

SZAKCIKKEK

Gravitációs gradiometria: Eötvös Lorántól a modern űrkorszakig <i>Rummel, Reiner</i>	145
A nehézségi erő vertikális gradiensének mérése és szerepe a nagy pontosságú graviméteres méréseknél — magyarországi példák alapján <i>Csapó Géza, Völgyesi Lajos</i>	151
Várható földrengések az Érmellék és a Nyírség területén <i>Szeidovitz Győző, Gribovszki Katalin, Hajósy Adrienne</i>	161

CIKKEK

Geofizikai kutatások Mongóliában V. Nemzetközi Földtani Expedíció 1976–1990. C) Az NFE tevékenysége 1983–1990 között Hentij tartományban — <i>Kovácsvölgyi Sándor, Zsille Antal</i>	180
---	-----

HÍREK, BESZÁMOLÓK

Az MGE Zala megyei csoportja és az MFT Dél-Dunántúli Területi Szervezete közös előadójelentése — Földtani túra a Felvidékre — A Hungeoról még egyszer — Eseménynaptár	190, BIII
---	-----------

IN MEMORIAM

Tandari Istvánné.	194
Hajdu József.....	194
Dr. Cserepes László	195
Nagy Magdolna	196

43. évfolyam 4. szám



2002

CONTENTS

Geophysical Papers

From Loránd Eötvös to modern space age <i>R. Rummel</i>	145
Determination and reliability estimation of vertical gradients (VG) based on test measurements in Hungary <i>G. Csapó, L. Völgyesi</i>	151
Expecting earthquakes in the Érmellék and Nyírség areas <i>Gy. Szeidovitz, K. Gribovszki, A. Hajósy</i>	161

Papers

Geophysical investigations in Mongolia V. C) — <i>S. Kovácsvölgyi, A. Zsille</i>	180
--	-----

News and Reports	190, BIII
-------------------------------	-----------

In Memoriam

Istvánné Tandari.....	194
József Hajdu.....	194
Dr. László Cserepes.....	195
Magdolna Nagy.....	196

A szerkesztőség a szakcikkeket szaklektorálás után közli. A szaklektorok névsora az évfáradó kötetben jelenik meg.
A lapban megjelenő cikkek adatainak és állításainak helyességéért, ill. közölhetőségéért a felelősséget kizárólag a szerzők viselik.

MAGYAR GEOFIZIKA

Kiadja: Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet
1145 Budapest, Kolumbusz u. 17–23.
Telefon: (1)252-4999
Felelős kiadó: dr. Bodoky Tamás igazgató
Lombos Nyomda Kft., Budapest — Felelős vezető: Juhász Péter



Előfizethető a Magyar Geofizikusok Egyesületénél: 1371 Budapest, Pf. 433, tel.: (1)201-9815,
egyesületi tagoknak tagdíj ellenében. Megjelenik évente négyszer

Index: 26 507

Gravitációs gradiometria: Eötvös Lorándtól a modern űrkorszakig^{1, 3}

RUMMEL, REINER²

Eötvös Loránd torziós ingája a Föld nehézségi erőterének helyi szerkezetét jelzi olyan nagy pontossággal, amely még a mai követelményeknek is megfelel. A nemrég indított GRACE NASA műholdak és a már jóváhagyott GOCE ESA műhold, amelyet 2005-ben indítanak, azonos elvet alkalmaznak az űrben végzett méréseknél. Ez ellensúlyozza a gravitációs vonzásnak a Föld felszínétől számított növekvő távolsággal bekövetkező természetes csillapodását. Így a globális nehézségi erőter még az űrből is példátlan felbontással és pontossággal térképezhető. Azt várják, hogy még a légkör, az óceánok, a sarki jégtakarók, illetve a talajvíz tömegátrendeződései miatt bekövetkező időleges változások is észlelhetők lesznek. A geodézia, a szilárd Föld fizikája, az oceanográfia és a tengerszint-kutatás komoly előnyét fogja látni annak, ha a Föld nehézségi erőterét ilyen részletesen megismerjük.

R. RUMMEL: From Loránd Eötvös to modern space age

Loránd Eötvös' torsion balance yields the local structure of the earth's gravity field with very high precision, still comparable to present days standards. The recently launched NASA satellite mission GRACE and the approved ESA mission GOCE (launch in 2005) apply the same measurement principle in space. It counteracts the natural attenuation with growing distance from the earth's surface of the gravitational attraction. Consequently, even from space the global gravity field will be mapped with unprecedented resolution and accuracy. In addition, temporal variations due to mass changes in the atmosphere, oceans, ice covers, groundwater tables and inside the earth are expected to be discernible. Geodesy, solid earth physics, oceanography and sea level research will greatly benefit from the detailed knowledge of the earth's gravity field.

Bevezetés

„Mi is a gravitáció valójában?” Amikor BIRÓ professzor feltette ezt a kérdést az IAG 1989-ben Edinburgh-ban tartott tudományos közgyűlésén, az volt a célja, hogy tisztázza a geodéta körökben gyakran használt kusza terminológiát [BIRÓ 1989]. Ha ezt a kérdést a gravitáció fizikai természetével kapcsolatban tette volna fel, a mai napig sem tudna rá senki sem helyesen válaszolni. Még NEWTON és később EINSTEIN is csak arra volt képes, hogy matematikai formába öntse azokat a fizikai törvényeket, amelyeknek a gravitáció engedelmeskedik. Másrészt a gravitáció olyan nyilvánvalóan van jelen mindennapos életünkben, hogy könnyen magától értetődőnek tekintjük. Atomi szinten jelentkező kicsisége ellenére (a gravitációs vonzás és az elektromos taszítás aránya $1 : 4,17 \times 10^{42}$) a nehézségi erő makroszkopikus szinten nagy és a tömeghez hasonlóan (vagyis a „töltése”) mindig pozitív, így a tömegrészecskék együttes hatása jelentős erővé adódik össze [FEYNMAN et al. 1983, 7-7 fejezet].

A gravitáció határozza meg a természet néhány legalapvetőbb folyamatát, olyanokat, mint a világmindenség tágulása, a csillagok születése, a bolygók mozgása, a Hold és a mesterséges holdak vagy egy lövedék pályája, illetve egy alma egyszerű lehullása. Modern korunk egyik legnagyobb szellemi teljesítménye egész bizonyosan Isaac NEWTONnak az a felismerése, hogy mindezen jelenségek mögött ugyan-

az az ok áll, és az, hogy olyan tökéletesen le tudta írni a gravitáció hatását az egyszerű „inverz távolságnégyzet” törvényével.

1. A nehézségi erőter és a földtudományok

Miért érdekli annyira a földtudományokat a nehézségi erő? A válasz kétszintű. Első szintje, hogy a földtudományok a Föld belsejének fizikájával és összetételével kapcsolatban alapvető információhiányban szenvednek. Erre vonatkozó minden tudásunk közvetett jellegű. Három olyan információforrásunk van azonban, amely mélyebb betekintést enged bolygónk belsejébe. Először is itt van a szeizmikus hullámok terjedésének analízise, amely meglehetősen részletes háromdimenziós tomografikus képeket szolgáltat. Aztán itt van ráadásul a Föld mágneses és nehézségi erőtere. Minden további információ is fontos, persze, de ezek vagy még inkább közvetettek, vagy nem globálisan jellemzők; ilyenek például a Föld forgásának szabálytalanságai, a felszín topográfiájának szerkezete, a tektonikus mozgások és az eljegesedések okozta izosztatikus mozgások, vagy a földkéreg- és köpenyanyagok összetételének laboratóriumi vizsgálata. A fenti kérdésre adott válasz második szintje a nehézségi erőter sajátos értéke, különleges jellegzetessége. A nehézségi erőter ugyanis a tömegeloszlás minden heterogenitását tükrözi, függetlenül attól, hogy hegy és völgy, szubdukciós zóna vagy óceáni hátság, köpenyáramlások vagy a mag-köpeny határ egyenlenségei okozzák-e, de okozhatják ezeket ugyanúgy a jégtakarók, az óceánok, illetve az atmoszféra sűrűségváltozásai is. Sajnos, mint ez jól ismert, a mért nehézségi erőter egyes anomáliáiból nem lehet közvetlenül, egy az egyben következtetéseket levonni. Az anomáliák értelmezése inverz probléma. Ennek ellenére, az elmúlt harminc-egyven évben a fent felsorolt majd-

¹ Beérkezett: 2002. május 13-án (A szerző akadémiai székfoglalójaként hangzott el angol nyelven a Magyar Tudományos Akadémián 2002. március 25-én)

² Institut für Astronomische und Physikalische Geodäsie, Technische Universität München, D-80290 München rummel@bv.tum.de

³ Magyarra fordította: Bodoky Tamás

nem összes említett adatforrás figyelembevételével, komplikált módon, meglehetősen kifinomult földmodelleket fejlesztettek ki.

A tudomány mai állása szerint három terület jelölhető meg, ahol még nagyon sokat lehetne nyerni a nehézségi erőterészletesebb és pontosabb ismeretéből. Ezeket [NRC 1997; ESA 1999; RUMMEL et al. 2002] tárgyalja.

1.1. Az anomális nehézségi erőterész mint a Föld belsejének tükré

Az anomália fogalmát úgy definiáljuk, mint a ténylegesen mért nehézségi erőterész, illetve egy modellből számított szintetikus (normál) nehézségi erőterész értékei közötti különbséget. Számptalan geofizikai jelenség, mint például a hegységképződés, a riftesedés, a köpeny diapir, az üledék-képződés vagy egy lemez lesüllyedése válik láthatóvá egy anomális térben. Ha a jövőben egymással kombináljuk a topográfiai adatokat, a szeizmikus tomográfiát, a mágneses térre vonatkozó információkat, a posztglaciális tömegváltozásokat, a tengerszint-változások és a felszíni deformációk megfigyelését, valamint a kéreg- és köpenyanyagok laboratóriumi vizsgálatait, akkor a földmodell sokkal finomabbá tehető és ezzel az anomáliák egyre kisebbé válnak. A fő hiányosság manapság, úgy tűnik, a reológiai paraméterek bizonytalanságából és ismeretlen változataiból adódik.

1.2. A geoid mint a topográfiai folyamatok referenciefelszíne

Definíciója szerint a geoid a nehézségi erőterész ekvipotenciális szintje a tengerszinten. Ez minden topográfia-nak, a szárazföldre, a jég és az óceánok topográfiájának referenciaszintje. Még az atmoszférára is definiálható egy, a topográfiával analóg mennyiség. A szárazföldön, a síksá-

gon fekvő országok kivételével, megfelel a legtöbb alkalmazásnak az a pontosság, amellyel a geoidot ismerjük. Ámbár az óceánok dinamikus topográfiája olyan kicsiny — tipikusan 0,3–1 m közötti —, hogy a pontos meghatározása nagyon függ attól a pontosságtól, amellyel a geoidot ismerjük. A tényleges átlagos óceánfelszín geometriai alakjából, amelyet szatellit altimetriával mértek, és a geoid alakjából, amelyet a mért nehézségi erőterésből számítottak, a dinamikus óceán-topográfia meghatározható. A geosztrofikus egyensúly feltételezésével az utóbbi közvetlenül az óceánfelszín-cirkulációra fordítható. Az érdeklődésre számot tartó térbeli méretek több ezer kilométertől a 30–70 kilométer közötti méretekig terjednek. A dinamikus óceán-topográfia kulcsmennyisége az olyan óceánkutatásoknak, amelyek kiterjednek az óceánokban zajló tömeg- és a hőtranszportra.

1.3. A nehézségi erő időbeli változásainak mérése

A nehézségi erő változásai a bolygónk légkörében, óceánjaiban, jégburkában, illetve szilárd részében történő tömegváltozásoknak az eredménye. Ezek egy része a globális változásokkal függ össze és lényeges a tömegegyensúly, valamint a Föld összetevői között végbemenő tömegcserék számszerűsítése szempontjából. De mérése az árapály erőkre adott válasz és a Föld belsejében a köpeny-mag határon lejátszódó tömegcserék megértését is segíti. Az időbeli változások kicsinyek, és időbeliségük igen széles skálát fog át a hirtelentől az egy napnál rövidebb, a szezonális és hosszú periódusú át az évszázadosig; mérésük nehéz és az egyedi összetevők szétválasztása a mért jelben komoly problémát jelent. Tudományos alkalmazásait az 1. ábra összegzi.

Szilárd Föld	Geodézia	Óceán/Klíma	Jég	Tengerszint	Hidrológia
Folyamatok a litoszférában és a felső-köpenyben	Ortométeres magasságok	Óceánok cirkulációja	Jégtakaró vastagsága	Posztglaciális visszasaalakulás	Kontinentális üledés és talajvíz egyensúly
Posztglaciális visszasaalakulás	Egységes magassági rendszerek	Tömeg- és hőtranszport	Jégtömeg egyensúlya	Óceánok cirkulációja	Párolgás
	Inerciális navigációs rendszerek	Fenéknyomás variációk		Jégtömeg egyensúlya	Talaj nedvességtartalom és elszivárgás
	Műholdpályák	Térbeli változások		Műholdpályák Egységes magassági rendszerek Térbeli változások	

1. ábra. A pontos nehézségi erőterész és a geoid ismeretének tudományos alkalmazása a szilárd Föld fizikájában, a geodéziában, az oceanológiai és klimatológiai tanulmányokban, a glaciológiában, a tengerszint-kutatásban és a hidrológiában

Fig. 1. Scientific application of precise gravity field and geoid knowledge in solid earth physics, geodesy, ocean/climate studies, glaciology, sea level research and hydrology

2. Gravitációs gradiometria és EÖTVÖS Loránd

Az alkalmazás ezen három területén a haladás egyrészt attól a részletességtől, másrészt attól a pontosságtól függ, amellyel a nehézségi erőterész meg tudjuk adni. A kívánatos pontosság a gravitáció esetén 0,1 mGal (1 mGal=10⁻⁵ ms⁻²) vagy ennél jobb, illetve a geoid esetén jobb, mint 1 cm. Ez a

gravitációs mérések esetében azt jelenti, hogy pontosabban kell mérnünk, mint 10⁻⁷ g, vagyis a gravitációs mérőeszköz dinamikus tartományának több mint hét nagyságrendet kell átfognia. Ez ma is komoly technikai kihívás és az volt, egy más szinten, már báró EÖTVÖS Loránd idejében is.

Ennek a problémának a gyakorlati megoldása olyan kválitítású tudóst követelt, mint ő. EÖTVÖS — CAVENDISH és

COULOMB munkáinak tanulmányozása után — arra a következtetésre jutott, hogy a problémára a helyes válasz a torziós inga alkalmazása. A torziós inga vízszintes rúdjának felfüggesztő szála kiküszöböli a g hatását. Úgy mérjük a nehézségi erőternek a rúd felfüggesztési helyéhez viszonyított helyi változását, hogy az torziós erőként jelenik meg. A nehézségi erő helyi változása megfelel a gravitációs vektor három komponense gradiensegének, vagy a gravitációs potenciál $V_{ij} = \partial^2 V / \partial x^i \partial x^j$ második deriváltjának. Az N forgatónyomaték és az úgynevezett Eötvös-tenzor kilenc V_{ij} eleme közötti lineáris összefüggés a következő:

$$N = \tau \cdot (\vartheta - \vartheta_0) = 2m \cdot l \begin{pmatrix} -\sin\alpha \\ \cos\alpha \\ 0 \end{pmatrix}^T \begin{pmatrix} V_{xx} & V_{xy} & V_{xz} \\ V_{yx} & V_{yy} & V_{yz} \\ V_{zx} & V_{zy} & V_{zz} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \ell \cos\alpha \\ \ell \sin\alpha \\ -\frac{h}{2} \end{pmatrix}$$

A torziós szög $(\vartheta - \vartheta_0)$ több azimutban (α) történő mérése lehetővé teszi a tenzor kilenc eleme közül hatnak a meghatározását [JUNG 1961, 3. fejezet]. Ezzel az ötletes megoldással a megkövetelt dinamikartomány egyikét nagyságrendnyire szűkíthető. A megfigyelhető V_{xx} - V_{yy} és V_{xy} jelek maximuma ugyanis 10 és 20 E közé esik (1 E = 1 eötvös egység, 10^{-9} s^{-2}) és a komponensek körülbelül 1-2 E pontossággal mérhetők. EÖTVÖS kitűnő műszereket épített, amelyekkel nemzetközi hírnévre tett szert. Nagy sikerrel hajtott végre torziósinga-méréseket Magyarországszerte geodéziai és geofizikai céllal [SELÉNYI 1953]. A mérések fő problémája egyrészt lassúságukból adódott, másrészt abból, hogy a helyileg jellemző gravitációs gradiensek értelmezéséhez minden lokális tömegváltozást modellezni kellett. A torziósinga-mérések majdnem túl érzékenyek a helyi hatások mérésére. Magyarországon nagyon nagyszámú torziósinga-mérésre került sor és nagyon érdekes és fontos, hogy ezeket jelenleg geoid-meghatározás céljából újra feldolgozzák [TÓTH et al. 2002]. Bárány EÖTVÖS Loránd mind a terepi, mind a laboratóriumi méréseket a legnagyobb gondossággal végezte. Fizikai alaputatások terén végzett laboratóriumi kísérleteit még a közelmúltban is ismételten megvizsgálták [FISCHBACH et al. 1986]. Ezek a gravitációs állandó meghatározásának javítására, az ötödik erő kutatására és az ekvivalencia elvének vizsgálatára irányulnak.

3. Gravitációs gradiometria az űrben

De térjünk vissza napjaink követelményeire! Ahogy azt már mondtuk, a legnagyobb pontosságon túl globális fedettségre és nagy térbeli felbontásra is szükség van. Gyakorlati okokból ezeket a követelményeket földi gravitációs mérésekkel nem lehet kielégíteni. Egyedül műholdakkal valósítható meg Földünk homogén és globális felmérése elfogadható időn belül. Természetesen, emiatt szembe kell néznünk azzal az alapvető hátránnyal, ami a mesterséges hold magas pályája miatt a tömeganomáliáktól való nagy távolságból adódik. Azonban, ahogy azt már tárgyaltuk, a Föld felszínén végzett gravitációsgradiens-mérések szinte túl érzékenyek a helyi tömeghatások vonatkozásában. Így az űrben végzett gravitációs gradiometria jó kompromisszumnak látszik, mert a gravitációs hatásoknak a hold magas pályája miatt bekövetkező csillapodását messzemenően

kompenzálja a nagy érzékenység. A g hatása, csakúgy, mint a torziósinga-méréseknél, kiküszöbölődik — amíg ezt a torziósinga-méréseknél a rúd felfüggesztése, addig a szatellit gradiometriánál az űreszköz belsejében uralkodó „súlytalanság” végzi el, vagyis az, hogy a mesterséges hold a Föld körüli pályán a szabadesés állapotában van.

Valójában a szatellit gradiométerek tervezésének első koncepciói közül kettő erős hasonlatosságot mutat a torziós ingával [WELLS 1984]: a Hughes Kutató Laboratóriumok forgó gravitációs gradiométere, amelyet R. L. FORWARD fejlesztett ki, valamint a Bell forgó gyorsulásmérő gradiométere. FORWARD eszköze egy kereszt alakú tömegrugó rezonátor rendszer volt, torziós vibrációval. Az érzékelőtengelyt úgy tervezte, hogy torziósan rezonáló tengelye körül olyan ω szögsebességgel forogjon, amely pontosan a fele a torziós rezonanciafrekvenciának. Az eredményként mérhető differenciális nyomaték

$$\Delta\tau = \frac{ml^2}{4} \left((V_{xx} - V_{yy}) \cos 2\omega t + 2V_{xy} \sin 2\omega t \right),$$

ahol m a mérő tömeg tömegét, l a kar hosszát és $(V_{xx} - V_{yy})$ és V_{xy} a mérhető tenzor komponenseket jelöli.

