

MAGYAR

Geofizika



A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE
KIADVÁNSOROZATA

BUDAPEST, 1961

MAGYAR
Geofizika

Budapest, 1961

Felelős szerkesztő:
Dr. SEBESTYÉN KÁROLY
a Magyar Geofizikusok Egyesülete főtitkára

Szerkesztőbizottság: Czeglédi István és dr. Renner János

Szerkesztő:
BUDAY TIBOR

Az ábrákat rajzolta:
NÉMETH LAJOS

Kiadásért felelős: dr. Sebestyén Károly
Engedélyezési száma: Művelődési Minisztérium 1661/1961.
Készült a Fővárosi Jegyzetsokszorosító Üzemében, Bp., Királyi
Pál u. 5.

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE

VI. NEMZETKÖZI ANKÉTJÁN

1960. szeptember 20-25-én elhangzott előadások

Д о к л а д ы

прочитанные на VI международном симпозиуме Общества венгерских геофизиков, состоявшемся с 20 по 25 сентября

1960 г.

Papers read before the Society of Hungarian Geophysicists at its

VI. INTERNATIONAL SYMPOSIUM

on the 20-25th September 1960

- IX. 20. Bese Vilmos: Elnöki megnyitó
Z.Fajklevicz: Kísérlet az Északi Kárpátokban végzett gravitációs mérések interpretációjára
Barta György: A mágneses évszázados változás okairól
Zilahí-Sebess L.: A dipol és a quadropol helyzete a mágneses középpont-kezdőpontu koordinátarendszerben
A.L.Kislow: Az átlagsebességek tanulmányozása a Kárpátokban végzett szeizmikus mérések kiértékelési nehézségeinek kiküszöbölése érdekében
Bisztricsány E.
Csomor D. Földrengési zónák Magyarországon
Kiss Z.
W.Ullmann: Megjegyzések a HSJ-I mechanikus rengésirő műszer elméletéhez
- IX. 21. H.Orkisz: Kísérlet a földmágneses tér folytatására a hatótömegek alá
Kádár J.: Fáziskorrelációs refrakciós mérések alkalmazása Délkelet-Magyarország nagyszerkezetének kutatásánál
W.Ullmann
R.Maaz: Megjegyzések a bányarengések helyének meghatározásához
P.Gorskov: Burma szeizmotektonikája
J.Stelzner: Térhullámok rengésamplitudójának meghatározása
Bisztricsány E.: Térhullámok magnitúdóegyenletének problémái

- IX.22. J.P.Rothé: Az Alpi-zóna legújabb rengéseiből (Lar, Melouza, Agadir) levonható tanulságok
- O.Meisser: Tanfilm bemutatása a lökéshullámokról
- G.Porstendorfer: Adalékok a vektortellurikához
- Bencze P.:
 Ádám A.: Kísérleti mérések a magnetellurikához
- Erkel A.: A tellurikus mérések kiértékelési módszereinek összehasonlítása
- Verő J.: A tellurikus áramok variációinak frekvenciaspektruma a Nagycenk-i obszervatórium mérési adatai alapján
- Tóth Á.: Ionizációs elektrométeres radonaktivitásmérés érzékenységi küszöbének meghatározása
- Béress B.-né: Radiometriás mérések olajtároló szerkezet felett
- IX.23. Sebestyén K.: Vizsgálatok kőszenek minőségi paramétereinek mélyfurási geofizikai módszerekkel való meghatározására
- Lakatos S.: A PS szelvényezés és az ezzel kapcsolatos problémák a hazai vizkutató irodákban
- Fábiáncsics L.: Az É Magyarországi barnakőszénterület geofizikai vizsgálata
- Szalai M.: A feketekőszénkutatás mélyfurási geofizikai módszerei
- J.D. Bernal: Az ősföld felszínének szerkezete meteoritekből nyert újabb adatok alapján
- Gálfi J.
 Stegena L.: Geotermikus időbeli változások
- Bencze P.: A földi elektromágneses tér és a lélegelektromosság közötti kapcsolatáról
- Varga E.: Valódi és többszörös reflexiók különválasztása szeizmokarottázis méréssel

E. Bisztricsány

THE PROBLEMS OF THE MAGNITUDE EQUATIONS OF BODY WAVES

The magnitude equation derived for the P wave was found to be different for Budapest, Prague and Bucharest. The reason for this may eventually be looked for in the small number of the data utilized as well as in the circumstance that the magnitudes depended in approximately the same manner on Δ^0 as on $B (\Delta^0)$, for all three stations.

TÉRHULLÁMOK MÉRETEGYENLETÉNEK PROBLÉMÁI

Bisztricsány Ede

Földrengések mérete mind felületi, mind térhullámok esetén a következő:

$$M = \log \frac{a}{B'} + c \quad (1)$$

ahol

$$a = \frac{A}{T} \quad B' = \left(\frac{A}{T} \right)^{24} \quad (2)$$

(A a maximális talajamplitudót, T a hozzátartozó periódust jelenti. A csillag jelzés alatti A és T az un. nullméretű rengésre vonatkozóan az előszökhöz hasonlóként jelent. c helytől és műszertől függő állandó.)

B' és c ismeretében így bármely észlelt rengés mérete kiszámítható.

Probléma tehát B' és c meghatározása. Ez mindenfajta hullám esetén megkapható úgy, hogy képezzük

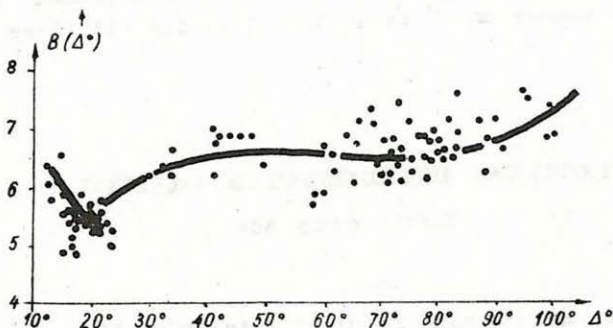
$$M - \log a = - \log B' + c = B (\Delta^0) \quad (3)$$

egyenletet, ahol $B (\Delta^0) = a_1 + a_2 \Delta^0 + a_3 \Delta^{02} + \dots$ és Δ^0 gömbi távolság fokokban.

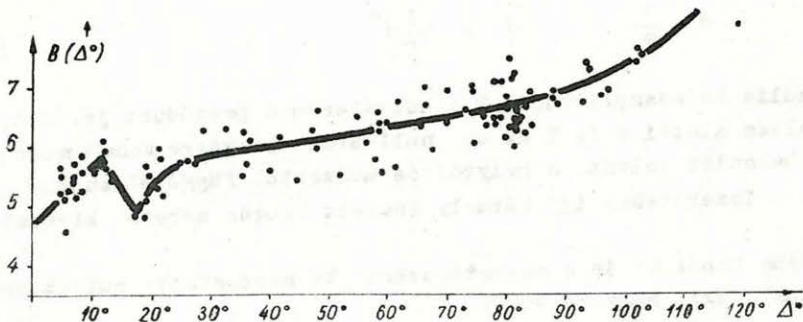
Ezt az eljárást követtük, amikor a felületi hullámra vonatkozó méretegyenlet kiszámítása után ki akartuk számítani a térhullámok méretegyenletét is. Először a P-hullámra vonatkozóan.

Hogy $B(\Delta^\circ)$ -t megkapjuk, felvittük az $M - \log a = y$ értékeket Δ° függvényében és azt vártuk, hogy hasonlóan a cseh és román kutatók eredményeihez (1. és 2. ábra) hasonló értéksorozatot kapunk. Azonban nem ez történt. A (3) egyenlet értékei nagyjából egy parabola mentén helyezkednek el (3. ábra).

Ennek okát vizsgálva, felvittük a (3) egyenlethez felhasznált Pasadena és Budapest által megadott méretértékeket Δ° függvényében (4. ábra). A 3. ábrához használt parabola mentén helyezkednek el az értékek. Ebből az következik, hogy $B(\Delta^\circ)$ függvény értéke a felvett M

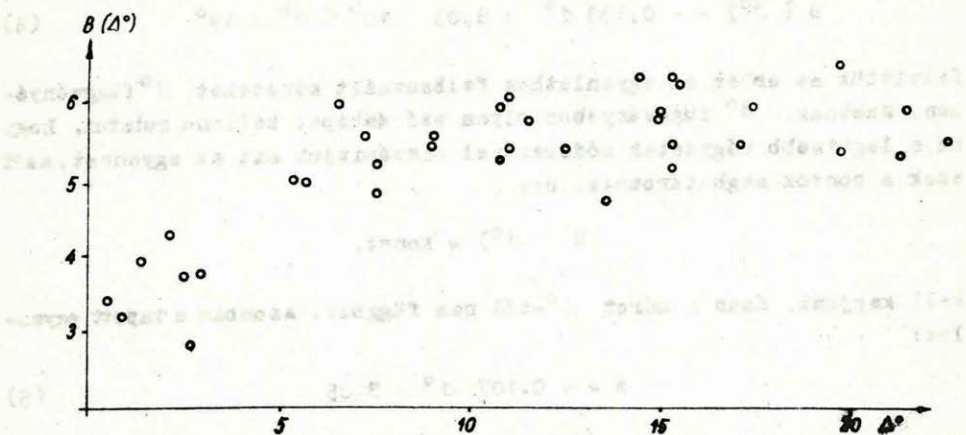


1. ábra. Prágára vonatkozó méretegyenlet

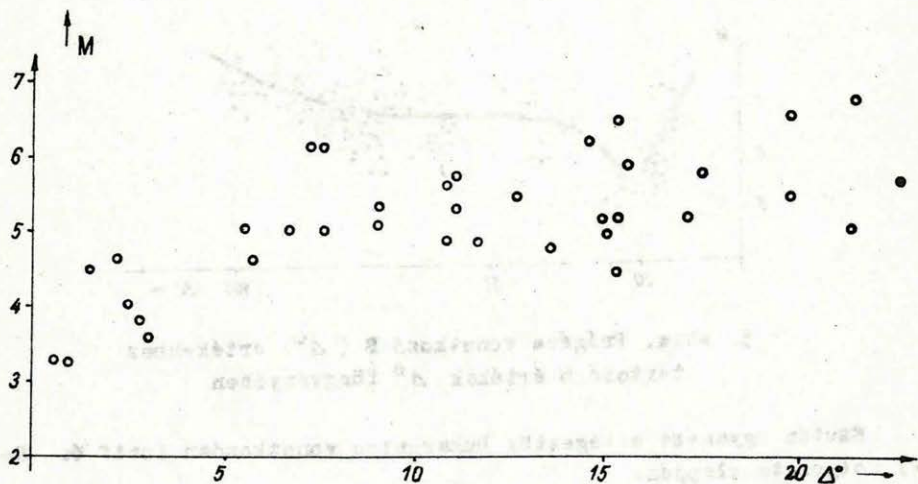


2. ábra. Bukarestre vonatkozó méretegyenlet

értékektől függ. Ennek következtében ez az eljárás nem egészen alkalmas méretegyenlet számításához. De ha ez így van Budapest esetén, így kell lenni más állomásnál is. Rendelkezésünkre álltak a Prágára és Bukarestre vonatkozó méretegyenlet adatai. Megvizsgáltuk őket csak P hullámra vonatkozóan.



3. ábra. Budapestre vonatkozóan kapott B (Δ°) adatok Δ° függvényében



4. ábra. A 3. ábra B (Δ°) értékeihez tartozó M értékek Δ° függvényében

Zatopek és Vanek (I) cikke alapján

$$B(\Delta^\circ) = -0,133 \Delta^\circ + 8,03 \quad 10^\circ < \Delta^\circ < 19^\circ \quad (4)$$

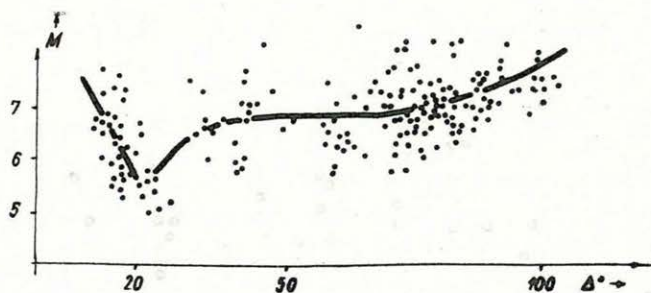
felvittük az ehhez az egyenlethes felhasznált méreteket Δ° függvényében. Ezeknek Δ° függvényében olyan szórásképet kellene mutatni, hogy ha a legkisebb négyzetek módszerével kiszámítjuk azt az egyenest, amit ezek a pontok meghatároznak, úgy

$$M(\Delta^\circ) = \text{konst.}$$

kell kapjunk. Azaz a méret Δ° -tól nem függhet. Azonban a kapott egyenlet:

$$M = -0,107 \Delta^\circ + 8,05 \quad (5)$$

Az eltérés igen csekély a (4) és (5) egyenlet iránytangensei között (5. ábra).



5. ábra. Prágára vonatkozó $B(\Delta^\circ)$ értékekhez tartozó M értékek Δ° függvényében

Esután ugyanezt elvégeztük Bukarestre vonatkozóan Iosif és Radu (2) dolgozata alapján.

As általunk kapott egyenletek:

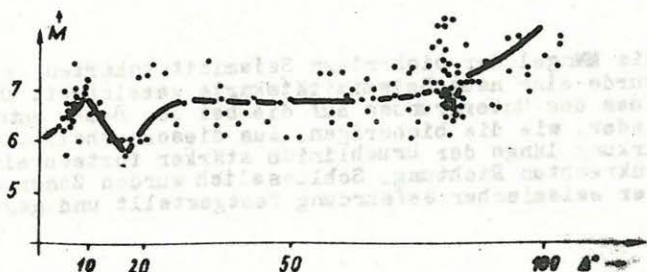
$$B(\Delta^\circ) = 0,086 \Delta^\circ + 4,6 \quad 5^\circ < \Delta^\circ < 12^\circ \quad (6)$$

$$B(\Delta^\circ) = -0,146 \Delta^\circ + 6,32 \quad 12^\circ < \Delta^\circ < 18^\circ \quad (7)$$

A (6) egyenlethes felhasznált méretértékek $5^\circ < \Delta^\circ < 12^\circ$ között a kü-

vetkeső egyenes mentén helyezkednek el (6. ábra):

$$M = 0,083 \Delta^{\circ} + 6,03 \quad (8)$$



6. ábra. Bukarestre vonatkozó $B(\Delta^{\circ})$ értékekhez tartozó M értékek Δ° függvényében

Tehát mind a két esetben olyan értékalmast használtak fel a méretegyenlet kiszámításához, hogy azok már önmagukban is közel azt az egyenletet adták, amelyet $-\log \frac{A}{T}$ hozzáadása után kellett volna kapni.

A két iránytangens itt is közelítőleg megegyezik. A Bukarestre vonatkozó méretegyenlet esetében $12^{\circ} < \Delta^{\circ} < 18^{\circ}$ közé olyan kevés adat esett, hogy kiegyenlítésnek nincs értelme.

$20^{\circ} < \Delta^{\circ}$ távolságokra szintén csak az ábrát közlöm, amelyekből az következők, hogy:

1. $B(\Delta^{\circ})$ függvény egész menete a felhasznált M értékektől függ, tehát a $B(\Delta^{\circ})$ alapján számított méretértékek nem megbízhatóak, legalábbis a három állomásra vonatkozóan.
2. Sem 10° sem 20° körül látható törések $B(\Delta^{\circ})$ függvényében nem bizonyítanak semmit a Föld szerkezetére vonatkozóan.

IRODALOM

1. Vanek J. und Zátópek A.: Magnitudenbestimmung aus den Wellen P, PP und S für Erdbebenwerte Prag. Geofysikální Sbornik, 91-120. 1955.
2. Iosif T. si Radu C.: Determinarea magnitudinilor din undeile P si S la statiunea Bucuresti. Studii si Cercetări de Astronomie si Seismologie (extras). IV., 231-245. 1959.

E. Bisztricsány - D. Csomor - Z. Kiss

SEISMISCHE ZONEN IN UNGARN

Um die Mängel der bisherigen Seismizitätskarten eliminieren zu können, wurde eine neue Seismizitätskarte gezeichnet. Diese Karte gibt den Einfluss des Untergrundes auf die bei den Beben entstehenden Schäden besser wieder, wie die bisherigen. Aus dieser erhellt, dass die seismische Wirkung längs der Bruchlinien stärker fortschreitet, als in der darauf senkrechten Richtung. Schliesslich wurden Zonen stärkerer und schwächerer seismischer Gefährdung festgestellt und gegeneinander abgegrenzt.

RENGÉSES ZÓNÁK MAGYARORSZÁGON

Bisztricsány Ede - Csomor Dezső - Kiss Zoltán

Báth (1) Skandináviára vonatkozó szeizmicitás térképe nyomán Magyarországon Csomor és Kiss (2) (3) készített szeizmicitás térképet. Ez a térkép a Magyarországon kipattant földrengések energiaeloszlása alapján készült. Ez a módszer a következő:

Kiszámítják a rengésnél feloldódó energiát (E) a

$$\log E = 11,7 + 3,2 \log \left(\frac{r^2}{h} + h \right) \quad (1)$$

formula alapján (ahol r az érzhetőségi sugár, h a fészekmélység) és behelyettesítik az így kapott értéket az

$$e = \frac{E h}{4 \pi (h^2 + l^2)^{3/2}} \quad (2)$$

egyenletbe, ahol l az epicentrum és a vizsgált egység terület közötti távolságot, e az epicentrumtól l távolságra levő területegységre jutó energiát jelenti.

A szeizmicitási térkép készítés során azt tapasztaltuk, hogy az

érezhetőség hatására a különböző epicentrális erősségű rengésekből nem ugyanolyan nagyságrendű energia jut. Ezt a tényt matematikailag a következő módon írhatjuk le.

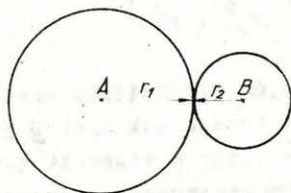
Legyen A-ban az egyik rengés epicentruma és B-ben a másiké, a megfelelő mennyiségeket különböztessük meg 1 és 2 indexszel (1. ábra).

(1) egyenletből A-ra igaz, hogy

$$\log E_1 = 11,7 + 3,2 \log \left(\frac{r_1^2}{h_1} + h_1 \right)$$

B-re

$$\log E_2 = 11,7 + 3,2 \log \left(\frac{r_2^2}{h_2} + h_2 \right)$$



1. ábra

kivonás után

$$\log \frac{E_1}{E_2} = 3,2 \log \frac{r_1^2 + h_1^2}{r_2^2 + h_2^2} \cdot \frac{h_2}{h_1}$$

ebből

$$\frac{E_1}{E_2} = \left(\frac{r_1^2 + h_1^2}{r_2^2 + h_2^2} \right)^{3,2} \left(\frac{h_2}{h_1} \right)^{3,2} \quad (3)$$

Legyen $h_1 = h_2 = h$, $l_1 = r_1$, $l_2 = r_2$, akkor (2) alapján

$$e_1 = \frac{E_1 h}{4\pi(r_1^2 + h^2)^{3/2}}$$

$$e_2 = \frac{E_2 h}{4\pi(r_2^2 + h^2)^{3/2}}$$

Tehát

$$\frac{e_1}{e_2} = \frac{E_1}{E_2} \left(\frac{r_2^2 + h^2}{r_1^2 + h^2} \right)^{1,5} \quad (4)$$

(3)-ből

$$\frac{E_1}{E_2} = \left(\frac{r_1^2 + h^2}{r_2^2 + h^2} \right)^{3,2}$$

Est betéve (4)-be

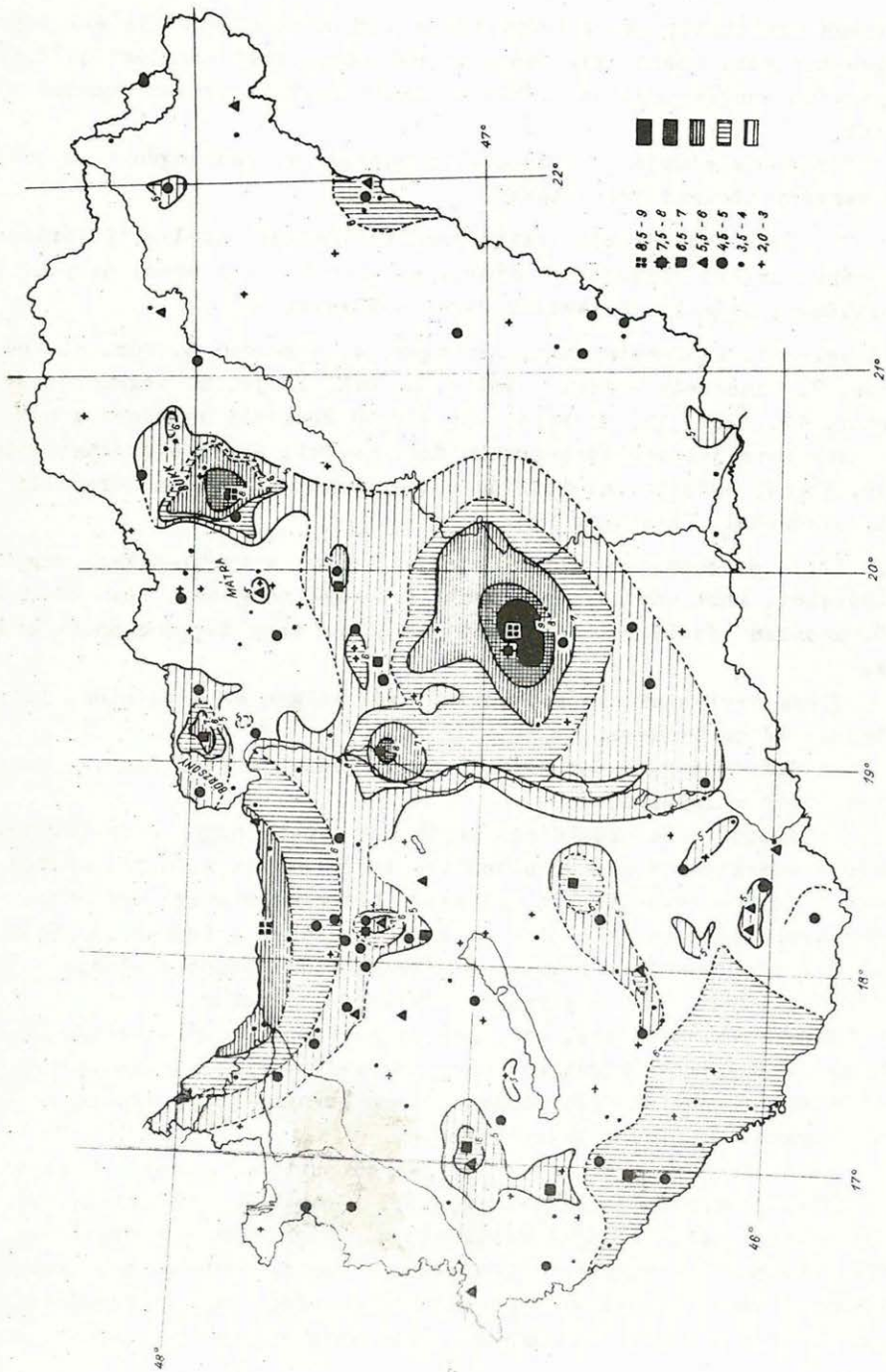
$$\frac{e_1}{e_2} = \left(\frac{r_1^2 + h^2}{r_2^2 + h^2} \right)^{1,7} \quad (5)$$

Tehát ha a fenti módszer alapján elkészített szeizmicitás térképen A epicentrumban erősebb rengést ábrázolunk mint B epicentrumban és így $r_1 > r_2$, akkor annak ellenére, hogy a vizsgált területegységen a két rengésből származó érezhető rengéserősség ugyanaz, e_1 nagyobb lesz e_2 nél, azaz a nagyobb rengés hatása elnyomja a kisebb rengés hatását. A kisebb rengésből származó hatás a szeizmicitás térképen nem látszik.

Egy terület szeizmicitásának a részletes ábrázolására, valamint földrengésveszélyezettségének megítélésére ez a módszer nem alkalmas.

Ennek kiküszöbölésére a következő módon jártunk el.

Az egyes helyiségekben érezhető földrengések maximális intenzitását térképen ábrázoltuk. Térképünkön feltüntetettük a Magyarországon kipattant rengések fészket, az ott keletkezett legerősebb rengés epicentrális erősségével. Az azonos intenzitású helyeket összekötöttünk, így lényegében a rengések isoszeiztáinak burkolóörbójét kaptuk (2. ábra). Az intenzitásokat Mercalli-Sieberg skálában vittük fel és a 4^o-nál kisebb intenzitást nem ábrázoltuk, mivel az ilyen intenzitású rengés károsodással nem jár. Vizsgálatunkhoz 1880-1960 időközre vonatkozó Magyarországon érezhető rengések makroszeizmikus anyagát használtuk fel (4, 5). Est kiegészítettük az 1763. VI. 28-1 komáromi, az 1810. I. 14-1 móri és az 1868. VI. 21-1 Jászberény környéki rengés anyagával. Továbbá 1700-ig visszamenőleg az összes kipattant rengés epi-



2. ábra

centrumát feltüntettük. A fenti három nagy rengés megfigyelési anyaga eléggé hiányos, ezért ezek izoszeizmáit szaggatott vonallal jelöltük. A gyengébb rengéseknél az előbbi ok miatt csak az epicentrumokat jelöltük.

Térképünk alapján 2 főcsoportra osztjuk a földrengés szempontjából veszélyeztetett területeket.

I. Olyan szeizmikusan aktív területegységek, amelyeket térképünkön zárt burkoló görbesereg határol és azon 5° vagy annál nagyobb intenzitású rengések keletkeztek. Ezek a következők:

1. Kecskemét, 2. Dunaharaszti, 3. Eger, 4. Komárom, 5. Mór, 6. Gombamonor, 7. Pincehely - Pári - Gölle, 8. Ukk, Túrje, 9. Nógrád, 10. Jászberény, 11. Pécs, 12. Miskolc, 13. Álmosd környéki rengéses zónák.

Ide soroljuk még térképünkön feltüntetett egyes elszórtan jelentkező, 5° -nál erősebb intenzitású epicentrumok közvetlen környékét is (pl. Bakonybél, Csesztreg stb.).

II. A második csoporthoz soroljuk azokat a területeket, vagy helyiségeket, ahol bár 4° -nál nagyobb erősségű rengések nem fordulnak elő, azonban távoli rengésintenzitása 5° -ra vagy még jobban felerősödik.

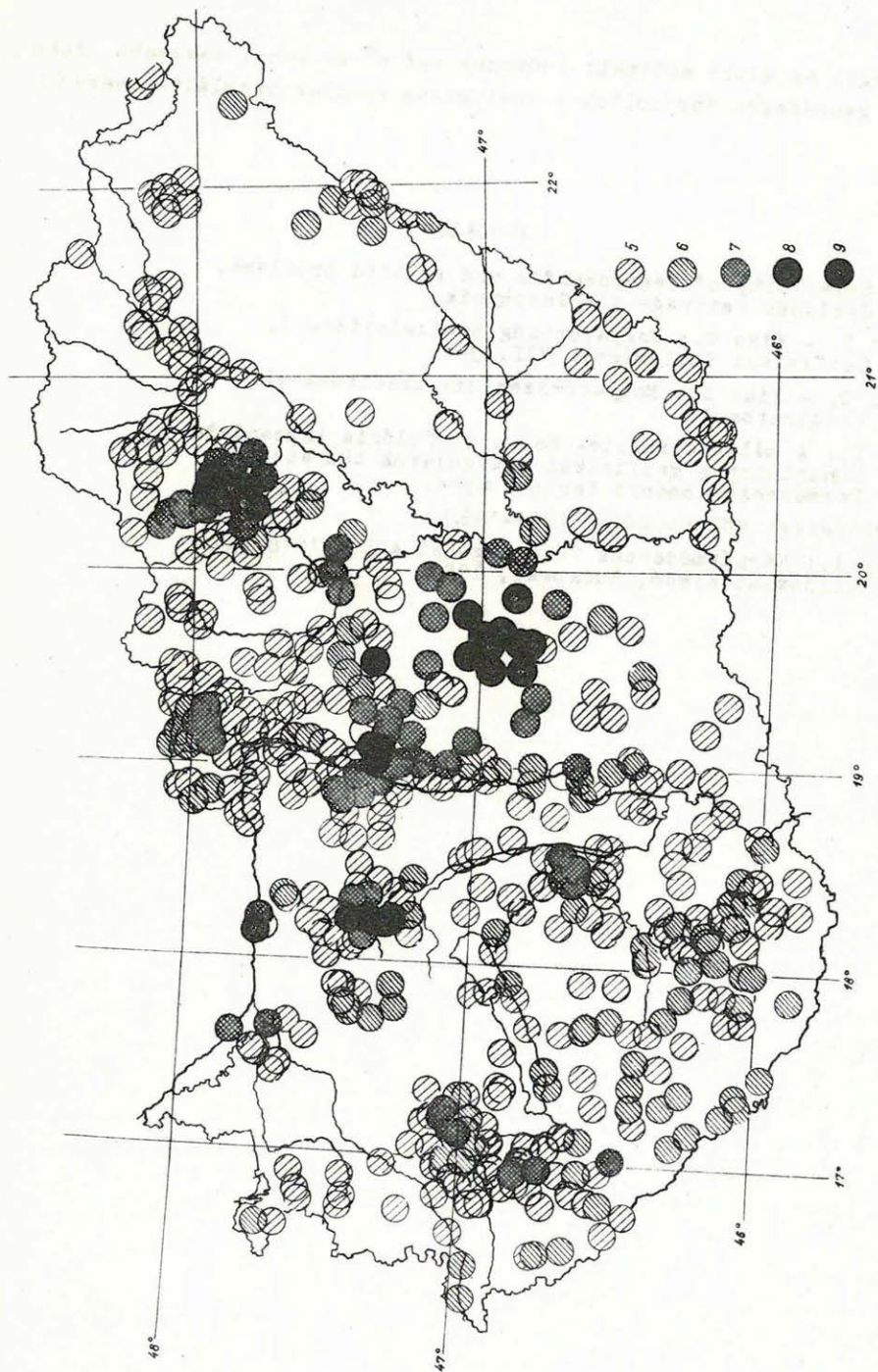
Ilyen területek elsősorban a folyók völgye és a Balaton, ill. a Velencei tó partvidéke.

Az erősítőhatást láthatjuk a Duna, Tisza, Dráva, Eger, Zagyva, Tarna, Sajó völgyében stb.

Az említett felerősödések egyik oka lehet, hogy a folyóvölgyek töréses szerkezetek mentén alakultak ki (6), amit a folyók mentén kippattant földrengések is bizonyítanak. A törésrendszer irányában az energiaveszteség kisebb, mint az arra merőleges irányban. A másik ok, hogy a folyók mentén a helyiségek vékony, laza folyóhordalékra települtek és ilyen helyen a rengés hatása felerősödik.

Veszélyeztetett területek még az országhatár menti zónák, amelyeken más országokban kippattant nagyrengések károsodást okozhatnak. Ilyen területek a Dunántul déli része, Sopron környéke, Csanádpalota vidéke, valamint Álmosd, Ujléta határa.

Végül idesorolunk kisebb helyiségcsoportokat, amelyek az ország területén elszórtan jelentkeznek, ahol a rengések intenzitása az eddigi megfigyelések alapján felerősödik. Ennek okát a kedvezőtlen altalaj-viszonyokra vezethetjük vissza. Ilyen települések: Beremend - Villány - Aka - Németi - Sárszentmiklós - Sárbozárd - Sárszentágota - Aba, Csákvár - Pátka, Somogyjád - Somogyvár - Somogyvámos.



3. ábra

Végül az előbb említett időközbe eső 5° és annál magasabb fokú összes rengéseket ábrázoltuk a szeizmikus vonalak szemléltetésére (3. ábra).

IRODALOM

- Báth: Seismicity of Fennoskandia and related problems.
Gerlands Beiträge zur Geophysik.
- Csomor D. - Kiss Z.: Magyarország szeizmitása I.
Geofizikai Közlemények VII. 3-4.
- Csomor D. - Kiss Z.: Magyarország szeizmitása II.
(Kéziratban).
- Egyed L.: A mélyszerkezetek és a morfológia kapcsolata
Dunántúlon a geofizikai vizsgálatok tükrében.
Természettudományi Kar Évkönyve.
- Magyarországi földrengések 1929-1960.
- Réthy A.: Kárpátmedencék földrengései 455 - 1918-ig.
Akadémiai Kiadó, Budapest, 1952.

L. Zilahi - Sebess

Die Lage des Dipols und Quadrupols in einem Koordinatensystem, dessen Anfangspunkt im magnetischen Mittelpunkt liegt

Die das magnetische Erdfeld darstellende Gauss'sche Reihenentwicklung nimmt im Falle von nur inneren Kraftquellen folgende Form an:

$$1. \quad V = R \sum_{n=1}^{\infty} V_n(r, \vartheta, \lambda),$$

$$2. \quad V_n = \sum_{m=0}^n \left(g_n^m \cos m \lambda + h_n^m \sin m \lambda \right) P_n^m(\cos \vartheta) \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1}$$

Die Koeffizienten g_1^0 , g_1^1 und h_1^1 sind die charakterisierenden Daten des zentrischen Dipols. Die Glieder mit $n > 1$ lassen keine einfache physikalische Deutung zu. Aus den Koeffizienten g_2^0 , g_2^1 , h_2^1 , g_2^2 , h_2^2 können die Daten eines theoretischen Quadrupols errechnet werden. Auf der Kugelfläche mit $r = R$ stellt V_2/R eine homogen Funktion zweiten Grades dar; die dieser zugeordneten Eigenvektoren definieren Richtungen, die für den Quadrupol charakterisierend sind. Der dem nach Absolutwert minimalen Eigenwert entsprechende Eigenvektor steht normal auf die Ebene der Quadrupolachsen, während die zwei anderen Eigenvektoren die winkelhalbierenden zu den Quadrupolachsen darstellen.

Wird der Anfangspunkt des Koordinatensystems in den Schmidt'schen magnetischen Mittelpunkt versetzt, dann fällt der Dipol mit der Normalen der Quadrupolebene zusammen, während die Quadrupolachsen miteinander einen senkrechten Winkel einschließen. Aus dem orthogonalen System der Eigenvektoren wird das orthogonale System der Quadrupolachsen durch eine Drehung mit 45° um die Dipolachse gewonnen.

Mit Hilfe dieser Zusammenhänge kann der Versuch unternommen werden die Bewegung der im Erdinnern sich befindenden und das Magnetfeld der Erde hervorrufenden Massen genauer zu verfolgen; dabei wird die Verschiebung des magnetischen Erdmittelpunktes bezeichnend für eine materielle Bewegung von translatorischem Charakter, während die paarweise aufeinander senkrecht stehenden Eigenvektoren von den Bewegungen rotatorischen Charakters einen Aufschluss geben können.

A DIPÓLUS ÉS A QUADRUPÓLUS HELYZETE
A MÁGNESES KÖZÉPPONT ORIGÓJU KOORDINÁTARENDSZERBEN

Zilahy-Sebess László

A földmágneses tér fő részét jellemző Gauss-féle sor alakja, ha csak belső hatókat tételezünk fel

$$1. \quad V = R \sum_{n=1}^{\infty} V_n(r, \vartheta, \lambda), \quad \text{ahol}$$

$$2. \quad V_n = \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m \lambda + h_n^m \sin m \lambda) P_n^m(\cos \vartheta) \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1},$$

ahol λ a Greenwich-től keletre számított földrajzi hosszúság, ϑ a csillagászati északi saroktól számított pólustávolság, r a Föld közép-pontjától mért távolság, R a gömbnek tekintett Föld sugara (amelyen belül helyezkednek el a feltételezett hatók). $P_n^m(\cos \vartheta)$ az n -ed fokú és m -ed rendű asszociált függvény.

A Gauss-féle sor a földmágneses tér skaláris potenciálfüggvényét elméleti multipólusok potenciálfüggvényeinek összegeként állítja elő (dipólus, quadrupólus, oktapólus stb.).

Az n -ed rendű multipólus potenciálját a

$$\Phi_n = C \frac{\partial^n}{\partial x_1 \dots \partial x_n} \left(\frac{1}{r}\right)$$

függvény állítja elő, ahol

$$3. \quad \frac{\partial}{\partial x_1} = \alpha_1 \frac{\partial}{\partial x} + \beta_1 \frac{\partial}{\partial y} + \gamma_1 \frac{\partial}{\partial z}$$

differenciál-operátor s az α_1 , β_1 , γ_1 a multipólus tengelyeinek iránycosinusai.

A legegyszerűbb multipólus a dipólus. A Gauss-féle sor V_1 részletösszege egy centrikus dipólus potenciáletterét írja le. A g_1^0 , g_1^1 és h_1^1 együtthatók arányosak a dipólus nyomatékának összetevőivel.

Lényegesen nehezebb meghatározni a V_2 függvényből a quadrupólus két tengelyének iránycosinusait és a momentumát.

A quadrupólus tengelyeinek iránycosinusait meghatározhatjuk úgy, hogy elvégezzük a quadrupólus potenciálfüggvényét előállító

$$4. \quad \Phi_2 = C \frac{\partial^2}{\partial l_1 \partial l_2} \left(\frac{1}{r} \right)$$

kifejezésben a parciális differenciálásokat s az eredményt a gömbfüggvények szerinti sorba rendezzük, majd a V_2 együtthatóval való összehasonlítás után másodfoku egyenleteket írhatunk fel az iránycosinusok és az észlelési adatokból adódó gömbfüggvény-együtthatók közt.

A fenti eljárással nyert másodfoku egyenletrendszer megoldása nem egyszerű feladat. Célszerű a V_2 függvényt olyan koordináta-rendszerbe áttranszformálni, ahol ez a feladat már egyszerűen végezhető el.

Ha a V_2 függvényt adott r érték mellett vizsgáljuk (pl. $r = R$) s a polárkoordináták helyett derékszögűeket vezetünk be, homogén másodfoku függvényt nyerünk. Határozzuk meg a V_2 -höz, mint homogén másodfoku függvényhez tartozó saját vektorokat, a főtengely-transzformáció segítségével. A saját vektorok páronként merőlegesen egymásra s koordinátarendszerükben a quadratikus alaknak csupán a tiszta másodfoku tagjai léteznek s az együtthatók a megfelelő saját értékek.

Az így választott koordinátarendszerben a quadrupólus tengelyek iránycosinusaira és a quadrupólus nyomatékra adódó másodfoku egyenletrendszer igen egyszerűen megoldható s a V_2 -höz rendelt quadratikus alak saját értékeinek a segítségével az alábbi módon kifejezhető:

$$\bar{\alpha}_1 = \bar{\alpha}_2 \sqrt{\frac{c_1}{c_1 - c_2}} ; \quad \bar{\beta}_1 = -\bar{\beta}_2 = \sqrt{\frac{c_2}{c_2 - c_1}}$$

$$\bar{\gamma}_1 = \bar{\gamma}_2 = 0$$

$$5. \quad M = \frac{p^{(2)}}{r^3} = \frac{2}{3} (\lambda_1 - \lambda_2) ,$$

ahol

$$c_1 = \frac{4}{3} \lambda_1 + \frac{2}{3} \lambda_2$$

$$c_2 = \frac{2}{3} \lambda_1 + \frac{4}{3} \lambda_2$$

s λ_1, λ_2 a quadratikus alak maximális és minimális saját értékei.

(A felülvonás azt jelzi, hogy az iránycosinusok a sajátvektoru koordinátarendszerben értendők.)

Igen fontos feltétel, hogy c_1 és c_2 előjele különböző kell legyen.

A harmadik, abszolút értékben minimális saját értékhez tartozó saját vektor merőleges a quadropólus tengelyek síkjára.

Az 5. összefüggések alapján belátható, hogy a quadropólus tengelyek által bezárt szögek szögfelezői a maximális, ill. minimális saját értékekhez tartozó saját vektorok.

Ha a quadropólus tengelyek iránycosinusait a szokásos koordinátarendszerben meg akarjuk kapni, csupán egy ortogonális transzformációt kell alkalmazni. A transzformációs mátrix elemei az egységnyi hosszúságú saját vektorok koordinátái.

Ha a fent vázolt gondolatmenet szerint eljárva kiszámítjuk a különböző sorfejtések adataiból a quadropólus és a dipólus tengelyek által bezárt szögeket, különböző értékeket kapunk.

A P. Mauersberger (7) és a H. Fritsche (6) által végzett gömbfüggvény-sorfejtések együtthatóinak segítségével kiszámítottam a quadropólus tengelyek és saját vektorok iránycosinusait.

Az ábrázolásnál, minthogy közel ugyanazon időpontokra vonatkozó potenciálsorfejtést többet is végeztek, csupán azt a tartományt tüntettem fel, amelyen belül estek a megoldások. Ezeknek a tartományoknak a nagysága a megbízhatóság mértékéül szolgálhat, s rámutat arra, hogy az eredményeket kritikával kell fogadni.

Már pusztán az a tény, hogy a gömbfüggvény-együtthatókat 3 - 4 jegy pontossággal állapították meg, magában foglalja azt, hogy a meghatározott értékekhez meglehetősen nagy hibahatár tartozik. Ezt a hibahatárt, tekintettel arra, hogy az eredményhez harmadfoku és kétismeretlenes lineáris egyenletek megoldásával jutunk, igen nehéz meghatározni pontosan.

A nyert eredmények ábrázolásánál nullkörrel jelöltem egy adott sorfejtésből adódó pontot, illetve értéket.

A kör és a téglalap-alaku tartományok mellett álló számok időbeli sorrendet jelentenek.

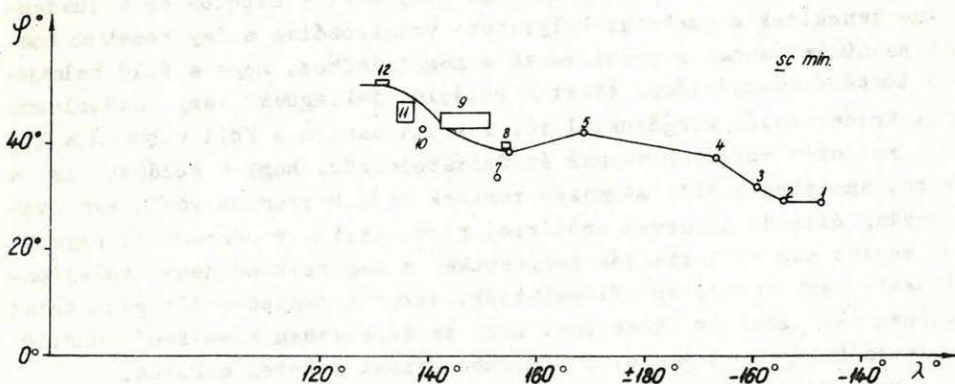
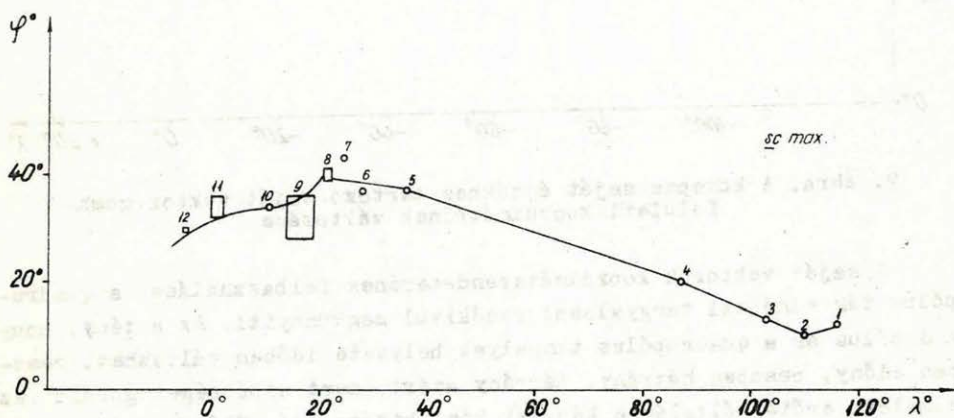
A számok a következő sorfejtésekre utalnak:

1. Fritsche	1550	8. Fritsche	1842
2. "	1600	Adams	1845 IV.
3. "	1650	"	1845 VI.
4. "	1700	9. Qu. Icilius	1880
5. "	1780	Adams	1880 VI.
6. Erman, Petersen	1829	"	1880 IV.
7. Gauss	1835	Neumayer	1885

Scamidt	1885 IV.	11. Dyson. Furner	1922 (X,Y)
"	1885 VI.	" "	1922 (Z,80)
"	1885 II.	" "	1922 (Z,60)
Fritsche	1885	12. Vestine	1945
10. Fritsche	1900	Afanasieva	1945

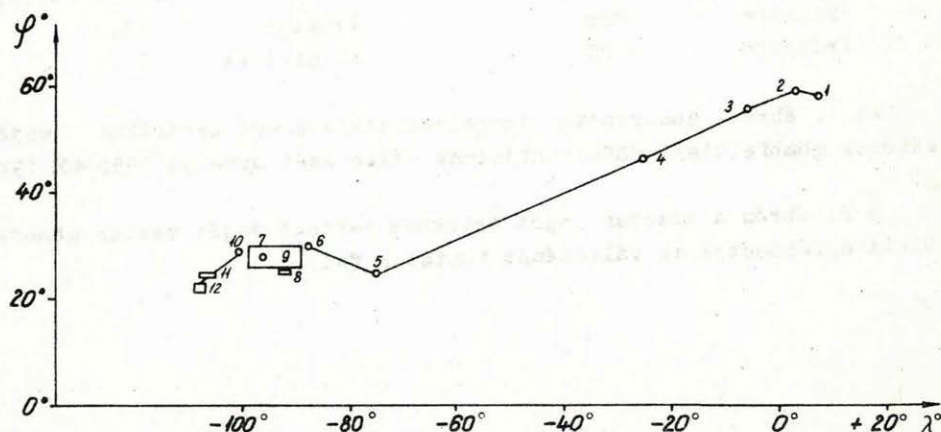
Az 1. ábra a quadrupólus tengelyek síkjába eső centrikus saját vektorok gömbfelületi dőléspontjainak változását mutatja 1550-től 1945-ig.

