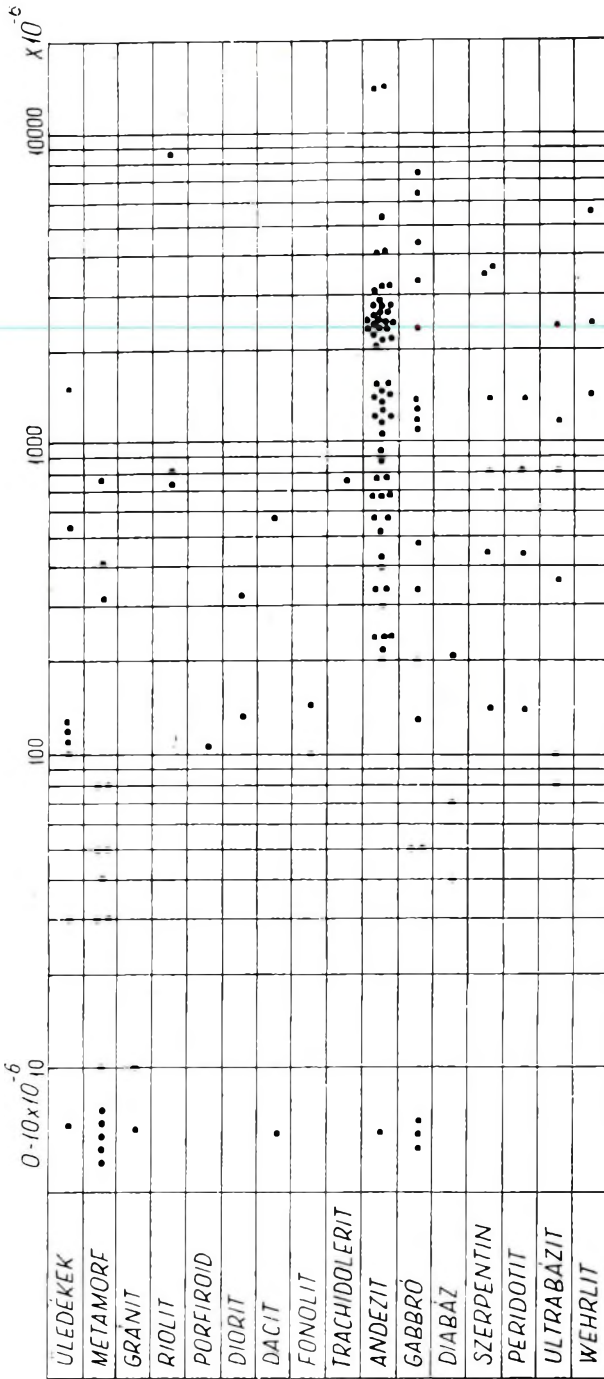
Jelentős hosszúságú mágneses anomáliavonalat halad *Sárszentmiklós és Örkényen* át. A sárszentmiklósi riolítfeltörés kora nincs véglegesen tisztázva (Balogh, 1958). Micoén kora lehetséges. Az Örkény környéki hatók *Dr. Csiky Gábor* szíves közlése alapján miocén vulkáni kőzetekkel azonosíthatók. A szekszárdi fúrásból helvét rétegvulkánra lehet következtetni. *Vadász* professzor szerint (1960. 438. old.) a dunántúli medence-üledékek nagy elterjedésű helvét riolittufaanyagából még további kitörési központok létezése valószínű. Lehetséges, hogy ezek egy része a Szekszárdtól ÉNy-ra kimutatott hatók területén keresendő. — Ez ellen a feltevés ellen szól az a tény, hogy ezen a területen lemélyített fúrásokból csupán savanyú vulkáni termékeket, riolitokat ismerünk. A riolitok szuszceptibilitása általában nagyon alacsony $20-100 \cdot 10^{-6}$ cgs (Egyed, 1955.). A feltevést valószínűsíti, hogy *dr. Haáz I. B.* által összegyűjtött adatok szerint a hazai riolitok szuszceptibilitása elérheti a $700 \cdot 10^{-6}$, sőt $1800 \cdot 10^{-6}$ cgs értéket (12. ábra). Emellett feltételezhető, hogy a *riolítvulkánosság* területén bázikusabb pl. *andezitvulkánosság* is működött.



11. ábra. A miocén, oligocén és eocén rétegek mélységében levő mágneses hatók áttekintő térképe.

Рис. 11. Обзорная карта магнитных аномалийных масс, залегающих на глубине миоценовых, олигоценных и эоценовых пластов.

Fig. 11. Übersichtskarte der magnetischen wirkenden Massen, deren Tiefe miozänen, oligozänen und eozänen Schichten entspricht.



12. ábra. A magyarországi kőzetek szuszceptibilitásértékei. (Dr. Haáz I. B. által gyűjtött adatok alapján.)
 Рис. 12. Значения восприимчивости горных пород Венгрии. (По данным, собранным д-р. И.Б. Хааз).

Fig. 12. Suszeptibilitátszerte der Gesteine in Ungarn (auf Grund der von Dr. Haáz gesammelten Daten).

A Komló környéki *andezitelőfordulás* területén részletes mágnese felvételek is történtek már (*Komáromy*, 1955—56.). Az előfordulások körülhatárolása mágnese mérésekkel sikerült.

A *Velencei-tó* környéki mágnese hatók túlnyomó része *eocén andezitekkel* azonosítható (*Fekete*, 1936; *Haáz*, 1951. II.; *Haáz, Komáromy*, 1952.). Ezek elég széles kiterjedésben, határozott DDNy—ÉÉK (kb. 12° — 192°) irányú fővonalon helyezkednek el. A részletmérések eredményeiben K—Ny-i irány is megfigyelhető.

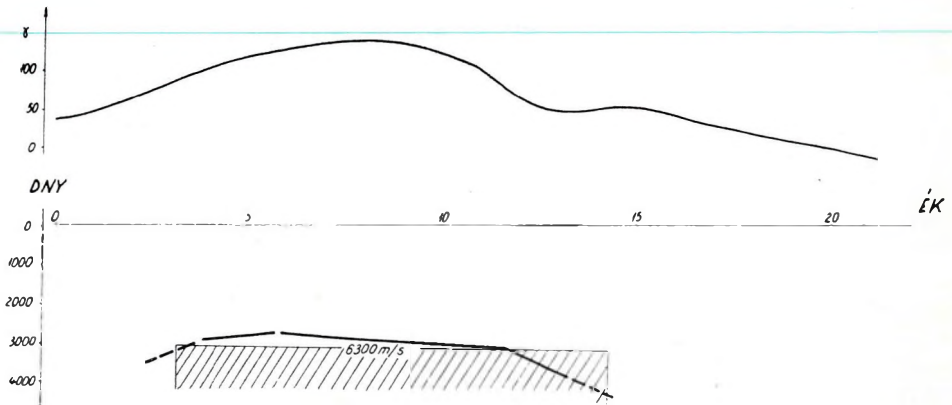
Fúrasi adatok alapján (*Székyné, Fux V.*, 1957.) ugyancsak felső *eocén andezittel* azonosíthatók a *Hahót—Ederics* környéki mágnese hatók is. Ezek K—Ny irányú zónákban helyezkednek el.

A földmágnese függőleges térerősségének anomáliatérképén sok nagy kiterjedésű anomália jelentkezik, melyek nagymélységű mágnesezhető tömegekre utalnak. Több ható számított mélysége eléri a 4—5 km-t, a legnagyobb mélységet a gyulai mágnese (és egyúttal gravitációs) maximumot okozó tömege kapta, melynek felszíne 7 km mélységre becsülhető. A nagy mélység miatt a hatók minőségéről még csak feltevéseink vannak.

Már egy régebbi dolgozat (*Scheffer, Kántás* 1949.) megállapítja, hogy az anomáliatérkép elsősorban a kristályos alaphegység hatását tükrözi, és erre tevődik rá a vulkáni kőzeteknek és a paleozoikus kőzeteknek mágnese hatása. Valóban a *mezozoikus és annál idősebb* alaphegység mélységében jelentős kiterjedésű anomáliákat okozó hatókat találunk, bár a közölt vizsgálatok szerint feltételezhetjük, hogy az anomáliák többségét kainozoikum korú eruptív kőzetek okozzák. Az alaphegység tehát helyenként jelentős szerephez jut az anomáliakép kialakításában, bár az anomáliakép nem az alaphegység vonulatait vagy felszínét tükrözi. A Velence (*Haáz*, 1951. II; *Haáz, Komáromy*, 1952.), Pécs vagy Mórág környéki (*Hoffer*, 1959.) *gránitkibúvásokon* nem figyeltek meg a gránit okozta jelentősebb anomáliát. Valószínű, hogy *serpentinek*, egyes *fillitek*, *diabázok* és *gabbrók* lehetnek jelentősebben mágnesezhetőek (*Haáz, Komáromy* 1954.; *Hoffer*, 1958.). A mezozoos és annál idősebb rétegek mélységében levő hatók egy részét viszonylag fiatal, pl. kréta magmatizmus hozta létre. Ilyen pl. a részletmérésekkel is kimutatott Zengővárkony környéki *trachidolerit* (*Szilágyi*, 1953.) és valószínűleg a Szolnok—Törtel környéki diabáz (*Hoffer*, 1957.). Feltételezhető, hogy az alaphegység egyes *gneiszei* is szerepet játszanak a mágnese anomáliakép kialakításában. Pl. a Jugoszláviába átnyúló ferencszállási gravitációs (és mágnese) maximumról feltételezhető, hogy azt gneisz okozza (*Kádár*, 1961.). A gravitációs regionális képen (*Scheffer*, 1957.) összefüggés mutatkozik a ferencszállási és nagy kikindai szerkezet között. (A mágnese anomáliakép határon túli részét nem ismerem. Tanulmányozása további adatokat szolgáltatna ebben a kérdésben.) A Nagy-kikindán lemélyített mélyfúrás 2200 m-ben gneiszt ért el. A ferencszállási szerkezetet keresztező *ToR-2* refrakciós szelvényben meghatározott alaphegységkontúrt a közelítőleg meghatározott mágnese hatókontúr jól megközelíti. Nagyon valószínű, hogy a mágnese anomáliát a szeizmikus

mérésekben 6300 m/s határsebességgel jelentkező alaphegység okozza (13. ábra).

A mezozoós és annál idősebb rétegek mélységében levő hatók áttekintő térképének (14. ábra) megszerkesztésénél a kiindulási alap a már említett térképeken kívül *Dr. Kőrössy László*: „A Kisalföld harmadidőszaknál idősebb medencealjzatá”-ról (*Kőrössy*, 1958.), *Lányi Jánosnak* a Kisalföld egy részéről és *Dr. Szénás Györgynek* a Keleti Mecsekről készült összefoglaló térképei voltak (*Lányi*, 1959.; *Szénás* 1956.).



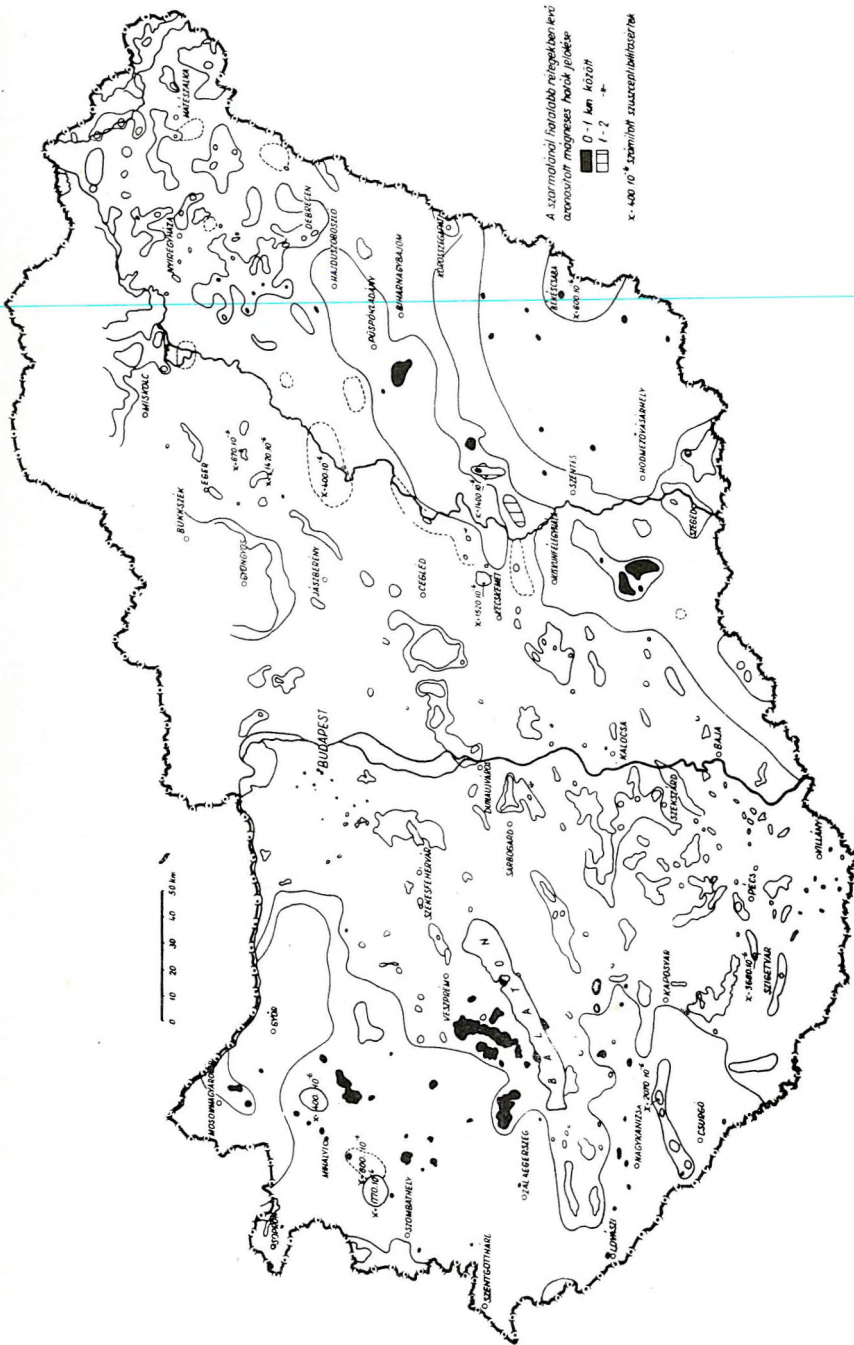
13. ábra. A ToR-2 szelvényben szeizmikus refrakciós mérésekkel meghatározott alaphegység kontúrja, — a mágneses vertikális intenzitás anomáliagörbéje és az ismertetett közelítő módszerrel meghatározott mágneses ható metszete.

Рис. 13. Контуры фундамента, определенные по профилю ТоР-2 сейсмического измерения по методу преломленных волн, — кривая аномалий вертикальной магнитной интенсивности и сечение магнитной аномальной массы, определенное при помощи описанного приближенного метода.

Fig. 13. Konturen des mit refraktionsseismischen Messungen bestimmten Grundgebirges im Profil ToR-2, — Anomalienkurve der vertikalen Intensität des geomagnetischen Feldes, und Schnitt der mit der vorgeschlagenen Approximationsmethode bestimmten wirkenden Massen.

Dolgozatom több részletre nem terjed ki. Remélem, hogy ennek ellenére sikerült bemutatni azt, hogy a mágneses vertikális intenzitás-térkép elemzése és értelmezése olyan lehetőségeket rejt magában, melyek az ország földtani viszonyainak további megismerésében segítséget nyújtanak. Rendkívül kívánatosnak tartanám az eredmények egyéb módszerek eredményeinek egybevetésével végzett további vizsgálatát.

Ezúton is köszönöm *Dr. Haáz István Bélának*, a Magyar Állami Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet Földmágneses Osztálya vezetőjének és a többi, munkámat segítő kollegáknak jóindulatú támogatását.



14. ábra. A mezozoós rétegekben lévő mágneses hatók áttekintő térképe.

Рис. 14. Обзорная карта магнитных аномальных масс, залегающих в слоях мезозойского и домезозойского возраста.

Fig. 14. Übersichtskarte der magnetischen wirkenden Massen, die mesozoischen und premezoischen Schichten entsprechen.

IRODALOM

- I. Affleck 1958.*: Interrelationships between magnetic anomaly components. *Geophysics*, Vol. XXIII. No. 4. pp. 738–748.
- W. B. Agocs 1958.*: Results of airborne magnetometer profile from Broussville, Texas to Guatemala City. *Geophysics*, Vol. XXIII. No. 4. pp. 726–737.
- Balogh K. – Horusitzky F. – Kretzoi M. – Noszky J. – Rónai A. – Szentés F. 1958.*: Magyarázó Magyarország 1 : 300 000-es földtani térképéhez. 71. old.
- V. Baranov 1957.*: A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, Vol. XXII. No. 2. — pp. 359–383.
- Dr. Csiky G. 1961.*: Az északmagyarországi szénhidrogén kutatások köolaj-földtani eredményei. *Földt. Közl. XCI. köt. 2. füz. 95. old.*
- Н. П. Дьячков, 1960.*: Способ касательных и его теоретическое обоснование. Прикладная геофизика. Сборник статей, выпуск 26. — стр. 90.
- L. Eged 1948.*: The determination of an infinite inclined dike from the results of gravity and magnetic surveys. *Geophysics*, Vol. XIII. No. 3. pp. 437.
- Eged L. 1955.*: Geofizikai alapismeretek. Bp. 319. old.
- Fekete J. 1936.*: Jelentés az Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet által 1936. január 30. — február 5. és február 17–18. között Páka – Lovasberény – Seregélyes – Sáros vidékén végzett földmágneses mérésekről.
- J. de Gery – H. Noudy 1957.*: Sur l'interprétation des anomalies gravimétriques et magnétiques. *Geophysical Prospecting*, Vol. V. No. 4. — pp. 421.
- R. W. Girdler – G. Peter 1960.*: An example of the importance of natural permanent magnetization in the interpretation of magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting*, Vol. VIII. No. 3. pp. 474.
- Haáz I. B. 1951. I.*: Jelentés az Alföld északnyugati peremvidékén az 1951. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről. *Geof. Int. Adattár.*
- Haáz I. B. 1951. II.*: Jelentés a Velencei hg. vidékén az 1951. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről. *Geof. Int. Adattár.*
- Haáz I. B. – Komáromy I. 1952.*: Jelentés a Velencei hg. vidékén az 1952. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről. *Geof. Int. Adattár.*
- Haáz I. B. – Komáromy I. 1954.*: Jelentés a Felsőcsatár környékén 1954. III. 15–30. között végzett kiegészítő földmágneses mérések eredményeiről. *Geof. Int. Adattár.*
- Haáz I. B. 1955.*: Gravitációs és mágneses hatású réteg dőlésének és sűrűségének, illetve mágnesezhetőségének meghatározása. *Geofizikai Közlemények IV. köt. 2. sz. 45. old.*
- R. G. Henderson – I. Zietz 1948.*: Analysis of total magnetic intensity anomalies produced by point and line sources. *Geophysics* Vol. XIII. No. 3. pp. 428.
- R. G. Henderson – I. Zietz 1949. I.*: The upward continuation of anomalies in total magnetic intensity fields. *Geophysics*, Vol. XIV. No. 4. pp. 517–534.
- R. G. Henderson – I. Zietz 1949. II.*: The computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields. *Geophysics*, Vol. XIV. No. 4. pp. 509–516.
- R. G. Henderson – I. Zietz 1957.*: Graphical calculation of total intensity anomalies of three-dimensional bodies. *Geophysics*, Vol. XXII. No. 4. pp. 887–904.
- Hoffer E. 1957.*: Jelentés az 1957. évben a Dunántúl K-i részén végzett áttekintő földmágneses felvételek és az Alföldön Szolnok – Törtel – Jászkarajenő környékén végzett 500 m közü földmágneses mérések eredményeiről. *Geof. Int. Adattár.*
- Hoffer E. 1958.*: Jelentés a Dunántúl északnyugati és középső részén az 1958. évben végzett áttekintő földmágneses mérések eredményeiről. *Geof. Int. Adattár.*
- Hoffer E. 1959.*: Jelentés a Dunántúl délkeleti részén az 1959. évben végzett 1,5 km közü, áttekintő földmágneses mérések eredményeiről. *Geof. Int. Adattár.*
- L. G. Howel I. D. Martinez and E. H. Statham 1958.*: Some observations on rock magnetism. *Geophysics*, Vol. XXIII. No. 2. pp. 285–298.
- R. D. Hutchison 1958.*: Magnetic analysis by logarithmic curves. *Geophysics*, Vol. XXIII. No. 4. pp. 749–769.
- Kádár J. 1961.*: Fáziskorrelációs refrakciós mérések eredményei Dél-Kelet Magyarország nagyszerkezetének kutatásánál. *Magyar Geofizika*. Bp. II. évf. 1–2. sz. 33. old.

Kertay Gy. 1957.: A magyarországi medencék és a köolajtelepek szerkezete a köolajkutatás eredményei alapján. Földt. Közlöny. LXXXVII. köt. 4. füz. 383. old.

Komáromy I. 1954.: Jelentés a Nagybörzsöny környékén 1954. évben végzett földmágnesek mérések eredményeiről. Geof. Int. Adattár.

Komáromy I. 1955–56.: A Komló környékén 1955–56-ben végzett földmágnesek mérések eredményeinek vizsgálata. Geof. Int. Adattár.

K. Köhler 1958.: Grundlagen für die Auswertung von magnetischen Anomalien. Freiburger Forschungshefte. C. 41. Geophysik.

Körössy L. 1956.: A Tiszántúl északi részén végzett köolajkutatás földtani eredményei. Földt. Közl. 86. köt. 4. füz.

Körössy L. 1958.: Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. Földtani Közlöny LXXXVIII. 3. füz.

Körössy L. 1959.: A Nagy Magyar Alföld flis jellegű képződményei. Földt. Közl. 89. 2.-115. old.

Lányi J. 1959.: A Magyar Kisalföld mélyszerkezete a geofizikai mérések alapján. Geofiz. Közl. VIII. köt. 4. sz.

K. Müller 1958.: Regionale magnetische Untersuchung und tektonischer Bau der kleinen Donautiefene. Geophysikalni Sbornik. 1958. No. 9. 72–98. old.

Neumann 1960.: Irreguläre geomagnetische Anomalien und ihre Bedeutung für die Geologie. Geophysik und Geologie 1960. Folge 2. — S. 63.

Országos Köolaj és Gázipari Tröszt Köolajipari Szeizmikus Kutatási Üzem 61. sz. jelentése:

1960. évben Tét környékén végzett reflexiós és refrakciós szeizmikus mérésekről. Bp. 1961.

L. J. Peters 1949.: The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. Geophysics, Vol. XIV. No. 3. — pp. — 290–320.

S. K. Runcorn 1956.: Magnetization of rocks. Flügge – Bartels: Handbuch der Physik. Band XLVII. Geophysik I.

Scheffer V. – Kántás K. 1949.: A Dunántúl regionális geofizikája. Földt. Közlöny. Bp. 327. old.

Scheffer V. 1957.: Adatok a Kárpátmedencék regionális geofizikájához. Geofiz. Közl. Bp. VI. köt. 1–2. sz.

D. W. Smellie 1956.: Elementary approximations in aeromagnetic interpretation. Geophysics, Vol. XXI. No. 4. pp. 1021–1040.

Székyéné, Fux V. 1957.: Adatok a Dunántúli Medence harmadkori vulkánosságához. Földt. Közlöny. LXXXVII. köt. 1. füz. Bp. 63. old.

Szénás Gy. 1956.: Adatok a Keleti Mecsek szerkezetéhez geofizikai kutatások alapján. Kandidátusi disszertáció. Geofiz. Int. Könyvtár

Szilágyi B. 1953.: Jelentés a Zengővárkony környékén 1953-ban végzett földmágnesek mérések eredményeiről. Geof. Int. Adattár.

L. Taylor and H. Rens 1948.: Magnetic properties of „granite” wash and un weathered granite. Geophysics. Vol. XIII. No. 2. pp. 163.

Vadász É. 1960.: Magyarország földtana. Budapest.

A. K. Вейнберг, 1961.: Геофизический способ определения намагниченных тел. Известия Академии Наук СССР. Серия геофизическая № 1 1961 г. — стр. 60–68.

Zsille A. 1956.: Jelentés a Dunazug hegységben az 1956. évben végzett földmágnesek mérések eredményeiről. Geof. Int. Adattár.

Zsille A. 1957.: Jelentés az 1957. évben a Dunazug hegységben végzett földmágnesek mérések eredményeiről. Geof. Int. Adattár.

Zsille A. 1958–1959.: Jelentés az 1958. évben Nagybatony környékén végzett részletes földmágnesek mérések eredményeiről. Geof. Int. Adattár.

ВИКТОР ШЕФФЕР

О НЕКОТОРЫХ ПРОБЛЕМАХ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОФИЗИКИ КАРПАТСКИХ
БАСЕЙНОВ

Данные гравиметрии, глубинных сейсмических исследований и сейсмологии показывают, что под центральной зоной Карпатских бассейнов мощность земной коры уменьшается. Оболочка под этой зоной оказывается в приподнятом положении, залегая здесь примерно на 10 км выше по сравнению с окружающими территориями.

В районное приподнятого положения оболочки величина геотермического градиента ниже, а величина геотермического потока выше среднего значения.