4. GOCE — az első gravitációs gradiometriai szatellit kísérlet

Az első műhold, amely gravitációs gradiométerrel van felszerelve, a GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) [ESA 1999]. Ez az Európai Űrügynökség (ESA) közelmúltban elfogadott „Élő Bolygó Program”-jának első kísérlete. 1999-ben hagyták jóvá és a fellövést 2005-re tervezik. Ez kombinálni fogja a differenciális gyorsulásmérés elvére alapozott gravitációs gradiometriát az ún. műhold–műhold pályakövetéssel (satellite-to-satellite tracking) a GOCE GPS-vevője és a Global Positioning System (GPS) holdjai között. A pályája kör alakú és a Naphoz szinkronizált lesz $96,5^\circ$ inklinációval; pályamagassága 260 km. A kísérletet kétszer hat hónapra tervezik, közöttük egy úgynevezett hibernációs fázissal, amikor a pályatakarások (orbit eclipses) elkerülhetetlenek. A kísérlet paraméterei összefoglalva az 1. táblázatban található.

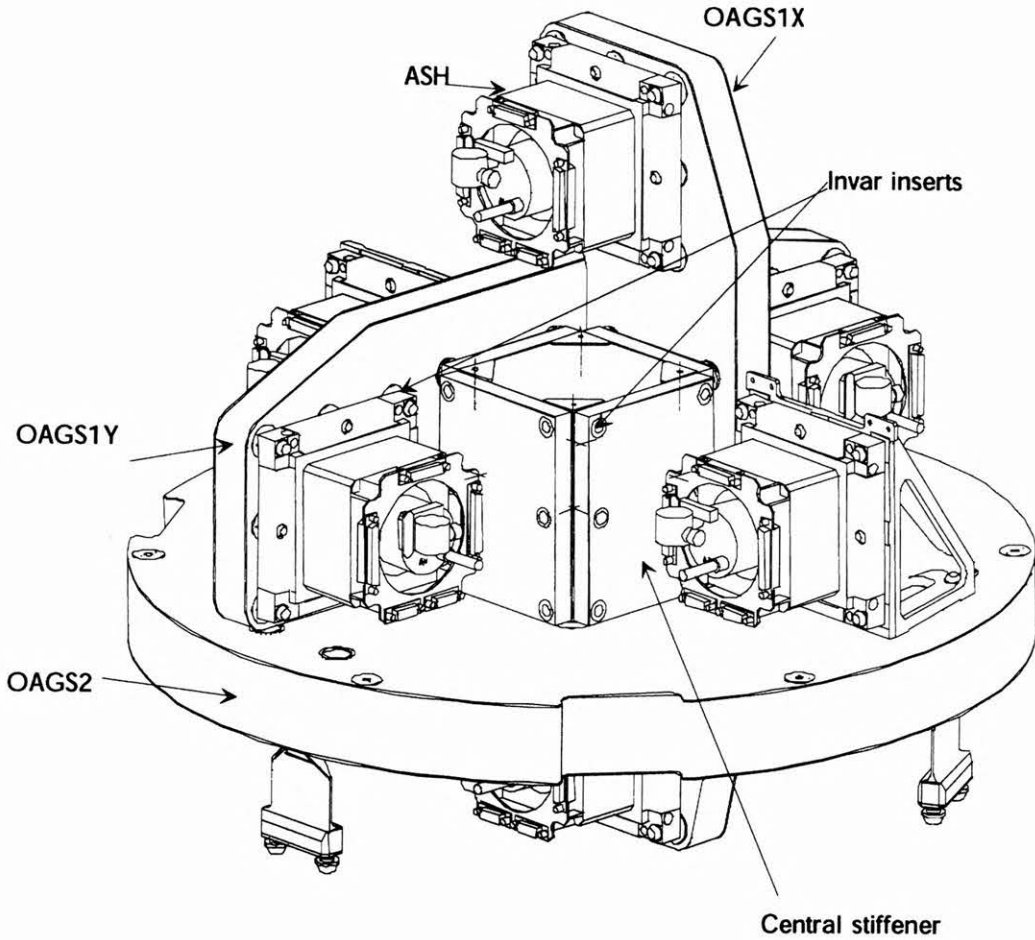
A mérések időtartama	2 x 6 hónap
Pálya	csaknem kör alakú magassága 260 km hajlásszöge $96,5^\circ$ (napszinkron)
Magas-alacsony pályakövetés (GPS)	
Δx (pályairányú)	2 cm / $\sqrt{\text{Hz}}$
Δy (keresztirányú)	1 cm / $\sqrt{\text{Hz}}$
Δz (sugárirányú)	3 cm / $\sqrt{\text{Hz}}$
Gravitációs gradiométer jellemzői	komponensek: V_{xx} , V_{yy} , V_{zz} (és V_{xz})
Frekvencia < $5 \cdot 10^{-3}$ Hz	1/f színezett zaj
$5 \cdot 10^{-3}$ Hz – 0,1 Hz mérési sáv szélességén belül	< $3 \cdot 10^{-3}$ E / $\sqrt{\text{Hz}}$

1. táblázat. A GOCE kísérlet jellemzői

Table 1. GOCE mission parameters

A gradiométernek három, egymásra merőlegesen elrendezett karja van. Mindegyik 50 cm hosszú és két végükön egy-egy háromdimenziós gyorsulásmérővel vannak felszerelve. A gyorsulásmérők egy mérő tömeget (4x4x1 cm) tartalmaznak egy ketrechen. Egy kapacitív elektrosztatikus rendszer a mérő tömeget a ketrechez képest lebegésben,

vagyis a tömeg gyorsulását a ketrechez képest nullán tartja. A visszacsatoló jel arányos a ketrec és a tömeg közötti relatív gyorsulással. Így három ortogonális irányban a karok gyorsulásmérő párvai között közös (common mode) (összeg) és differenciális (különbség) gyorsulások mérhetők (2. ábra).



2. ábra. A három ortogonálisan elrendezett kart tartalmazó GOCE gradiométer háromdimenziós gyorsulásmérőkkel a karok végén (az Alenia engedélyével)

Fig. 2. GOCE gradiometer consisting of three orthogonally arranged arms, with one pair of 3-D accelerometers mounted on each arm (courtesy: Alenia)

Így összesen kilenc gyorsuláskülönbséget mérnek:

$$\frac{1}{\ell} \begin{pmatrix} \gamma_{x2} - \gamma_{x1} & \gamma_{y2} - \gamma_{y1} & \gamma_{z2} - \gamma_{z1} \\ \gamma_{x4} - \gamma_{x3} & \gamma_{y4} - \gamma_{y3} & \gamma_{z4} - \gamma_{z3} \\ \gamma_{x6} - \gamma_{x5} & \gamma_{y6} - \gamma_{y5} & \gamma_{z6} - \gamma_{z5} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} V_{xx} & V_{xy} & V_{xz} \\ V_{yx} & V_{yy} & V_{yz} \\ V_{zx} & V_{zy} & V_{zz} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} -(\omega_y^2 + \omega_z^2) & \omega_x \cdot \omega_y & \omega_x \cdot \omega_z \\ \omega_y \cdot \omega_x & -(\omega_z^2 + \omega_x^2) & \omega_y \cdot \omega_z \\ \omega_z \cdot \omega_x & \omega_z \cdot \omega_y & -(\omega_x^2 + \omega_y^2) \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} 0 & \dot{\omega}_z & -\dot{\omega}_y \\ -\dot{\omega}_z & 0 & \dot{\omega}_x \\ \dot{\omega}_y & -\dot{\omega}_x & 0 \end{pmatrix}.$$

Ha a gradiométer, mialatt kering, önmagával párhuzamos maradna a térben, akkor a gyorsuláskülönbségeket a karok hosszával, ℓ -lel osztva megkapnánk az Eötvös-tenzor kilenc komponensét. Valójában azonban a műhold mindig azonos oldalával néz a Föld felé, úgy, hogy x tengelye pályairányban, y tengelye erre merőlegesen, keresztben, míg z tengelye sugárirányban kifelé mutat. Következésképpen a gradiométer keringésenként egyszer körbefordul és így a gyorsulásmérőkre a centrifugális erő is hat. Ennek a gyorsuláskülönbségekre gyakorolt hatása eredményezi a

jobboldali második mátrixot. Ráadásul még a forgás sem tökéletesen állandó, így még egy hatás van a szöggyorsulásokból, ez adja a harmadik mátrixot.

Mivel a szöggyorsulások egy antiszimmetrikus mátrixot alkotnak, míg az Eötvös-tenzor és a szögsebességek mátrixa szimmetrikus, az előző különválasztható az utóbbiaktól. A szöggyorsulások idő szerinti integrálása adja a szögsebességeket. Így az Eötvös-tenzor elemei elkülöníthetők a szögsebességektől és szöggyorsulásoktól. Egy további előnye ennek a megközelítésnek, hogy minden, a műholdra

ható nem gravitációs erő, mint például a maradék légellenállás vagy a Nap sugárzása, azonos mértékben és azonos irányban érinti mind a hat gyorsulásmérőt. Ezért ezek elvben kiesnek, amikor a különbségeket képezzük, vagyis az úgynevezett közös gyorsulások (common mode) elnyomását végezzük.

Ez azonban csak az elvi megközelítés leírása. A valóságban a helyzet sokkal bonyolultabb:

— Tökéletes „common mode” elnyomást csak akkor tudnánk elérni, ha minden gyorsulásmérőpár tökéletes ikreket alkotna, vagyis műszerkarakterisztikájuk tökéletesen azonos lenne, és tökéletesen lennének pozícionálva az ortogonális tengelyek mentén. Ténylegesen ezek a követelmények nem teljesülnek tökéletesen, csak körülbelül mintegy 10^{-5} -es relatív pontossággal. Így a nem gravitációs erők maradék hatását kompenzálni kell egy aktív ellátódás-mentes ellenőrzőrendszerrel. Ennek input paraméterei a műhold GPS-sel mért pályaadatok és a nem gravitációs erők mérési adatai, amit a gyorsulásoknak a gradiométer karjain mért összegéből vezetnek le. Ugyanezek a mérések egyben a pálya karbantartását, vagyis a pálya magasságának egy 260 km körüli sávban tartását is szolgálják.

— Minden gyorsulásmérőnek van egy kismértékben hibás tengelye, egyszerűen abból a tényből kifolyólag, hogy a gradiométerkarokat a laboratóriumban a g jelenlétében kalibrálják. Még a hibás $\gamma_{y2} - \gamma_{y1}$, $\gamma_{x4} - \gamma_{x3}$ és $\dot{\omega}_y \gamma_{y6} - \gamma_{y5}$ összetevőkkel is lehetséges $\dot{\omega}_y$ nagy pontosságú elkülönítése, vagyis a nem síkban lévő tengely körüli fő forgás rekonstruálása. Az $\dot{\omega}_x$ és $\dot{\omega}_z$ szögsebességek kevésbé jól meghatározottak, azonban ezeknek a gravitációs gradiensek hibájához való hozzájárulása csak másodrendű. A nehézségi erőter vizsgálatára csak a diagonális összetevők V_{xx} , V_{yy} és V_{zz} (valamint V_{xz} is) állnak rendelkezésre.

— Az egyes gyorsulásmérők zaja $10^{-12} \text{ m/s}^2/\sqrt{\text{Hz}}$ nagyságrendben tartható az úgynevezett mérési sáv szélességben (MBW), 0,005 Hz és 0,1 Hz között. Alacsonyabb frekvenciáknál a zaj a frekvenciával fordítottan arányosan növekszik. Így a gradiométer komponenseinek előirányzott $3 \text{ mE}/\sqrt{\text{Hz}}$ -es pontossága csak az MBW-ben tartható.

— A műholdon belül az olyan tömegváltozásokat, mint például az üzemanyag-felhasználás, hőtágulás vagy vibrációk, el kell kerülni. Ez nagyon szigorú követelményeket jelent a GOCE műhold tervezésénél. Erről további részletek [ESA 1999]-ben és [MÜLLER 2001]-ben találhatók.

A teljes mérési eljárás részletes szimulációi alapján az várható, hogy a GOCE a nehézségi erőter meghatározását fogja eredményezni

— a földfelszínre vonatkozóan, körülbelül 80 km-es térbeli felbontással (ez 250-es maximális szferikus harmonikus foknak felel meg), és a kumulatív hiba (commission, „küldetési hiba”)

— $0,3 \text{ mGal}$ ($1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$) gravitációs anomália és

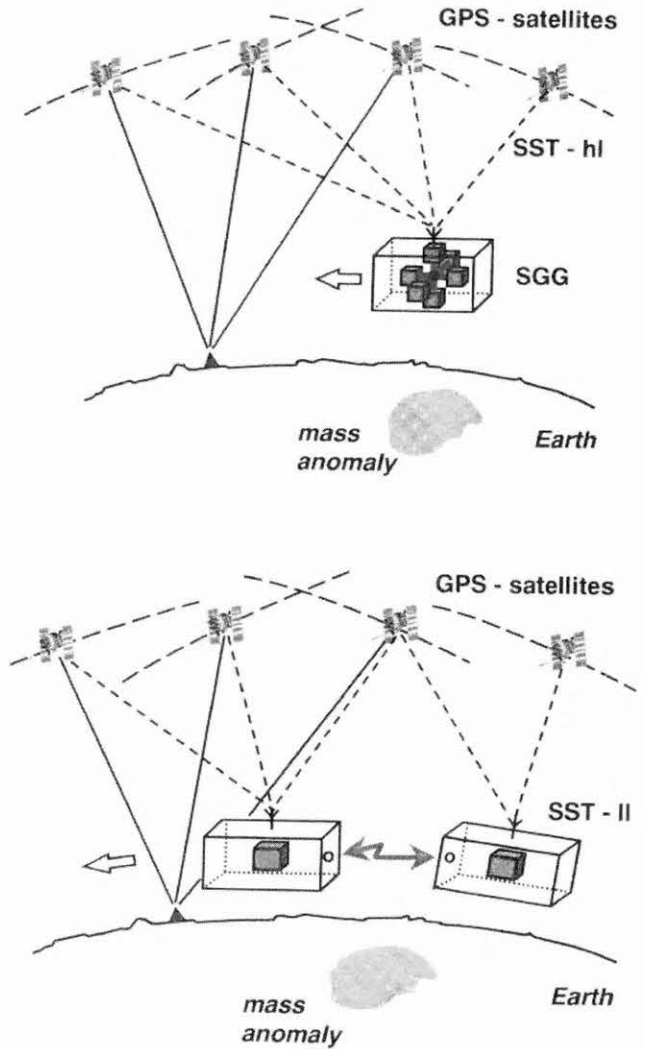
— 1 cm geoidmagasság lesz.

A GOCE kísérlet nagyon jelentős erőssége az lesz, hogy a gravitációs térnek egyidejűleg négy független komponensét (V_{xx} , V_{yy} , V_{zz} és V_{xz}) eredményezi. Ez olyan, mintha a tér négy egymást kiegészítő képét vennék fel. Ez nagyban

javítani fogja a gravitációs tér egyes elemeinek szétválaszthatóságát és azonosítását.

5. Kitekintés

Csakúgy, mint a torziós inga esetében, a GOCE gradiométer pontosságát a mérőtömegek közötti kar hossza határozza meg. Ez a GOCE esetében csak 0,5 m. Ha szerkeszthető egy gradiométer hosszabb karral, mondjuk 5 m-esel, 5 km-esel vagy éppen 250 km-esel, akkor a gradiométer pontossága rendkívüli mértékben növelhető. Természetesen 250 km-es gradiométerkart nehéz építeni, de valami ezzel azonosat ért el a GRACE kísérlet.



3. ábra. A GOCE (fent) és a GRACE (lent) alapelve. A GOCE kombinálja a szatellit gravitációs gradiometriát (SGG) egy „high-low satellite-to-satellite tracking”-gel (SST-hl). A GRACE két azonos, alacsony pályán keringő műhold közötti távolságmérésen alapszik, amit még SST-hl-lel is kombinálnak. Mindkét műhold 3-D gyorsulásmérőkkel van felszerelve. A GRACE tehát úgy is értelmezhető, mint egy 250 km hosszú karral rendelkező gradiométer

Fig. 3. The principles of GOCE (top) and GRACE (bottom). GOCE combines satellite gravity gradiometry (SGG) with high-low satellite-to-satellite tracking (SST-hl). GRACE is based on the inter-satellite distance measurement between two low orbiters in the same orbit, also combined with SST-hl. Both satellites are equipped with a 3-D accelerometer. GRACE can be interpreted as a gradiometer with an arm length of 250 km

A GRACE egy NASA-kísérlet, amelyben jelentős volt a német közreműködés. Sikerrel lótték fel 2002. március 17-én és ez az első nagy felbontású, kimondottan gravitációs célú műhold, amely valaha is keringett. A GRACE két azonos műholdból épül fel, amelyek egymást azonos pályán 250 km távolságban követik. A relatív távolságot a két műhold között folyamatosan körülbelül 1 μm pontossággal mérik. Mindkét műhold fel van szerelve egy-egy, a tömegközéppontba helyezett háromdimenziós precíziós gyorsulásmérővel. Így a konfiguráció egy óriás, 250 km-es karú, egykomponenses gradiométernek tekinthető. A GRACE technikai problémái közé tartozik elsősorban a relatív távolság folyamatos és pontos mérése, valamint a két műhold repülési konfigurációjának aktív karbantartása. A GRACE körülbelül 400 km-es magasságban kering és ötéves küldetése alatt lassan fog süllyedni. A GRACE a Föld nehézségi erőterének hosszú és közepes hullámhosszú szerkezetét fogja mérni a legnagyobb pontossággal. Még arra is képes lesz, hogy olyan időleges változásokat észleljen, amelyeket az atmoszféra, az óceánok, a talajvíz és a jégtakaró tömegváltozásai okoznak. A GOCE ezzel szemben a lehető legnagyobb térbeli felbontással a stacionárius nehézségi erőter meghatározására fog törekedni. A GOCE, illetve a GRACE alapelvét a 3. ábra mutatja be.

A gravitáció szimbóluma a hulló alma. EÖTVÖS a Balatonon végzett méréseiből képes volt a Föld nehézségi erőterének geometriai szerkezetét, vagyis a vízfelület és a függővonal görbületét meghatározni. MISNER et al. [1970] az alma görbült felületének példájával magyarázza a tér-idő görbületének meghatározását. Szomszédos geodéziai vonalak mentén két hangya sétál az alma felszínén az A , illetve A' pontokról a B , illetve B' pontokba. Séta közben relatív távolságukat folyamatosan mérik. A mérésekből kiszámítják az alma helyi görbületét (vagyis a Riemann-tenzornak — amely az Eötvös-tenzor téridőre történő általánosítása — a megfelelő elemeit). A hangyák kísérlete olyan, mint a földi gravitációs tér változásainak mérése a térben, azaz megfelel a GRACE kísérletnek, vagy a GOCE gradiometriának, illetve EÖTVÖS Loránd torziósinga-méréseinek.