A 2. ábrán a közepes saját értékhez tartozó saját vektor gömbfelületi dőléspontjának változását tüntetem fel.



1. ábra. A maximális és minimális saját értékhez tartozó saját vektorok gömbfelületi koordinátáinak változása

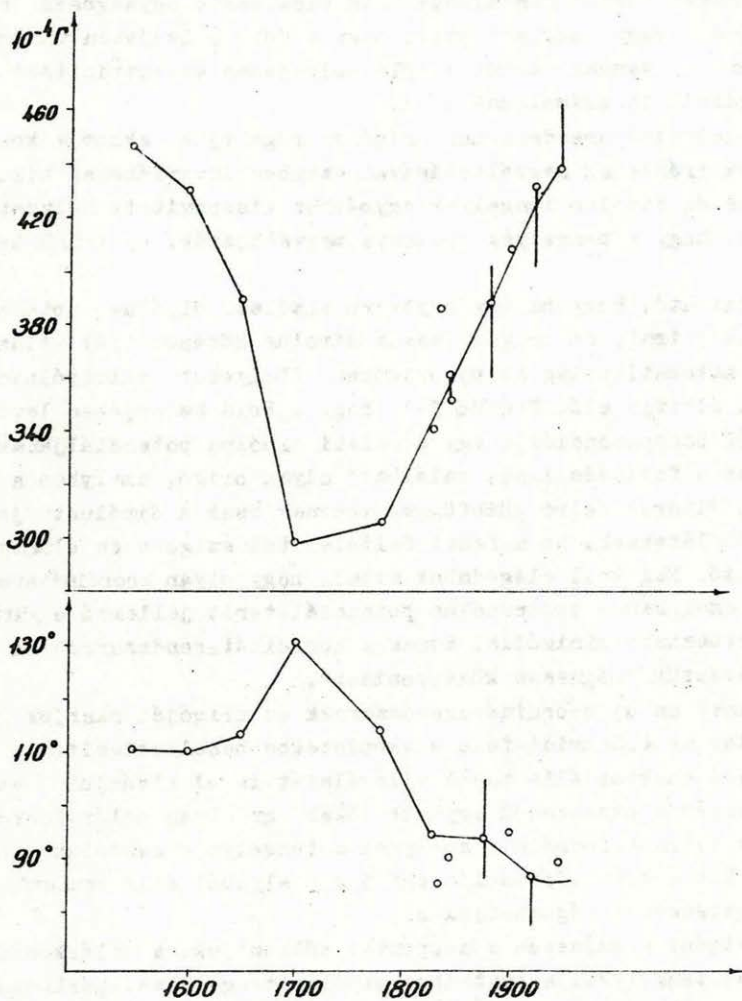
A 3. ábrán a centrikus quadрупólus momentumának és a quadрупólus tengelyek egymással bezárt szögének a változása látható.



2. ábra. A közepes saját értékhez tartozó saját vektor gömbfelületi koordinátáinak változása

A saját vektorok koordinátarendszerének felhasználása a quadрупólus tér elméleti tárgyalását rendkívül megkönnyíti. Az a tény, hogy a dipólus és a quadрупólus tengelyek helyzete időben változhat, részben előny, részben hátrány. Hátrány azért, mert nehézséget gördít az elméleti erőter általános képének kialakítása elé. Előny azért, mert nem állít fel már eleve matematikai kényszert a dipólus és a quadрупólus tengelyek geometriai helyzetére vonatkozólag s így közelebb hozhat bennünket annak a problémának a megoldásához, hogy a Föld belsejében történő elmozdulások tisztán rotációs jellegűek vagy számolnunk kell translációs mozgásokkal is. T.i. ha csupán a Föld súlypontja körüli rotációs mozgások vannak és feltételezzük, hogy a Földnek az a része, amelyben a Föld mágneses terének okát keresnünk kell, egy viszonylag állandó mágneses erőterrel rendelkezik, s részecskéi egymáshoz képest nem változtatják helyzetüket s megőrzik mágneses tulajdonságukat, vagy arányosan változtatják, akkor a mágneses tér geometriai képében változást az okozhatna, hogy az egységesen viselkedő önálló mágneses tulajdonsággal bíró tömeghez képest a kéreg elforog.

Ha a Föld belsejéből származó mágneses erőter állandó, akkor állandó kell legyen a potenciál sorfejtésből kiolvasható dipólus és quadрупólus tengelyek egymáshoz való viszonya is. Ha a tengelyek helyzete változik, az eltérések mértékétől függően, a kiinduló alapelgon-



3. ábra. A centrikus quadрупólus nyomatakának időbeli változása. A centrikus quadрупólus tengelyek által bezárt szög változása

dolásunkat cáfolja meg, tehát vagy azt, hogy az anyagi tömeg, amely önálló mágneses térrel rendelkezik nem viselkedik egységesen rotáció szempontjából, vagy amellettszól, hogy a Föld belsejében translációs elmozdulások is vannak, tehát a Föld belsejében excentricitást előidéző mozgással is számolnunk kell.

Ha a koordinátarendszerünk origóját rögzítjük, akkor a koordinátatengelyek irányának megváltozásával szemben invariánsnak bizonyul a quadropólus és dipólus tengelyek egymáshoz viszonyított helyzete. Ahhoz tehát, hogy a tengelyek viszonya megváltozzék, új origót kell választani.

Kimutatható, hogy ha egy egyszerű elméleti dipólus potenciáletterét akarjuk leírni, de origóul nem a dipólus középpontját választjuk, akkor azt matematikailag az új origóban elhelyezett multipólusok végtelen sora állítja elő. Tegyük fel, hogy a Föld belsejében levő mágneses hatók összpotenciálja egy elméleti dipólus potenciáljának felel meg. Ha ez a feltevés igaz, található olyan origó, amelyben a mágneses potenciáletteret leíró gömbfüggvénysornak csak a dipólust jellemző együtthatói léteznek. Ez a fenti feltétel túl szigorú és általában nem teljesíthető. Meg kell elégednünk azzal, hogy olyan koordinátarendszert keresünk, amelyben a quadropólus potenciáletterét jellemző együtthatóknak négyzetösszege minimális. Ennek a koordinátarendszernek a középpontját nevezzük "mágneses középpontnak".

Ha ennek az új koordinátarendszernek az origóját akarjuk kiszámítani, elég az A. Schmidt-féle végképletekbe behelyettesíteni, de ha a fennmaradó szektorális tagok vizsgálatát is el kívánjuk végezni, akkor célszerű a másodrendű együtthatókat egy olyan polárkoordinátarendszerbe áttranszformálni, amelynek a tengelye a centrikus dipólus tengelye. Ezt a transzformációt egy 5×5 elemből álló transzformációs mátrix segítségével végezhetjük el.

Ha origóul a mágneses középpontot választjuk, s polárkoordinátarendszerünk tengelyéül a centrikus dipólus tengelyével párhuzamos irányt, akkor teljesülnek a $g_1^1 = h_1^1 = g_2^0 = g_2^1 = h_2^1 = 0$ feltételek. A polárkoordinátarendszer tengelye körüli elforgatással elérhető az is, hogy a $g_2^2 \cdot h_2^2 = 0$ feltétel is teljesül.

Ha $g_2^2 \cdot h_2^2 \neq 0$, akkor a saját vektorok az origón átfektetett és a dipólusra merőleges sík, valamint a

$$\varphi_1 = \arctg \frac{h_2^2}{g_2^2 + \sqrt{(g_2^2)^2 + (h_2^2)^2}}$$

111.

$$\varphi_2 = \arctg \frac{h_2^2}{g_2^2 - \sqrt{(g_2^2)^2 + (h_2^2)^2}}$$

szögekkel megadott meridiánsíkok metszéspontjaiba esnek.

Kimutatható, hogy ha $g_2^2 \neq 0$, de $h_2^2 = 0$, akkor a quadropólus tengelyek a koordináta tengelyekkel 45° -os szöget zárnak be. Ha $h_2^2 \neq 0$ és $g_2^2 = 0$, akkor a koordináta tengelyek a quadropólus és a dipólus tengelyek.

A saját vektorok ortogonális rendszere a multipólus tengelyekhez képest a dipólus tengely körül 45° -kal el van forgatva.

A Föld mágneses középpontjára vonatkoztatva is kiszámítottam a saját vektorok és quadropólus tengelyek iránycosinusait. A nyert eredményeket tünteti fel a 4., 5. és 6. ábra. Itt az iránycosinusok olyan koordinátarendszerben értendők, amelynek az origója a mágneses középpont és tengelyei a szokásos földrajzi koordinátarendszer tengelyeivel párhuzamosak.

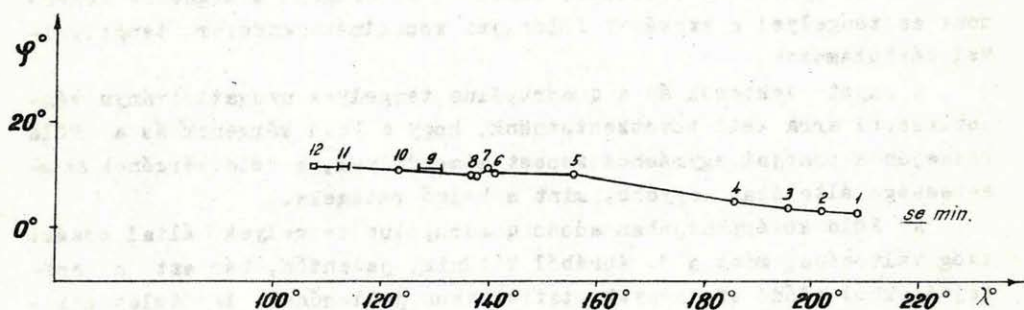
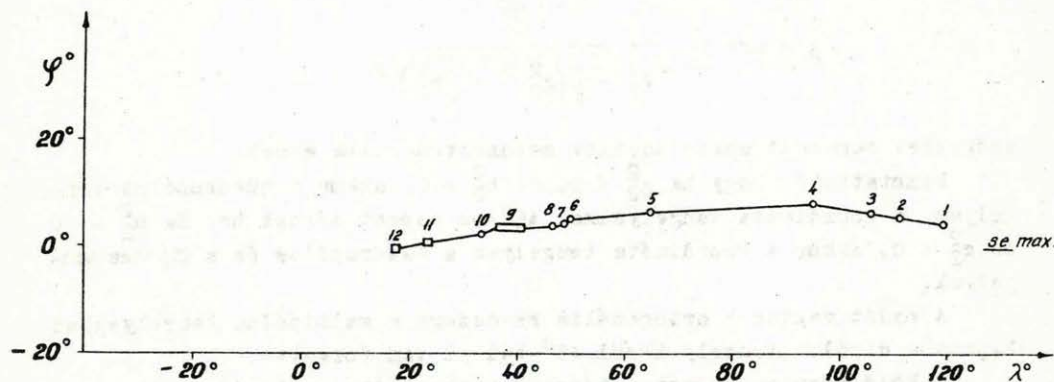
A saját vektorok és a quadropólus tengelyek nyugati irányu vándorlásából arra kell következtetnünk, hogy a Föld kérgének és a Föld belsejének pontjai egymáshoz képest elmozdulnak, a Föld kérgének mozgáse sebessége általában nagyobb, mint a belső rétegeké.

A Föld középpontjában adódó quadropólus tengelyek által bezárt szög változása, mint a 3. ábrából kitűnik, jelentős, bár azt a sorfejtésekből adódó eredmények statisztikus jellegének is tulajdoníthatnánk, mégis felhívja a figyelmet arra, hogy számolnunk kell a Föld belsejében translációs mozgásokkal is.

A Föld mágneses középpontjának a helyváltozása, s ebben a pontban a quadropólus tengelyek elég szabályos menete arra mutat, hogy feltételezhető a Föld belsejében olyan tömegek translációs jellegű mozgása, amelyek mágneses szempontból állandó jelleggel bírnak.

Az a kérdés, hogy van-e translációs mozgás a Föld belsejében, nem dönthető el csupán a földmágneses potenciálsorok vizsgálataival, meg kell vizsgálni a kérdést más mérési adatokból kiindulva is. Célravezetőnek látszik a szeizmológiai adatok vizsgálata abból a szempontból, hogy nem mutatnak-e ezek az adatok a Föld belsejének excentrikus felépítésére. Ezekhez a vizsgálatokhoz célszerűnek látszik szintén a gömbfüggvények felhasználása.

Mint hogy mindig elérhetjük azt, hogy a gömbfüggvénysor másodrendű tagjai közül csupán a $g_2^2 \neq 0$, elegendő erre az esetre szorítkozni, amikor az elméleti quadropólus potenciáletterét vizsgáljuk.



4. ábra. Az excentrikus saját vektorok gömbfelületi koordinátáinak változása

A quadrupólus izopotenciál felületeit a

$$V_2 = A \left(\frac{1}{r} \right)^3 \cos 2\lambda \sin^2 \theta$$

függvény írja le, rögzített V_2 érték mellett. Az erővonalakat leíró függvényeket az ortogonális trajektóriák differenciál egyenletéből kapjuk meg.

A $\theta = 90^\circ$ -kal jellemzett síkban (quadrupólus tengelyek síkja) az erővonalak egyenletét paraméteres formában adhatjuk meg

$$u = C \cdot \left| \sin \lambda \frac{3}{4} \right| \left| \cos \lambda \frac{7}{4} \right| \operatorname{sg} \cos \lambda$$

$$v = C \cdot \left| \sin \lambda \frac{7}{4} \right| \left| \cos \lambda \frac{3}{4} \right| \operatorname{sg} \sin \lambda .$$

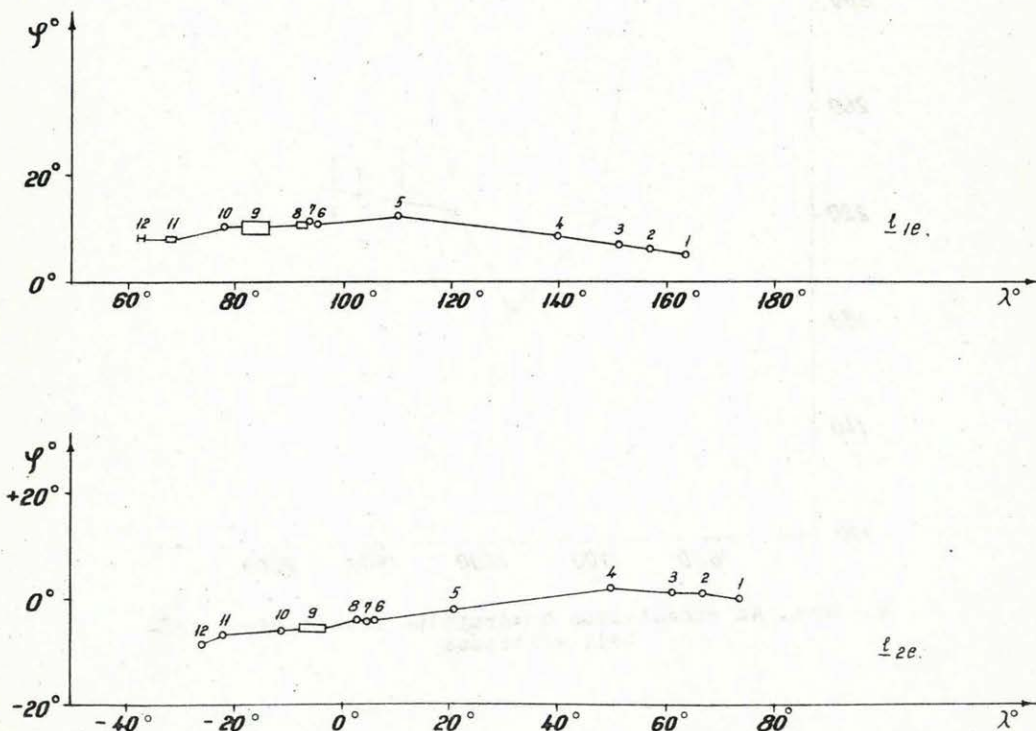
A dipólus tengelyhez és a maximális saját értékhez tartozó saját vektor síkjában ($\lambda = 0$) az erővonalakat az

$$u = C \cdot \left| \cos \theta \frac{3}{4} \right| \sin \theta$$

$$w = C \cdot \left| \cos \theta \frac{5}{2} \right| \operatorname{sg} \cos \theta$$

függvények írják le.

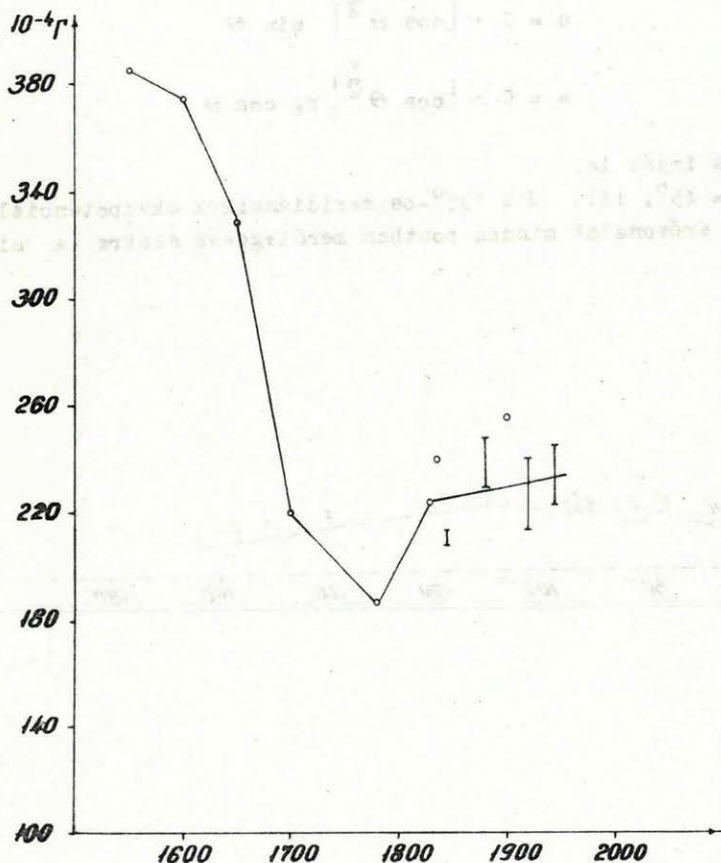
A $\lambda = 45^\circ$, ill. $\lambda = 135^\circ$ -os meridiánsíkok ekvipotenciális felületek. Az erővonalak minden pontban merőlegesek ezekre a síkokra. A



5. ábra. Az excentrikus quadrupólus tengelyek gömbfelületi koordinátáinak változása

$\lambda = 90^\circ$ -os meridiánsokban hasonló geometriai képet mutatnak a quadrupólus erővonalai, mint a $\lambda = 0$ esetben (csak irányuk ellentétes).

Köszönettel tartozom dr. Barta György és dr. Albert Anna munkatársaimnak értékes kritikai észrevételeikért és Bertha István munkatársamnak, mert a vizsgálattal kapcsolatos nagytömegű számológépi munkák elvégzésében segítséget nyújtott.



6. ábra. Az excentrikus quadrupólus momentumának időbeli változása

IRODALOM

1. Barta György: A Föld mágneses sarkának és középpontjának időbeli vándorlásáról.
Geofizikai Közlemények VIII. kötet. 1-2. szám, 1959.
2. Chargoy, A.: Movimiento del campo magnético terrestre dado por los terminos de segundo orden de la ecuacion del potencial.
Anales del Instituto de Geofisica. UNAM Vol. 1.p.p. 24-37.
Mexikó, 1955.
3. Analisis de modelos que describen el campo magnetico terrestre hasta 1955. Anales Vol. 3.
4. Fanselau, G.: Geomagnetismus und Aeronomie.
Band III. Berlin, 1959.
5. Fanselau und Lucke: Über die Veränderlichkeit des erdmagnetischen Hauptfeldes und seine Theorien.
Zeitschrift für Geophysik. 1956. H. 3/4.
6. Fritsche, H: Die Elemente des Erdmagnetismus für die Epochen 1600, 1650, 1700, 1780, 1842 und 1885....
St. Petersburg, 1899.
7. Mauersberger, P: Betrachtungen über die zeitliche Änderung der Parameter des geomagnetischen Feldes auf Grund der vorliegenden Potentialentwicklungen.
Abhdl.d.Geophys.Inst.Potsdam, Nr. 5/1952.
8. Schmidt, A: Der magnetische Mittelpunkt der Erde und seine Bedeutung.
Gotha. Gerlands Beiträge zur Geophysik. Leipzig, 1934.

ANWENDUNG VON REFRAKTIONSMESSUNGEN MIT PHASENKORRELATION
BEI DER UNTERSUCHUNG DER GROSSSTRUKTUR VON SÜDOSTUNGARN

Die "Seismische Forschungsstelle des Petroleumtrusts" führte in 1958. grossräumige Refraktionsmessungen mit Phasenkorrelation in Südostungarn aus. Die Abgrenzung des Gebietes wurde im S und SO durch die Landesgrenze, im W durch die Theiss, im N durch die Gross-Kun-Depression, bzw. durch den Südrand des Gravitationsminimums gegeben. Aufgabe der Messungen war die Aufklärung der Lage des Grundgebirges und der Sedimentschichten, derer Tiefen- und Neigungsverhältnissen, um dadurch für die Anlegung von Bohrungen für Hydrocarbons Unterlagen zu verschaffen. Die Aufgabe wurde durch die Messungen gelöst: weiter lieferten diese auch eine Klärung der geologischen Grossstruktur von Südostungarn und zeitigten dadurch nicht nur aus dem Gesichtspunkte der angewandten, sondern auch der rein wissenschaftlichen Forschung wichtige Resultate.

Die Refraktionsmethode mit Phasenkorrelation ermöglichte die Trennung der mesozoischen Schichten und des paläozoischen Grundgebirges im weitaus grössten Teil des Gebietes. Aus dem Gesichtspunkte der Grossstruktur ist das erforschte Gebiet wie folgt einzuteilen: das Gebiet des Gravitationsmaximums von Ferencszállás, der Graben von Hódmezővásárhely-Makó, der paläozoische Kamm von Battonya-Tótkomlós-Pusztaföldvár und die Depression im Osten.

Die eins einzelne gehende Klärung der Grossstrukturverhältnisse von Südostungarn ist der Anwendung der Refraktionsmethode mit Korrelation zu verdanken. Die Trennung des Mesozoikums und Paläozoikums auf Grund von Geschwindigkeitsdaten, weiter die Feststellung des Grabens von Hódmezővásárhely-Makó ist gänzlich ein Ergebnis der Refraktionsmessungen mit Phasenkorrelation.

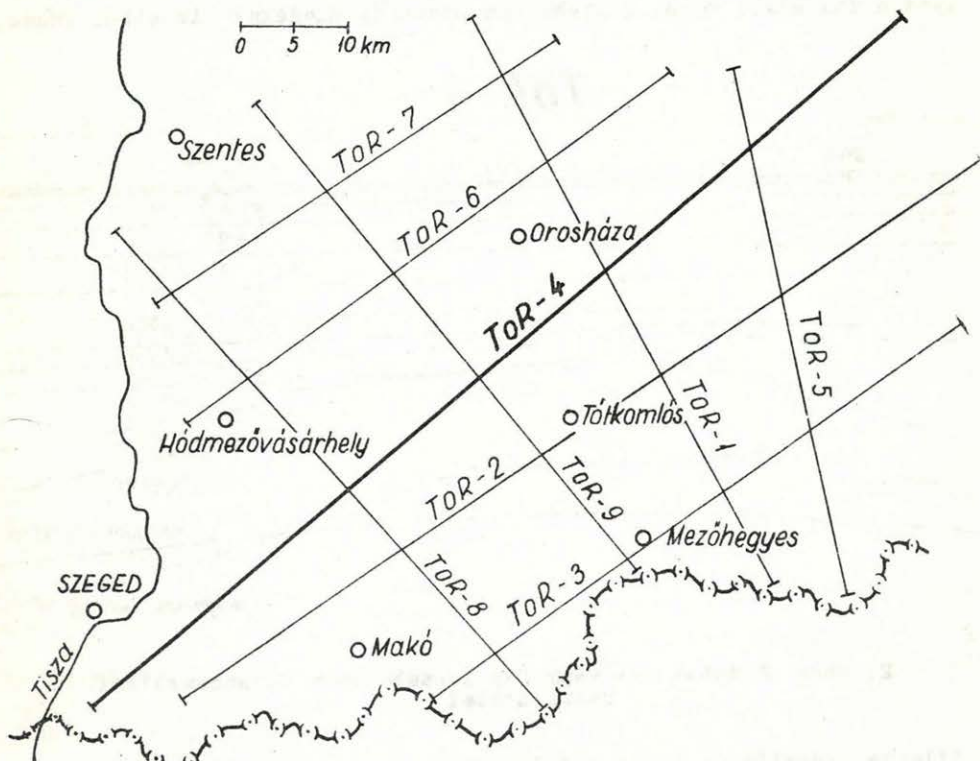
FÁZISKORRELÁCIÓS REFRAKCIÓS MÉRÉSEK EREDMÉNYEI
DÉL-KELET MAGYARORSZÁG NAGYSZERKEZETÉNEK
KUTATÁSÁNA

Kádár József

1958. évben a Szeizmikus Kutatási Üzem átnézetes fáziskorrelációs refrakciós méréseket végzett Dél-Kelet Magyarországon. A kutatási terület határa D-en és K-en az országhatár, Ny-on a Tisza, É-on pedig a Kunsági depressziónak nevezett gravitációs minimumterület. A kilenc ToR jelzésű vonal (Tótkomlós bázisról bemérve) DNy-ÉK illetve DK-ÉNy irányu volt (lásd 1.sz. ábrát).

A refrakciós mérések célja az volt, hogy a szénhidrogént termelő területe részekén, Pusztaföldvár, Tótkomlós környékén adatokat szolgáltatasson az alapkőzet mélység és dőlésviszonyairól, továbbá a gravitációs mágneses és reflexiós mérések eredményeivel összevetve olyan területe részeket tudjunk körvonalazni, melyek szénhidrogén kutatás szempontjából jelentősek lehetnek. Ez volt a kutatás ipari szempontja. A tudományos szempont az volt, hogy a terület földtani felépítéséről, tektonikájáról áttekintő, vázlatos képet kapjunk. A refrakciós mérések megoldották a feladatukat, amennyiben eredményeik alapján meghatároztuk az alaphegység mélység és dőlésviszonyait, továbbá átnézetes képet kaptunk Dél-Kelet Magyarország földtani felépítéséről.

A refrakciós szelvényeken elkülönítettük egymástól az 5400-6300 m/s, a 4500-5300 m/s és az 1650-4300 m/s sebességintervallumokba tartozó rétegeket. Az 5400-6300 m/s intervallumba tartozó refraktáló felületek a paleozoós alapkőzetek, a 4500-5300 m/s sebességű rétegek feltételezésünk szerint a mezozoikumot, míg az 1650-4300 m/s inter-



1. ábra. A Dél-Kelet Magyarországon végzett refrakciós mérések helyszínrajza a vonalhálózattal

vallumba tartozó refraktáló felületek a fiatalabb üledéket jelzik. A továbbiakban alapkőzet illetve alaphegység alatt a paleozoós 5400 - 6300 m/s sebességű refraktáló felületek értendők.

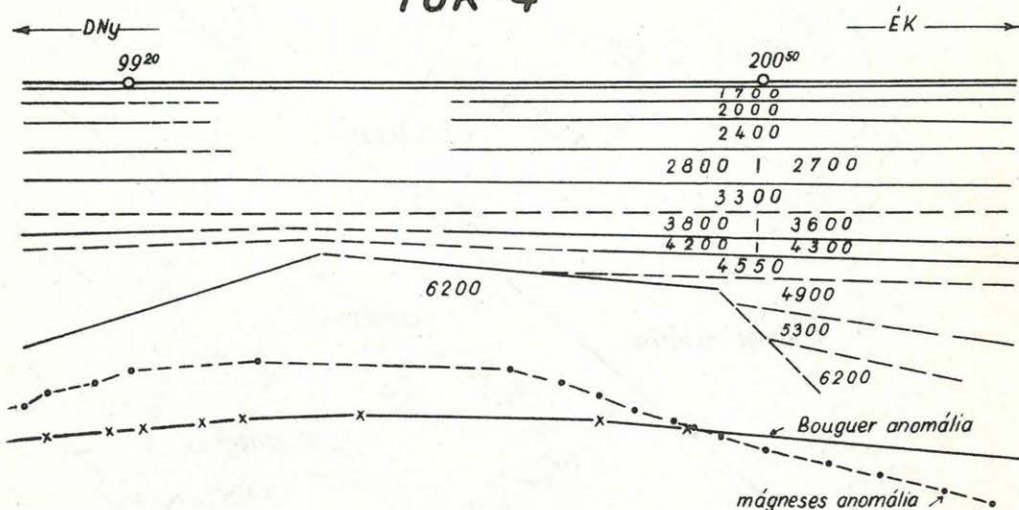
A kutatási területet eredményeink alapján a következő részekre lehet osztani:

1. A ferencszállási gravitációs maximum vidéke.
2. Makó-Hódmezővásárhelyi árok.
3. Battonya-Tótkomlós-Pusztaföldvár paleozoós gerinc.
4. Békéscsaba-Kétegyháza vonaltól nyugatra húzódó mélyterület.

1. A ferencszállási gravitációs maximum vidéke

A gravitációs maximumom a ToR-2 és ToR-4 refrakciós szelvényünk halad keresztül. A paleozoós alapkőzet az egész területen itt jelentkezik a legnagyobb valódi sebességgel (6200-6300 m/s). Mélységét 2500-3000 m-ben határoztuk meg. Szerkezeti formája magas helyzetű rög, melyet a fiatalabb kora, feltehetően mezozoós üledékek is elborítanak,

TOR-4

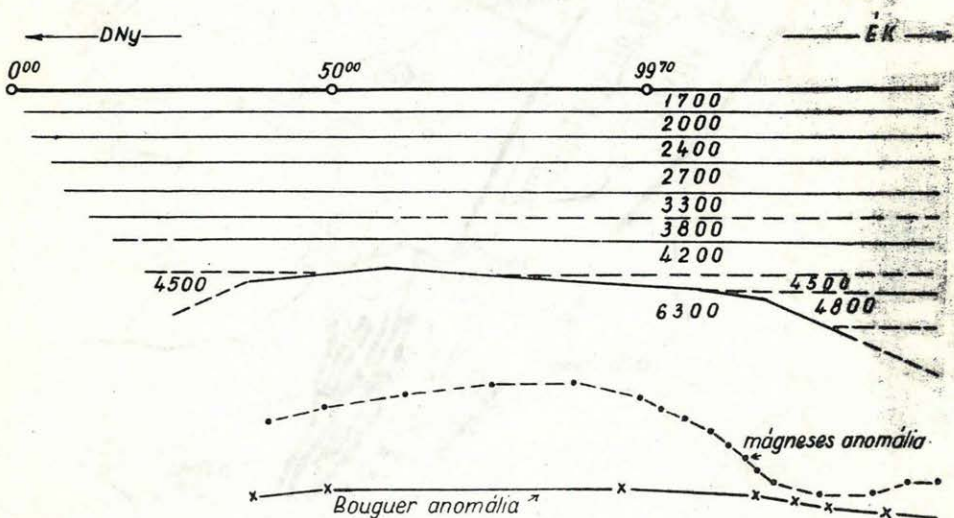


2. ábra. A ToR-4 szelvény DNY-i szakasza a ferencszállási szerkezettel

illetve kiékelődnek a rög oldalán (lásd 2., 3. ábrát). A gravitációs képen nagy pozitív anomáliával jelentkezik, ami nagysűrűségű kőzet jelenlétére utal. A kutatási terület legnagyobb pozitív mágneses ano-

máliáját is itt észlelték. A mágneses mérések eredményei alapján nagy mágneses szuszceptibilitású kőzet jelenlétére következtethetünk. Mivel a ferencszállási szerkezeten lemélyített mélyfúrás az alapkőzetet nem érte el, a magyarországi adatokkal a kőzet anyagát megállapítani nem lehet. A Jugoszláviába átnyúló ferencszállási gravitációs maximum összefüggésben van a nagykikindai szerkezettel, ahol már mélyfúrási adatok ismertek az alapkőzet anyagára nézve. Itt 2200 m-ben a mélyfúrás gneiszt ért el. A gneiss átlagsűrűsége nagyobb, mint a mezozoós üledékéké, sőt meghaladja a paleozoós kristályospala sűrűségét is. A mágneses szuszceptibilitása is nagyobb, mint a környező kőzetek szuszceptibilitása. Ezen adatok alapján feltételezhetjük, hogy a ferencszállási gravitációs és mágneses maximum hatója gneisz.

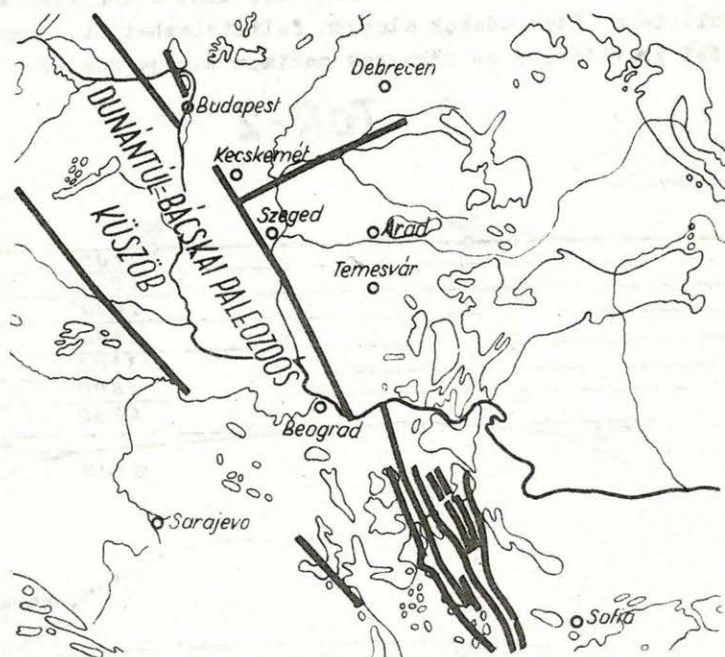
TOR-2



2. ábra. A ToR-2 szelvény DNY-i szakasza a ferencszállási szerkezettel

A ferencszállási gravitációs maximum és szeizmikusan kimutatott rög nagyszerkezeti szempontból is lényeges tényező. Scheffer Viktor a "Magyar közbülső tömeg kérdéséhez" c. munkájában a Kraistida törésrendszer és a jugoszláviai furások eredményeinek ismeretében feltételezi, hogy a törésrendszer Magyarországon is folytatódik. Ezzel kapcsolatban valószínűsíti, egy nagy paleozoós gerinc létezését, mely Magyarország középső részén húzódik végig DK-ÉNy irányban. Ez az úgynevezett Dunántul-Bácskai paleozoós küszöb, melynek keleti törésvona-

lát Belgrád-Szeged-Kecskemét vonalában adja meg (4. ábra). A fázis-korrelációs refrakciós mérések a ferencszállási paleozoós tömb kimutatásával megerősítették Scheffer Viktor elképzelését. A paleozoós tömb valószínűleg a Dunántul-Bácskai paleozoós küszöb része. Figyelemre méltó, hogy a ferencszállási gravitációs maximum csapásirányában találjuk a nagykőrösi gravitációs maximumot is. A két gravitációs maximumot összekötő vonal jó egyezést mutat a Scheffer Viktor által feltételezett Dunántul-Bácskai paleozoós küszöb keleti szegélyének irányvonalával.

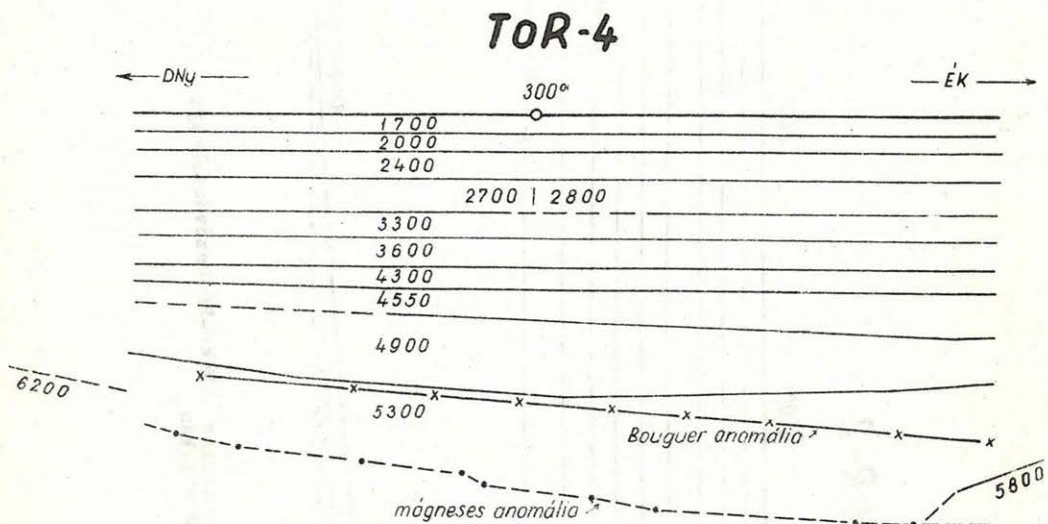


4. ábra. A Dunántul-Bácskai paleozoós küszöb és a Kraistida törérendszer E-i szakasza

2. Makó-Hódmezővásárhelyi árok vidéke

Valamennyi DNY-ÉK irányu refrakciós szelvényünkön sikerült kimutatni, hogy a paleozoós alaphegység egy DK-ÉNy irányu vonal mentén hirtelen elmélyül. Ezekon a szelvényeken még 3500-4000 m mélységben ki tudtuk mutatni a nagysebességű alapkőzet felületét. A ToR-4. szelvé-

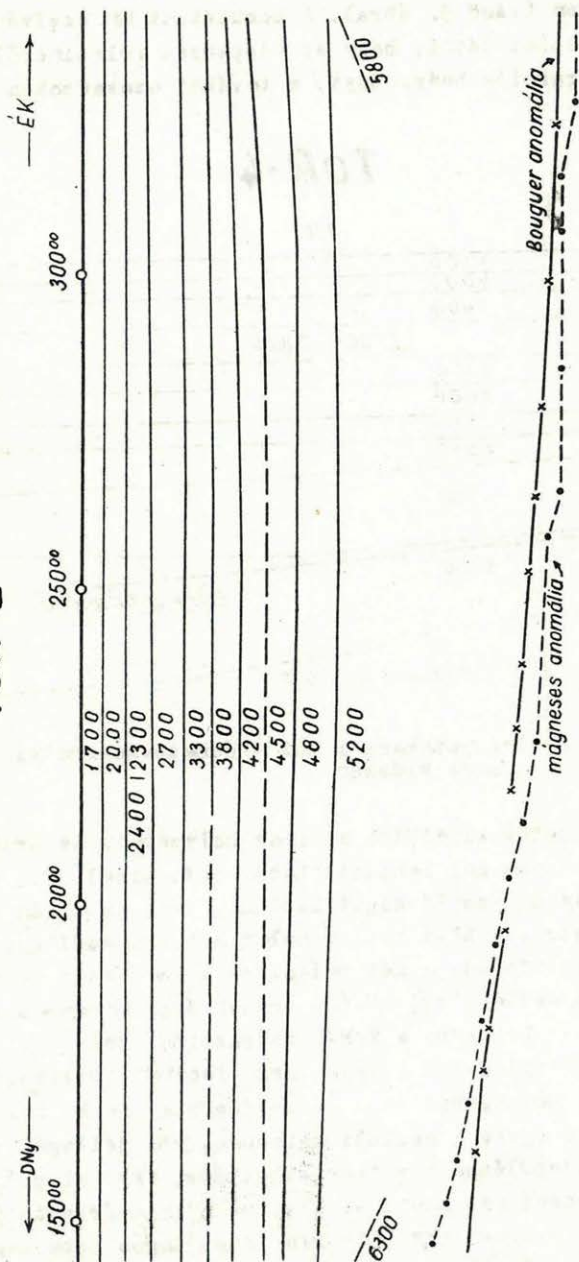
nyen mutattuk ki a legmélyebben az 5800 m/s valósi sebességű alapkőzetet 6100 m mélységben (lásd 5. ábra). A bemutatott két szelvényrészleten (5-6 ábra) jól lehet látni, hogy az alapkőzet felszínéről egy szakaszon kaptunk refrakciós beérkezést, a további szakaszokon pedig



5. ábra. ToR-4. szelvényszakasz a Makó-Hódmezővásárhelyi árok vidékén

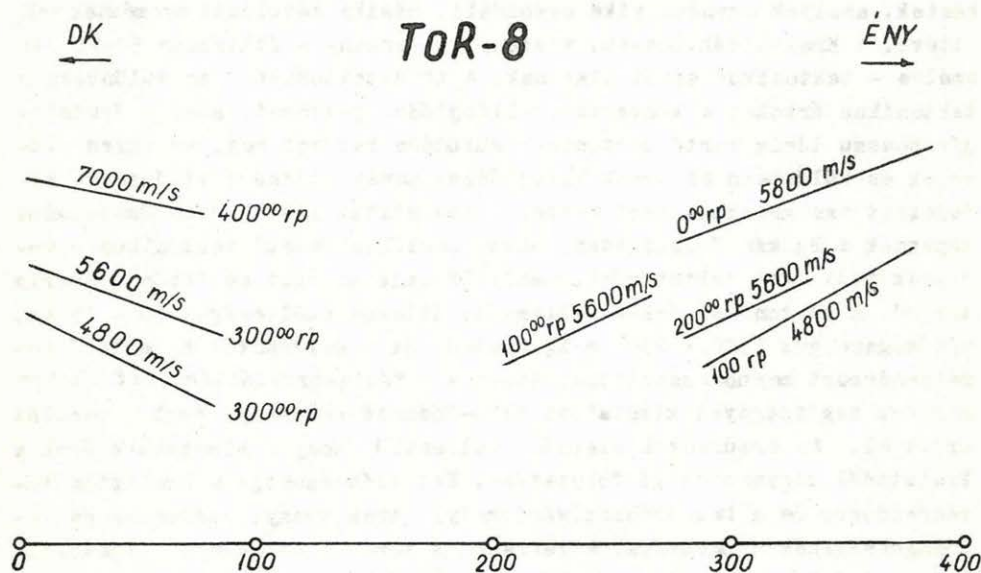
már nem. Ezen alapon tudtuk kijelölni az árok helyzetét. Az árok ÉK-i határvonalát igen pontosan meg lehetett határozni, mivel az összes DNY-ÉK irányú szelvényen hasonló képet kaptunk, mint az ábrán látható két szelvényrészleten. A DK-i határvonalat a ferencszállási paleozoós tömb jelezte. Ilyenformán a két paleozoós kiemelkedés közt kialakult egy 10 - 15 km szélességű, DK-ÉNy irányú árok körvonala. A mélyterület csapásirányában mértük be a ToR-8 refrakciós szelvényt. Az utidőgörbe jellege, és az időadatok alapján arra lehetett következtetni, hogy az alapkőzet nagy mélységben van. Az utidőgörbe ágak folytonos sebességeloszlású, éles ugrás nélküli sebességgörbe jellegét mutatták, amiből nyugodt településre következtethettünk. Az alapkőzetről refrakciós első beérkezést nem kaptunk. Mint második beérkezés jelentkezett a vonal DK-i szakaszán egy 5600 m/s látszólagos sebesség, lövés ellenlövés irányban. A valódi sebesség is 5600 m/s-nak adódott, ami feltételezésünk szerint a paleozoós alapkőzet felszínét jelzi. A

TOR-2



6. ábra. TOR-2. szelvénytiszakasz a Maló-Hódmezővásárhelyi árok vidékén

közelítő számítások szerint a refraktáló felület mélysége 6600-7000 m-nek adódott. Valószínű, hogy ez a Pusztaföldvár-Tótkomlós paleozoós tömb mélyebb helyzetű része. Ennek alapján a vetőzónában, mintegy 1000-2000 m-es vetőmagassággal számolhatunk. A mélyebb viszonyok tisztázására egy 40 km robbanópont-távolságu lövés ellenlövés elrendezését utidőgörbét is lőttünk. A vonal DK-1 szakaszán 7000 m/s az ÉNy-1 szakaszán 5800 m/s látszólagos sebesség jelentkezett. (Lásd 7. ábrát.)



7. ábra. A ToR-8. szelvény DK-1 szakasz utidőgörbéjének vázlatja

A közelítő számítások szerint a valódi sebesség 6000 m/s körüli, a mélység hozzávetőlegesen 10-12 km-nek adódott. Az adatok birtokában feltételezhetjük, hogy az árokban a paleozoós kristályos-pala és a gneisz két külön réteget alkot, mely egymásra települ és a refrakciós mérésekkel szétválasztható.