VIKTOR SCHEFFER

ÜBER EINIGE REGIONAL-GEOPHYSIKALISCHE PROBLEME DER
KARPATENBECKEN

Auf Grund der Angaben, welche von den Schweremessungen, der Tiefenseismik und der Seismologie geliefert wurden kann festgestellt werden, dass unter dem zentralen Teil der Karpatenbecken die Erdkrustenmächtigkeit geringer wird. Der unter diesem Gebiet liegende Erdmantelteil kommt im Verhältnis zur umgebenden Zone in ein, mit ca. 10 km höheres Niveau.

Auf dem Gebiete dieser Erdmantelhöhe hat die geothermische Tiefenstufe einen kleineren, und der geophysikalische Wärmefluss einen grösseren Wert als der Durchschnitt.

A KÁRPÁTMEDENCÉK NÉHÁNY REGIONÁLIS
ГЕОФИЗИКАИ ПРОБЛÉMÁЖÁРÓЛ

SCHEFFER VIKTOR

A Kárpát-medencék néhány regionális geofizikai problémájának ismertetése kiindulási alapjául az 1. ábrán feltüntetett „Közép-Európa keleti részének gravitációs anomáliatérképét” [1] használjuk fel. E térkép 5 milligal értéklépcsős *Bouguer* anomáliákat ábrázol, a potsdami rendszerben. Szerkesztési módja, szerkesztésének alapelvei és a felhasznált

A kézirat 1960. VI. 1-én érkezett.



1. ábra. Középeurópa keleti részének gravitációs anomáliatérképe

A potsdami rendszerben ábrázolt Bouguer izoanomáliák értékköze 5 mgal.

A gravitációs normálértékeinek számításbavétele a stockholmi 1930-as nemzetközi formula alapján történt.

A folytonos vonalakkal feltüntetett izoanomál-vonalak részletező gravitációs felvételek, a szaggatott vonalak pedig regionális gravitációs mérések eredményeit ábrázolják.

A magassági korrekciók képzéséhez alapul vett sűrűségérték a Magyarországot övező területeken általában 2,67. Észak-Erdélyben és Kárpátalján az e területekre szerkesztett ún. „középsűrűség-diagramm”-ból adódó értékek, a Szlovákiával határos hegyvidékeken az állomások helyére jellemző változó sűrűségértékek, Magyarország sík területein pedig átlagosan 2,0 vették számításba.

A M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai intézet, a volt Magyar—Amerikai Olajipari R. T., Magyar—Olasz Ásványolajipari R. T. és Magyar—Német Olaj R. T. megbízásából végzett gravitációs felvételek, a Csehszlovák állami gravitációs felmérés M. Wittinger és B. Choudoba által közölt eredményei, R. Behounek Kisalföldről közölt anomáliatérképe és az I. W. de Bruny által 1955-ben Lengyelország, Románia, Jugoszlávia és Ausztriáról, valamint a Szovjetunión Ny-i részéről közölt adatok tekintetbevételével

összeállította: Scheffer Viktor (1956)

forrásmunkák a fent említett „Adatok a Kárpát-Medencék regionális geofizikájához” című értekezésünkben kerültek ismertetésre.

Az ábrából leszűrhető főbb regionális elemeket tárgyalva a következőkben leírt megállapításokat tehetjük.

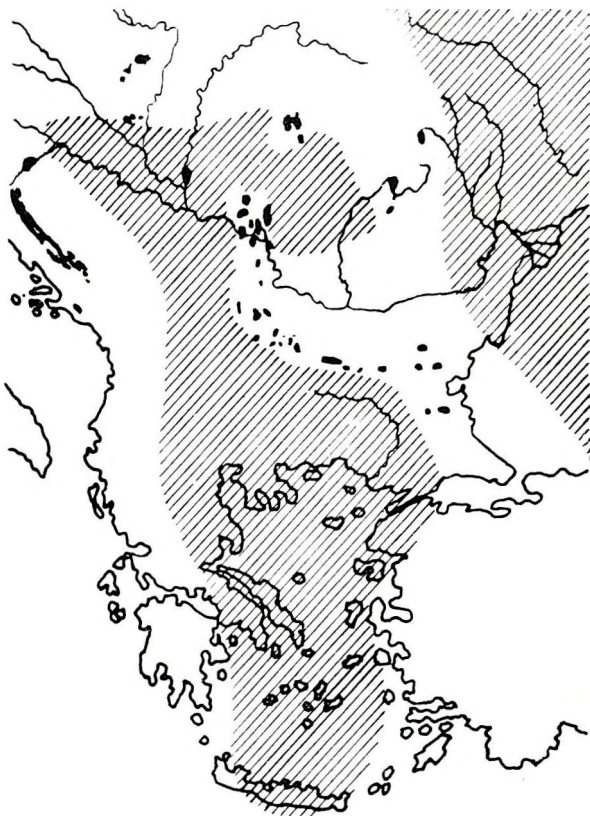
Az európai földkéreg rész kivékonyodása a Kárpátmedencék centrális zónájában

A gravitációs anomáliakép lényeges vonása az anomália-értékek regionális elosztásában jelentkezik. Megállapítható, hogy az ábrázolt terület DK-i része pozitív, evvel határos ÉNy-i része pedig negatív anomália alapértékekkel van jellemezve.

A pozitív anomáliaértékekkel jellemzett terület határvonala ÉNy-on nagyjából a dunántúli Rába-vonalnak és annak egészen Kassáig való meghosszabbításával húzható meg, ÉK-i határvonala pedig erre mérőlegesen az Északkeleti Kárpátok csapásával megegyezően, Munkács és Huszton átmenően állapítható meg. Az e két vonaltól D-re fekvő terület gravitációs anomália alapértéke kb. $+5 - +10$ mgal, az É-ra fekvő terület gravitációs anomália alapértéke pedig kb. $-20 - -25$ mgalnak felel meg.

A következőkből kitűnik, hogy a fent leírt pozitív alapértékekkel jellemzett terület gravitációs anomáliáit a földkéreg viszonylag nagy sűrűségű kéregrésze magasabb szintben való fekvésének megfelelően az európai földkéreg rész kivékonyodása okozza.

Az anomáliakép alapján feltehető, hogy a földkéreg e kivékonyodása a Balkán-félsziget irányában folytatódik, és hogy a magasan fekvő nagyobb



2. ábra. A „Keleti szárazulat” a liászkorban, Pompecky után. A térkép északkeleti sarkában az Orosz Tábla kezdete van árnyékolással jelölve.

sűrűségű kéregrészek egy oly elrendeződésének felel meg, melyet 2. ábránkban mutatunk be és amelyet *I. F. Pompecky* „Orientalisches Festland”-nak, „Keleti szárazulatnak” nevezett. [2]

Ezen, észak felé némileg meghosszabbodott és jelenleg mélyen fekvő Keleti szárazulatnak a gravitációs anomáliakép alapján elképzelhető, a Magyar Medence alatt elterülő része, — körvonaláiban bizonyos mértékben eltolva, mint mélyebb szintekben fekvő földkéreg-anomália, alakra nézve hasonlónak mondható a *Prinz Gyula* által feltételezett Tisza-tömb alakjához. [3]

Belátható, hogy a *Mohorovicic* diszkontinuitásnak e lokális fel-emelkedése nem felel meg a *Kober* szerinti „Magyar közbülső tömeg” fogalmának, habár feltehető, hogy az, a kárpáti orogenezis alkalmával, annak egyik építő-elemként hatott.

E magas zónát É-on, ÉNy és ÉK-en az alp-kárpáti takarórendszerek öve veszi körül, ami a földkéreg e részének kivastagodása folytán gravitációs depressziós területként ismerhető fel.

Az alp-kárpáti takarórendszerek öve

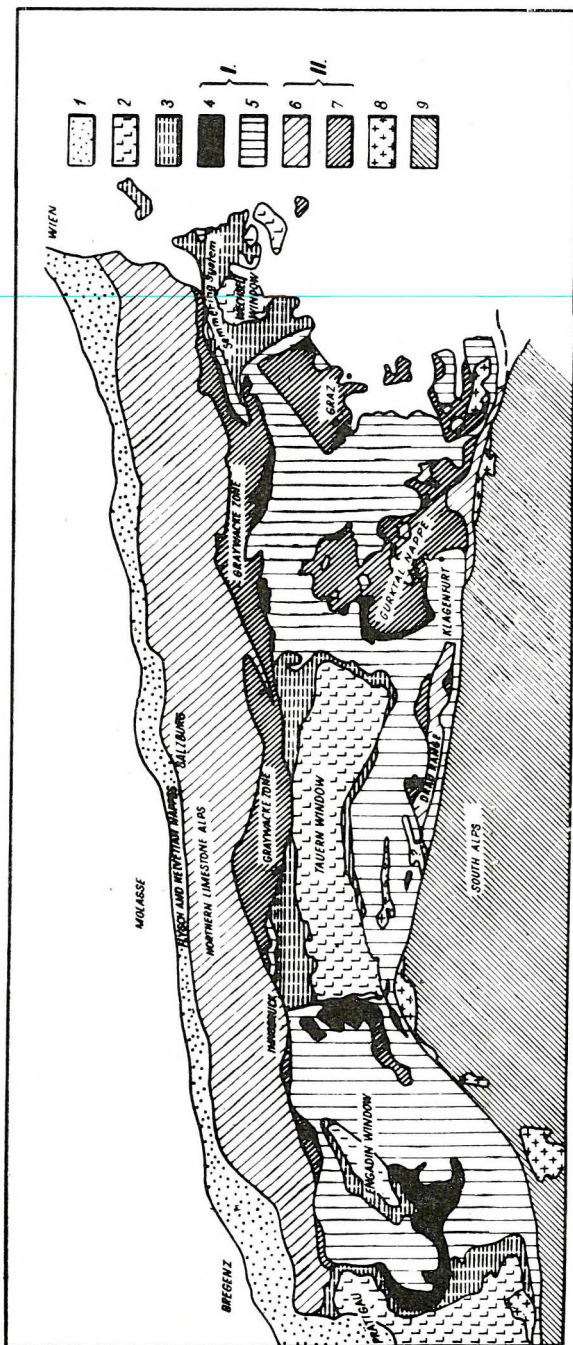
A Keleti Alpok takaró-redői (3. ábra) [4] és a hozzájuk csatlakozó Ny-i, É-i, majd ÉK-i Kárpátok jellegzetes takaró-rendszerei (4. ábra) [5] a gravitációs anomáliatérképen mint egy hatalmas, negatív anomália alapértékekkel jellemzett területbe foglalva indikálódnak. Földtani ismereteink alapján megállapíthatjuk, hogy a gravitációs depressziós terület nem a morfológiához, hanem a takaró-szerkezethez kötött. (Pl. a Magyar Kisalföld sík vidékének Ny-i fele ezen egységhez tartozik.)

A. Tollmann és R. Janoschek [6] megállapítása szerint a Gráci Medence paleozoós szigetei és az ún. Südburgenländische Schwelle, Dunántúli Küszöb a Keleti Alpok takarórendszerébe tartoznak.

A Keleti Alpok takarórendszere a Kőszegi-hegység és a Soproni-hegység zónájában a felszínen is megállapíthatóan átnyúlik a magyarországi Dunántúl területére.

„A Sopron és Kőszeg vidéki kristályos vonulatrészek a Kisalföld felé, hirtelen leszakadással a fiatal harmadidőszaki rétegek alatt tűnnek el, Jelenlétüket igazolják a Sopron megyei Mihályi község határában lemélyített mélyfúrások, amelyek 1460—2470 m közötti mélységekben a pannóniai rétegek alatt, helyenként tortonai és szarmata rétegfoszlányoknak és azok törmelékeinek harántolása után, közvetlenül a fillitbe és agyagpalába jutottak.” írja *Vadász Elemér* Magyarország Földtana című munkájában. [7]

Vendel M. [8] mind a Soproni, mind a Kőszegi hegységeket, mind a Kisalföld alatt fúrásokkal elért kristályos palákat a Keleti Alpok takarórendszerébe sorolja és *A. Tollmann* legújabb, a Keleti Alpok tektonikáját *L. Kober* nyomán szintetizáló felfogásával [9] azonos nézetet vall. Az elmúlt évben Szombathelyen lemélyített egyik kutatófúrásunk 1535 m mélységben a Kőszegi hegység kőzet-anyagával azonos paleozoós kristályos palát ért el.

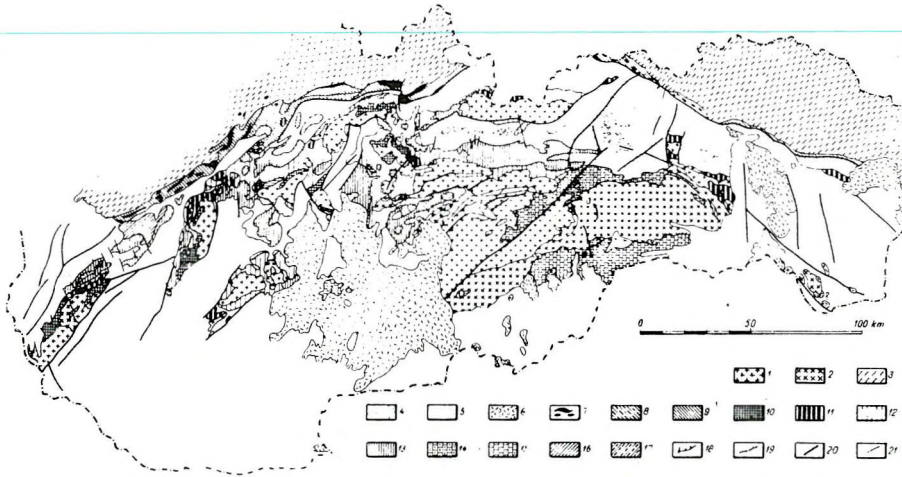


3. ábra. A Keleti Alpok áttekinthető tektonikai vázlata A. Tollmann szerint

Jelmagyarázat: 1. Flis, helvétikum és szirtöv. 2. Pennin. 3. Alsókeletalpi. 4. Mezozoikum. 5. Kristallin. 6. Mezozoikum. 7. Paleozoikum. 8. Periadriai eruptívumok. 9. Cinaridák. I. Középsőkeletalpi, II. Felsőkeletalpi összletek.

A Keleti Alpok takarórendszer, amelynek lényeges vonását az a tény képezi, hogy a részben mezozoós mészkövekkel fedett paleozoós kristályos pala takarók és pikkelyek mezozoós alapon nyugszanak, a Magyar Kisalföld fiatal üledékes rétegei alatt, földtani ismereteink fúrásai eredményekkel való gyarapodása folytán az utóbbi években mind mélyebben nyomult be keletre, dunántúli területünkre.

A Magyar Kisalföld medencealjzatáról az elmúlt évtizedben alkotott elképzelésünket a *Körössy László* által szerkesztett 5. ábránk tükrözi. [10]



4. ábra. A Nyugati Kárpátok hegységszerkezete M. Mahel szerint.

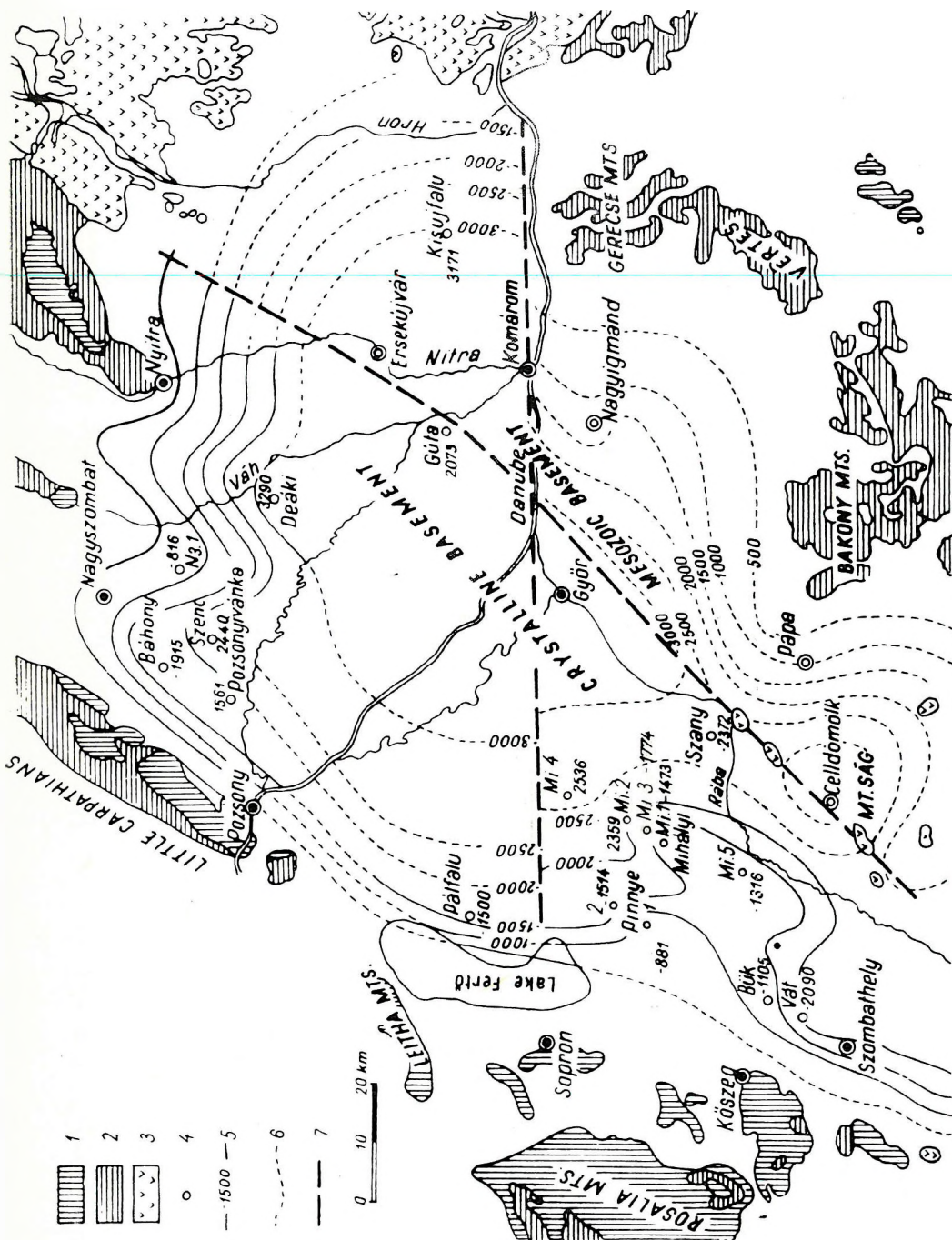
Jelmağyarozat: 1. Kristályos magok. 2. Paleozoikum. 3. A flisöv paleogén összelete. 4. Belső Kárpáti paleogén. 5. Neogén. 6. Neovulkánitok. 7—9. Szirtöv. 7. Triász-alsókréta. 8. Középső kréta. 9. Felsőkréta. 10—13. A Központi öb mezozoikuma. 10. A nyugat-szlovákiai csoport sorozatai. 11. A nyugat-kárpáti csoport sorozatai. 12. Krizna-i sorozat. 13. Vhoci sorozat. 14. Észak-gömöri sorozat. 15. Dél-gömöri sorozat. 16—17. Felső-kréta a szirtövtől délre. 16. Tengeri kifejlődésű felső-kréta. 17. Szárazföldi kifejlődésű felső-kréta. 18—21. Hegységszerkezeti vonalak. 18. Nagyobb, takarószertű feltolódások. 19. Kisebb feltolódások. 20. Jelentős törések. 21. Kisebb törések.

Eszerint a Dunántúli Középhegység autochton mezozoikuma egészen a Rába folyásával egybeeső tektonikai vonalig elmélyülve képezi a medence-aljzatot. Az e vonaltól ÉNy-ra fekvő területen a pannóniai és esetleges miocénkorú rétegek harántolása után már kristályos pala aljzatot ért el a fúró.

A legújabb időkben szerzett, mai földtani ismereteink szerint az ún. Rába-vonal menti zónában végződnek és ékelődnek ki a Keleti Alpok takarói.

Refrakciós szeizmikus méréseink legújabb eredményei szerint pl. a Vasvártól É-ra fekvő területen megállapítható volt a Kisalföld keleti fele alatt elterülő mezozoós medencealjzatnak a Rábán túli területen a paleozoós kristályospala rétegek alatti jelenléte, ezzel indikálván a Keleti Alpok takaróinak a Rába völgyében való végződését.

A Dunántúli küszöb, Südburgenländische Schwelle, valamint a

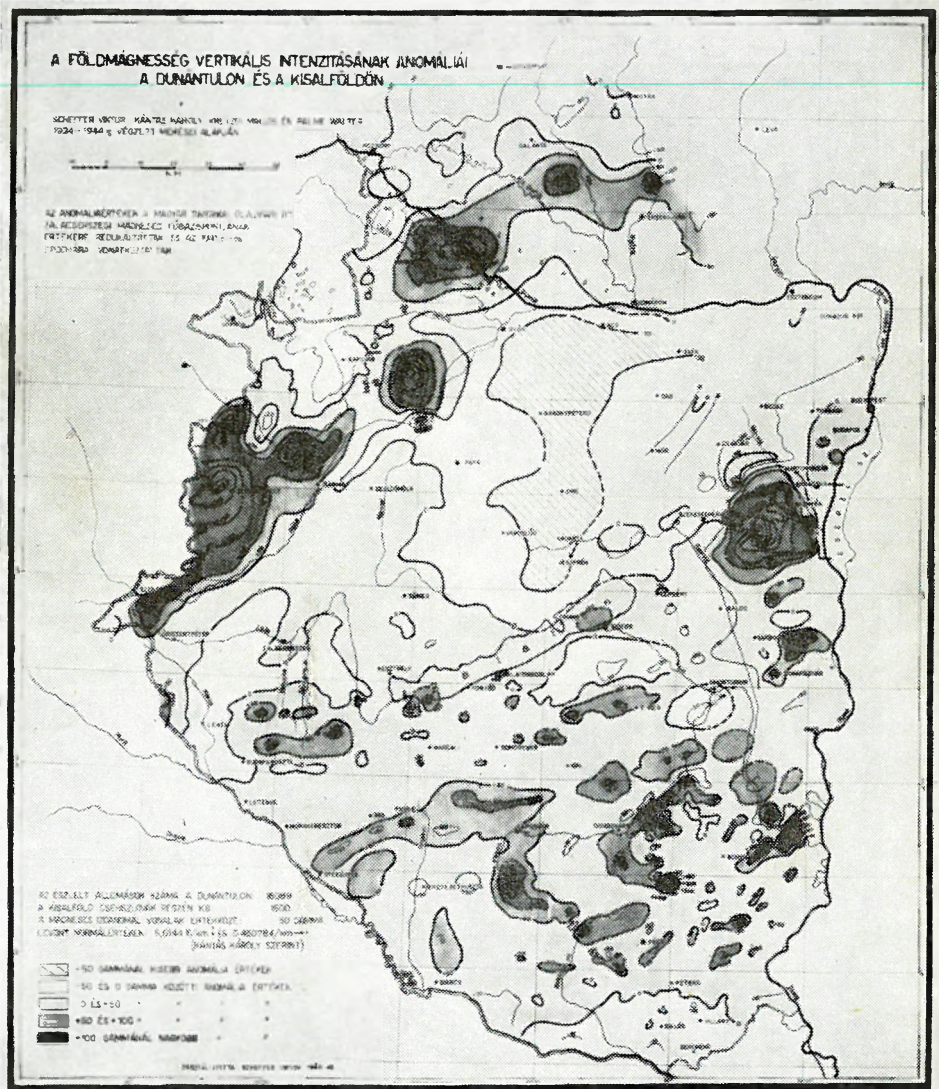


5. ábra. A Kisalföld harmadidőszaknál idősebb medencealjzata. Szerkesztette: Körösy L.

Jelmegjelzés: 1. Felsőzsinó ópaleozóos kristályos kőzetek. 2. Harmadidőszak előtti üledékes kőzetek. 3. Újkori vulkáni kőzetek. 4. Művi-

Mihályi magaslat, amelyek a gravitációs anomáliaképpen maximumokként jelentkeznek, még a Keleti Alpi pikkelyek emelt részeit képezik.

Amint az *Tollmann*, a 3. ábránkban között Keleti Alpi tektonikai térképén látható volt, a takarórendszer kezdetét a Déli Alpok északi szegélyén az eruptív kőzetek olyan felszíni vonulata kíséri, mely a



6. ábra.

takarórendszer déli szegélyét annak egész hosszúságában követi a földkéregnek ezen, szilárdságtanilag nagymértékben igénybe vett zónájában.

A Keleti Alpok takarórendszerének dunántúli és Kisalföld alatti végződése mentén, az itt végzett mágneses mérések eredményei alapján [11], melyeket 6. ábránkon ismertetünk, e zónában is megállapítható az eltemetett eruptív kőzeteknek egy a Rába-vonalat követő hosszú sora. A Ny-i, É-i és ÉK-i Kárpátok takarórendszereinek déli végződéseit a vulkáni kőzetek felszínen-fekvő tömegei ugyancsak követik, a Kárpátok ún. „belső vulkáni koszorúját”-t képezvén.

A takarók övének DK-i és D-i végződése után, amint arra az előzőkben már rámutattunk, a gravitációs anomáliakép egy magas anomáliaértékekkel jellemzett földkéregrészletet jelez.