- BIRÓ P. 1989: What is "Gravity" in fact? *In: Gravity, Gradiometry and Gravimetry (Eds: R. RUMMEL, R. G. HIPKIN). IAG-Symposia 103, 1-8, Springer, Heidelberg*
- ESA 1999: The four candidate earth explorer core missions — Gravity Field and Steady State Ocean Circulation Mission. European Space Agency, SP-1233 (1)
- FEYNMAN R. P., LEIGHTON R. B., SANDS M. 1983: The Feynman lectures on physics. Addison Wesley, Reading Ma.
- FISCHBACH E., SUDARSKY D., SZAFAER A., TALMADGE C., ARONSON S. H. 1986: Reanalysis of the Eötvös experiment. *Physical Review Letters* **56**, 1, 3-6
- JUNG K. 1961: Schwerekraftverfahren in der angewandten Geophysik. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig
- MISNER C. W., THORNE K. S., WHEELER J. A. 1970: Gravitation. Freeman, San Francisco
- MÜLLER J. 2001: Die Satellitengradiometriemission GOCE: Theorie, technische Realisierung und wissenschaftliche Nutzung. Deutsche Geodätische Kommission, C-541, München
- NRC 1997: Satellite gravity and the geosphere, committee on earth gravity from space. National Research Council, National Academy Press, Washington, D.C.
- RUMMEL R. 1986: Satellite gradiometry. *In: Mathematical and Numerical Techniques in Physical Geodesy (Ed. H. SÜNKEL). Lectures Notes in Earth Sciences 7, 318-357*
- RUMMEL R., BALMINO G., JOHANNESSEN J., VISSER P., WOODWORTH P. 2002: Dedicated gravity field missions — principles and aims. *Journal of Geodynamics*, **33**, 1-2, 3-20
- SELÉNYI P. 1953: Roland Eötvös Gesammelte Arbeiten. Akadémiai Kiadó, Budapest
- TÓTH Gy., RÓZSA Sz., ÁDÁM J., TZIAVOS I. N. 2002: Gravity modelling by torsion balance data — a case study in Hungary. *In: Vistas for Geodesy in the New Millennium, (Eds J. ÁDÁM, K. P. SCHWARZ). IAG-Symposia 125, Springer, Heidelberg*
- WELLS W. C. (Ed.) 1984: Spaceborne gravity gradiometers. NASA conference publication 2305, Greenbelt, Maryland

A nehézségi erő vertikális gradienseinek mérése és szerepe a nagy pontosságú graviméteres méréseknél — magyarországi példák alapján¹

CSAPÓ GÉZA², VÖLGYESI LAJOS³

A vertikális gradiens (VG) fogalmának tisztázása után ismertetjük a VG közvetett méréssel történő meghatározási módjait. Vizsgálatainkat kiterjesztettük a nehézségi gyorsulás magasságfüggő változásának tanulmányozására. A vertikális gradiens helyi értéke ismeretének többek között a nagy pontosságú abszolút és relatív nehézségi gyorsulásmérések ún. műszermagassági korrekciójának meghatározásánál, a relatív graviméterek kalibrálásánál és geoidmodellek pontosításánál van nagy jelentősége. Összefüggéseket kerestünk a műszermagassági korrekció értéke és megbízhatósága, valamint az ezek meghatározására végzett mérési sorozatok, illetve az alkalmazott graviméterek száma között.

G. CSAPÓ, L. VÖLGYESI: Determination and reliability estimation of vertical gradients (VG) based on test measurements in Hungary

The vertical gradients can be used for the reduction of measured gravity from the reference height of an instrument to the bench mark. In case of absolute or high accuracy relative measurements high accuracy reduction is necessary, and using the normal value of VG is not sufficient for this purpose, because the differences between the normal and the real values of VG may amount to 20–25%. Values of the real VG can generally be determined by measuring gravity at different heights. Based on our test measurements at more than two different heights, it is evident that VG is not a linear function. Variation of vertical gradient's reliability is investigated in the function of repetition number of measurements and the number of applied gravimeters, too.

1. A vertikális gradiens fogalma

A vertikális gradiens (VG) a nehézségi erő függőleges irányú $\partial g / \partial H$ differenciálhányadosa, vagyis a nehézségi gyorsulás elemi függőleges távolságra vonatkoztatott megváltozása. A VG elméleti vagy ún. *normál értéke* a homogén sűrűségeloszlású és a Földével azonos tömegű gömb alakú test

$$g = f \frac{M}{r^2}$$

erőteréből vezethető le ennek r szerinti deriváltjaként:

$$\frac{\partial g}{\partial H} = -2f \frac{M}{r^3} = -\frac{2g}{r}$$

ahol f az általános tömegvonzási állandó, M pedig a Föld tömege. A VG normálértéke $r = R_0 = 6371000$ m távolságban a Föld tömegközéppontjától, azaz a tengerszinten:

$$\frac{\partial g}{\partial H} = 0,3086 \text{ mGal/m.}$$

A VG normálértéke finomítható, amennyiben figyelembe vesszük a Föld lapultságát is, vagyis az R_0 sugarú, gömb alakúnak feltételezett földtömeg normál nehézségi erőtere helyett forgási ellipszoid alakú, homogén sűrűségeloszlású tömeg nehézségi erőterében számítjuk ki a függőleges irányú gradiens értékét. Ebben az esetben a VG normál-

értéke már függ a φ földrajzi szélességtől és az ellipszoid feletti H magasságtól is [TORGE 1989]:

$$\frac{\partial \gamma}{\partial H} = \gamma_0 - 3,0877 \cdot 10^{-6} (1 - 0,00142 \sin^2 \varphi) H + 0,75 \cdot 10^{-12} H^2 \text{ [m/s}^2\text{]}$$

ahol γ_0 a normál nehézségi gyorsulás értéke és az együtt hatók a GRS80 geodéziai vonatkozási rendszer paramétereinek felelnek meg.

2. A VG gyakorlati alkalmazásai

Az abszolút graviméterekkel meghatározott g nehézségi gyorsulási érték az adott berendezés ún. referenciamagasságában elképzelt fiktív pontra vonatkozik, amely az adott típusú berendezés felépítésétől függően mintegy 30–100 cm magasan van a mérési pont talajon állandósított pontjelle fölött. Gyakorlati mérésekhez ez a fiktív pont nehezen hozzáférhető, ezért az egyes műszerek referenciamagasságára vonatkozó g értékeket a VG figyelembevételével a pontjelre is meghatározzák.

A relatív graviméterekkel meghatározott g értékeket a mérési pontok földfelszínen állandósított pontjeleire vonatkoztatjuk. Ezek az értékek — különösen a szintezési hálózatoknál és számos külföldi gravimetriai alaphálózatnál — gyakran épületek falába rögzített csapok, illetve furatos táblák magassági jeleire vonatkoznak. Mivel a műszereket általában nem lehet úgy felállítani, hogy érzékelőtömegük a pontjellel azonos szintfelületen legyen, ezért ebben az esetben is felmerül a g értékek magassági átszámításának szükségessége. Ezért a relatív graviméterek referenciaszintjére vonatkozó g értékeket — az abszolút mérésekhez hasonlóan — a feladat által megkövetelt pontosságú, ún. „műszermagassági korrekcióval” látjuk el a mért nehézségi gyorsulási értéknek a pontjelre történő redukálása érdekében.

¹ Beérkezett: 2002. október 4-én

² Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, H-1145 Budapest, Kolumbusz utca 17–23. E-mail: csapo@elgi.hu

³ Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, H-1111 Budapest, Műegyetem rkp. 3. E-mail: lvolgyesi@epito.bme.hu

Ugyanezt a redukciós eljárást alkalmazzuk akkor is, amikor a terepen a különböző földfelszíni magasságokban mért, illetve levezetett nehézségi gyorsulás értékeket valamely célból egyetlen szintfelületre kívánjuk vonatkoztatni. Ha a cél a geoid meghatározása, akkor a kiválasztott szintfelület maga a geoid (közelítőleg a tengerszint) lesz. Az átszámítás legfontosabb lépése a Faye-féle redukció, amelyet általában a vertikális gradiens normálértékével szoktak meghatározni, és sokszor még a normálérték földrajzi szélességtől való függésétől is eltekintenek. Felmerül a kérdés, hogy a valódi és az alkalmazott VG érték közötti különbség elhanyagolása mekkora hibát okoz a nehézségi gyorsulási értékek átszámításakor, a geoid meghatározásakor.

Bár a Faye-féle redukció és a gravimetriai méréseknél szokásos ún. műszermagassági korrekció nem azonos fogalom, azonban mindkét esetben arról van szó, hogy a mérési pontot függőleges irányban eltoljuk a szabad levegőben. Azoknál a feladatoknál, amelyeknél a relatív nehézségi mérések eredményétől megkívánt pontosság csupán néhány tized vagy század mGal ($1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$), a VG normálértéke is használható a műszermagassági korrekció kiszámításához. Nagyobb pontossági követelmény esetén a VG tényleges értékét mérésrel kell meghatározni.

A nehézségi erő függőleges irányú változásának helyi értékét mérésrel kétféle módon határozhatjuk meg: közvetlen és közvetett úton. A közvetlen meghatározásra szerkesztett berendezések a vertikális gradiométerek, a közvetett meghatározás eszközei a relatív graviméterek. (Újabbban egyes kutatók egy további megoldási lehetőséget ismertettek, amelynek lényege, hogy az abszolút graviméterek mérési eredményeit használják fel a VG meghatározására [ROBERTSON 2001].

Magyarországon a közvetett meghatározást alkalmazzuk. Mivel differenciálisan kis függőleges távolságban nem lehet méréseket végezni, ezért a gyakorlatban megállapodás szerint a vertikális gradienst úgy értelmezzük, mint a mérési pont függővonalán, egymás fölött 1 méter távolságban kijelölt két pont közötti térerősség-különbségnek a két pont közötti függővonal-szakasz felezőpontjára vonatkoztatott értékét. A helyi függővonal mindig térgörbe, és egy adott földfelszíni ponthoz tartozó vertikális gradiens értéke pontról pontra változik ezen a térgörbén. Lényeges tehát a VG vonatkoztatási szintjének megadása.

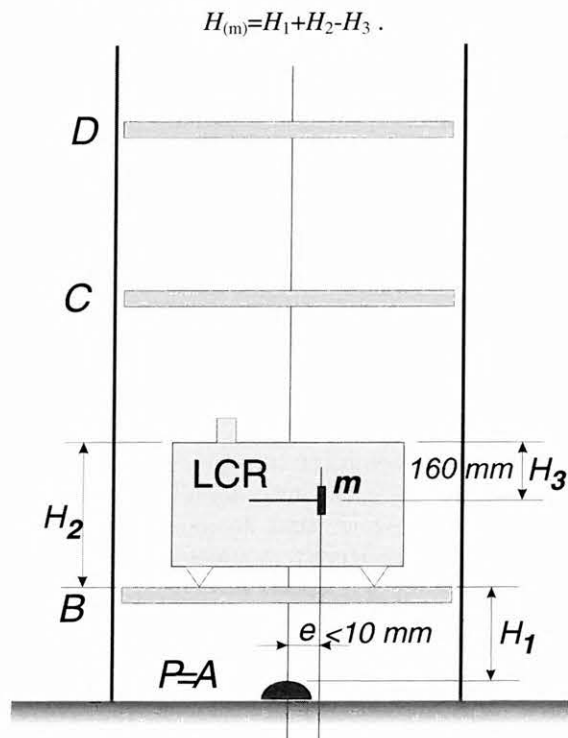
A különböző gyártmányú abszolút graviméterek (Axis, GABL, JILAG, ZZG stb.) referenciamagassága jelentősen eltér egymástól, ráadásul az egyes műszerek referenciaszintje kis mértékben egy-egy mérési sorozaton belül is változik, ezért a magassági korrekciót általában az adott ejtéshez („drop”-hoz) tartozó magasságra vonatkozóan alkalmazzák. Figyelembe kell venni azt is, hogy az abszolút mérések sokszor a földfelszín alatt, pincészinten történnek, valamint a mérések helyszínén az észlelőpillér és az ehhez közeli tömegek a nehézségi erőtér kisebb-nagyobb inhomogenitását okozzák [SZAGITOV 1984]. Ezen hatások figyelembevételének módjára a potsdami Központi Földfizikai Intézetben végeztek próbaszámításokat (ELSTNER et al. 1986).

Összefoglalva: a megnövekedett mérési pontosság miatt a nehézségi gyorsulás értékeknek a műszerek referenciaszintjéről a pontjelre történő levezetéséhez már nem elegendő a magassági korrekció $0,3086 \text{ mGal/m}$ elméleti értékének alkalmazása, ezt minden abszolút állomáson és

minden olyan esetben mérésrel kell meghatározni, amikor a mérések eredményétől a lehető legnagyobb megbízhatóságot várjuk el, pl. kalibráló alapvonalak létesítése, laboratóriumi, vagy mikrogravimetriai mérések esetén stb. [CSAPÓ, PAPP 2000].

3. Magyarországi VG meghatározások két pont között végzett Δg nehézségi gyorsulás különbség mérésével (kétpontos eljárás)

A kétpontos eljárás lényege az, hogy a mérendő pont függőlegesében egymás fölött egy méternél nagyobb távolságban kijelölt két pont (A és B) között végzünk Δg méréseket, majd a számított értéket lineáris interpolációval 1 méteres intervallumra vonatkoztatjuk. A mérésekhez az 1. ábrán vázolt mérőállványt alkalmazzuk, a mérési sorrend egy-egy sorozatban A–B–A–B–A–B–A volt. Az állványon a gravimétereket mindig azonos mágneses azimutban és kényszerközponatosan állítottuk fel (Eötvös-ingával végzett kísérleti méréseink szerint a mérendő pontokhoz tartozó horizontális gradiens extrém esetekben (barlangok, pincék) elérheti a $100\text{--}200 \mu\text{Gal/m}$ értéket, ami indokolttá teszi a kényszerközponozást [SZABÓ, CSAPÓ 1985]. Ha ettől eltekintünk, külpontos felállításoknál az e excentricitás nem haladhatja meg a 10 mm -t). Az 1. ábrán a graviméter m mérőtömege és a kijelölt magasság közötti távolság meghatározásához szükséges adatokat is feltüntettük: H_1 az ütközőkre helyezett mérőtányér felső vízszintes síkjának távolsága a P pontjeltől, H_2 a mérőtányér és a graviméter felső műszerfalának távolsága, H_3 a műszer mérőtömegének függőleges távolsága a felső műszerfaltól (ezt a távolságot a gyártó cég laboratóriumában számos graviméternél megmértük, az átlagolt érték $160 \pm 1 \text{ mm}$). H_1 és H_2 értékét minden sorozat mérése előtt mm pontossággal kell meghatározni. Ezekkel az adatokkal



1. ábra. A VG mérésekhez alkalmazott mérőállvány
Fig. 1. Tripod for VG measurements

A méréseket minden esetben CPI (capacitance beam position indicator) kimenettel és elektronikus libellákkal ellátott LCR-G graviméterekkel végeztük. A műszerleolvasási értékeket a graviméterek elektromos kimenetéhez csatlakoztatott, RC szűrővel ellátott digitális voltmérővel és a graviméter mérőtárcsája segítségével határoztuk meg interpolációs eljárással [CSAPÓ 1995]. A voltmérő- és mérőtárcsa-leolvasásokat minden műszerállásban a lengő dezarretálását követően pontosan 4 perccel végeztük el. Az észlelési eredmények feldolgozásánál légnyomás- (DIN 5450/1968), földi árapály- [HOLUB et al. 1986], valamint műszerjárás miatti korrekciót [CSAPÓ 1976] alkalmaztunk. A több graviméterrel, többszörös ismétléssel végzett mérések — 1 méteres távolságra interpolált — eredményeinek kiegyenlítéséből nyert legvalószínűbb értékét tekintettük az adott pont mGal/m egységű vertikális gradienseknek.

3.1. Az országos gravimetriai kalibráló vonalpontokon végzett VG mérések

A kalibráló vonal pontjait általában templomkertekben (a templomtól néhány méterre), vagy repülőtereken telepítettük, talajszintre süllyesztett betontömbökkel állandósítottuk és magassági jellel láttuk el.

A gravimétercsoportot közvetlenül a mérési sorozat megkezdése előtt gépkocsival szállítottuk a pontokhoz, és a napi műszervizsgálatok elvégzése után kezdtük az észleléseket —

minden alkalmazott graviméterrel teljes sorozatot mérve egymás után. A műszer csoportot esetenként 2–4 graviméterből állt. Egy-egy sorozat lemérésének időszükséglete általában 60–80 perc műszerenként. A VG mérések eredményeit az 1. Táblázatban összesítettük, ahol H a pont tengerszint feletti magassága, n_s a mérési sorozatok száma, n_{GR} a mérési sorozatokban alkalmazott graviméterek száma. A dolgozatban a mérési eredmények megbízhatóságát két mérőszámmal jellemeztük. Az egyik a geodéziai méréseknél általánosan alkalmazott

$$m_i = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n v_i^2}{n-1}}$$

mérési középhiba eötvös egységben ($1 E = 0,1 \mu\text{Gal/m}$), ahol v_i a mérési javítás, n a mérések száma. A másik egy általunk önkényesen választott empirikus mérőszám, amely jobban mutatja az ismétlésszám növelésének a megbízhatóságra gyakorolt hatását, bár túlbecsüli azt:

$$m_m = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n v_i^2}{n(n-1)}}$$

A táblázatokban feltüntetett $\Delta_{VG} = VG_{\max} - VG_{\min}$ a legnagyobb és a legkisebb VG értékek közötti különbség (1., 3. és 4. táblázat).

A pont neve	helye	H [m]	n_s	n_{GR}	VG [E]	m_i [E]	m_m [E]	
Pécs	repülőtér	200	2	4	3180	± 86	± 30	
Mecseknádasd	templomkert	194	2	4	2960	± 80	± 28	
Tolna	templomkert	100	2	4	3107	± 100	± 38	
Dunaújváros	repülőtér	122	4	3	3087	± 34	± 10	
Ercsi	templomkert	124	4	3	3093	± 73	± 21	
Budaörs	repülőtér	126	5	3	3082	± 98	± 27	
Mátyás-barlang	barlang	201	4	3	2625	± 34	± 11	
Dunakeszi	templomkert	126	6	2	3079	± 51	± 23	
Rétság	templomkert	193	2	4	3028	± 48	± 18	
Balassagyarmat	park	147	2	4	3208	± 88	± 31	
$\Delta_{VG} = 583 E$					közéértékek:		± 69	± 24

1. táblázat. A magyarországi graviméter-kalibráló alapvonalon végzett VG mérések eredményei

Table 1. VG values from measurements in Hungarian gravimetric calibration line

A 2. táblázatban példaként Pécs nevű kalibráló vonalpontunkra vonatkozóan egyenként az összes alkalmazott műszerre (4 db) és az összes mérési sorozatra (2) kiszámított VG értékeket tüntettük fel eötvös egységben.

mérési sorozatok	LCR-220 G	LCR-821 G	LCR-963 G	LCR-1919 G
1	3193	3095	3160	3308
2	3162	3079	3138	3306
$VG = 3180 E \pm 30 E$				

2. táblázat. Pécs kalibráló alapvonalon VG mérési eredményei eötvös egységben

Table 2. VG values in eötvös unit from measurements at point Pécs of national gravimetric calibration line

3.2. Horizontális mikrobázis pontjain végzett VG mérések

A mikrobázis 14 mérési pontját a budapesti Mátyás-barlang mesterségesen kialakított bejárati folyosóján, közvetlenül a mészkőre terített betonlajzatra telepítettük. A boltozatosra kiképzett folyosó mintegy 2,5 m széles és 2,5–4 m magas. Az egyes pontok egymástól 2–5 méter távolságban vannak, tengerszint feletti magasságuk néhány cm-re azonos. Fölöttük a sziklafal meredeken emelkedik (az 1. pont fölött 30–40 m, a 14. pont fölött mintegy 5–6 m a kőzet vastagsága). A folyosón a hőmérséklet napi változása elhanyagolható, az éves hőingadozás $\pm 1^\circ\text{C}$, az átlagos hőmérséklet $+15^\circ\text{C}$. A mérések időszakában a gravimétereket a helyszínen tároltuk. A meredek hegyoldal okozta igen nagy horizontális gradiensek miatt a pontokat kényszerközpontos műszer felállítást biztosító pontjelek-

kel állandósítottuk. Ez azt jelenti, hogy a LCR graviméterek mérőtömege pontra álláskor valamennyi vonalponton 115 ± 5 mm magasra kerül a pontjel fölé, a mérőtömeg horizontális külpontossága pedig kisebb 1 mm-nél. A vonalpontokra számított VG értékeket a 3. táblázat tartalmazza.