A gravitációs képen az árok nem jelentkezik nagy negatív anomáliával, mint azt várni lehetne a paleozoós alapkőzet elhelyezkedése alapján. A gravitációs értékek általában Ferencszállás felől haladva csökkenő értéket mutatnak ÉK-1 irányban. Nem jelentkezik az árok területe nagy pozitív anomáliával sem, mint az várható lenne akkor, ha a mélyedést környezeténél nagyobb sűrűségű mezozoós mészkő töltené ki. Valószínű, hogy az árkot kitöltő üledék és a mezozoikum - melynek kifejlődését nem ismerjük - együttes sűrűsége kisebb ugyan a ferencszáll-

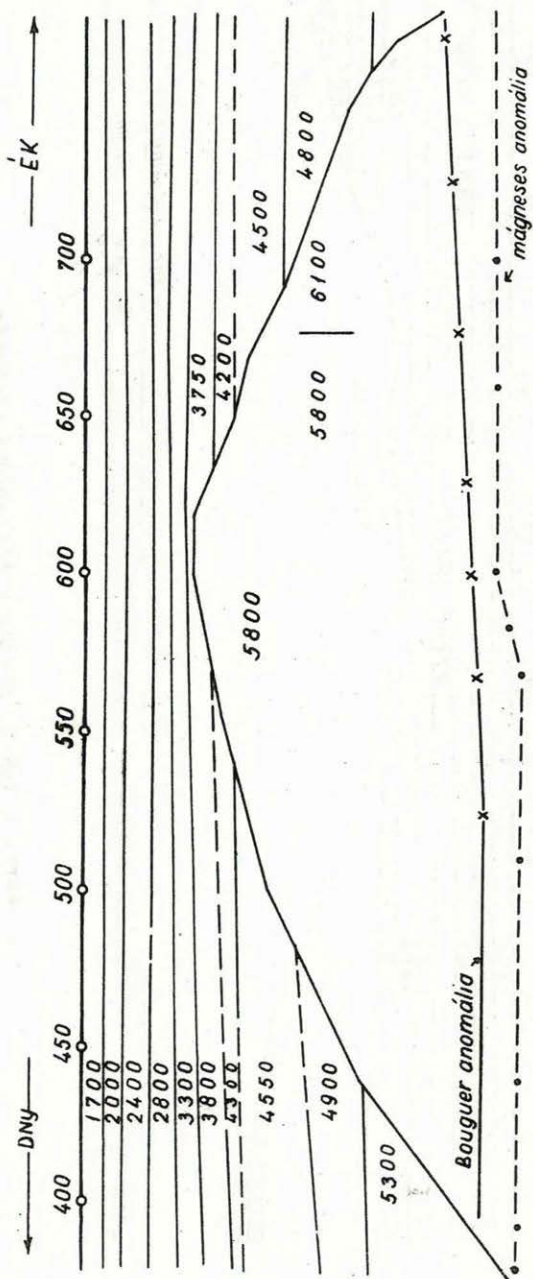
lási gneisz sűrűségénél, de nagyobb a paleozoós kristályos palánál.

A Makó-Hódmezővásárhelyi árok egyébként Bonvec által ismertetett Kraistida törésrendszerbe - irány és jelleg alapján - jól illeszkedik. A Kraistidák létezését 1936-ban Boncev állapította meg és mint fiatal tektonikus rendszert jellemezte, mely a Struma és Morava folyók irányában részutosan szeli át a Balkán félszigetet. A vizsgálatok azt mātatták, hogy a Kraistidák törésszerkezetét hosszanti törésvonalak jellemzik. A törésrendszerek mentén igen nagy árkok és sasbércek keletkeztek, amelyek egynémelyike egyoldali, másika kétoldali nyomásnak volt kitéve. A Kraistidák hosszú, viszonylag keskeny - átlagosan 50-70 km széles - tektonikus sávot alkotnak. A töréstektonikát és különösen a tektonikus árkokat a konzervatív kifejlődés jellemzi, amit a Kraistidák hosszú ideig tartó tektonikus működése határoz meg. Az egyes törések és különösen az árkok kifejlődése annak ellenére világosan kifejezett szakaszokban ment végbe. A Kraistidák régi töréskomplexumot képeznek a Balkán félszigeten; olyan megkülönböztető tektonikus vonásnak kell őket tekintenünk, amely DK-felé az Égei és Vörös tengerig terjed. A tektonikai árkok jellemzői: átlagos szélességük 10 - 15 km, vetőmagasságuk 1500 - 2500 m-ig terjed. Ha a Belgrádtól K-re levő törésrendszert meghosszabbítjuk, éppen a fáziskorrelációs refrakciós mérések segítségével kimutatott Makó-Hódmezővásárhelyi árok vonalát érjük el. Az eredmények alapján valószínű, hogy a kimutatott árok a Kraistidák magyarországi folytatása. Ezt alátámasztja a Kraistida törésrendszer és a Makó-Hódmezővásárhelyi árok irány, szélesség és vetőmagasságának azonossága. A refrakciós mérések eredményei igazolják a Dunántul-Bácskai paleozoós küszöb létezését, s a Kraistida törésrendszer magyarországi folytatásának elméletét gyakorlatilag is megerősítik.

3. Battonya-Tótkomlós-Pusztaföldvár paleozoós gerinc

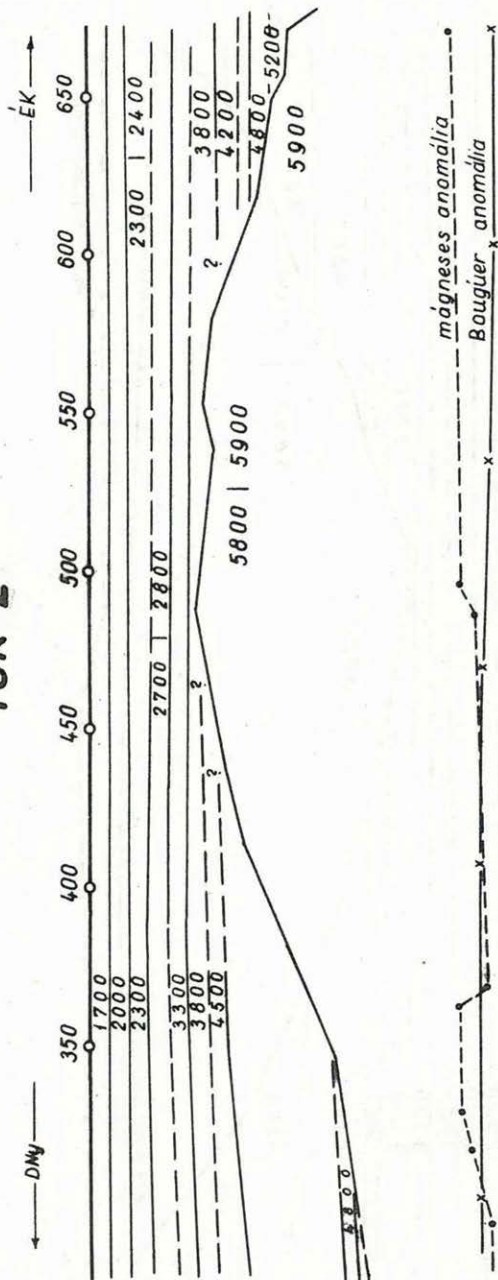
Kutatási területünk legnagyobb részét egy DK-ÉNy irányu paleozoós vonulat foglalja el, amely Battonyánál van a legmagasabb helyzetben, mintegy 1000 m körül. Innen ÉNy irányban haladva fokozatosan mélyül. Nagyszénás környékén a ToR-7 szelvény mentén eléri a 3500-4000 m-es mélységet. A mélyfurások adatai szerint Battonyánál paleozoikumot, Tótkomlóson mezozoós mészkövet, Pusztaföldváron paleozoós kristályos palát találtak. A refrakciós szelvényeken a paleozoós kőzetek (gránit és kristályos pala) Battonyánál 5600 m/s, Tótkomlóson és Pusztaföldváron 5800 m/s (lásd 8-9. ábrát) valódi sebességűek. A tótkomlósi területen a mezozoós rétegek felületéről refraktált beérkezést nem kaptunk és így csak a paleozoikum felületének mélységét tudtuk meghatározni.

TOR-4



8. ábra. A Tor-4. szelvény pusztaföldvári szakasza

TOR-2



9. ábra. A Tor-2, szelevény tótkomlósi szakasza

A pusztaföldvári gravitációs minimum helyén a paleozoós alapkőzet magas helyzetben van. Feltételezésünk szerint a paleozoós kristályos pala sűrűsége itt kisebb, mint a környező mezozoós üledékek sűrűsége, ezáltal ott, ahol a paleozoikum emelkedni kezd, a gravitációs értékek csökkennek. Tótkomlósan a furásokból ismert mezozoós mésszkő fedi az alapkőzetet. Itt gravitációs maximumot és ugyancsak szeizmikuskiemelkedést találunk. A battonyai rész gravitációs maximuma szintén szeizmikusan emelt helyzetű rész. Környezetéhez képest alacsonyabb helyzetben van. A gravitációs maximum a nagyobb sűrűségű gránit helyzetével hozható összefüggésbe.

4. Békéscsaba-Kétegyháza vonaltól Ny-ra kimutatott mélységzóna

A DNy-ÉK irányu ToR-3, ToR-2 és ToR-4, refrakciós szelvényeken Békéscsaba-Kétegyháza vonaltól Ny-ra paleozoós kőzetek szempontjából mélységzóna mutatkozott. Mindhárom szelvényen a paleozoós alapkőzet nagy dőlésszögű vetők mentén olyan mély helyzetbe került, hogy a leszakadt rész felületéről refraktált beérkezést már nem kaptunk. A ToR-4. szelvényen a pusztaföldvári szerkezet keleti szárnyán is megtaláljuk az előbb említett törést. A törés után mintegy 10 km-re az alapkőzet felszínéről nagy látésszögös sebességgel jelentkező első beérkezést kaptunk, mely Békéscsaba irányában erős emelkedést mutat. Az alapkőzet valódi sebessége 6100 m/s, ez a legnagyobb a ferencszállási alapkőzetsebesség után. Valószínű, hogy a pusztaföldvári paleozoós tömb keleti szárnyának anyaga más kőzet. A valódi sebességek alapján arra következtethetünk, hogy a kristályos pala helyett itt más nagyobb sűrűségű anyag van. Erre utal az a tény, hogy a gravitációs értékek Békéscsaba irányában emelkedést mutatnak. A nagysebességű alapkőzet emelkedése és a gravitációs emelkedés ezen elgondolás alapján összhangban áll.

A fáziskorrelációs refrakciós mérések Dél-Kelet Magyarország nagy-szerkezetének felderítésén kívül ipari szempontból is értékes munkát végeztek, amennyiben a szelvények komplex kiértékelése folytán Nagymágocs, Medgyesbudas és Mezőkovácsháza környékén olyan geológiai szerkezeteket mutattunk ki, melyek CH kutatás szempontjából reményteljesek lehetnek. Igen érdekes lehet még a Makó-Hódmezővásárhelyi árok is olajkutatás szempontjából, amennyiben feltételezzük, hogy az olaj anyakőzete itt volt és migráció révén innen került a pusztaföldvári és tótkomlósi szerkezetekbe.

Eredményeinket összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a fáziskorre-

lációs refrakciós mérések a kitűzött célt elérték, mivel segítségével megismertük DK Magyarország nagyszerkezetét, így a ferencszállási gneisz alapkőzetet, mely nagyszerkezeti szempontból beleilleszthető a Magyar közbülső tömeg"-be, a gneisz alapkőzet és a Battonya-Tótkomlós-Pusztaföldvár paleozoós gerince közt húzódó Makó-Hódmezővásárhelyi árkot, mely a Kraistida törésrendszer magyarországi folytatása, továbbá a paleozoós gerinc helyzetét, mélység és dőlésviszonyait és a keleti mélyebb területrészt. Az eredmények kétségkívül igazolják, hogy a fáziskorrelációs mérések komoly eredmények elérésére képesek mind tudományos, mind az ipari kutatás szempontjából.

E. Varga

TRENNUNG EINFACHER UND MULTIPLER REFLEXIONEN DURCH
SEISMOKAROTTAGE-MESSUNGEN

Ein altes Problem der Interpretation der ungarischen Reflexionsmessungen ist die Erkennung der Einsätze von Mehrfachreflexionen. Zur Unterscheidung dieser Reflexionen nach Geschwindigkeit, Neigung und gleichmässiger Verteilung in der Zeit wurden schon früher Untersuchungen angestellt. In erster Linie führten Geschwindigkeitsanalysen zur Annahme der Ausbildung von Mehrfachreflexionen.

In dieser Hinsicht neue Evidenz wird durch das zur Besprechung vorliegenden Verfahren geliefert, bei welchem die beim Seismokarottage zum Geophon gelangenden späteren Einsätze bearbeitet werden. Die durch die letzteren indizierten Teufen-Zeitkurven bestimmen dann die an der Oberfläche beobachteten einfachen und mehrfachen Reflexionen. Aus dem Vortrag erhellt, dass - in Abhängigkeit von der Qualität der Messungen - eine jede Mehrfachreflexion identifiziert werden kann.

Der Vortrag enthält die Besprechung der Verfahrens und dessen Anwendung in der Praxis.

VALÓDI ÉS TÖBBSZÖRÖS REFLEXIÓK KÜLÖNVÁLASZTÁSA
SZEIZMOKAROTTÁZS MÉRÉSSEL

Varga Ede

Az alföldi kutatási területek szeizmogeológiai viszonyai lehetővé teszik többszörös reflexiók keletkezését. Már régebben is végeztek vizsgálatokat ezek kimutatására és a valódiaktól történő elkülönítésére.

E próbálkozások a többszörös reflexiók következő tulajdonságain alapultak:

A terjedési sebesség mindig kisebb, mint az ugyanazon t_0 -hoz tartozó valódi reflexióé.

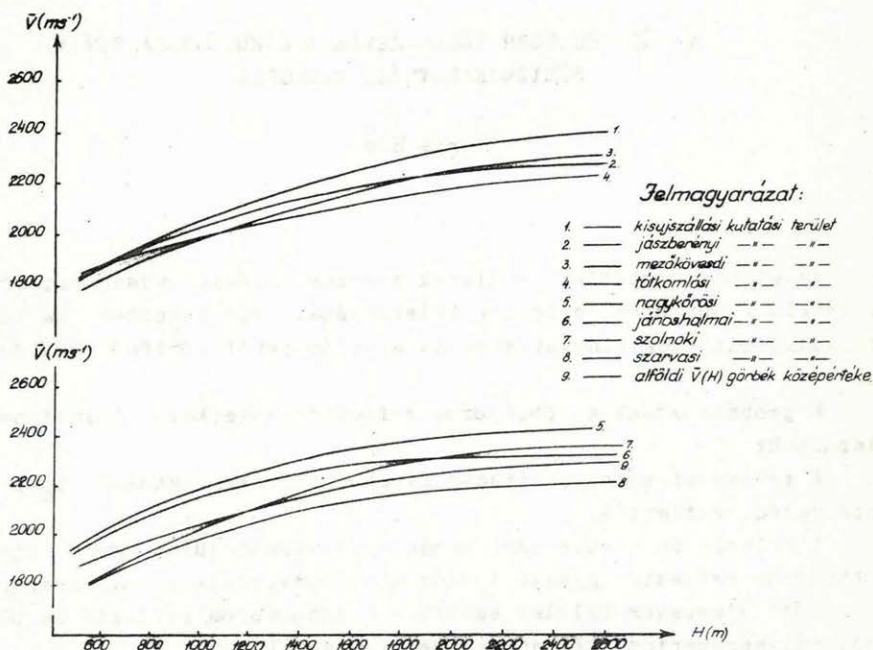
A felszín és a vele párhuzamos visszaverőfelület között kialakult többszörös reflexió egyenlő időközökben mutatkozik a szeizmogramon.

Dőlt visszaverőfelület esetében e többszörös reflexió felületelemei, mélységszerinti dőlésnövekedést mutatnak.

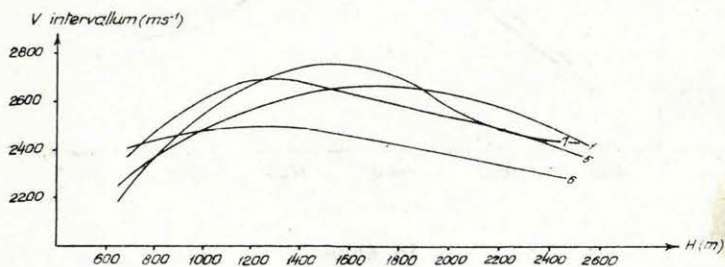
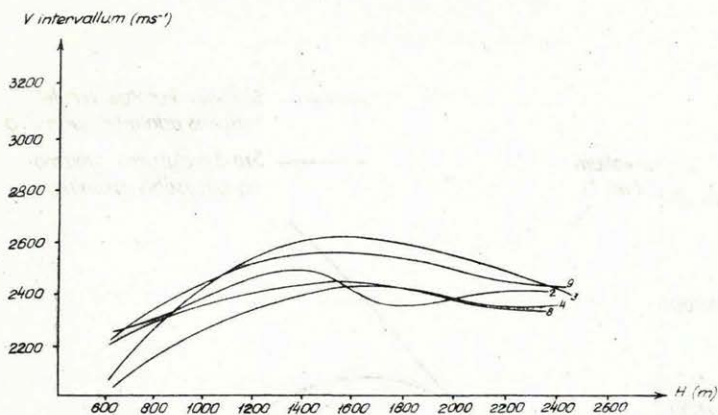
E törvényszerűségek azonban általában nehezen ismerhetők fel, és vizsgálatuk csak kivételes esetekben vezet eredményre.

Az évről-évre halmozódó mérési anyag miatt sürögőssé vált a feladat megoldási lehetőségeinek további tanulmányozása. A problémára ismételten felhívta figyelmünket a reflexiós utidőgörbékől számított alföldi területi átlagsebesség-mélység görbék vizsgálata (1a ábra). Ezekből intervallumsebesség-mélység görbéket számítva (1b ábra) azt tapasztaltuk, hogy egy kezdeti emelkedő szakasz után mindegyik visszahajlik és további részén viszonylag kis sebességértékeket mutat.

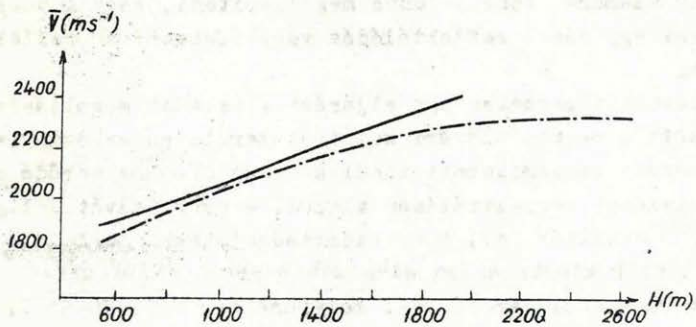
A karottázs és reflexiós mérések adataiból meghatározott sebességgörbék jellemző ellentétékeként láthatjuk a szolnoki kutatási terület reflexiós és a szolnoki 3.sz. mélyfúrás szeizmokarottázs mérésének eredményei szerint meghatározott $v(H)$ és $V_{\text{intervallum}}(H)$ görbéket. (1c. és 1d ábra). Az 1b ábrán látható görbék alakját nem magyarázhatjuk inverz sebességeloszlással, mert ennek ellentmondanak geológiai ismereteink és a szeizmokarottázs mérések eredményei. Inhomogénitások, a vízszaverőfelületek görbültsége sem szolgálhatnak magyarázatul, mert ezek egy-egy területen belül is két irányú hibát okoznak, az egész alföldi mérési anyagot tekintve még kevésbé lehetnek egyirányúak. A sebesség-



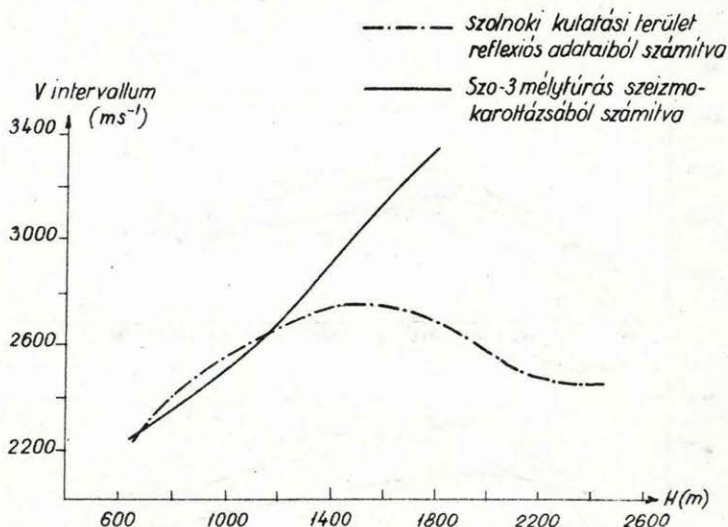
1a ábra



1b ábra



1c ábra



1d ábra

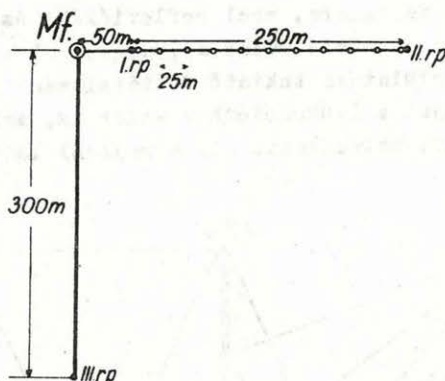
számításhoz felhasznált utidőgörbék helytelen kiválogatása szintén nem okozhatja az intervallumsebesség-görbék egyenlő előjelű torzulását minden kutatási területen. Legvalószínűbb, hogy ez a többszörös reflexiók viszonylag kis sebességértékeinek következménye.

A gyakorlat számára fontos lenne megállapítani, hogy a beérkezések, illetve azok egy része reflektálódás vagy többszörös reflektálódás eredménye-e.

A következőkben ismertetek egy eljárást a feladat megoldására, amelyet többek között a pusztaföldvári kutatási területen eredményesen alkalmaztunk. A mérés, szeizmokarottázásnál a lyukgeofonhoz verődő direkt és későbbi beérkezések regisztrálásán alapul. A mérés elvét Jolly közlése nyomán (1) használtuk fel, műszeradottságainknak megfelelő, és a többszörös reflexiók kimutatására alkalmas eljárás kidolgozására.

A mérést a Pusztaföldvár 16. sz. mélyfúrásban SzSz-26-51 D. mintájú szovjet műszerrel és átalakított SzPED-56 mintájú 31 Hz-es lyukgeofonnal végeztük. A robbantópontok elhelyezését a 2. ábra mutatja. Az I. és II. robbantópontban nagyobb tölteteket alkalmaztunk direkt és későbbi beérkezések nyerése céljából. A III. robbantópontban kistöltetű robbantásokkal csak frekvenciaanalízálásra alkalmas direkt beérkezések keltésére törekedtünk.

A lyukgeofon feszültség-ingadozását 7 csatornán regisztráltuk. Ezek közül a felső négyen négyféle szűrőfokozatot, AVC-t és a zajnívó által megengedett legnagyobb erősítést alkalmaztunk. Így a felszíni mérések-nél használt műszerparaméterek felhasználásával észleltük a beérkezéseket. A három másik csatornát szűrés és AVC nélkül működtettük - ezek



2. ábra

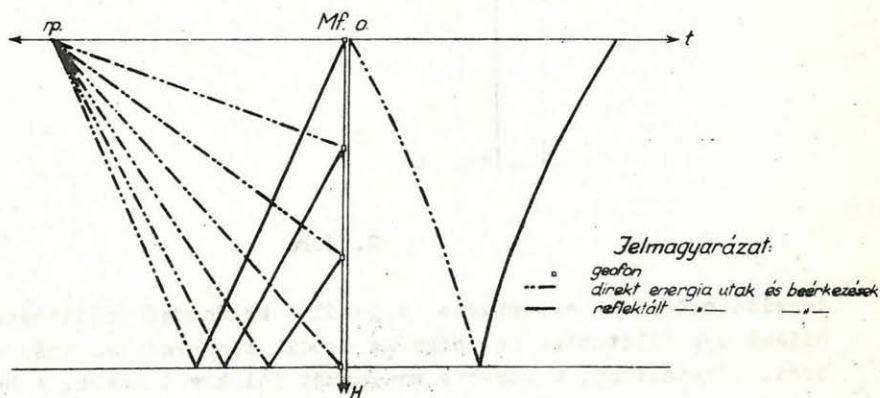
torzító hatásának elkerülése céljából - különböző erősítéssel. Az erősítést úgy állítottuk be, hogy az ötödik csatornán az írás első szakaszát, a hatodikon, a középső szakaszát jól követhessük. A hetedik csatornán a zajnívó által megengedett legnagyobb erősítést állítottuk be a legkésőbb beérkező hullámok észlelése céljából. A szalag alsó részét az ellenőrző, ill. korrekciós geofonok jelei foglalják el.

Az I. és II. robbantópont közé 25 m-es geofonközökkel terítettünk és lövés-ellenlövéses felvételeket készítettünk, a területen használt műszerparaméterekkel. A felvételeken határozott beérkezések mutatkoznak, megközelítőleg 2,7 s-ig. Az a feladat, hogy néhány legkorábban jelentkező beérkezés kivételével, amelyeknek az olajkutatók számára nincs jelentőségük - különválasszuk a valódi és a többszörös reflexiókat.

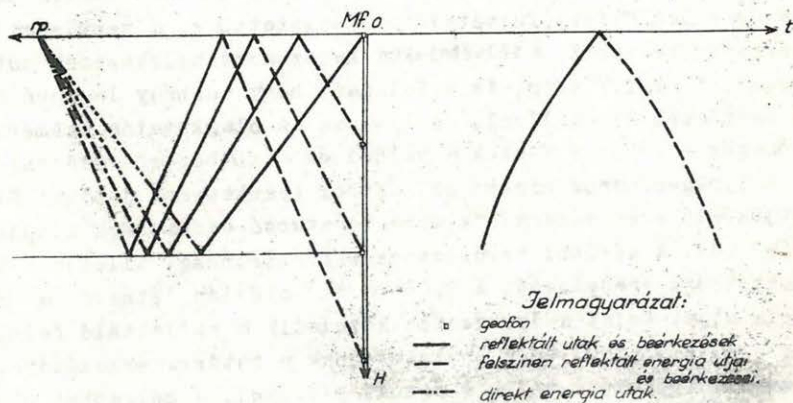
A lyukgeofonhoz direkt és későbbi beérkezések jutnak. Előbbiekből állítjuk elő a sebességeloszlásra vonatkozó számítások alapját képező utidőgörbét. A későbbi beérkezések reflektálódás, illetve többszörös reflektálódás eredményei. A 3. ábra bal oldalán látható a reflektált energia útja. Amint a lyukgeofon közeledik a reflektáló felülethez, az energiapálya rövidül és a lyukgeofonnak a határra érkezésével éri el minimumát. Egyenlővé válik a direkt pályával. A mélyebbre süllyedő lyukgeofonhoz erről a felületről már nem juthat több reflexió. Ennek meg-

felelően a reflektált beérkezések utidőgörbéje (az ábra jobb oldalán) a mélységgel csökkenő időértékeket mutat, a direkt beérkezések utidőgörbéjével alkotott metszése pedig a reflektáló felület mélységét adja.

A többszörös reflexió utjának egy részét a 4. ábra bal oldala mutatja. A robbantópontból induló energia visszeverődik a szeizmikus határfelületről a felszínre, ahol reflexióként észleljük. A felszínen ismét reflektálódva lefelé halad a lyukgeofonhoz. A talaj-levegő határt reflektáló felületnek tekintő feltételezést a továbbiakban igazoljuk. A hullám eljut a lyukgeofonhoz akkor is, amikor az már a reflektáló felület alatt helyezkedik el. A rajzról látható, hogy a lyukgeofon



3. ábra



4. ábra

mélységének növekedésével az energia utja növekszik. A felszínen is reflektált energia beérkezéseinek jobb oldalon látható utidőgörbéje tehát a mélységgel növekvő időértékeket mutat.

Az 5. ábra bal oldalán látjuk a lefelé hatoló energia direkt utjait és tudjuk, hogy a réteghatárokon visszaverődve az ábra jobb oldalán látható, mélységgel csökkenő idejű utidőgörbék mentén jut a felszínre. Innen lefelé indul és a lyukgeofonon észlelt beérkezések, mélységgel növekvő idejű görbék szerint helyezkednek el. Utközben az energia egy része ismét visszaverődik a réteghatárokon és a mélységgel csökkenő idejű görbék mentén érkeznek a felszínre. Tekintve, hogy a mérés eredményeként az ábra jobboldali része áll rendelkezésünkre, ennek alapján kell eldöntenünk minden - a mélységgel csökkenő idejű - görbéről, hogy valódi vagy többszörös reflexióhoz tartozik-e. Eddigi ismereteink szerint ezt már megtehetjük, mert csak azt kell megvizsgálnunk, hogy e görbék metszésbe hozhatók-e a direkt beérkezések görbéjével; legmélyebb szakaszukon megtalálhatók-e a lyukgeofon későbbi beérkezései. Amennyiben metszésbe hozhatók valódi, ellenkező esetben többszörös reflexiókhoz tartoznak. E görbéknek a (t) tengellyel alkotott metszéspontjai kijelölik azon időket, amelyeknél a terítés felvételén mutatkozó beérkezések eredetét meghatároztuk.

A reflexiók és többszörös reflexiók görbéivel párhuzamos görbék számíthatók is, a karottázs átlagsebesség-mélység függvény ismeretében.

A reflexiós beérkezések görbéit a következő formula határozza meg kiszűrésű réteghatárok esetén:

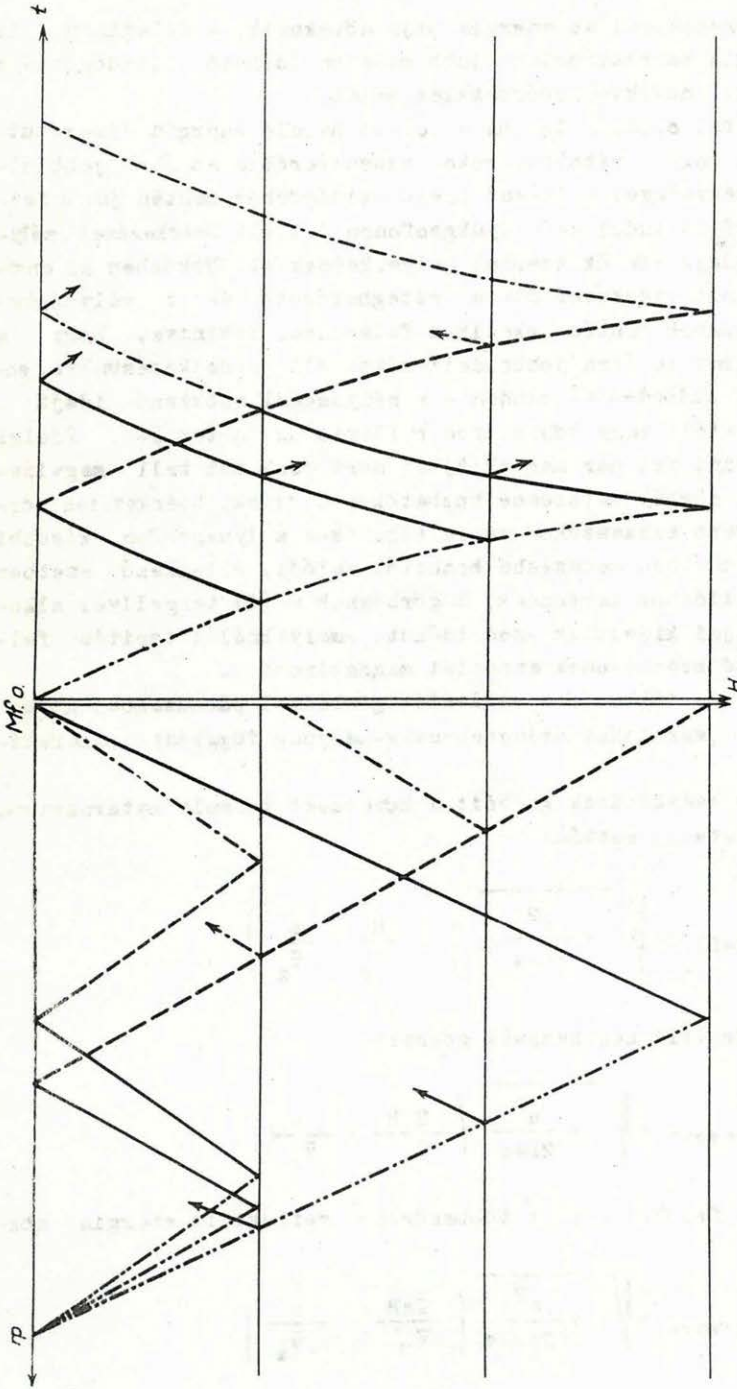
$$t_{\text{refl}} = \sqrt{1 + \frac{a^2}{2H-z}} \left(2 \frac{H}{\bar{v}_H} - \frac{z}{\bar{v}_z} \right)$$

a felszínen reflektált beérkezések görbéit:

$$t_{\text{reverb}} = \sqrt{1 + \frac{a^2}{2H+z}} \left(\frac{2H}{\bar{v}_H} + \frac{z}{\bar{v}_z} \right)$$

a felszín és egy felület között többszörösen reflektált energia görbéit:

$$t_{\text{reverb}} = \sqrt{1 + \frac{a^2}{2nH-z}} \left(\frac{2nH}{\bar{v}_H} - \frac{z}{\bar{v}_z} \right)$$



Jelmagyarázat:

- direkt energia utak és beérkezések
- - - reflektált " " " " " "
- felzárón reflektált energia útjai és beérkezései
- - - felzárón " " " " " "
- szeizmikus reteghatár

J. ábra

- ahol H = a felület mélysége
 z = a geofon mélysége
 \bar{v}_H = az átlagsebesség H mélységben
 a = a robbantópont távolsága a mélyfurástól
 n = a leverődések száma.

E görbékét a terítés felvételein kijelölhető és az időtengelyen is megjelölt (t) értékekhez rajzoljuk. A lyukgeofon későbbi beérkezéseivel igazolt görbéknek megfelelő energiautak a valóságban is megvannak. A későbbi beérkezések hiánya a feltételezett hullámutak hiányát jelenti.

A lehetséges hullámutak közül az esetünkben előfordulókra a továbbiakban rámutatok.

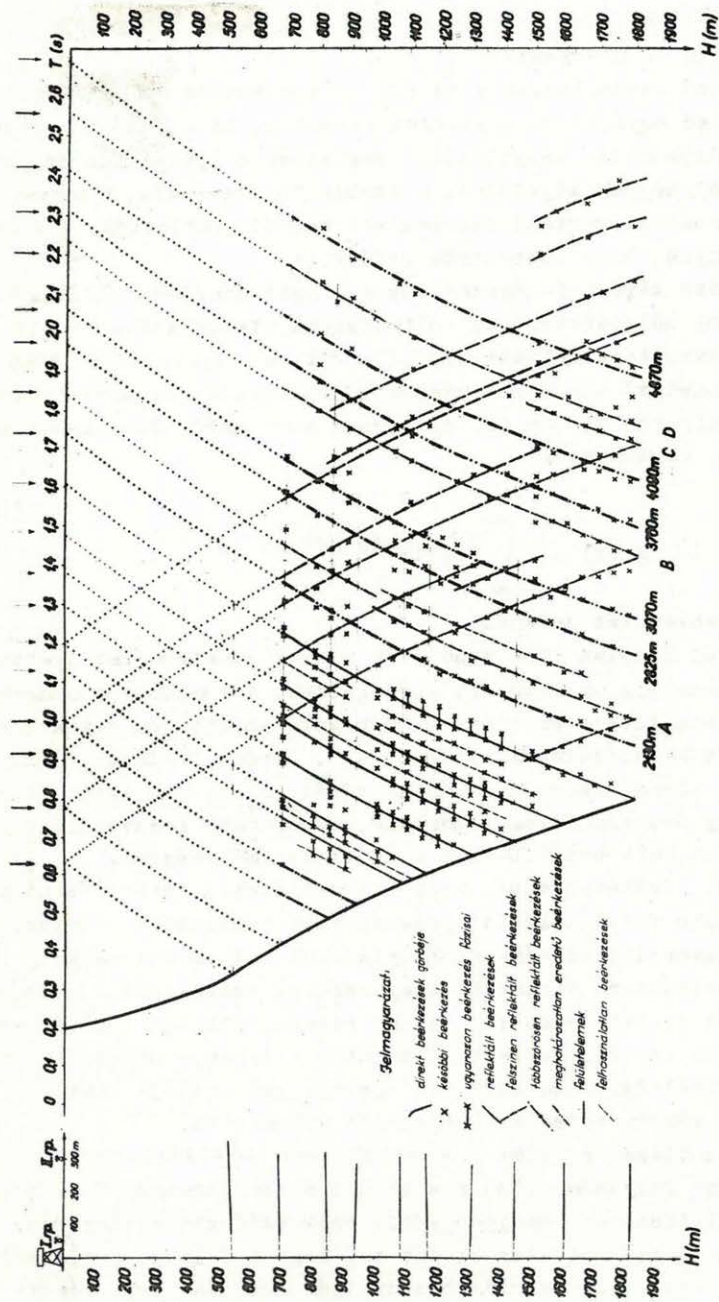
Amennyiben a mélyfurás szájánál robbanthatnánk, a lefelé tartó energia utidőgörbéi a direkt beérkezések utidőgörbéjével párhuzamosak lennének. Ez nincs így, mert a robbantópontot a mélyfurástól általában 50 - 300 m-re helyezük el. A direkt beérkezések utidőgörbéje kivételével az egymással párhuzamosoknak látszó görbék gyakorlatilag valóban párhuzamosak, amennyiben a reflektáló felületek dőlése 10° -nál kisebb. A mélységgel növekvő idejű görbék a mélységgel csökkenő idejűek tökélyképei.

Mindezek ismeretében tekintsük meg a 6. ábrát. A mérést a mélyfurás talpától, 1840 m-től felfelé 50 m-es geofonközökkel végeztük 700 m-ig. A lyukgeofonhoz jutó direkt és későbbi beérkezéseket H, t koordinátarendszerben ábrázoltuk. A (t) tengelyen nyilakkal jelöltük a felszínre jutó és a terítésben észlelt energia, robbantási mélység korrekcióval megjavított beérkezési időértékeit. (Domborzati korrekcióra nem volt szükség.) A lyukgeofonhoz verődő beérkezések kijelölnek a mérési mélységintervallumban néhány, a mélységgel növekvő illetve csökkenő idejű görbét, amelyeket az előzőekből már ismerünk. Természetesen csak a leghatározottabbakat rajzoltuk meg. (Ezek 700 m fölötti részét, ahol csak direkt beérkezéseink vannak, pontozva jelöltük.)

A direkt beérkezések görbéjétől indulnak - az előzőekben megismertek szerint - a reflexiós görbék. A kiindulási pontok meghatározzák a reflektáló felületek mélységeit. Ezek megegyeznek a terítésben észlelt beérkezések felületelemeinek mélységeivel, melyeket a karotázis $\bar{v}(t_0)$ függvényvel szerkesztettünk meg, és az ábra baloldalán láthatók. A görbék (t) tengellyel közös pontjai kijelölik a reflektált hullámok felszínre érkezésének időértékeit. Az ábrán láthatók azok a görbék is, amelyeknek a direkt beérkezések görbéjével nincs közös pontjuk.

Ezek közül a mélységgel növekvő idejűek mentén (a 4. ábrán bemutatott típusu), a talaj-levegő határán visszaverődött, lefelé tartó energia beérkezései helyezkednek el. E görbéknek a felszínre kiszámított pontjai megegyeznek a terítésben észlelt reflexiók robbantási-mélység korrekcióval ellátott beérkezéseinek időértékeivel. E jelenségre hivatkoztam, amikor a hullámutak tárgyalásánál a felszín reflektáló felületnek tekintettem. A mélység növekedésével csökkenő idejű görbék közül (A, B, C, D) mentén többszörösen reflektált beérkezések vannak és ide tartoznak a terítés felvételén e görbék által kijelölt beérkezések is. Ezt könnyen beláthatjuk, ha arra gondolunk, hogy a 6. ábrán látható görbék a hullámutakhoz hasonlóak. Tekintsük ezért az ábrát a hullámutak rajzának. Az (A) görbét metszi az alapkőzet mélységében egy mélységgel növekvő idejű görbe. Utóbbi kizárólag többszörös reflektálódás eredménye lehet és az energia a kristályospala alaphegységről a metszéspontban visszaverődve az (A) görbe mentén jutott a felszínre, ahol beérkezésként jelentkezett. A (B) görbe mentén felülről az első megszerkesztett reflektáló felületről a felszínre, majd az alapkőzetre, végül innen ismét a felszínre verődött energia beérkezései helyezkednek el. A harmadik felületről a felszínre, az alapkőzetre, végül innen ismét felfelé tartó energia - (C) görbe mentén - utközben elhalt, nem jutott a felszínre. A negyedik réteghatárról az előzőekhez hasonló uton az energia feltételezhetően elérte az alapkőzetet. Amennyiben a lefelé tartó energia görbéje az alapkőzetig meghosszabbítható, a felszínre hatolás a (D) görbe mentén történt.

Az (A, B, C, D)-vel párhuzamos és direkt beérkezések görbéjét nem metsző görbék, valamint a terítésben ezeknek megfelelő beérkezések eredetét nem ismerjük. Nem állíthatjuk, hogy többszörös reflexiók, mert nem tudjuk a lefelé tartó energia útjának megfelelő görbét az időadatok alapján megbízhatóan kijelölni. Amennyiben így lenne, a lefelé haladó energia görbéinek hiányára magyarázatul szolgálhat, hogy a terítés felvételén bizonytalanul mutatkozó és ezért számításon kívül hagyott, de a valóságban meglevő felületek közötti többszörös reflektálódás útján is juthatott energia az alapkőzetre, amelynek útja ezért nehezen nyomonkövethető. Azt sem állíthatjuk, hogy valódi reflexiók, mert nem tudjuk, hogy metszenék-e a direkt beérkezések görbéjét ha a mérést a jelenleginél nagyobb mélységben is folytathatnánk. Mindenesetre megállapíthatjuk, hogy amennyiben valódi reflexiók, úgy mélységük az ábrán olvasható mélységeknél, tehát 2130, 2825, 3070, 3760, 4090 és 4870 m-nél nagyobb. (Megjegyezzük, hogy a kristályospala alapkőzet felszíne 1840 m.) Azért nagyobbak a valóságban ezek a mélységek, mert e beérkezések t_0 -jaihoz tartozó \bar{v} értékeket az alapkőzet konstans 5650



6. ábra

m/s-os rétegssebességével számítottuk. (Refrakciós adat.) Ezzel szemben az egymás alatti visszaverőfelületekhez nagyobb rétegssebességek tartoznak, ami a reflektálás feltétele. Így az átlagssebesség és a felület-elemek mélysége is növekszik.

E görbékkel kapcsolatban a valódi és többszörös reflektálódás kérdésére vonatkozó egyértelmű megoldást nyernénk, ha a furást legalább 100 m-re az alapkőzetbe mélyítenék. Amennyiben a lyukgeofonhoz jutó beérkezések e mélységben kijelölnék a görbék folytatásait, bizonyos lenne, hogy a görbékhez tartozó beérkezések valódi reflexiók. Ellenkező esetben, bizonyos, hogy többszörös reflexiók.

A karottázs mérést felhasználtuk a longitudinális hullámok frekvenciaspektruma mélységszerinti változásának vizsgálatára is. A III. robbantópont karottázs felvételein kijelölt, a lyukgeofon különböző mélységeihez tartozó direkt beérkezéseket analizáltuk. Ezeket aperiódikusnak tekintve, minden jel számára a következő Fourier-integrál megoldása vált szükségessé:

$$S(f) = \int_{-\infty}^{\infty} F(t) e^{-i2\pi ft} dt$$

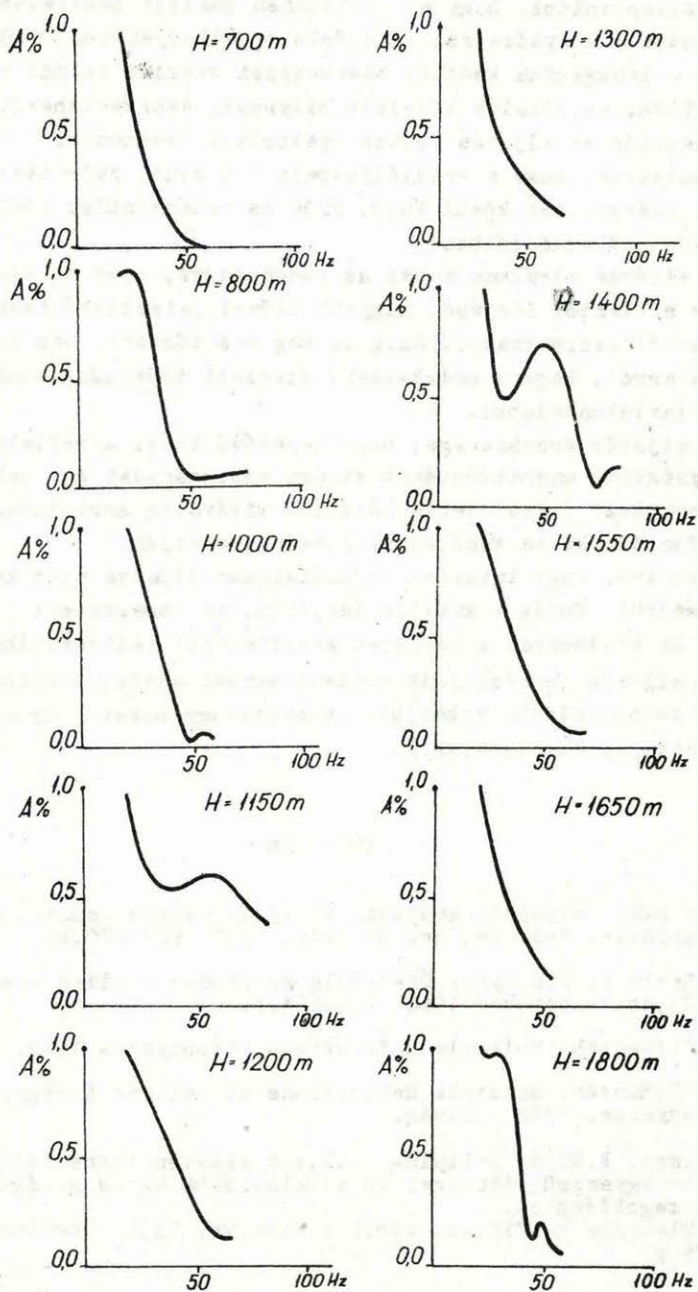
ahol (f) a frekvenciát jelenti.