Itt kívánjuk megemlíteni azt, hogy a gravitációs kép vizsgálatát azért végeztük a Bouguer anomáliák alapján, mert az izosztatikuss redukciók elvégzése lényegében nem változtatja meg a gravitációs anomáliák menetét.

Az utóbbi években Magyarország területén végzett mélyreflexiós mérések eredményeiből kitűnik, [12] hogy a Kárpát-medencéknek a gravitációs anomáliák magas értékeivel jellemzett centrális zónájában a földkéreg vastagsága az átlagosnál jóval kisebb.

A bemutatott 1. táblázat közli a Magyarországon kéregkutatás céljából végzett 9 mélyreflexiós mérés eredményeit. Ezek szerint a regionális gravitációs maximumterület e részén a Conrad felület 19,2 km, a Mohorovicic felület pedig 23,6 km mélységben van. Ezen eredményeket *Balkay B.* is ismertette „Crustal structure below Hungary” című munká-

1. táblázat

A MAGYARORSZÁGON KÉREGKUTATÁS CÉLJÁBÓL VÉGZETT MÉLYREFLEXIÓS MÉRÉSEK EREDMÉNYEI

(Gálfi J. és Stegena L. szerint)

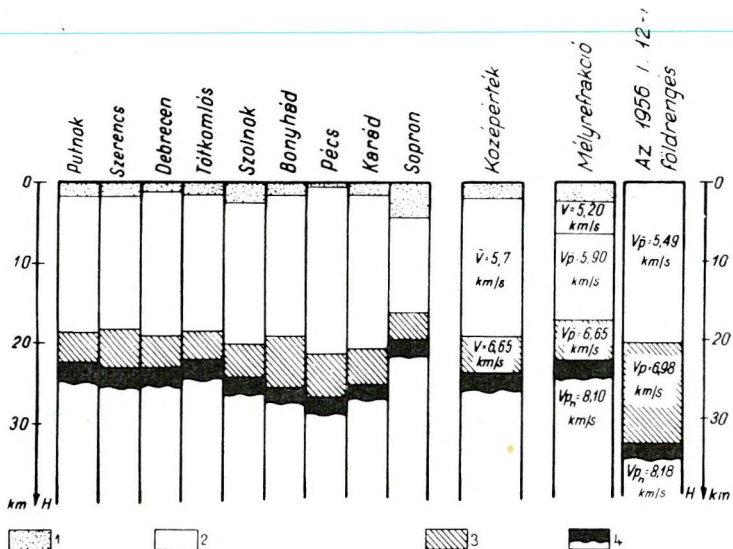
A mérés		Beérkezési idő (s)		Mélység felszíntől (km)	
száma	helye	Conrad refl.	Moho. refl.	Conrad szint	Moho. szint
1.	Sopron	6,82	7,83	16,3	19,7
2.	Debrecen	7,45	8,62	19,2	23,2
3.	Karád	7,78	—	20,8	25,2*
4.	Pécs	7,57	9,25	21,5	27,2
5.	Bonyhád	7,52	9,62	19,1	25,9
6.	Putnok	7,45	8,55	18,8	22,6
7.	Szerencs	7,25	8,76	18,2	23,2
8.	Szolnok	8,28	9,54	20,2	24,5
9.	Tótkomlós	7,30**	8,30**	18,8	22,3
Középérték				19,2	23,6

* Extrapolált érték.

** Az adatokat a Kőolajipari Tröszt Szeizmikus üzeme bocsátotta rendelkezésünkre.

jában. [13] A Mohorovicic felület ily módon meghatározott mélységének legnagyobb valószínű hibája *Balkay B.* szerint 5 állomás alapján meghatározva 2,24 km. [14]

A 7. ábrán a szerzők a földkéreg magyarországi részének vázlatos szerkezetét adják. A táblázatban közölt adatok alapján felvázolt állomásonkénti eredmények oszlopai után a közepelt értékek szemléltetése látható. Az ezután következő oszlop egy, a Magyar Medencében lőtt kísérleti mélyrefrakciós profil eredményeit adja. [15] Ezek gyakorlatilag egyezést mutatnak a mélyreflexiós eredményekkel.



7. ábra. A magyarországi földkéreg felépítése Gálfi J. és Stegena L. szerint

Jelmagyarázat: 1. Fedőhegység. 2. Kristályos alaphegység + gránitos öv.
3. Gabbro öv. 4. Peridotit öv.

Az ábra utolsó oszlopa az 1956. I. 12-i, Dunaharaszti-i földrengés észlelt adatai vizsgálata alapján számított földkéregoszlopot adja. [16]

A szerzők a földrengés kiértékeléséhez Budapest, Kecskemét, Kalocsa, Szeged, Beograd, Campulung, Bacau, Jasi, Zagreb, Hurbanovo, Wien és Jena állomások adatait használták fel. A kapott kéregvastagság-adatok, melyek ha nem is a szorosan vett magyar kéregre, de minden esetre a Kárpát-medencéknél nagyobb területre vonatkoznak, a következők: az üledékes réteg alatti gránitkéreg 20,2 km, a gabbrokéreg 33 km mélységig terjed.

Ha a Mohorovicic felület ez utóbbi értékét vesszük a Kárpátok-vidéke átlagmélységéül, megállapíthatjuk, hogy a Magyar Medence centrális területén a gravitációs anomáliák regionális magasterületének megfelelő zóna alatt a földkéreg kb. 9,4 km-rel vékonyabb, mint az azt övező területeken.

Ez a mélyszeizmika és a szeizmológia által szolgáltatott adat kvalitatíve összhangban áll a gravitációs kép indikációival.

Az eredmények kvantitatív vizsgálatát végezvén a következőket állapíthatjuk meg.

A szeizmológia és a mélyszeizmika által szolgáltatott földkéreg-elvékonyodás kilométer-értékeit és $\Delta\sigma = 0,3$ sűrűségkülönbséget véve alapul, a valóságban fennálló kb. 30 mgal gravitációs anomália alapértékkülönbség helyett kb. 131 mgal különbséget kapunk.

Az elvékonyodás megállapított értékeit és a valóságban jelentkező gravitációs anomália alapértékeket véve alapul, kiszámíthatjuk, hogy az ezen esetben effektív sűrűségkülönbség kb. 0,1.

Ha tekintetbe vesszük, hogy az alp-kárpáti takarórendszer tekintélyes vastagságú övének felszíni sűrűségértéke jóval túlhaladja a Magyar Medence felszíni rétegeinek sűrűségértékeit, ennek megfelelő geológiai korrekciót alkalmazhatunk. Ez az ún. felszíni hatás kb. 50 mgal nagyságú lehet, amint ezt már *L. Tanni* is megállapította a Kárpátok vidéke alatti földkéreg izosztatikus szerkezetével foglalkozó munkájában. [17]

A felszíni hatás figyelembevételével a földkéreg-elvékonyodás hatékony sűrűségkülönbsége már kb. 0,2-nek adódik.

Figyelembe kell azonban vennünk azt a tényt, hogy egyrészt az alapul vett 0,3-as sűrűségkülönbség is bizonytalan, mivel a földkéreg és köpeny határán fellépő eddig levezetett értékek 0,24-től 0,45 g/cm³-ig szóródnak, másrészt pedig a tapasztalat szerint a földkéreg kivastagodása a kéreg átlagsűrűségének növekedésével jár, ami a kéreg és a köpeny határán fellépő sűrűségkülönbséget csökkenti. [18—19]

Ha ezenkívül figyelembe vesszük azt a tényt is, hogy a szeizmológia által megállapított 33 km-es Mohorovicic felületmélység a gravitációs anomália alapértékek tekintetbevételéhez alapul vett zónánál jóval nagyobb területre vonatkozik, vizsgálataink eredményeit kvalitatíve is bebiztosíthatjuk.

A geotermikus vizsgálatok eredményei a Kárpát-medencék alatti földköpeny-magaslat zónájában

A geotermikus mélységlépcső

Magyarország területének mind alföldi, mind dunántúli részei régóta kitűntek kicsiny geotermikus mélységlépcső értékeikkel. *Boldizsár Tibor* legújabb összeállításában [20] 71 magyarországi mélyfúrásban végzett szabatos meghatározás alapján közli ezen értékeket, melyekből a magyarországi mélységlépcső országos átlagértéke 18,7 m/C°-nak adódik.

Bélteky Lajos legújában, 114, az ország területén egyenletesen elosztott mélyfúrás adatai alapján 18,1 m/C° átlagértéket közöl a magyarországi geotermikus mélységlépcső értékére. [21]

A mélységlépcső átlagértéke világviszonylatban 27,5—35 m/C°-nak vehető. [22]

A földi hőáram magyarországi értéke

Boldizsár Tibor 1956-ban megjelent munkájában [23] a Déldunántúli, zobáki aknában végzett mérései eredményei alapján hívta fel a figyelmet a földi hőáram magyarországi nagy értékére.

Stegena Lajos 1958-as, „A Nagyalföld geotermikus viszonyai” című értekezésében [24] a *Sümeghy-féle* régi adatokat feldolgozva, és mintegy 25 magyarországi kőzet hővezetőképességét meghatározva arra a megállapodásra jut, hogy az alföldi átlagos hőfluxus értéke nem nagyobb a Föld különböző más pontjain megállapítottnál.

Boldizsár Tibor újabb és pontosabb mérései alapján 1960-ban újból megállapítja azt, [25] hogy az Alföld területén a földi hőáram legalább $1,9 \sim 2,0 \cdot 10^{-6}$ cal/cm² sec, vagy ezen érték felett van és átlagos értéke valószínűleg $2,4 \cdot 10^{-6}$ cgs. (A Földön végzett eddigi mérések átlagértéke kb. $1,0 \sim 1,2 \cdot 10^{-6}$ cgs.)

Ennek következménye, hogy az átlagosan 0,004 cgs. (0,0018—0,006 cgs) hővezetőképességű rétegekben a hőmérsékleti gradiens megfigyelt értéke $4,5 \cdot 10^{-4}$ — $11,2 \cdot 10^{-4}$ C°/cm között mozog. Átlagos értéke $4,7$ — $6,0 \cdot 10^{-4}$ C°/cm. Mivel az alaphegységre települt általában 1000—3000 m vastag harmadkori üledékek hővezetőképessége normális értékű, a nagy hőmérsékleti gradiens közvetlen oka a viszonylag nagy földi hőáramban keresendő.

Az Alföldön észlelt és a Föld felszínén eddig megfigyelt átlagos értéknél csaknem kétszer nagyobb földi hőáram oka ez ideig nincs megmagyarázva.

Habár a két kutató közötti tudományos vita még máig sincs lezárva, és ma már csak a fluxus-értékek nagyságát érinti, a nemzetközi tudományos irodalomban *Boldizsár Tibor* munkássága nyomán [22, 26, 27] a fentebb ismertetett kutatási eredményei terjedtek el. A két felfogás közötti különbséget a magyarországi kőzetek fajlagos hővezetőképességének szabatos meghatározása dönti el. E munkálatokat a *Boldizsár* vezetése alatt álló egyetemi intézet folyamatosan végzi. Ezek megerősítik a magyarországi hőáram nagy értékét.

Balkay B. legújabb értekezéseiben elismeri a hazai hőáram nagy értékét, és azt lokális tektonikai eredetűnek, ill. a lassúbb kihülés által okozottnak tartja. [28—29]

A Kárpát-medencék alatti földköpeny-magaslat és a geotermikus anomáliák összefüggése

Az előzőekben kifejtettek alapján látható, hogy a Kárpát-medencék alatti földkéreg kivékonyodás területe, mely mind a gravitációs, mind a mélyszeizmikus mérések eredményei alapján állapítható meg, egyúttal olyan geotermikus anomáliák zónája is, melyben a geotermikus mélység-lépcső alacsonyabb, a földi hőáram pedig nagyobb értékű a normálisnál.

Megállapítható az a tény is, hogy a földköpeny e magas zónájának határait fiatal vulkáni kőzetek feltörései övezik, és a terület vulkáni

közetekkel eléggé átszőttnek mondható. A magyarországi geotermikus anomáliát, eddigi tapasztalataink alapján, regionális eloszlásúnak, és nem közvetlenül a vulkáni közetekhez kötöttnek mondhatjuk.

A földi hőáram e nagy értéke folytán Magyarországon állandóan növekvő jelentős termál-víztermelés van.

A legújabb vizsgálatok szerint hazánk termális víztermelése 1959-ben 210 000 l/p volt, a termelt hőmennyiség pedig kb. évi 600 000 tonna 5000 kalóriás szénnek felel meg. [30]

E számok elég jól kifejezésre juttatják azt a hatalmas értéket, melyet a termálvizek termelése jelent népgazdaságunk számára.

Felmerül a kérdés: vajon minek következménye a Kárpát-medencékben megállapított nagy hő-fluxus érték?

„All known high-temperature geothermal resources are located in areas of recent volcanic activity and are no doubt closely related to the volcanism”, írja G. Bodvarsson, [31] aki a fenti, közismert jelenség ismeretetéséhez hozzáteszi, hogy mindamellett, hogy az ismert magas hőmérsékletű geotermális telepek fiatal vulkáni tevékenység zónáihoz kötöttek, megállapítható, hogy a termális aktivitás korántsem olyan gyakori, mint a vulkanizmus. A viszonylag nagyszámú földi vulkánhoz csak feltűnően kevés, jelentős termális zóna tartozik. Ezeket a felszíni rétegekben megállapítható nagy hőáram jellemzi. A hőmérsékleti gradiens fűrt lyukakban való tanulmányozása pedig módot nyújt ezen érdekes területek mérésekkel való körülhatárolására.

A továbbiakban az irányú vizsgálataink eredményeit ismertetjük, melyek a nagy hőfluxus a fiatal vulkáni közetek zónáiban való létrejöttének okát, ill. e szempontból ismeretlen területek geofizikai vizsgálatok alapján való felderítési lehetőségeit igyekeztek megállapítani.

Mivel az eddig végrehajtott földi hőáram meghatározások nagyobb része a tengereken történt, az Óceánokon végzett mérések eredményeiből próbálunk kérdésünkre magyarázatot találni.

Az Atlanti Óceán területén és környékén E. C. Bullard és A. Day által 1960-ban végzett 15 az Atlanti Óceán területén és egy, a Földközi-tenger területén mért állomáshól álló méréssorozat eredményeiből kitűnik, [32] hogy míg az Óceán területén végzett hőáram mérések általában normális hőfluxusról tanúskodnak, egyedül az Atlanti Hátság területén mérték $6.52 \mu\text{cal}/\text{cm}^2$ s-es hőáram-értéket, $1,08 \pm 0,054 \mu\text{cal}/\text{cm}^2$ s átlagérték mellett.

A Csendes Óceán területének 25 pontján végzett mérések [33] eredményei hasonló jellegzetességről tanúskodnak. Míg a hőáram átlagértéke a Csendes Óceánon $1,53 \mu\text{cal}/\text{cm}^2$ s nagyságúnak adódott, a Csendes Óceán hátságán, az Albatros Plato területén pedig $5,25 \mu\text{cal}/\text{cm}^2$ s nagyságú magas értéket mértek.

Az előző fejezetekben láthattuk, hogy az ún. Keleti Szárazulat a Kárpát-medencék alatt egy olyan hátságot képez, amely mentén a földkéreg mélyebb részei a felszínhez közelebb kerülnek. Valószínűnek látszik, hogy a földi hőáram magas értékei az Óceánok alatti tapasztalatoknak megfelelően e hátságokhoz kötöttek.

Eddigi tapasztalataink összegezése alapján megállapítható, hogy a

földfelszín nagy hőfluxusú részei fiatal vulkáni kőzetek zónáiban, oly helyeken vannak, amelyek földtani felépítésében a földkéreg mélyebb részei emeltebb szerkezeti helyzetbe, viszonylagos felszínközelségbe kerültek.

Véleményünk szerint ez a Kárpát-medencékben megállapítható két tényező magyarázza meg a nálunk tapasztalható anomális hőáramot.

A fent előadottak egyúttal regionális viszonylatban megadják a kutatás számára azokat az irányelveket is, melyek a földkéreg eddig ismeretlen, nagy hőfluxusú helyeinek felkutatásához szükségesek.

A mélyebb rétegek viszonylagos felemelkedései, a földkéreg elvkonyodásai, regionális viszonylatban a gravitációs mérések eredményeiből állapíthatók meg. Ezek ellenőrzésére a mélyszeizmika eredményei használhatók fel.

A földkéreg mélyebb rétegei viszonylagos felemelkedéseinek gravitációs anomáliákból való megállapítási lehetőségeire a 8. ábránknak adunk példát. Az ábrában a mediterrán lánchegységek területének *L. Tanni* által [34] megállapított izosztatikus anomáliatérképét közöljük. A térkép jellegzetes zónális értékek felhasználásával készült. Ezen a gravitációs maximumokként jelölt területek fehéren hagyattak, az európai átlagos anomáliaérték, +15 mgal alatti értékekkel bíró izosztatikus depressziós zónák pedig pontozottan jelöltettek.

Megállapítható, hogy a térkép mint jól körülhatárolt maximum-zónákat indikálja egyrészt az 1-gyel jelölt Kárpát-medencék, másrészt a 2-vel jelölt nyugati földközi-tengeri medencék területeit.

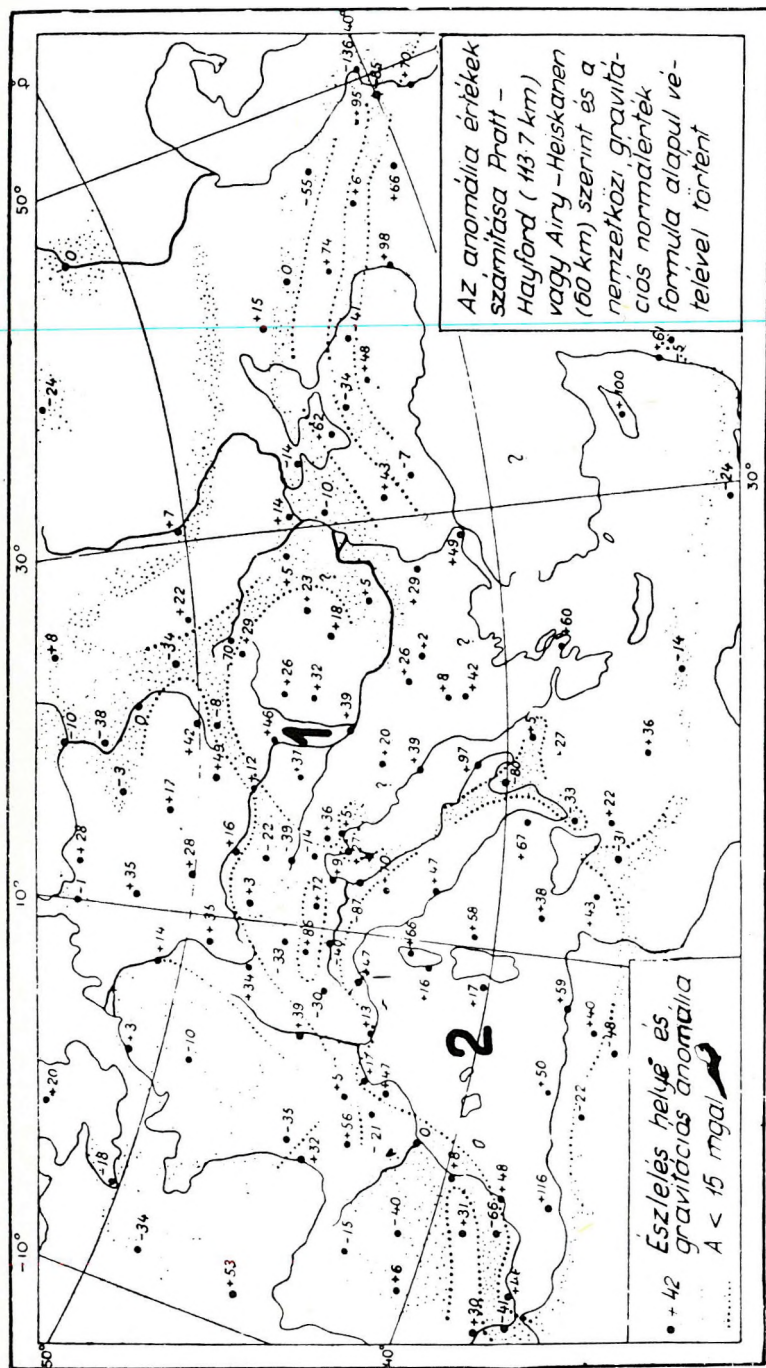
Ezek közül az első a jelen tanulmány tárgyát képező és nagy hőfluxussal jellemzett Magyar Medencének megfelelő földköpeny-magaslatnak felel meg. A gravitációs anomáliák által jelzett, 2-vel jelölt és a Földközi-tenger nyugati medencéjének megfelelő gravitációs maximumterület *P. Caloi* szeizmológiai vizsgálatai szerint [35] ugyancsak a földköpeny egy regionális kiemelkedésének felel meg. Ennek keleti, olaszországi kontinentális részén, Larderelló-tól a Monte Amiata-ig találhatók a jelenleg részben termelés, részben pedig kutatás és feltárás alatt álló toscanai földi gőztelepek.

A nagy földi hőáramú területek regionális felderítése után a földi melegvíz- és gőztelepek felkutatása részletes földtani felvételek után a geofizikai mérő módszerek komplex alkalmazása útján történik. Ezekben általában a geotermikus mérések jutnak döntő szerephez.

A fent előadottakat összegezve, a gravitációs mérések, a mélyszeizmika és a szeizmológia által szolgáltatott adatok alapján megállapítható, hogy a Kárpát-medencék centrális zónája alatti földkéregrész kivékonyodik, és a földköpeny a környező területekhez viszonyítva csaknem 10 km-rel magasabb szintbe kerül. A földköpeny-magaslat területén a geotermikus mélységlépcső alacsonyabb, a földi hőáram pedig nagyobb értékű a normálisnál.

Feltehető, hogy a földi hőáram anomálishan nagy értékeit a földkéreg mélyebb részeinek e helyen való emeltebb helyzete okozza.

Emellett, az általános tapasztalatoknak megfelelően megállapít-



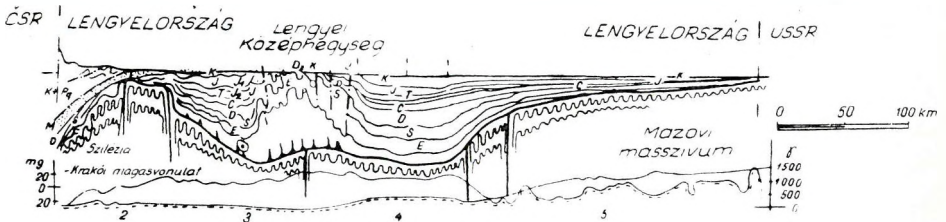
IZOSZTATIKUS GRAVITÁCIÓS ANOMÁLIÁK A MEDITERRÁN LÁNCHEGYSÉGEK ZÓNÁJÁBAN
 L. TANNI SZERINT.

8. ábra. Izosztatikus gravitációs anomáliák a mediterrán lánchegységek zónájában L. Tanni szerint
 1. Kárpátmedence-Balkán félsziget, 2. Földközi tenger nyugati medencéje.

ható az a tény is, hogy a nagy hőfluxusértékek e zónáját is fiatal vulkáni kőzetek feltörései járják át. A geotermikus anomália azonban inkább regionális eloszlásúnak mondható, és nem látszik közvetlenül a vulkáni kőzetekhez kötöttnék.

A „Baltopodóliai vonulatok” területe

Az e területen végzett geofizikai vizsgálatok eredményei alapján végrehajtható tektonikai elemzést ugyancsak az [1] jelű értekezésünkben adtuk meg.



9. ábra. Földtani szelvény az Északi Kárpátoktól a Mazovi Masszívumig Z. R. Olewicz szerint

E terület legjelentősebb, egyúttal a gravitációs rendellenességek térképe legmarkánsabb, legnagyobb pozitív anomáliavonulatának megfelelő földtani alakulatot „Szudetida antiklinorium” névvel illettük.

Ez a nagytektonikai jelentőségű földtani konfiguráció a térképen ábrázolt terület ÉNy-i széléről a „Nyugat-Mecklenburgi Masszívum” vagy más néven „Pompecky-féle paleozoós küszöb” név alatt ismert alakulatból az ún. „Subsudetischer Wall”-on át húzódik az Olewicz által „Wal Slasko-Krakowski”-nak nevezett [36] alaphegység magaslaton át az Észak-keleti Kárpátokat harántolva DK-felé.

A Kárpátok ívében belül a „Bereg-Szatmári masszívumot” magába foglalva, eredeti irányában folytatódik DK-felé, ahol a Keleti Kárpátok háttérében, a Neogén Medence K-i része alatt vonulva harántolja az Erdélyi területet. [37]

A Szudetida Antiklinoriumot a tőle K-re húzódó „Szudetida előtér szinklinóriumá”-tól egy ÉNy—DK irányú, egyenes vonal mentén létrejövő, csaknem egész Európát harántoló 30—100 mgal viszonylagos nagyságú gravitációs anomálieérték ugrás, a „Szudetidák peremi törése” választja el. A Lengyel középhegységnek megfelelő nagykiterjedésű pozitív gravitációs anomáliát a fent leírt szinklinórium választja el a Szudetida Antiklinóriumtól. Ezt a 9. ábrában közölt, Z. R. Olewicz által szerkesztett, az Északi Kárpátok és a Mazovi masszívumon átfektetett földtani szelvény jól szemlélteti.