A pont száma	n_s	n_{GR}^*	VG [E]	m_i [E]	m_m [E]
1	4	2	2581	± 26	± 13
2	5	2	2591	± 8	± 3
3	3	1	2578	± 22	± 13
4	6	2	2447	± 38	± 15
5	3	1	2386	± 19	± 11
6	7	3	2556	± 46	± 18
7	4	2	2432	± 47	± 23
8	10	3	2358	± 46	± 14
9	3	1	2286	± 15	± 8
10	11	3	2356	± 35	± 10
11	6	3	2283	± 57	± 23
12	4	1	2281	± 28	± 14
13	5	2	2236	± 27	± 12
14	6	2	2102	± 66	± 27
$\Delta_{VG} = 489$ E Átlagos érték:			2391	± 34	± 15

3. táblázat. A Mátyás-barlangban lévő horizontális mikrobázis pontjain végzett VG mérések eredményei

Table 3. VG values from measurements at the horizontal gravity microbase line in Mátyás cave

* (A 3. és a 4. táblázatban az n_{GR} azt jelenti, hogy az összes sorozatot hány különböző graviméterrel mértük és nem azt, hogy az egyes sorozatokban hány graviméterből állt a műszer csoport!)

3.3. A magyarországi abszolút állomásokon végzett VG mérések

Az abszolút graviméteres állomásokat általában időálló műemlék létesítmények (várak, kastélyok stb.) legalsó szintjén lévő helyiségekben állandósítottuk. (A 85, 86, 89, 96 és 98 jelű pontok közel terepszintűek; a 81, 88, 90–95 és 97 jelűek a terepszint alatt 4–8 méterrel vannak). A 15 állomáson kétpontos eljárással meghatározott VG értéket a 4. táblázatban állítottuk össze.

3.4. A VG mérési eredmények értékelése

Az 1. táblázat adatainak összevetéséből látható, hogy a VG értékek (amelyek az itt bemutatott valamennyi esetben a pontjel feletti 620 mm magasságra vonatkoznak) és a pontok tengerszint feletti magassága között a vizsgált tartományban nincs korrelációs kapcsolat, szemben azzal a korábban ismertetett tapasztalati ténnyel, hogy ugyanazon a ponton a különböző pontjel feletti referenciamagasságok és a hozzájuk tartozó g , illetve VG értékek nagysága között szoros korrelációs kapcsolat létezik [CSAPÓ 1987]. Eötvös-íngával végzett méréseink alapján egyébként a horizontális gradiensek is magasságfüggők! Az általunk alkalmazott négy graviméterből álló műszer csoporttal, azonos számú mérési sorozat ($n_s = 2$) esetén a legvalószínűbb érték ki egyenlítés utáni középhibája minden esetben közel azonos, mintegy ± 30 E.

Az állomás száma és neve	helye	n_s	n_{GR}	VG [E]	m_m [E]	
81	Siklós	várpince	22	11	3407	± 16
82	Budapest	Mátyás-barlang	47	14	2519	± 7
85	Kőszeg	városháza	22	4	2661	± 24
86	Szerencs	borház	40	3	2968	± 7
88	Nagyvázsony	kastély pincéje	18	5	2565	± 12
89	Gyula	vár földszintjén	29	2	2913	± 11
90	Szécsény	kastély pincéje	15	5	3059	± 18
91	Kenderes	kastély pincéje	12	5	2662	± 24
92	Madocsa	épület pincéje	8	4	2552	± 16
93	Iharosberény	kastély pincéje	19	6	2805	± 10
94	Öttömös	lakóház pincéje	16	6	2634	± 10
95	Tarpa	iskola pincéje	15	5	2710	± 21
96	Debrecen	garázsépület	12	4	3075	± 13
97	Zalalövő	művelődési ház pincéje	9	3	2633	± 12
98	Penc	obszervatórium	12	4	3098	± 15
$\Delta_{VG} = 888$ E				Átlagos érték:	2817	± 14

4. táblázat. A magyarországi abszolút állomásokon végzett VG mérések eredményei

Table 4. VG values from measurements at Hungarian absolute gravity stations

A 2. táblázatban tetszőlegesen kiválasztott, átlagos külső körülmények között végzett VG meghatározás eredményét részleteztük valamennyi mérésre vonatkozóan. A 8 meghatározás során adódó legnagyobb eltérés 229 E ($\approx 23 \mu\text{Gal/m}$), a VG kiegyenlítésből származó legvalószínűbb értékének

(3180 E) középhibája pedig ± 30 E ($\approx \pm 3 \mu\text{Gal/m}$). Extrém külső körülmények között végzett méréseknél (erős szél, rezgésérzékeny mérési pontoknál a nagy közúti forgalom miatti megnövekedett vibrációs hatások stb. esetében) az eltérések nagyobbak lehetnek, tapasztalatunk szerint m_m

elérheti az $\pm 50\text{--}60$ E értéket. Kedvező esetben viszont kevesebb mérési sorozattal is sikerülhet jobb megbízhatóságot elérni (pl. Dunakeszi, Rétság). Ugyanazon LCR graviméterrel ugyanazon a ponton ismétléssel végzett méréseknél az egyes Δg értékek között csak ritkán fordulnak elő 100 E-nél nagyobb eltérések. Azonban bármely ponton a különböző graviméterekkel végzett mérések eredményei között egymástól több μGal -al eltérő középértékek lehetségesek (ld. még a 4. pontban!). A magyarországi méréseknél eddig alkalmazott 12 db LCR graviméter méretarány-tényezői általában 0,9996 és 1,0005 közötti értékűek voltak. Ezek meghatározási hibájának hatása a VG értékekre elhanyagolható. Ezért az eltérések oka vagy az egyes graviméterek leolvasó berendezésének eltérő nagyságú periodikus hibái, vagy a földi mágneses térnek a műszerleolvasási értékekre más-más mértékben gyakorolt hatása, illetve ezek eredője lehet. Ez a tény arra figyelmeztet, hogy csupán *egetlen graviméterrel nem lehet néhány μGal értékénél megbízhatóbban VG értéket meghatározni!* A magyarországi relatív nehézségi méréseknél a LCR graviméterek érzékelő tömege 60–125 mm-rel van a mérési pontok magassági jele fölött. Ebből következően a különböző pontok helyi VG értékeinek a 0,3086 mGal/m normálértéktől való eltérései miatt a Δg nehézségi különbségek mérési eredményeiben jelentkező hatás — az 1. táblázat adatai alapján — elérheti a 6 μGal értéket, ha a műszermagassági korrekciót a mért, vagy az elméleti értékkel számoljuk (illetve akár ennél többet is, hiszen az országos alaphálózat más pontjain eddig nem végeztünk VG méréseket). Ez az érték nagyságrendileg megegyezik az e műszerekkel elérhető mérési megbízhatósággal [CSAPÓ 1999]! A hatás nagysága nem arányos a mért Δg érték nagyságával, csupán a mérési kapcsolat ponthelyeinek környezetétől függ.

A 3. táblázat eredményei azt példázzák, hogy a környező nagyobb tömegek milyen hatással vannak a VG értékére. A budapesti Mátyás-barlangban lévő mikrobázison igen jól szemléltethető, hogy a pontok feletti tömegek nagysága és a VG értékek között szoros korreláció van. Az 1. ponttól a 14. pontig az értékek folyamatosan csökkennek mintegy 480 E értékkel és valamennyi itteni VG érték lényegesen kisebb a más helyszíneken mérhető *földfelszíni* értékénél. (Összehasonlításképpen: az 1. táblázatban szereplő Mátyás-barlang nevű pont egy zárt katlanszerű bányaudvarban, de már a szabadban van mintegy 50 méterre a 14. számú ponttól, így ezen a szabadban lévő ponton már 523 E értékkel magasabb a VG értéke, mint a barlangfolyosó belsejében lévő 14 sz. ponton). A teljes vonalra számítható átlagos VG érték egyébként 2391 E, ami mindössze 77%-a az elméleti értéknek. A 3. táblázatból az is kiténik, hogy optimális mérési körülmények esetén (állandó hőmérséklet, kis mértékű szállítási vibráció a gyalogos műszerszállítás és a pontok közelsége miatt) a mikrogravimetriában lényegesen jobb megbízhatóságot lehet elérni a VG meghatározásában, mint terepi pontokon, ahol a gyakran változó külső körülmények kedvezőtlenül befolyásolják a mérési eredmények megbízhatóságát.

A 4. táblázat a magyarországi abszolút állomásokra vonatkozó kétpontos VG mérések fontosabb paramétereit tartalmazza. A táblázatban feltüntetett adatok alapján a magyarországi abszolút állomások VG értékeinek megbízhatósága $\pm 7\text{--}24$ E közötti, ami megfelel a hasonló mérések-

ről szóló szakirodalmi cikkekben közreadott eredményeknek, pl. [BECKER et al. 1995]. Egyébként megjegyezzük, hogy a ± 10 E körüli középhibák a gazdaságtalanul nagyszámú mérési sorozatból adódtak!

4. A nehézségi gyorsulás magasságfüggő változásának tanulmányozása két- és többpontos mérésekkel

Kísérleti méréseinkkel egyrészt arra kerestünk választ, miként változnak a 3. pontban ismertetett mérésekkel meghatározott VG értékek és megbízhatóságuk, másrészt milyen megbízhatóságra számíthatunk a kétpontos meghatározásnál, és végül milyen feltételek mellett lehet $\pm 1 \mu\text{Gal}$ megbízhatósággal meghatározni VG értékeket. A mérések kivitelezése és a mérési jegyzőkönyvek feldolgozása azonos volt a 3. pontban részletesen ismertetett módszerrel. A továbbiakban azonban nem az 1 méterre vonatkozó változásnak a kiegyenlítésből származó legvalószínűbb értékére voltunk kíváncsiak, hanem közvetlen összefüggést kerestünk a g nehézségi érték és a pontjel feletti H magasság között. Abban az esetben, ha a méréseket kettőnél több egymás feletti pont bevonásával végezzük, akkor az is kimutatható, hogy a dg/dH változása egyenletes-e, vagy sem. (Kétpontos mérésekkel ez csak gazdaságtalanul nagyszámú méréssel lehetséges.)

4.1. A feladat megoldásának matematikai modellje

A VG értékek meghatározására szolgáló kiinduló adatok a pontjel felett különböző magasságokban mért és korrekciókkal (árापály, barometrikus, drift) javított g értékek. A feladat megoldásához kétféle modellt választottunk. Az egyiknél a nehézségi erőter függőleges irányú változását lineárisnak feltételeztük, és a különböző magasságkülönbségekhez (ΔH_i) tartozó Δg_i értékeket tekintettük mért mennyiségeknek. Ekkor a közvetítő egyenletek a

$$\Delta g_i = \frac{\partial g}{\partial H} \Delta H_i \quad (i = 1, 2, \dots, n-1) \quad (1)$$

formában írhatók, ahol

$\Delta g_i = g(H_{i+1}) - h(H_i)$; $\Delta H_i = H_{i+1} - H_i$; $g(H_i)$ a különböző H_i magasságokban mért nehézségi térerősség, VG pedig a kiegyenlítéssel meghatározandó ismeretlen paraméter.

A másik esetben a nehézségi erőter függőleges irányú változását másodfokú függvénynek feltételeztük, és a különböző H_i magasságokhoz tartozó $g(H_i)$ értékeket tekintettük mért mennyiségeknek. Ekkor a közvetítő egyenletek a

$$g(H_i) = g_0 + \frac{\partial g}{\partial H} H_i + \frac{\partial^2 g}{\partial H^2} H_i^2 \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad (2)$$

formában írhatók, ahol g_0 , a , b a kiegyenlítéssel meghatározandó ismeretlen paraméterek. A kiegyenlítést mátrix-ortogonalizációs módszer alkalmazásával végeztük [VÖLGYESI 2001], és a probléma megoldására speciális szoftvert fejlesztettünk ki Windows operációs rendszer alá.

4.2. Kétpontos mérések

Három LCR graviméterrel 8–8 sorozatot mértünk a 3.1. pontban említett módon és elrendezésben, $A = 50$ mm és $B = 1300$ mm pontjel feletti magasságokon. A mérési

eredményeket az 5. és a 6. táblázatokban foglaltuk össze. A táblázatokban szereplő δg értékeket a $\delta g = VG \cdot H$ összefüggés alapján számítottuk $H = 1$ m magasságra, a VG értékeket az (1) alapján határoztuk meg. A 6. táblázat bal

oldalán az egyes mérési sorozatokból számított értékek, jobb oldalán az egymás utáni sorozatok eredményeinek folyamatos átlagértékei szerepelnek (tehát a 2. sorban az 1. és 2. sor átlaga, a 3.-ban az első három sor átlaga stb.).

Sorozat	LCR-1919		LCR-963		LCR-821	
	δg	m_i	δg	m_i	δg	m_i
1	-0,2509	$\pm 0,0004$	-0,2528	$\pm 0,0035$	-0,2525	$\pm 0,0022$
2	-0,2480	$\pm 0,0011$	-0,2515	$\pm 0,0017$	-0,2563	$\pm 0,0080$
3	-0,2510	$\pm 0,0007$	-0,2567	$\pm 0,0061$	-0,2513	$\pm 0,0005$
4	-0,2516	$\pm 0,0012$	-0,2527	$\pm 0,0014$	-0,2504	$\pm 0,0042$
5	-0,2507	$\pm 0,0024$	-0,2492	$\pm 0,0015$	-0,2522	$\pm 0,0040$
6	-0,2425	$\pm 0,0022$	-0,2575	$\pm 0,0026$	-0,2515	$\pm 0,0020$
7	-0,2523	$\pm 0,0010$	-0,2524	$\pm 0,0067$	-0,2504	$\pm 0,0040$
8	-0,2488	$\pm 0,0025$	-0,2536	$\pm 0,0050$	-0,2466	$\pm 0,0005$
átlag:	-0,2502	$\pm 0,0025$	-0,2533	$\pm 0,0050$	-0,2466	$\pm 0,0051$
m_i :		$\pm 0,0004$		$\pm 0,0007$		$\pm 0,0007$

5. táblázat. Kétpontos mérésekből meghatározott, $H = 1$ m magasságra számított magassági korrekciók a $\delta g = VG \cdot H$ összefüggés alapján mGal-ban és ezek középhibái graviméterenként

Table 5. Height reductions and their errors for each LCR gravimeter based on measurements at two different heights, computed by $\delta g = VG \cdot H$ for the height $H = 1$ m (Values are in mGal)

Sorozat	sorozatonkénti értékek		folyamatos átlagértékek		
	δg	m_i	δg	m_i	m_m
1	-0,2521	$\pm 0,0027$	-0,2521	$\pm 0,0027$	
2	-0,2519	$\pm 0,0064$	-0,2520	$\pm 0,0049$	$\pm 0,0082$
3	-0,2530	$\pm 0,0049$	-0,2523	$\pm 0,0050$	$\pm 0,0067$
4	-0,2516	$\pm 0,0029$	-0,2522	$\pm 0,0046$	$\pm 0,0046$
5	-0,2507	$\pm 0,0032$	-0,2519	$\pm 0,0044$	$\pm 0,0046$
6	-0,2525	$\pm 0,0052$	-0,2520	$\pm 0,0045$	$\pm 0,0044$
7	-0,2517	$\pm 0,0048$	-0,2519	$\pm 0,0046$	$\pm 0,0041$
8	-0,2497	$\pm 0,0042$	-0,2516	$\pm 0,0046$	$\pm 0,0039$

6. táblázat. Kétpontos mérésekből meghatározott, $H = 1$ m magasságra számított magassági korrekciók a $\delta g = VG \cdot H$ összefüggés alapján mGal-ban és ezek m_i középhibái. Bal oldalon az egyes mérési sorozatokból számított értékek, jobb oldalon az egymás utáni sorozatok eredményeinek folyamatos átlagértékei és középhibái

Table 6. Height reductions and their errors (m_i) for all LCR gravimeters based on measurements at two different heights, computed by a $\delta g = VG \cdot H$ for the height $H = 1$ m (values are in mGal)

Az 5. táblázatból kitűnik, hogy a különböző graviméterekkel mért sorozatokból számított értékek középhibája (nevezhetnénk *belső hibának* is, mert ugyanazon mérési sorozatban a pontokon ismételt végzett műszerleolvasási értékek alapján számított érték) $\pm 0,4$ és $\pm 8,0$ μ Gal között véletlenszerűen változik, a nyolc mérési sorozat átlagos középhibája pedig $\pm 2,5$ és $\pm 5,1$ μ Gal között változik. A δg értékek graviméterenkénti átlagai között a maximális különbség 6,6 μ Gal. A mérések jó minőségét bizonyítja, hogy bármelyik graviméternél a 8 mérési eredmény közötti legnagyobb különbség is kisebb 10 μ Gal-nál.

A 6. táblázat jobb oldalán összeállított *folyamatosan átlagolt* adatok azt mutatják, hogy a több graviméterrel végzett mérések számának növelése nem befolyásolja lényegesen a δg értékek nagyságát (esetünkben a változás a nyolcadik mérés után csupán 0,5 μ Gal az első méréshez képest). Hasonló eredményre vezet a 4. táblázat Budapestre meghatározott $-0,2519$ VG értékének összevetése a 6. táblázatban szereplő $-0,2516$ értékkel. A 4. táblázatban

szereplő értékhez több éves mérési időszakban, többféle típusú graviméterrel végzett 47 mérési sorozat alapján jutottunk.

4.3. Kettőnél több ponton végzett mérések a g/H viszony meghatározására

Említettük, hogy kétpontos eljárással csak gazdaságtalanul nagyszámú mérési sorozattal lehet kimutatni és a műszermagassági korrekció alkalmazásánál figyelembe venni a vertikális gradiens nem lineáris voltát [CSAPÓ 1987]. A következőkben azokat a vizsgálatainkat ismertetjük, amelyeknél a budapesti abszolút állomáson 3 és 4 egymás fölötti pont mérését vontuk be egy-egy mérési sorozatba.