Eredményül komplex (frekvencia és fázis) spektrumokat nyertünk. A frekvenciaspektrumok amplitudóit korrigáltuk, a szeizmikus csatorna frekvenciakarakterisztikája szerint. A korrigált amplitudók egymáshoz viszonyított értéke százalékban látható a 7. ábrán. (Relatív amplitudó százalék.) Az abszcisszára frekvenciaskálát jelöltünk. Amint látjuk, a jelek alacsony frekvenciákban dúsabbak, a magasabb frekvenciájú komponensekben szegényebbek 700-1800 m-ig minden mélységben.

Amennyiben feltételezzük, hogy a közetrétegek sávszűrőként működnek, a magasabb frekvenciák mélységszerinti csökkenését várjuk. Ezzel szemben a frekvenciatartomány szabálytalanul változik a mélység függvényében. A jelenségre kielégítő magyarázatul szolgálhat a hullámok interferálásának feltételezése: a vékony rétegen áthaladó hullám egy része a rétegben történő reflektálódás után folytatja útját. Az áthaladó és a reflektálódás után áthaladó komponensek eredője (amelyet analizálunk), a vékony réteg frekvenciáját kiemelheti.

Az elmondottakat röviden összefoglalva megállapíthatjuk, hogy hasai méréseink folyamán először sikerült bizonyítanunk többszörös reflektálódás keletkezését, amelyet eddig csak valószínűsítettünk.

Első alkalommal mutattuk ki azt is, hogy a felszín reflektál (a mélységgel növekvő idejű görbék bizonyítják ezt) és így résztvevő a többszörös reflexiók kialakításában.



7. ábra

Megállapítottuk, hogy a felszínen észlelt beérkezések közül a kristályospala alapkőzetről és a felette elhelyeskedő felületekről származókat, a lyukgeofon későbbi beérkezései szerint valódi reflexióknak tekinthetjük. Az általuk kijelölt mélységig szerkeszthetünk térképeket. E megállapítás az eljárás fontos gyakorlati eredménye.

Kimutattuk, hogy a kristályospala 1,6 s-nál jelentkező reflexiója utáni beérkezések közül 1840, 2230 és valószínűleg 2560 msec-nál is többszörös reflexió látható.

Az eljárás alkalmas annak az eldöntésére, hogy az alapkőzet felszínének reflexiós idejénél nagyobb idővel jelentkező beérkezések az alapkőzetből származnak-e. Amíg ez még nem történt, nem lehetünk meggyőződve arról, hogy e beérkezések szerinti térképünk, többségében valódi reflexiókon alapul.

Az eljárás érdekessége, hogy lehetővé teszi a reflektáló felületek mélységének meghatározását minden sebességadat és sebességeloszlásra vonatkozó feltételezés nélkül - kizárólag mért időadatok - a lyukgeofon direkt és későbbi beérkezései alapján.

Tekintve, hogy kutatási területeinken illetve ezek közelében több helyen mélyül furás a kutatás idejében, az ismertetett mérés elvégezhető és eredményei a térképek készítésénél felhasználhatók.

Az eljárás eredményeit meglevő mérési adataink újabb feldolgozásánál is számításba vehetjük. (A szeizmogramokat nyomdatechnikai okok miatt nem közölhetjük.)

IRODALOM

1. Jolly R.N. Deep-hole geophone study in Garvin County, Oklahoma. Geophysics, vol. 18, no. 3, July, 1953, 662-670.p.
2. F.K.Levin és R.D.Lynn: Deep-hole geophones studies. Geophysics, v. 23, no. 4. october 1958. 639-664.p.
3. T.P.Ellseorth: Multiple Reflections. Geophysics 1948. január.
4. Raul F.Hansen: Multiple Reflections of seismic Energy. Geophysics. 1948. január.
5. Gol'cman, F.M. és Kalinina, T.B.: A frekvenciaanalízis és - szintézis egyszerű módszerei és alkalmazásuk egyes geofizikai feladatok megoldásához. Příkladnaja geofizika, v.ü.p.21. Moszkva, 1958. Gosztoptehizdat. 3-25.p.

A. Ádám - P. Bencse

VERSUCHE MIT DER MAGNETOTELLURISCHEN METHODE

Einleitend wird eine kurze Literaturübersicht über die Entwicklung der magnetotellurischen Forschungsmethode gegeben, sodann werden instrumententechnische Fragen behandelt. Es wird dabei die Möglichkeit der Anwendung des von der Firma Askania gebauten, mit Differential-Photozelle ausgestatteten Feldmagnetometers Schmidt'schen Typs zur Registrierung der magnetischen Pulsationen besprochen. Zum Schluss werden einige magnetotellurische Messungsergebnisse angeführt und auf die Möglichkeit der Bestimmung der magnetotellurischen Anisotropie als absoluten Anisotropie hingewiesen.

KISÉRIETEK A MAGNETOTELLURIKUS MODSZERREL

Ádám Antal - Bencse Pál

A Maxwell-egyenletek szerint szigorú matematikai kapcsolat van a földmágneses és földáram tér között. Ezt az obszervatóriumok adatai alapján már a múlt század második felében világosan felismerték. A két tér kapcsolatát - mint ismeretes - a Föld elektromos és mágneses sajátosságai határozzák meg. Jól ismert tény továbbá, hogy a skin-effektus (bőrhatás) következtében a különböző periódusú elektromágneses változások behatolási mélysége valamely közegben a periódus függvénye. Ezek a törvényszerűségek vezették el a kutatókat a mágneses-tellurikus frekvencia-szondázás (MTP) gondolatához és ezek képezik a módszer elvi alapjait.

A mágneses-tellurikus (magnetotellurikus) kutatómódszer elvét 1953-ban ismertette az Annales de Geophysique -ben L.Cagniard tanulmánya (1). Ennek a cikknek elméleti megfontolásai kiegészítették néhány szovjet és japán kutató 1950-51-ben publikált vizsgálatait, amelyekkel Földünk elektromos felépítését hasonló alapon kutatták (2, 3, 4.)

1956-ig, eltekintve J.R.Wait levelétől, amely néhány elvi kérdést vitatott Cagniard munkájában (5), említésreméltó közlemény a tárgyban - legjobb tudásunk szerint - nem jelent meg.

A szovjet geoelektromos iskola vezető alakja, Tyihonov profesz-

szor 1956-ban korábbi elméleti vizsgálatait a gyakorlati kutatásra alkalmazta (6). Ezzel ösztönzést adott ennek az új szerkezetkutatási módszernek a gyakorlatba való átültetésére, kikísérletezésére. 1957-től sorra jelentek meg a szovjet szakfolyóiratokban a témával mind elvi sikon, mind műszerfejlesztési, kísérleti vonalon foglalkozó tanulmányok. Ezek közül a legfrisebbek Alexejev Berdicsevszkij és Brunelli nevéhez fűződnek és már kísérleti-mérési adatokat tartalmaznak (7, 8.), egy üledékes medencére vonatkozóan.

Meg kell említenünk, hogy Magyarországon is történt néhány kísérlet a mágneses gyorsváltozásoknak a szerkezetkutatásban való hasznosítására, azonban önmagában, a tellurikus tér nélkül, és pedig a legkevésbé tevékeny vertikális komponenssel, a hurokmódszerhez hasonlóan (9, 10).

A kísérleti kutatások lassan haladtak előre. Ennek okát a nagyérzékenységű mágneses műszerek szerkesztésénél fellépő nehézségekben kell keresni. A probléma élénken foglalkoztatta az 1957-58-as NGÉ előkészítésével foglalkozó tudósokat is. Mint ismeretes, a NGÉ egyik jelentős kutatási témája éppen a földi elektromágneses tér gyorsváltozásainak tanulmányozása volt. Thellier professzor már 1954-ben számbavette (11) azokat a műszereket, amelyekkel az 1 - 0,01 nagyságrendű mágneses pulzációk regisztrálhatók. Ezeket a következő családokba sorolta:

1. mágnesstűs variométerek,
2. tekercses variométerek,
3. telítési szondák (fluxgate).

Obszervatóriumi célra komplikáltságuknál fogva nem ajánlotta a telítési szondákat, hanem az első két egyszerűbb és olcsóbb műszertípust javasolta. Bár egyesek szerint az elektromos szerelés hajlékonyságánál fogva éppen a fluxgate-é a jövő, a magnetotellurikus kutatásnál, a SzU-ban is elsősorban a mágnesstűs variométerekből indultak ki. Ezeknek érzékenységét a szokásos megoldások, tehát a torziós állandó, mágneses nyomtatók változtatása mellett fényelektromos uton, fotocellás erősítővel növelték meg a mágneses tér stabilizálásának elvét alkalmazva. A stabilitásnak, illetve kompenzálásnak (nullműszer) igen sok előnyét ismerjük, a legényegesebb a skála linearitása mellett az, hogy a műszer így önperiodusánál rövidebb periodusu változásokat is tud regisztrálni (8). A szovjet kutatók a normális obszervatóriumi műszerek érzékenységéhez viszonyítva mintegy százszoros érzékenységnövekedést értek el (12).

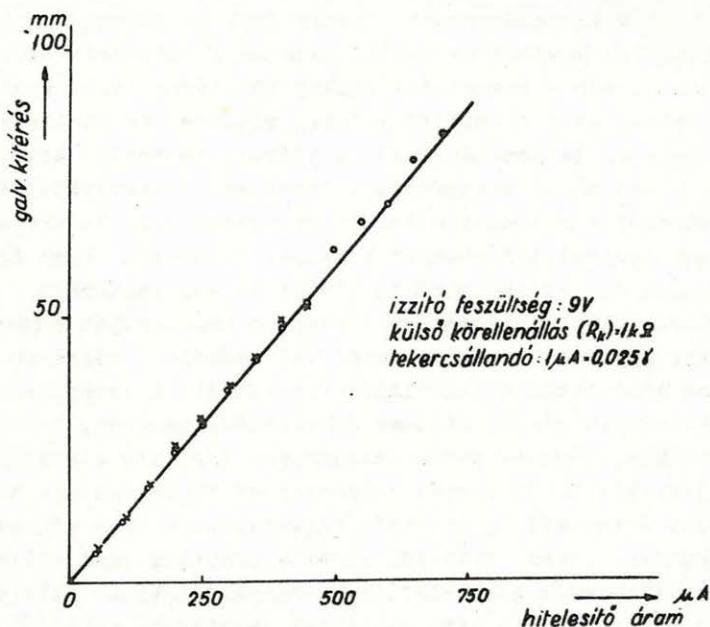
Mintegy saját obszervatóriumi vizsgálataink szerint is a földi elektromágneses tér alacsonyfrekvenciás rezgéseinek 10-50 sec között

van a gyakorisági maximuma, felvetődött az a gondolat, vajjon lehet-e a közönséges terepmagnetométereket - amelyeknek az önperiodusa bár nagyobb a torziószásal variométerekénél, azonban a pulzációk periódusánál jelentősebb kisebb - magnetotellurikus kutatásra felhasználni. Az Askania-gyár ezeket differenciálfényelemes rátéttel és pontiróval szállítja, hogy mágneses terepméréseknél az időbeli változás korrigálásához a bázison a variációt regisztrálni lehessen. A nemzetközi irodalom (13) a differenciálfényelemmel ellátott magnetométert elsősorban mint obszervatóriumi regisztráló műszert bírálja. Elismerik, hogy igénytelen megoldás, azonban sem az egyszerű torziószásal variométerrel, különösen pedig a fotocellás kompenzátorral szemben nem tartják versenyképesnek. Ennek okát egyrészt a bázisállandó változásában, másrészt pedig a fényelektromos átalakítók instabilitásában látják. A terepméréseknél a követelmények azonban mások, mint az obszervatóriumokban. Obszervatóriumban folyamatosan, terepen pedig szakaszosan történik a regisztrálás. Terepen csak egy-két 20-30 perces pulzációs sort figyelünk meg és a magnetésztér abszolút értékétől, a bázistól függetlenül csak a változások érdekelnek bennünket. Ilyen rövid idő alatt a fényelem instabilitását, a skálaérték megváltozását gyakorlatilag elhanyagolhatjuk, illetve a mérés elején és végén végzett hitelesítéssel számításba vehetjük.

A fentieket megfontolva, a Nagycenk melletti obszervatóriumban megvizsgáltuk két ilyen magnetométert. Célunk annak a megállapítása volt, hogy milyen mértékben növekszik a rendszer érzékenysége és mennyiben felel meg egyéb követelményeknek, mint pl. stabilitás, frekvenciasajátosságok, csillapodás, linearitás stb. ha a differenciálfényelem kapcsait a tellurikus kutatásoknál alkalmazott nagyérzékenységi ($\epsilon = 10^{-8}$ A/mm/m) Picard galvanométerre kapcsoljuk.

Mint ismeretes, ilyen esetben a csatolt rendszer mozgásjelenségét két differenciálegyenlet írja le, amelyekből a skálaértéket meghatározhatjuk (13). Ebben jelentős szerepet játszanak a differenciálfényelem sajátosságai. Az Askania magnetométer alapterében a differenciálfényelem egyenlő polaritással egymás után kapcsolt elemekből épül fel. Ennek eredő belső ellenállása viszonylag kicsiny és így kis belső ellenállású galvanométerrel mind a fényáram, mind a feszültség szempontjából nagyfokú linearitást kapunk. Ezt kísérleteink is igazolták, mint azt az 1. ábra mutatja, amely egyszersmind a magnetométer skálájának linearitására nézve is bizonyítékul szolgál.

A rendszer érzékenysége adott magnetométernél a megvilágító égő izmitó feszültségének és a mérőkör összellenállásának a függvénye. Az utóbbi alsó határát a galvanométer kritikus külső ellenállása szabja meg. A mi esetünkben 10^{-8} A/mm/m érzékenységi folyadékcillapítású gal-

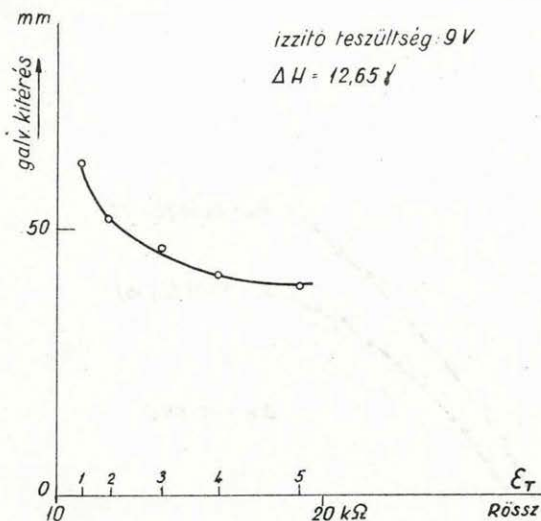


1. ábra. Differenciálfényelemes Askania magnetométer (N^o 483920) linearitása

vanométernél ennek értéke 1500Ω . A 2. ábra a galvanométer kitérését mutatja az égő izzító feszültségének függvényében a T9/1956 tip. tellurikus műszer 1. és 5. érzékenységi fokozatában. A rendszer tehát igen pontos feszültségbeállítást igényel. Ebből adódik általában egy rövidebb, illetve friss akkumulátornál és issónál hosszabb beállási idő, amíg az akkumulátor terhelése egyensúlyba kerül, illetve az égő ellenállása az issás következtében állandósul. Megjegyezzük, hogy az érzékenység állandósítása szempontjából megnyugtató megoldást csak a nagyfeszültségstabilitású 0-légszó elemek adtak. A 3. ábra a körellenállás és a mágneses érzékenység közötti kapcsolatot mutatja a fenti tellurikus műszer 5 különböző érzékenységfokozatában 9 V-os izzító feszültség mellett. A mágneses érzékenységet az előbbi tényezőkkel kb. 0,14 - 0,24 γ/mm között változtattuk.

A lengőrendszer periódusa $T_0 = 3,5$ sec, a relatív csillapítás értéke pedig $\alpha = 0,14$ -nek adódott (a Picard galvanométer periódusa (1,2 sec) emellett nem jön számításba). Minthogy a csillapítás induktív jellegű, α értéke kissé változik dH/dt függvényében (10-20%-on belül a teljes skálaszélességben). Míg fázistolás szempontjából kedvező az

alacsony csillapítás, a leképzést frekvenciafüggővé teszi. A rendszer frekvenciasajátságait a magnetométer alatt elhelyezett és szinkronmotorral vízszintes síkban forgatott segédmágnessel vizsgáltuk meg. A



2. ábra. Mágneses érzékenység (ϵ_M) változása az izzító feszültség függvényében

szinkronmotor fordulatszámát az azt meghajtó hangfrekvenciás generátor frekvenciájának változtatásával, illetve mechanikusan fogaskerékcserevel változtattuk. A 4. ábra a periódus függvényében ábrázolja a galvanométer kitérését. A magnetométer tehát a 10-50 sec periódusú változásokat torzításmentesen regisztrálja és így magnetotellurikus kutatásra alkalmas.

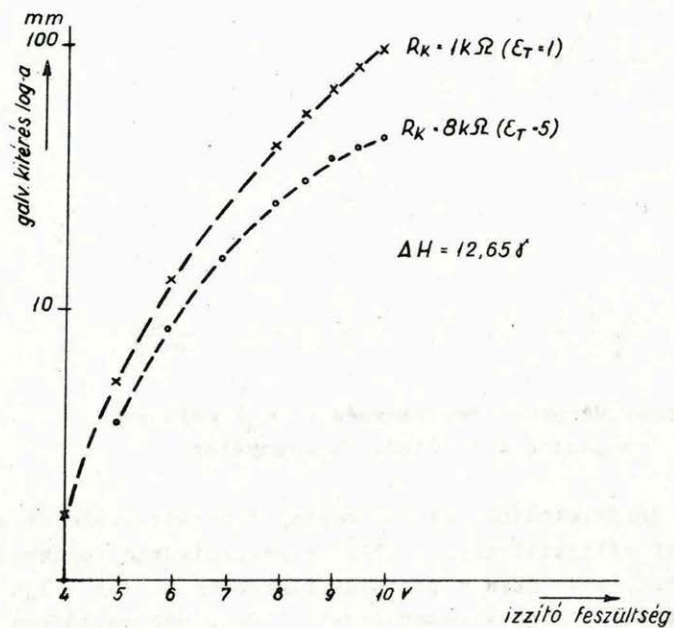
Az 5. ábrán látható felvételen az egyvonalas görbe a mágneses északi, a kétvonalas pedig a tellurikus K-Ny-i irányú komponens.

A műszervizsgálat után obszervatóriumunkban, illetve Sopron környékén néhány pontban kísérleti mérést végeztünk. A tellurikus keleti és a mágneses északi komponens pulzációit regisztráltuk.

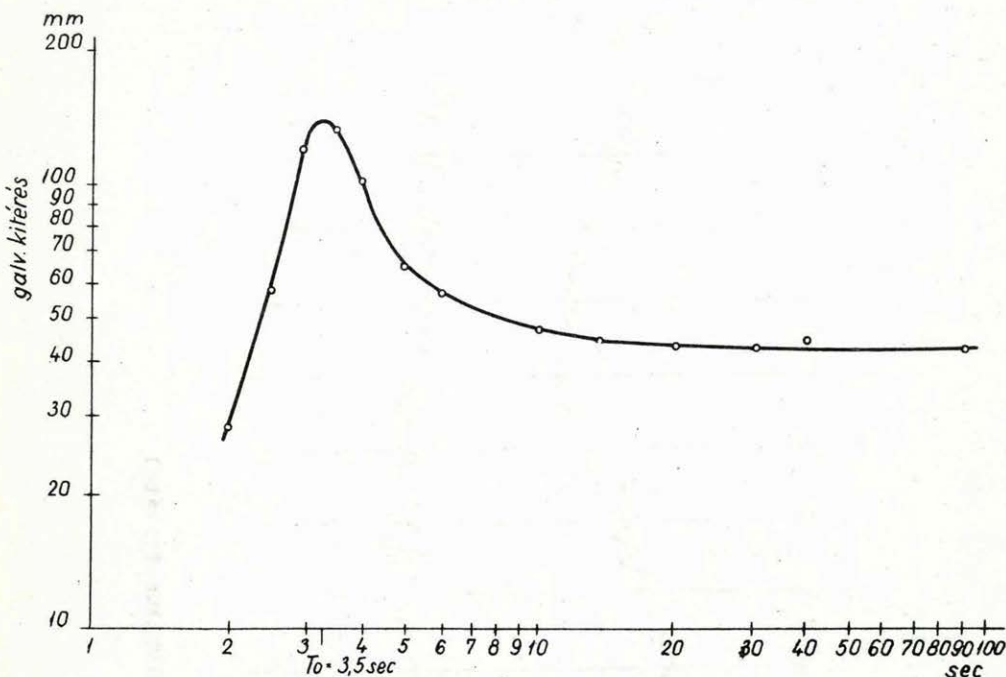
A mérési adatokból az S/Ω^{-1} horizontális vezetőképességet a (8) ban található összefüggések szerint határoztuk meg.

Ez végtelen ellenállású alzat esetén:

$$S = 796 \frac{H_x}{E_y} \quad \text{képletből számítható,}$$



3. ábra. Mágneses érzékenység (ϵ_M) változása a kör-ellenállás függvényében



4. ábra. A magnetómer frekvenciakarakterisztikája

ahol H_x = a mágneses,

E_y = a tellurikus változás amplitudója.

Ha az alapkőzet ellenállása véges, az előbbi képlet következőképpen módosul:

$$S = 796 \left(\frac{H_x}{E_y} - \sqrt{\frac{T}{10 \varrho_n}} \right)$$

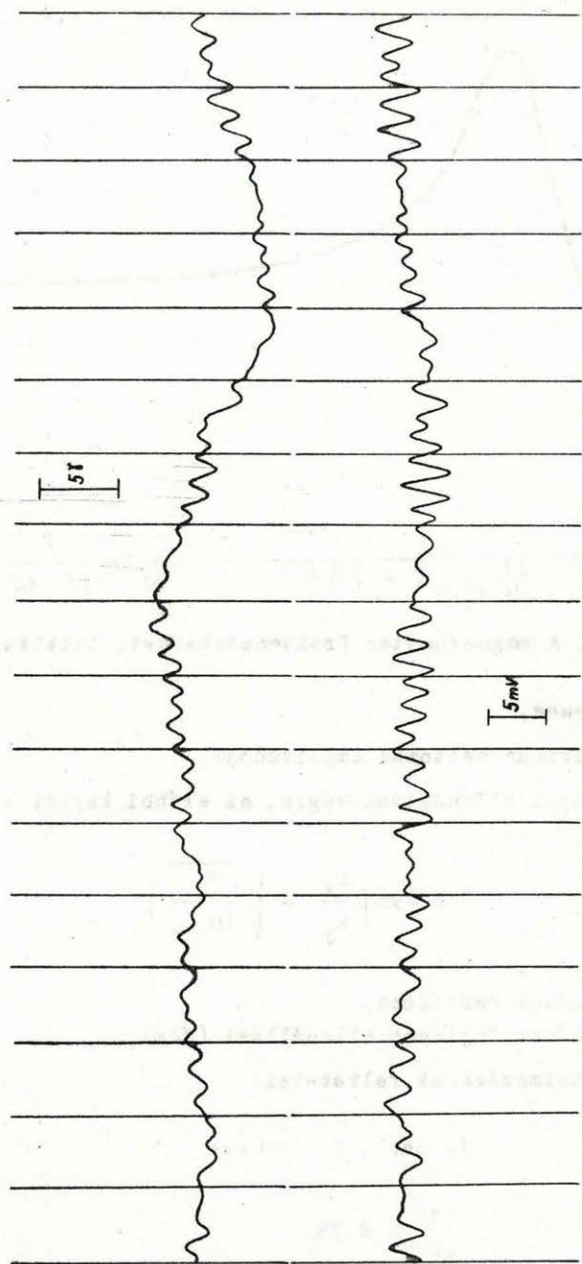
ahol T = a változások periódusa,

ϱ_n = az alapkőzet fajlagos ellenállása (Ωm)

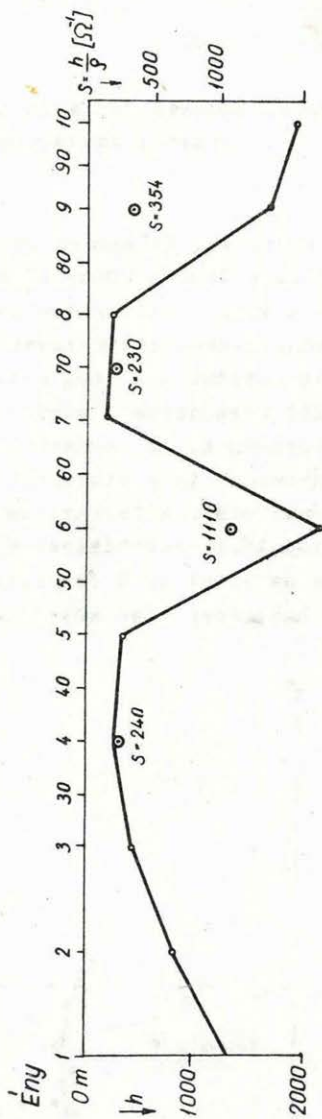
A képlet alkalmazásának feltételei:

$$10 \text{ sec} < T < 50 \text{ sec}$$

$$\frac{\varrho_e}{h^2} > 2,25$$



5. ábra. Magnetotellurikus felvétel



○ tellurikus mérési adat (MN-200m)
 ⊙ magnetotellurikus mérési adat

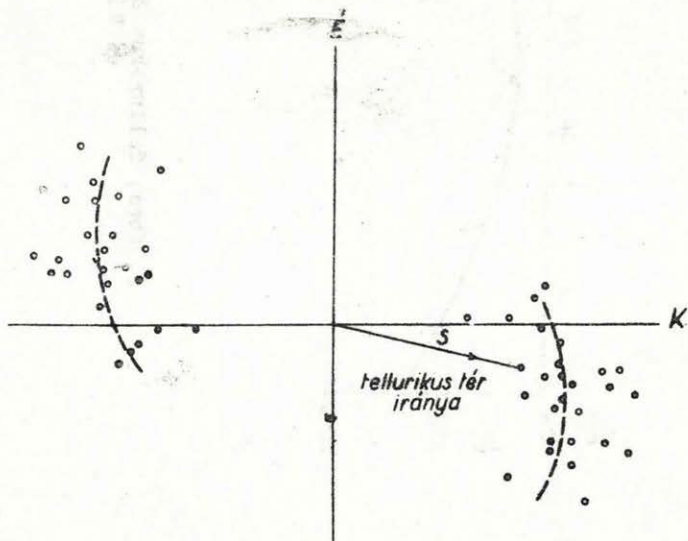
6. ábra. Tellurikus és magnetotellurikus szelvény Sopron és Kőpháza között

$$\frac{\rho_n}{\rho_n} \geq 100$$

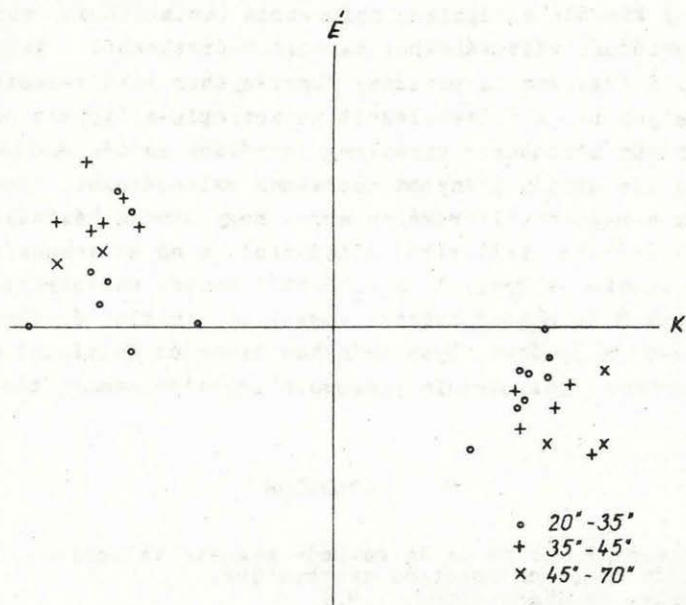
$$S/\rho_n > 5000$$

ahol ρ_n a szelvény (n-1) rétegének közepes fajlagos ellenállása (Ωm)
 h " " " együttes vastagsága (km)

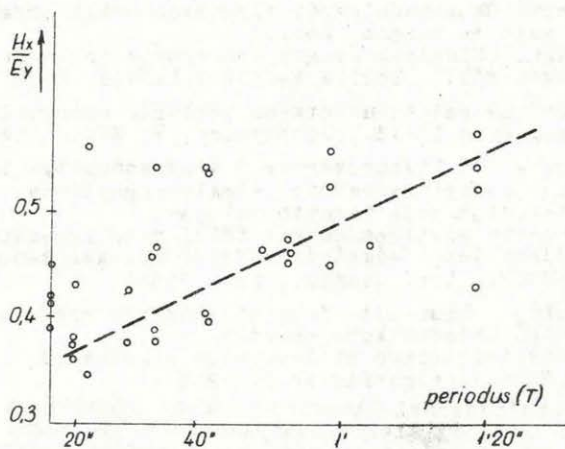
A S-re kapott kissé szórt értékeket átlagolni kell. Mintegy 20 - 25 S érték középértékét használtuk a Sopron környéki szelvény megszerkesztésénél, amelyet összehasonlításul a tellurikus szelvényvel együtt a 6. ábrán mutatunk be. A szelvények kvalitatív egyezése nyilvánvaló. Minthogy - korábbi vizsgálataink szerint - a területen nagy az anizotrópia, célszerű a mérést két-két komponenssel megismételni. Valószínű a két szelvény közelebb kerül egymáshoz. Az obszervatóriumban, ahol az összetartozó két tellurikus komponens is regisztráltak H_x mellett, megvizsgáltuk az S értékek szórásának okát. A tellurikus analógia alapján feltételeztük, hogy a mért horizontális vezetőképesség az elektromágneses tér irányának a függvénye és ezért az S értékeket, a relatív ellipszisszerkesztés módszeréhez hasonlóan első közelítésben (!) a tel-



7a ábra. Az S értékek változása a tellurikus tér irányában



7b ábra. Az S értékek változása a tellurikus tér irányában periódusok szerint szétválasztva



8. ábra. $\frac{H_x}{E_y}$ értékek változása a periódus függvényében

lurikus tér irányában raktuk fel a 7a ábrán. A viszonylag szűk szegmensben így kiadódó elliptikus szimmetria (anisotrópia) azonban különböző periódusu változásokhoz tartozó S értékekből is származhat (7b ábra). S értékének a periódus függvényében való változását a 8. ábrán mutatjuk be. A feltételezett anizotrópia-ellipszis csak két magnetotellurikus mérőműszer együttregisztrálása esetén szerkeszthető meg, mert így a tér minden irányába kaphatunk változásokat. Ezzel lehetőség nyílik a magnetotellurikában arra, hogy mind a bázisállomás geológiájának (relatív tellurikus ellipszis), mind az ionoszférának (abszolút tellurikus ellipszis) a hatásától mentes anizotrópia-ellipszist szerkesszünk S különböző irányra vonatkozó abszolút értékeivel. A kísérleteinket a jövőben ilyen irányban kívánjuk folytatni és a magnetotellurikus anizotrópia pontosabb meghatározására törekszünk.

IRODALOM

1. L.Cagniard: Principe de la méthode magneto-tellurique, nouvelle méthode de la prospection géophysique. (Annales de Géophysique, T.9.)
2. Rikitake, T.: Electromagnetic Induction within the Earth and its Relation to the Electrical State of the Earth's Interior. (Bull. Earth-quake Research Inst. Tokyo Univ. 28/1950.)
3. Rikitake, T.: On the Electrical Conductivity in the Earth's Core. (Bull. Earthquake Research Inst. Tokyo Univ. 30/1950.)
4. A.N. Tyihonov: Ob apredelenyij elektricseszkih karakterisztik glubokih szlojev zemnoj kori. (Mélyenfekvő földkéregrétegek elektromos jellemzőinek meghatározásáról.) (Dokl.A.N.-SSSR, T.L.XIII. No.2. 1950)
5. J.R.Wait: On the relation between telluric currents and the earth's magnetic field. (Geophysics, V. XIX. 1954.)
6. A.N. Tyihonov - D.N.Szahszuvarov: O vozmoznosztyi ispolzovanyija impedansza jesztyesztyvenovo: elektromagnytново polja zemli dlja izucsenyija jeje vernyih szlojev. (A természetes elektromágneses földi mező impedanciájának felhasználási lehetőségeiről a felső rétegek tanulmányozására) (Izv.A.N.-SSSR., Ser. geofiz., No 4.1956)
7. Berdicsevszkij - Brunelli: Teoreticseszkiye predpaszulki magnyto-telluricseszskovo profilirovanija. (A mágneses-tellurikus szelvényezés elmélete.) (Izv.A.N.SSSR. Ser.geofiz.No 7. 1959./
8. Brunelli-Berdicsevszki-Alekszejev: Nabljudenyija korotkoperiodicseszkih variacij elektromagnytново polja zemli. (A földi elektromágneses mező rövidperiódusu változásainak megfigyelése. (Izv.A.N.SSSR. Ser. geofiz. No 8. 1959.)
9. Annau Edgár - Erkel András - Szabadvári L.: A földi mágnes tér gyors változásai és a tellurikus áramok közötti összefüggések. (Bányászati Lapok, 1954. 10. szám.)

10. Kántás Károly: A tellurikus módszer jelentősége a földtani nyersanyagkutatásban. (MTA Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei XX. kötet 3-4 szám; 1957.)
11. Thellier: Enquête sur les appareils enregistreurs des variations rapides du champ magnétique terrestre. (I.A.T.M.E. Rapport technique No 1. 1954)
12. B. Brunelli - B. Janovsky: Untersuchung der elektromagnetischen Variation des Erdfeldes. (Freiberger Forschungshefte C. 60. 1959)
13. Geomagnetismus und Aeronomie, Band II., VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 1960.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ ВО ВРЕМЕНИ

Гальфи Я. - Штегена Л.

Рассматриваются данные зарегистрированных значений температуры почвы для определения I-, II-, 22- и 40-50-летних рекуррентностей. При помощи однолетнего периода были определены значения теплового потока на двух венгерских станциях в гг. Буда и Матьяшфельд, равняющиеся $1,17 \cdot 10^{-6}$ и $0,83 \cdot 10^{-6}$ cgs соответственно. II- и 22 летние рекуррентности оценивались по данным доступных станций мира. Выявить 40-50-летнюю рекуррентность по имеющимся сведениям не представилось возможным.

J.Gálfi - L.Stegena

GEOTHERMIC VARIATIONS IN TIME

Registered soil temperatures are investigated in order to detect recurrences of 1, 11, 22 and 40-50 years' duration. Using the 1 year's period values of the heat flow are determined at two Hungarian stations. At Buda this was found to be $1,17 \cdot 10^{-6}$ cgs, at Mátyásföld $0,83 \cdot 10^{-6}$ cgs. The recurrences of 11 and 22 years are rendered obvious taking into account the data available from stations throughout the world; a demonstration of the 40-50 years' recurrence was not possible.

GEOTERMİKUS IDŐBELI VÁLTOZÁSOK

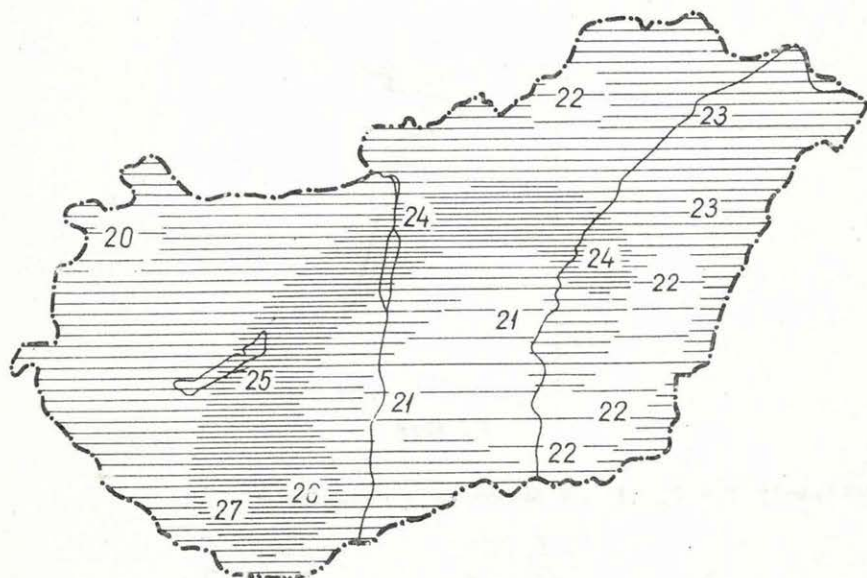
Gálfi János-Stegena L.

Előzetes kutatásainkban (1) a földkéreg szerkezetét tanulmányoztuk Magyarország területén. Vizsgálatainkat részben mesterséges robbantások segítségével, szeizmikus reflexiós és refrakciós módszerrel, részben pedig földrengések menetidőörbéjének, valamint a földkéreg alsó határán keletkező váltóhullámoknak tanulmányozásával végeztük. Eredményeinket az 1. ábra foglalja össze.

A földkéreg Magyarországon vékonyabb, mint átlagosan Európában.

Boldizsár Tibor (2) bányákban és mélyfurásokban végzett hőmérséklet-mérései és kőzetmintákon végzett hővezetőképesség-mérései azt adták eredményül, hogy a geotermikus hőfluxus értéke Magyarországon a világ-átlag 2-3-szorosa. Ennek okát Boldizsár a földkéreg különleges felépítésében keresi. Ez látszólag egyezik a mi földkéreg-kutatásainkkal. Mégis, a kvantitatív megfontolások azt mutatják, hogy a földkéregben mu-

tatkozó különbségek nem okozhatnak a földi hőáramban szignifikáns különbségeket, megfelelően annak a ténynek, hogy a földi hő eredete több száz km-nél mélyebben keresendő. Ez volt az egyik körülmény, amely figyelmünket a geotermika felé irányította.



1. ábra. Magyarország kéregvastagság, km-ben

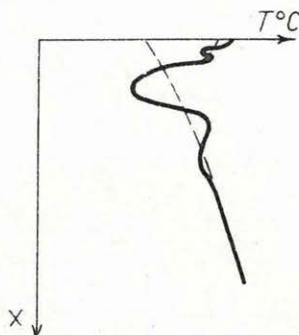
Ismeretesek azok az 50 év körüli periódusok, amelyeket Brouwer, Vestine, Barta (3) a Föld forgássebességében és a földmágnosságban kimutattak. E változások okát, pl. Barta is, a földmágban keresi.

Ha a földképenyre nézve elfogadjuk a hővezetőképesség Uffen-féle (4) adatait, akkor számításokkal kimutatható, hogy bármely, ésszerűen nagy amplitudójú 50 éves hőperiódus sem képes a földfelszín közelébe jutni. Ha mégis észlelnénk a közethőmérsékletben ilyen periódust, akkor úgy ennek, mint a vele együttfutó forgássebességi változásoknak az okát külső hatóban kell keresnünk. Ez volt a második körülmény, amely kutatásainkat irányította.

A Föld hőmérséklete a felszíntől a mélység felé haladva növekszik. Erre rakódnak rá a periódikus változások. Ismeretesek a napi és az évi változások, amelyek a Föld forgásától és keringésétől származnak (2. ábra).

A napi változás túlságosan kis behatolóképeségű ahhoz, hogy geofizikus azt hasznosítani tudja. Az évi menet viszont alkalmas arra, hogy belőle üledékes területen a geotermikus hőfluxus értékét meghatá-

roszuk. Üledékes kőzetekből nem lehet megnyugtató módon kőzetmintát venni, amelyekben azután laboratóriumban meghatározzuk a hővezetőképességet. Így kénytelenek vagyunk a tömör kőzetekből vett mintákra szorítkozni, ami meghatározásunkat könnyen irreálissá teheti. Ezért ilyen területeken az in situ meghatározás szinte egyedüli út.



2. ábra

Valamely $T = T_0 \sin \omega t$ harmonikus hőhullám a

$$T = T_0 e^{-\frac{x}{\sqrt{h}}} \cdot \sqrt{\frac{\omega}{2}} \cdot \sin \left(\omega t - \frac{x}{\sqrt{h}} \sqrt{\frac{\omega}{2}} \right)$$

képlet által megszabott amplitudóval és fáziskéséssel hatol le x mélységbe. Itt h a kőzet hődiffuzivitása. Ha két különböző mélységben végzünk hőmérsékletregisztrálást, akkor úgy hődiffuzivitást, mint a geotermikus grádienset meg lehet határozni. Ez adatokból a földi hőáram:

$$Q = \frac{\partial T}{\partial x} \cdot h \cdot c \cdot \rho$$

ahol c a kőzet fajhője, ρ a sűrűsége. A fajhő és a sűrűség megmérése laboratóriumban a megkívánt néhány százalékos, vagy akár nagyobb pontossággal is, nehézség nélkül elvégezhető.

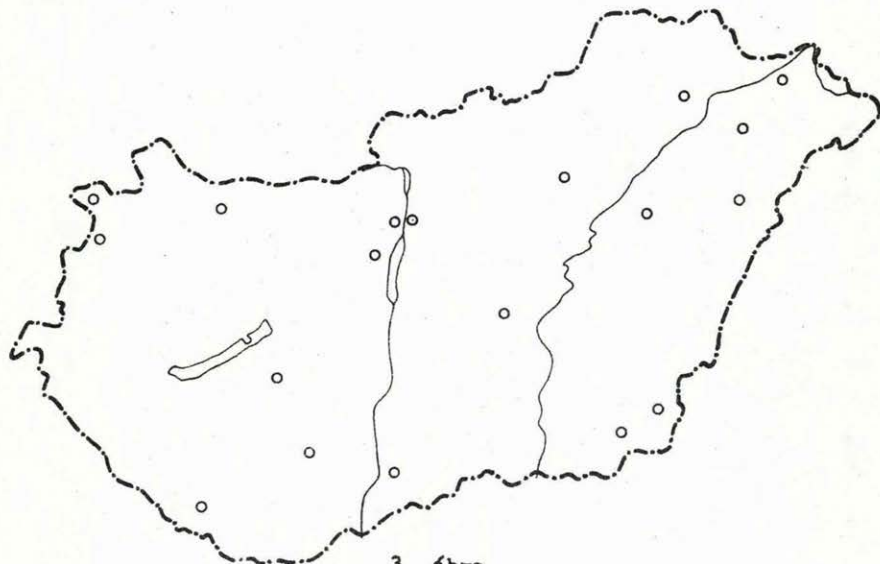
Magyarországon az Országos Meteorológiai Intézet tart fenn 19 talajhőmérsékletmérő állomást. Ezek területi elosztását mutatja a 3. ábra.

Az állomásokon 0-200 cm között regisztrálják a talajhőmérsékletet, mintegy 10 esztendeje. Mélyebb regisztrálás csupán Budapest (Kitaibel Pál u.) és Mátyásföld állomásokon történt, Budapesten 4 m-ig, Mátyás-

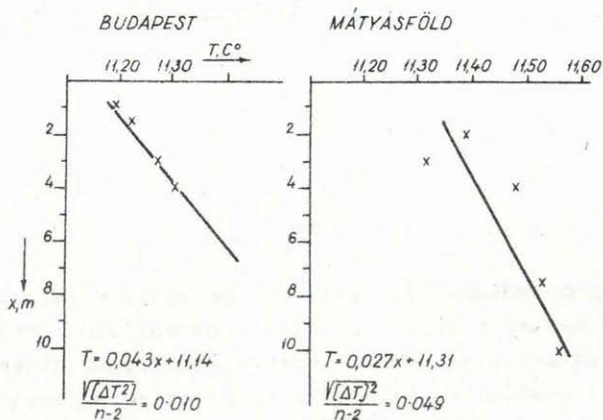
földön 10 m-ig. Így elsősorban erre a két állomásra szorítkoztunk, mert a nagyobb mélység miatt pontosabb eredményt lehet kapni, részben pedig mert e két állomás termikusan érdekes helyen van, a budapesti a nagy termális törésvonal közelében, a mátyásföldi semleges helyen.

A sok évi észlelés középértékeit az egyes mélységekben mutatja a 4. ábra.

Ezen az egyméter fölötti észlelések nem szerepelnek, mert ezeket a napi periódus beszűródése céljainkra alkalmatlanná teszi. Az egyes értékek feltehetőleg pontosak, mert sok évi észlelés középértékei. Biz-



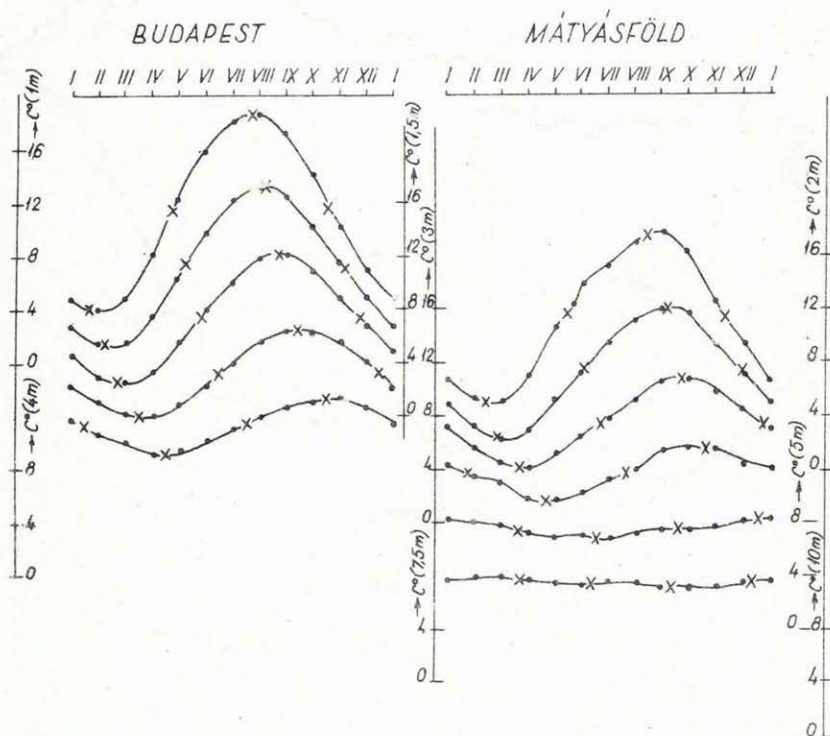
3. ábra



4. ábra

tosságukat rontja a hőmérők állásának (esetleg nullpont hibájának) ismeretlen volta. E hiba megismerése céljából a budapesti talajhőmérőket újrakalibráltuk. Megállapítható, hogy a 4. ábra pontjait legjobban közelítő egyenesek irántangensének, a geotermikus grádiensnek a hibája 10%-nál kisebb.