Ismeretes, hogy egy, földtani okokkal alátámasztott feltevés szerint az Északkeleti Kárpátok vidéke egykor a Dobrudzsával egy mélybeli

paleozói gáttal függött össze. A terület geofizikájának ismerete azt a feltevést valószínűsíti, hogy a Dobrudzsától a Baltopodóliai csapásnak megfelelően ÉNy-felé húzódó mélybeli paleozói gát nem a Lengyel Középhegységgel, hanem a Szudetida Antiklinóriummal hozható kapcsolatba.

IRODALOM

- [1] V. Scheffer: Some Contributions to the Geophysical Knowledge of the Carpathian Basins. Acta Technica Ac. Sc. Hung. T. XXX. Fasc. 3–4. Budapest, 1960.
- [2] I. F. Pompecky: Bemerkungen über die Verbreitung des Lias im Ostmediterranen Jura Gebiete. Z. Deutsch. Geol. Ges. Vol. XLIV. p. 762, 1897.
- [3] Prinz Gy.: Magyarország földrajza, Budapest, 1942.
- [4] A. Tollman: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. Mitt. der Ges. der Geol. und Bergbaustudenten in Wien. 10 Bd. Wien, 1959.
- [5] M. Mahel: A Központi Kárpátok mezozoikumának új felosztása és földtörténeti fejlődése. A M. Áll. Földt. Int. Évkönyve. XLIX. kötet. 1. füz. Budapest, 1961.
- [6] R. Janoschek: Das Grazer Becken. Erdöl in Österreich. Wien, 1957.
- [7] Vadász E.: Magyarország Földtana. II. kiad. 34. old. Bp., 1960.
- [8] M. Vendel: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. Tabelle 1. Mitt. der Geol. Ges. 51. Bd. 1958. Wien, 1960.
- [9] A. Tollmann: Lásd 4.
- [10] Kőrössy L.: Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. Földt. Közlöny. 88. k. 3. füzet. Bpest., 1958.
- [11] V. Scheffer—K. Kántás: Regionale Geophysik von Transdanubien. Acta Techn. Ac. Sc. Hung. Tom. I. Fasc. 2. et Tom. III. Fasc. 1–2. Bpest, 1952 és 53.
- [12] I. Gálfi—L. Stegena: Deep reflections and crustal structure in the Hungarian basin. Annales Univ. Sc. Budapestinensis de R. Eötvös nominatae. S. Geol. Tom. III. 1959. Budapest, 1960.
- [13] B. Balkay: Crustal structure below Hungary. Annales Univ. Sc. Budapestinensis de R. Eötvös nom. Tom. II. Budapest, p. 5. 1959.
- [14] Balkay B.: A magyarországi földkéreg szerkezete. Geofizikai Közlemények IX. k. 1–2. sz. Bpest, 1960.
- [15] Gálfi J.—Pálos M.: Kísérleti refrakciós kéregkutató a Magyar Medencében (Experimental refraction investigation of the crust of Hungarian Basin) Geofizikai Közlemények, 1959.
- [16] Bisztricsány E.—Csomor D.: Az 1956 január 12.-i földrengés és a Föld kérgének felépítése a Magyar Medencében (The earthquake of Jan 12. 1956 and the structure of the Earth's crust in the Hungarian Basin) Geofizikai Közl. 6, 37, 1957.
- [17] L. Tanni: On the isostatic structure of the Earth's Crust in the Carpathian Countries and the related phenomena. Annales Acad. Sc. Fennicae. Ser. A. III. Geol.-Geogr. 4. Helsinki, 1942.
- [18] B. A. Andrejev: Relation between structural relief and gravity anomalies for the case of some density layer boundaries, Doklady Akad. Nauk. SSSR, 124, 311–313, 1959.
- [19] G. P. Woollard: Crustal Structure from Gravity and Seismic Measurements. Journal of Geophysical Research. Vol. 64. No. 10. October, 1959. Richmond, Virginia. U. S. A.
- [20] Boldizsár T.: Bányászati Kézikönyv. III. köt. Műszaki Kiadó, Bpest, 1961.
- [21] Béltéky L.: Adatok a hazai geotermikus vizsgálatokhoz Budapest, 1961. (Kézirat).
- [22] K. Schössler—J. Schwarzlose: Geophysikalische Wärmeflussmessungen. Freiburger Forschungshefte, C. 75. Berlin, 1959.

- [23] *T. Boldizsár*: Terrestrial heat flow in Hungary. *Geofisica pura e applicata*. Vol. 34. Milano, 1956.
- [24] *Stegena L.*: A Nagyalföld geotermikus viszonyai. *Geofizikai Közlemények* VII. k. 3–4. Bpest, 1958.
- [25] *Boldizsár T.*: Geotermikus vizsgálatok a Nagy Magyar Alföldön. *Bányászati Lapok* 1960. 5. sz. Bpest.
- [26] *T. Rikitake–K. Horai*: Studies of the Thermal State of the Earth. *Bulletin of the Earthquake Research Institute* Vol. 38. Tokyo, 1960.
- [27] *I. A. Jacobs,–R. D. Russel,–I. Tuzo Wilson*: *Physics and Geology*. p. 102. New York. 1959.
- [28] *B. Balkay*: On the neozoic magma tectonics of Hungary. *Acta Geologica*, Tomus VII. Fasc. 1–2. p. 162. Budapest, 1961.
- [29] *B. Balkay*: The tectonics of the cenozoic volcanism in Hungary. *Annales Univ. Sc. Budapestinensis de R. Eötvös nom. Sectio Geologica*. Tomus III. p. 13. Budapest, 1960.
- [30] *Szebényi L.*: Termális vizeink hőtanpótlódása a Föld belső melegéből. Budapest, 1961. (Kézirat).
- [31] *G. Bodvarsson*: Utilization of Geothermal Energy for Heating Purposes etc. General Report for the United Nations Conference of New Sources of Energy, p. 20–21. Rome 1961.
- [32] *E. C. Bullard–A. Day*: The Flow of Heat through the Floor of the Atlantic Ocean. *The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. Vol. 4. 1961. London.
- [33] *E. C. Bullard,–A. E. Maxwell,–R. Revelle*: Heat Flow through the Deep Sea Floor. *Advances in Geophysics*. Vol. 3. New-York, 1956.
- [34] *L. Tanni*: Lásd 17.
- [35] *P. Caloi*: La crosta terrestre, dagli Appennini all' Atlantico, ricostruita sulla base dei rilievi sismici. *Annali di Geofisica*, Vol. XI. – N. 3–4, pp. 262–263. Roma, 1958.
- [36] *Z. R. Olewicz*: Baseny sedimentacyjne i strukturalne ziem Polski. *Prace Instytutu Naftowego*, Katowice, 1959.
- [37] *Scheffer V.*: Az erdélyi ősmasszívum problémája. (Das Problem des Siebenbürgischen Urmassivs) *Geofizikai Közlemények*. VII. k. 3–4 sz. Budapest, 1958.

Ф. ВАШАДИ-КОВАЧ

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ В РАЙОНЕ ГОРЫ ВЕЛЕНЦЕ

В районе горы Веленце в период с 1951 по 1955 были выполнены значительные геолого-геофизические исследования. Рекогносцировочной магнитометрической съемкой было выявлено наличие аномальной зоны шириной 10 км, протягивающейся с с. Шерегейеш через гору Веленце в направлении к с. Вал. При помощи данных измерений были вычислены глубина залегания, ширина, наклон и магнитная восприимчивость предполагаемых возмущающих тел для 15 аномалий с максимальными значениями/магнитного интенсивности поля. Согласно результатам вычислений глубина залегания скрытых возмущающих тел колеблется в пределах от 14 до 370 м, а значения магнитной восприимчивости — от 0,0008 до 0,0138 egs.

Геолого-разведочные работы показали, что в верхнем миоцене вдоль создавшихся раньше тектонических линий развился интенсивный андезитовый вулканизм, причем через Трещины сильно нарушенного гранита изверженные породы во многих местах дошли до дневной поверхности. После того, как вулканическая деятельность закончилась, тут имели место сильные тектонические движения и образовавшиеся раньше пневматолитические и гидротельмальные образования были снова мобилизованы поствулканическими гидротермальными процессами. Теперешние черты горы формировались трансгрессией, затем регрессией паннонского периода и наконец, последующими процессами размыва и выветривания.

Изменчивый характер развития морфологии и горных пород района, природа преобразования и процессов минерализации горных пород были выявлены горными работами. Скважины, пробуренные в 1953—55 г. г. вскрыли обширную зону, построенную в основном андезитами и их к ровельными образованиями. Часть андезитов находится в пройденных скважинами пластах в механически неразложенном состоянии, в то время как другая их подвергалась, различным процессам распада, вызванным поствулканическими гидротермальными процессами, в результате чего андезиты не сохранили первоначальной структуры, характера и минерального состава и их уже нельзя распознавать.

Из сопоставления геологических карт с геофизическими картами аномалий видно, что в глубоко залегающих слоях в густой сети трещин гранитов и филлитов андезитовые образования занимают больше места, чем это предполагалось раньше.

Аномальные значения магнитного поля достигают максимальных величин в восточной части горы, покрытой молодыми отложениями; известные и геологически вскрытые залежи андезитов располагаются в этой линии. Таким образом центральная часть андезитового вулканизма приходится на крупную положительную аномалию, располагающуюся между горами Чучом и Чеплек. Ось крупной аномалии окружается рядом аномалий в контактирующей зоне между с.с. Каполнашек, Надап и Пазманд.

На основании указанных выше геологических и геофизических свойств района, перспективными участками для дальнейших исследований могут считаться нижние горизонты гранитного магматизма, поствулканические гидротельмальные образования контактных зон филлитов-андезитов и гранитов-андезитов, а также скарновые участки фишхитовых слоев.

A kézirat 1960. IV. 3-án érkezett.

F. VASADY-KOVÁCS

GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL RESEARCHES IN THE
VELENCE-MOUNTAINS

In the Velence-Mountains important geological and geophysical researches were carried out in the years 1951–55. The magnetic reconnaissance survey established the existence of an anomaly-region of about 10 km width ranging from Seregélyes across Velence towards Vál. Using the data of these measurements, depth, width, dip and susceptibility of the supposed effecting body was computed for 15 anomaly-maxima. According to the calculations, the depth the buried bodies varied between 14–370 m, the susceptibility between, 0,0008–0,0138 cgs.

As revealed by the geological investigations an intense andesite-vulkanism of the Upper-Miocene period developed along the tectonic lines brought about previously and the eruptivums reached the surface on several places across the cracks of the much fractured granit. After the end of the vulkanism strong tectonic movements have taken place and the pneumatolytic and hydrothermal formations emerged earlier were again mobilized by the postvolcanic hydrothermal actions. The actual features of the mountains were developed by transgression, later on by regression, taking place in the Pannonic period and afterwards by subsequent erosion and denudation.

The varied development of the morphology and rocks of the area and the nature of the rock-transformation and mineralizing processes were disclosed by mining explorations. The borings deepened in 1953–55 revealed a wide area built up mostly of andesites and of their hanging formations. Part of the andesite is present in undisintegrated state in the disclosed layers, while others have been going through various disintegrating processes owing to postvolcanic hydrothermal action and as a consequence of this the andesites at last lost their original structure, character and mineral composition and are no longer to identify.

Comparing the geological and geophysical (anomaly-) maps one can conclude that in the deeper strata the andesite formations occupy more space in the dense crack system of the granit and fillit, than known before.

The intensely divided magnetic anomaly-ranges are reaching their greatest values on the E-side of the mountains, in an area covered with recent sediments; the known and geologically disclosed andesitebeds fall into this line. The central part of the andesite-volcanism is falling thus on the great anomaly-maximum between the Csucsos-mountain and the Cseplek-mountain. This axis of the great anomaly is surrounded by several groups of anomalies lying in the contact zone, between Kápolnásnyék, Nadap and Pázmánd.

Basing on the geological and geophysical features outlined above we can consider as offering a good perspective for future investigations the lower levels of the granite-magmatism, the postvolcanic hydrothermal formation of the fillit-andesite and granite-andesite contact-zones and the scarred sections of the fillit-layers.

Földtani és geofizikai kutatások
a Velencei-hegységben

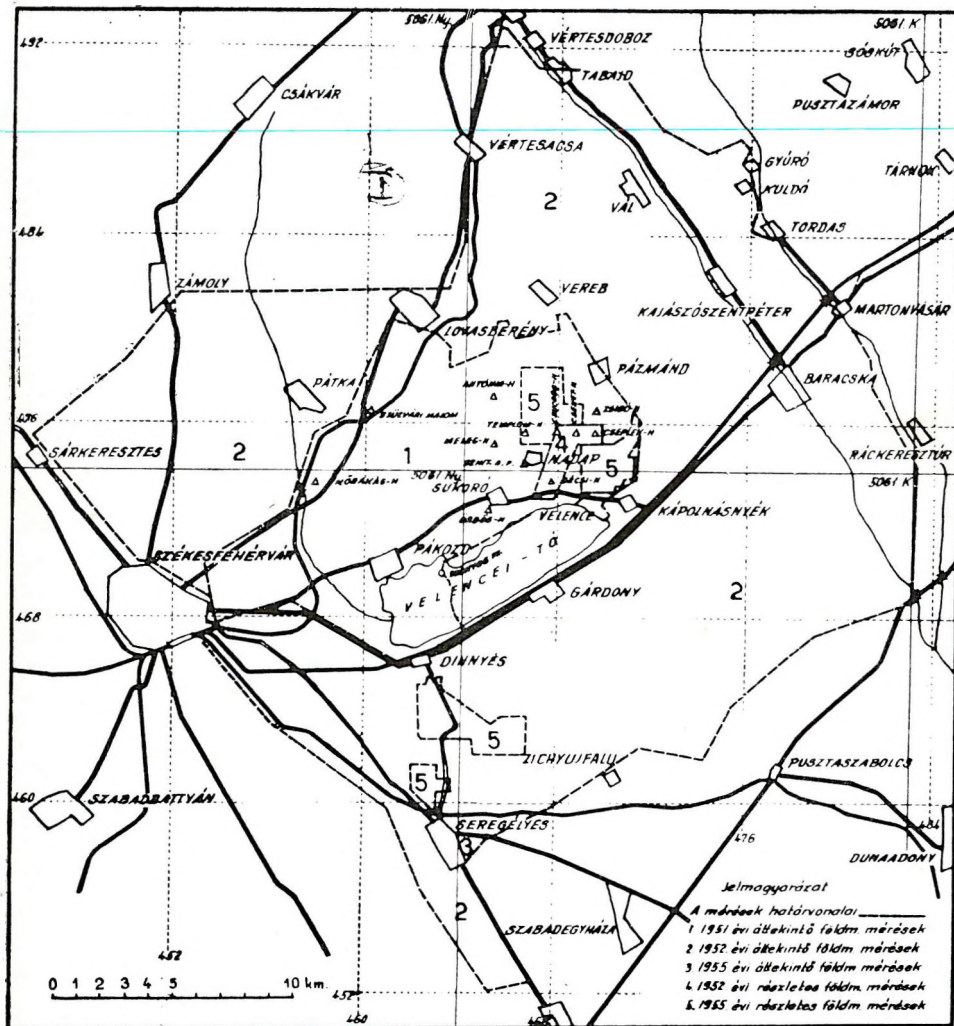
VASADY-KOVÁCS FERENC

Bevezetés

Közelmúltban jelent meg *Jantsky Béla*: „A Velencei-hegység földtana” c. monográfiája az 1951–55. években végzett földtani kutatások eredményeiről. Ezzel a hegységben végzett kutatásoknak egy fontos szakasza lezárult, ami időszerűvé teszi, hogy összefoglaljuk az eddigi

földtani és geofizikai kutatások történetét, eredményeit és körvonalazzuk a további feladatokat.

A VELENCEI-HEGYSÉG KÖRNYÉKÉN AZ 1951-52. ÉS 1955. ÉVENKÉNT VÉGZETT FÖLDMÁGNESES MÉRÉSEK HELYSZINRAJZA.



1. ábra.

A Velencei-hegység a Székesfehérvár, Pátka, Pázmánd és a Velencei-tó közötti, morfológiailag változatos felépítésű terület, mely minden égtáj felől nagy törésekkel lezárt egység. Ezek a szerkezeti vonalak

Ny-ról a móri árok, É-ról a zámolyi árok, K-ről a váli leszakadás, D-ről pedig a Velencei-tó—Balaton törés. [18].

A mintegy 20 km hosszú ÉK-i csapásirányú hegyvonulat legmagasabb tagjai Sukorótól É-ra a Meleghegy (351 m) és a Templomhegy (320 m). A kutatás szempontjából fontosabb tagok Nadap környékén a Gécsihegy (173 m), a Csúcs-os hegy (268 m), a Csekethegy (194 m) és a Cseplekhegy (223 m). (1. ábra.)

A kutatások rövid ismertetése

A területtel földtani szempontból először *Winkler B.* [35], *Inkey B.* [14] és *id. Lóczy L.* [22] foglalkoztak, akik ismertették a gránitot, a gránit paleozoós köpenyét és a harmadidőszaki vulkánosság kőzeteit. *Vendl A.* adja a hegység első részletes földtani leírását és térképét [34]. *Szalai T.* mutatta ki először a Pusztaedericstől a Velencei-hegységen át a mátrai Lahócahegyig nyúló paleogén vulkáni lánc szerkezetét [28], majd *Teleki G.* korszerű módszerekkel elemezte a hegység nagytektonikai hovatartozását [29]. Velük egyidőben *Bendefy L.* a nadapi országos szintezési alapponttal kapcsolatban foglalkozott a hegység abszolút és relatív kéregmozgási kérdéseivel [2].

Az első mágneses mérést *Páljy M.* közleményéből [25] ismerjük. A Pátka környékén már régebben ismeretes mágnesvasérc kiaknázására alakult társaság 1923-ban kisebb mélységű fúrásokat mélyített, és mágneses méréseket is végzett, de eredménytelenül.

Ennek a pátkai mágnesvasérc-előfordulás kérdésének tisztázására a *Geofizikai Intézet* 1936. évben négy szelvényben földmágneses felvétel hajtott végre. A mérés nagyobb mágneses tömegek jelenlétét még a mágnesvasérc felszíni előfordulásának helyein sem mutatta ki. Ugyanekkor az egész terület általános földmágneses viszonyainak felderítése céljából Lovasberénytől Sárosdig egy hosszabb vonalat is bemértek, melynek során Seregélyes É-i sarkánál közel 400 gammás maximumot találtak [3].

A *MAORT* által 1939. évben ezen a területen végzett földmágneses mérésekről *Kretzoi M.* számol be [20]. *Kretzoi* a velencei maximumcsoportot 400—500 gammás maximumokat magában foglaló strukturának tartotta, melyben a legerjedelmesebb 520 gammás maximum az Agárdtól D felé tartó hosszoválisban helyezkedett el.

1947—48. években jelentek meg *Földváry A.* ipari jelentőségű munkái a Velencei-hegységben végzett földtani kutatásairól. A pátkai fluorit kutatása a későbbi érekkutatásnak lett az alapja [7]. A molibdenit [4] és a rádióaktív anyagok kutatásával [5] pedig a komplex kutatási módszereket vezette be.

A seregélyesi anomália részletes vizsgálatát a *Geofizikai Intézet* 1949. évben végezte el. A földmágneses mérés Seregélyes környékén egy összetett anomáliarendszert tárt fel, melyben az 510 gammás legnagyobb értékű maximum Seregélyestől É-ra helyezkedett el [10].

Az 1950. évtől módszeres földtani, később geofizikai kutatómunka

indult meg, melynek során ismereteink elmélyültek, újraformálódtak, és a problémák lényegesen tisztázódtak. Ebben az évben elkészítették a terület 25 000-es méretarányú új földtani térképét. 1951—52. években kilenc helyen bányászati kutatás indult meg. 1953—55. években a hegység érdekesebb részein 20 fúrást mélyítettek.

1951—55. években a hegység területén földmágneses, gravitációs, elektromos és rádiológiai méréseket végeztek.

A gravitációs méréseket Kápolnásnyék és Lovasberény között a gránitot körülvevő területen hajtották végre [23]. A vázlatosan felmért terület izogamma képe a mágneses mérésekkel is kimutatott hatótömegek jelenlétére utal. A terület aránylag sűrűbben mért részén, Pázmánd és Velence között nagykiterjedésű maximum alakult ki, melynek csúcserőértéke a Cseplek-hegyen helyezkedik el. A mérések hézagossága miatt a gravitációs felvételen a részletek nem bontakoznak ki, ezért a mágneses és a gravitációs mérések egybevetése csak részben lehetséges.

A toposhegyi fluorittelérek és a pátkai ércelérek csapása mentén elektromos Turam-mérések történtek, de a mérések eredményei a hegység igen erős töredezettsége miatt nem voltak kellőképpen kiértékelhetők [18].

A rádiológiai kutatások a Gécsihegyen a greizenesedett kőzet erősebb sugárzását igazolták. A meleghegyi mérések kis területén a gránitmagmatizmus utáni hidrotermális hatásokra greizenesedett és kvarcosodott gránit radioaktívnak bizonyult [18].

1951—52. és 1955. években a hegység egész területén és környékén áttekintő földmágneses felvételt, a nagyobb anomáliák területén részletes méréseket végeztek.

A földmágneses mérések és a földtani kutatások eredményei között mutatkoznak olyan összefüggések, melyek a mágneses tömegek területi elhelyezkedésére és az érintkezési övek elhatárolására vonatkozó problémák további megközelítésére alkalmasak.

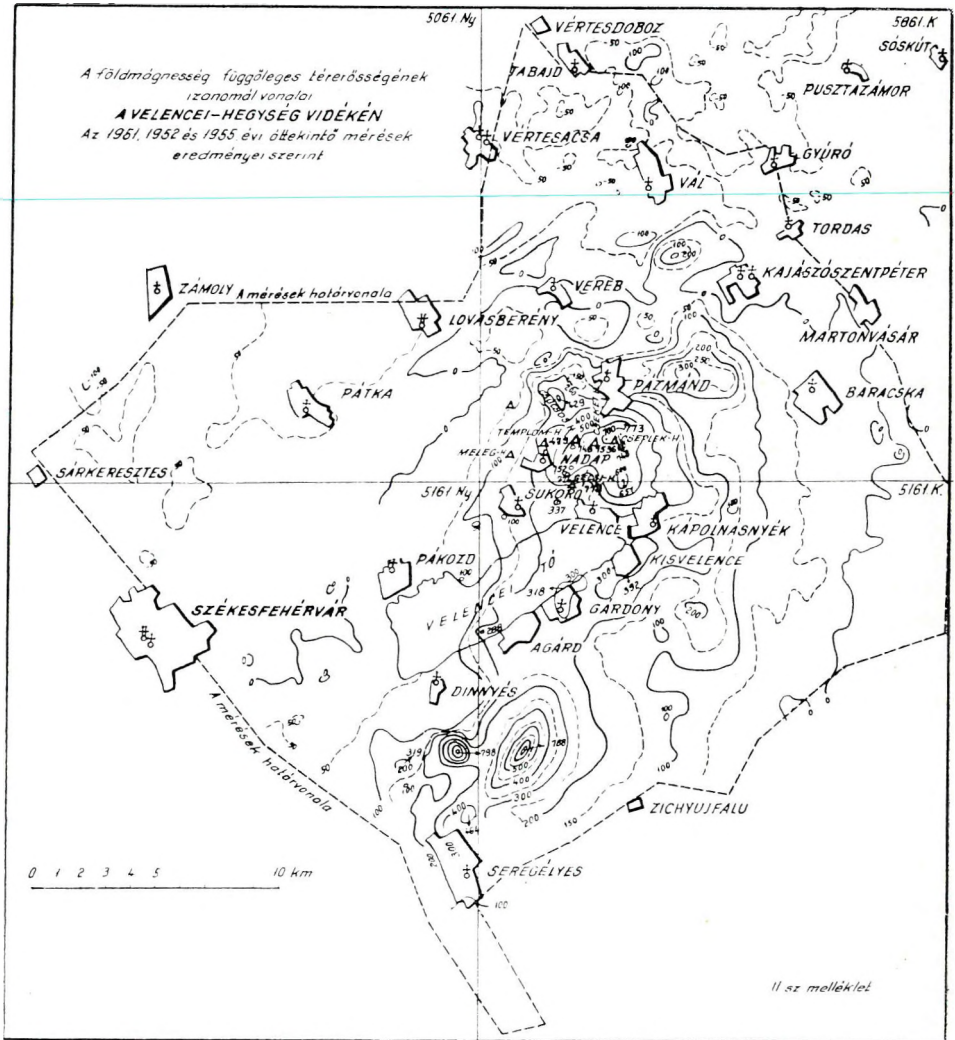
Az áttekintő földmágneses felvételek

A földmágneses felvételek során általában a függőleges összetevő változásait határozták meg. Az áttekintő felvételek mérésüköze a szárazföldön 500 m, a taven 300 m volt.

Az áttekintő felvételek megkezdése előtt néhány ismert ércelőfordulás helyén tájékoztató méréseket végeztek [11]. A Meleghegyen ismert ércelőfordulások felett mindössze 20 gammás, Pátka közelében, a Szűzvári hegyen ennél is jelentéktelenebb változást észleltek. Ezzel szemben a Gécsihegyen és Nadaptól É-ra néhány több száz gammás, a nadapi andezitbányától K-re 800 gammás, Sukorótól É-ra 1 km-re a műút melletti ande-



zitelőforduláson 1800 gammás nagy anomáliát mértek. Ezeknek a nagy anomáliáknak jelentkezése tette indokolttá a rendszeres felvételek elvégzését.