4.3.1. A hárompontos mérések eredményei

Három ponton végzett mérések esetében már lehetőség van a g/H viszony lineáristól eltérő viselkedésének vizsgálatára is. Az 1. ábrán vázolt műszerállványon a „mérőtányérokat” tartó ütközőket úgy állítottuk be, hogy a mérő-

tányérra állított graviméter érzékelő tömege előre meghatározott pontjel feletti magasságban legyen ($A = 206$ mm, $B = 911$ mm, $C = 1631$ mm). Az 5. táblázatban feltüntetett 3 graviméterrel 9–9 sorozatot mértünk $A-B-C-A-B-C-A-B-C-A$ elrendezéssel. A 4.1 pontban leírtaknak megfelelően a g/H viszonyt meghatároztuk lineáris és másodfokú közelítéssel is. Mindkét függvényből kiszámítottuk a $H = 1$ méteres magassághoz tartozó δg értékeket a

$$\delta g = VG \cdot H \quad (3)$$

összefüggéssel a lineáris és a

$$\delta g = \partial g / \partial H \cdot H + \partial^2 g / \partial H^2 \cdot H^2 \quad (4)$$

összefüggéssel a másodfokú közelítésre mind graviméterenként, mind a graviméter-csoportra is. A 7. táblázatban a csoportértékek változását ábrázoltuk az n ismétlésszám függvényében. Különösen a másodfokú közelítéshez tartozó középhibák mutatják az ismétlésszám növelésének megbízhatóságot javító hatását. Az is megállapítható, hogy az ismétlésszám nem befolyásolja a kétféle közelítésből számított korrekciós érték különbségét, az adott esetben ez 13–14 μGal .

n	lineáris			másodfokú		
	δg	m_i	m_m	δg	m_i	m_m
1	-0,2487	0,0089		-0,2619	0,0067	
2	-0,2485	0,0090	0,0012	-0,2615	0,0062	0,0008
3	-0,2480	0,0096	0,0011	-0,2617	0,0059	0,0006
4	-0,2477	0,0096	0,0009	-0,2619	0,0060	0,0005
5	-0,2477	0,0097	0,0008	-0,2625	0,0060	0,0005
6	-0,2476	0,0094	0,0007	-0,2620	0,0056	0,0004
7	-0,2476	0,0090	0,0006	-0,2615	0,0053	0,0004
8	-0,2477	0,0089	0,0006	-0,2612	0,0052	0,0003
9	-0,2483	0,0088	0,0006	-0,2613	0,0052	0,0003

7. táblázat. Magassági korrekciók (δg) az ismétlésszám (n) függvényében

Table 7. Variation of height reductions as the function of repetition number (n) of measurement

A három graviméter átlagos mérési eredményéből a 27 mérési sorozat együttes feldolgozásával mind lineáris, mind másodfokú közelítést alkalmazva meghatároztuk a δg értékeit különböző magasságokra. A 8. táblázatban ezeket az értékeket, valamint a kétféle módon számított korrekciók különbségeit mutatjuk be.

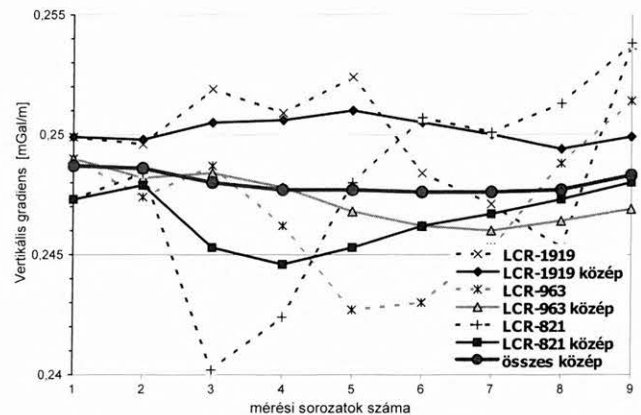
H [mm]	δg magassági korrekció [mGal]		diff. [mGal]
	lineáris	másodfokú	
206	-0,0512	-0,0563	0,0051
300	-0,0745	-0,0816	0,0071
500	-0,1242	-0,1343	0,0101
700	-0,1738	-0,1861	0,0123
900	-0,2235	-0,2365	0,0130
911	-0,2262	-0,2393	0,0131
1000	-0,2483	-0,2613	0,0130
1300	-0,3228	-0,3338	0,0110
1500	-0,3727	-0,3806	0,0079
1631	-0,4050	-0,4106	0,0056

8. táblázat. A lineáris és a másodfokú közelítés szerint számított magassági korrekciók közötti különbségek mGal-ban

Table 8. Height reduction differences between linear and quadratic approximations (values are in mGal)

A 8. táblázatból látható, hogy a lineáris és a másodfokú közelítéssel számított δg különbségek a budapesti abszolút állomáson lényegesen nagyobbak a meghatározások megbízhatóságánál (a vizsgált magassági intervallum közepén 13 μGal nagyságúak). Ennek a megfigyelésnek különösen nagy jelentősége van akkor, amikor az abszolút mérések eredményeinek a pontjelre történő redukálása a cél. (A méréseket a vastagon szedett magasságokon végeztük.)

A 2. ábrán a hárompontos mérések eredményeit mutatjuk be műszerenként szaggatott vonalakkal, ugyancsak műszerenként a VG érték változását a mérésszám függvényében folyamatos vonalakkal, végül a csoportérték változását a sorozatok számának függvényében. A g/H viszony meghatározását lineáris közelítéssel végeztük. Jól látható, hogy egyes kiugró meghatározások ellenére a VG csoportátlag értékének változása csupán 1–2 μGal . Az átlagértékek m_m megbízhatósági mérőszáma a 4. mérési sorozat után a 7. táblázat adatai szerint 1 μGal . Jól érzékelhető, hogy egy-egy graviméterrel gazdaságtalanul nagyszámú sorozat mérése szükséges ahhoz, hogy a VG értékének változása az újabb ismétlődő mérésekkel már ne legyen számottevő.

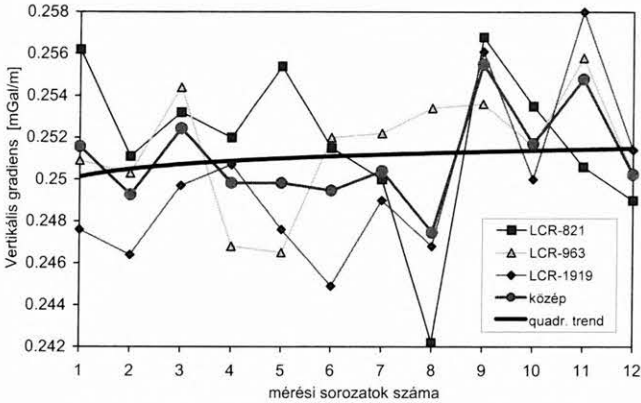


2. ábra. Lineáris közelítéssel meghatározott VG értékek hárompontos mérések alapján

Fig. 2. VG values by linear approximation from measurements at 3 different heights

4.3.2. Négy pontos mérések a g/H viszony meghatározására

A 3. ábrán három graviméterrel A-B-C-D-A-B-C-D-A-B-C-D-A elrendezésben a négy különböző $H = 50, 200, 700$ és 1300 mm magasságokon mért sorozatok adatai alapján a (3) összefüggést felhasználva lineáris közelítéssel $H = 1$ m magasságra számított δg értékek szerepelnek. Az egyes értékek eltéréseiről ugyanaz mondható el, mint a korábban tárgyalt esetekben. Az összes δg értékre illesztett másodfokú trendgörbe lapos volta azt jelzi, hogy a mérési sorozatok számának növekedésével az átlagérték elég gyorsan közelít az ismeretlen valódi értékhez.

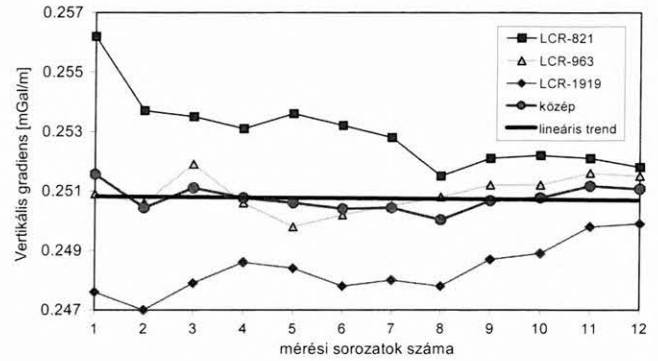


3. ábra. Lineáris közelítéssel meghatározott VG értékek 4 különböző magasságban végrehajtott mérések alapján

Fig. 3. Values of VG by linear approximation from measurements at 4 different heights

Még szembevetőbb a megállapítás jogossága a 4. ábra alapján, ahol az egyes graviméterek méréseiből meghatározott VG értékek folyamatos átlagát ábrázoltuk. A csupán 2–3 μGal ingadozással a regressziós egyenes — igen

jó illeszkedés mellett — majdnem vízszintes. Ez azt jelenti, hogy 3 graviméter alkalmazásával már 3–4 mérési sorozatból elegendő pontossággal meghatározható a g/H viszony, illetve a δg magassági korrekció értéke.



4. ábra. A VG értékek folyamatos átlaga graviméterenként a mérési sorozatok számának függvényében

Fig. 4. Continuous mean values of VG referring to each gravimeter in the function of repetition number

Végül az 1 μGal -os megbízhatóságú magassági redukció biztosításához szükséges mérési mennyiség meghatározása érdekében további magassági pontok bevonásával végeztünk méréseket. Három graviméterből álló csoporttal és négy pontos VG mérésekkel törekedtünk az optimális ismétlésszám meghatározására. A megbízhatóság mérőszámának most is az m_m értékeket vettük alapul. A mérési eredményeket a 9a., 9b. és 9c. táblázatok tartalmazzák, ahol mind a lineáris, mind a másodfokú közelítéssel a $H = 1$ méteres magasságra vonatkozó δg magassági redukció értékeinek az egyes mérési sorozatokból számított folyamatos átlagértékeit tüntettük fel.

n	lineáris közelítés			másodfokú közelítés		
	δg	m_i	m_m	δg	m_i	m_m
1	-0,2453	$\pm 0,0084$	$\pm 0,0013$	-0,2559	$\pm 0,0046$	$\pm 0,0007$
2	-0,2453	$\pm 0,0080$	$\pm 0,0010$	-0,2545	$\pm 0,0047$	$\pm 0,0005$
3	-0,2456	$\pm 0,0071$	$\pm 0,0007$	-0,2535	$\pm 0,0045$	$\pm 0,0004$
4	-0,2463	$\pm 0,0072$	$\pm 0,0006$	-0,2532	$\pm 0,0048$	$\pm 0,0004$

9a. táblázat. Magassági redukciók a mérések ismétlési számának függvényében a $H = 206, 560, 911, 1631$ mm magasságokon végzett mérésekből számítva

Table 9a. Variation of height reductions as the function of repetition number of measurements at $H = 206, 911, 1631$ mm height

n	lineáris közelítés			másodfokú közelítés		
	δg	m_i	m_m	δg	m_i	m_m
1	-0,2514	$\pm 0,0050$	$\pm 0,0009$	-0,2565	$\pm 0,0038$	$\pm 0,0006$
2	-0,2504	$\pm 0,0049$	$\pm 0,0006$	-0,2543	$\pm 0,0044$	$\pm 0,0005$
3	-0,2511	$\pm 0,0056$	$\pm 0,0005$	-0,2539	$\pm 0,0044$	$\pm 0,0004$
4	-0,2508	$\pm 0,0055$	$\pm 0,0005$	-0,2539	$\pm 0,0044$	$\pm 0,0004$
⋮				⋮		
12	-0,2511	$\pm 0,0055$	$\pm 0,0003$	-0,2542	$\pm 0,0046$	$\pm 0,0002$

9b. táblázat. Magassági redukciók a mérések ismétlési számának függvényében a $H = 50, 200, 700$ és 1300 mm magasságokon végzett mérésekből számítva

Table 9b. Variation of height reductions as the function of repetition number of measurements at $H = 50, 200, 700$ and 1300 mm height

n	lineáris közelítés			másodfokú közelítés		
	δg	m_i	m_m	δg	m_i	m_m
1	-0,2549	$\pm 0,0162$	$\pm 0,0027$	-0,2627	$\pm 0,0084$	$\pm 0,0013$
2	-0,2532	$\pm 0,0124$	$\pm 0,0015$	-0,2577	$\pm 0,0074$	$\pm 0,0008$
3	-0,2546	$\pm 0,0106$	$\pm 0,0010$	-0,2560	$\pm 0,0069$	$\pm 0,0006$
4	-0,2540	$\pm 0,0102$	$\pm 0,0009$	-0,2553	$\pm 0,0067$	$\pm 0,0005$
⋮						
12	-0,2540	$\pm 0,0084$	$\pm 0,0004$	-0,2539	$\pm 0,0083$	$\pm 0,0004$

9c. táblázat. Magassági korrekciók a mérések ismétlési számának függvényében a $H = 50, 300, 900, 1300$ mm magasságokon végzett mérésekből számítva

Table 9c. Variation of height reductions as the function of repetition number of measurements at $H = 50, 300, 900$ and 1300 mm height

A 9a., 9b. és 9c. táblázatok adatainak összehasonlításából az derül ki, hogy a különböző magassági pont variációk mindegyikénél a lineáris közelítésből számított redukciós értékek eltérései nagyobbak, mint az azonos számú mérési sorozatból másodfokú viszonytal meghatározott értékeké (a példában ez 8, illetve $2 \mu\text{Gal}$). A 9b. és a 9c. táblázat szemlélteti, hogy a 4. mérési sorozat után sem a δg redukciós értékek, sem ezek m_i , illetve m_m középpontja nem változik jelentősen, a javulás nincs arányban a gazdaságtal-

an mérési többletmunkával. Az is valószínűsíthető, hogy a magasabb szinteken végzett mérések megbízhatósága az állvány rezgésérzékenysége miatt némiképp csökken, bár ez a 9a, 9b és 9c. táblázatokból nem egyértelmű.

Végül a 10. és 11. táblázatokban összefoglaltuk a két-, három- és négyponos mérésekből az általunk vizsgált $50\text{--}1631$ mm magassági intervallum néhány pontjára lineáris és másodfokú közelítéssel számított redukciós értékeket.

H [mm]	AB	ABC	ABCD/1	ABCD/2	ABCD/3	max. diff.
50	12,6	12,4	12,7	12,3	12,5	0,4
100	25,2	24,8	25,4	24,6	25,1	0,3
200	50,3	49,7	50,8	49,3	50,2	1,5
206	51,8	51,2	52,3	50,7	51,7	1,6
300	75,5	74,5	76,2	73,9	75,2	2,3
400	100,6	99,3	101,6	98,5	103,8	5,3
560	140,9	139,0	142,4	137,9	140,6	4,5
600	151,0	149,0	152,4	147,8	150,4	4,6
700	176,2	173,8	177,8	172,4	175,5	5,4
800	201,3	198,6	203,2	197,0	200,6	6,2
900	226,5	223,5	228,6	221,6	225,7	7,0
911	229,2	226,2	231,3	224,4	228,7	6,9
1000	251,6	248,3	254,0	246,3	253,9	7,7
1100	276,8	273,1	279,3	270,9	275,8	8,4
1200	302,0	298,0	304,8	295,5	300,9	9,3
1300	327,1	322,8	330,2	320,2	326,0	10,0
1631	410,4	405,0	414,2	401,7	409,0	12,5

10. táblázat. A g/H viszony lineáris közelítésével számított magassági redukciók μGal -ban

Table 10. Height reductions in μGal by linear approximation referring to measurements at 2, 3 and 4 different heights, and the max. height reduction differences between them

A 10. és a 11. táblázatokban feltüntetett mérési elrendezéseknél a vastagon szedett számokhoz tartozó magasságokon végeztük a méréseket. Ennek megfelelően a négyponos mérések esetében a fejlécben az ABCD/1, ABCD/2, ABCD/3 jelölésekkel utalunk a különböző magassági pontvariációkra. A 11. táblázat adatai alapján megállapíthatjuk, hogy mind a 3- és 4-ponos, mind az azonos pont felvétele melletti különböző elrendezéseknél végzett mérések másodfokú közelítéssel számított magassági korrekciói kisebb-nagyobb mértékben eltérnek egymástól és éppen a kritikus $800\text{--}900$ mm magassági intervallumban a legnagyobbak (ebben a magassági intervallumban van a legtöbb abszolút graviméter referenciaszintje!).

5. Következtetések

A dolgozatban ismertetett vizsgálataink alapján az alábbi fontosabb megállapítások tehetők a VG mérésekkel, illetve az ezek ismeretében meghatározható magassági redukciókkal kapcsolatban:

- 1) A nagyobb pontossági igényű gravitációs mérések esetén az egyes műszerek referencia magasságára vonatkozó g értékek pontjelre redukálásánál nem elegendő a vertikális gradiens normál értékének alkalmazása, a magassági korrekcióhoz a VG mérésekkel meghatározott értékének ismerete szükséges.

H [mm]	ABC	ABCD/1	ABCD/2	ABCD/3	max. diff.
50	13,8	13,0	13,0	13,1	0,8
100	27,5	26,0	25,9	26,4	1,6
200	54,7	51,9	51,6	52,4	3,1
206	56,3	52,9	53,2	53,4	3,4
300	81,6	77,6	77,4	78,2	4,2
400	108,2	103,2	102,9	103,8	5,3
560	150,0	143,3	143,3	143,9	6,7
600	160,4	154,3	153,4	154,6	7,0
700	186,1	179,7	178,5	179,7	7,6
800	211,5	205,0	203,5	204,6	8,0
900	236,5	230,3	228,4	229,4	8,1
911	239,3	232,3	231,1	232,0	8,2
1000	261,3	255,3	253,2	253,9	8,1
1100	285,8	280,4	277,8	278,3	8,0
1200	309,9	305,4	302,3	302,5	7,7
1300	333,8	330,3	326,7	326,5	7,3
1631	410,6	412,1	406,6	404,6	7,5

11. táblázat. Magassági redukciók μGal -ban a g/H viszony másodfokú közelítésével

Table 11. Height reductions in μGal by quadratic approximation of g/H

- 2) Tekintettel a mérések szabályos és véletlen jellegű hibáinak nagyságára, egyetlen relatív graviméterrel nem lehet elérni a magassági korrekció $\pm 1\mu\text{Gal}$ körüli megbízhatóságát sem két, sem több magassági pont bevonásával végzett méréssel.
- 3) A VG értékek meghatározására végzett graviméteres mérések négynél nagyobb ismétlési szám esetén sem a δg redukciós értékek, sem ezek középhibái nem változnak jelentősen, a javulás nincs arányban a gazdaságtalan mérési többletmunkával.
- 4) Három LCR graviméterből álló műszer csoporttal 3–4 ismétlési ciklusban elérhető a szükséges $\pm 1\mu\text{Gal}$ megbízhatóság, de célszerű az egyes graviméterek 1 mGal szerinti periódikus hibáinak előzetes meghatározása és figyelembe vétele a mérések feldolgozásánál. Ugyancsak célszerű elektronikus libellákkal ellátott graviméterek alkalmazása (szabályos hibák csökkentése).
- 5) A két- és többpontos mérések eredményeiből számított magassági redukciók értékei között mind lineáris, mind másodfokú közelítés mellett több μGal eltérés lehetséges. Tapasztalataink szerint a legmegbízhatóbb eredményeket négy pontos mérésekkel lehet elérni, a g/H viszony másodfokú közelítésével számolva a VG helyi értékét.
- 6) Tekintettel arra, hogy a számított értékek kisebb-nagyobb mértékben függenek a mérési sorozatokba vont pontok pontjel feletti magasságától, célszerű lenne az abszolút mérések eredményeinek a pontjelre történő levezetésénél egységes mérési technológiát alkalmazni. Kísérleteink alapján a négy pontos méréseket tartjuk ki-

vánatosnak, legalább 3 graviméterrel $H = 50, 300, 900$ és 1300 mm magasságú pontok között.