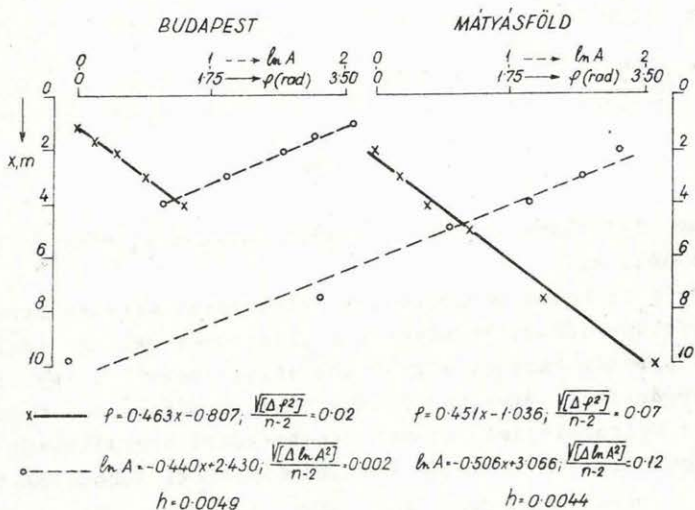
A hőmérsékletvezetőképesség meghatározása céljából kiszámítottuk mindkét állomáson a különböző mélységekben a közepes évi menetet. Ezeket a közepes évi meneteket, valamint az egyes görbék Fourier-sorának alapharmonikusának közép és szélsőértékeit (x) mutatja az 5. ábra.



5. ábra

Mivel függvényhossznak egy évet választottunk, így a Fourier-sor első komponense egyben a legjobban simuló harmonikus görbe. Az ábrából kiolvasható az egyes mélységekhez tartozó amplitudócsökkenés és fázisnövekedés. E két adatból meghatározható, mégpedig egymástól függetlenül a hődiffuzivitás.

Előző formulák szerint a fázisnövekedés, valamint az amplitudócsökkenés logaritmususa a mélység lineáris függvénye, ha a hőmérsékletvezetőképesség állandó (6. ábra).



6. ábra

Ez a Fourier-alapharmonikusokból számítható fázisnövekedéseket, és az amplitudócsökkenések logaritmusát ábrázolja, mint a mélység függvényét, mindkét állomáson. Fel vannak tüntetve az egyes adatsorokat legjobban közelítő egyenesek is. Ezeknek iránytangense fordítva arányos a hődiffuzivitás négyzetgyökével, s így ez számítható. A fázisból és amplitudóból meghatározott hődiffuzivitások jól egyeznek.

A sűrűség meghatározása céljából Budapesten 3, Mátyásföldön 6 mintát szedtünk. A fajhő meghatározására Budapesten 6, Mátyásföldön 12 mintán végeztünk mérést. A sűrűség és fajhőmérések pontossága 1% körüli volt. A 7. ábra táblázatosan összefoglalva mutatja a két állomáson mért gradiens, hőmérsékletvezetőképesség, fajhő és sűrűségértékeket, valamint a belőlük számítható hőáramot. Ennek értéke a termális vezető közelében fekvő Budapesten $1,17 \cdot 10^{-6}$ cal/cm² sec, míg Mátyásföldön $0,83 \cdot 10^{-6}$ cal/cm² sec. Egyik érték sem haladja túl a világszámot.

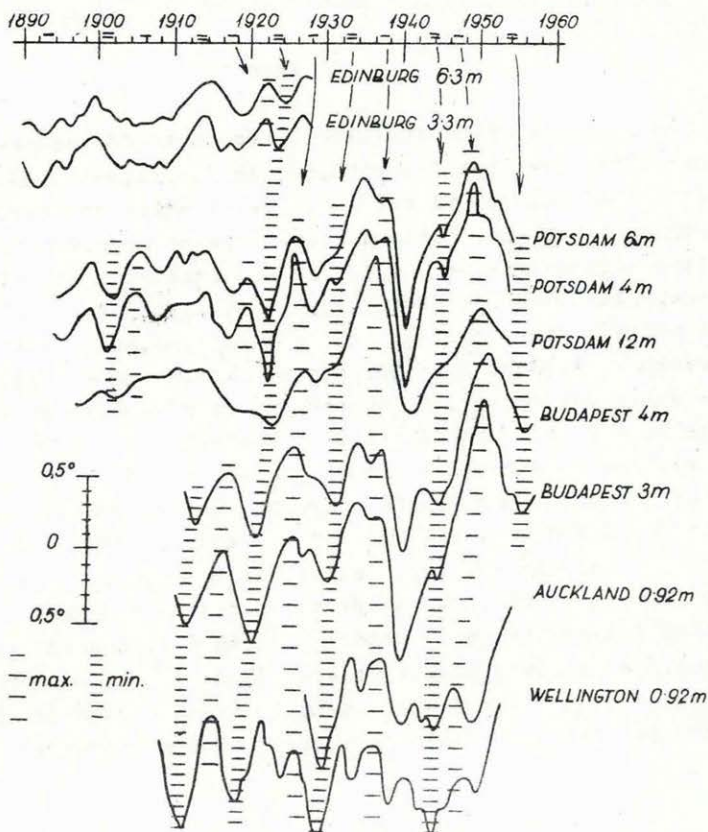
Áttérve a többi, 0-2 m között regisztráló állomásokra, ezek feldolgozása folyamatban van. Ezideig csupán 6 állomásról gyűjtöttünk mintát, fajhő és sűrűség meghatározása céljából, ami az átlagképzéshez még nem elegendő. Másrészt a kis mélység miatt a hőmérők esetleges nullpont-hibája fokozottan zavarja a gradiens meghatározást. Ezt a hibát

Állomás	Gradiens $\partial T / \partial x$	Diffuzivitás h	Fajl. c	Sűrűség ρ	Hőáram $\text{cal/cm}^2\text{sec}$
Budapest	$430 \cdot 10^{-6}$	$49 \cdot 10^{-3}$	0,39	1,42	$1 \cdot 17 \cdot 10^{-6}$
Mátyásföld	$270 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 4 \cdot 10^{-3}$	0,39	1,77	$0 \cdot 83 \cdot 10^{-6}$

7. ábra

statistikus feldolgozás, de még inkább valamennyi hőmérő újrakalibrálása küszöböli ki.

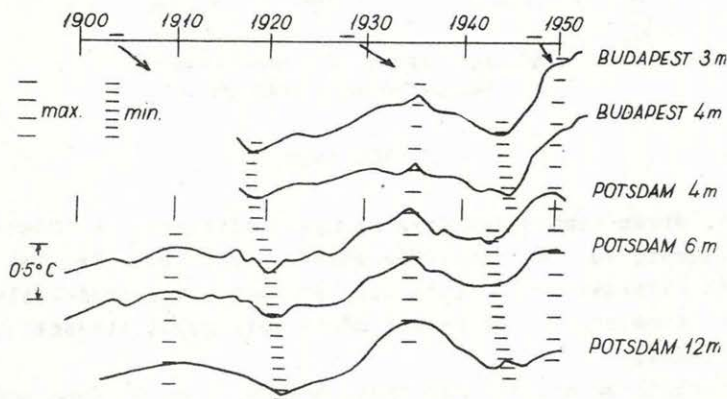
Áttérve a hosszabb periódusokra, kísérletet tettünk arra, hogy a 11 éves napfoltperiódust kimutassuk a talajhőmérsékleti adatokban. A köztés talajréteg kiszűri a gyorsabb változásokat, s így feltehető, hogy a napsugárzás 11 éves ingadozása nagyobb mélységben tisztábban jelentkezik. A Meteorológiai Intézet segítségével begyűjtöttük a világ különböző pontjairól a hosszabb talajhőmérsékleti sorozatokat.



8. ábra

A 8. ábra Edinburg, Potsdam, Budapest, Auckland, Wellington talajhőmérsékleti sorozatát mutatja, 1890-1958 között, valamint a napfolttevékenységet, a zürichi napfoltszámok minimum és maximum értékével jellemezve. A bemutatott ábra alapján valószínű, hogy a napfolt periódus a talajhőmérsékletben jelentkezik, különösen, ha azt is meggondoljuk, hogy az egyes sorozatok amplitudó és fázisviszonyait a kőzetdifuzivitás és az észlelési mélység befolyásolja. Ugyanakkor megjegyezzük, hogy az általunk e szempontból még megvizsgált Tokyo, Bombay és Wepener (Dél Afrika) állomásokon ez a fázisazonosság nem jelentkezett. Ezek az állomások igen nagy, szabálytalan járást mutatnak, feltehetőleg helyi hatók eredőjeként.

Továbbiakban kísérletet tettünk a Hale-féle kétszeres 22 éves napfolt periódus kimutatására.

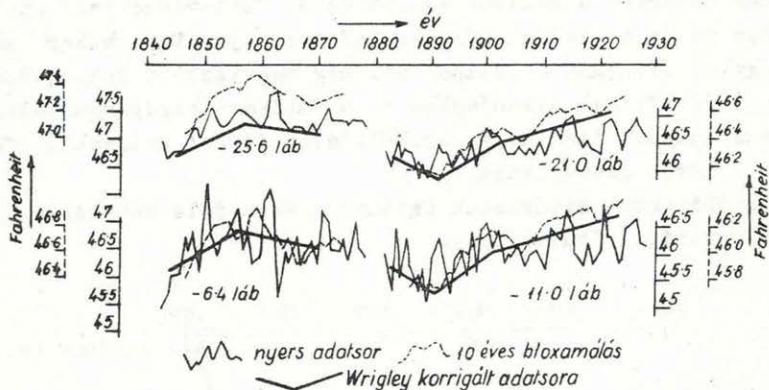


9. ábra

A 9. ábra bemutatja a budapesti és a potsdami adatsort, amelynél a rövidebb zavarok, elsősorban a normál napfoltperiódus eltüntetése céljából 10 évenként bloxamáltunk, azaz 10 éves ölelkeső közepeket képeztünk. Ugyanezen az ábrán a napfolttevékenység Hale-periódusának szélső értékei is fel vannak tüntetve, szintén zürichi definícióban. Megjegyezzük, hogy ezt a periódust más állomáson nem sikerült felfedezni, viszont az is igaz, hogy megközelítőleg sem álltak ilyen hosszú időtartamu és mélységű regisztrálások rendelkezésünkre.

Végül ami a leghosszabb általunk megvizsgált periódust, az 50 év körülit illeti, e téren már volt egy elődünk. R.W. Wrigley (5) 1838 - 1929 között Nagybritanniában végzett talajhőmérsékleti sorozatok alapján kimutatni vélte egy ilyen periódust, és azt a Hold mozgásának minor

fluctuációjával hozta összefüggésbe, azaz a Brouwer-periódus folytán a földkéregben létrejövő mozgások hőekvivalenseként értelmezte. Mi megkíséreltük e periódus kimutatását a hosszabb adatsoru Potadam, Colaba, Bangalore, Budapest állomásokon, egyelőre sikertelenül.



10. ábra

A 10. ábrán bemutatjuk Wrigley nyers adatsorát, a 10 éves bloxmált értékeket, és a Wrigley-féle görbét. Ez utóbbit Wrigley bizonyos korrekciók alkalmazásával hozta ki. Bár ezek a korrekciók elvileg helyesek, a három adatsor összetéve mégis kétségeket ébreszt a periódus létezése iránt.

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a 11 és 22 éves periódusokat valószínűsítettük, az 50 éves periódus létezésére nem sikerült határozott ítéletet alkotni. E bizonytalanság oka, hogy nem állnak rendelkezésre elegendő hosszú, és főleg elegendő mélységben regisztrált, homogén adatsorok. A legmélyebb regisztrálás a potsdami 12 m-es, a többi lényegesen kisebb mélységben dolgozik. A hosszabb periódusok vizsgálatára nagyobb mélységekre van szükség, hogy a talaj szűrőhatása miatt minél tisztább regisztrátumokat nyerjünk.

E célok elérésére Tihanyban geotermikus regisztráló állomást létesítettünk.

Az állomás terv szerint 10, 30 és 100 m mélységben fog regisztrálni, kvarcúvegbe olvasztott platina hőmérőkkel. Jelenleg a 100 m-es regisztráló működik, kísérleti jelleggel, egy esztendeje. Az eddigi eredmények szerint nyugodt, sima regisztrátumok nyerhetők, és ilyen mélységben érdemes a távhőmérőt 0,0001 - 0,00001 C^o pontosságra tervezni.

Kivánatos lenne, ha más országokban is létesülne hasonló mélységű geotermikus regisztráló állomás. Egy világhálózat esetén a Földet, legalább is annak külső részeit éppugy vizsgálhatnánk hőtani szempontból, mint ahogy a szeizmológia teszi rugalmasságtani szempontból.

IRODALOM

- (1) Gálfi János - Stegena Lajos: A földkéreg felépítése Magyarországon. Geof. Közl. 1961. s.a.
- (2) Boldizsár T.: Terrestrial heat flow in Hungary. Nature, 178. 1956. Geofis. pura e appl. 34. 1956/II.
- (3) Brouwer, D.: A new discussion of the changes in the Earth's rate of rotation. Proc. Nat. Acad. Sci. 38, 1-2, 1952.
Vestine, E.H.: On variations of the geomagnetic field, fluid motions and the rate of the Earth's rotation. J. of Geophys. Research. 58.2. 1953.
Barta György: A mágneses évszázados változás okairól. Magyar Geofizika, 1. 1961.
- (4) Uffen, A.J.: Ph.D. Thesis, Univ of Western Ontario, Canada, 1952. - Jacobs, J.A.: The Earth's Interior. - Handbuch d. Physik, B, XLVII.-Geophysik I.

K. Sebestyén

UNTERSUCHUNGEN ZUR BESTIMMUNG DER QUALITÄTSPARAMETER
VON STEINKOHLLEN MIT GEOPHYSIKALISCHEN KAROTTAGEMETHODEN

Die Fachliteratur enthält viele Hinweise angesichts der Bestimmung der wichtigsten Steinkohle-Parameter: Heizwert, Aschen- und Wassergehalt sowie H-Gehalt auf Grund der Diagramme, welche durch Bohrlochkarottage-Messungen geliefert werden. In diesen Arbeiten wird im allgemeinen auf einen parallelen Gang des Heizwertes oder des Aschengehaltes einerseits und des Ganges einer der geophysikalischen Bohrloch-Kurven hingewiesen.

In der vorliegenden Arbeit wird - unter Berücksichtigung der physikalischen und petrographischen Eigenschaften der Steinkohle - die Frage behandelt, welche Zusammenhänge zwischen den bei den Bohrlochmessungen gemessenen physikalischen Parametern und den die Steinkohle als Heizmittel charakterisierenden Angaben auftreten können.

Es konnte festgestellt werden, dass auf den Gang der PS-Kurve die Eigenschaften des Bohrschlammes und der umgebenden Gesteine, auf die Indikationen der natürlichen Gamma-Strahlung aber die Entwicklungsumgebung einen entscheidenden Einfluss ausüben; ihre Verbindung mit den üblichen Steinkohlen-Parametern ist daher äusserst schwach.

Der spezifische Widerstand der Kohlenarten hängt in erster Linie vom Masse ihrer Verkohlung ab; innerhalb eines und desselben Flözes hat aber der Ton- und Wassergehalt einen wesentlichen Einfluss.

Der Gang der Gamma-Gamma-Kurve wird durch die Dichte des Gesteines bestimmt, während der Aschengehalt mit dem eigentlichen spezifischen Gewicht proportional ausfällt. Aus den Gamma-Gamma-Indikationen können annähernde Schlussfolgerungen hinsichtlich des Aschengehaltes gewonnen werden.

Der Gang der Neutron-Gamma-Kurve wird durch den C- und H-Gehalt der Kohle bestimmt. Auf die Formation des letzteren übt - ausser dem H-Gehalt des Kohlenmaterials - auch der Wassergehalt der Kohle einen bedeutenden Einfluss aus. So ist es verständlich, dass in der Literatur keine einheitliche Stellungnahme angesichts der Brauchbarkeit der Neutron-Gamma Methode vorliegt.

Die Indikationen der induzierten Polarisation weisen einen recht komplizierten Zusammenhang mit den physikalischen und chemischen Eigenschaften der Steinkohle auf. Die entscheidende Rolle gebührt den "Redox-Erscheinungen", welche ihrerseits an die organischen Bestandteile der Steinkohle und an die in grösserem Masse reduzierten und labilen Buntmetall-Beimengungen geknüpft sind.

VIZSGÁLATOK KŐSZENÉK MINŐSÉGI PARAMÉTEREINEK MÉLYFURÁSI
GEOFIZIKAI MÓDSZEREKKEL TÖRTÉNŐ MEGHATÁROZÁSÁHOZ

Sebestyén Károly

A barnakőszének kimutatása volt a szénkutató mélyfurási geofizikai

vizsgálatok első alapvető eredménye. Már a vizsgálatok kezdetén is felmerült azonban olyan irányú törekvés, hogy a kőszéntelepek kimutatásán kívül azok "minősége" is meghatározható legyen a mélyfurási geofizikai görbék alapján.

Ez a törekvés annak a ténynek a felismerésén alapszik, hogy a kőszének kimutathatósága már feltételezi a kőszén valamely paramétere, vagy paramétereit és a kimutatásra alkalmazott fizikai állandó között valamely összefüggést. Ezért található számos irodalmi utalás a kőszén egyik, vagy másik minőségi paramétere és a mért fizikai állandó közötti összefüggésre. Minthogy azonban a kőszén minőségét jellemző paraméterek egymással is bonyolult összefüggésben vannak, egy kiválasztott minőségi tényező és a megfelelő fizikai paraméter közötti összefüggés csak jobb, vagy kevésbé jó közelítés, melyre más kőszéntulajdonságok is befolyással vannak.

A furólyukban mért paraméterek számának növekedésével egyre több "párhuzamos menet" volt felfedezhető a kőszénparaméterek és a mért fizikai állandók között.

Az alábbiakban laboratóriumi és terep vizsgálatok alapján a kőszénminőségi paraméterek és a fizikai, valamint kémiai-fizikai rétegparaméterek közötti kapcsolatok lehetőségeit vizsgáljuk.

A dolgok jelen állása mellett a kőszéneket elsősorban mint fűtőanyagot kell figyelembe vennünk. A bányászat és az ipar ebből a szempontból az alábbi paraméterekkel jellemzi ezeket:

1. A kőszén fűtőértéke
2. A kőszén C, H, O tartalma
3. A kőszén hamutartalma
4. A kőszén nedvessége
5. A kőszén S tartalma

Másrésről a geofizikai eljárásokkal meghatározható, illetve általában meghatározott fizikai paraméterek a következők:

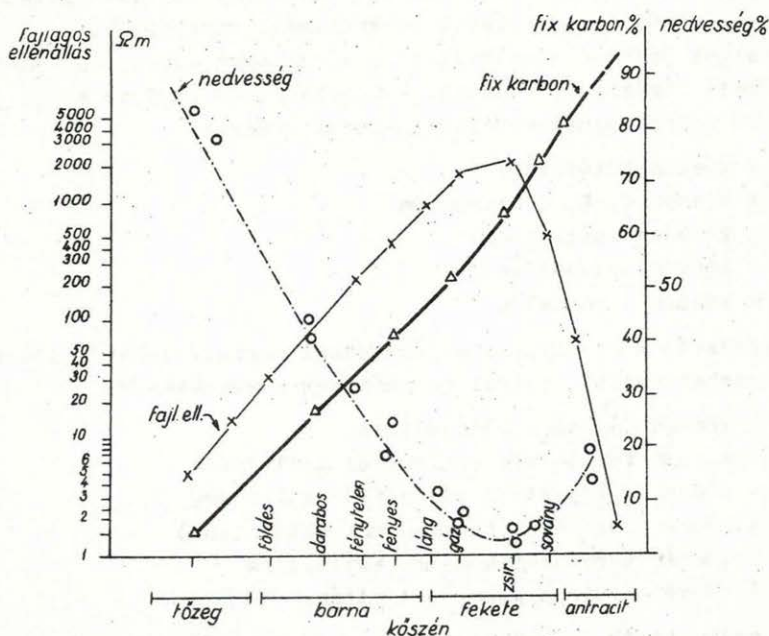
1. A kőszén fajlagos ellenállása
2. A kőszén természetes potenciál aktivitása
3. A kőszén gerjesztett potenciál aktivitása
4. A kőszén sűrűsége (gamma-gamma aktivitása)
5. A kőszén természetes gamma aktivitása
6. A kőszén neutron gamma aktivitása

Az egyes fizikai paraméterek és a kőszéntulajdonságok kapcsolatáról az alábbiakat mondhatjuk:

A kőszén minőségi tulajdonságaival a legkevésbé hozható kapcsolatba a természetes potenciál és a természetes gamma aktivitás.

Egyes esetekben ugyan a környezetnél lényegesen kisebb természetes gamma aktivitás a kőszéntelep jó jelzője, általában azt mondhatjuk, hogy a természetes gamma aktivitás inkább a kőszén keletkezési körülményeire, főként keletkezési környezetére jellemző. Meg kell azonban említenünk azt, hogy egyes esetekben, például az agyagos szénknél a természetes gamma aktivitás az agyagosság növekedtével emelkedik. Így pl. a 6. ábrán bemutatott felvételen a széntelep agyagossága és természetes gamma aktivitása között kétségtelen kapcsolat fedezhető fel.

A kőszén fajlagos ellenállásának vizsgálatánál abból az alapvető tényből kell kiindulnunk, hogy a kőszén kolloid-gél jellegénél fogva jelentős nedvességtartalommal rendelkezik, melynek nagyobb része mint adhéziós és adszorpciós víz van jelen a szénkőzet pórusaiban, illetve tapad a szénmicellák felszínéhez és meghatározza annak vezetőképességét. Másrésztől a micellák szabad felszíne és pórustérfogata csökken a kőszén szénülési fokának növekedtével. A szénülési fok növekedése viszont a szén carbonium tartalmának és ezzel együtt kalóriaértékének megnövekedésével jár.



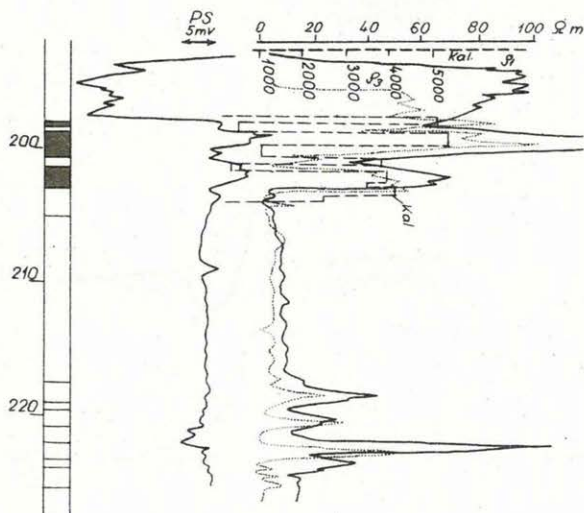
1. ábra

Az összefüggéseket első ábránk foglalja össze. Az ábrából jól látható a fajlagos ellenállás és karbontartalom növekedése a szénülés

fokának előrehaladtával. A fajlagos ellenállás tehát, bár közvetett kapcsolat révén, jellemző a kőszén carbonium tartalmára és ezen keresztül kalória értékére.

Ezen általános, inkább elvi jellegű összefüggésen kívül azonban a kőszén fajlagos ellenállását jelentősen befolyásolja a hamuképző anyagok minősége és eloszlása, így elsősorban a kőszén agyagosága. Számos esetben elsősorban az agyagoság mértéke tükröződik a furólyukban felvett fajlagos ellenállásgörbe menetében.

A kőszéntelep fűtőértékében beállott változásoknak a fajlagos ellenállás görbében való tükröződésére mutat példát a 2. ábra.



2. ábra

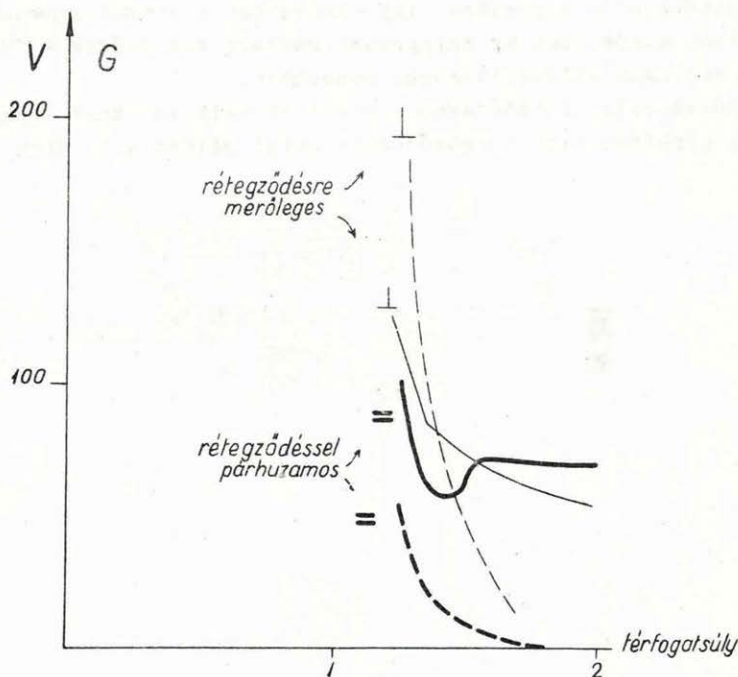
A gerjesztett potenciál aktivitás vizsgálatával különösen Dachnov professzor és munkatársai foglalkoztak. Munkáikból ismeretes, hogy a Szovjetunió egyes szénterületein összefüggés fedezhető fel a gerjesztett potenciál aktivitás és a hamutartalom között.

Hazai vizsgálatainkkal igyekeztünk tisztázni a gerjesztett potenciál eredetét, hogy ezáltal állapíthassuk meg összefüggését a különböző kőszénparaméterekkel.

Azonos kőszénmintákon határoztuk meg a szokásos módszerrel a gerjesztett potenciál aktivitást és az oxidálhatóságot jellemző redox potenciált.

A vizsgálatokból nem sikerült sem a hamutartalom, sem a karbonium tartalom és a gerjesztett potenciál aktivitás között összefüggést kimutatni.

Érdekes következtetések levonására ad azonban lehetőséget, ha a gerjeszthetőséget és az oxidálhatóságot a térfogatsúly függvényében ábrázoljuk. Ezt mutatja a 3. ábra.

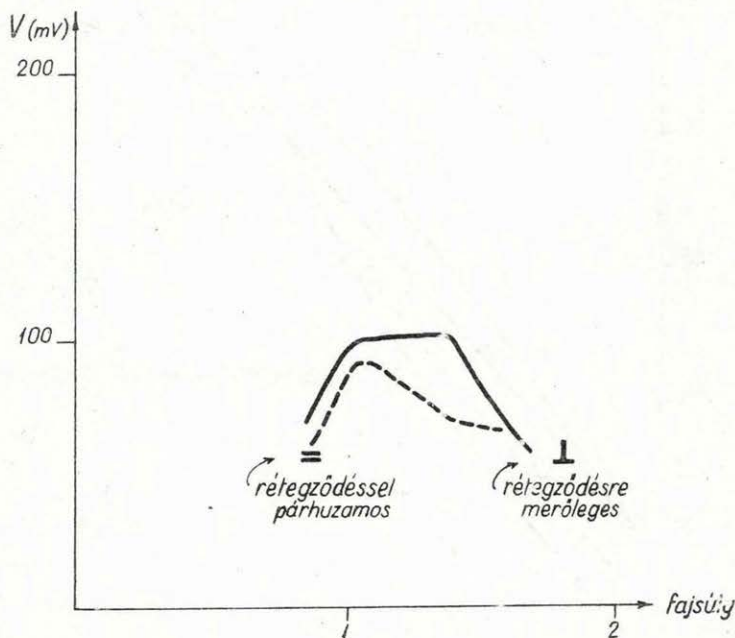


3. ábra

Az ábrában a kőszén rétegezetségére merőleges és azzal párhuzamos irányban mért gerjeszthetőségi és oxidálhatósági értékeket ábrázoltuk. A görbék lefutásának azonos tendenciájából az okok részbeni azonosságára következtethetünk. Abból viszont, hogy a redox-görbe csaknem független a kőszénminta rétegezetségétől, míg a gerjeszthetőség erősen függ az iránytól, azt következtethetjük, hogy a gerjesztett potenciál aktivitásra a kőszén anyagán kívül annak makro strukturája is hatással van. A redox jelenségeket a kőszén makro strukturája csak kevésbé befolyásolja. Az oxidálhatóságnak az iránytól való függetlensége egyúttal arra utal, hogy az előidéző okokat más - kémiai természetű - alkotórészekben kell keresnünk. Az oxidálhatóság legfőképpen a kőszén alkotó labilisabb redukáltabb komponensek mennyiségétől függ. Ez pedig a szénmintán belül nagyjából minden irányban azonosnak vehető.

Ugy a gerjesztett potenciál aktivitás, mint a redox potenciál, a térfogatsúly csökkenésével növekszik. A térfogatsúly csökkenése viszont a porozitás és ezzel együtt a kőszén belső felületének növekedését vonja maga után. Minthogy pedig úgy a redox, mint a gerjesztési folyamatok a kőszén felületén lefolyó jelenségek, ezért érthető, hogy a felület megnövekedésével nagyobbak lesznek.

A fajsúly függvényében ábrázolva a redox potenciált olyan görbét kapunk, melynek $1,1 - 1,4 \text{ gr/cm}^3$ között maximuma van. Ez arra utal, hogy az oxidálhatóság a kőszén huminites alkotórészeivel függ össze. 1 gr/cm^3 -nél kisebb fajsúlyoknál már a bituminites alkotórészek lépnek előtérbe és az oxidálhatóság csökken. $1,4 \text{ gr/cm}^3$ felett viszont a hamuképző anyagok növekedése miatt csökken a redox potenciál.



4. ábra

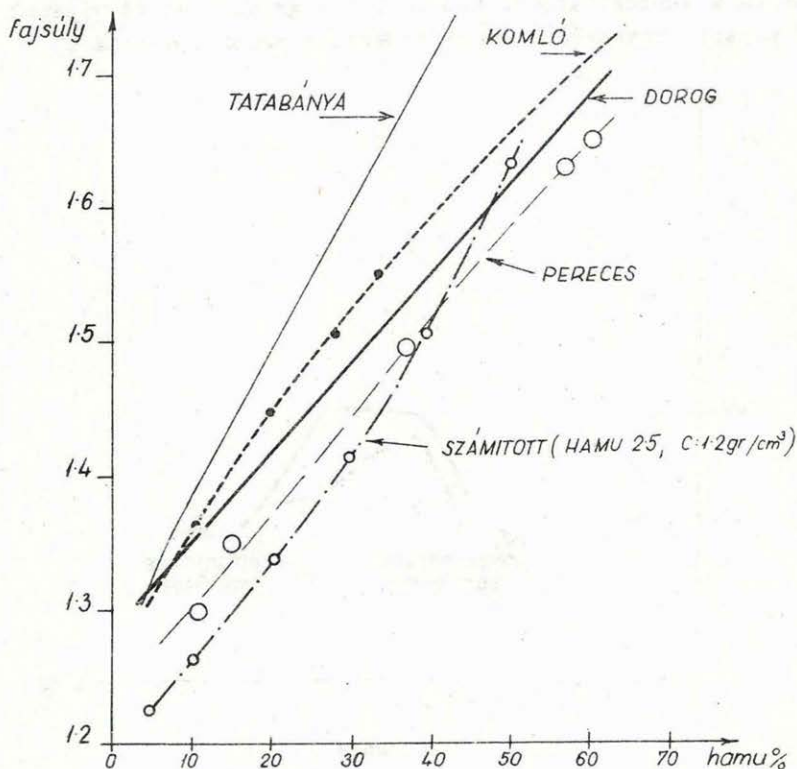
Összefoglalva tehát az állapítható meg, hogy a kőszéneken észlelhető gerjesztett és redox potenciálok kialakulására több kémiai és fizikai paraméter együttesen hat. Ezek hatása csak különleges esetekben választható szét.

A kőszén gamma-gamma aktivitásával kapcsolatban először megvizsgáljuk a kőszén fajsúlya és hamutartalma közötti összefüggést.

A tiszta szénanyag fajsúlya $1,85 \text{ gr/cm}^3$ -re tehető (míg a grafité

2,26 gr/cm³), de a barnakőszenek zömét alkotó huminitéké 1,2 - 1,35 gr/cm³, a kisebb részarányban szereplő oxinitéké pedig 1,35-1,55 gr/cm³. A kőszén azonban ezeken kívül még hamuképző anyagokat is tartalmaz, ami fajsúlyát növeli, mert a hamuképző anyagok fajsúlya általában 2,0- 2,5 gr/cm³ között van.

Hazai viszonylatban barnakőszeneink hamuösszetétel szempontjából elvileg karbonátos és szilikátos típusokra oszthatók. Geofizikai szempontból azonban a kétféle hamutípus csak kevésbé tér el egymástól, mert fajsúlyuk az összetételtől függően aránylag kevés ingadozást mutat.



5. ábra

A kőszén fajsúlya a hamutartalom növekedésével növekszik. Az összefüggést az 5. ábra mutatja. A számított görbe a tiszta, hamumentes kőszén fajsúlyát 1,2 gr/cm³-nek, míg a hamuképző anyagok átlagos fajsúlyát 2,5 gr/cm³-nek tételeztük fel. Az ábrában feltüntettük azoknak a laboratóriumi méréseknek az eredményeit, melyeket különböző kőszénmintákon végeztünk, illetve a szénbányászati trösztök adataiból vettünk

at. Az ábrából kiolvasható, hogy az elméleti görbe jobban megközelítette volna a valóságos adatokat, ha a kőszénanyagra nagyobb, a hamuképző anyagokra kisebb fajtsúlyt tételeztünk volna fel.

A kőszén kőzettani vizsgálatai régóta megállapították azt a tényt, hogy a kolloid-gél jellegének megfelelően jelentős porozitással rendelkezik. Ezért a kőszén térfogatsúlya jelentősen eltér a kőszénanyag fajtsúlyától.

A gamma-gamma mérések elméletéből ismeretes, hogy a szórt gamma-sugárzás zömét alkotó Compton szóródásra jellemző gyengülési együttható a következő összefüggéssel fejezhető ki

$$\tau = \rho \frac{A_0 Z \sigma}{A}$$

ahol ρ az anyag sűrűsége, A_0 az Avogadro féle szám, A az atomsúly, Z a rendszám, σ a hatás keresztmetszet.

Mint ahogy pedig a mérés térfogatában nemcsak a kőszén alkotórészeinek, hanem a bennelevő víznek az atomjai is jelen vannak, a gamma-gamma mérésben hatékony sűrűség a szénközet valóságos sűrűségével az alábbi összefüggésben van

$$\rho = (1 - \varphi) \rho_{sz} + \varphi$$

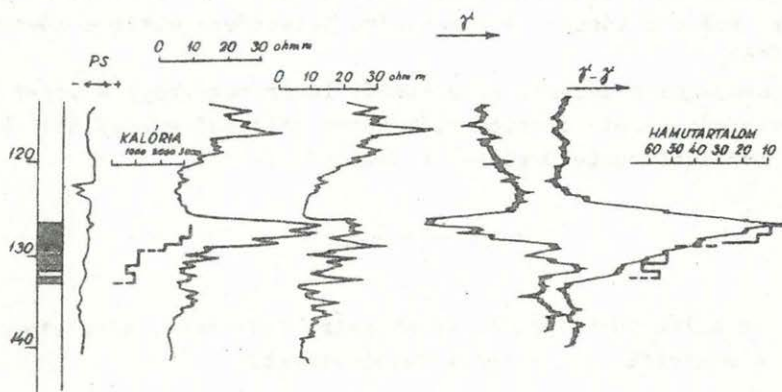
ahol φ a víz arányát kifejező számérték vagyis - porozitás.

Előzőleg kimutattuk, hogy a kőszén hamutartalma fajtsúlyával arányos, amiből az következik, hogy a kőszén hamutartalma és a furólyukban észlelhető gamma-gamma intenzitás között nincs közvetlen összefüggés, mert a kőszén porozitásának változásával ugyanazon hamutartalom mellett is változik a gamma-gamma intenzitás. A gyakorlatban azonban első közelítésben alkalmazni lehet az állandó porozitásra vonatkozó feltételezést. Ekkor és csak ekkor a gamma-gamma intenzitásban beállott változások a hamutartalom változásának tekinthetők. Ilyen összefüggést mutat borsodi méréseink feldolgozásából 6. ábránk.

Az ábra egyébként érdekesen egyesíti mindazt, amit az egyes paraméterek kapcsolatáról előzőekben mondtunk: a PS jellegtelen. A kalória párhuzamos a fajlagos ellenállással, a természetes gamma az agyagosságot adja és a gamma-gamma görbe a hamutartalommal tart együtt.

A neutron sugárral történő vizsgálatokkal kapcsolatban az irodalomban nem található egységes állásfoglalás. Néhány esetben pozitív, máskor negatív eredményt tapasztaltak a széntelepek kimutatásában. Ha a kőszéneket jellemző minőségi paraméterek szempontjából vizsgáljuk a

kérdést, akkor elegendő a neutronsugár fékezési és befogási állandóit vizsgálni a kőszénekre, illetve a szénösszetételben előforduló elemekre vonatkozóan.



6. ábra

A vizsgálatok azt mutatják, hogy a barnakőszén neutron tulajdonságainak kialakításában döntő szerepe van a kőszén alkotórészeit képező H tartalomnak. Ha ehhez hozzávesszük, hogy a barnaszénnek mindig jelentős százalékban tartalmaznak vizot, akkor világossá válik, hogy a barnakőszénnek neutron indikációi elsősorban a bennük levő összes H koncentrációtól függenek.

Egyes esetekben a hamutartalom és a neutron indikáció között vélnek kapcsolatot felfedezni. Ez azonban valójában a hamutartalom növekedésével kapcsolatos hidrogén koncentráció és nedvességtartalom csökkenésével függ össze. A szénközettanból ismeretes ugyanis, hogy a kőszén hidrogén- és nedvességtartalma a szénanyaghoz van kötve. A hamuszázalék növekedése a hidrogéntartalom és nedvesség csökkenését vonja maga után, ami a neutron indikáció növekedésével jár.

A hamuszázalék növekedésével együttjáró viztartalom csökkenését érdekesen mutatja az alábbi táblázatunk, mely abból a furásból származik, amelynek g űrbóját a gamma-gamma indikáció elemzésénél bemutattuk.

A laboratóriumi minta határai (m)	A laboratóriumi minta száma a szelvényen	Hamutart. (%)	Viztart. (%)	Kal. érték (Kal)
127,40 - 128,00	1	6,35	35,50	3478
128,00 - 128,50	2	13,21	33,00	3193
128,50 - 129,10	3	26,82	30,00	2443
129,10 - 130,35	4	nincs adat		
130,35 - 131,30	5	51,30	21,00	1332
131,30 - 131,90	6	64,21	18,00	696
131,90 - 132,50	7	56,25	18,00	1058

Láthatjuk, hogy amíg a hamu % 6,35-ről 64-re növekedik, addig a viztartalom 35%-ról 18%-ra csökken.

Az ismert megfontolások egyuttal arra is felvilágosítást adnak, hogy miért nem egységesek a széntelepek neutronsugárral történő kimutathatóságra vonatkozó kísérleti eredmények. Ha ugyanis a széntelep olyan, hogy össz H és nedvességtartalma a környezetéhez képest nem tér el jelentősen, akkor a neutron gamma módszerrel történő kimutathatósága csökken.

Az ismertetett vizsgálatok elsősorban a magyarországi barnaköszszenekre alapulnak. Más típusu barnaszénre és fekete kőszénre vonatkozóan hasonló vizsgálatok eredményei a felépítés és összetétel függvényében részben módosulnak.

Azt is hangsúlyozni szeretném, hogy az egyes geofizikai paramétereket helyes értékeknek tételeztük fel, és nem érintettük azokat a hatásokat, melyek azok mért értékét esetleg eltorzíthatják (pl. iszaposodás stb.).

A bemutatott terepfelvételeket a Magyar Állami Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet csoportjai, az ox-red. vizsgálatokkal kapcsolatos méréseket Bcd Magdolna végezte.

DIE PS-PROFILIERUNG UND DIE DAMIT ZUSAMMENHÄNGENDE PROBLEME
IN DEN SANDIGEN SCHICHTENFOLGEN DER EINHEMISCHEN
WASSERERSCHLIESSENDEN BOHRUNGEN

Die Struktur der PS-Kurve bestimmende Faktoren zeigen bei den wassererschliessenden Bohrungen in Ungarn wesentliche Abweichungen gegenüber der Werte dieser Faktoren bei Ölbohrungen auf. Z.B.:

1. Die Schichtenwasser und Spülwasser sind ausserordentlich süß (3-20 ohm m).
2. Die Schichtenwasser und die Spülwasser können die verschiedensten Lösungen von Ca, Mg und Na-Salze sein.

Diese zwei zur Besprechung gelangende Fälle ermöglichen eine Überprüfung der Anwendbarkeit der Formel:

$$PS = -71 \lg \frac{(a_{Na})^w}{(a_{Na})^{nf}}$$

$$PS = -71 K \lg \frac{(a_{Na} + \sqrt{a_{Ca} + a_{Mg}})^w}{(a_{Na})^{mf}}$$

zur Bestimmung der spezifischen Widerstandes des Spülwassers.

A PS SZELVENYEZÉS ES AZ EZZEL KAPCSOLATOS PROBLÉMÁK
A HAZAI VIZKUTATÓ FÚRÁSOK HOMOKOS ÖSSZLETEIBEN

Lakatos Sándor

A furólyukban észlelhető természetes potenciálanomáliák létrehozásában résztvevő elektrokémiai és elektrokinetikus jelenségeket az irodalom bőségesen, de gyakran egymással ellentétes eredménnyel tárgyalja (1. irodalmi felsorolást a cikk végén).

Hangsúlyozni kell, hogy az eddigi kutatások elsősorban az olajkutató furások porozus szintjeinél adódó problémákhoz kapcsolódnak és az itteni feltételek jelentős mértékben eltérnek a vizkutató furásokétól. Így tehát meg kellett vizsgálni és újra kellett értékelni valamennyi tényezőt, amely összefügghet a PS anomális kialakulásával.

Vizkutató furásoknál azokat a körülményeket, amelyek abból adódnak, hogy sem a hidrogeológiai, sem a furási viszonyok nem azonosak az olajiparban szokásosakkal, a következőkben lehet összegezni:

1. A nagyalföldi furásokban, legalább is a felső szinten laza pleisztocén képződmények találhatóak, amelyeknek homokos frakciói elég durvaszeműek.

2. A Dunántul pannon képződményeinek homokjai legtöbbször igen finom szemszerkezetűek, nagy porozitásúak és viszonylag rossz átteresztőképességűek.

3. A rétegvizek mint az Alföldön, mint a Dunántulon rendkívül édesek. A felső szintek rétegvizeinek ellenállása 15-20 ohm m, amely érték a mélység felé fokozatosan csökken.

4. A furáshoz használt öblítőiszapok is édesek. Fajlagos ellenállásuk 10-15 ohm m között változik. Fizikai állapotuk pedig az olajiparban használatostól teljesen eltérő. A furási munkáknál rendszerint felszíni vizeket használnak a furat öblítésére, amelyek az átfurt agyagos-izsapos rétegektől sűrűsödnek fel. Fajsúlyuk 1,0 - 1,25 és az esetek többségében rövid állási idő után a bennük lebegő apró szemcsék le is ülepednek.

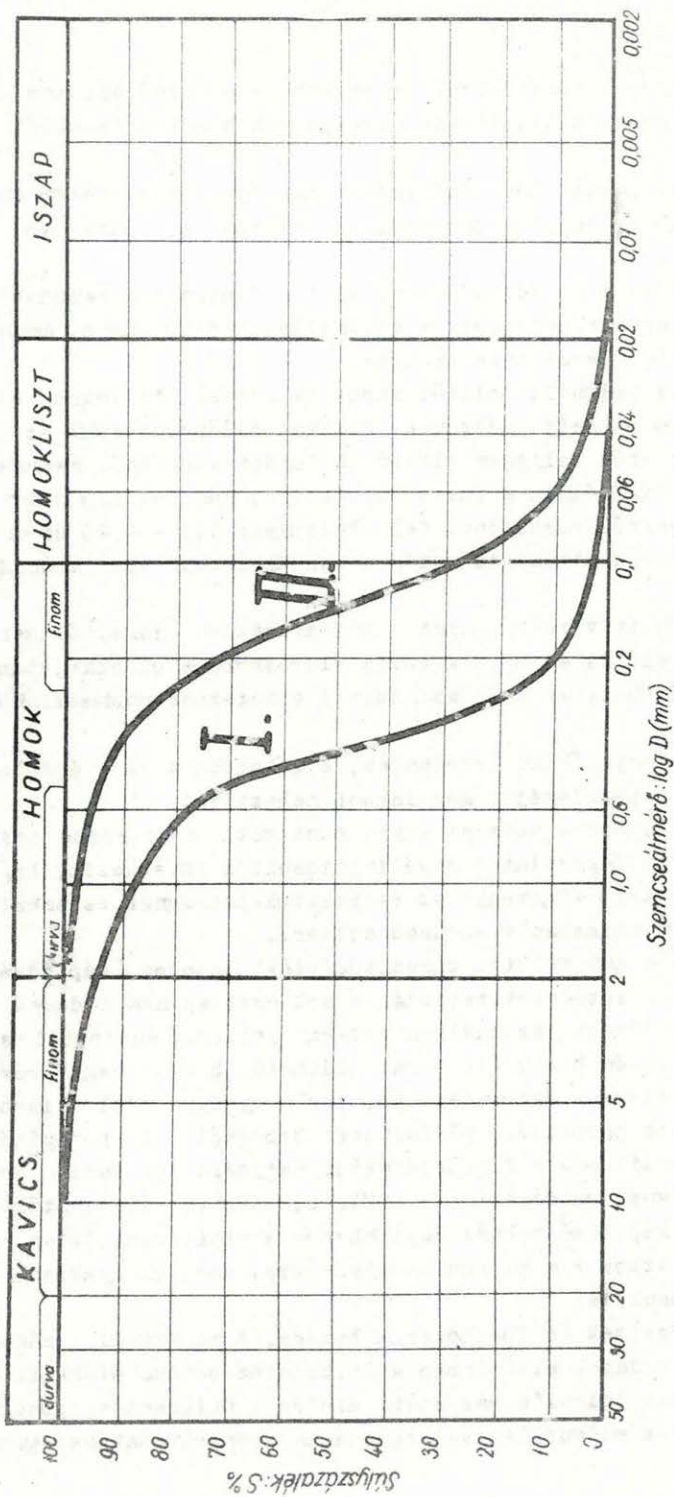
5. Mint az öblítővizeken, mint a rétegvizekben jelentős mennyiségben fordulnak elő Ca és Mg sók főleg hidrokarbonátok alakjában. Ha van Na só az oldatban, az a felszinközeli szintekben rendszerint szintén hidrokarbonát.