2. ábra.

1951. évben az áttekintő felvételt Székesfehérvár, Pátka, Lovásberény, Pázmánd, Kápolnásnyék, Sukoró és Pákozdi határolta területen hajtották végre [11]. E felvételek eredményeiben mutatkozó anomáliák olyan vonulatok mentén sorakoznak, amelyeknek a folytatását is szükséges volt kinyomozni. Ezért 1952. évben az áttekintő felvételt É felé

Vértesdobozig, K felé Martonvásárig, D felé Seregélyesig, Ny felé Sárkeresztiesig terjesztették ki [19]. A Velencei-tótól É-ra és D-re talált anomáliák összefüggésének tisztázása végett a tó területén is végeztek méréseket.

A felvétel eredményei szerint a maximumvonulat összefüggésén belül három területrész különböztethető meg (2. ábra).

a) A DNy-i részen Agárd és Seregélyes között több nagy anomália található. A területrész legnagyobb kiterjedésű anomáliája Seregélyestől ÉK-re 5 km távolságban levő 788 gammás maximum.

b) Velence és Pázmánd között az anomáliakép jóval változatosabb. Itt a maximumok a vonulat ÉÉK-i főirányában és azonkívül más felismerhető vonulatokban sorakoznak. A Velencei-tó területén végzett mérések eredményei jól illeszkednek a két részterületen talált anomáliák rendszerébe. A tó vonala az anomáliák vonulatában megszakítást nem jelent.

c) A harmadik területrészt a maximumvonulat ÉK-i végénél Tordas és Tabajd községek között a kis kiterjedésű és alacsonyabb értékű anomáliák sorozata jellemzi.

Összefoglalva az eredményeket, az áttekintő mérések Seregélyestől Velencén át Vál irányában mintegy 10 km szélességben húzódó, ÉÉK-i csapásirányú anomáliavonulatot mutattak ki [19].

Ez a szerkezeti egység kiszélesíti a Velencei-hegység eddigi földtani értelemben vett területét a Velencei-tótól DNy-ra Seregélyesig. A Dinnyés és Seregélyes közötti pannonüledékekkel takart területen ugyanazon földtörténeti események mehettek végbe, mint a hegység szűkebb értelemben vett területén.

A részletes földmágneses mérések

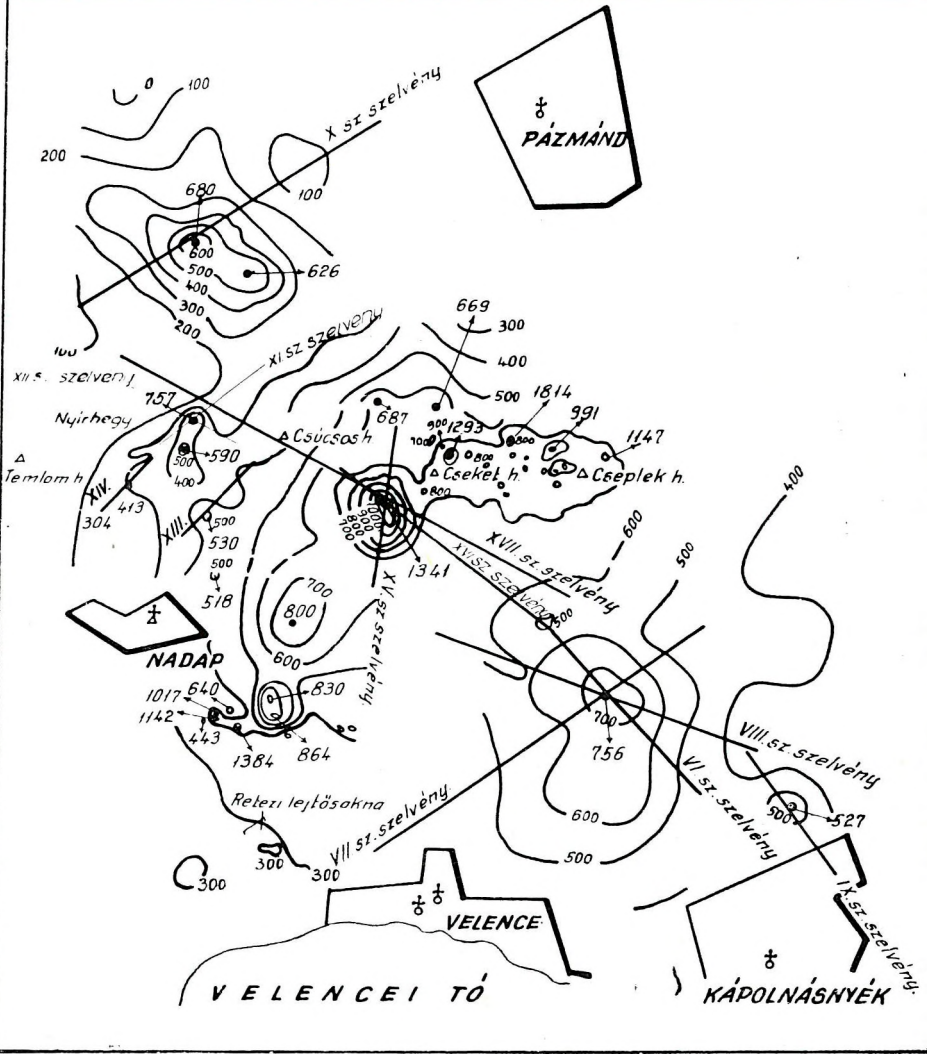
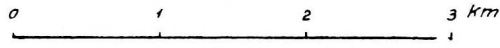
A részletes földmágneses méréseknek az volt a célja, hogy a nagy anomáliák területén azok további tagoltságát, a tagolt anomáliák értékeit kimutassa, továbbá adatokat szolgáltasson az eltakart kőzetek meghatározásához és helyzetéhez.

A részletes mérések első részét 1952. évben a Csúcsoshegy—Cseplek-hegy Ny—K-i irányú vonulatában, továbbá a Gécsihegy környékén végezték. A nagy anomáliákat okozó hatók mibenlétének tisztázására ismert andezitelőfordulások és andezithányák területén is végeztek méréseket. [19]

A részletes mérések eredményei az áttekintő mérések eredményeinek rendszerébe jól beillő, de tovább tagolt és nagyobb anomáliákat jelző képet adnak.

A Csekehegy É-i lejtőjén (3. ábra) az 1293 gammás, a Cseplek-hegy és Cseplekhegy között húzódó völgyben, területünk legnagyobb értékű anomáliáját, az 1814 gammás maximumot találták. Hasonló nagyobb értékű anomáliát mutattak ki a mérések a Cseplekhegy É-i lejtőjén 1147 gamma értékkel. Főleg a Cseplekhegy Ny-i oldalán még számos, nagyobb értékű maximum található, és feltűnő itt az anomáliák

A földmögnesség függleges intenzitásának izonormál vonalai
VELENCE, KÁPOLNÁSNYÉK, PÁZMÁND NADAP
 között az 1952 és az 1955 évben végzett részletes mérések
 eredményei szerint.



3. ábra.

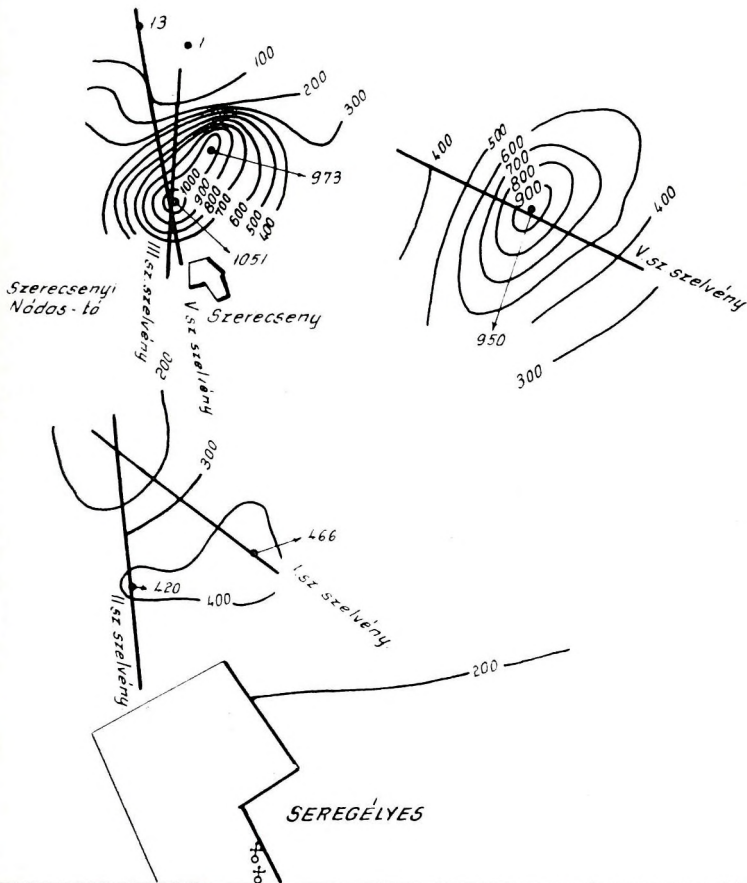
IV.sz.melléklet

VELENCEI TÓ

A földmágnesség függőleges intenzitásának izomódmvonalai

DINNYÉS ÉS SEREGÉLYES
KÖZÖTT

Az 1955 évben végzett részletes mérések
eredményei szerint.



4. ábra.

bonyolult torlódása. A Csekehegy DNy-i részén az 1341 gammás maximum az előbbiekhöz képest jóval nagyobb kiterjedésű és zavartalanabb lefutású.

A Gécsihegy környékén, a területrész É-i felén a nagyobb kiterjedésű 800 gammás maximumot kaptunk, mely egy vonulatba tartozik az előbbi 1341 gammás, és a DNy-ra következő 864 és 830 gamma értékű maximumokkal.

A nadapi andezitbánya környékén több nagyobb értékű maximum szemlélnélhető 1017, 1384 és 1142 gamma legnagyobb értékkel. Az andezit-hatás vizsgálatára végzett mérések eredményeiben ismert andezitek felett általában ugyanolyan rendű anomáliákat nyertek, mint az eltakart területeken.

További részletes mérésekre 1955. évben került sor. Ezek a mérések az 1952. évi részletes mérések területétől ÉNy-ra és DK-re folytak, ahol az áttekintő felvételek szintén nagyobb anomáliákat mutattak ki. Részletes méréseket végeztünk továbbá Dinnyés és Seregélyes között. [33]

Az áttekintő felvételek vonulatai ennek a részletes mérésnek eredményeiben a következőképpen tagozódtak.

A Csúcsoshegytől ÉNy-ra izolált helyzetű, kettősmaximum kibontakozását látjuk 680 és 626 gamma legnagyobb értékekkel. Az ÉNy-i csapásirányú kettősmaximum a 200 gammás értékszintből meredeken emelkedik ki.

A Nyírhegytől K-re kimutatott 757 gammás, É felé meredek maximum egy DNy-i és D-i irányú kisebb vonulat elágazási pontja. A DNy-i vonulat az 590, 413 és 304 gammás, a D-i vonulat az 530 és 518 gammás maximumokból áll. A Cseplekhegytől D-re a nagy kiterjedésű 756 gammás maximum szemlélnélhető. Kápolnásnyéktől É-ra az 527 gammás maximum helyezkedik el.

A Dinnyés és Seregélyes közötti területen a maximumok kevésbé torlódnak egymás közelébe, az anomáliák képe nyugodtabb, elsimultabb és nagyobb területen helyezkednek el (4. ábra).

Dinnyéstől D-re egy relatív minimumöv figyelhető meg 1 és 13 gamma legkisebb értékkel. Ettől D-re az 1051 és 973 gammás kettős-maximum erőteljes képe bontakozik ki. Szerecsenytől K-re a 950 gammás, nagy kiterjedésű maximum szemlélnélhető. A seregélyesi területrész ÉNy-i oldalán a szerecsenyi Nádastóban a nagy kiterjedésű 160 gammás relatív minimum helyezkedik el. Ettől D-re a 466 és 420 gammás maximum látható.

A hatótömegek helyzete, méretei és mágnesezettsége

A mágneses hatást okozó tömegek helyzetének, méreteinek és mágnesezettségének meghatározása céljából 13 maximumon át vezetett 21 szelvényben a mágneses térerősség vízszintes összetevőjének anomáliáit is meghatároztuk.

A mérések eredményeiből *Haáz Istvánnak* a mágneses hatású ferde rétegre vonatkozó eljárásával [8, 9] a ható közepét [c], mélységét (m),

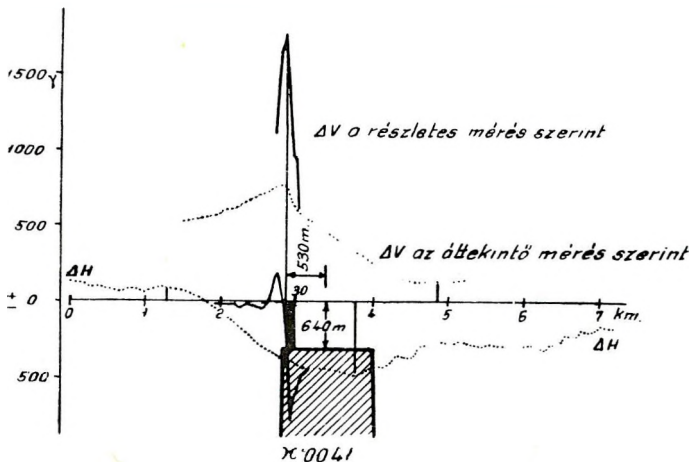
szélességét (D), dőlésszögét (i) és szuszceptibilitását (κ) számítottuk ki. Az így nyert eredményekből a számított ható hatását is meghatároztuk.

A csekehegyi 1814 gammás maximumnál (5. ábra) az É—D-i irányú szelvényben a vízszintes összetevő menetében jól megkülönböztethető egy nagyobb kiterjedésű hullám és erre a ΔV_{\max} helye tájékán ráerakódó kisebb kiterjedésű hullám. Ezért itt lehetővé vált a nagyobb

A földmágnesség vertikális és horizontális intenzitásának anomáliái

A CSEKET-HEGY

$\Delta V = 1814 \gamma$ értékű maximumán átmenő D—É irányú szelvényben a mélyebben levő és a közelebb levő számított ható alakulat ábrázolásával.



5. ábra.

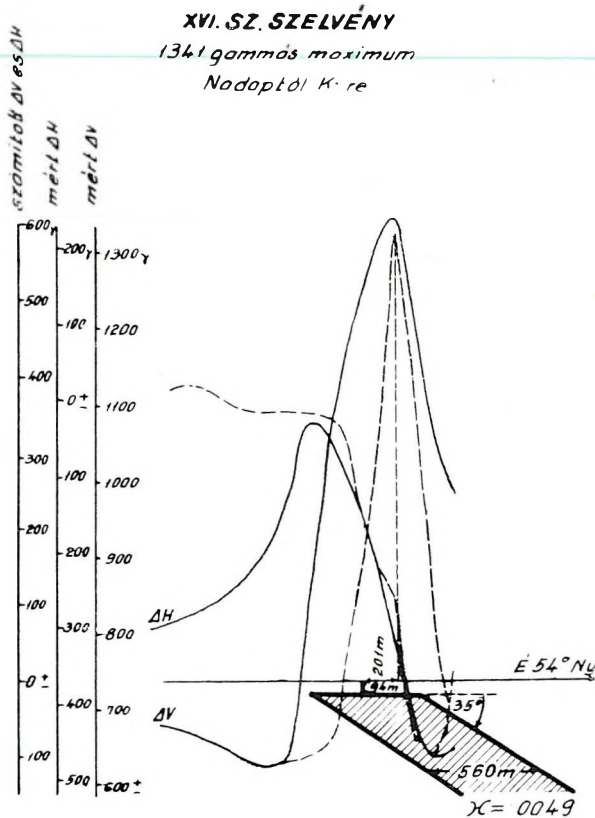
kiterjedésű, mélyebben levő hatónak és a kisebb kiterjedésű, a felszínhez közelebb levő hatónak szétválasztása. A számítás eredménye szerint a mélyebben levő ható közepének felszíni vetülete 530 m-re van É-ra a ΔV_{\max} helyétől, ahol a ható mélysége 640 m, szuszceptibilitása pedig: ,0041. A felszínhez közelebb levő ható közepének felszíni vetülete 30 m-re van É-ra a ΔV_{\max} helyétől, ahol a ható mélysége 17 m, szuszceptibilitása pedig: ,0038. [12]

Az 1341 gammás maximumnál (6. ábra) az ÉNy-i irányban mért vonalban kapott eredmények szerint az 560 m széles ható közepének felszíni vetülete 201 m-re helyezkedik el a ΔV_{\max} helyétől a ΔV_{\min} felé. A ható mélysége 94 m, dőlésszöge 35° . A számítási eredmények értékelésénél óvatosságra int az a körülmény, hogy a többi hatóra vonatkozó számításainktól jelentősen eltérő dőlésszöghöz jutottunk. [33]

A Nyírhegytől É-ra a 680 gammás maximumra vonatkozó X. sz. szelvényben (7. ábra) a ferde réteg dőlésszöge 110° ; a tömeg 152 m szélesség-

ben, 263 m mélységben helyezkedik el; tengelye a ΔV_{\max} -tól 89 m-re van a ΔV_{\min} felé. A ható szuszeptibilitása: ,0138, ami többszöröse a többi hatóra számított szuszeptibilitás-értékeknek. [33]

A Csúcsoshegytől Ny-ra a 757 gammás maximumnál a XII. szelvényben (8. ábra) a dőlésszög 90° -nál kisebb (83°); a ható szélessége 26 m, mélysége mindössze 14 m, és tengelye 12 m-re van a ΔV_{\max} -tól a ΔV_{\min} felé [33].

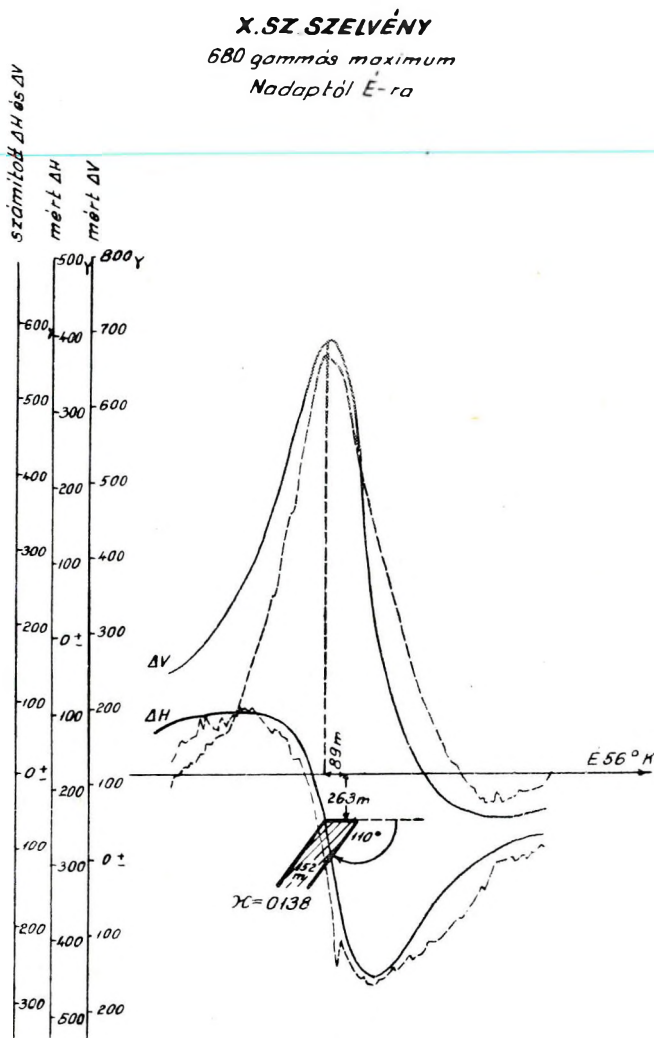


A Csúcsoshegy Ny-i lábánál levő 530 gammás maximumon vezetett XIII. sz. szelvényben (9. ábra) kapott eredmények szerint a ható közepe 29 m-re helyezkedik el a ΔV_{\max} -tól a ΔV_{\min} felé; a tömeg dőlésszöge 103° , mélysége 64 m, szélessége 92 m [33].

A Templomhegytől DK-re a 413 gammás maximumra vonatkozó XIV. sz. szelvényben (10. ábra) a tömeg 40 m mélységben, 84 m szélességben, 89° -os dőlésszöggel 14 m-re adódott a ΔV_{\max} -tól a ΔV_{\min} felé [33].

A Dinnyéstől D-re levő 1051 gammás maximum hatóadatait a III. és IV. sz. szelvények mérési eredményeiből határoztuk meg. A III. sz.

szelvényben (11. ábra) a 108° dőlésszögű, 783 m széles hatótömeg közepe 189 m mélységben, a ΔV_{\max} -tól 283 m-re a ΔV_{\min} felé helyezkedik el. Ugyanez a tömeg a IV. sz. szelvény adatai szerint (12. ábra) közelítő



7. ábra.

egyezőssel: 98° -os dőlésszöggel, 700 m szélességben, 240 m mélységben, közepével a ΔV_{\max} helyétől 200 m-re a ΔV_{\min} felé adódott.

Dinnyéstől DK-re levő 950 gammás maximumra vonatkozó V. sz. szelvényben (13. ábra) a ható tengelye a ΔV_{\max} helyétől 200 m-re helyez-

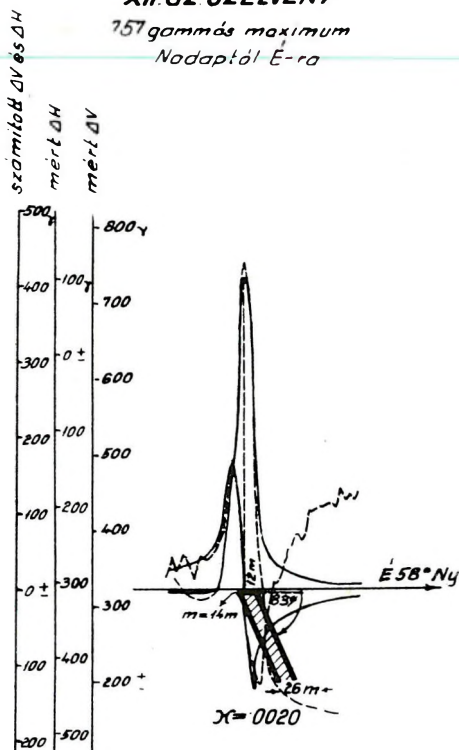
kedik el a ΔV_{\min} felé. A ható mélysége 280 m, szélessége 498 m, dőlés-
szöge 125° , szuszceptibilitása: ,0061 [33].

Számítási eredményeink alapján a hatók helyzetéből, méreteiből és
mágnesezettségéből a következő területi összefüggések állapíthatók meg.

A csekethegyi 1814 gammás maximum tömegének É—D-i irányú
1240 m-es szélességéből arra lehet következtetni, hogy a Csúcsoshegy

XII. SZ. SZELVÉNY

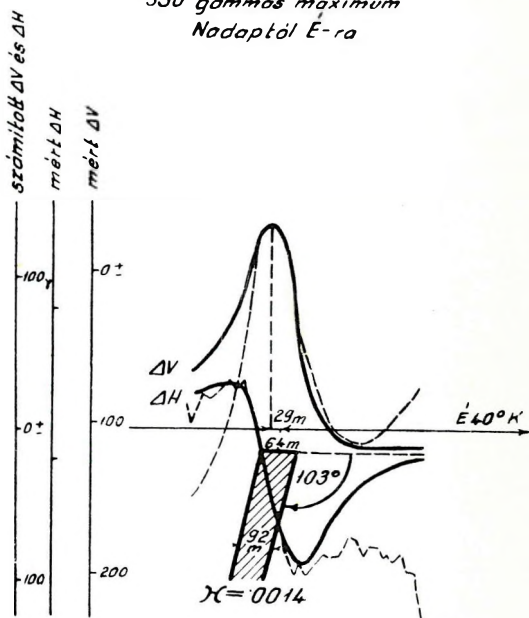
757 gammás maximum
Nadaptól É-ra



8. ábra.