Köszönetnyilvánítás

Vizsgálatainkat az Országos Tudományos Kutatási Alap T-030177 és T-037929 számú pályázatának keretein belül, illetve az MTA Fizikai Geodéziai és Geodinamikai Kutatócsoportjának támogatásával végeztük, amiért ezúton mondunk köszönetet.

HIVATKOZÁSOK

BECKER M. et. al. 1995: Micro-gravimetric measurements at the 1994 International Comparison of Absolute Gravimeters. *Sérvés, Metrologia* **32**, 3, 145–152

CSAPÓ G. 1976: A műszerjárás figyelembevétele nagy pontosságot igénylő graviméteres mérések eredményeinek számítógépes feldolgozásánál. *Magyar Geofizika* **XVII**, 3, 83–88

CSAPÓ G. 1987: A mért abszolút g -értékek gyakorlati felhasználásáról. *Geodézia és Kartográfia* **39**, 2, 95–99

CSAPÓ G. 1995: Az új magyarországi gravimetriai alaphálózat (MGH-2000). *Magyar Geofizika* **36**, 2, 125–131

CSAPÓ G. 1999: Effect of vertical gravity gradient on the accuracy of gravimeter measurements based on Hungarian data. *Geophysical Transactions* **42**, 1–2, 67–81

CSAPÓ G., PAPP G. 2000: A nehézségi erő vertikális gradiensének mérése és modellezése — hazai példák alapján. *Geomatikai Közlemények* **III**, 109–123

ELSTNER C., FALK R., KIVINIEMI A. 1986: Determination of the local gravity field by calculations and measurements. *Reports of the Finnish Geodetic Institute* 85:3

HOLUB S. et al. 1986: Tidal Observations with Gravity Meter Gs 15 No. 228 at Station Pecny. *Travaux Geoph.* **XXXVI**, 584–593

ROBERTSON D. S. 2001: Using absolute gravimeter data to determine vertical gravity gradients. *Metrologia* **38**, 147–153

SZABÓ Z., CSAPÓ G. 1985: Microgravimetric survey in Mátyás cave. (Presented at the 1th absolute gravimetric intercomparison, Sérvés)

SZAGITOV M. U. 1984: A Sevrés-ben végzett abszolút nehézségi gyorsulás mérések eredményei közötti eltérések egy lehetséges értelmezése. *A Szovjetunió Tud. Akadémiája jelentései, Geofizika sorozat* **274**, 2, 300–304 (oroszul)

TORGE W. 1989: *Gravimetry*. Walter de Gruyter, Berlin, New York

VÖLGYESI L. 2001: Nutzung von Computern bei Ausgleichungsrechnungen schwach besetzter Matrizen von großem Ausmaß. *Allgemeine Vermessungs-Nachrichten* **2**, 46–49

Várható földrengések az Érmellék és a Nyírség területén^{1, 4}

SZEIDOVITZ GYŐZŐ², GRIBOVSZKI KATALIN², HAJÓSY ADRIENNE³

Régóta ismeretes, hogy a Nyírség keleti részén, az Érmelléken egy földrengések szempontjából nagyon aktív terület van. A földrengések előfordulását a Gálospetri-árokhoz kapcsolhatjuk. Földtani, geofizikai és geomorfológiai bizonyítékok alapján az árok nyugati folytatását a szeizmikus kutatások által feltárt mobil zónában fedezhetjük fel. A Nyírség szeizmoaktív zónáinak körülhatárolását az emelkedő és süllyedő blokkok közötti vetőzónák felismerése tette lehetővé. Bizonyos horizontális mozgások is feltételezhetők ezen vetők mentén, bár az egymást követő vertikális mozgások eltakarják ezek ismertető jeleit.

Gy. SZEIDOVITZ, K. GRIBOVSZKI, A. HAJÓSY: Expecting earthquakes in the Érmellék and Nyírség areas

The existence of intensive earthquake activity in the east part of Nyírség (Érmellék region) has long been known. The earthquake occurrences can be associated with the Gálospetri graben. There are geological, geophysical and geomorphologic evidences that the continuation of this fault zone can be detected westward in a mobile zone determined by seismic survey.

The earthquake prone regions of Nyírség area were delineated by means of identification the fault zones between uplifting and subsiding blocks. Some horizontal displacement can be supposed along these fault zones, although subsequent vertical movements mask their features.

Bevezetés

A Kárpát-medencében ritkán fordulnak elő földrengések. Ilyen jellegű területeken egy-egy forrásban a feszültség-felhalmozódás folyamata akár tízezer évig is eltarthat nagyobb rengés keletkezése nélkül [SCHOLZ 1990]. A Kárpát-medencében az elmúlt ezer-ezeröttszáz évben keletkezett földrengésekről csak nagyon hézagos ismereteink vannak. Valamivel többet tudunk a legutóbbi néhány száz év földrengéseiről. Nem véletlen tehát, hogy a nagyobb rengések szeizmikus meglepetésként érték a szakembereket is. Jól jellemzi a helyzetet, hogy RÉTHLY [1952] — az addig megfigyelt földrengések alapján — körülhatárolt egyes területeket a Kárpát-medencében, amelyeket „aszeizmikus rögök”-nek nevezett, ezeknek a néma területeknek egyike-másika már az elmúlt ötven évben aktívvá vált.

A rengések keletkezési helyét kellő pontossággal nem ismerjük, ezért nem volt különösebb gond néhány olyan törésvonalat kijelölni az epicentrális területen vagy annak környezetében, amelyekről különösebb mérlegelés nélkül feltételezhető volt, hogy a rengés gerjesztésében szerepet játszottak. Fel sem merült — eltekintve néhány, a felszínhez közel levő bányabeomlástól —, hogy a földrengések keletkezésének a törésvonalak mozgásán kívül más oka is lehet.

A rengések keletkezési mélységét csak bizonyos kedvező esetekben lehet kellően pontosan kiszámítani. Miután általánosan elfogadott volt, hogy a földrengések a kéregben keletkeznek, hibásnak tekintettek minden olyan eredményt,

amely a rengés forrását a süllyedő medencén belüli üledékebe helyezte [BISZTRICSÁNY, CSOMOR 1958].

A földrengések fészekmélységének, keletkezési helyének, méretének és okainak kutatása csak az utóbbi időben vált igazán fontossá, amikor földrengésre érzékeny létesítmények méretezésénél a várható szeizmikus terhelést figyelembe kell venni. Válaszolni kell arra a kérdésre, hogy milyen gyakran, milyen erősségű földrengések várhatók a vizsgált területen. Ezekre a kérdésekre megnyugtató választ csak akkor kaphatunk, ha a vizsgált területen ismerjük azokat a zónákat, amelyekben földrengések keletkezhetnek. Ezeknek az ún. szeizmogén területeknek a felkutatása napjainkig egyet jelent az aktív törésvonalak meghatározásával. Ha olyan helyen keletkezett rengés, ahol addig törésvonalat a földtani kutatások nem állapítottak meg, akkor lehetett hivatkozni a terület hiányos feltártságára.

A földrengések keletkezésére vonatkozó merev tektonikus szemlélet természetesen érthető, mert a földrengések túlnyomó része tektonikus mozgások során keletkezik.

Külföldi szakembereknek nem okozott gondot bizonyos, a Föld nagyon aktív területeire kidolgozott eljárások alkalmazása a Kárpát-medence környezetére, nevezetesen a Paks közelébe telepített atomerőmű földrengésbiztonságának megítélésére. Megvizsgálták, hogy milyen specifikus földtani, tektonikai, geofizikai anomáliák jellemzik azokat a területeket, amelyeken már keletkeztek földrengések, és a szomszédságukban lévő hasonló szerkezeteket is aktívnak tekintették [BUNE et al. 1986, 1987, BORISSOFF et al. 1976]. Ennek az elképzelésnek a racionalitását nem kérdőjelezhetjük meg, a gond csak az, hogy eléggé specifikusak-e azok a paraméterek, amelyeket felhasználnak. Eredményeik megbízhatóságát nehéz ellenőrizni, kételyek azonban felmerültek, és komoly vitákat okozott a vizsgált terület környezetében lévő törésvonal aktivitásának megítélése. Más szakemberek [ARUP 1995], más eljárásokat alkalmazva, ugyanazon területre BUNÉÉKTŐL eltérő eredményeket kaptak.

A fél-kudarok okát nemcsak a tektonikus rengésekre alapuló módszerek alkalmazásában látjuk, hanem abban is,

¹ Beérkezett: 2002. május 10-én

² MTA GGKI Szeizmológiai Főosztály, H-1112 Budapest, Meredek u. 18.

³ MTA Szigetközi Munkacsoport, H-1051 Budapest, Arany J. u. 1.

⁴ A jelen tanulmány első része a Magyar Geofizika 2000. évi 2. számának 75–84. oldalán Érmelléki földrengések címmel jelent meg.

hogy a vizsgált terület — de ez az ország jelentős részére elmondható — nincs a szükséges mértékben megkutatva.

A valószínűség-számításon alapuló eljárásoknál pedig nagyon nehéz biztosítani a homogén és független bemenő adatsort — nemcsak a robbantások és a kis földrengések eléggé nehéz megkülönböztetése miatt [KISZELY 2001], hanem a rengések keletkezésének különböző mechanizmusa miatt is. Jelen tanulmányban a Kárpát-medencében keletkezett rengések okairól alkotott elképzelésünket szeretnénk ismertetni, és az Érmellék–Nyírség „mintaterületen” földrengészónákat feltárni.

1. A földrengés szempontjából aktív zónák felismerése

Bár a Földön felszabadult szeizmikus energia 95%-a a lemezszegélyeken keletkezett ún. lemezek közötti (interplate) földrengésekhez kötődik, sok nagy rengést a lemezhatároktól távol figyeltek meg. Ezek a lemezen belüli (intraplate) földrengések fontosak, mert jelentősen kiterjesztik azt a területet, ahol a földrengések kockázatával számolni kell. Ezekről a rengésekről keveset tudunk, rendszerint nem ismerjük azokat az erőket, amelyek létrehozták őket, és nem ismerjük azokat a földtani szerkezeteket sem, amelyekben keletkeznek.

A lemezek közötti és a lemezen belüli rengések zónáinak megkülönböztetésében elsősorban a lemezszegélyeknek és tőlük levő távolságnak lehet szerepe, de a rengéseket generáló törésfelületek csúszási sebessége és a rengések gyakorisága adhat némi támpontot.

SCHOLZ [1990] a földrengések három típusát különböztette meg (1. táblázat). Az I. típusba a lemezek közötti rengéseket sorolta. A II. típusba azok a rengések tartoznak, amelyek a lemezperemek tágabb zónájában találhatóak, és bizonyos mértékig tektonikailag összefüggnek a lemezekkel. A III. típusba a lemezen belül keletkezett rengések sorolhatók, amelyek a lemezperemekkel nincsenek kapcsolatban.

Földrengés típusa	Csúszási sebesség mm/év	Gyakoriság év
I. interplate	$v > 10$	$\cong 100$
II. intraplate, lemezperemhez kapcsolható	$0,1 \leq v \leq 10$	$10^2 - 10^4$
III. intraplate, lemezen belüli	$v < 0,1$	$> 10^4$

1. táblázat. A földrengések három típusa
Table 1. Three types of the earthquakes

A Kárpát-medencében keletkezett földrengések a Scholz-féle tipizálás szerint a II. és III. osztályba sorolhatók. Ezt támasztja alá a csúszási sebesség nagysága (0,1–1 mm/év) [RÓNAI 1973], a lemezperemektől (Alpok, Himalája) való távolság, valamint a nagyobb rengések gyakorisága.

A Scholz-féle tipizálás csak tektonikus rengésekre vonatkozik. A következőkben látni fogjuk, hogy a Kárpát-medencében és más hasonló felépítésű, lassan feltöltődő süllyedő medencékben nem tektonikus eredetű rengések is elképzelhetők.

A Kárpát-medencét átszelő, DNy–ÉK irányú regionális

törésvonalak megközelítik az Alpok–Himalája szeizmoaktív övet, és e szerkezetek közvetítésével elképzelhető, hogy bizonyos feszültség a medence belsejébe tevődik. Ennek bizonyítékait jelenleg még nem látjuk. A regionális törésvonalak esetleges pleisztocénkorú mozgásait az erózió eltünteti. Ezeknek a törésvonalaknak a környezetében nincs epicentrum dúsulás [SZEIDOVITZ 1993].

A Kárpát-medence szeizmoaktív zónáinak felismerésében előrelépést jelentett, hogy az 1985-ös berhidai földrengés utórengéseinek forrását — az epicentrumba telepített megfigyelőhálózattal — sikerült néhány száz méteres pontossággal meghatározni [SZEIDOVITZ 2000a]. Ezek az utórengések kivétel nélkül a Küngösi-tábla és a Berhidai-medence átmeneti zónájában keletkeztek, vagyis egy emelkedő és egy süllyedő terület határán. A geomorfológiai vizsgálatok [ÁDÁM et al. 1959] szerint a Berhidai-medence a pleisztocén közepén süllyedt meg, és ez a folyamat nyilván napjainkban is tart, vagyis feszültség-felhalmozódás történik a Küngösi-tábla és a Berhidai-medence között. Sok hasonló süllyedő medence és emelkedő (nem süllyedő) terület van a Kárpát-medencében, ezek egy részén már nagyobb rengések keletkeztek (Eger-Ostoros, Dunaharaszti, Pincehely stb.).

Néha előfordul, hogy a blokkokat elválasztó zónában regionális törésvonalak húzódnak (pl. Kapos vonal a Tolnai-hegyhát és a Ny felé süllyedő medence között, vagy a Móri-árok két emelkedő blokk között). Ezeknek csak azon részei aktívak, amelyek mozgásra készített szerkezetek közelében találhatóak [SZEIDOVITZ, VARGA 1997].

A mozgásokat létrehozó erőkről nem sokat tudunk, valószínűleg csak lassan, geológiai lépték szerint változnak, ami azt jelenti, hogy elég hosszú megfigyelési időtartam alatt a mozgó blokkok kontúrjait a földrengések területi eloszlása tükrözni fogja.

A blokk elképzelésekből az is következik, hogy pl. a pleisztocén folyamán keletkezett rengések együttes hatása bizonyos felszíni nyomokat is hagyhat, vagyis a szeizmogén területekre a mélytöréseken kívül pleisztocén és holocén, valamint jelenkori mozgásokra is utaló jelenségek a jellemzők [SZEIDOVITZ, VARGA 1997]. Sajnos az erózió ezeket a nyomokat el is tüntetheti, ezért ezen ismervek hiányában még nem állíthatjuk egy területről, hogy ott nem várható földrengések.

A blokk elképzeléssel magyarázható az a megfigyelés, hogy a regionális törésvonalak csak bizonyos, kitüntetett részei aktívak, azok a részek, amelyek a blokkokat választják el egymástól. Természetesen egy-egy regionális törésvonal szakaszos aktivitását a földrengések rövid, csupán néhány száz éves megfigyelési időszakával is magyarázhatjuk, de úgy tűnik, hogy a szakaszos aktivitás a hazánkban található törésvonalakra általánosan érvényes.

A Kárpát-medencében keletkezett rengések egy része azonban sem a regionális törésvonalakhoz, sem a blokkperemekhez nem kapcsolható. Ezek a rengések sekélyfészkek, és a süllyedő medencéken belül az üledékben keletkeztek. Ez eléggé meglepő, de most már sok kifogástalan bizonyítékot szolgáltatathatunk alátámasztására [SZEIDOVITZ, BUS 2002]. Az ilyen típusú rengések oka valószínűleg az, hogy a medencék szárnyain az üledék lerakódási sebessége kisebb, mint a medence mélyebb részein. A süllyedő medence mélyebb területén nyomó jellegű, a szélein húzó erőhatások jönnek létre. A kőzetek a húzóerővel szemben

kevésbé ellenállók, ilyenkor szétszakadnak, ezáltal akár nagyobb méretű földrengéseket hoznak létre. Az üledékes kőzetek megszakadásának helyén anyaghiány lép fel, amely további rengések forrása lehet, hiszen a fellazult rétegekre nehezedő kőzetek a medence szárnyain hirtelen megcsúszhatnak. Ismeretes, hogy a megcsúszás már viszonylag kis dőlésű aljzaton is a gravitációs erő hatására könnyen végbemehet, ha elegendően nagy a pórufolyadék nyomása a csúszó rétegekben [RUBEY, KING 1959]. A folyamatos feszültség-felhalmozásról a hatalmas mennyiségű anyag átrendeződése gondoskodik (a Kárpát-medencében csak a pannon folyamán 50–100 ezer km³). Nem meglepő tehát, hogy a lepusztult részek emelkednek, a medencék pedig tovább süllyednek [RÓNAI 1973, URBANCSÉK 1979].

A leírtakból következik, hogy a kérget is érintő mélytörések hiányát nem kell kizáró tényezőnek tekinteni a földrengés-aktivitás megítélésében, hiszen tisztán a gravitációs erő hatására jelentős tömegátrendeződések mehetnek végbe, és nagyobb földrengéseket is generálhatnak. A blokkmozgások és csúszások kombinációja is végbemehet, amikor az emelkedő blokk és a süllyedő medence között a dőlésviszonyok megváltoznak (dunaharaszti rengések).

Nemcsak a medencén belül, hanem annak környezetében mélyebben (5–10 km) is keletkezhetnek rengések, amelyeket ugyan tektonikus mozgások gerjesztenek, de a törésvonal aktivitását a medencefeltöltődés hozta létre. Az ilyen rengések létrejöttéhez meggyőző bizonyítékaink egyelőre nincsenek, de ahogy a rezervoárok vízzel való feltöltődésekor földrengések keletkezhetnek, pl. Asszuán, Kalabshatörés [BADAWY, MÓNUS 1995], ugyanúgy a medencék folyamatos feltöltődése során is megváltoznak a feszültségviszonyok és bizonyos törések aktivizálódnak.

GUPTA, RASTOGI [1976] foglalkozott részletesen a rezervoárok feltöltésekor keletkező földrengésekkel. A rengések okaként a törésvonalak aktivizálódását jelölték meg, ami a pórúsvíznyomás növekedésével függ össze. A rezervoárok feltöltése ugyan gyors folyamat, az üledéklerakódás pedig lassú, de ennek a törésvonal aktivizálódásában valószínűleg nincs döntő jelentősége.

Ismert jelenség, hogy rengések keletkezhetnek fluidumbányászattal kapcsolatban is, mind a folyadék kivétel, mind a folyadékbesajtolás során. Ezek a rengések az előbb felsorolt medencén belül, vagy medence környezetében keletkezett rengésekhez sorolhatók, csak a rengések létrejöttét mesterségesen idézik elő. A földrengésszűszek a fúrások közelében vannak, és ezért könnyebb megkülönböztetni a tektonikus eredetű földrengésektől. Az 1995-ben Füzesgyarmaton keletkezett rengéseket ebbe a csoportba soroljuk, annak ellenére, hogy sokan nem értenek ezzel egyet [TÓTH et al. 1995–2000].