A felsorolt tényezők az értelmezés, elsősorban a PS értelmezés amúgy is bonyolult problémáját még inkább nehezítik.

Szemszerkezet. Sorra véve az egyes pontokat a porózus szintek szemcseeloszlásával kapcsolatos megállapításokból következik, hogy a porozitás nem egyszerű függvénye az átteresztőképességnek és ezért nem alkalmas paraméter önmagában vízhozambecslésre.

A Dunántulon a 40% fölötti porozitásértékű homokos képződmények rossz vizadók és a rétegeket termelésre sok esetben nem érdemes megnyitni. Összehasonlításként szolgáljon egy-egy jellemző dunántuli pannon és alföldi pleisztocén homok (1. ábra). Látható, hogy a nagyporozitású pannon homok átteresztőképessége kb. egy nagyságrenddel kisebb a durvaszemű gyengébb porozitású pleisztocén homoknál. A porozitásvi-szonyokból következik még a formációfaktor nagysága is. Ennek értéke az alföldi homokoknál rendszerint 3 fölött, a rossz átteresztőképességű laza pannon képződményeknél legtöbbször 3 alatt van. Ez a megállapítás nem vonatkozik a pannon homokkövekre, amelyek gyakran többé-kevésbé agyagosak is.

Az édes rétegvizek és furóiszapok hatása. A rendkívül alacsony sókoncentrációjú oldatok elsősorban a filtrációs potenciálokkal kapcsolatban játszanak jelentős szerepet, miután a filtrációs potenciál a filtráló folyadék ellenállásával egyenesen arányos. Hatása azonban

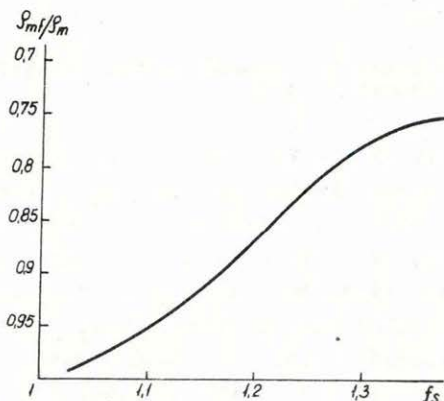


1. ábra. Pleisztocén és pannon homokok tipikus szemeloszlási görbéi
 I. Pleisztocén homok
 porozitás 33,6%
 áteresztőképesség 32,0 darcy
 formációfaktor ... 2,8

II. Pannon finom homok
 porozitás 43,0%
 áteresztőképesség 4,2 darcy
 formációfaktor 2,6

a kismélységű (néhány száz méteres) furásoknál mégsem jelentős, miután a filtrációs potenciál nagyságát meghatározó másik tényező, a differenciális nyomás részben a kis iszapsűrűség, részben a gyakori pozitív nyugalmi vízszint miatt kicsi. Ezen kívül még az is csökkenti ezt a zavaró hatást, hogy a furórudazat kiszerezése után a furóiszap szintje a térszín alatt van.

Az Alföldön éppen ezen körülmények miatt nem is kell számottevő filtrációs potenciállal számolni még a két-háromszáz méteres furásoknál sem. A peremvidéken és a Dunántúlon a gyakori mély (20-40 m) nyugalmi vízszintű furásoknál ez a hatás már nem hanyagolható el, és feltétlenül számításba kell venni. Az alkalmazott és már röviden érintett különleges furóiszapoknak a PS görbe felhasználásával kapcsolatban egy kedvező követelménye is van. Nevezetesen a furóiszapok filtrátumának az ellenállása legtöbbször alig különbözik az öblítőviz ellenállásától. Nagyszámu mérést végeztünk el ezzel kapcsolatban, és azt találtuk, hogy a 0,75 - 0,8 általánosan alkalmazott korrekciós faktor az iszapfiltrátum meghatározására nem alkalmazható. Vizsgálataink szerint a faktor értéke az iszapfajsullal, ill. a viszkozitással hozható összefüggésbe (2. ábra).

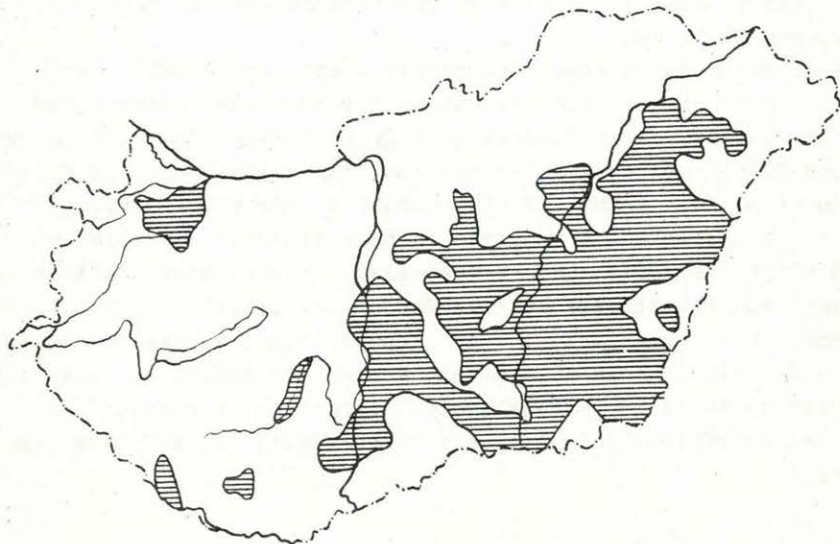


2. ábra. A ρ_m/ρ_w alakulása az iszapfajsúly függvényében

A folyadék kémiai összetételének hatása. Leglényegesebb eltérés azonban a mélyfurások geofizikai vizsgálatára, elsősorban az olajkutatásra kidolgozott PS módszerekkel szemben az, hogy az esetünkben szereplő rétegvizek és furóiszapok még közelítőleg sem tekinthetők NaCl oldatoknak.

A furóiszapok alapja rendszerint az ásott kutakból származó ta-

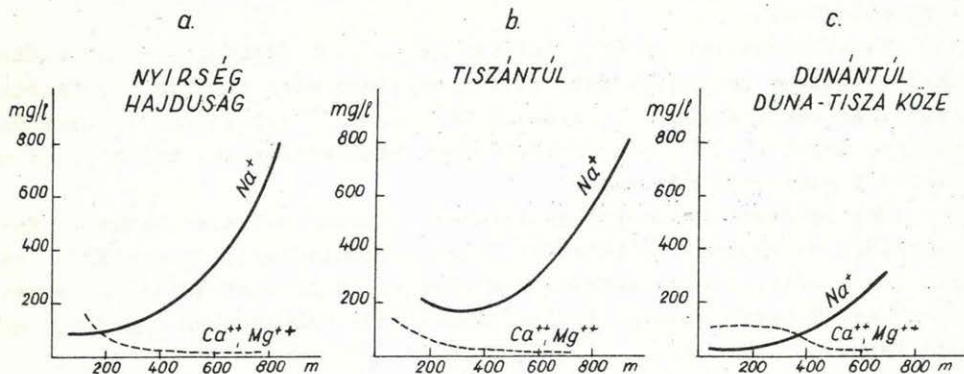
lajviz. Ezek a Dunántúlon, a Duna-Tisza közének homokos területein, valamint a hegyvidékek peremrészein főleg Ca és Mg sókat tartalmaznak oldott állapotban. A Tiszavidéken, a Tiszántúlon, valamint a Duna-Tisza közének szikes területein a Na sók az uralkodók. Ezen kívül valamennyi sónak rendszerint a hidrokarbonátja van tulsúlyban (3. ábra).



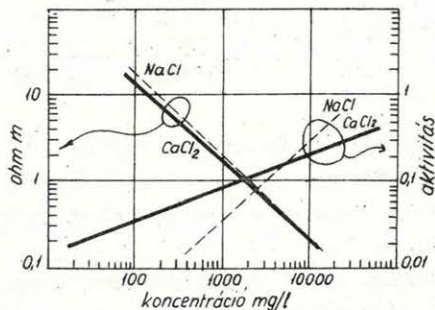
3. ábra. Na ionokat tartalmazó talajvizek területei (Rónai A. után)

A felszinközeli rétegvizek általában Ca és Mg sókat tartalmaznak. Az Na só kevés és az is rendszerint hidrokarbonát alakjában van jelen. Ha elő is fordul a felszinközeli rétegvizekben NaCl, jelentősebb mennyiségben (50-100 mg/l), az jelentéktelen területre korlátozódik, (a Balaton DK-i vidéke és a Hajdúság). Mélyebb szinteken azonban egyre jelentősebb szerepet játszik a NaCl nemcsak a többi sókhoz viszonyított arányával, hanem mennyiségével is. Így 500-600 m-től kezdődően a rétegvizek a PS szempontjából tiszta NaCl oldatnak foghatók fel (4. ábra).

A felsorolt problémák közül amint látható, legjelentősebb, szinte megoldhatatlan, a szereplő oldatok kémiai összetételéből származó, számításba nem vehető elektrokémiai hatás. Ennek fokát jól mutatja a közölt aktivitási diagram (Gonduin-Tixier-Simárd idézett cikkeiből átvéve). A kis koncentrációk tartományában a kétvegyértékű ionok PS anomáliára gyakorolt hatása megsokszorozódik, pl. 100 mg kalcium só ilyen vonatkozású hatása kb. 1000 mg nátrium só hatásával egyenlő (5. ábra).



4. ábra. Na^+ és Ca^{++} , Mg^{++} ionok változása a mélység függvényében tájak szerint



5. ábra. Ca és Na sók aktivitás és ellenállásdiagramja

Igy tehát a jelenleg alkalmazott PS eljárások nem megalapozottak, és ha született is utólag igazolható jó eredmény, ez a véletlenek kedvező összjátékának tekinthető. Pl. statisztikusan egész jó eredményeket szokott adni sekélyfúrásoknál a

$$\text{PS} = -71 \text{ K} \lg \frac{\rho \text{ mf}}{\rho \text{ w}}$$

formula. Ennek az a magyarázata, hogy a rétegvíz és az öblítővíz Ca-Mg-Na oldat volt, így a PS formula számlálójában és nevezőjében ugyanolyan mértékben szerepeltek hibás értékek, ami végsősorban a kapott eredményt nem változtatja meg.

Összegezve az eddigi megfontolásokat: Az ellenállásviszonyokon alapuló PS egyenlet nem alkalmazható megbízhatóan, mert az oldatok nem

NaCl oldatok és mélyebb furásoknál (600-1200 m) is csak a rétegvíz tekinthető annak.

Ha történetesen az öblítővizben az Na^+ ion dominál, az az előbbi megállapításon nem változtat, miután egyrészt azok zömében hidrokarbonátok, másrészt a meglévő kevesebb Ca^{++} és Mg^{++} ion hatása sokszorososan nagyobb lehet a PS görbe anomáliájának kialakításában, amint az az aktivitási diagramból látható.

Még rosszabb eredményt szolgáltat a Gondouin-Tixier-Simard féle megoldás. Ez ugyanis feltételezi, hogy az öblítőiszap tiszta NaCl oldat és a rétegvíz az Na-Ca-Mg sók oldata. Ez az eset talán az egyetlen, amely hazai vonatkozásban, természetes körülmények között, nem áll fenn.

Az pedig, hogy az általános esetet fogadjuk el kiindulási pontnak, hogy ugyanis a rétegvíz és az öblítővíz Na-Ca-Mg sókat tartalmaz, az az

$$PS = -71 K \lg \frac{(a_{\text{Na}} + \sqrt{a_{\text{Ca}} + a_{\text{Mg}}})^w}{(a_{\text{Na}} + \sqrt{a_{\text{Ca}} + a_{\text{Mg}}})^{mf}}$$

nem fogadható el, csak akkor, ha minden esetben az öblítővizet kémiai analízisnek vetik alá. Ez a jelenlegi körülmények között lehetetlen, miután a furóhelyeken a karottázs eredményeket azonnal, vagy legkésőbb 24 órán belül várják.

Végkövetkeztetések. Az ismertett körülmények között kézenfekvő, hogy az egyedüli járható út az, hogy a PS anomális kialakításával kapcsolatos oldatok közül az egyiket az öblítőiszapot gyakorlatilag vagy tiszta egyvegyértékű, vagy tiszta kétvegyértékű ionokat tartalmazó oldattá alakítjuk.

Ez az út különösebben nem költséges, miután a kívánt eredményt néhány mg konyhasóval, vagy technikai kalciumkloriddal elérhetjük, hiszen a szereplő furóiszap rendszerint édes. Elsősorban kalciumsók alkalmazása esetén várhatunk jobb eredményeket, mert kis koncentrációk esetén már kevés Ca só elhanyagolhatóvá teszi a jelenlevő Na sóknak a PS görbére gyakorolt hatását.

Figyelembe véve a rétegvizek összetételének változását, a mélység függvényében, megállapítható, hogy a kisebb mélységű furások esetén mint furóiszapadalék a kalciumsók, nagyobb mélységű furások esetén a nátriumsók jöhetnek számításba.

Az elsőzásnak van még egy másik kedvező hatása is, nevezetesen az, hogy a filtrációs potenciál csökken a filtráló folyadék kis ellenállása következtében.

Összefoglalva megállapítható, hogy a PS szelvényből a rétegvíz fajlagos ellenállásának meghatározása fent vázolt kedvezőtlen hazai adottságok folytán rendkívül nehéz. És ha feltételezzük is, hogy sikerülne a felvetett probléma, a rétegvíz fajlagos ellenállásának meghatározása a PS alapján kielégítő módon, azonnal adódna az ebből következő ugyanolyan nehéz probléma, hogy miként lehetne azt felhasználni az áteresztőképesség meghatározására, miután mint érintettem a porózitás és áteresztőképesség között semmiféle világos összefüggés sincs.

IRODALOM

1. G.I. Agapov: Potencialú filtrációi. Prikl.Geof. № 8.1952.
2. L.A. Burjakovszkij: Nomogramma dlja opredelenia udelnoj szoprotivlénia plasztovaj vodü. Razvedocsanaja i promüszlovaja geofizika. № 26. 1959.
3. V.N. Dachnov: Interpretácija rezultatov geofiziceszkih iszledovanij razrešov szkvazsin. Goszloptehizdat 1955.
4. C.R. Davis: Water Resistivity Determination in the Denver Basin. Schell Oil. Co.
5. J.E. Eidman: Ob elektrokarottázsnüh parameterah Prikladnaja Geofizika. № 14, 1956.
6. Condouin-Tixier-Simard: Az Experimental Study on the Influence of the Chemical Composition of. Elektrolites on the S.P. Curve. Journal of Petroleum Technology. 1957.
7. Sz. P. Kamerjev: PS Tretjicsenüh otlozsénij szeverno-vosztocsnogo Szahalina. Razvedocsnaja i promüszlovaja geofizika 1959.
8. Sz. G. Komarov-Kejvszar-Kozina-Szkolikova-Guzoncva: Opredelénije porisztosszi po PS (Prikladnaja Geofizika № 25.)
9. A.M. Nečasj: Opredelénie litologiceszkih szvojsztv gornüh porod po rezultatam geofiziceszkih iszledovanij V. kvazsinah. Prikladnaja Geofizika № 11, 1954.
10. Rónai András: A magyar medencék talajvíze. (M. Áll. Földtani Int.Évk. 1956. XLVI. 1. füzet.)
11. F. Segesman: Some Effects of Invasion on the SP Curve. Journal of Petroleum Technology 1959.

GEOPHYSIKALISCHE DURCHFORSCHUNG DES BRAUNKOHLENGEBIETS IN
NORDUNGARN

Gegenstand des Vortrags ist die geophysikalische Erkundung der Braunkohlenbecken von West- und Ost-Borsod und Nógrád, sowie der Lignitvorkommen im Mátra und Bükk-Gebirge. Durch die Oberflächenmessungen wird Tiefe und Konfiguration des Grundgebirges geliefert; die Bohrlochmessungen erstrecken sich auf die Bestimmung des scheinbaren spezifischen Widerstandes und Aufnahme von SP, - natürliche Gammastrahlung - und Gamma-Gamma - Profilen. Diese Messungen sind imstande - unter Anwendung der Methoden der geophysikalischen Schichtenidentifizierung - auf alle auftretenden Fragen Antwort zu geben - mit der einzigen Ausnahme der qualitativen Eigenschaften der Kohlenflöze - sogar auch auf Fragen der geologischen Struktur und Altersbestimmung. Der Vortrag beschäftigt sich auch mit dem Problem der Zusammenarbeit der verschiedenen Zweigen geophysikalischer Erdkundung und enthält Vorschläge für die Einschaltung neuer Erkundungsgebiete und für die Weiterentwicklung der Methoden.

AZ ÉSZAKMAGYARORSZÁGI BARNAKŐSZÉNTERÜLET GEOFIZIKAI
KUTATÁSA

Fábíáncsics László

1. A terület rövid geológiai ismertetése

Az északmagyarországi barnakőszénterület a Kelet- és Nyugat-borsodi, valamint a Nógrádi barnakőszénmedencéből áll. Az alaphegységet a Kelet-borsodi medencében a Darnó vonaláig karbonkoru kőzetek alkotják, a többi területen (valószínűleg a Nógrádi medencében is) viszont triász mészkőből áll. Keletborsóban az alaphegységre általában közvetlenül települnek a miocén rétegek, míg a másik két medencében vastag oligocén összleteket találhatunk, mely alatt sok helyen az alaphegység mélysége ismeretlen. A szénképződési periódus többször ismétlődött, így a Keletborsodi medencében 5 főtelep és több melléktelap, a Nógrádi, valamint a Nyugat-borsodi szénterületeken pedig 3 főtelep képződött.

A telepek kísérő kőzetei elsősorban agyagok, meszes agyagok és homokok. Keletborsóban inkább tiszta homok és agyagrétegek váltakoznak, a Nyugat-borsodi területen a slires összletek gyakoriak, míg Nógrádban eléggé egyhangú, agyagos meddő összletekkel találkozunk.

2. Felszíni geofizikai mérések a barnakőszén területeken

A területen gravitációs, szeizmikus, mágneses és geoelektromos felvételezések történtek, amelyek általában kisebb terület részéről készültek, különböző, gyakran nem is a széntelepes összlet kutatását célzó feladatok megoldására. Legnagyobb jelentőségűnek a gravitációs mérések mondhatók. A miocén és karbonkoru rétegek nagy sűrűség különbsége következtében a maradékanómália térképen elég hűen tükröződnek az alaphegység kisebb szerkezeti formái és így a furások tervezése megbízhatóbbá válik, valamint körvonalazni lehet azokat az árkokat, ahol alsómiocén széntelepek kifejlődése várható. Igen jelentős eredmény a Darno-vonal lefutásának pontos kimutatása is.

Szeizmikus felvételek kisebb szakaszon készültek az Uppony-Rudabányai vasérc vonulat nyomozása céljából. A mérések több-kevesebb pontossággal szintén kimutatták a Darnó vonalat, sőt a terjedési sebesség értékekből következtettek arra, hogy a felsőnyáradi részen már paleozoós alaphegység található.

Barnakőszénkutatás szempontjából az Északmagyarországon végzett mágneses felvételek közül a Nógrádi medencében andezites területek kimutatása céljából végzett mérések érdekesek. A felvételek körvonalazták az andezittagglomerátummal borított részeket.

Az alaphegység kibuvásai közelében a sekély vastagságú üledék összlettel borított részeken sikeres felszíni ellenállás szelvényezések folytak. A méréseket 1959-ben Kurittyan környékén végezték, 1960-ban pedig a Bodva-völgyi lignit területen végeztek kutatásokat.

2. Mélyfurási geofizikai mérések a barnakőszén területeken

Az északmagyarországi barnakőszénvidéken 1958 végétől folyik rendszeresen mélyfurási geofizikai szelvényezés, amikor is az Intézet állandó karottáza bázist létesített ezen a területen mélyített furások szelvényezésére.

a) A jelenleg alkalmazott mélyfurási geofizikai eljárások ismertetése.

A kutatások során elsősorban geoelektromos és radiológiai vizsgálatokat alkalmaztunk. Legfontosabb geoelektromos módszerünk a lát-szólagos fajlagos ellenállás meghatározása volt. Szabvány szondának az A 0.1.M.1.95 B potenciál, illetve a B 0.1 A 1.95 M gradiens szondát alkalmaztuk. Igen hasznos szolgálatokat tett a természetes potenciál szelvényezés is.

A geoelektromos kutatási eljárások után legfontosabb szerepük a radiológiai vizsgálatoknak volt. Kétféle eljárást alkalmaztunk: a kőzetek természetes gamma sugárzásának mérését és a gamma gamma mérést. A mérésekhez 33 mC névleges erősségű Co-60 izotópot használtunk. Szondahossznak rövid kísérletsorozat után 100 mm feletti átmérőknél 70 cm-t választottunk, mivel ennél kisebb szonda hosszúságánál az iszaphatás jelentősebb lesz. (Kisebb átmérőknél 60 cm szondahossz megfelelőbb.)

A jelenleg használatos mélyfurási geofizikai eljárások felhasználhatóságát tanulmányozva, először az egyes kőzethez tartozó jellegzetes geofizikai paramétereit kell megismernünk.

A barnakőszéntelepekre vonatkozóan átlagosan azt mondhatjuk, hogy Kelet-Borsodban 20-40, a többi területeken, ahol jobb minőségű a szén, 40-60 ohmméter látszólagos fajlagos ellenállással jelentkeznek.

Ezek az ellenállás értékek természetesen tiszta barnakőszénekre vonatkoznak. Az agyagos barnakőszénnek, még inkább a szenes agyagok még kisebb ellenállás értékkel jelentkeznek, míg a szennyomos agyagot már nem is tudjuk elválasztani a 2-6 ohmméter látszólagos fajlagos ellenállás értékekkel bíró közönséges agyagoktól.

A széntelepek összeteten belül ugyancsak 20-40 ohmméter látszólagos fajlagos ellenállás értékűek a homokok. A homokos összeteteken belül ritkábban előforduló homokkőpadok pedig 40-60 ohmméter látszólagos fajlagos ellenállásúak. Ezeken kívül jelentősebb ellenállás anomáliával jelentkezhet még az olyan kőületes pad, amely nagyobb részt héjmaradványokból áll.

A természetes potenciál anomáliákat tekintve: a helvét kő barnakőszén telepek általában jelentékeny SP anomáliával nem rendelkeznek. A homokok és a kőületes padok ugyanakkor nagy SP anomáliával rendelkeznek.

Érdekes jellemzője az északmagyarországi barnakőszéntelepeknek, hogy sokszor még az átlagos homokrétegeknél is inaktívabbak. A meddő kőzetek közül a területen a legaktívabbak - gamma sugárzás szempontjából - a riolittufák.

A geofizikai paramétereiket nézve a meddő rétegektől a barnakőszéntelepek a sűrűség tekintetében különböznek el legélesebben. Amíg az összes kísérő kőzetek sűrűsége $2,0 \text{ gr/cm}^3$ felett van, a barnakőszén sűrűsége $1,2 \text{ gr/cm}^3$ körül mozog. Ennek megfelelően a telepek a gamma-gamma szelvények éles anomáliájával jelentkeznek.

Az eddig elmondottak alapján le tudjuk mérni az egyes eljárások felhasználhatóságát a barnakőszéntelepek kimutatásában. A látszólagos fajlagos ellenállás görbék, amennyiben a telepek agyagos rétegekbe ágyazottak, a barnakőszéntelepét kijelölik. Keletborsód kivé-

telével a homoktól a telepek általában elkülöníthetők, viszont egyéb támpont híján a homokkövetőktől már nem. Keletborsódban a laza homokok is a telepekhez hasonló ellenállás értékekkel jelentkeznek. Így különösen a vékony felső telepeknél nehéz az elválasztás. Tekintettel arra, hogy egyrészt a réteghatárok pontos kijelölésére legalkalmasabbak az ellenállás anomáliák, másrészt a geofizikai rétegazonosítást, amelyről a későbbiekben lesz szó, szintén az ellenállás szelvényezés alapján lehet a legtökéletesebben megvalósítani és így a telepeket a homokrétegektől megkülönböztetni, a látszólagos, fajlagos ellenállás szelvények felvétele változatlanul a legfontosabb kutatási eljárás a barnaköszén kutató furásokban.

A telepeknek az SP görbén általában nem nagy anomáliával történő jelentkezése nagyon hasznos az értelmezés során, amikor a telep fejlődése, ill. fekéje homok, vagy kőületes pad, amikor is ezeket a hasonló ellenállású kőzeteket az SP anomáliák alapján nagyjából el is tudjuk választani. Tekintettel még a meddő rétegek szétválasztásában vitt nagy szerepére, valamint a rétegazonosításnál alkalmazhatóan, az SP szelvényezés is a legfontosabb kutató eljárások közé tartozik.

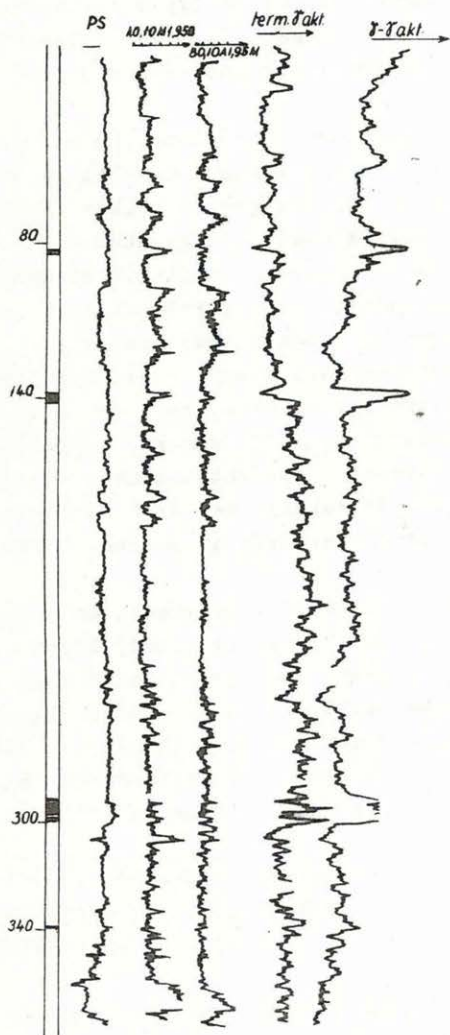
A most mondottak vonatkoznak a természetes gamma szelvényezésre is. Ennek az a hátránya van a SP szelvényel szemben, hogy az ellenállás szelvényekhez hasonlóan - a homokrétegek a telepekkel egyformán minimummal jelentkeznek. Ugyanakkor viszont a tufákat bizonyos mértékig el tudjuk különíteni az agyagoktól és tekintettel az esetleges sugárzó anyag felhalmozódásokra ez a mérési eljárás is minden furásban alkalmazandó.

A jellegetes geofizikai paraméter különbség következtében az összes eljárások közül egyedül a gamma-gamma eljárás az, amely képes a műre való kőszéntelepeket minden furási adat ismerete, valamint a geofizikai rétegazonosítás alkalmazhatóság nélkül is, megbízhatóan kijelölni. Hátránya, hogy a meddő összleteket nem bontja kellőképpen fel és a jelenleg alkalmazott technikai megoldásnál a szondahossznál kisebb telepeket nem jelzi élesen. Ezek miatt önmagában nem kerül alkalmazásra, csak a többi eljárással együtt.

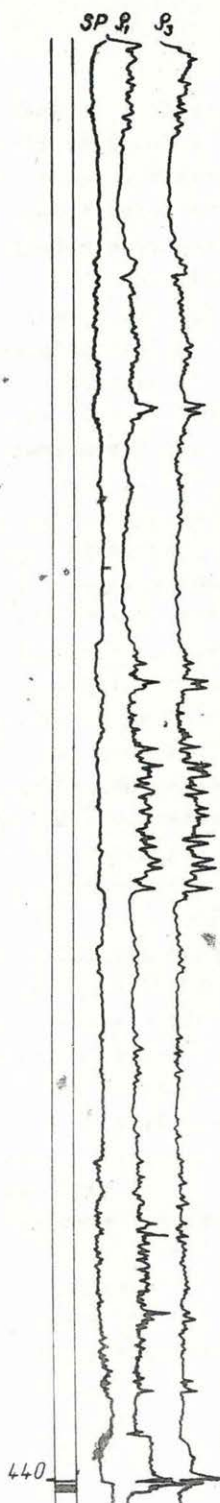
Az elmondottakat szemléltetik a Kelet-Borsódi területről a Felbőnyárád, 201, a Nyugat-Borsódi területről az Egercsehi 51, a Nógrádi medencéről pedig a Nagybátony 218 számú furások mélyfurási geofizikai szelvényei (1., 2., 3. ábrák).

A mélyfurási geofizikai adatok alapján földtani szerkezet és kor meghatározás kétféleképpen végezhető el: közvetett és közvetlen uton. A közvetett utat a geofizikai rétegazonosítás útján történő meghatározás. A geofizikai rétegazonosítás elve alapján, ha nyomon tudjuk kö-

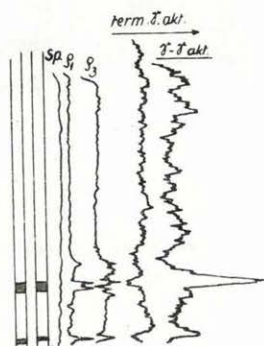
Felsőnyárad 201.



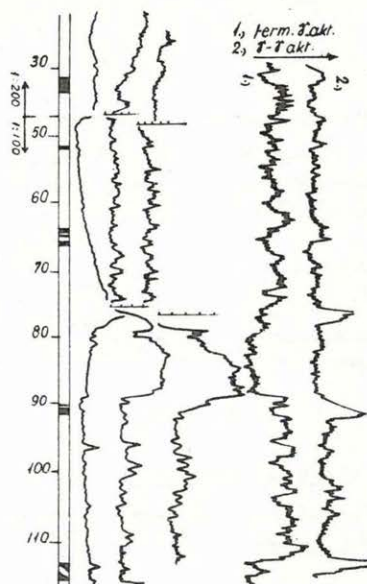
1. ábra



2. ábra



3. ábra



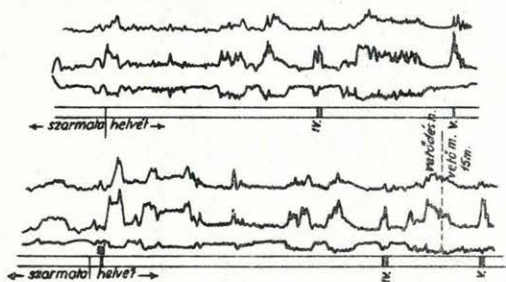
4. ábra

vetni a rétegsor egy területen megszokott kifejlődését a geofizikai szelvényeken, azonnal szembetűnik az is, ha ez a megszokott kifejlődés hirtelen megváltozik. Így például vetődés esetében a rétegsor megváltozásának helye a vetődés helyét jelenti, a hiányzó rétegek összvastagsága pedig megadja a függőleges elvetési magasságot. Példaként bemutatjuk a Sajókaza 174 és 175 sz. furások összeillesztett geofizikai szelvényét (5. ábra).

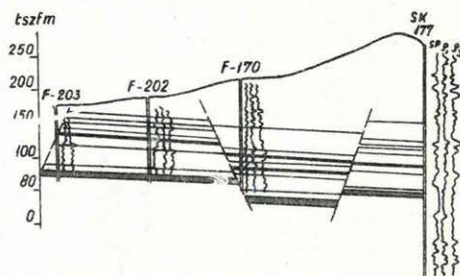
Amint az ábrán látható, a Sk, 174 sz. furásban jelentkező vetődés helyét pusztán a szelvények összehasonlításával a nagy homokréteg területére lehet leszűkíteni, ezenkívül abból a megfontolásból kiindulva, hogy a vetődés helyén agyagos elkenődés jelentkezik, a geofizikai adatok alapján a vetődés helyét egészen pontosan meg lehet adni.

Ugyancsak a jellegzetes rétegösszletek jelentkezésének hiányából a denudáció mértékét is meg lehet állapítani.

A fenti elgondolásokat tovább fejlesztve, ha egy területen több kutatófurásban szelvényeztünk, lehetőség van arra, hogy pusztán a szelvényezés alapján megszerkesszünk egy olyan földtani metszetet, amely pontosságában vetekszik a szokásos földtani módszerekkel megszerkesztett szelvényekkel. Példaként bemutatjuk a felsőnyárádi területről készített egyik ilyen korrelációs szelvényt (6. ábra).



5. ábra



6. ábra

Különböző földtani koru, de azonos anyagu kőzetek (homotax fácies) szétválasztására kedvező esetben szintén van lehetőség a geofizikai adatok alapján.

3. A kutatás jelenlegi helyzetében rejlő gazdasági lehetőségek

Az eddigi eredményekben rejlő legfontosabb gazdasági lehetőségeket vizsgálva a következőket mondhatjuk. Először is a geofizikai mérések teljes mértékben alkalmasak azoknak az elég gyakori eseteknek a tisztázására, amikor a megrendelő minőségi kifogással él a kevés magkihozatal miatt. Így elkerülhető a vitás szakasz tereléssel való újrafurása, vagy a furás selejtezése.

A mélyfurási geofizikai eredményekben rejlő legfontosabb gazdasági lehetőség az, hogy a szelvényezés minden lemélyített kutatófurásban történő alkalmazásával kiküszöbölhetjük, illetve minimálisra csökkenthetjük az igen költséges magfurást. Jelenleg a magfurások szakaszos hossza évről-évre növekszik. Ez az irányzat helyes lenne akkor, ha a minőségi követelmények betartásának a magfurás volna az egyetlen útja. A mélyfurási geofizika eddigi eredményeit tekintve azonban elmondhatjuk, hogy ma már ennél a költséges eljárásnál sokkal gazdaságosabb is kínálkozik: a mélyfurási geofizikai szelvényezések komplex alkalmazása.

4. Az északmagyarországi barnakőszénterületek komplex geofizikai kutatása és a kutatások további lehetőségei

Az eddigiek során áttekintettük a különböző geofizikai kutatómódszerek alkalmazását és eddigi eredményeit az északmagyarországi barnakőszénterületeken.

A gravitációs és szeizmikus kutatómódszerek az alaphegység domborzatának és mélységének megállapításával egymást kiegészítve nyújtanak hasznos adatokat a szénkutatás számára. Az ellenállás szelvényezés - elegendő rétegvastagság és megfelelő viszonyok mellett - az üledékes széntelepességet is bizonyos mértékben fel tudja bontani. A mágneses mérések körül tudják határolni a kutató furások lemélyítését megnehezítő magmás eredetű rétegeket.

A mélyfurási geofizikai kutatások részletekben tudják tisztázni az üledékes rétegösszetétel felépítését, figyelemmel tudják kísérni, hogy mennyiben igazolják a felszíni mérésekből levont következtetéseket a lemélyített mélyfurások eredményei.

A felszíni és mélyfurási geofizikai kutatómódszerek közötti együttműködést még sok tekintetben lehet és kell is továbbfejleszteni.

A kutatás további lehetőségeit tekintve a gravitációs térképen a nógrádi rész meglehetősen fehér folt még. A közelmúltban Salgótarján mellett lemélyített kutatófurás váratlan földtani eredményei (nagy oligocén vastagság, alaphegység el nem érése) arra mutatnak, hogy a Nógrádi medencében még elég sok tennivalója akadhat a felszíni geofizikai kutató eljárásoknak. A szeizmikus kutatást a szénbányászat szempontjából még jóformán nem is használták fel. Igen érdekes lenne pl. a Kelet-borsódi-medence keleti részén az alaphegység mélységének kutatása, ugyanis ezirányban a szénmedence nincs lehatárolva. A Damakon lemélyített perspektivikus furás itt olyan széntelepösszetételt harántolt, amely a karottázs szelvények alapján a megszokott keletborsódi kifejlődéstől egészen eltérő jellegű.

A mélyfurási geofizikai kutatásokat két irányban fejleszthetjük tovább: egyrészt a mért paraméterek még pontosabb megadására, másrészt olyan új paraméterek mérésére kell törekednünk, amelyek a kitűzött célhoz közelebb visznek. Az első uthoz tartozik pl. az 50 cm-nél vékonyabb telepek kimutatása érdekében a laterológ és kisátmérőkhöz alkalmas mikroszondák bevezetése, szcintillációs számlálók alkalmazása stb. A másik uthoz tartozik kavernamérés bevezetése kis furólyukátmé- rőkhöz alkalmazható szondával, neutron-gamma szelvényezés bevezetése stb. A végső cél, hogy a barnakőszénkutatásban is át tudjunk térni a kvantitatív kiértékelésre.

B. Béress

RADIOMETRISCHE MESSUNGEN ÜBER ERDÖLHALTIGEN STRUKTUREN

Es wurde durch sovietische und amerikanische Publikationen gleicherweise bestätigt, dass die Intensität der natürlichen Gammastrahlung über erdöhlhaltigen Strukturen eine Anomalie aufweist. Da die radiologische Oberflächenbeobachtungen im Verhältnis zu anderen Forschungsmethoden billig sind und die Entstehung der radioaktiven Anomalien laut allgemein bekannter Theorien unmittelbar an das Kohlenwasserstoff anknüpft, hielten wir für notwendig, diese Art von Messtechnik im Rahmen des Geophysikalischen Institutes "Lorand Eötvös" einer kritischen Behandlung zu unterziehen.

Unsere Versuchsmessungen wurden über der erdöhlhaltigen Struktur von Biharnagybajom ausgeführt, die mit Bohrungen durchquert ist. Wir wendeten zuerst ein Flächenverfahren für Gammaintensitätsmessungen an, dann führten wir entlang eines senkrecht zur Streichrichtung der Struktur gelegten Profils Messungen der weichen Gammastrahlung, des Emanationsgehaltes der Bodenluft und dgl. aus.

Die Messungen wurden zu regelmässigen Basismessungen angeschlossen und die verschiedenen meteorologischen Faktoren wurden gleichfalls registriert. Die mit eingehenden statistischen Methoden geführte Bearbeitung zeigte, dass die am Gebiet angetroffene Intensitätsänderungen zu der Pflanzendecke in Zusammenhang gesetzt werden können. Dieser Zusammenhang weist auf die Existenz eines neuen, bisher nicht beachteten Einflussfaktors bei den radioaktiven Oberflächenmessungen hin; die Klärung dieses Faktors ist im allgemeinen wichtig aus dem Gesichtspunkte der radioaktiven und petrographischen Kartierung, sie ist aber auch von volksgesundheitlichen Gesichtspunkten von Interesse.

Eine mit der erdöhlhaltigen Struktur eindeutig zu korrelierende Anomalie war nicht aufzufinden. Unter den bodenkundlich für homogen zu betrachtenden Verhältnissen blieben die Anomalien unter 10 % des Durchschnittswertes, d.h. sie blieben innerhalb der dreifachen Grenzen der aus der statistischen Fluktuation sich ergebenden Streuung. Die Ursache der innerhalb der Rahmen der statistischen Streuung als konstant anzusehenden Strahlungsintensität kann auf die besondere geologische Verhältnisse der erdöhlhaltigen Struktur von Biharnagybajom zurückgeführt werden.

Die Änderung der weichen Gammastrahlung und die des Emanationsgehaltes der Bodenluft war besser wahrzunehmen, als diejenige der harten Gammakomponente, Die Änderungen können zwar mit der Speicherstruktur in graphischen Zusammenhang gebracht werden, die geringe Anzahl der Messdaten lässt aber eine endgültige Schlussfolgerung nicht zu.

Zur Klärung des Fragenkomplexes haben wir eine Erhöhung der Empfindlichkeit des Messungen herbeizuführen.

RADIOMETRIÁS MÉRÉSEK KŐOLAJTÁROLÓ SZERKEZETEK FELETT

Béress Béláné

Már 1927-ben Bogojavlenski (1) szovjet kutató radiometriás méréseivel bebizonyította, hogy kapcsolat áll fenn a felszínen mért radioaktív sugárzás intenzitása és a kőolajtárolók helyzete között. Azóta is több nyugati és szovjet kutató foglalkozott ezzel a kérdéssel és megállapították, hogy a kőolajszerkezetek felett radioaktív anomália mutatható ki, egyesek szerint közvetlenül a tároló felett radioaktív maximum, mások szerint minimum (2), (3), (4), (5). Az anomália a szénhidrogén- és klorid-anomáliához hasonlóan a kőolajtároló szerkezet peremi részein gyűrűs anomália alakjában mutatkozik.

Ahhoz, hogy a kőolajtároló szerkezet felett kialakuló radioaktív anomáliára magyarázatot adhassunk, elsősorban a rádium migrációjának okait és lehetőségeit kell kideríteni. A mérendő gammaintenzitás a sugárelnyelési viszonyok miatt, csupán a talaj felső 40 - 50 cm-éből származhat. Kérdés tehát az, hogy milyen hatások következtében oszlott el rendellenesen a rádium a talaj legfelső rétegében a kőolajjelölőhelyek peremi részein, illetőleg a kőolajjelölőhelyek felett.

Merritt (6) szerint a kőolajtelep peremi részein felfelé irányuló szénhidrogénmigráció van. A szénhidrogénben gazdagabb felszíni vizek intenzívebb párolgása folytán oldalirányból újabb sóoldatok szállítódnak az elpárolgott víz helyére és így a sók felhalmozódnak, mely felhalmozódás a felszíni gammaszelvényben nagy aktivitásértékekkel jelentkezik.

Szovjet kutatók szerint (7) a jelenség sokkal bonyolultabb. Részletesen nem kívánom itt ismertetni a különféle hipotéziseket, csak annyit, hogy az egymástól többé-kevésbé eltérő elméletek általános érvényű bírálatával még nem rendelkezünk. A szakirodalomban közzölt gyakorlati mérések nem egy esetben produktív furásokkal támasztják alá a módszer hasznosságát.

A bizonytalan elméleti alap, a külföldi szerzőknél mutatkozó ellentmondások ellenére is az eljáráshoz fűzött jelentős gazdasági remények arra késztették a Geofizikai Intézet kutatóit, hogy a kőolajtároló szerkezetek felett mutatkozó gyűrűs anomália létezését kritikai vizsgálat tárgyává tegyék.

A kísérletek lefolytatása szempontjából előnyösen látszott a Bihar-nagybajomtól délre feltárt kőolajtároló szerkezet. A kísérleti terület sík, a talajtípusok - tapasztalati megfigyelések szerint - éles

határ nélküli átmenetet mutatnak. A talajképződési folyamatok és a humuszréteg vastagsága egységesnek tekinthető. Az egész terület mezőgazdasági művelés alatt áll, csupán az északi szikes lőszterületen találunk nagyobb kiterjedésű legelőt.

A területet más geofizikai módszerekkel is felmérték. A gravitációs maximum, a szeizmikus kutatási eredmények és a tellurikus adatok (8), (9), (10) jó összhangban mutatják a furásokkal feltárt kőolajtárolót. A terület tehát a felsorolt szempontok értelmében kritikai vizsgálat céljaira alkalmas. Nehézséget jelent azonban az a körülmény, hogy aránylag fiatal kőolajtelepet migráció szempontjából igen vastag záróréteg fed és a kőolajelőfordulás nem egységes (11).

Ennek a területi mérésnek a végrehajtásához a Geofizikai Intézetben kidolgozott, hordozható sugármérőt használtuk (12), csekély átalakítással. A műszer teleptáplálású, az anód- és fűtőfeszültség, valamint a GM-csővek táplálására szolgáló magasfeszültség szabályozható és mutatós műszeren ellenőrizhető. A műszerbe többfokozatu rateméter és elektronikus alóosztás nélküli scaler van beépítve. Méréseinkhez a ratemétert használtuk.

A kész ülékhez detektorként az Intézetben előállított és lyukszelvényezéshez használatos, rézkatódos, etilbromid-argon töltésű, 40 cm érzékeny hosszal, 20 mm átmérővel rendelkező, wolframszálas GM-csőből összeállított csőköteget használtunk. A kötegben 24 db cső foglalt helyet. A felszerelést 2 mC Co⁵⁰ gamma-sugárforrással hitelesítettük. A műszer érzékenysége 2,0 μ r/ μ A. A 10 μ A-es mutatós műszer végkitérése 300 skálaosztás, így 1 μ r sugárváltozásnak 15 skálaosztás felel meg. Az impulzusgenerátorral történt hitelesítés szerint az érzékenység impulzusszámban kifejezve 225 impulzus/min/ μ r/óra. Az időállandót 30 sec-nek választottuk. Ennek megfelelően az észleléseket pontonként, a műszer üzemi adatait ellenőrizve, három perces várakozás, tehát hat-szoros időállandó után, hajtottuk végre. A műszer stabilitását laboratóriumi körülmények között vizsgáltuk és a szórást 1,7%-nak találtuk. Ez a stabilitás kielégítőnek mondható, ha figyelembe vesszük, hogy a várható anomáliát 20%-ra becsülhetjük. Mivel a középérték körüli ingadozás a statisztikus fluktuáció eredménye, a normális eloszlás törvénye szerint az észlelések 99,7%-a a szórás háromszorosán belül esik. A szórás háromszorosánál nagyobb aktivitásváltozás, vagyis 11,5 skálaosztás, mely 0,77 μ r/órának felel meg, már biztonságosan elkülöníthető. Az egyes mérési pontokon az esetleges korrekciók alkalmazása érdekében rögzítettük a mérés időpontjában a helyi hőmérséklet és légnyomásértékeket, feljegyeztük a szélirányt, az égbolt fedettségének fokát, továbbá az ott talált növénytakarót.