XIII. SZ. SZELVÉNY

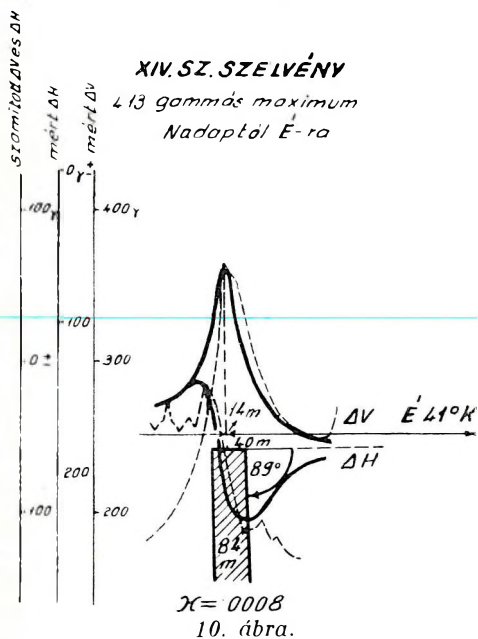
530 gammás maximum
Nadaptól É-ra



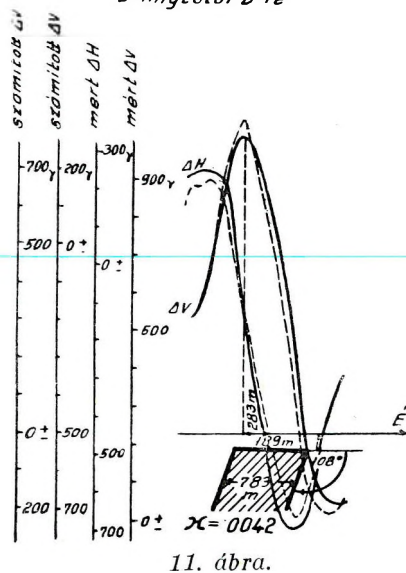
9. ábra.

és a Cseplekhegy között egyetlen nagytömegű mélységi ható helyez-
kedik el, melynek 1293, 1147 gammás és többi csúcsértékei csak másod-
lagos maximumok. Ennek a nagytömegű hatónak mélysége az 1814
gammás maximumon át vezetett szelvényben 640 m. Az itt számított
,0041 és az 1293 gammás maximumnál kimutatott ,0023 szuszceptibilitás
értékek közötti különbség az itt mélyített fúrások eredményei szerint a
kőzetbomlás különböző előrehaladottságával magyarázható.

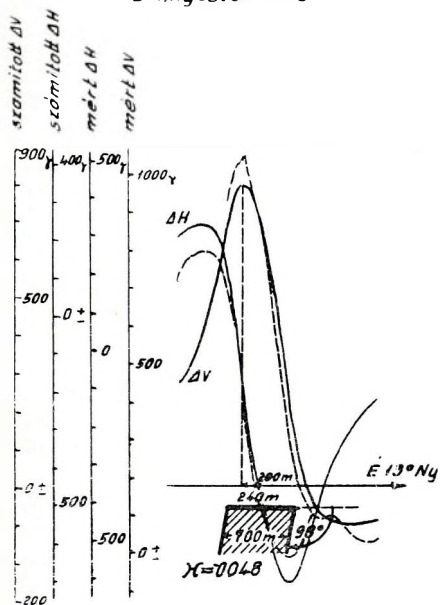
Ettől D-re feltételezhető ÉNy—DK-i irányú törésvonalban az 134,
756 és 527 gammás maximumok hatótömegei helyezkednek el. A tömegek
276—570 m szélesek, és mélységükre az előbbieknél kisebb 94—208 m
nagyságú értékek adódtak. Szuszceptibilitásuk DK felé ,0049-től ,0014-ig



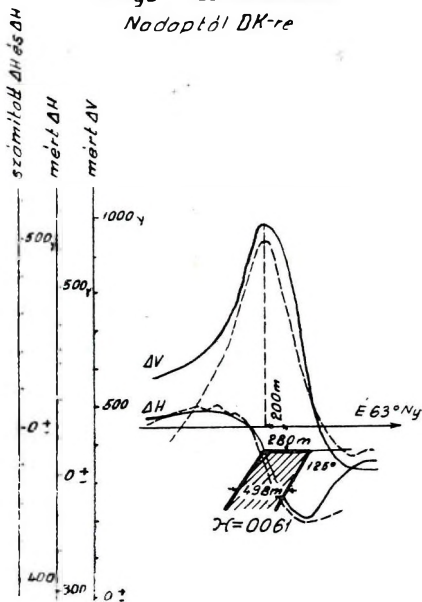
III. SZ. SZELVÉNY
 1051 gammás maximum
 Dinnyéstől D-re



IV. SZ. SZELVÉNY
 1051 gammás maximum
 Dinnyéstől D-re



V. SZ. SZELVÉNY
 950 gammás maximum
 Nadaptól DK-re



csökkenő értékeket mutat. Dőlésszögük iránya és nagysága változatos. Nadaptól É-ra 1 km² területen elhelyezkedő 757, 630 és 413 gammás maximumok hatótömegeit felszinközeli keskeny méretek jellemzik. Mélységük 14—40 m, szélességük 26—92 m, dőlésszögük 67—103°, szuszceptibilitásuk ,0008—,0020 alacsony értékek között változik.

A Nadap és Pázmánd között a fenti három hatótömegcsoportba nem illeszthető be a Nyírhegytől É-ra kimutatott 680 gammás maximum hatótömege a kiugró ,0138 szuszceptibilitás értékével.

A Dinnyés és Seregélyes közötti területen elhelyezkedő maximumoknál a számítások eredményei a tömegek dőlésszögére ÉK-i irányú 98—132°, mélységére 188—370 m, szélességére 476—1074 m közötti értékeket adtak. A tömegek szuszceptibilitása D-ről É és Ny felé ,0021-től ,0061-ig nő. A területrészt izonomálképe és a számítások eredményei alapján feltételezhető, hogy a felszín alatt három nem homogén összetételű mágneses tömeg helyezkedik el.

A HATÓSZÁMÍTÁSOK ADATTÁBLÁZATA

A szelvény száma	Szélsőértékek				Hatóadatok				
	ΔV_{\max}	ΔV_{\min}	ΔH_{\max}	ΔH_{\min}	<i>c</i>	<i>m</i>	<i>D</i>	<i>i</i>	α
	gamma				méter			o	—
I.	466	160	201	—29	457	254	1074	132	,0021
II.	420	159	232	—51	233	370	476	115	,0026
III.	1051	4	264	—642	283	188	783	108	,0042
IV.		75	260	—550	200	240	700	98	,0048
V.	950	374	188	—192	200	280	498	125	,0061
VI.	756	546	70	—87	287	158	598	140	,0014
VII.		340	54	—134	156	208	492	113	,0021
VIII.		338	—6	—28			képzetes		
IX.	527	338	102	—64	125	196	276	117	,0019
X.	680	75	—94	—460	89	263	152	110	,0138
XI.	757	296	—256	—317			képzetes		
XII.		304	—140	—298	12	14	26	83	,0020
XIII.	530	382	—100	—228	29	64	92	103	,0014
XIV.	413	296	—90	—190	14	40	84	89	,0008
XV.	1341	1140	258	—503			képzetes		
XVI.		550	6	—496	201	94	560	35	,0049
XVII.		520	20	—415			képzetes		

A mágneses hatótömegek közettani meghatározása

A hegységben végzett földmágneses mérések alkalmával mindig foglalkoztak a mágneses hatótömegek közettani meghatározásának kérdésével.

Fekete J. az 1936. évi földmágneses mérések eredményeit azzal magyarázta, hogy a pátkai területen a kisebb anomáliákat a gránit, a terület DK-i részén mutatkozó nagyobb anomáliákat eltakart andezit okozza. Seregélyes ÉK-i részén talált közel 400 gammás anomália pedig elfedett eruptív kőzet hatásának tulajdonítható [3].

Kretzoi hangsúlyozta, hogy a velencei maximumcsoport a hegység ismert gránittömegétől független. A gránitok alig befolyásolták a mágneses intenzitást, de annál nagyobb hatást mutattak a piroxénandezitek. Ezek alapján arra következtetett, hogy a felszínközélen valószínűleg helvét-korú vulkáni tömegeket (andeziteket) sikerült kimutatnia [20].

Kretzoi álláspontjához csatlakozva *Vajk R.* 1940-ben [31] és 1943-ban [32] azt írja, hogy a Velencei-hegység gránitmasszívumát vulkáni intruziók és telérek járják át, és a mágneses anomáliákat ezek okozzák.

Ezzel szemben *Schejffer V.* és *Kántás K.* 1949-ben megjelent tanulmányukban az anomáliákat a velencei gránit lakkolitjának tulajdonították, de ők is megjegyzik, hogy a területen olyan gránitfajták is vannak, amelyeknek mágneses szuszceptibilitása alacsony értékű, úgy-hogy számottevő mágneses hatásuk nincs. [26]

Haáz I. a tájékoztató mérések során a Sukoró közelében ismeretes andezit-előforduláson észlelt 1800 gammás nagy változából azt a következtetést vonta le, hogy a Gécsihegy, a Csekehegy és a Cseplekhegy vidékén eltakart területen talált nagy anomáliák eltakart andezittől vagy más, erősen mágnesezett eltakart eruptívumtól származhatnak. [11]

Az áttekintő felvétel a hegység gránitterületét anomáliamentesnek mutatta. A hegységből begyűjtött kőzetekre vonatkozó szuszceptibilitást meghatározó vizsgálat [1] eredménye szerint az észlelt mágneses hatásokat a rendkívül alacsony szuszceptibilitású (,000051) gránitnak tulajdonítani nem lehetett. Ellenben az andezit szuszceptibilitása (,002133—,002190) egyezett a számítási eredmények szuszceptibilitás-értékeinek nagyságrendjével, amiből *Haáz I.* azt a következtetést vonta le, hogy a Velencei-hegységben ismeretes eruptívumok közül csak az andeziteknek van akkora szuszceptibilitásuk, amely a kimutatott mágneses hatások magyarázatára elegendő lehet. Felhívta azonban a figyelmet arra, hogy a Cseplekhegy anomáliás területén ismeretes hidrohematit előfordulások mintadarabjai az andezitdarabokkal megegyező rendű hatásokat mutatnak. Ez arra figyelmeztet, hogy a Cseplek-hegyi kisebb-nagyobb anomáliák némelyike a hidrohematittal is összefüggésben lehet [12].

Jantsky B. az 1952. évi földmágneses mérések hivatalos kiértékelésében [15] ezt az álláspontot a következő elgondolásokkal egészítette ki.

A mágneses hatóanyagok zónája Seregélyestől Verebig összefüggő, azonban különböző intenzitású részegységekre bomlik. A maximumok alakja, topográfiai elhelyezkedése és kapcsolata a felszínen levő kőzetekhez arra mutat, hogy a földtörténeti események során lezajlott kéregmozgásos szakaszokban a hegység területén törések, torlódások keletkeztek, és az erősen összetöredezett hasadékokban andezitmagma tört fel, mely helyenként a felszínig is eljutott, és nagy kiterjedésű hatótömegben több mágneses maximumot okoz. A mágneses hatás azonban nem tulajdonítható kizárólag andezitnek, hanem a hegység központi területén a mágneses anomáliák egy részét pneumatolitos és hidrotermális kvarcosodással együttjárt oxidos, szulfidos metallogenezis útján létrejött érces tömeg okozhatja.

Az ércesedés lehetőségét alátámasztja *Földváry A.*-nak az 1947. évben Velence községben mélyített fúrás földtani szelvényéhez fűzött

értelmezése is, mely szerint a hegység szegélyén, bányászatiilag elérhető mélységben megtalálható a gránittörmzs felett elhelyezkedő paleozói rétegcsoport, mely változatos kőzettani felépítésével alkalmas lehet érctelepek képződésére. [6]

A hegység kőzettani felépítése

A földmágneses mérések és a földtani kutatások eredményei között fennálló összefüggések további vizsgálata előtt meg kell ismerkednünk a hegység kőzettani felépítésével és az 1951—55. évi földtani kutatások eredményeivel.

Nagyszerkezetiileg a hegység hovatartozása lezárt kérdés. A Velencei-hegység tagja a kárpátmedencei varisztikum belső vonulatának, mely a Balaton D-i szegélyén húzódik és a Velencei-hegységen, a Nógrádi Dombvidéken, a Ny-i Mátrán, és a Salgótarjáni Medencén át torkollik a Gömör-Szepesi Érchegység vonulatába [18; 105. old.]

Amint már a régi irodalom is felismerte, a hegységet felépítő vezéreközetek:

a gránit paleozoós palaköpenye,
a gránit és teléres képződményei és
az andezit.

A paleozoós palaköpeny

A gránitot határoló palaköpeny megmaradt darabjait *Vendl A.* a következő részekre osztotta (14. ábra); a csalai felsőmalom—Kórákáshegy, Vargahegy, Sághegy, Vaskapuhegy, a Meleghegy É-i oldala, az Antóniahegy és a Gécsihegy félkörös helyzetű foltjai. Ezek elhelyezkedéséből a palaköpeny aszimmetrikus voltára és a déli szárny lezökkenésére következtetett. Az É-i oldal teljes palaköpenye és a D-i oldal lefosztottsága a hegységnek féloldalas jelleget kölcsönöz. [34]

Lóczy L. [22] és *Vadász E.* [30] a kontaktpalaköpenyt a balatonfelvidéki fillitsorozat tagjának tekinti, mert abban kőzettanilag ugyanazok a tagok ismerhetők fel. Ebből következik, hogy a velencei gránit palaköpenye a Balatonfelvidék regionális metamorfózist mutató fillitsorozatának folytatása, és korát tekintve a devon-alsókarbonba tartozik [18; 7. old.]

Az elsődleges paleozoós szerkezet gyenge gyűrődése mellett a gránit és a pala érintkezési övét a nagy határtörések irányában és arra merőlegesen törések és vetődések járják át. A törések egy része a gránit-magmatizmussal, más része az andezitvulkánossággal kapcsolatos. Kőzettanilag különbséget teszünk regionális metamorfózis és kontakt-metamorfózis között, mely folyamatok után a kőzetek még pneumatolitos és hidrotermális átalakuláson is átmentek, miközben turmalinosodással és piritesséssel kísért kaolinosodás fejlődött ki. [18; 11. old.]

A gránit

A Velencei-hegységet a felsőkarbonba, ill. a varisztikus gyűrődés szudétai szakaszába helyezhető gránitintrúzió hozta létre [18; 22. old.], mely mint orogén, hipabisszikus alakulat benyomult a paleozoós antiklinális szerkezetbe. [18; 106. old.]

A Velencei-hegység kb. 40×7 km nagyságú gránitpluton, melyet a D-i oldal kivételével részben összefüggő palaköpeny borít. A jelenlegi felfogás szerint a felszínen levő gránittömeg egy sokkal nagyobb mélyszinti tömeg felboltozódása. A tömeg területe valószínűleg 1200—1400 m mélységben 700 km² körüli. [17] A gránitkupola, mint a gránitintrúzió legutolsó és legsavanyúbb differenciációs terméke jutott felszínközelbe. [18; 22. old.]

A gránittömeg elsődleges alakja a gránitporfirral és aplittal kitöltött elsődleges hasadékok irányából következtenve ÉK—DNy-i irányban formált ovális test volt. A gránittömeg jelenlegi másodlagos alakja a hegység négy oldalról való szerkezeti elhatároltsága ellenére szabálytalan alakú, mely DNy felé lencsésen elvékonyodik, ÉK-en pedig a Vaskapu-hegy—Meleghegy, Gécsihegy vonalában kiszélesedik, és eltűnik a vele tektonikusan érintkező fillitösszet takarója alatt. [17] Morfológiailag egyedül a Váli-árok felé határolódik el nagy leszakadással. [18; 22. old.]

A gránitpluton felszíni vonulatát a móri- és a váli-árokkal párhuzamos nagy törések három részre tagolják. [18; 24. old.] A DNy-i tag a Ráchegytől Kifaludpusztáig terjed, majd Pátka és Pákozdt között ismét felbukkanva a pannonrétegek alól, nagy területen helyezkedik el. Az ÉK-i gránittag a Kazalhegytől a Gécsihegyig, É felé a Vaskapu-hegyig, D-i nyúlványa a Szűnyogszigetig terjed. [18; 22. old.]

A velencei gránit típusa egységes, csak a differenciáció kémiai viszonyainak megfelelően alakultak ki helyenként eltérő faciesek, melyek a következők: alapgránit, a szegélyzónák porfiros gránitja, aplitoid telérgránit és autometamorf gránit. [19; 25. old.]

A típusos velencei gránitot a Meleghegy—Tomposhegy gránittömege képviseli. Ez ortoklász-oligoklász gránit, mely szép, dekoratív külsejű, de nagyfokú töredezettsége miatt díszítőkének nem használható. Az alapgránit szegélyfaciese a porfiros szövétű gránit, mely a hegység legbázisosabb, tehát Fe-ben, Mg-ban és Ca-ban leggazdagabb, kova-savban pedig a legszegényebb gránitfélesége. Az aplitoidgránit telérszerű képződmény változatos biotit nélküli turmalinos és aprószemű biotitos övekkel, gránofiros szerkezettel. Az autometamorf gránit pneumatolitos-hidrotermális elbomlásból származik, a Gécsihegyen és a Meleghegyen fordul elő.

A kialakult gránitmagma térfoglalása, differenciációja és megmerevedése után a magmás fejlődés telérképződési szakasza következett, mely hegységünkben a felszínközeli viszonyok miatt rendkívül intenzív volt. A nagy számban szétnyíló hasadékok közül a szélesebbeket kitöltő magma gránitporfirként, a vékonyabbakba benyomuló aplitként merevedett meg. A széles és hosszú telérek rajokban szelik át a gránit felszínen levő egész tömegét. Ezek irányba megegyezik a hegység csapásával.

A teléreknek a hegység csapásától eltérő iránya telérképződés utáni mozgásokra utal. Leggyakoribbak a gránitporfir-telérek, melyek vastagsága elérheti a 150 m-t, hosszúságuk pedig több km is lehet. [18]

A felszínközeli viszonyok miatt a hegység pegmatitjei nem telérek, hanem fészkes alakban fejlődtek ki. A pegmatitra jellemző az üreges szerkezet, mely fejlődése zárószakaszán ércekkel lehetett kitöltve, melyek a hidrotermális folyamatok során onnan kilúgozódtak. Mindebből arra lehet következtetni, hogy a gécsihegyi pegmatitmező alatt ércásvány kitöltésű pegmatitképződmények lehetnek, [19; 30. old.]

A gránitmagmatizmus pneumatolitos szakaszának autometamorf képződményei: a turmalinos palaszegély, turmalinos gránit, gránitporfir, aplit, fluoritosodott, turmalinosodott, muszkovitosodott és albitosodott gránit, molibdénites kvarcosodás gránitban, aplitban és kontaktmetamorf palában. [19; 34. old.]

A turmalinosodás a gránit-palaburok kontaktszegélye mentén a gránitot teljesen körülveszi. A legerőteljesebben turmalinosodott szakasz az Antónia-hegyen van, a Meleghegy irányában. [18; 34. old.] A Gécsihegy központi szakaszán a gránitban és aplitban előforduló turmalinos öv egybeesik a pegmatitos mező kiterjedésével. A fluoritosodott gránitban a fluorit mindig a bomló földpát szegélyén helyezkedik el. A molibdenit a gécsihegyi retezi lejtőaknában észlelhető legjobban. Fejlődésének törvényszerűsége, hogy a pegmatitképződés után a földpát nélküli kvarcerekben optimális hőmérsékleten molibdenit, a hőmérséklet csökkenésével pirit képződött. [18; 40. old.]

A velencei gránitmagmatizmus hidrotermális szakasza a pneumatolitos szakaszból folyamatosan fejlődött, és a csökkenő hőmérsékletnek megfelelően a baritos zárószakaszig tartott. A gránit bomlásának hipotermális és mezotermális fokán a szericitesedés, epitermális fokon pedig a kaolinosodás jellemzője, miközben biotittartalma állandóan csökken. [18; 43. old.] Az utómagmás fejlődés még magas hőmérsékletű szakaszára jellemző a gránit, gránitporfir és aplittelérek hidrotermális lebontása, berezitesedése. [18; 44. old.] A berezitesedést az ércelérek kifejlődése előtti hidrotermális hevezető szakasznak kell tekinteni, mely mobilizálta a gránit és a gránitporfir vízben oldódó komponenseit. [18; 45. old.] A berizetesedés piritesedéssel, szericitesedéssel, kisebb mértékben kaolinosodással kísért kvarcosodás, miközben a Fe-, Mg-, Ca- és Na-tartalmú ásványok elbomlanak, alkatrészeik migrálnak. [18; 49. old.]

A gránitmagmatizmus további hidrotermális képződményei a szétnyíló hasadékokat kitöltő telérek, melyek sokszor több száz méter hosszúságban a külszínen is nyomozható módon, éles tarajok, kiemelkedő dombosorok alakjában jelennek meg. A telérek későbbi mozgások következtében szétdarabolódtak, és részeik egymástól kisebb-nagyobb távolságra elvetődtek. [18; 58. old.] A telérek érces, fluoritos vagy karbonátos telérek, melyek a hegység középponti tömegét, a Sárhegyet, a Tomposhegy K-i felét és a Meleghegytől Ny-ra eső gránitfelsíkot veszik körül. Jellegetességük, hogy eredeti ásványi kitöltésük kilúgozódott és helyük üresen maradt. [18; 53. old.] A töréses öv, mely mentén a telérek kifejlőd-

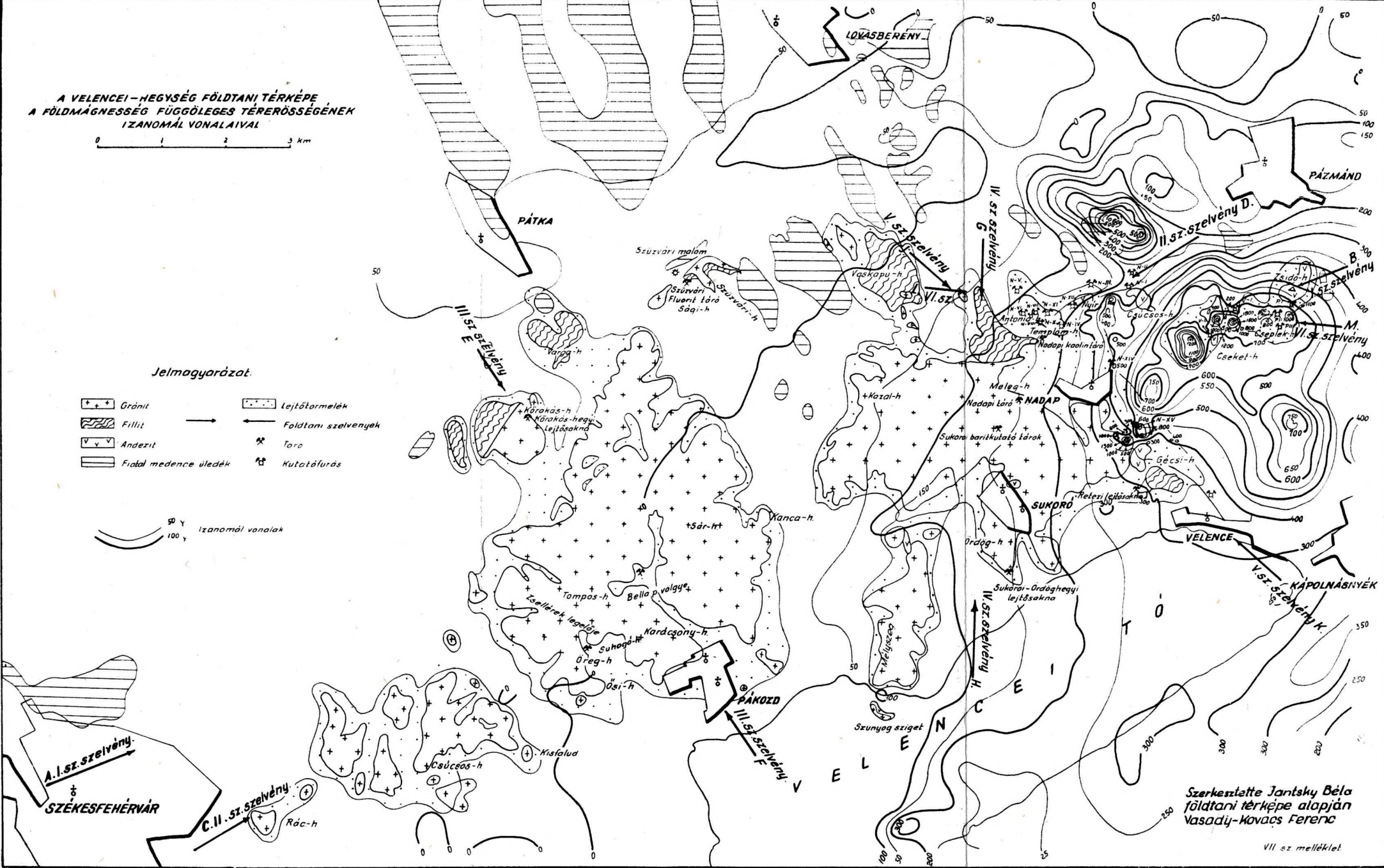
**A VELENCEI-HEGYSÉG FÖLDTANI TÉRKÉPE
A FÖLDMÁGNESÉG FÜGGŐLEGES TÉRERŐSSÉGENEK
IZANOMÁL VONALAIVAL**

0 1 2 3 km

Jelmagyarázat:

- | | | | |
|--|-----------------------|--|---------------------|
| | Gránit | | Lejtőtörmelék |
| | Filizit | | Foldtani szelvények |
| | Andezit | | Taro |
| | Fialat medence üledék | | Kutatófúrás |

50 y
100 y
Izonomál vonalak



Szerkesztette Jantsky Béla
földtani térképe alapján
Vasadi-Kovács Ferenc

VII sz. melléklet

14. ábra.

tek, az egész hegységet átszelő, valószínűleg nagy mélységekig lenyúló hasadékok rendszere, ami a telérek megítélése szempontjából igen fontos. [18; 63. old.]