A földrengések egy szűkebb csoportja, eléggé meglepő módon, feltételezett blokkokon belül, kis mélységben keletkezik. Ezt a jelenséget elődeink is megfigyelték és ún. beszakadásos földrengéseknek tekintették. Példaként a kis mélységben (700 m!) keletkezett várpalotai rengéseket említhetjük [SIMON 1943]. A múlt század végétől (1879) napjainkig megfigyelt budai rengések közül néhányat erősen éreztek egy kis területen (pl. a Svábhegyen 1879-ben és 1880-ban) [RÉTHLY 1952].

Nem foglalkoztunk a robbantások során gerjesztett rugalmas hullámokkal, amelyeket gyakran összetévesztenek a

kis földrengésekkel. Nyilván ezeket a szeizmikus eseményeket el kell távolítani a földrengés-katalógusokból.

A Kárpát-medencében keletkezett rengések területi eloszlásának elfogadható magyarázatát addig nem találtuk, amíg mereven csak a tektonikus földrengésekben gondolkodtunk. Amint tisztáztuk a földrengések lehetséges okait, minden sokkal tisztábbá és érthetőbbé vált. Természetesen az okok ismeretében a potenciális földrengésszűszek felderítése még nem valósítható meg. Szükség van földtani, neotektonikai, geomorfológiai, geodéziai és geofizikai eredményekre is, hiszen a blokkok határait, a mélytöréseket, a negyedkor folyamán létrejött mozgásokat és a túlnyomós rétegek dőlését meg kell határozni. Röviden: fel kell deríteni minden olyan jelenséget, amely a pleisztocén folyamán végbement mozgásra utal.

2. Az Érmellék környezetének földtani sajátosságai

Választásunk azért a címben megadott területre esett, mert itt nagyobb földrengések keletkeztek, és a határ mindkét oldalán mélyfúrások és nagyon részletes földtani és geofizikai kutatások folytak. Igaz, hogy e mérések az elsődleges célja az olaj- és földgázmezők felderítésére volt, de a kutatások „melléktermékeként” a földrengés szempontjából aktív területek kijelölésének a lehetősége is megcsillant. Ha a jelenleg rendelkezésre álló geofizikai kutatómódszerek alkalmasak szeizmoaktív területek felderítésére, akkor ezen a területen eredményeket lehet elérni.

A vizsgált területen élénk pleisztocén végi mozgásokra utaló nyomokat is találtak.

Ezen a területen 1829-ben és 1834-ben két nagyobb földrengés keletkezett, amelyek súlyos épületkárokat okoztak Érendréd, Piskolt, Dengeleg és Gálospetri térségében. Az 1834-es rengés epicentrális területe Romániához tartozik, de a földrengés hatására Debrecenben, Egerben, Békéscsabán és Kassán is keletkeztek épületkárok.

Hazánk Érmellékkal határos tágabb térségének földrengéskockázatát e fészek gondos tanulmányozása nélkül nem képzelhetjük el. E terület földrengéskutatását az a tény is bátorította, hogy a földrengések leírásával foglalkozó forrásértékű anyagok magyar nyelven íródtak, hiszen a rengések keletkezésekor az Érmellék Magyarországhoz tartozott.

SZEIDOVITZ [2000] az Érmellék környezetében keletkezett földrengések területi eloszlásával, környezetükre gyakorolt hatásával, főbb paramétereinek becslésével foglalkozott. Az Álmosd környékén és az Érmelléken keletkezett rengések között lévő térbeli közelség miatt a két forrást egy földtani szerkezethez tartozónak vélte. A rengések keletkezésének idejéből az aktív töréshez kapcsolható források nyugat felé történő migrációjára következtetett.

Az Érmellék földtani vizsgálatával foglalkozó korai tanulmányokról SÜMEGHY [1943] dolgozatában találunk egy rövidebb áttekintést. SÜMEGHY megállapítja, hogy „Az Érvölgye éles határvonal a Rézhegység ÉNy-i elődombjai és az Alföld medencéje között. Szerves darabja az ún. Erdődi-ér–Berettyó–Körös–bajai alföldi diszlokációs vonalnak, amely felé irányulva a rézhegységi, szilágysági harmadkori takaró rögök lépcsősen lezökkentek, és amely mentén a Nyírség és a Szatmár–Beregi-síkság lesüllyedése is végbement”. Olyan területről van tehát szó, amely az emelkedő és süllyedő blokkok határzónáihoz kapcsolható.

Az előző, szeizmológiai kérdésekkel foglalkozó [SZEIDOVITZ 2000] dolgozattól kitűnt, hogy az érmelléki és álmosdi rengések fészke mélysége a kéreg alján lehetett, ezért itt medencén belüli rengésekről nem lehet szó, de az érmelléki rengéseket generáló törésvonal nyugati folytatása aktivitásának eldöntésében a medencerengéseknek már szerepük lehet.

2.1. Mélytörések és blokkok az Érmellék epicentrális területén

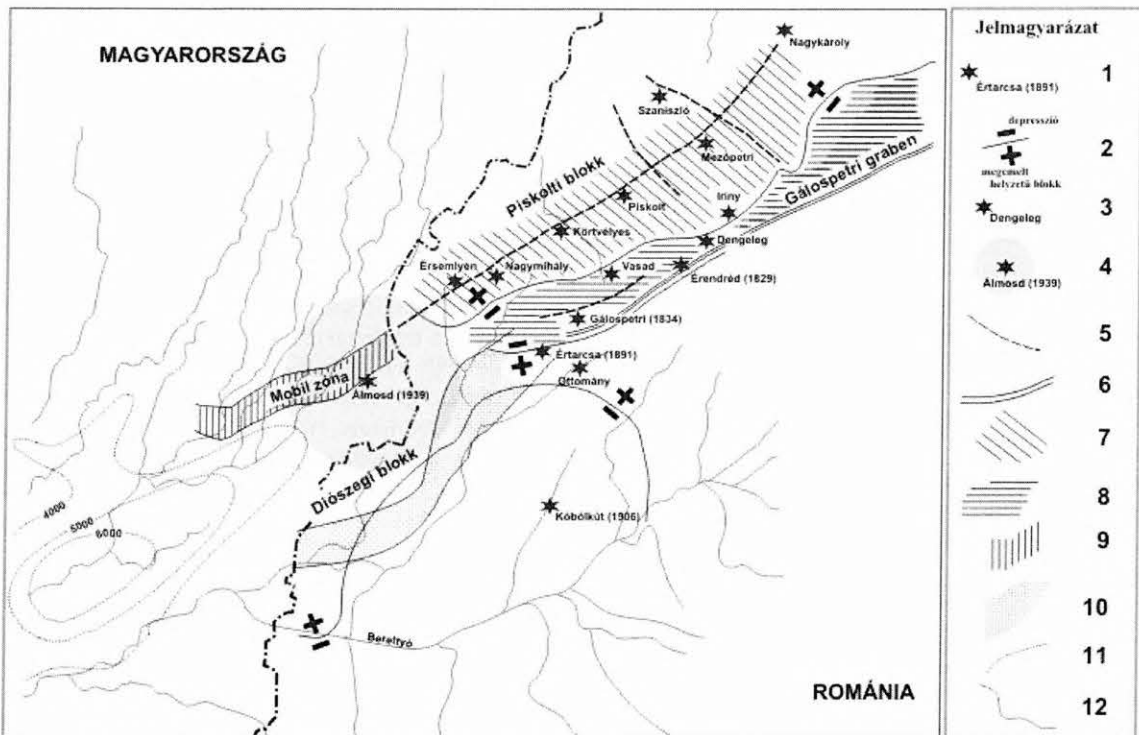
A területen feltárt, neogén medencealjzatot is érintő töréseket részben CORNEA, SPÁNOCHE [1978], valamint VISARION et al. [1979] munkájából ismertük meg.

Rendelkezésünkre állt a felső-pannon aljzatának 1 : 500 000 méretarányú mélységtérképe (Harta Structuralá la baza pannonianului superior Reg. Oradea–Satu Mare), valamint a pliocén és neogén medence (Harta geologică la

baza pliocenului Reg. Oradea–Satu Mare, Harta geologică la baza neogenului Reg. Oradea–Satu Mare) 1 : 500 000 méretarányú térképe.

A magyar terület (Álmosd környéke) felépítését elsősorban az ELGI vizsgálataiból [ALBU et al. 1975, 1976, 1977] ismerjük, de mélyfúrások és geofizikai mérések adatainak felhasználásával rajzolt térképeket is tanulmányoztunk.

Elemzéseink alapján az érmelléki rengésekről a következő kép alakult ki (1. ábra). Látható, hogy az érmelléki rengések a Gálospetri-árok [VISARION et al. 1979] (Grăbenul Gálospetru-Mecentiu) és a Piskolti-blokk (Unitatea paleogenă Piskolt carei-Satu Mare) átmeneti zónájában helyezkedik el. VISARION et al. [1979] a terület D-i részén levő szerkezeteket is vizsgálta, de jelen elemzésünk csak az érmelléki aktív területre korlátozódik. (A köbökúti rengés 1906-ban az Ottományi-blokk és Szinikola-árok peremén keletkezett.)



1. ábra. A Pannon depresszió ÉK-i részének földrengésfészkei és a kristályos aljzat aktív törérendszer. CORNEA, SPANOCHÉ [1978] eredeti ábrájának módosított változata, kiegészítve a mobil zónával és a harmadkor előtti aljzattal [KILÉNYI, ŠEFARA 1989]. 1—földrengés epicentruma a keletkezési évvel; 2—emelkedő és süllyedő területek határa; 3—település, ahol földrengést észleltek; 4—az 1989. évi Álmosd környéki rengés lokalizációs pontossága; 5—törésvonal; 6—víz tározó maximális hőmérsékletű zónája; 7—Piskolti-blokk; 8—Gálospetri-árok; 9—mobil zóna; 10—negyedkori folyómeder; 11—harmadkor előtti aljzat; 12—jelenkori vízfolyás

Fig. 1. Earthquakes and deep faults of the NE part of Pannonian depression after the modified version of the original figure of CORNEA, SPANOCHÉ [1978] completed by mobile zone and the pretertiary basement [KILÉNYI, ŠEFARA 1989]. 1—earthquake epicentre and time of origin; 2—border of uplifting and subsiding areas; 3—settlement where the aftershocks were felt; 4—occurrence of localization of Álmosd earthquake 1939; 5—fault; 6—maximum temperature of aquifer; 7—Piskolt block; 8—Gálospetri graben; 9—mobile zone; 10—Pleistocene river bed; 11—pre-Tertiary basement; 12—present water course

A Gálospetri-árokra a következőket írják: „*nagymélyű fúrások igazolják, amelyek 3000 m-nél mélyebbre haladtak neogén képződményekben. Másrészt a szeizmikus szelvények 2500 m vastag preneogén képződmények jelenlétét mutatják, amelyek valószínűleg a szenonban jöttek létre. Ugyanakkor nincs kizárva egy kisebb kiterjedésű alsó-kréta képződmény, amelynek létét a Mofitnu-zónában*

lemélyített fúrás igazolja. A KÉK–NyDny irányban elnyúló árok legnagyobb szélessége 12 km. Észak felé egy nagy tektonikus vonal határolja (Dragos Voda-vonal) dél felé egy jelentős, 800 m-es törés választja el a kiemelt helyzetű Tasnádi-lépcsőtől”.

A Gálospetri-árok nyugati folytatását az ELGI kutatásai eredményeként kimutatott mobil zónában véljük felfedezni.

A részletes geofizikai kutatások során a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) szakemberei által készített tanulmányban [ALBU et al. 1975, 1976, 1977] szerepel a következő: „A szeizmikus szelvényekben a fiatal pleisztocén–pliocén üledék alatt mindenütt határozott vezérszint jelentkezik. Ez a terület É-i felén D-i, DK-i irányban, a terület D-i felén É-i, ÉNy-i irányban süllyed. A két ellentétes dőléssel jellemzett területrész között Monostorpályi-Bagamér vonalában mintegy 2–2,5 km széles mozgási övezet van, amely a szelvényeken igen erős diffrakciós beérkezésekkel jellemzett. A mozgások nem korlátozódnak a neogénnél idősebb rétegekre, hanem gyakorlatilag a felszínig folytatódnak”.

A szerzők véleménye szerint ez a mozgási övezet jelenti a határvonalat a mezozoós és paleozoós nagyszerkezetek között, valamint a flis zóna D-i határát. Az ELGI a „mobil zóna”-nak csak a román határig terjedő szakaszát kutatta. Tudomásunk szerint kapcsolatát az érmelléki aktív zónával nem vizsgálták, de mint a későbbiekben látni fogjuk, lehetséges, hogy a mobil zóna a Gálospetri-árok folytatása. Mindenesetre a határon összeilleszthető a két szerkezet. Tekintettel arra, hogy a Gálospetri-árok és a mobil zóna egységének a feltételezése azt is jelenti, hogy az érmelléki zónában megfigyelt rengésekhez hasonlókra kell számítani az utóbbi szerkezetben is, ezért szükséges feltevésünket megcáfolhatatlan bizonyítékokkal alátámasztani.

A szeizmológiai adatokat elemezve a következő észrevételeket tehetjük:

— A mobil zónában az érmelléki rengésekhez hasonlóan mélyebb fészki földrengések keletkeztek (Álmosd 1939);

— A rengések migrációja figyelhető meg (Dengeleg-Érendréd 1829, Gálospetri 1834, Értarcsa 1891 és Álmosd 1939).

Miután a rengések fészket nem ismerjük eléggé pontosan, ezért néhány mondat erejéig szükséges indokolni a megnevezett epicentrumokat, hiszen a kutatók véleménye eltérő.

Az 1. ábrán látható, hogy a Piskolti-blokkot egy törésvonal szeli át, amely Nagykárolyt Érmihályfalvával köti össze. RÉTHLY [1952] munkájától egészen ZSÍROS [2000] kutatásáig bezárólag egybehangzó vélemény, hogy több földrengés is keletkezett ezen a törésvonalon.

Ennek a törésvonalnak a jelenkori és pleisztocén mozgásaira nincs bizonyítékunk, aktivitására a rengések területi eloszlásából kell következtetnünk.

Időrendi sorrend szerint vizsgálva a törésvonal mentén keletkezett rengéseket, a következő észrevételeket tehetjük. Piskolton 1837–1838 között 5 rengést jegyeztek fel. Ezeknek a rengéseknek egy részét Dengelegen is érezték [IERCOSAN, IERCOSAN 1981–1982]. Az utó rengések keletkezési helyének bizonytalanságát elsősorban az okozza, hogy az egyes településeken élő prédikátorok jegyezték fel a rengéseket (pl. PAP [1829, 1834] Irinyben, később Dengelegen, TATAI [1835] pedig Piskolton volt prédikátor). Arról írtak elsősorban, amit a lakhelyükön érezték. Nyilván különös jelentősége van azoknak az eseteknek, amikor e gyakorlatlótól eltérnek (TATAI-nak a gálospetri utó rengésekről szóló tudósítása).

A Nagykároly (1838–1987) térségében keletkezett rengésekről is elmondható, hogy nem arról beszélnek, amit csak azon a településen észleltek, hanem egy nagyobb

területet neveznek meg, ahol érezték a rengést [RÉTHLY 1952].

A vizsgált törésvonal DK-i részén több rengés keletkezett, de csak két kis rengés (1912) fészke lehetett Érmihályfalvához közel.

RÉTHLY-nek szilárd meggyőződése volt, hogy az érmelléki rengések mind ezen a törésvonalon keletkeztek: „Az eléggé ismert törésvonal Érmihályfalva–Érsemlyén vonalán halad át, ua. a vonal, amelynek mentén a múlt század említett nagy földrengései is kipattantak.” Igazát bizonyítva még az értarcsai (1891) rengést is ehhez a töréshez rendelte, nem törődve azzal, hogy a település távolabb volt a törésvonaltól. Azt kell tehát mondanunk, hogy a rengések valószínűleg az általunk megnevezett településekhez voltak közelebb. A rengések lokalizációjának bizonytalanságát az álmosdi rengésnél egy körfolttal jeleztük.

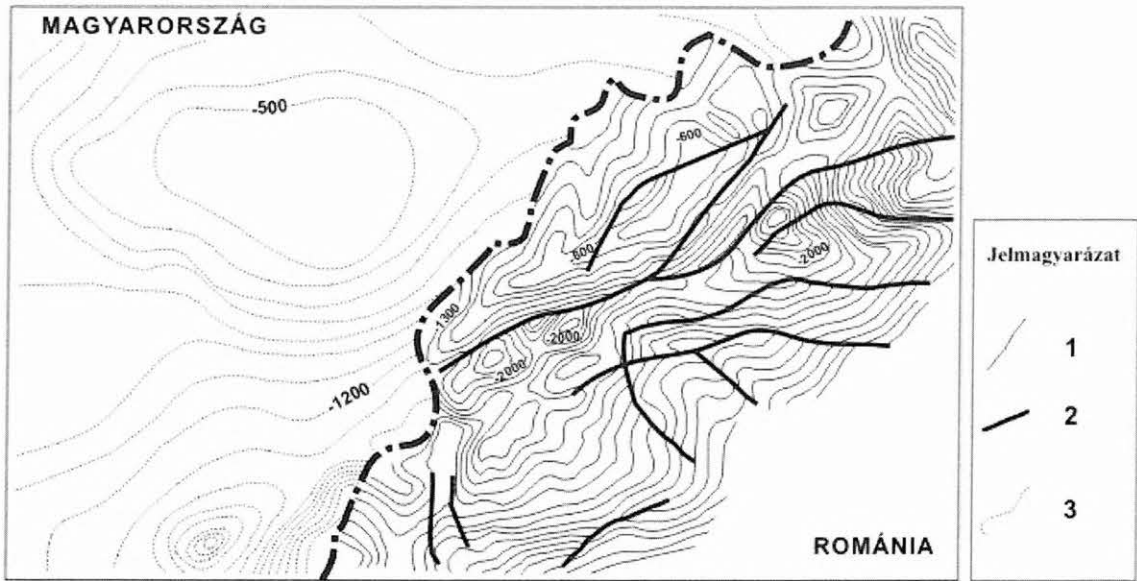
Az Érmellékre vonatkozó felső-pannon fekvő [VISARION et al. 1979] felszín alatti mélységét ábrázoló térkép izohipszái nem illeszthetők ugyan pontosan össze a magyarországi területek hasonló térképével [CSIKY et al. 1987], ennek ellenére a mélységadatokban nincsenek jelentős eltérések (2. ábra). A gondot az okozza, hogy az utóbbi térképen nem jelöltek a román oldalon található árokhöz hasonló formációt, pedig a mobil zóna már ismert volt.

Szerencsére a vizsgált területen — román és magyar oldalon egyaránt — nyersanyagkutatás céljából részletes geofizikai és földtani vizsgálatokat végeztek. A kutatások eredményeit a már jelzett ELGI-jelentéseken kívül a GKV anyagában is ismertették. A mérések összesített, egységes szempontok szerinti feldolgozását ismerhetjük meg BERKES et al. [1982] munkájából. Tekintettel arra, hogy ez a jelentés több mélyfúrás és 85 modern szeizmikus szelvény feldolgozásának eredményein alapul, ezért elfogadjuk a tapasztalt szerzőknek a harmadidőszak medencealjzatra és az alsó-pannon fekvőre vonatkozó térképeit. A mobil zóna helyzete mindkét szinten jól kirajzolódik. Ezeket a térképeket kell összehasonlítani az érmelléki aktív terület hasonló térképeivel.