A mérési eredményeket ugyanis időbeli és térbeli hatás befolyásolhatja, melyeknek nincs kapcsolata a mélybeli szerkezettel és így hatásvukat vagy el kell kerülnünk, vagy korrekcióba kell vennünk.

Az időbeli változások hatásának felismerésére és esetleges korrekcióbavételére a méréssel kapcsolatos gyakori és rendszeres bázisészleléseket végeztünk. Az 1220 bázismérés adatait eloszlási táblázatba foglaltuk össze és relatív gyakorisági % hisztogramot szerkesztettünk. Az eredmények szerint a gyakorlati és normális eloszlás közt eltérés mutatkozott, melynek oka a sok kis befolyásoló tényező mellett egy olyan tényező, mely a mérési eredmények eloszlásában torzulást hozott létre. Ezt elsősorban meteorológiai változókban kellett keresnünk, melyek közül a légnyomás és hőmérséklet adatai álltak rendelkezésünkre. A változók korrelálása után arra a megállapításra jutottunk, hogy korrekciószámításra megfelelő kapcsolatot a hőmérséklet, légnyomás és bázisértékek közt nem találhatunk. A bázisértékekből számított szórás viszont 3%-ra növekedett, a laboratóriumi mérésekből kapott, már említett, 1,7%-os szórással szemben és ezzel tájékoztatást kaptunk arra, hogy terepkörülmények között, hosszabb időszakban végzett mérések esetén mekkora eltérésekkel kell számolnunk egyazon mérési ponton.

A biharnagybajomi kőolajtároló szerkezet felett, illetőleg annak déli szárnyán, összesen 1867 ponton, kb. 90 km² területen, határoztuk meg a gamma sugárzás intenzitását. A mérési eredményekhez megszerkesztettük a relatív gyakorisági % hisztogramját és felrajzoltuk a tapasztalati eloszlásból számított paramétereknek megfelelő Gauss-eloszlás sűrűségfüggvényét. Középtértéknek 177,7 skálaosztást kaptunk, mely 11,8 μ r-nek felel meg és a mérési eredmények szórása 3,9% volt, mely a bázismérésekkel azonos szórásnak mondható.

Igyekeztünk feleletet kapni arra, hogy mi az a külső ok, mely ezt a normálistól eltérő, kettős maximum hisztogramot adja. Grafikusan két csoportra bontottuk fel az összesített eloszlás relatív gyakorisági % hisztogramját. A magasabb, illetve alacsonyabb értékű mérési pontokat, térképen feltüntetve, közvetlen szemlélés útján egybevethettük a kőolajtároló területtel, de felismerhető törvényszerűséget nem találtunk. Magasabb aktivitású helyek sűrűn váltakoznak a kis aktivitású szakaszokkal a produktív és improduktív zónában egyaránt. A mérési eredményeket a furások alapján szerkesztett miocénfelszínnel kapcsolatba hozva megállapíthatjuk, hogy annak legmagasabb területe aktivitási minimumba esik. Ez látszatra egybehangzik a külföldi tapasztalatokkal, de nasonló kis kiterjedésű minimumot mutató terület ott is kijelölhető, ahol gravitációs, szeizmikus, tellurikus, sőt egy-két kutatófurás által is alátámasztott ismereteink szerint már távol vagyunk a kőolaj-

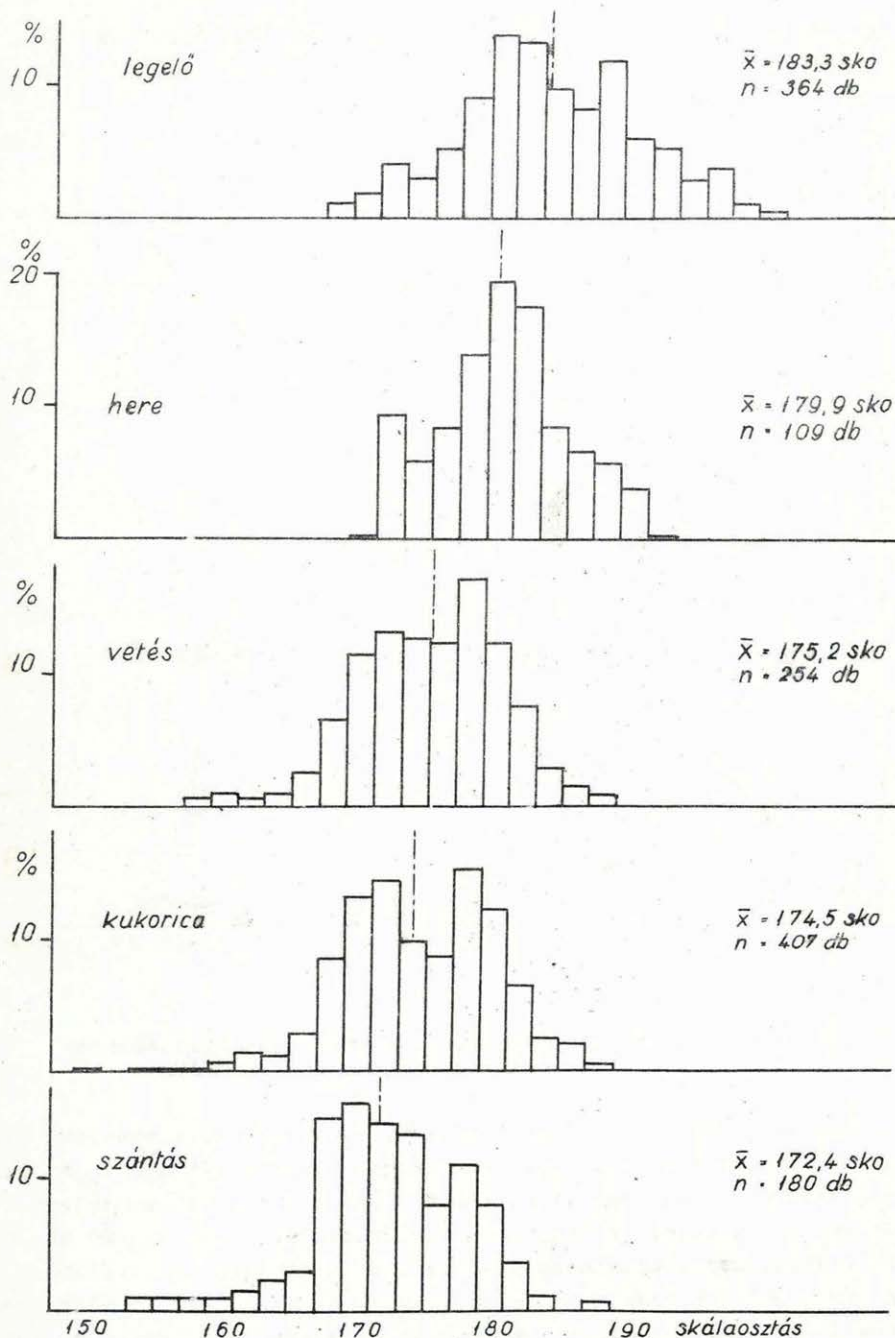
előfordulástól. Rá kell mutatnunk arra, hogy egyes külföldi közlemények részletes vizsgálata hasonló eredményre vezet. A talajtani kapcsolatok tisztázása érdekében részletes vizsgálat tárgyává tettük a furásokkal feltárt északi terület 25 km²-nyi részét. Az elemzések azt mutatták, hogy a főbb talajtipusok átlagértékei itt is a szórás által meghatározott hibahatárokon belül változnak. Különlegesnek minősül a sorrendben a szikes lösz magas aktivitása (178,0 skálaosztás) és a tőzeget tartalmazó talaj alacsony értéke (172,0 skálaosztás) az agyaghoz képest. A tőzeget és agyagtalajok, nagyobb adszorpciós képességük és káliumtartalmuk miatt ugyanis általában magasabb aktivitásúak, mint a szikes löszök. Az egyes talajtipusok között különbséget csak a középértékek alapján tehettünk. Mivel az eloszlások fedésben vannak, talajtani korrekció alkalmazására nem gondolhattunk.

A mérési terület talajtani homogenitására jellemző, hogy a begyűjtött talajminták laboratóriumi bétamérése útján a statisztikus fluktuáción túlmenő különbségeket tenni nem tudtunk.

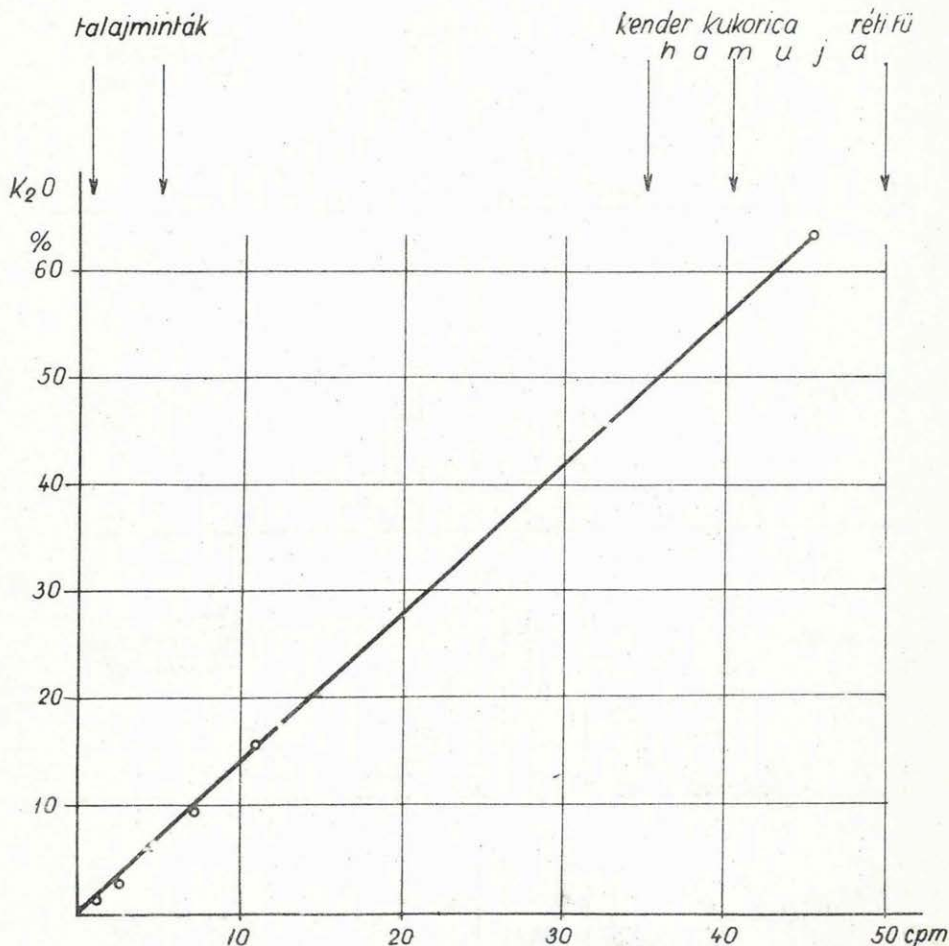
A rendellenes talajtani sorrend magyarázatára a növénytakaró vizsgálata során jutottunk el. A mérési eredményeket mezőgazdasági ágazatok szerint csoportosítva, növénytipusonként eltérő középértékeket nyertünk (1. ábra). A területen található négy fő növénytypus középértékei 183,3 skálaosztástól 174,5 skálaosztásig változtak, míg a szántás csak 172,4 skálaosztással jelentkezett. Megfigyelhető, hogy a vegetációs idő csökkenésével az aktivitás csökkenő tendenciát mutatott. Miután egyik állomáson a szalmakazlak közvetlen közelében 295 skálaosztást kaptunk (melyet, mint extrém értéket, a feldolgozásból kihagytunk) kétségtelenül vált az a tény, hogy a növényi környezet jelentős hatást gyakorolt a mérési eredményekre.

A mérési területről begyűjtött növénymintákat elhamvasztottuk és K₂O-ra hitelesített laboratóriumi bétassámlálóval vizsgáltuk. A szikes legelőről származó fűminták hamuinak átlagos értéke magasabb volt 63% K₂O-egyenértéknél, míg a kukoricamintáké 55%, a kendermintáké pedig 49%-nak adódott. A talajminták ugyanezen mérési elrendezés mellett 1 - 5% K₂O-értéket mutattak, mely értékek megfeleltek a káliumtartalom alapján várható értékeknek (2. ábra).

Régebbi vizsgálatok kimutatták, hogy a kukorica hamujának rádióaktív tartalma egy nagyságrenddel kisebb, mint a kőzeteké (13). Nyilvánvalóan következtethetnénk ebből a tényből arra, hogy a növényhamuk magas aktivitásértéke újabbkori szennyeződés eredménye. Nem ismerünk olyan publikációt, mely a felszíni gammamérésekkel kapcsolatban utalna a növények káliumtartalmának zavaró hatására. A növények légkörből származó szennyezésének vizsgálata messze esik a geofizikai kutatásoktól, ezért ezt a kérdést tovább nem mi vizsgáljuk.

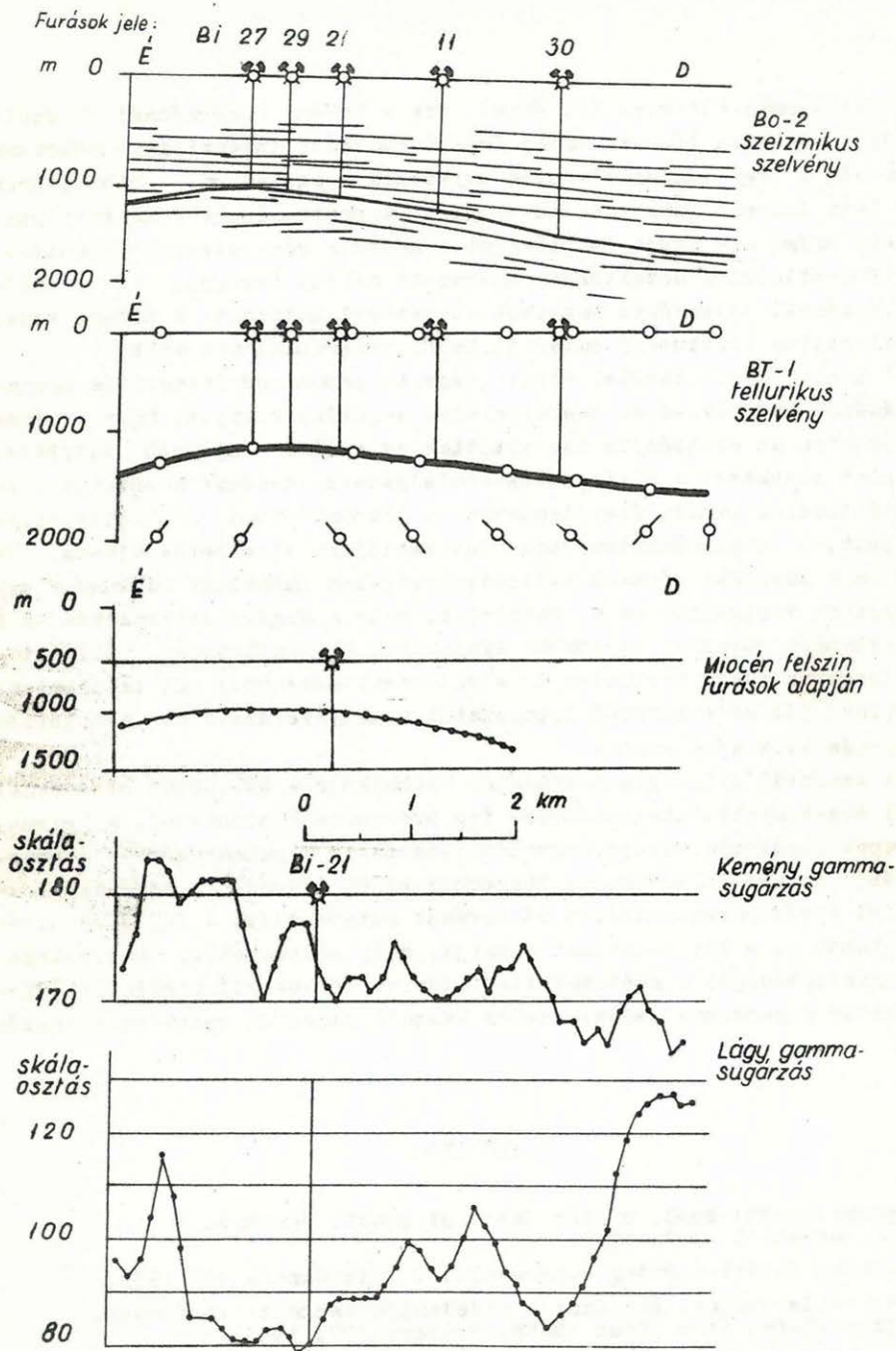


1. ábra. Állomások aktivitási eloszlása mezőgazdasági művelési ág szerint



2. ábra. Laboratóriumi növényi hamumérések hitelesítési diagramja

A területi vizsgálat lezárása előtt szükségesnek tartottuk kísérleti jelleggel a felszín lágy gamma-sugárintenzitását mérni. A kísérleti szelvény közel együtt futott a területet átszelő szeizmikus és tellurikus szelvényvel. A lágy gamma-sugárzás detektálására 29 db 24 mg/cm² falvastagságú alumínium-GM-csőből álló köteget használtunk, a csövek érzékeny szakaszán burkolat nélkül. A méréseket a kemény gamma-intenzitásmérésekkel azonos geometriai körülmények között végeztük. A lágy és kemény sugárzás mérése útján nyert szelvények egymástól ka-



3.ábra. Kisérleti szelvény kemény és lágy gamma-sugárzás aktivitásmérése alapján

rakterisztikusan eltértek (3. ábra). Míg a kemény sugárzásnál a szelvény déli szakasza tözeges talaj felett csökkent intenzitási értéket mutat, addig a lágy gamma-szelvényen ugyanezen a szakaszon, hibahatáron jelentősen tulmenő intenzitásnövekedést tapasztaltunk. A mérési pontok kis száma nem nyújt lehetőséget a módszer részletesebb elemzésére. Közvetlenül a detektorra helyezett néhány dekagram fű a háttérsugárzásnál jelentősen magasabb aktivitást mutatott. A mérési vonal a statisztikus fluktuáció határain belül reprodukálható volt.

A kőolajtároló terület felett végzett gamma-sugárintenzitás meghatározásának kiértékelését összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a mérési területen az eredmények nem mutattak jelentősen nagyobb eltéréseket, mint amekkorát a bázispontok észlelésének ingadozása mutatott. Az értékváltozások tehát, figyelembevéve a laboratóriumi stabilitásvizsgálatokat, a sugárzásintenzitás fluktuációjára vezethetők vissza. A bázis és a területi mérések változékonyságában mutatkozó különbség magyarázatára szolgálhat az a kapcsolat, mely a sugárzásintenzitás és a mezőgazdasági művelési ág között kialakult. Még kell tehát állapítanunk, hogy az adott területen az alkalmazott műszerrel nem találhatunk közvetlen, jól értelmezhető kapcsolatot a mélyszerkezet és a sugárzásintenzitás változása között.

A szcintillációs gamma-számlálás technikája a GM-csőves méréseknél sokkal érzékenyebb kutatómódszert fog számunkra biztosítani. A gamma-sugárspektroszkópia terepi megvalósítása pedig a gamma-sugárzás szempontjából szavaro káliumhatást kűszöbölí ki és ily módon a mérések közvetlenül a rádiumkoncentráció változását mutathatják. A fejlődés irányát tehát ez a két technika mutatja, mely módszerekkel a szerkezetek osztályozásánál a radiometriás felszíni mérésekkel történő szerkezetkutatás a geokémiai módszerekhez hasonló olcsó és gyors segédeszköz lehet.

IRODALOM

1. Bogojavlenski: Bull. of the Inst. of pract. Geophys. Leningrad. 3. 123. 1927.
2. Lundberg-Roulston-Pringle-Brownell: Oil in Canada 40. 1952.
3. Flerov-Alekszejev: Zasedanija otdelenija tehniceskich nauk. Izdatelstvo Akad. Nauk SSSR. Moszkva 302. 1955.
4. Brix: Erdöl Zeitschrift. 75. 1. 9. 1959.
5. Rothe: Freiburger Forschungshefte C-68. 1959.
6. Merritt: World Oil 135. 1. 78. 1952.

7. Alekszejev-Grumbkov-Kirsfeldt: Zasedanija otdelenija techniceskich nauk. Izdatelstvo Akad. Nauk SSSR. Moezkva 253. 1955.
8. M.Á.E.L. Geofizikai Intézet: Műszaki beszámoló 1/53. szeizm. csop. által 1953-ban Biharnagybajom és környékén végzett munkákról. Jelentés 1954.
9. M.Á.E.L. Geofizikai Intézet: Jelentés a Geokémiai Csoport 1953. év folyamán Biharnagybajom környékén végzett kutatásról.
10. M.Á.E.L. Geofizikai Intézet: A Nagyalföldi tellurikus mérések. Jelentés 1958.
11. Szurovy: Kőolajkutatás és feltárás módszere Magyarországon. 1957.
12. M.Á.E.L. Geofizikai Intézet: Universális radioaktív sugárzásmérő és számláló készülék. Jelentés 1959.
13. Salomon-Calvi: Sitzungsberichte Akad. Wiss. Math. Naturw. Abt. 2. 1931.

Á. Tóth

BESTIMMUNG DER EMPFINDLICHKEITSSCHWELLE VON
RADONAKTIVITÄTS-MESSUNGEN MITTELS
IONISATIONSELEKTROMETERN

Es wird die Bestimmung der unteren Empfindlichkeitsgrenze (kleinste indizierbare Radonmenge) und der Empfindlichkeitsschwelle (kleinste Menge, die noch sicher gemessen werden kann) behandelt.

Zuerst werden die Vor- und Nachteile der zur Bestimmung von kleiner Radonaktivitäten üblichen Messeinrichtungen angeführt. Die natürliche Alfa-Aktivität der zum Wandmaterial der Ionisationskammer anwendbarer Metalle wird besprochen, da dieser Faktor den Wert der Empfindlichkeitsschwelle entscheidend beeinflusst. Nach einer Darlegung der allgemeinen Gleichung der statistischen Fluktuationen und des prinzipiellen Begriffes der natürlichen Beobachtungsgrenze wird der in Alfa-partikel pro Stunde - Einheit angegebene Wert des Hintergrundes der Ionisationskammer abgeleitet aus den bei der Ionisations-Elektrometer-Einrichtung beobachtbaren Hintergrund-Fluktuationen, sowie aus den Daten der auf die Einrichtung einwirkenden ionisierenden Strahlungen und aus den Angaben des Messinstrumentes. Es wird die Formel des mittleren Fehlers des auf diese Weise bestimmten Alfahintergrundes angegeben. Zum Schluss wird mit der Berücksichtigung wahrscheinlichkeitstheoretischer Regel die Errechnung der noch sicher messbaren kleinsten Radonaktivität beschrieben.

Die allgemeinen Schlussfolgerungen der Arbeit können sowohl bei Einrichtungen mit einfacher Ionisationskammer, wie auch mit Impuls-Ionisationskammer, oder aber auch bei Einrichtungen für Radonaktivitätsmessungen mit Szintillationsprinzip Anwendung finden.

A BIZTOSAN MÉRHETŐ, LEGKISEBB RADON-AKTIVITÁS
MEGHATÁROZÁSA IONIZÁCIÓS-ÁRAM MERÉS ESETÉBEN

Tóth Árpád

A közlemény a biztosan mérhető, legkisebb Q_{\min} radionaktivitás meghatározását tárgyalja, a statisztikus fluktuációk Evans-Neher-féle egyszerűen tett feltételezéseken nyugvó általános egyenlete alapján. A régebbi, ún. "természetes megfigyelési határ" fogalom mérés-technikai tartalmát kritika tárgyává teszi, elemzi annak hátrányait. Végül a Q_{\min} -ra olyan képletet vezet le, mely tartalmazza a pontosságra való irányt kifejező, megengedett relatív statisztikai hibát is és kis módosítással érvényes mindenfajta radion-aktivitás elemzési módszerre.

B e v e z e t é s

A 10^{-12} és 10^{-13} Curie nagyságrendű radionaktivitások megbízható kimutatása jelentős mérés-technikai probléma a geofizikában. A geofizikus határozza meg többek közt a szabadlevegő radon-tartalmát (mely szárazföldön, talajközélen, átlagos aktivitású kőzetek felett $1,10^{-13}$ Curie Rn²²²/liter levegő körüli), a talaj ún. "radon-exhalációját" (ez átlagosan $4,10^{-17}$ Curie Rn²²²/cm² felület/sec), ezek változását az időben, a szabadlevegő radonkoncentrációjának magassági eloszlását, a kőzetek, folyók, állóvizek rádium tartalmát. A rádium elemzés is emanációs uton történik. Gyakran előfordul, hogy 10^{-12} Curie közeli, vagy alatti radonaktivitást kell mérni. Minden esetben lényeges ismerni az adott berendezéssel biztosan mérhető, Q_{\min} minimális radonaktivitás értékét.

A továbbiakban feltételezzük, hogy a mérési eredmények pontatlanságát kizárólag a rádióaktív bomlás statisztikus jellege okozza.

A differenciál-ionizációs-kamrás mérőműszer

Az alacsony aktivitás-szintű radon meghatározásokra alkalmazott műszerek közül a fenti célokra jól megfelelnek a differenciál-ionizációs-kamrás mérőeszközök. Ezeknél két, azonosan kialakított, ellentétes polaritású, de egyenlő nagyságú feszültségre kötött ionizációs kamra áramainak különbségét nagy töltésérzékenységgű elektrométerrel regisztráljuk. Mindkét ionizációs kamra ugyanazt a "háttér-gázt" tartalmazza (1 atmosféra nyomású, 30 napnál tovább tárolt levegő, vagy nitrogén), azonban csak az egyikbe visszük be a mérni kívánt radon-mennyiséget. Az elektrométerből és az ionizációs kamrákból összetevődő rendszer eredő kapacitásának feltöltődési sebessége ily módon csupán azt az ionizációs áramot jelzi, amelyet a radon és alfasugárzó bomlástermékei hoznak létre az ionizációs kamrában. Ez a megoldás számos mérés-technikai előnnyel rendelkezik a csupán egyetlen ionizációs kamrát alkalmazó műszerekkel szemben. Háttére (az ionizációs áram, mely radonmentes kamrában folyik) kb. 20-szor kisebb, kiküszöböli a kontakt-potenciálok zavaró hatását, eliminálja azokat a hibákat is, melyeket a berendezést tápláló telepek feszültségének változásai okoznak. A differenciál-kamrás mérőeszköz hátrányai: a háttérfluktuáció $\sqrt{2}$ -szeresen nagyobb, emellett összes elektrosztatikai kapacitása is nagyobb a második kamra miatt, így a rendszer töltésérzékenysége, egyébként változatlan feszültségérzékenységgű elektrométer mellett, kisebb az egyetlen ionizációs kamrás berendezés töltés-érzékenységénél.

A fémek természetes alfa-aktivitása

Régóta ismert tény, hogy az ionizációs mérések érzékenységi küszöbét döntő módon befolyásolja az ionizációs kamra-fal és gyűjtő-elektroda anyag természetes alfa-aktivitása, vagy alfa-háttéré, feltéve, hogy a "háttérgáz" nem tartalmaz radont. Csak akkor lehet kis aktivitást mérni az ionizációs kamrával, ha kicsi ez a természetes alfa-részecske fluxus. Az ionizációs kamra készítésre alkalmazható fémek természetes felületi alfa-aktivitását sok kutató vizsgálta. A szakirodalomban található nagyszámu adat közül megemlítjük Bate és munkatársai (1) 1954-ben, valamint Sharpe és Holton (3) 1955-ben elvégzett méréseinek eredményeit. Bate és munkatársai szerint a gondosan kiválasztott rozsdamentes acél természetes felületi alfa-aktivitása 1,5 alfarész/óra/100 cm² fémfelület értékre szorítható le (ez egy 4 liter térfogatú acél ionizációs kamránál 15 alfarész/óra háttérbeütés-számot jelent). Az utóbbi két szerző pedig a közönséges sárgarézre (nem elektrolitikus uton előállított sárgarézre) és alumíniumra egyaránt 20-20, míg lágy acélra 5 alfa emisszió/óra/100 cm² értéket közölt. Az említett számadatokból és az eddig elvégzett összes, ilyen jellegű elemzésből egybehangzóan az derül ki, hogy a rozsdamentes acél a legalkalmasabb ionizációs kamra fal és gyűjtő elektroda készítésére.

A statisztikai fluktuációk általános egyenlete

A későbbiekben, az ionizációs-kamra alfaháttérének meghatározása alkalmával szükségünk lesz a statisztikai fluktuációk általános egyenletének ismeretére, melyet Evans és Neher vezetett le (2).

A radonaktivitás-mérésre szolgáló ionizációs-kamránkban a háttérionizációt több jelenség együttes, egyidejű hatása hozza létre. Ezek az ionizációs-kamra fal anyagának alfa-aktivitása, a kamrában levő ún. "háttér-gáz" radon-nyomokkal való szennyeződése, melyet a továbbiakban \varnothing -nak tételezünk fel, a kozmikus sugárzás, a helyi gamma-sugárzás stb. A berendezés háttérében észlelt statisztikai fluktuáció éppen ezért összegződött jelenség, mivel a különböző független és egyenként véletlen jellegű folyamat fluktuációi idézik elő. Ha ezek a független jelenségek x , y , z stb. számu részecskét hoznak létre átlagosan az időegységben, a részecskék pedig az előbbi felsorolásnak megfelelően a , b , c stb. fajlagos effektust (pl. ionpár / részecske vagy Volt/rész), akkor a bármilyen számu független jelenség együtthataása következtében keletkező statisztikai fluktuációk általános egyenlete így írható fel, feltételezve, hogy a , b , és c állandó:

$$D^2 = a^2x + b^2y + c^2z + \dots \quad (1)$$

ahol D a közepes deviáció.

Ez az egyenlet egyaránt érvényes a mérőberendezésben egymással összehozható, vagy egymásból kivonódó jelenségekre. Részecskeszámláló eszközöknél $a=b=c \dots =1$. Integráló-ionizációs, vagy ún. "áram"-kamráknál ezek nem egyenlők és értéküket, valamint saját fluktuációjukat pontosan ismerni kell. Ha az egyik ionizációs kamrában az alfaháttér \underline{x} részecske/óra, a háttérmegfigyelés időtartama pedig \underline{t} óra, akkor az észlelt \underline{x} háttérbeütésszám valószínű abszolút, statisztikai hibája:

$$\pm 0,67 \sqrt{\frac{\underline{x}}{\underline{t}}} \text{ /beütés/óra} \quad (2)$$

míg differenciál-ionizációs kamrás kapcsolásnál $\sqrt{2}$ -ször nagyobb,

$$\pm 0,67 \sqrt{\frac{2\underline{x}}{\underline{t}}} \text{ /beütés/óra} \quad (3)$$

feltéve, hogy a két identikus kamra hátterei függetlenek egymástól.

A természetes megfigyelési határ

Régebben a radonaktivitás mérés ún. "természetes, vagy valódi megfigyelési határát" a (2)-es, illetve (3)-as egyenlettel adták meg, miután átszámították a beütés/óra értéket Curie-be (2). A "valódi megfigyelési határ"-t pedig így fogalmazták meg: ha az ionizációs kamrába vitt radon (és termékei)-től származó effektus éppen megegyezik a választott mérési időtartamra vonatkozó átlagos háttér-effektus valószínű abszolút statisztikus hibájával (lásd pl. (2) vagy (3) egyenletet), az észlelő képtelen megállapítani, hogy az ionizációs kamrában radon van-e, vagy hogy csak a háttér fluktuál? Ez a pont a berendezés valódi megfigyelési határa". Ezért nagyon lényeges alacsony radonaktivitás mérésénél, hogy a háttér időbeli fluktuációja és a háttér abszolút értéke is egyaránt kicsi legyen.

Mivel az alfarészecskék idézik elő az ionizációs áramban való fluktuáció közepes négyzetének 97%-át ($a^2 \gg c^2$), ezért az összes háttérből csak az α -részecskék számlálási sebességét kell figyelembe venni.

Ahhoz, hogy a (3)-as egyenlettel megadott "természetes vagy valódi megfigyelési határ" értékét Curie-ben kapjuk meg, átszámítási

tényezőre van szükségünk. Könnyű igazolni, hogy az átszámítási tényező értéke

$$k = 1,87 \cdot 10^{14} \frac{\text{beütés/óra}}{\text{Curie egyensulyi Rn}^{222}}$$

figyelembevéve az ionizációs kamrában rövidéletű termékeivel rádióaktív egyensúlyban levő radon alfaemisszióját, az ionizációs kamrák átlagos 93,5%-os hatásfokát, és azt, hogy rövid felezési ideje miatt az RaA radontermék bomlása a radonétól nem független-véletlen jelenség.

Ilymódon - régebbi megfogalmazás szerint - a "valódi megfigyelési határ" a (2)-es, illetve a (3)-as egyenlet alapján (2) (4):

$$3,6 \cdot 10^{-15} \sqrt{\frac{x}{t}}, \text{ vagy } 3,6 \cdot 10^{-15} \sqrt{\frac{2x}{t}} \text{ (Curie egyensulyi Rn}^{222}\text{)} \quad (3a)$$

Ionizációs elektrométeres mérésnél azonban nem beütésszámot, hanem az elektrométer és ionizációs kamrákból álló rendszer kapacitásának időbeli feltöltődési sebességét észleljük (Volt/időegység)-ben, (amennyiben az ún. töltés-felhalmozódási módszert alkalmazzuk). Az x (beütés/óra) α -hátter tehát nem ismert, csupán az ún. "hátter-ionizációs áram". Az α -hátter meghatározása az elektrométeres észlelés, a mérőeszköz és az ionizációs kamrára ható sugárzások adataiból a következőképpen történik.

Az ionizációs kamra alfa hátterének meghatározása

Jelöljük az ismeretlen, kizárólag az ionizációs kamrafalból eredő alfahátter-értékét az egyik ionizációs kamrában x_1 , míg a másikban x_2 -vel, ezeknek az alfarészeknek a fajlagos effektusait pedig egyaránt a -val. Az ionizációs kamrákon áthatoló kozmikus sugarak, valamint helyi gamma-sugarak összevont beütésszáma legyen az egyik kamrában z_1 , a másikban z_2 , fajlagos effektusuk c . (A z_1 és z_2 -be összevont komponensek fajlagos effektusai ugyanis egymás között közelítőleg egyenlők, és $c \ll a$.) Így a hátter-ionizációk miatti elektrométer leolvasások az egyik ionizációs kamra esetén:

$$E_1 = ax_1 + cz_1 \text{ (Volt/óra)} \quad (4)$$

míg a másikonál:

$$E_2 = ax_2 + cz_2 \quad (\text{Volt/óra}) \quad (5)$$

A háttérkülönbség pedig:

$$B = E_1 - E_2 = (ax_1 + cz_1) - (ax_2 + cz_2) \quad (\text{Volt/óra}) \quad (6)$$

Tekintettel arra, hogy az ionizációs kamrák identikusak: térfo-
gati és elektrosztatikai kapacitásuk egyenlő, azonos fémanyagból ké-
szültek, és mivel kísérleti méréseknél azt tapasztalták, hogy

$$E_1 = E_2$$

tekintettel még arra, hogy a kamrákra ható áthatoló sugárfluxus is
egyenlőnek vehető, $z_1 = z_2$, így

$$E = E_1 = E_2 = ax_1 + cz_1 \quad \text{és} \quad (7)$$

$$B = E_1 - E_2 = (ax_1 + cz_1) - (ax_1 + cz_1) \quad (8)$$

Az (1)-es egyenlet alapján a (8)-as egyenletre vonatkozó közepes Gauss-
féle deviáció (négyzete)

$$D_B^2 = 2a^2x_1^2 + 2c^2z_1^2 \quad (9)$$

A (7)-es és (9)-es egyenletekből az alfaháttér ezután, figyelembevé-
ve, hogy $a \gg c$,

$$x_1 = \frac{D_B^2 - 2c^2z_1^2}{2a^2} \quad (\text{alfabeütés/óra}) \quad (10)$$

A (10)-es egyenletben a D_B értékét a háttérkülönbség többszáz megfi-
gyeléséből adjuk meg, míg az a és c tényezőket a rendszer teljes elek-
trosztatikai kapacitásából, az egyes részecskék által az ionizációs
kamrában összesen létrehozott ionok számából és az ion töltéséből szá-
mitjuk ki.

A biztosan mérhető legkisebb radonaktivitás

Ha az x_1 értékét a (3a) egyenletbe írjuk, az un. "valódi megfigyelési határ"-t kapjuk. Az így megfogalmazott "megfigyelési határ" igen nagy hátránya, hogy képleteiben nem szerepel a radonminta aktivitás meghatározásainál megengedhető v relatív statisztikus középhiba. További bizonytalansága még emellett, hogy a valószínű statisztikus hibán alapszik. A ténylegesen előforduló hiba azonban a valószínű hibánál nagyobb is lehet az esetek 50%-ában. Az említett okok miatt a (3a) egyenletek a legfeljebb érzékelhető, de nem a biztosan mérhető legkisebb radonaktivitást adják meg.

A Q_{\min} biztosan mérhető, minimális radonaktivitásnak a régebbi megfogalmazással szemben sokkal helyesebb definíciója a következő: a Q_{\min} az a legkisebb radonaktivitás, melyet megszabott v relatív statisztikus hibával, adott x alfarész/óra háttér és t óra megfigyelési idő mellett mérni lehet (a t óra megfigyelési időt úgy kell értelmezni, hogy a háttér, majd pedig a mintával együttes háttér észlelése külön-külön, ugyanannyi t ideig történt). A Q_{\min} -t könnyen megkaphatjuk a beütésszám mérés relatív statisztikus középhibájának ismert képletéből, feltéve, hogy

$$t = t_1 = t_2,$$

ahol t_1 a háttér, míg t_2 a mérni kívánt mintával együttes háttér mérés ideje.

Eszerint

$$v = \pm \sqrt{\frac{r + 2x}{r^2 \cdot t}} \cdot 100 \% \quad (11)$$

A (11) egyenletben az r , a radonmintától származó, háttérmélküli beütésszám értéke. Ha kifejezzük az r -t a (11) egyenletből, a már ismert k átszámítási tényező felhasználásával, a biztosan mérhető legkisebb radonaktivitás - melyre most már pontossági előírásunk is érvényes - differenciál-ionizációs kapcsolásra:

$$Q_{\min} = \frac{r}{k} = 2,7 \cdot 10^{-15} \left(\frac{1 + (1 + 16v^2 tx)^{1/2}}{v^2 t} \right) \text{ Curie} \quad (12)$$

egyensúlyi Rn^{222} .

Ha 10%-os relatív statisztikai hibát engedünk meg méréseinkben ($v=0,1$), ha emellett $x=50$ alfarész/óra, az ionizációs áramokat pedig $t = t_1 = t_2 = 2$ óra ideig észleltük, a legkisebb mérhető aktivitás:

$$Q_{\min} \approx 7,0 \cdot 10^{-13} \text{ Curie egyensúlyi radon.}$$

A (3) egyenlet alapján a "valódi megfigyelési határ" pedig ugyanilyen \underline{x} és \underline{t} mellett, pontossági kikötés nélkül lenne

$$3,6 \cdot 10^{-15} \cdot \sqrt{\frac{2x}{t}} = 3,6 \cdot 10^{-15} \cdot \sqrt{\frac{100}{2}} \approx 3,10^{-14} \text{ Curie radon.}$$

A $3,10^{-14}$ Curie aktivitás, bomlástermékeivel egyensúlyban levő radon esetén megfelel kb. $3,10^{-14} \cdot 3,7 \cdot 10^{10} \cdot 2 \cdot 3,6 \cdot 10^3$ 8 alfarész/órának, de csak a radonnak a kamrába vitelétől számított harmadik órától az ötödik óráig, mivel ezután az aktivitás a radon felezési idejével arányosan (3,825 nap) csökkenni kezd. Abból a célból, hogy tökéletesen háttér mentes kamrában (melyet jelenlegi ismereteink szerint lehetetlen biztosítani) a 8 alfarész/óra aktivitást $\pm 10\%$ -os statisztikus hibával határozhatjuk meg, 12,5 óra észlelésre volna szükség. Mivel háttér van, 12,5 óránál is jóval több ideig kellene végezni egy mérést. (Itt figyelembe sem vettük az RaA független - véletlen megjelenésére vonatkozó kisebb aktivitást, ez esetben még nagyobb észlelési idő kellene.) A (12) egyenlettel megadott Q_{\min} saját középhibáját az \underline{x} hibája határozza meg, feltéve, hogy a \underline{t} -t elhanyagolható hibával mértük. Urry (4) például az x -szet $\pm 6\%$ -os relatív középhibával adta meg.

A (12) egyenlet kis módosítással érvényes minden radonaktivitásmérési módszerre. Ha ugyanis egyetlen ionizációs, vagy szcintillációs (ZnS-Ag-val bevont falu, fotomultiplierhez illesztett) kamrát használunk, akkor a (12) egyenletben a gyök alatt $2x$ helyett csak x szerepel, így:

$$Q_{\min} = 2,7 \cdot 10^{-15} \cdot \left(\frac{1 + (1 + 8v^2 tx)^{1/2}}{v^2 t} \right) \text{ Curie egyensúlyi radon.}$$

Ilyenkor tehát változatlan \underline{v} , \underline{t} és \underline{x} mellett kisebb radonaktivitást mérhetünk, mint a differenciál-ionizációs kamrás berendezéssel.

IRODA LOM

- (1) G.L.Bate, H.L.Volchok, J.L.Kulp: "A Low-Level Radon Counting System" Review Sci. Instruments. 25 n^o 2, 153-157 (1954).
- (2) R.D.Evans-H.V.Neher: "The Nature of Statistical Fluctuations with Applications to Cosmic Rays" Physical Review 45, 144-151 (1934).
- (3) I.Sharpe: "Nuclear Radiation Detectors" London: Methuen - Co. Ltd. New York: John Wiley - Sons, Inc. 1955. 98. oldal, 5.sz. táblázat.
- (4) Wm.D.Urry - C.S. Piggot: Apparatus for Determination of Small Quantities of Radium" Am.Jour.Sci. 239 NO-9, 633-657 (1941).
- (5) Wm.D.Urry: "Determination of the Radium Content of Rocks" Journ.Chem.Phys. 4, 40-48 (1936) January.

G. Barta

ÜBER DIE URSACHE DER SAKULAREN ÄNDERUNG DER ERDMAGNETISCHEN FELDES

Nach unserer - im Rahmen unserer Konferenz im Vorjahre mitgeteilten - Auffassung liegt der innere Erdkern exzentrisch vom geometrischen Mittelpunkt in 3-400 km Entfernung. Durch diese Massenexzentrizität wird die equatorielle Abplattung der Erde hervorgerufen. Infolge der langperiodischen Änderung des erdmagnetischen Feldes bewegt sich der magnetische Mittelpunkt der Erdballes - vermutlicherweise der innere Erdkern - mit einer Geschwindigkeit von 2 km/Jahr. Diese Bewegung hat auf der Erdoberfläche verschiedene Erscheinungen zur Folge.

Aus der mit einer 50-jähriger Periode vor sich gehenden Drehgeschwindigkeits-Änderung der Erde kann man das zu Grunde liegende Trägheitsmoment bzw. Energieänderung berechnen. Aus der Grössenordnung der Energieänderung kann gefolgert werden, dass die Schwankung kann nicht durch meteorologische Faktoren hervorgerufen werden, dazu sind nur kosmische Energien geeignet.

Es ergibt sich, dass die Schwankung könnte durch ein täglich 10 Meter betragendes Absetzen des inneren Erdkernes von der Drehungsachse hervorgerufen werden. Diese Grösse steht in guter Übereinstimmung mit dem aus den magnetischen Kugelfunktionen der letzten 50 Jahren gewonnenen Wert magnetischen Mittelpunktswanderung welcher ebenfalls 5-6 m pro Tag beträgt.

Die Ursache der Drehgeschwindigkeitsänderung sowie der inneren Kernbewegung - d.h. also der säkulären Änderung des erdmagnetischen Feldes - ist wahrscheinlich der Umstand, dass der exzentrische Erdkern liegt nicht ausbalanciert in unserem Sonnensystem. Die auf den Erdkern wirkende Zentrifugal- und Gravitationskräfte sind nicht ausgeglichen, es entsteht also eine resultierende Einwirkung des Mondes, der Sonne und der grösseren Planeten - vorwiegend des Jupiters - in Abhängigkeit von derer Lage. Die so entstehende Wirkungen sind geeignet zur Erklärung der entsprechenden Verschiebungen; darüber hinaus ergeben sie eine gute Übereinstimmung der Phasen der 50-Jahr-Welle der langperiodischen Änderung des erdmagnetischen Feldes und der Drehgeschwindigkeit der Erdachse, gegenüber der theoretisch errechneten Werte.