Az andezitvulkanizmus

A lezajlott földtani folyamatok zárószakasza az igen nagyarányú andezitvulkanizmus volt, mely az előzően keletkezett szerkezeti vonalak mentén fejlődött ki és kora — *Schréter Z.* és *Mauritz B.* vizsgálatai szerint — a felsőeocén volt. [24] Az andezitvulkánosság első közettani és földtani ismertetését *Vendl A.* adta. [34] A hegység ÉK-i szerkezeti vonalain mentén Sukoró, Nadap és Velence között a gránit erősen összetöredezett, hasadékaiban andezitmagma tört fel, és helyenként a felszínig is eljutott.

Az andezit vulkános eredetét bizonyítja, hogy helyenként a felszínen andezitkürtök, andezitkocsányok, a repedéseket kitöltő andezittelérek vannak, és hogy a fúrások andezittufát, andezitagglomerátumot harántoltak. [18; 70. old.] Ezek a megállapítások több vitás kérdésre adtak választ. Ezek közé tartozik, hogy a felszínen levő alunitosodott és limonitosodott kőzetek az andezit és az andezites pyroklastikum bomlásából keletkeztek. Ez a folyamat legerősebb a Cseket- és a Cseplekhegyen, ahol a felszínen limonitosodott kőzetsziklák *Vendl A.* szerint vasércnek is beillenek. [34]

Az andezitmagma feltörés közben asszimilálta a normális és az autometamorf gránitot, a palát és azoknak kisebb-nagyobb darabjait magába zárta. A vulkanizmus megszűnte után erős szerkezeti mozgások léptek fel, melyek nagy töréseket, vetődéseket, kisebb andezitfeltolódást és felpikkelyeződéseket idéztek elő. A fúrásokból megállapítható, hogy az eocén vulkáni tevékenységet nagyarányú utóvulkáni hidrotermális folyamat kísérte, melynek központja a Nadap—Pázmánd közötti területre esik. Az andezit felszíni kibúvásainak helyein, az andezitfejtőkben azért volt csökkent hidrotermális tevékenység, mert ezek a hidrotermális központ szegélyövezetében helyezkednek el. Négy fúrás már nagyarányú fokozatos elbomlásról tanúskodik, a többi fúrás azonban a felismerhetlenségig elbomlott, teljesen átalakult, másodlagos kvarcosodott, piritesedett, főleg kaolinosodott kőzetanyagot harántolt, melyben a régi kőzet-szerkezetnek, szöveteknek, ásványoknak nyoma sem található. [18; 71—72. old.]

Az andezitvulkánosság utáni hidrotermális folyamatokat időben és hatásban el kell választani a gránit-hoz kapcsolt utómagmás pneumatolitos és hidrotermális folyamatoktól, mert a két folyamat egymástól messze eső földtörténeti korokban, eltérő hőmérsékleti viszonyok és geokémiai feltételek mellett játszódott le, és eltérő elem- és kőzetasszociációt eredményezett. Az utóvulkáni folyamatok a korábban kialakult pneumatolitos és hidrotermális képződmények elemeit újból mobilizálták. A turmalinos palában a turmalin eltűnése és piritesedés, az autometamorf gránitban másodlagos kvarcosodás, piritesedés és kaolinosodás,

az andezitben pedig a felszínen és felszínközéiben alunitosodás és limonitosodás, lejjebb limonitosodás, majd kaolinosodással kísért piritosodás jelzi a későbbi hidrotermális tevékenységet. [18; 72—74. old.]

A pannonüledékek

Figyelmet érdemel a hegység érintkezésének módja a pannonüledékekkel, ami kapcsolatos a hegységet határoló törések helyzetével. Töréses, meredek esést csak a váli ároknál találunk. A többi törésnél tagolt partszegély fejlődött ki, melyek mentén a pannontenger számos öblöt képezve mélyen benyomult a hegységbe. [18; 67. old.] A hegység központi részein éppúgy, mint a peremén szóródó, laza homok jelzi a pannoniai tenger előntésének nyomait, mely a hegységet csaknem teljesen elborította, s abból csak a Tompos-hegy, Meleg-hegy és Templom-hegy legmagasabb részei meredtek ki, szigetként.

A pannoniai tenger lefolyása után tetemes lepusztulás ment végbe, amit a pannoniai rétegekbe ágyazódó hatalmas kőgörgöttek és apróbb törmelékek mutatnak. A pannon lepusztulás maradványai a Gécsi-hegy csúcsa közelében található kavics, továbbá a Cseplek-hegy és Zsidó-hegy közötti terület vastag kavicsstakarója, mely a hegység közeteiből képződött. [18; 82—83. old.]

A pannoniai rétegek jelenleg a 240 m-es rétegvonalig húzódnak fel. Nem valószínű, hogy a tengerfenék valamikor ilyen magasan lett volna. Inkább az feltételezhető, hogy a pannon óta a hegység jelentős mértékben kiemelkedett, és ezáltal nyerte a pannoniai rétegekkel határolt mai alakját. [18; 82. old.] A kiemelkedés mértékét *Bendefy* mutatta ki, mely szerint a mozdulatlan feltelezett alappont szintje 30 év alatt 30 mm-rel emelkedett ki. Eszerint a pannoniai rétegek 240 000 év alatt 240 m-rel emelkedtek a régi szint fölé. [2]

Bányászati kutatások

A terület morfológiájának és kőzeteinek változatos kialakulását, a kőzetbomlási és ércsedési folyamatok mibenlétét az 1951—52. évi bányászati kutatások derítették fel.

Ezekben az években a hegységben kilenc tárót nyitottak, melyek a nadapi kaolintároló kivételével a gránitban települtek, tehát a gránitbomlásról és a gránittal érintkező fillit metamorfózisáról szolgáltatnak adatokat.

A külszínen található telérkibúvások mélyebb szintű megkutatására létesült Sukoró-ördöghegyi lejtőszakna tektonikailag erősen igénybevett szakaszon haladt át, melyekben egymást érték a hatalmas törések és vetődések, melyek a telérrészeket kisebb-nagyobb távolságra dobták. A telérek alapanyaga kvarc, melyből a galenit, szfalerit és kalkopirit sok helyen kilúgozódott, és a helyükön képződött üregek azzal magyarázhatók, hogy a gránitmagmatizmushoz kötött ércsedést követően az andezitvulkánossággal együttjáró tektonizmus a teléreket szétdarabolta.

majd az utóvulkáni hidrotermális oldatok az érceket kilúgozták. [18; 94. old.]

A pátkai kőrákáshegyi lejtőknában a többszöri törésekkel összehabdalalt gránit-rögöt a mélységben is megkutatták, miközben a hidrotermálisan bomlott, berezitesedett gránit telérdarabjaiban szfalerites, fluoritos és pirites ércetesteket harántoltak. [18; 86. old.]

A szűzvári fluoritbányában a biotitos, limonitos, kaolinos gránitban feltárt telér fluoritos része tiszta fluorit, limonittal szennyezett fluorit, kvarcos galenites karbonátos fluorit. [18; 88. old.]

A pákozdi fluoritbányában a fluorit széles töréses övben képződött. [18; 89. old.]

A sukorói baritkutató tárókban a barittelér a mélység felé erősen berezitesedett gránitban helyezkedik el. [18; 97. old.]

A retezi molibdénkutató lejtőknában a felkutató molibdénes övek az automorf gránit-hoz kötődtek. [18; 99. old.]

Az andezitterületre telepített nadapi kaolintáróban 151 m-től olyan rétegeken haladtak át, melyeknek átlagos kaolinit-tartalma 23%, pirittartalma 10%. A táró vájvégén elérték azt a limonitos övet, melyet az N-IX. sz. fúrás is harántolt. [18; 100. old.]

A tárók felszínén és közeli környékén a mágneses mérések csak 110—290 gamma közötti kis értékeket mutattak ki, ami azzal magyarázható, hogy a tárók gránit- és elbomlott andezitterületre települtek.

A hegység területén mélyített fúrások

A földmágneses tömegek közzétani meghatározásának kérdését az 1953—55. években mélyített fúrások tisztázták. A hegység területén 20 fúrás mélyült (15. ábra). A fúrások mélysége 23—95 m között változik, egyedül az N-XI. sz. fúrás mélyült 215 m mélyre [18].

A Csekehegy É-i oldalán, az 1814 gammás maximumnál a felszínhez közelebb eső ható számított helyén mélyített V-1. sz. fúrás a holocén-pleisztocén üledék harántolása után 6,6 m mélységben törmeléken, majd zöldes színű andezitet talált, melyet 14 m-től 29 m-ig üde szürke, kalciteres andezit követett. Innen 58 m-ig, a fúrástalpig rendkívüli mértékben elváltozott szürke, laza, helyenként kaolinosodott, másutt elkovásodott, piritbehintéses kőzetanyag következett.

A Csekehegy legmagasabb pontjától 20 m-re ÉK-re a V-II. sz. fúrás mélyült, mely a külszíni lejtőtörmelék alatt 28 m-ig erősen mállott, limonitosodott, kvarcosodott, kaolinosodott kőzetben haladt. Innen 69 m-ig teljesen átalakult, elbomlott, kvarcosodott, piritesedett, főleg kaolinosodott kőzetanyag következett. Ez alatt a fúrás erősen piritesedett, aprószemcséjű kováserekkel átjárt kőzetet harántolt a 82,5 m talpmélységig.

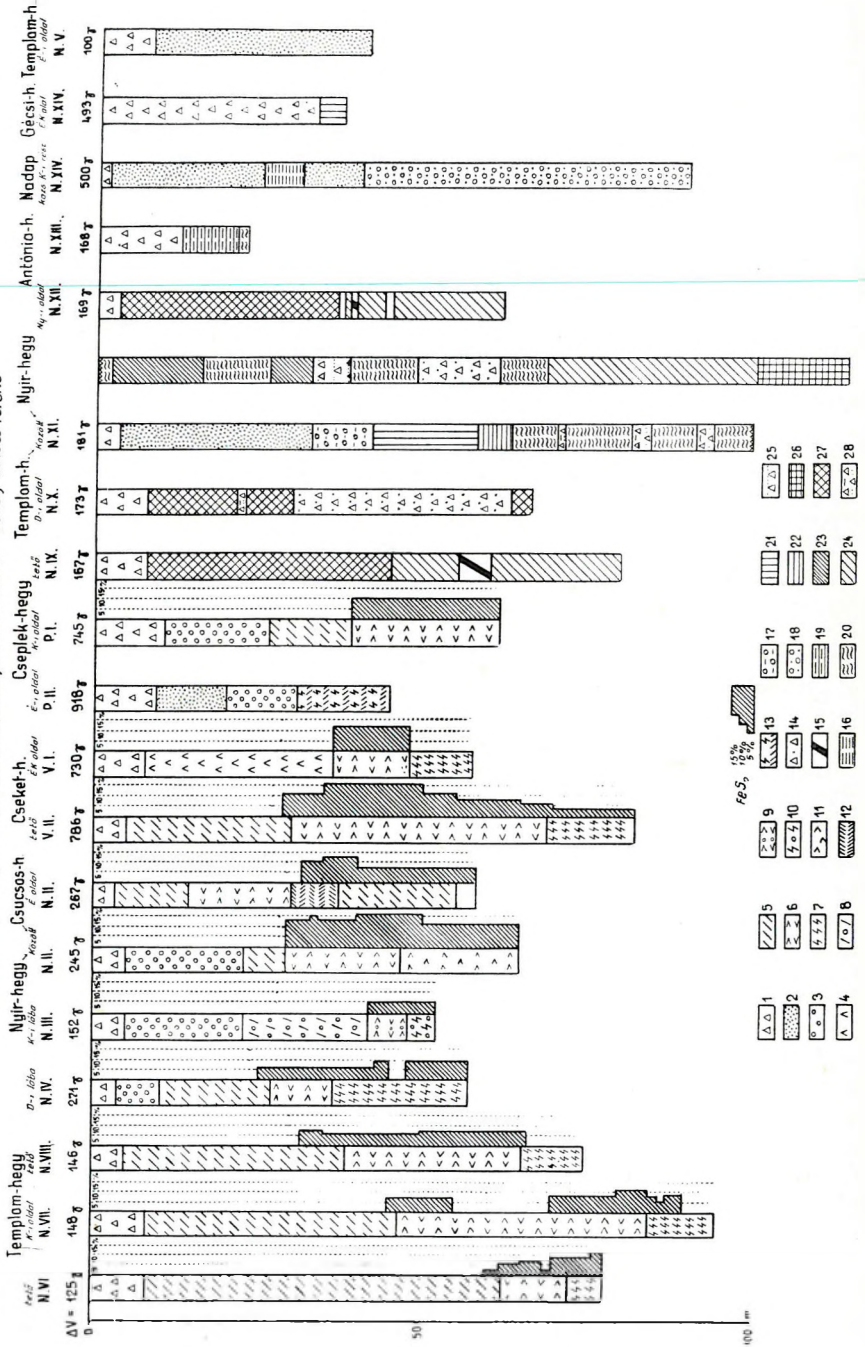
A cseplekhegyi P-I. és P-II. sz. fúrások az 1147 gammás maximum közelében mélyültek, és a pannonüledék alatt kaolinosodott, piritesedett kőzetanyagot harántoltak, mely eredetileg andezittufa volt.

Az N-XV. sz. fúrás a gécsihegyi 830 gammás maximumtól Ny-ra

V. sz. melléklet

A Velencei hegységben az 1953-55 éveken mélyítés kutatófurások szevényei.

Szerkesztette Jantsky Béla főosztályvezető, felhasználásával Vasady-Kovács Ferenc



15. ábra.

1. Lejtő törmelék, lösz.
2. Pannon homok, agyag.
3. Pannon alatti törmelék.
4. Andezit.
5. Limonitosodott, kaolinosodott, gyengén kvarcos andezit.
6. Kaolinosodott, pirites, gyengén kvarcos andezit.
7. Erősebben kvarcos, pirites kaolinos andezittufa.
8. Kaolinosodott, limonitos, kvarcos tektonikus breccsa.
9. Gyengén kaolinos, pirites kvarcos tektonikus breccsa.
10. Erősebben kvarcos, pirites, tektonikus breccsa.
11. Kevésbé elbontott, pirites, kaolinosodott andezit.
12. Limonitosodott kvarctelér.
13. Limonitos, intenzíven kvarcosodott andezit.
14. Kvarcosodott, kaolinosodott tektonikus breccsa.
15. Limonitos, kvarcosodott szakasz.
16. Fiatal medence üledék.
17. Homokos, agyagos lejtő törmelék.
18. Lejtő törmelék.
19. Turmalinos kontakt metamorf pala.
20. Piritesedett kontakt metamorf pala.
21. Mállott andezit.
22. Andezit agglomerátum.
23. Piritesedett, kvarcosodott andezit (vulkáni).
24. Teljesen kaolinosodott, piritesedett andezit (vulkáni).
25. Likacsos kaolinosodott andezittufa.
26. Erősen kvarcosodott, piritesedett andezit.
27. Pirites, kaolinosodott andezit (vulkáni).
28. Pirites, kvarcos kötőanyaggal cementált tektonikus breccsa.

az andezitbányához vezető út kanyarjában létesült. A fúrás helyén a ΔV értéke 490 gamma. Itt a mágneses mérésekkel kimutatott andezitkúp peremét fúrták meg, ahol a lejtőtörmelék és pannonhomok alatt mállott piroxénandezit következett, mely teljesen azonos az alsó andezitbánya elmállott piroxénandezitjével.

A Nadaptól ÉK-re kimutatott 518 gammás maximumtól 45 m-re 500 gamma értékű helyen, az ismert gránitkibúvás közelében az N-XIV. sz. fúrás mélyült. A fúrás mindvégig fiatal medenceüledékben haladt, melyben tufás szakaszok váltakoztak homok- és törmelékszakaszokkal. A hatalmas törmelékréteg a pannon előtti és alatti nagy lepusztulást mutatja. A fúrás a mágneses hatótömeget nem harántolta és 90 m-ben ugyanolyan vörös, törmelékes agyagban állt meg, mint amilyenben az országos szintezési alapponttól É-ra Nadap községben az utcában van.

A Templomhegy D-i oldalán, a nadapi homokbánya közelében, a 413 gammás maximumtól 85 m-re, 283 gamma értékű helyen az N-IV. sz. fúrás mélyült. A lejtőtörmelékes pannon, tiszta pannonhomok, majd ismét homokkal kevert lejtő-törmelék után 10—27 m-ben oxidált, elbomlott, majd ettől 58 m-ig kaolinosodott, piritesedett kőzetanyag következett szfalerit, galenit és fakőérc behintésekkel.

A Templomhegy gerincének DK-i részén a 304 gammás maximumtól 200 m-re, 165 gamma értékű helyen az N—X. sz. fúrást telepítették. A fúrás a lejtőtörmelék alatt piritesedett, kaolinosodott andezitben, majd kvarcosodott tektonikus breccsában haladt, de az oxidált övön nem jutott túl.

A Nyírhegytől K-re levő 757 gammás maximumtól 175 m-re, 162 gamma értékű helyen az N—III. sz. fúrás 23 m-ig pannonrétegben haladt, mely alatt pannonkorú vörös alapkonglomerát, majd oxidált, erősen kvarcosodott, limonitosodott, kaolinosodott öv, 42 m után pedig piritesedett breccsaövezet következett.

Az N—XI. sz. fúrást a Templomhegy kaolinosodott kőzete mélyfeküjének megkutatására a Nyírhegy és a Templomhegy közé 189 gamma értékű helyre telepítették. A fúrás a pannonüledék alatt 41 m-nél érte el az eruptív kőzetet, mely teljesen megegyezett a templomhegyi táró limonitosodott, kvarcosodott kőzetével. Ez alatt 57 m-ben érte el a Cziráky-bánya andezitjéhez hasonló üde andezitet. Ez alatt 62 m-től fokozatosan kvarcosodó, piritesedő kőzethez jutott, majd 69 m-től tektonikus breccsában haladt, melyet vörhenyes anyag — hematit — cementált. 168 m-től 200 m-ig erőteljesen kaolinosodott, piritesedett öv következett, ami alatt borsónagyságú pirítészkeket tartalmazó kvarcosodott andezit volt a fúrástalpig. A fúrás anyagából megállapítható, hogy a vulkáni tevékenység után szerkezeti mozgások és hidrotermális folyamatok váltogatták egymást.

Összefoglalva az eredményeket, az Antóniahegytől a Cseplekhegyig mélyített fúrások hatalmas kiterjedésű, részben eltemetett andezitből és fedőképződményeiből felépített területet tártak fel. Az andezitösszletnek egy része a feltárt rétegekben homlatlan állapotban amfibolandezit, piroxénandezit, andezittufa és andezitagglomerátum alakjában van jelen.

Az andezitvulkánosságot követő utóvulkáni tevékenység hatására

az andezitösszlet felsőbb rétegeiben különböző intenzitású kőzetbomlási folyamat zajlott le. Ennek a kőzetbomlásnak jellemzője a ferrihidroxidok kiválása, felszínközélen gyérebb előfordulásban hematitosodással, általában limonitosodással, a mélyebb rétegekben piritesedéssel kísért kaolinosodással és kvarcosodással. A bomlás végső fokán az andezit eredeti szerkezetét, szövetét és ásványait elvesztve a felismerhetetlenségig megváltozott.

Kőzetbomlási és geokémiai folyamatok

A földtani kutatások nyomán feltárult előttünk a hegység kialakulásának földtani folyamata és kőzettani felépítése. A továbbiakban, a problémák központi kérdésének az ércesedés elem-asszociációjával és feldúsulásával kapcsolatos, a gránitmagmatizmussal összefüggő pneumatolitos és hidrotermális, valamint az andezitvulkánosság utáni hidrotermális kőzetbomlási folyamatokat kell tekinteni.

A Velencei-hegységben a kőzetbomlás jellemző geokémiai törvényszerűségei figyelhetők meg. Az utómagmás elbomlásnál legmobilisabb a Mg, utána a Na, Ca, K, Fe, és legkevésbé mobilis az Al. Ezzel függ össze a velencei gránitképződmények legjellemzőbb sajátága: az Al túlsúlya és a Mg nagyfokú hiánya. [18; 79. old.] Ezzel szemben az utóvulkáni működésnél a legállandóbb a Mg.

A pneumatolitos fázisban a hegység egész területén uralkodó a B-os pneumatolizis, éspedig olyan mértékben, hogy egyes helyeken turmalinszirtek keletkeztek. [18; 75. old.] A Mo ásványi nyomokban megtalálható a Tomposhegyen, az Ördöghegyen, a Meleghegyen és a Gécsihegyen. Az Sn a Gécsihegy turmalinos kvarcereiben és a Cseplekhegy kvarcitjában jelentkezik határozott nyomokban. Az Li a greizenesedéssel dúsul a Gécsihegy kőzeteiben. A Ti rutilként jelenik meg a Pázmánd és Nadap közötti elbomlott andezit-összletben.

A kalkofill elemek közül a pákozdi lejtősaknában molibdent lehet kimutatni. A Meleghegyen az Sb és a Cu ásványait (krizokolla, malachit és enargit) találtak. Csaknem mindenütt jelen van a F fluorit alakjában. A pátkai szfalerites-galenites telérben Pb, Zn, Sb, Hg és Ag jelentkezik. [18; 75. old.] *A nadapkörnyéki andezitek hidrotermális bomlása nagyobbfokú, mint Recsken* [18; 80. old.], ezért szükséges volna a mélyszerinti megkutatás, mert az ércképződés geokémiájáról csak akkor alkothatunk teljes képet.

A mágneses mérések szempontjából különös figyelmet érdemel az Fe geokémiai viselkedése. A bomlási övezetekben a bomlás jellemzője a ferri-hidroxidok kiválása, a felszínközélen alunitosodással, hematitosodással, limonitosodással, mélyebben piritesedéssel. A hidrotermális lebontódás közben a színes elegyrészek Fe-tartalmának egy részéből pirit képződik, más része mobilizálódik, és a repedésekben, törésekben, az áramlás csatornáiban mint vasszulfid csapódik ki. Az FeS_2 felszínközeli oxidációja alkalmával az Fe az S-től elválik és $\text{Fe}(\text{OH})_3$ -ként, az SO_4 pedig az Al-mal és a K-mal alunitként kicsapódik.

A vastartalmú képződmények keletkezése nagyon változatos képet

mutat. A pátkai magnetit-hematit lelet Jantsky B. szerint a kontakt palaköpeny tartozéka, ami valószínűleg a fillitösszletbe lencsésen települt mészkő skarnosodása útján jött létre. Ezen metasomatikus folyamatban a gránit és a mészkő-dolomit kontaktzónában a mészkőből kilépő Ca helyébe magnetit és szilikátásványok telepedhetnek. [27] A mágneses mérések itt a vastag pannonrétegek árnyékoló hatása miatt nem mutattak ki figyelemre méltó anomáliát. [18; 76. old.]

A Gécsihegy ÉK-i oldalán a kőzetbomlás kísérő jelensége a pegmatit vörös földpátjának hematitosodása, mely alulról ható folyamat eredményeként a földpát-szemcsékbe szűrődik be, és pókhálószerűen járja át azokat. A hematitosodás másik formáját a nadapi andezitbányától DNY-ra levő orom közelében találhatjuk, ahol a széteső gránitporfir földpátszemcséiben halmozódik fel. Ezt tehát a gránit pneumatolitos képződményének kell tekinteni. [18; 37. old.]

A gránit másodlagos szerkezeti formájával kapcsolatos a Zsellérek legelőjén a gránitporfir telérekben a hasadékok és repedések mentén bekövetkezett limonitosodás, melynek oka, hogy a pirit oxidálódik, és a keletkező vashidroxid a kőzetfelületeken csapódik ki. A suhogói szakaszon a hidrotermális telérek képződményeinek kvarcanyagában limonitos kitöltésű ércásványok utáni üregek találhatók.

A Nadaptól K-re eső területen kisebb-nagyobb mennyiségben kimutatható alunitkoncentráció gyakorisága a limonitképződéssel párhuzamos. Ennek magyarázata, hogy a pirités kaolinból a felszínközelen alunit, alatta limonit képződik. A Meleghegy K-i lejtőjén és a Gécsihegy NY-i csúcán a kvarcosodott gránitban limonit helyettesíti az elbontott földpátot. [18; 73. old.]

Az autometamorfi átalakulása első fázisa a biolit elbomlása, a Fe és a Mg vándorlás (muskovitosodás) következtében. A folyamat fejlődése közben Fe-dúsulás és Na- és Ca-migrálás tapasztalható. [18; 78. old.] A Fe migrálásának és feldúsulásának figyelemre méltó esete a nadapi kaolintáró 196,5 m-es vájvégén megjelent limonitos öv, melyet a közelében levő N—IX. sz. fúrás is harántolt. [17] A közelben levő 860 gammás maximumnál a ható kiugró szuszceptibilitás értéke arra mutat, hogy itt nagyobb vastartalmú rétegek feltételezhetők.