A FÖLDMÁGNESES TÉR ÉVSZÁZADOS VÁLTOZÁSÁNAK OKÁRÓL

Dr. Barta György

A mult évi anketén ismertetett felfogás szerint a Föld belső magja a geometriai középponttól 300-400 km-re excentrikusan fekszik. Ez a tömegexcentricitás okozza a Föld egyenlítői lapultságát. A földmágneses tér évszázados változásának következtében a Föld mágneses középpontja - feltehetően a Föld belső magja - kb. 2 km/év sebességgel mozog. Ez a mozgás különböző jelenségeket okoz a Föld felszínén.

A Föld 50 év periódusú forgássebesség-változásából ki lehet számítani az azt okozó tehetetlenségi nyomaték - illetve energia-változást. Az energia nagyságrendjéből arra következtethetünk, hogy az in-

gadosást nem okozhatják meteorológiai hatók, erre csak csillagászati energiák elegendők.

A változást létrehozna a Föld belső magjának napi 10 m távoldása a forgástengelytől. Ez a számadat jól egyesik az utolsó 50 év mágneses gömbfüggvény-adataiból nyert napi 5-6 m sebességű mágneses kösépont-vándorlással.

A forgássebesség-változásnak, a belső mag mozgásának - tehát a földmágneses tér évszázados változásának - oka valószínűleg az, hogy az excentrikus földmag Naprendszerünkben nincs kiegyensúlyozva. A magra ható centrifugális és gravitációs erők nem egyenlők, ezért a Föld, a Nap és nagybolygók - főleg a Jupiter - helyzetüktől függően hatást gyakorolnak rá. A hatások elegendők a megfelelő elmozdulások magyarázatára, sőt a mágneses évszázados változás 50 év periódusu hullámának fázisai is jól megegyeznek az elméletileg levezethetővel.

Johannes Stelzner

BESTIMMUNG VON ERDBEBENMAGNITUDEN AUS RAUMWELLEN

Eichfunktioner $\beta / \Delta /$ für die Bestimmung von Erdbebenmagnituden M , welche durch die Gleichung

$$M = \log A/T + \beta / \Delta / + \Sigma \delta M$$

A : Bodenamplituden in μ , T : Perioden in s, Δ : Epizentralentfernung in Graden, $\Sigma \delta M$: Korrekturen) definiert sind, wurden für Raumwellen nach einer Methode der sukzessiven Approximation in 3 Schritten für europäische Verhältnisse bestimmt. Diese Bestimmungen beruhen auf einer relativ grossen Anzahl von homogenen Beobachtungen (499 für PH, 160 für PV, 250 für PPH und 520 für SH), welche durch die Kombination von 4 seismischen Stationen (Prag, Jena, Collberg und Potsdam) und Reduktion der örtlichen Beobachtungen mittels neu bestimmter Stationskonstanten bezüglich Prag gewonnen wurden. Entsprechend der genügenden Anzahl von Beobachtungen konnte die Feinstruktur der Eichfunktionen untersucht werden. Ein eindeutig oszillatorischer Charakter der Eichfunktionen wurde in verschiedenen Intervallen beobachtet. Dieses Phänomen hängt mit der Struktur des Erdmantels zusammen. Ein ähnlicher Unterschied, wie er zwischen den Magnitudenskalen für Oberflächen- und Raumwellen besteht, wurde für die Magnitudenskalen von P- und S-Wellen gefunden. Durch die Neubestimmung der Eichfunktionen $\beta / \Delta /$ wurde der mittlere Fehler einer Einzelbestimmung auf etwa 1/3 der bisherigen Fehlerangaben herabgemindert. Er beträgt für die 3. Approximation im Durchschnitt $\pm 0,12$ Magnitudeneinheiten.

A FÖLDRENGÉSEK MAGNITUDOJÁNAK MEGHATÁROZÁSA TÉRHULLÁMOKBÓL

J. Stelzner

Az

$$M = \log A/T + \beta(\Delta) + \Sigma \delta M$$

egyenlőséggel (ahol A a talajamplitudó μm -ben, T a periódus s -ben, Δ az epicentrumtávolság fokokban, $\Sigma \delta M$ korrekciók) kifejezhető föld-rengési magnitudo meghatározására, térhullámokra vonatkozóan $\beta(\Delta)$ etalonfüggvényeket határoztunk meg a szukcesszív approximáció egy módszerével, három lépésben, európai viszonyokra. Ezek a meghatározások viszonylag nagymennyiségű azonos észleléseken alapszanak (499 PH, 160 PV-, 250 PPH- és 520 SH- észleléseken), amelyeket 4 földrengésvizsgáló állomás (Prága, Jena, Collmburg és Potsdam) kombinálása, valamint a helyi észleléseknek a Prágára vonatkozóan újból meghatározott állomásállandókkal történt redukciója révén nyertünk. Az elegendő mennyiségű észlelés következtében tanulmányosni tudtuk az etalonfüggvények finomszerkezetét. Különböző intervallumokban e függvények egyértelműen oszcilláló jellege volt tapasztalható. Es a jelenség a földképeny szerkezetével függ össze. A felületi- és térhullámok magnitudóskálája közötti eltéréshez hasonló eltérés mutatkozott a P- és S-hullámok magnitudóskálájánál. A $\beta(\Delta)$ etalonfüggvény újbóli meghatározása folytán az egyszeri meghatározások átlaghibája az eddigi hibának mintegy 1/3-ára csökkent. A 3. közelítésben a hiba átlagosan 0,12 magnitudoegységet tesz ki.

A.L. Kislöw

DURCHSCHNITTSGESCHWINDIGKEITSTUDIEN IM INTERESSE DER
ELIMINIERUNG VON AUSWERTUNGSSCHWIERIGKEITEN DER IN
DEN KARPATEN AUSGEFÜHRTEN SEISMISCHEN MESSUNGEN

Die bei der Auswertung der im Karpatengebiet - in erster Linie in den die "Zentrale Depression von Krosno" durchquerenden Profilenausgeführten seismischen Reflexionsmessungen sich ergebenden Schwierigkeiten werden teils durch die komplizierte Tektonik, teils aber durch eine ungünstige und litologisch stark wechselnde Struktur der zwischen den Sprengpunkten und reflektierenden Punkten sich befindlichen Schichtenfolge verursacht. Infolge dieser Tatsachen müssen wir im Karpatengebiet mit steilen Schichteneigungen, Überschüppungen und komplizierten Kompressionen rechnen. Eine solche Veränderlichkeit des

vertikalen Profils bringt das Vorhandensein von recht verschiedenen Geschwindigkeitswerten mit sich und im Interesse der Auswertbarkeit müssen wir eine Orientierung darüber haben, mit welcher Gesetzmässigkeit und Systematik sich die Geschwindigkeitswerte ändern, in Abhängigkeit von der Tiefe und der litologischen Zusammensetzung.

Zwecks Sicherung der erforderlichen Erfahrung und Kontrollmöglichkeit sind solche Beobachtungslinien gewählt worden, wo das Vorhandensein von Tiefbohrungen die zur Ausführung der Vergleiche notwendigen Unterlagen geschaffen hat. Die Messungen lassen klar hervortreten, in welcher grossen Masse wir eines vomöglich eingehenden und vielseitigen Studiums der Durchschnittsgeschwindigkeiten benötigen. Die Daten der in vielen Bohrungen durchgeführten Geschwindigkeitsprofilierung zeigen, dass im Ablauf der Durchschnittsgeschwindigkeitskurven grosse Abweichungen auftreten können. Eine verhältnismässig beträchtliche Abweichung der bei der Auswertung angewandten und aus einer grösseren Anzahl von Bohrlochmessungen erhaltenen wahren Geschwindigkeitswerten spielt im Falle einer ruhigen Lagerung keine wesentliche Rolle, im gebirgigen Gebiete aber kann es leicht vorkommen, dass infolge der starken Veränderlichkeit der Neigungswinkel die erhaltenen Flächenelemente sich überschneiden. In solchen Fällen können also die Berechnungen nicht mit konstanten Geschwindigkeitswerten geführt werden, vielmehr soll man ein in mehrere Kurven aufgelöstes Grafikon anwenden, welches auf Grund von in Bohrlöchern ausgeführten Messungen so anzustellen ist, dass dadurch ein möglichst genaues Bild des Zusammenhanges zwischen den Geschwindigkeitswerten und den Schichtneigungen erhalten werde. In Gebieten, wie es die Karpaten sind, sollte man möglichst grosse Entfernungen zwischen dem Sprengpunkt und dem Bohrloch anwenden; weiter müssen wir die Durchschnittsgeschwindigkeiten nicht nur in transversalen Profilen, sondern auch in solchen kennenlernen, die die Streichrichtung entlang geführt zur Verbindung der Querprofile geeignet sind.

AZ ÁTLAGSEBESSÉGEK TANULMÁNYOZÁSA A KÁRPÁTOKBAN
VÉGZETT SZEIZMIKUS MÉRÉSEK KIÉRTÉKELÉSI NEHÉZSÉGBINEK KIKÜSZÖBÖLÉSÉRE
 A. L. Kislow

A Kárpátok területén - elsősorban a Központi Krosznói Depresszió áthaladó szelvényekben - végzett szeizmikus reflexiós mérések kiértékelése során észlelt nehézségeket egyrészt a bonyolult tektonika, másrészt a robbantópontok és a visszaverődés pontjai között levő rétegösszlet kedvezőtlen és erősen változó litológiai felépítése okozza. Mindezek következtében a Kárpátok területén meredek rétegdőlésekkel, rátoldásokkal és bonyolult összennyomódásokkal kell számolni. A vertikális szelvény ilyen változatossága folytán különböző sebességértékek jelentkeznek és a mérések kiértékelhetőségének előfeltételeként tudnunk kell, hogy a sebességértékek milyen törvényszerűséggel és rendszer szerint változnak a mélység és a litológiai összetétel függvényében.

A kellő tapasztalatszerzés és az ellenőrzés biztosítása érdekében olyan észlelési szakaszokat választottak ki, ahol mélyfurások le-

hetőséget nyújtottak az összehasonlításra. A mérések szembetűnően igazolják, hogy mennyire szükség van az átlagsebességek megoszlásának lehetőleg teljes és sokoldalú tanulmányozására. Számos furásban végzett sebesség-szelvényezés adatai azt mutatják, hogy az átlagsebességi görbék lefutásában nagy eltérések vannak. A kiértékelésben alkalmazott és a nagyobb mennyiségű lyukmérés révén kapott valódi sebességértékek közötti nagy eltérés viszonylag nyugodt település esetében nem játszik lényeges szerepet, a hegyvidéken azonban könnyen előfordulhat, hogy a dőlésszögek erős változása folytán a megszerkesztett felületelemek metszik egymást. Ilyenkor tehát a számítások nem végezhetők állandó sebességértékekkel, hanem felbontott sebesség-grafikont célszerű alkalmazni, amelyet a furólyukakban végzett mérések alapján úgy kell megszerkeszteni, hogy a lehető legteljesebb képet adja a sebességértékek és a rétegdőlések közötti összefüggésről. A cél elérésére olyan jellegű vidékeken, mint a Kárpátok, a sebesség-szelvényezésnél lehető nagy távolságokat kell alkalmazni a robbantópont és a furólyuk között, azonkívül az átlagsebességeket nemcsak a csapásirányra merőlegesen, hanem a keresztirányú szelvények összekötésére szolgáló, a csapásiránnyal párhuzamosan fektetett szelvények mentén is ismernünk kell. Csakis az átlagsebességek ily módon való alapos tanulmányozása biztosít lehetőséget megbízható mélybeli szelvény megszerkesztésére.

A. Erkel

VERGLEICH DER AUSWERTEMETHODEN TELLURISCHER MESSUNGEN

Im ersten Teil werden die bei der Auswertung von Routine-Messungen auftretenden Probleme behandelt. Zur schnellen Errechnung der Relativ-Ellipse werden Nomogramme angegeben. Dann kommt die Methode der Einpulsation-Relativellipse zur Besprechung, die bei der Auswertung von vorwiegend aperiodischer tellurischer Variationen vom Vorteil sein kann. Die Möglichkeit der Anwendung einer Transformation bei der Methode der totalen Ellipse wird untersucht.

Im zweiten Teil befasst sich der Vortragende mit dem Problem der Tiefenberechnung des Grundgebirges auf Grund tellurischer Messungen. Man konnte feststellen, dass wenn über eine Struktur des Grundgebirges eine mit $h_1 - \rho_1$ Parametern charakterisierte Schichtenfolge gelagert ist, dann gestaltet sich der Zusammenhang des Potentialgradienten mit der Tiefe nicht linear. Daher ist es nicht angebracht, in solchen Fällen die bei der Tiefenberechnung sonst üblichen vereinfachten Formeln zu benutzen. Durch das vorgelegte Beispiel wird ein gangbarer Weg demonstriert, wie man im Falle einer inhomogenen Sedimentenfolge aus den Resultaten tellurischer Messungen zutreffende Tiefenwerte errechnen kann.

A TELLURIKUS MÉRÉSEK KIÉRTÉKELÉSI MÓDSZEREINEK ÖSSZEHASONLÍTÁSA

Erkel András

Az előadás első része a rutinmérések kiértékelése során felmerült problémákkal foglalkozik. A relatív ellipszis gyors kiszámítására nomogramokat ad meg. Ismerteti az egypulzációs relatív ellipszis módszert, melyet a túlnyomóan aperiódikus tellurikus változások kiértékelésénél lehet előnyösen használni. Megvizsgálja továbbá a transzformáció alkalmazásának lehetőségét a totális ellipszis módszer alkalmazásánál.

A második rész a tellurikus mérések alapján történő alaphegység mélységszámítás kérdésével foglalkozik. Megállapítható, ha valamely alaphegység szerkezetre $h_1 - \rho_1$ paraméterekkel jellemzett rétegsor te-lepül, úgy a felszíni potenciál gradiens és a mélység kapcsolata nem lineáris. Ezért az ilyen esetekre a mélységszámításra használt leegyszerűsített képleteket nem lehet használni. A bemutatott példán keresztül feltárul annak lehetősége, hogyan lehet a nagymélységű ellenállás szelvényezés segítségével az inhomogén üledéksor felett tellurikus mérésekből helyes mélységértékeket megadni.

J. Veró

FREQUENZSPEKTRUM DER VARIATIONEN TELLURISCHER STRÖME
AUF GRUND DER MESSUNGEN DES OBSERVATORIUMS BEI NAGY-
CENK

Es werden die kurzperiodischen Variationen (Periodenlänge zwischen 1 sec und 1 Stunde) auf Grund eines Beobachtungsmaterials von fast 3 Jahren einer Bearbeitung unterzogen. Vier Frequenzbereiche werden unterschieden mit Periodenlängen zwischen 1 und 10 sec, 10 und 20 sec, 20-60 sec und darüber. Von den untersuchten Charakteristiken sind in erster Linie der tägliche und jährliche Gang der prozentualen Häufigkeit der einzelnen Banden hervorzuheben, sowie der Zusammenhang der Charakteristiken mit der Aktivität.

A FÖLDI ÁRAMOK VÁLTOZÁSAINAK FREKVENCIASPEKTRUMA A
NAGYCENK MELLETTI OBSZERVATORIUM MÉRÉSEI ALAPJÁN

Veró József

Csaknem 3 évi megfigyelési anyag alapján a rövidperiódusú változások (periódushossz 1 mp és óra között) kerültek feldolgozásra. Nagy frekvenciasávot különböztettek meg; a figyelembevett frekvenciahatá-

rok 1 - 10 mp, 10 - 20 mp, 20 - 60 mp és e fölött. A megvizsgált jellemző adatok közül főleg a százalékos gyakoriság napi és évi menete említendő, valamint ezeknek az aktivitással való összefüggése.

W. Ullmann

BEMERKUNGEN ZUR THEORIE DES MECHANISCHEN EMPFANGERS HSJ-I

Der Einsatz von hochwertigen elektromechanischen Wandler- und Registriertsystemen ist sowohl wissenschaftlich als auch wirtschaftlich nur dann gerechtfertigt, wenn die verwendeten mechanischen Empfänger einwandfrei funktionieren. Aus diesem Grund resultiert der mechanische Empfänger des neuen Jenaer Horizontalseismographen HSJ-I aus eingehenden theoretischen Untersuchungen. Es werden einige für die optimale Konstruktion des Empfängers massgebende Regeln erläutert. Die Ausführungen ergänzen den Vortrag "Ein neuer Horizontalseismograph mit galvanometrischer Registrierung" auf der Tagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft in Bad Soden 1959 (veröff. in Zeitschr.f. Geophysik, Jahrg. 25.1959. H.6.).

MEGJEGYZÉSEK A MECHANIKAI HSJ-I VEVŐKÉSZÜLEK ELMELETÉHEZ

W. Ullmann

A nagyértékű elektromechanikai átalakító- és regisztrálórendszer bevezetése mind tudományos, mind gazdasági szempontból csak akkor célszerű, ha az alkalmazott vevők kifogástalanul működnek. Ezért az új jénai HSJ-I típusu horizontális szeizmográf vevőkészüléke mélyreható elméleti vizsgálatok eredményeként jött létre. Az előadás néhány, a vevő optimális konstrukciója szempontjából mérvadó szabályt ismertet, és az "Új horizontális szeizmográf galvanométeres regisztrálással" c. előadást egészíti ki, amely a Német Geofizikai Társaság 1959-ben Bad Soden-ben tartott ülésén hangzott el (megjelent a Zeitschrift für Geophysik", 25. évf. 1959. 6. számában.).

W. Ullmann und R. Maaz

BEMERKUNGEN ZUR ORTUNG VON GEBIRGSSCHLAGEN

Unter idealisierten Annahmen wird die Lokalisation von Gebirgsschlägen aus den Differenzen der (ersten) Einsätze von vier identischen Seismographen untersucht. Bei nichtkomplanaren Stationsanordnungen trennt eine komplizierte Fläche je zwei Herdorte, deren Laufzeitdifferenzen übereinstimmen. Diese Trennfläche darf das Untersuchungsgebiet nicht schneiden, damit der Herd eindeutig lokalisierbar

ist. Die "Vorzeichenmatrix der Laufzeitdifferenzen" liefert ohne numerischen Aufwand eine gewisse Herdumgebung. Mit vier komplanaren, nichtkonvex angeordneten Stationen ist der Herd im wesentlichen eindeutig lokalisierbar.

MEGJEGYZÉSEK A BÁNYARENGÉSEK HELYÉNEK MEGÁLLAPÍTÁSÁRA

W. Ullmann - R. Maaz

Eszményi feltételek mellett vizsgálják meg a bányarengések helyének megállapítását, négy azonos szeizmográf (első) beérkezéseinek különbségeiből. Nem komplanáris állomások esetében bonyolult felület választ el két-két góc-helyet, amelyek menetidő-különbségei egyeznek. Ennek a választófelületnek, hogy a góc helye egyértelműen legyen meghatározható, sehosem szabad a vizsgálati területet metszenie. A "menetidő-különbségek előjelmatrixa" különösebb számítások nélkül egy bizonyos góc-környezetet ad meg. A góc négy komplanáris, nem konvexen elrendezett állomással lényegében egyértelműen meghatározható.

P. Bencze

ÜBER DEN ZUSAMMENHANG DES ELEKTROMAGNETISCHEN FELDES DER ERDE UND DER ATMOSPHARISCHEN ELEKTRIZITAT

Nach einem kurzen historischen Rückblick werden einige Gesichtspunkte aufgezählt, die bei einer modernen Weiterentwicklung der Erforschung der atmosphärischen Elektrizität zu befolgen sind. Insbesondere wird auf die Rolle der Ionosphäre und auf die Wechselwirkung zwischen dem meteorologischen Geschehen und der Gestaltung der Ionosphäre hingewiesen.

A FÖLDI ELEKTROMÁGNESES TÉR ÉS A LÉGELEKTROMOSSÁG KÖZÖTTI KAPCSOLATRÓL

Bencze Pál

Rövid történelmi visszapillantás után szerző néhány gondolatot fejt ki azokról a szempontokról, melyeket a légköri elektromossági vizsgálatok korszerű fejlesztésénél figyelembe kell venni. Különösen hangsúlyozza az ionoszféra szerepét és a meteorológiai folyamatok és az ionoszféra alakulása közötti kölcsönhatást.

Tudományos figyelő

EMLÉKEZÉS STERNECK ROBERTRE, HALÁLÁNAK FÉLÉVSZÁZADOS FORDULÓJÁN.
A századforduló nagyszerű geodétái és geofizikusai között különösen elismert nevet szerzett magának mind a felsőgeodézia, mind a geofizika terén dr. Sterneck Róbert mérnök-tábornok, az egykori Bécsi Katonai Földrajzi Intézet csillagászati-, majd az egész geodézia és gravitációs osztályának vezetője.

Prágában született 1839 febr. 7-én. Iskoláit a műszaki főiskola első két évfolyamáig bezáróan ugyanott végezte, majd 1859-ben önként a katonai pályára lépett.

A háború után egy utászászlóaljhoz került. Itt ismerkedett meg az alsőgeodéziával. Majd rövidesen a bécsi Katonai Földrajzi Intézet-hez nyert beosztást. Bécsi szolgálati éve alatt nemcsak befejezte műegyetemi tanulmányait, hanem kiváló előhaladást tett a fizikai tanulmányok terén is a bécsi egyetemen. Abban az időben még senki sem beszélt geofizikáról. Ez a tudomány még megalapozóira várt. Sterneck Róbert és Eötvös Loránd körülbelül egyidőben tették meg az első lépéseket ebben az irányban.

Sternecknek, mint a geodéziai osztály vezetőjének igen sok, akkor még fölötte nehéz feladattal kellett megbirkóznia. A mágneses deklináció meghatározása érdekében foglalkozott a mágneses erőter viszonyainak vizsgálatával, de igazi eleme 1880 óta a földi nehézségi erőter változásainak vizsgálata volt. A nehézségi gyorsulás meghatározására igen kiváló relatív ingákat szerkesztett.

Ingakísérleteit kezdetben bányákban, majd Csehországban, végül egész Európában folytatta, sőt a kis sulyu és pontosan dolgozó műszerével bejárta az Adriát és a Földközi tengert is. Végül Vening Meinesz szerzett világhírnevet Sterneck relatív ingáinak.

Műünk sokat dolgoztak Sterneck ingáival. Idb. Lóczy Lajos felkérésére 1901-ben elkészítették a Balaton környékének gravitációs térképét. El kell ismernünk, hogy ez a korai gravitációs felvétel olyan jó izanomál-görbéket eredményezett, amelyek (az állomások kevés számához mérten) igen jól jellemzik a szóbanforgó vidék gravitációs viszonyait.

Sterneck az ingaméréseket azzal a céllal kezdte meg, hogy a monarchia szabatos szintezési hálózatának kifejlesztéséhez szabatos "normál g" értéket szolgáltatson. Ez olyan kitűnően sikerült, hogy 1918-óta sem Magyarország, sem Csehszlovákia lényegesen nem változtatott ezen az értéken.

A mérési hálózat fejlesztése mellett, azokkal egyidőben, új csillagászati módszert dolgozott ki a sarkmagasság és azimutmérésekre. Ezt az eljárást ma is Sterneck-féle módszernek nevezik.

Végül igen nagy érdeme, mint geofizikusnak, a talattográfok új, javított típusának megszerkesztése és elterjesztése. Triest, Spalato, Ragusa, és Zengg kikötőiben állandó talattográf-állomást rendezett be, több kisebb lakatlan sziklaszigeten pedig az általa szerkesztett kis hordozható talattográf-felépítéssel időleges állomásokat létesített. Az ily módon összegyűjtött adatainak nagyon jelentős mértékben járult hozzá az Adria oceanográfiai viszonyainak megismeréséhez.

Még nyugállományba kerülése (1906. jan. 1.) után is lankadatlanul dolgozott tovább, 1910 nov. 2-án bekövetkezett haláláig.

SZECSÓDY MIKLÓS 80 ÉVES

1961. május 15-én töltötte be 80-ik életévét Szecsódy Miklós, a Magyar Geofizikusok Egyesületének tiszteleti tagja. Egész életpályáján geofizikai kutatásokkal foglalkozott. Fiatal korában Eötvös Lőránd megbízásából Oltay Károllyal együtt ő végezte hazánkban a relatív ingaméréseket és a függővonalelhajlások csillagászati meghatározását. 1918. óta 1960. elején történt nyugalomba vonulásáig legnagyobb részben az Eötvös Lőránd Geofizikai Intézet munkatársa volt. Nagy szakértelemmel, példamutató szorgalommal és lelkiismeretesen tevékenykedett a gyakorlati geofizikai területén és félszázados munkásságával nagyban hozzájárult e kutatások eljárásainak kialakításához. Különösen kitűnt kiváló gyakorlati képességével a műszerek szabályozása és fejlesztése terén. Evtizedeken át foglalkozott az Eötvös-inga fejlesztésével és nemrég sikerült könnyen kezelhető, gyors csillapodású műszert szerkesztenie. Eötvös-inga méréseket hazánkban kívül Indiában és Iránban is végezt. Erdeklődése széles körre kiterjedt és minden térben újításokra törekedett.

Egyesületünk tagjai és tisztelői meleg szeretettel kívánnak neki évek hosszú során át jó erőt és egészséget.

A "NEGYEDIK NEMZETKÖZI TÁVMÉRŐ TANFOLYAM"

A szeptemberi "Német Geodétagyűlés"-t megelőzően rendezik meg Münchenben szeptember 4 és 12 között a "Negyedik Nemzetközi Távmérő Tanfolyam"-ot Kneissl professzor, a müncheni technikai főiskola Geodéziai Intézete és a Német Geodéziai Kutatóintézet igazgatójának irányításával.

Az előadás sorozat központi témája: az elektronika és az automatizálás szerepe a műszerszerkesztésnél, elmélet és gyakorlat.

Az előadók között a geodéziai tudomány legkiválóbb képviselőinek nevét olvashatjuk: Kneissl, Ledersteger, Karolus, Kukkamäki, Gigas és mások előadásai szerepelnek a programban. Magyar részről Tárczy-Hornoch Antal "További adalékok a távnégyszögek kiegyenlítéséhez" címmel tart előadást szeptember 8-án. Az előadáshoz kapcsolódó vitát dr. Sigl müncheni geodéta vezeti.

Az előadássorozat részletes programja a Geofizikai Intézetben megtekinthető.

KÖNYV- ÉS LAPSZEMLE

M.M. SLOTNICK: LESSONS IN SEISMIC COMPUTING, EDITED BY R.A GEYER, PUBLISHED BY THE SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS, HOUSTON 1959. A könyv 1956-ban elhunyt kiváló szerzőjének saját szavai szerint: "the basic purpose of these lessons is to form the background for an understanding of the ideas in seismic interpretation," to furnish the seismic computer with a broad understanding of seismic paths, the properties of which form the basis of the necessary numerical calculations".

A 44 leckére terjedő anyagot folytatólágoosan kapták meg az 1949-1952 években a Humble Oil and Refining Company szeizmikus kiértékelői. A leckék tárgya:

I. rész, 1-24 lecke: az emergenciacsög, a visszaverődés törvénye, a reflexió grafikus és analitikus tárgyalása vízszintes és dőlt réteghatárok esetén: a törés törvénye, a reflexió és refrakció együttes tárgyalása vízszintes és dőlt réteghatárok esetén, a refrakció két-réteg probléma numerikus és analitikus megoldása; a szeizmikus mérések korrekciója.

II. rész, 25-30. lecke: a három dimenziós reflexió probléma.

III. rész, 31-35. lecke: a reflexió több-réteg probléma.

IV. rész: 36-44 lecke: a görbült sugárút rövid elmélete, a refrakció, reflexió és a szeizmikus furólyukszelvényezés részletes tárgyalása lineáris sebességnövekedés esetén; oldalról meglőtt mérési vonal kiértékelése.

Az előadásokban a matematika szerepe kezdetben csak a már tárgyalt anyag gyakorlati alkalmazásához okvetlenül szükséges terjedelemeire korlátozódik. De ez a terjedelem a kidolgozott és megoldásra kitűzött feladatok segítségével fokozatosan úgy kibővül, hogy az imént rövid összefoglalásban ismertetett problémakörökben gyakorlatilag felmerülő minden kérdés megválaszolására képesíti a kiértékelőt.

Külön ki kell emelnünk a IV. részt, a lineáris sebességnövekedés feltételezésére épített kiértékelési eljárás tárgyalását, annak az eljárásnak három változatát is megtalálhatjuk az előadásban.

A leckének könyv-alakban történő megjelentetésekor a kiadók nem változtattak a szövegen, úgyhogy az szinte az élőszó szuggesztív erejével közvetíti egy kiváló tudós és tanítómester világos magyarázatait. A szöveg megértését 131 jól választott és szépen rajzolt ábra könnyíti meg.

A könyvet nemcsak azért ismertetjük, mert elméleti és gyakorlati szempontból egyaránt értékes didaktikai műnek tartjuk, amellyel mindenkinek, aki szeizmikus kiértékeléssel foglalkozik, érdemes megismerkednie, hanem azért is, mert Slotnick-nak a Geophysics Vol. IV. No. 2 1950. 163. lapján "A Graphical Method for the Interpretation of Refraction Profile Data" címmel megjelent cikke alapján dolgoztuk ki refrakció méréseink kiértékelésének azt a módját, amelyet - Slotnicknak egyszerű szerkezetek kutatására szabott eljárását tovább fejleszve - bonyolultabb szerkezetek vizsgálatára is sikerrel alkalmaztunk.

Az ismertetéssel kapcsolatban egyúttal felhasználjuk az alkalmat, hogy a tanítványok részéről kifejezzük a Tanítómester iránt érzett ószinte tiszteletünket és megbecsülésünket.

Kilczser Gyula

ÁDÁM-MAROSI-SZILÁRD: A MEZŐFÖLD TERMÉSZETI FÖLDRAJZA. AKADEMIAI KIADO 1959. A Bulla Béla szerkesztésében megjelenő Földrajzi Monográfiák 2. köteteként, a Mátra és a Börzsöny természeti Földrajza c. 1. kötet után és a Budapest Természeti Képe c. munka után ezuttal is szép kiállításra, gazdagon illusztrált földrajzi művet kapunk, amely még azok számára is tartogat sok meglepetést, akik a Mezőföldön hosszabb időt töltöttek geofizikai munkában.

E könyvet a geofizikusok is haszonnal forgathatják, minthogy a felszíni alakulatok többnyire szoros kapcsolatban vannak a mélyszerkezettel.

A geofizikusok számára a munka legjelentősebb értékét a térképen jelölt tektonikai vonalak nyújtják. Ugyanis ezek az alapközetek tektonikájának részben a felszínre való vetületei lehetnek, amennyiben az uralkodó E-1, ENY-1 szőljárás deflációs munkája az ENY-DK-1 tektonikai irányokat domborítja ki a morfológiai képből. Ezzel szemben a többi szerkezeti irány halványan, vagy egyáltalán nem jelentkezik.

Amit a geofizikus hiányolhat e munkában, az éppen a geofizikai adatok hiánya. Kétségtelen, hogy egy földrajzi monográfia nem mindig terjed ki ilyen adatokra, de teljesebbnek éreznénk, ha legalább függeléként találhatnánk ilyeneket. Az is kétségtelen azonban, hogy a 14. oldalon megemlített egyetlen geofizikai értékezés 1943-as keletű és bár azóta igen sok új adat gyűlt össze, főképpen a Velencei hegység és tő környékéről, ezek nincsenek publikálva és csak a szakemberek számára hozzáférhetők.

Bár geofizikus számára olvasmányok tulságosan terjedelmes, de aki a Mezőföld bármelyik egységével foglalkozni kíván, annak mint kézikönyv feltétlenül ajánlható. A talaj előzetes ismerete minden geofizikai mérés tervezésénél kívánatos, különösen a geoelektromos és geokémiai módszereknél.

Oszlaczky Szilárd

E. R. HARRISON: A CSENDES OCEÁNI MEDENCE BREDETE METEORBECSAPÓDÁSI FELTEVES ALAPJÁN. Nature, Vol. 188. No 4756, 1960. december. A földfelszíni medencék keletkezésének vizsgálatával elsősorban azt a tényt kell figyelembe venni, hogy ezeken (a tengerek fenekén) a felszint egyébként alkotó könnyebb kőzetek hiányzanak. Szerző erre támaszkodva és a Holdra vonatkozó hasonló problémák tárgyalásánál elért eredményeket is segítségül véve arra a következtetésre jut, hogy csak a becsapódásos keletkezési elmélet szolgálhat megfelelő magyarázattal.

A becsapódó égitest, vagy a Földnek egy másik Holdja, vagy egy túl közel jövő kisbolygó volt; esetleg több ilyen becsapódásról is lehetett szó. A becsapódó égitest bizonyos mélységig behatolt (a már szilárdnak feltételezett) földfelszínbe, hatalmas összenyomási hullámokat kelte, majd a keletkező hőhatásra robbanás jött létre, mely a kéreg anyagát nagy területről kidobta és így gigantikus méretű kráter képződött. A hidrosztatikus egyensúly helyreállítása után kiképződött a medence, fenekén a kéregkőzetek hiányával.

A szerző számításokat közöl a folyamatnál szereplő energiák nagyságrendjére és főként a becsapódó égitest és a keletkező kráter méreteinek viszonyára. Arra a következtetésre jut, hogy ha a meteor 100-500 km sugaru volt, akkor a kratersugár 3-5000 km-re rugott, ami már

pl. a csendesóceáni medence méretének felel meg. A keletkező és a robbanást előidéző gázak energiája 10^{34} erg nagyságrendűnek adódik: ez az energia mennyiség állott rendelkezésre a kráteranyag "kiseprésére". Ma ismert földi robbanások méreteivel való összehasonlítási adat: a fenti energia 10^{11} számú öt megaton nagyságu hidrogénbomba összen energiájával egyenlő; a szöbanforgó pl. 3000 km sugaru terület minden négyzetméterére jutna egy 20 kilotonnás atombomba, ha ugyanazt a hatást akarnánk elérni. Az Einstein-féle tömeg-energia összefüggés alapján számolva a folyamatnál 10^7 tonna anyag alakulna át energiává.

Tóth Géza

A. G. GALANOPOULOS: SZÖKŐÁRAK GÖRÖGORSZÁG PARTJAIN AZ ÓKORTÓL A MAI IDŐKIG. *Annali di Geofisica* XIII. 3-4, 369-385, 1960. Az Aegei tenger medencéje, a görög partvidék közismerten vulkános, földrengéses terület és a kitérésekkel, rengésekkel kapcsolatban szökőárok is fellépnek. A közölt szökőárstatisztika i. e. 479-től napjainkig terjed és azt mutatja, hogy pusztító hatású szökőár aránylag ritkán, kevés rengéssel kapcsolatban jelentkezik. Szerző feltevése szerint a szökőárok keletkezése inkább tengeralatti csuszamlásokkal áll összefüggésben, mint a földrengés által előidéztett közvetlen tengeralatti dislokációkkal.

A cikk másik része az Atlantis-mondával foglalkozik a vonatkozó klasszikus közlések kritikai megvizsgálása alapján (Platon-Kritias). Kimutatni igyekezik, hogy Atlantis állama a Krétától északra fekvő ősi Stronghyli szigeten volt és az ottani Santorin vulkán kitérésével kapcsolatban pusztult el kb. i. e. 1500-ban. A hatalmas kitérés következtében 2030 méter vastag habkő-réteg rakódott le a környéken, majd a vulkán nyílása beomlott és 300-400 méter mélységbe süllyedve hatalmas calderát alkotott, melynek központi területe mintegy 80 négyzetkilométer, tehát jóval nagyobb, mint amely a Krakatoa híres kitérése alkalmával keletkezett. A sziget ma is meglevő maradványa - Thira szigete - környékén végzett tengermélység mérések alapján felvázolható fényképek világosan mutatja a klasszikus leírásból ismert atlantisi városképet, a kikötők és a csatorna fekvését. A pusztulással kapcsolatos Deukalion-féle özönvíz a vulkánkitérés folytán keletkező esőzésre és a valószínűleg szintén jelentkező szökőárra vezethető vissza.

T.G.

EGYESÜLETI HÍREK

A Magyar Geofizikusok egyesülete az 1961. év első felében három elnökségi és tíz előadó ülést rendezett. Az elnökségi ülések tárgya a tudományos és műszaki fejlesztés kérdése, s az Egyesület folyó ügyeinek intézése volt. Az előadó üléseken a geofizika és a rokon tudományok különböző ágaiból hangzottak előadások, amelyeket minden esetben vita követett. Az ülések előadóit és témáit a következőkben soroljuk fel:

Január 27.: Dr. Szalai Tibor: A Tisia és pannóniai közti hegység. Az előadás után bemutatásra került a "Zala kincse" c. dokumentumfilm.

Február 4.: Pintér Anna és Szabó Zoltán: Gravitációs regionális és maradék anomáliák számításának egyszerű módszere. Az előadás után bemutatásra került: "Küzdelem a bányavizek ellen" c. műszaki kisfilm.

Március 9.: Dr. Egyed László: 27-napos rekurrencia a talajhőmérsékletben. Az előadás után bemutatásra került a "Kőolajkutatás" c. műszaki kisfilm.

Március 24.: Egésznapos előadás sorozat a fiatal kutatók részvételével. A megnyitó előadást Ribí Elemér, a Geofizikai Mérőműszer Gyár főmérnöke, a modern geofizikai műszerek fejlesztésének főbb kérdéseivel foglalkozó 7 előadást részben budapesti, részben vidéki előadók tartották.

Április 7.: A Szeizmikus Kutatási Üzem hét fiatal mérnöke a gyakorlati munka során továbbfejlesztett szeizmikus korrelációs-refrakciós módszerről tartott előadást.

Április 21.: Szabó János: Radiometrikus expressz analízis módszere. Az előadás után bemutatásra került az "Első magyar atomreaktor" c. kisfilm.

Május 12.: Dr. Stegena Lajos: A szeizmikus korrelációs refrakciós módszer elvi alapjairól. (Az előadás Stegena Lajos, az április 7-i előadóülésen történt hozzászólásának folytatása volt.) Az előadás után bemutatásra került a "Gyorsított vágathajtás" című műszaki kisfilm.

Május 26.: Kőolajkutatási geofizikai eredmények. (A Borsodi- és Nagykanizsai csoportok közös előadás sorozata, 4 előadás.) Az előadás után bemutatásra került a "Kőolajtermelés" c. műszaki kisfilm.

Beszámolóink összeállítását az 1961. év első felében még a következő előadások megtartását tervezzük:

Június 9.: Dr. Oszlaczky Szilárd: Gravitációs értelmezési kérdések.

Varrók Kornélia: A tihanyi félsziget bazalt-tufa vulkánossága.
Hédervári Péter: A triász alaphegységre vonatkozó geofizikai vizsgálatok Budapestről D-re és DK-re.
Ifj. Bartha Lajos: A mágneses háborgások kapcsolata a holdfényváltozással. Előadás után bemutatásra kerül a Nemzetközi Geofizikai Év-re vonatkozó kisfilm.

A júniusi elnökségi ülés a második félévi munkatervvel, s a VII. Szeptemberi Geofizikai Ankétal foglalkozik.

Az Egyesület munkájában a vidéki csoportok is tevékenyen részt vettek.

A Pécsi csoport negyedévenként egy ülést s június hó végén vezetőségi ülést tart.

A Nagykanizsai csoport befejezte a "Perforátor szakmunkás" tanulmányt.

A Borsodi csoport (Miskolc) február hó 15-én tartotta alakuló ülését s rendszeres ülések tartását negyedévenként tervezi.

Az Egyesület munkáját nagyban hátráltatta az a körülmény, hogy eddig saját kiadásban megjelenő folyóirata nem volt, s így a szaküléseken elhangzott tartalmas és értékes előadások nem kerülhettek nyilvánosságra. A publicitás hiányán csak részben segített, hogy egyes, kiemelkedő kutatási eredményeket tartalmazó előadások a "Geofizikai Közlemények" hasábjain megjelenhettek. Köszönetünket kell kifejeznünk Domбай Tibornak, a Geofizikai Intézet igazgatójának áldozatkész szíves-ségéért, amellyel lehetővé tette, hogy az 1955. évi március havi nyersanyagkutatási ankét s több Nemzetközi Ankét anyaga nyomtatásban is megjelenhessen. Mindez azonban nem pótolhatja a rendszeresen megjelenő egyesületi folyóiratot.

Hosszas vajudás után sikerült megjelentetnünk az Egyesület önálló folyóiratát, a Magyar Geofizikát. Az Egyesület Vezetőségének elgondolása szerint az új folyóirat negyedévenként 700 példányban, 4 - 4 ív terjedelemben jelenik meg. Az Egyesület előadói ülésein, s a már hagyományossá vált Nemzetközi Ankéton elhangzott előadások anyagát a Magyar Geofizikában közöljük. A folyóirat kiadása jelentős terhet jelent az Egyesületnek s egyelőre még technikai nehézségeink is vannak, reméljük azonban, hogy az 1962. évtől kezdődően a folyóiratot nyomdai uton jelentethetjük meg. A Magyar Geofizika felelős szerkesztője: dr. Sebestyén Károly, a Magyar Geofizikusok Egyesületének főtitkára, a szerkesztőbizottság tagjai: Czeglédi István és dr. Renner János. Szerkesztő: Buday Tibor.

Beszámolóink vázolta az Egyesület félévi munkáját, amelyet az a törekvés jellemez, hogy a geofizikai kutatások területén előmozdítsa a műszaki fejlesztést. Az Egyesület által rendezett előadásokon kutatóink olyan munkákat ismertettek, amelyek bizonyítják, hogy tökéletesíteni és korszerűsíteni akarják a geofizikai kutatómódszereket s a tudomány fejlődésével lépést tartanak. Az Egyesület vezetősége állandóan foglalkozik a műszaki fejlesztés problémáival s az egyesületi munka szerves részévé vált a műszaki fejlesztés előmozdítása.

Figyelemreméltó tény, hogy a fiatal geofizikusok egyre inkább bekapcsolódnak az egyesületi életbe. Az "Ifjú szakemberek" részvételével rendezett műszerfejlesztési s a korrelációs-refrakciós módszerről tartott előadásorozat sikere bizonyítja, hogy a jövőben bátran bízhatunk rájuk komoly feladatokat.

TARTALOM - INHALT

Bisztricsány Ede: Térhullámok méretegyenletének problémái Probleme der Magnitudengleichung von Raumwellen	5
Bisztricsány Ede-Csomor Dezső-Kiss Zoltán: Rengéses zónák Magyarországon Seismische Zonen in Ungarn	10
Zilahi Sebess Iászló: A dipólus és quadrupólus helyzete a mágneses középpont origóju koordinátarendszerben Die Lage des Dipols und Quadrupols in einem Koordinaten- system, dessen Anfangspunkt im magnetischen Mittelpunkt liegt	17
Kádár József: Fáziskorrelációs refrakciós mérések eredményei Dél-kelet Magyarország nagyszerkezetének kutatásánál Anwendung von Refraktionsmessungen mit Phasenkorrelation bei der Untersuchung der Grossstruktur von Südostungarn ..	30
Varga Ede: Valódi és többszörös reflexiók különválasztása szeizmokarottázs méréssel Trennung einfacher und multipler Reflexionen durch Seismokarottage-Messungen	43
Ádám Antal-Bencze Pál: Kísérletek a magneto-tellurikus módszerrel Versuche mit der magnetotellurischen Methode	57
Gálfi János-Stegena Lajos: Geotermikus időbeli változások Zeitliche geothermische Variationen	70
Sebestyén Károly: Vizsgálatok kőszenek minőségi parametereinek mélyfúrási geofizikai módszerekkel történő meghatározá- sához Untersuchungen zur Bestimmung der Qualitätsparameter von Steinkohlen mit geophysikalischen Karottagemethoden	80
Lakatos Sándor: A PS szelvényezés és az ezzel kapcsolatos problémák és a hazai vizkutató furások homokos ösz- leteiben Die PS-Profilierung und die damit zusammenhängenden Probleme in den sandigen Schichtenfolgen der einheimischen wassererschliessenden Bohrungen	90
Fábiánics László: Az északmagyarországi barnakőszénterület geofizikai kutatása Geophysikalische Durchforschung des Braunkohlengebietes in Nordungarn	98
Béress Béláné: Radiometriás mérések kőolajtároló szerkezetek felett Radiometrische Messungen über erdölhaltigen Strukturen ...	106
Tóth Árpád: A biztosan mérhető, legkisebb radonaktivitás meghatározása ionizációs-áram mérés esetében Bestimmung der Empfindlichkeitsschwelle von Radonaktivitäts Messungen mittels Ionisationselektrometern	116

Barta György: A földmágneses tér évszázados változásának okáról Über die Ursache der säkulären Änderung des erdmagnetischen Feldes	125
J. Stelzner: A földrengések magnitúdójának meghatározása térhullámokból Bestimmung von Erdbebenmagnituden aus Raumwellen	126
A.L. Kislow: Az átlagsebességek tanulmányozása a Kárpátokban végzett szeizmikus mérések kiértékelési nehézségeinek kiküszöbölésére Durchschnittsgeschwindigkeit-Studien im Interesse der Eliminierung von Auswertungsschwierigkeiten der in den Karpaten ausgeführten seismischen Messungen	127
Erkel András: A tellurikus mérések kiértékelési módszerei- nek összehasonlítása Vergleich der Auswertemethoden tellurischer Messungen	129
Verő József: A földi áramok változásainak frekvencia-spektuma a Nagycenk melletti obszervatórium mérései alapján Frequenzspektrum der Variationen tellurischer Ströme auf Grund der Messungen des Observatoriums bei Nagycenk	130
W. Ullmann: Megjegyzések a mechanikai HSJ-I vevőkészülék elméletéhez Bemerkungen zur Theorie des mechanischen Empfängers HSJ-I	131
W. Ullmann-R. Maaz: Megjegyzések a bányarengések helyének meg- állapítására Bemerkungen zur Ortung von Gebirgsschlägen	131
Bencze Pál: A földi elektromágneses tér és a légelektromosság közötti kapcsolat Über den Zusammenhang des elektromagnetischen Feldes der Erde und der atmosphärischen Elektrizität	132
Tudományos Figyelő	
Wissenschaftlicher Beobachter	133
Könyv- és lapszemle	
Umschau	135
Egyesületi Hírek	
Vereinsnachrichten	138