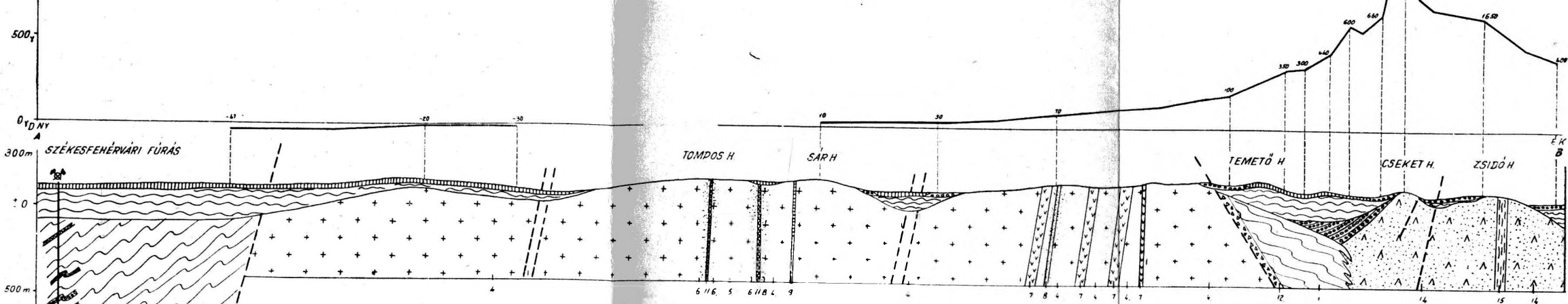
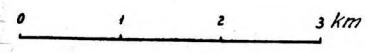
A kőzetelemzési adatsorokból [18; 77. old.] az üde és bomlott kőzetek Fe-tartalmára a következő középértékeket számítottam ki:

	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃ +FeO
Kontaktpala	2,10%	9,40%	11,50%
Gránit	0,78%	1,89%	2,67%
Gránitszármazékok	0,96%	1,24%	2,20%
andezit	4,68%	4,24%	8,92%
amfibolandezit	4,10%	2,82%	6,92%
piroxénandezit	3,19%	3,19%	6,38%
részben elbomlott andezit	4,87%	4,62%	9,49%
elbomlott andezit	1,74%	—	1,74%
piritesedett, kaolinosodott andezit	3,67%	2,74%	6,41%

A FÖLDMÁGNESES TÉRERŐSSÉG FÜGGŐLEGES ÖSZTEVŐJÉNEK ÉRTÉKEI A VELENCEI-HEGYSÉGEN ÁTMENŐ FÖLDTANI SZELVÉNYEKBEN.

XI/1-
146 o.

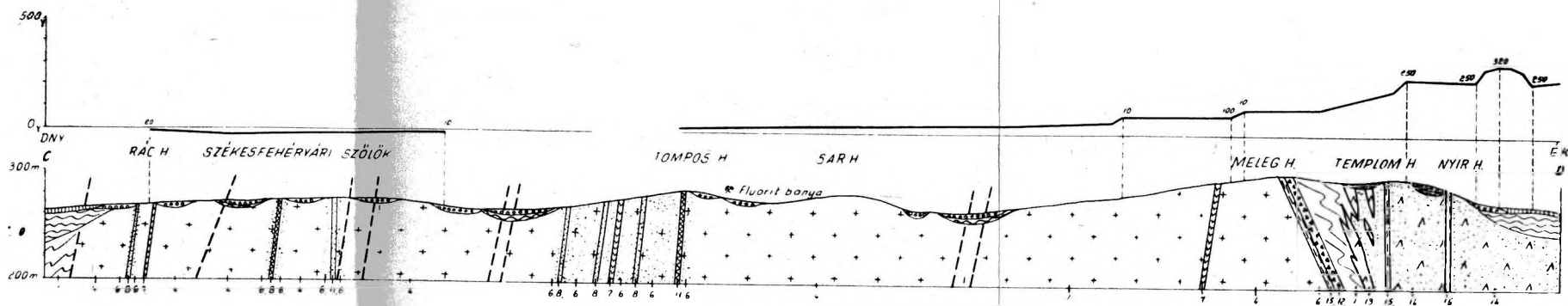
Szerkesztette Jantsky Béla földtani szelvényeinek felhasználásával Vasady-Kovács Ferenc



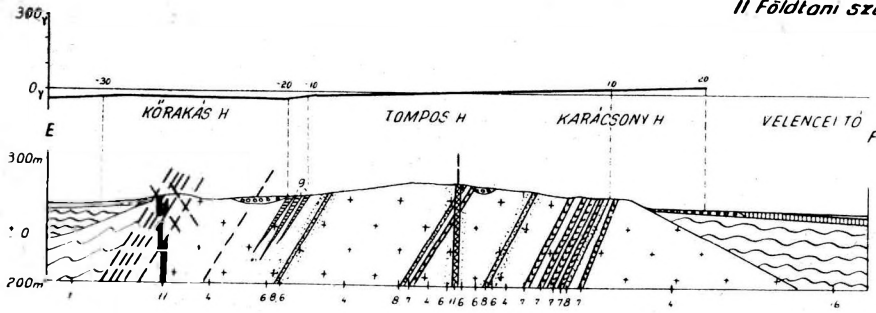
I. Földtani szelvény a Velencei hegység csapásában a székesfehérvári fúrástól a pázmándi Zsidó hegyen át

SZÉKESFEHÉRVÁRI FÚRÁS SZELVÉNYÉNEK LEKULCSA

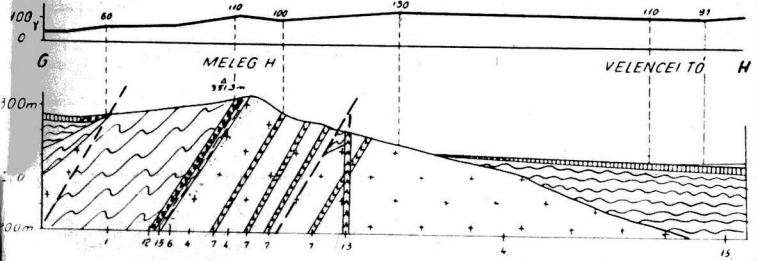
- 1 Filiz
- 2 Kvarc breccsa
- 3 Lidit
- 4 Diabáz
- 5 Homokkő
- 6 Andazitós pala
- 7 Grouvakke



II. Földtani szelvény a székesfehérvári Rác bányától a nádapi Nyir hegyen át a Velencei hegység csapásában

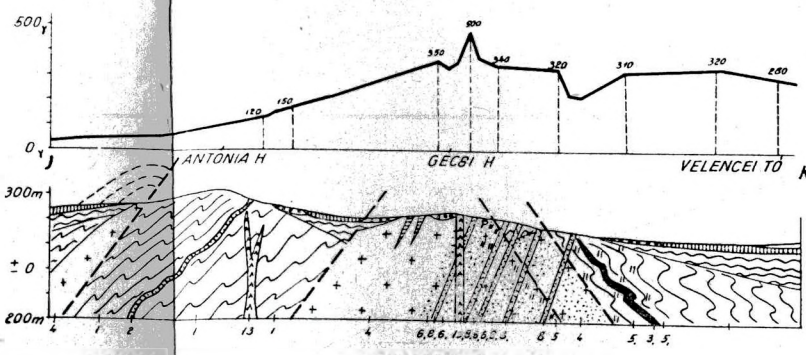


III. Földtani szelvény a Kőrakás hegyen és Karácsony hegyen át

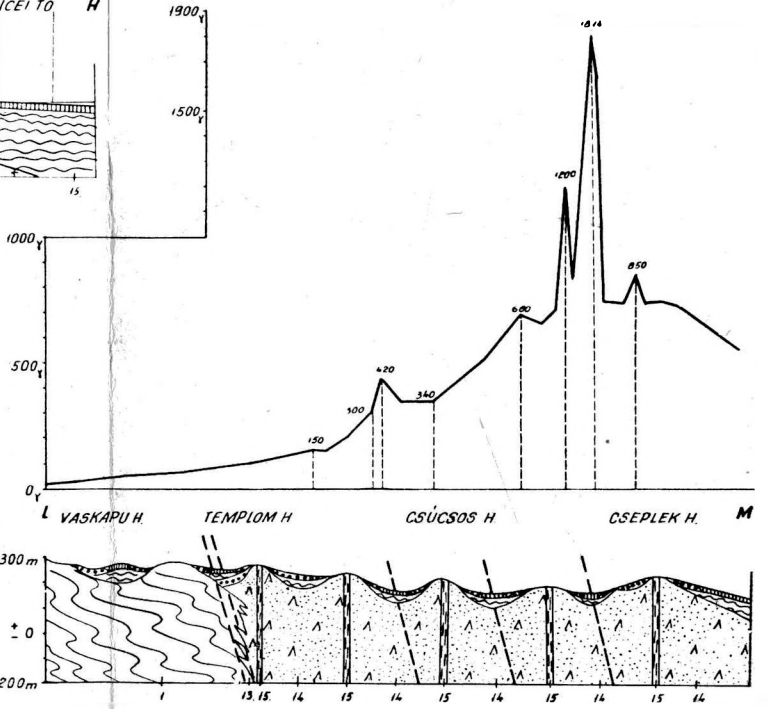


IV. Földtani szelvény Meleghegyen keresztül

- JELMAGYARÁZAT:**
- 1 Kontaktmetamorf fillit összlet (fillit, csomaspala, burapala, andazitós-pala lidites fillit, muszkovit-szericites pala, kontaktmetamorf homokkő)
 - 2 Filizbe gyűrt porfiroid
 - 3 Diabáz
 - 4 Biztosított gránit
 - 5 Greizenosódás gránitban és kontakt palában
 - 6 Berzsesedék gránit
 - 7 Gránitporfir
 - 8 Berzsesedék gránitporfir
 - 9 Aplit
 - 10 Pegmatit
 - 11 Gránitmagmatizmushoz kötött hidrotermális erces, fluoritos, karbonátos kvarcvelések
 - 12 Kvarcosodott lektanikus breccsa
 - 13 Andezit (eocén koru praxén, amfibolandezit és lepelkesodményei, hidrotermálisan elbontott andezit és képződményei)
 - 14 Utóvulkáni hidrotermális kvarcvelések kvarcosodott szandk
 - 15 Fialat medancellulidit
 - 16 Alluvium és lossz
 - 17 Mélyfúrás
 - 18 Lejtőtörmelek
 - 19 Valók törések
 - 20 Zónászárti kutató



V. Földtani szelvény a Gécsi hegyen és Antonia hegyen keresztül



VI. Földtani szelvény a Vaskapu hegyen és Cseplek hegyen keresztül

Ezek szerint a gránit *Fe*-tartalma lényegesen kisebb, mint a paláé és az andezité, ami összhangban van a gránit felett kapott alacsony értékekkel. A kontaktpala magas *Fe*-tartalma azzal magyarázható, hogy a palás szerkezet elősegíti az oldatok és benne az *Fe* migrálását és kicsapódását. Az andezit-féleségek *Fe*-tartalma az üde andezittől az elbomlott andezitig 9,49%-ról 1,74%-ra csökken.

Az *Fe*-tartalom és a szuszceptibilitás között csak akkor állíthatnánk fel funkcionális összefüggést, ha ismernénk a kőzetek vastartalmú elegyrészeinek mágnesezettségét.

A velencei hegység földtani szelvényei

Földtani szelvények földmágneses értelmezéséhez a mágneses maximumokon áthaladó *H* mérési vonalakkal egybeeső földtani szelvények volnának legalkalmasabbak, mert így azokat a függőleges és a vízszintes összetevő együttes menetével lehetne magyarázni. Ilyen helyzetű földtani szelvényekkel nem rendelkezünk, ezért az értelmezéshez *Jantsky B.* földtani szelvényeit használtuk fel. Ezek a szelvények a hegység profilját több irányban adják meg (16. ábra).

A szelvényekben a

gránit hatása	—50 és 300 gamma között,
pala hatása	—40 és 600 gamma között,
andezit hatása	70 és 1814 gamma között

változik. A gránitnál és a fillitnél a hatás felső, az andezitnél az alsó szélsőértékek szorúlnak magyarázatra.

A kontaktzónákban és a telérövezetekben a gránitbomlás jelenségeinek változatos sorozataival találkozunk, de ezekben az *Fe* migrálása és kémiai változásai kisebbek, mint az andezit bomlásnál. A gránithatás magas értékeinek tehát más magyarázatot kell adni.

A fillit palás szerkezete lehetővé teszi az oldatok áramlását és ennek során az *Fe* feldúsulását, ami a kőzetelemzési adatok szerint eléri és meg is haladhatja az andezit *Fe*-tartalmát. Ez a magyarázat a fillithatás felső értékeire kielégítő lehet.

A fúrásszelvények adatai, az ismert andezitkibúvások mérési eredményei, továbbá *Jantsky B.* andezitbomlási geokémiai magyarázatai alapján az andezithatás alacsony értékei az andezitbomlás előrehaladt-ságával magyarázhatók. Az *Fe* nagyarányú migrálásával, piritesedésével és limonitosodásával kapcsolatban a hatás a bomlás folyamán 100 gamma alá is süllyedhet.

A földtani térkép és az anomáliatérkép egybevetéséből adódó következtetések

A gránit-, a fillit- és az andezithatás magyarázatánál a földtani szelvények anomáliameneteiben, valamint a földtani térkép és az anomáliakép egybevetéséből egy figyelemre méltó megállapítás adódik:

A függőleges összetevő anomáliái a gránit- és a fillitterületeken az andezit-területek felé fokozatosan emelkednek, és ugrás nélkül simulnak bele az andezit-területek magasabb értékeibe.

Ebből arra lehet következtetni, hogy a földtani szelvények alatti mélyebb rétegekben, a fillit- és a gránitösszletben, azok sűrű hasadékrendszerében az andezitképződmények jelenlegi ismereteinknél nagyobb területen helyezkednek el.

Ezt a feltevést alátámasztja a Templomhegytől a Mélyszeg É-i részéig terjedő andezitkibúvások hézagos láncja is, mert a vulkáni folyamatokat egyetlen vulkánikus tömeg idézhette elő.

Ezzel magyarázni lehet a Velencei-tótól D-re Seregélyesig kimutatott anomáliavonulatot is.

A földtani térkép és az anomáliatérkép összehasonlításánál figyelemre méltó továbbá, hogy a kétféle kutatás területileg kiegészíti egymást. Az erősen tagolt mágneses vonulatok és azok nagy értékei a hegység K-i oldalán a fiatal medenceüledékekkel takart területen helyezkednek el. Itt egy zárt anomáliarendszer figyelhető meg. A rendszer legnagyobb értékei a Templomhegytől a Zsidóhegyig K—Ny-i irányban elhelyezkedő és földtanilag feltárt andezitkibúvások területén találhatóak a Csúcsoshegy és a Cseplekhegy között. *A földtani andezitvonal és a nagy maximumvonulat egybeesése azt bizonyítja, hogy az andezitvulkánosság központi területe a nagy maximumvonulatban van, a Csúcsoshegy és a Cseplekhegy között.*

A földtani és földmágneses kutatások eredményei és az andezitbomlás tanulmányozottsága alapján a kutatás szempontjából fontos hidrotermális andezitkontaktöv elhelyezkedésére a következő megfontolások alapján lehet következtetni. A nagy maximumtengelyt a Kápolnásnyék—Nadap—Pázmánd által határolt ívben különböző jellegű anomáliacsoport övezi.

A gécsihegyi maximumok a gránitterület szélén levő kontaktummetamorf szakaszban helyezkednek el. Ennek az övnek folytatását képezheti a közettanilag rendkívül változatos területen feltárt 518, 530 és 757 gammás maximumok környéke. A Nyírhegytől É-ra kimutatott maximum hatótömegének nagy szuszceptibilitás-értéke egy sajátos és figyelemre méltó geokémiai folyamat megtörténte utal.

A hidrotermális andezit-kontaktöv tehát a gécsihegyi maximumok és a 680 gammás maximum közötti területsávban feltételezhető.

A hegység középső részén és Ny-i szárnyán a gránit-, a pala- és az eltakart területeken az izanomálvonalak nyugodt menetét figyelhetjük meg —50 és 50 gammás értékhatárok között. A gránitterületet átszelő sűrű hasadék- és telérrendszer az 500 m-es mérési hálózat izanomálvonalaiiban nem részleteződik. *Ezeknek a felszíni és felszínalatti telér-*

rendszereknek pontos felderítésére mikromágneses méréseket volna szükséges végezni.

Kápolnásnyéktől É-ra, a Velencei tó területén és D-i partmellékén, valamint Dinnyés és Seregélyes között kimutatott anomáliák olyan eltakart területeken helyezkednek el, amelyekre a földtani kutatások még nem terjeszkedtek ki, Dinnyés és Seregélyes között az elmúlt évtizedekben csak vízkutató fúrások mélyültek, melyek csak a fiatal medence-üledék felsőbb rétegeit harántolták.

A földtani és földmágneses kutatási eredmények összefoglalása

Az előadottak szerint a Velencei-hegységben húzódó ÉÉK-i csapás-irányú mágneses anomáliavonulat az eocénben lezajlott és területünkön egységesen viselkedő andezitvulkánossággal áll kapcsolatban. Az andezitvulkánosság központi területe a Csúcsoshegy és Cseplekhegy közötti szakasz, szárnyai pedig ÉK felé Válig, DNY felé Seregélyesig terjednek.

A hatótömegeknek ez az elhelyezkedése és elkülönülése *Szalai T.* szerint [28] a Balaton-vonalat képező hasadékrendszerekkel van összefüggésben. Az andezitvulkánosság képződményei ebben az ÉÉK-i irányú hasadékrendszerben és ettől a főcsapásiránytól eltérő egyéb szerkezeti irányban képződött, földtörténetileg fiatalabb hasadékrendszerekben helyezkednek el. Így a Velencei-hegység vulkánikus öve beilleszkedik a Pusztaedericstől a Lahócahegyig terjedő paleogén vulkáni láncba, [28] melynek folytatása területünkől É-ra a Dunazughegység miocén vulkánikus képződményei alatt feltételezhető. [21]

A kutatás további feladatai

A felvázolt földtani és geofizikai kép alapján területünkön a további kutatás szempontjából perspektivikusnak lehet tekinteni a gránitmagmatizmus mélyebb szintjeit, a gránit-andezit és fillit-andezit kontaktövek utóvulkáni hidrotermális képződményeit, valamint a Vargahegy környékén a fillit-rétegek szkarnosodott szakaszait.

Kutatási feladat a felszíni és felszínalatti télérrendszerek felderítése, a ki nem lügozott érc tartalmú telérek, az érc tartalmú pegmatitmező, valamint a szkarnosodott kontaktfillit rétegek megkutatása. Ide tartozik a 680 gammás maximumnál a ,0138 szuszceptibilitású hatótömeg mibenlétének megállapítása is.

IRODALOM

[1] Adatok a Velencei-hegységből begyűjtött kőzetek és ásványok fizikai vizsgálatáról. Geofizikai Intézet Elektromos Osztályának jelentése. Kézirat.

[2] *Bendefy L.*: A magyar föld szerkezete. Elbert és Társa kiadása, Budapest, 1934.

[3] *Fekete J.*: Földmágneses méréseink 1936-ban és azok eredményei. Pátka

vidéke. Jelentés az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet működéséről az 1936–38. években. Budapest, 1939.

[4] *Földvály A.*: A molibden velence-hegységi előfordulásának teleptani viszonyai. M. Áll. Földtani Intézet évi jelentése. B) Beszámoló a vitaülésekről. 1947. IX. kötet.

[5] *Földvály A.*: A magyarországi radioaktív anyagkutatás földtani és közettani vonatkozásai. M. Áll. Földtani Intézet évi jelentése. B) Beszámoló a vitaülésekről. 1948. X. kötet.

[6] *Földvály A.*: Érckutató fúrás Velence községben. Jelentés a Jövedéki Mélykutatás 1947–48. évi munkálatairól.

[7] *Földvály A.*: Jelentés a pátkai fluoritkutatás 1949. I. 31-i állapotáról. 1949. Kézirat.

[8] *Haáz I.*: A gravitációs és mágneses hatású ferde réteg helyzetének, méreteinek és mibenlétének meghatározása. Geofizikai Közlemények I. kötet, 5. szám.

[9] *Haáz I.*: Gravitációs és mágneses ferde réteg dőlésének és sűrűségének, ill. mágnesezhetőségének megállapítása. Geofizikai Közlemények, V. kötet. 2. szám.

[10] *Haáz I.*: Jelentés Seregélyes környékén 1949-ben végzett földmágneses mérések eredményeiről. Geofizikai Intézet jelentésgyűjteménye. Kézirat.

[11] *Haáz I.*: Jelentés a Velencei-hegység vidékén az 1951. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről. Geofizikai Intézet jelentésgyűjteménye. Kézirat.

[12] *Haáz I.*: Függelék Komáromy I.: A Velencei-hegység vidékén 1952. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről. c. jelentéséhez. Geofizikai Intézet jelentésgyűjteménye. Kézirat.

[13] *Haáz I.*: Földmágneses mérések a Velencei-hegység területén. Geofizika az ásványi nyersanyagkutatás szolgálatában. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 1955.

[14] *Inkey B.*: A Székesfehérvár–Velencei-hegység gránit- és trachitnemű kőzeteiről. Földtani Közlemények, 1875. V.

[15] *Jantsky B.*: Az 1952. évben végzett földmágneses mérések földtani kiértékelése. Kézirat, 1953.

[16] *Jantsky B.*: A Velencei I., II. sz. fúrások földtani kiértékelése. Kézirat, 1953.

[17] *Jantsky B.*: A Velencei-hegység földtana. Kandidátusi dolgozat. Kézirat, 1956.

[18] *Jantsky B.*: A Velencei-hegység földtana. Geologica Hungarica. Tomus 10., Budapest, 1957.

[19] *Komáromy I.*: Jelentés a Velencei-hegység vidékén 1952. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről. Geofizikai Intézet jelentésgyűjteménye. Kézirat.

[20] *Kretzoi M.*: Jelentés az 1939. évi földmágneses mérésekről. Hálózatos felvételek a Dunántúl K-i részén. Hungary Report No. 32. Magyar–Amerikai Olajipar R. T. Magnetic Surveys in 1939. Kézirat.

[21] *Lengyel E.*: A Dunazughegység andezitterületének felépítése. M. Áll. Földtani Intézet évi jelentése, 1951.

[22] *Lóczy L.*: Magyarország földtani szerkezete Budapest, 1918.

[23] *Nyitrai T.*: Jelentés Kápolnásnyék és Lovasberény között 1952. évben végzett gravitációs mérésekről. Geofizikai Intézet jelentésgyűjteménye. Kézirat.

[24] *Mauritz B.*: A nadapi zeolithek. Ann. Nat. Hung. VI. 1908. p. 537–545.

[25] *Pálffy M.*: Mágnesvasércnyomok a Velencei-hegységben. Term. Tud. Közl. 1923. LV. kötet, 806. füzet.

[26] *Scheffer V.*–*Kántás K.*: Dunántúl regionális geofizikája. Földtani Közöny. 1949. évi LXXIX. kötet, Budapest.

[27] *H. Schneiderhöhn*: Erzlagerschütten, Kurzvorlesungen zur Einführung und zur Wiederholung. Jena, 1955.

[28] *Szalai T.*: Eine paläogene vulkanische Kette entlang der „O” Linie des ungarischen Internid. Zentralblatt. Abt. A. No. 103. 1938. Stuttgart. Sonderausdruck.

- [29] *Teleki G.*: A velencei gránitrög tektonikája. M. Áll. Földtani Intézet évi jelentése. 1936–38. III.
- [30] *Vadász E.*: Magyarország földtana. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1953.
- [31] *Vajk R.*: Report on the Reconnaissance Magnetometer Survey in the area between Lake Balaton, Lake Velence and the Danube. Hungary Report No. 32. Magyar–Amerikai Olajipar R. T. Budapest. Magnetic Surveys in 1939. Kézirat.
- [32] *Vajk R.*: Adatok a Dunántúl tektonikájához a geofizikai mérések alapján. Földtani Közöny, 1943. LXXIII. kötet.
- [33] *Vasady–Kovács F.*: Jelentés a Velencei-hegység vidékén 1955. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről. Geofizikai Intézet jelentésgyűjteménye. Kézirat.
- [34] *Vendl A.*: A Velencei-hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. M. Áll. Földtani Intézet. Évk. XXII. 1914.
- [35] *Winkler B.*: A Székesfehérvár–Velencei-hegység földtani alkotásai. Földtani Közöny. 1871. I. k. p. 16.

TARTALOM

<i>Albert Anna</i> : A földmágneses elemek évszázados változása Magyarországon . . .	4
<i>Csen Lu-szo</i> : Geomágneses pulzációs regisztráló berendezések tervezése . . .	29
<i>Csomor Dezső—Kiss Zoltán</i> : Magyarország szeizmicitása (II. rész)	51
<i>Posgay Károly</i> : A magyarországi mágneses hatók áttekintő térképe és értelmezése	78
<i>Scheffer Viktor</i> : A Kárpátmedencék néhány regionális geofizikai problémájáról	101
<i>Vasady-Kovács Ferenc</i> ; Földtani és geofizikai kutatások a Velencei-hegységben	120

CONTENTS

<i>A. Albert</i> : Die Säkularvariation der erdmagnetischen Elemente in Ungarn	3
<i>CsenLu-szo</i> : Design of recording devices for geomagnetic pulsations	29
<i>D. Csomor—Z. Kiss</i> : Die Seismizität von Ungarn (II. Teil)	51
<i>K. Posgay</i> : Übersichtskarte der magnetischen wirkenden Massen in Ungarn und ihre Interpretation	77
<i>V. Scheffer</i> : Über einige regional-geophysikalische Probleme der Karpatenbecken	101
<i>F. Vasady-Kovács</i> : Geological and geophysical researches in the Velencee-Mountains	120