A mobil zóna szerkezetére további bizonyítékot POSGAY [1967] vizsgálatai szolgáltattak, aki szerint Álmosd környezetében egy nem nagy mélységben (1,6 km) lévő, meredek dőlésszögű (80°) miocén ható található, amely egészen Nagylétáig követhető. E téglalap alakú szerkezet hossztengelelye megegyezik a Gálospetri-árok csapásirányával.

A román alapadatokat (szelvényeket, fúrásokat) nem volt módunk vizsgálni, de feltételezhető, hogy a hazai vizsgálatokhoz hasonló volumenű és minőségű kutatások folytak az érmelléki területen is, ezért eredményeiket elfogadjuk. Kutatásaik szerint Piskolt környékén a felső-pannon -600 m talpmélységű, D felé jelentős mértékben süllyed, Gálospetri környezetében eléri a -2200 m mélységet. Piskolttól keletre a süllyedés kisebb mértékű, Dengelegnél -1200 m, majd az árok ÉK-i folytatásában újra eléri a -2400 m-es talpmélységet.

Mondhatjuk tehát, hogy a felső-pannonban jelentős mozgások voltak, amelyek — mint látni fogjuk — a pleisztocénben is folytatódtak. Talán nem elhamarkodott kijelentés, hogy csupán a földtani felépítés alapján is a terület „földrengésnyánusnak” tekinthető, hiszen a megemelt helyzetű blokk, mellette a süllyedő árok, és a mélytörések az aljzatban mind arra utalnak, hogy a mozgások során feszültségek halmozódhatnak fel, és rengések formájában kioldódhatnak.



2. ábra. Felső-pannon képződmények fekéje VISARION et al. [1979] és CSIKY et al. [1987] szerint. 1—felső-pannon talpmélység román területen (a szintvonalak értékkeze 100 m); 2—felső-pannon törés román területen; 3—a Dunántúli főcsoport tengerszínhez viszonyított helyzete magyar területen (a szintvonalak értékkeze 100 m)

Fig. 2. Basement of Upper Pannonian after VISARION et al. [1979] and CSIKY et al. [1987]. 1—basement of Upper Pannonian in Romania (contour lines in 100 m); 2—fault in Upper Pannonian in Romania; 3—basement of Upper Pannonian in Hungary (contour lines in 100 m)

A már megfigyelt nagyobb földrengések valószínűleg 20–30 km mélységben keletkeztek, de az utóregések egy részének forrása a felszínhez közelebb volt.

A rengések epicentrumának meghatározása is bizonytalan, de a földrengések által okozott épületkárok területi eloszlása, a földfelszínen okozott elváltozások (vetődések, homokgejzírek) és az utóregések területi eloszlása pontosabbá teheti az erősen megrázott terület körülhatárolását.

A földtani szerkezetek pontosabb megismerését ugyan a modern szeizmikus mérések tették lehetővé, de eredményeiket célszerű volt az ELGI által végzett 1941–1942-es Eötvös-inga-mérésekkel [BASSO 1942] kimutatott szerkezetekkel is összehasonlítani. Ezt annál is inkább szükséges volt megtenni, mert az egész vizsgált területen egységes méréseket hajtottak végre, vagyis nem álltak meg a jelenlegi román–magyar határon (3. ábra). Az ELGI graviméteres és Eötvös-inga-mérései alapján a Gálospetri-árok É-i határa kissé módosult, az Érendréden át húzódó, az árkot lezáró haránttörésre pedig a gradienstérképen nincs utalás. Az árok nyugati része és a „mobil zóna” (lásd később) között egy vető körvonalazódik.

Zárójelben jegyezzük meg, hogy a gravitációs méréseknek azért is tulajdonítunk külön figyelmet, mert SZABÓ vizsgálatai kimutatták, hogy a Magyarországon keletkezett nagyobb rengések epicentrumának 10 km sugarú környezetében tapasztalt Bouguer-anomália és gravitációs maradék anomália viszonyok az aktív területeken megváltoznak [SZABÓ 1990]. Kutatásából azt a következtetést vonta le, „hogy az $I_0 \geq 6$ -os földrengések kétharmada olyan területre esik, amelynek 10 km sugarú környezetében a Bouguer-anomáliából számított maximális horizontális gradiens nagyobb vagy egyenlő 2,0 mGal/km-nél, a szírt (maradék) anomália maximális horizontális gradiense nagyobb vagy egyenlő 0,5 mGal/km-nél és az alaphegység legkisebb mélysége kisebb egyenlő 1000 m-nél”.

Fontos lenne, ha megállapításait az érmelléki aktív zóna is alátámasztaná, hiszen ahogy korszerű gravitációs mérések állnak rendelkezésre Magyarország területéről, pl. Bouguer-anomália térkép több változata [SZABÓ, SÁRHIDAI 1987, KOVÁCSVÖLGYI, SÁRHIDAI 1994] hasonló térképek Románia területére is készültek. Sajnos ezek jelenleg még nincsenek a birtokunkban.

CORNEA, SPÁNOCHE [1978] az előzőekben már idézett munkájukban külön részben foglalkoznak az érmelléki terület geotermikai és hidrológiai sajátosságaival (a román nyelvű anyagot KISS Péter, az ELGI egykori munkatársa fordította magyarra).

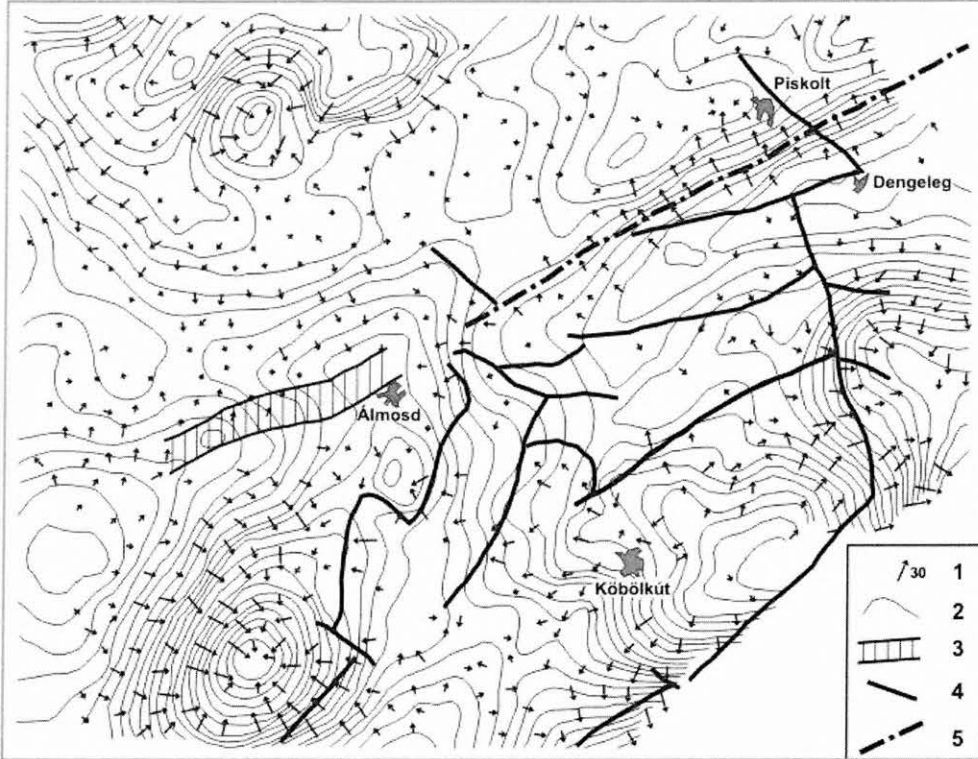
A hőmérséklet-eloszlás szerint több anomáliás zóna létezik a vizsgált terület tágabb környezetében [BANDRABUR et al. 1975]. Egy egyezményes, 1000 m mélységben levő réteget vizsgálva a következő részeket különböztethetjük meg: Acis-Madaras ($t > 90$ °C), Romanesti-Patal ($t > 90$ °C), Carei ($t \geq 90$ °C) Piscolt-Galospetreu ($t \geq 80$ °C) Abramut-Marghita ($t \geq 75$ –85 °C), Cenalos ($t \geq 80$ °C) és Dél-Bihar ($t \geq 80$ °C).

A minket közvetlenül érintő érmelléki területről a következőket írják: „A pannon réteg vizei — vagyis pontosabban a felső-pontuszi emeletbe sorolható rétegekre — képezik a fő termálfvízforrásokat a gyűjtő különleges tulajdonságai és a kedvező szerkezete miatt. Ezek a Gálospetri–Mercentiu-árkot alkotó homokokban gyűltek össze, ahol a maximális hőmérsékletek a 100 °C-ot is meghaladják. A geotermikus maximum zónája ezt a szerkezeti vonalat követi, amely ezt az árkot elválasztja nyugat felé a Piskolt-i emelkedéstől”.

A „szerkezeti vonal” magyarországi folytatásának felismerésében tehát a geotermikus maximum zóna követése is támpontot adhat a Pannon-medence hőáramtérképén az érmelléki zóna egy 90 mW/m²-es értékkel jellemezhető [DÖVÉNYI et al. 1983]. (LENKEY P. volt szívés rendelkezésünkre bocsátani a „Hőáram a Pannon-medence ÉK-i ré-

szén és az Erdélyi-medencében” c. térképet.) Látható, hogy ez a térkép inkább áttekintő jellegű, az idézett Bandraburcikk viszont az adott területen található mélyfúrások alap-

ján készült. Az árok magyarországi folytatása azonban egy magasabb, 100 mW/m²-es hőárammal jellemzett terület szélét követi egy rövidebb szakaszon.



3. ábra. Eötvös-inga-mérések gradienstérképe [BASSO 1942]. A blokkhatárok a preneogén alaphegység szerkezeti elemeit jelentik [CORNEA, SPANOCHÉ 1978]. A mobil zónát az ELGI 1975–1977. évi mérései nyomán, a vetőt SZABÓ Z. szóbeli közlése alapján tüntették fel. 1—a gradiens léptéke; 2—szintvonal (izogamma); 3—mobil zóna; 4—blokk határa; 5—vető

Fig. 3. Gravity gradient map of Eötvös torsion balance survey [BASSO 1942]. Block borders delineated by CORNEA, SPANOCHÉ [1978]. Mobile zone determined by ELGI, fault marked by Z. SZABÓ. 1—scale in 30 eötvös unit; 2—contour line isogamma; 3—mobile zone; 4—block border; 5—fault

Az érmelléki aktív terület folytatását vizsgálva a következőkben megadjuk néhány magyarországi fúrás talphőmérsékletét. Érthető okokból a mobil zónába nem mélyítették fúrásokat, de az annak közelében lévő fúrások talphőmérsékletét ismerjük (2. táblázat).

Az érmelléki földrengések forrásai tehát egy melegebb területhez kapcsolhatók ugyan, de ez nincs ellentétben az eddigi kutatások eredményeivel [WALZER et al. 1988, 1990, BODRI 1994], mivel a törésvonalak mentén a mélyebb, magasabb hőmérsékletű rétegekből könnyebb a feláramlás.

A 12 adatból (kútkönyvekből) meghatározható egyenes:

$$T=42,8 h+23,2$$

ahol

h —mélység (km), T —hőmérséklet, $r=0,9$ —korrelációs együttható.

A mobil zóna peremén lévő fúrásokra nyert — 1000 m-re számított — hőmérséklet kisebb, mint a hivatkozott román szerzők Gálospetri-árokra megállapított értékei.

2.2. Fiatal mozgások az aktív területen

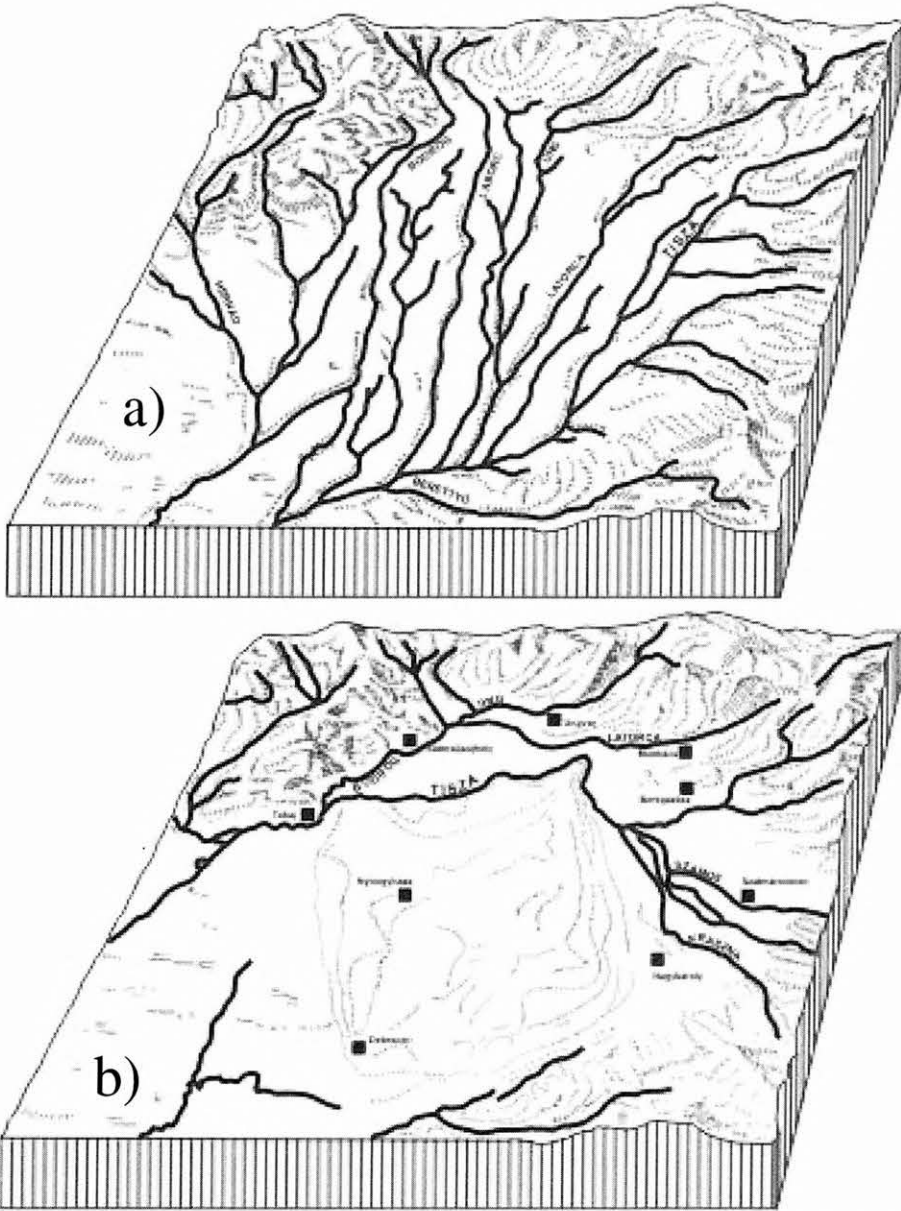
Kiemelt jelentőséget tulajdonítunk a szeizmoaktív területek felismerésében a negyedkorban aktív vetők kijelölésének. Sajnos jelenleg ilyen adataink a romániai érmelléki rész pleisztocénben aktív vetőire vonatkozóan nincsenek.

Tudjuk azonban BORSY [1953, 1961] és BENEDEK [1960] tanulmányából, hogy a közelmúltban is élénk mozgások történtek a vizsgált területen. Ennek bizonyítékaként elég az Érmellék tágabb környezetében a pleisztocén folyamán bekövetkezett folyómeder-változásokra utalni BORSY kutatásai alapján (4. ábra).

A Sárrét a levantikumtól napjainkig süllyed. A pleisztocénben megsüllyedt a Szatmár–Beregi-síkság is. A Szi-lágysági-dombvidék és az Alföld között húzódó érmelléki tektonikus vonal és a Sárrét depressziója a pleisztocén

1	Álmosd-1	2826 m	145 °C
2	Álmosd-2	2451 m	122 °C
3	Álmosd-3	2358 m	123 °C
4	Álmosd-4	2650 m	133 °C
5	Álmosd-9	2158 m	120 °C
6	Álmosd-11	2920 m	144 °C
7	Sáránd-1	2050 m	118 °C
8	Konyár-1	2500 m	129 °C
9	Sáránd-s-1	2250 m	113 °C
10	Konyár-2	2100 m	110 °C
11	Álmosd-5	3126 m	167 °C
12	Sáránd-s-3	1900 m	109 °C

2. táblázat. Néhány fúrás talphőmérséklete
Table 2. Bottom hole temperatures



4. ábra. a) Az Alföld északkeleti részének valószínű képe a pleisztocén végén; b) Az Alföld északkeleti részének mai képe BORSY [1961] szerint

Fig. 4. a) Probably picture of NE part of Great Hungarian Plain at the end of Pleistocene; b) Picture of NE part of Great Hungarian Plain in recent time after BORSY [1961]

folyamán az Alföld északi részének fő vízlevezető és vízgyűjtő területe lett.

A Tisza a nyírségi kúp (a Hoportyó 183 m magas) emelkedése miatt fokozatosan K felé csúszott, a würm II. végén az Érmellék északi kapujában egyesült a Szamossal és helyét az Ér völgyében foglalta el. Elhagyott Tisza-medrek fordulnak elő a Nyírség keleti peremén.

Az egyesült Tisza–Szamos az utolsó eljegesedés végén megkezdte a beréselést és teraszformálást a pleisztocénben feltöltődött érmelléki hordalékban. A folyó kezdeti kis esése miatt a bevágódás üteme lassú lehetett. A Sárrét további süllyedésének következtében a beréselés üteme megnőtt. Ezt a hatást elősegítette, hogy a fenyő-nyír korszak elején megnőtt a folyóvíz mennyisége.

BORSY [1953] szerint a fenyő-nyír fázisban a pleisztocén felszín egyes részei lesüllyedtek, mások felemelkedtek.

A tektonikus mozgások hatására az É-ről D-re folyó vizek által kiépített törmelékkúp arculata teljesen megváltozott.

A fenyő-nyír II. és III. fázisa között a Bodrogeköz ÉK–DNy-i törésvonal mentén megsüllyedt. Süllyedésnek indult a szatmár-beregi pleisztocén felszín is, miközben a nyíradony-nyírmihálydi horszt kiemelkedett.

BENEDEK Z. valószínűnek tartja, hogy a Szatmári-síkság süllyedésével egy időben megbillent a Nagykároly környéki terület is. A szatmár-beregi terület a fenyő-nyír III. fázisában újra megsüllyedt, és kb. 20 m-rel került a Nyírség szintje alá, és a Tisza mind nehezebben törhetett utat magának az érmelléki csatornához. A szétterülő víz óriási mocsaras területet hozott létre, majd a Bodrogeköz erőteljes süllyedésével a Nyírség K-i peremén a Tisza ÉÉNy-i irányba veszi útját.

A szatmár-beregi felszín süllyedése fokozatosan átterjedt a mai Ecsedi- és Szatmári-síkság területére is. A fenyő-

nyír IV. fázisának elején lezökken ez a terület, és a magasabbban maradt Ér mentéről a Szamos is átvált fokozatosan a Szatmári-síkságra. A Kraszna erózióbázisának emelkedésével erőteljes hordalékkúp-felhalmozódásba kezd, és így a Kraszna a Szamos medrét kezdi kiszorítani az Érmelléki-kapuból. Ennek lett a következménye, hogy az Ér völgyében a bevágódás véglegesen megszűnt.

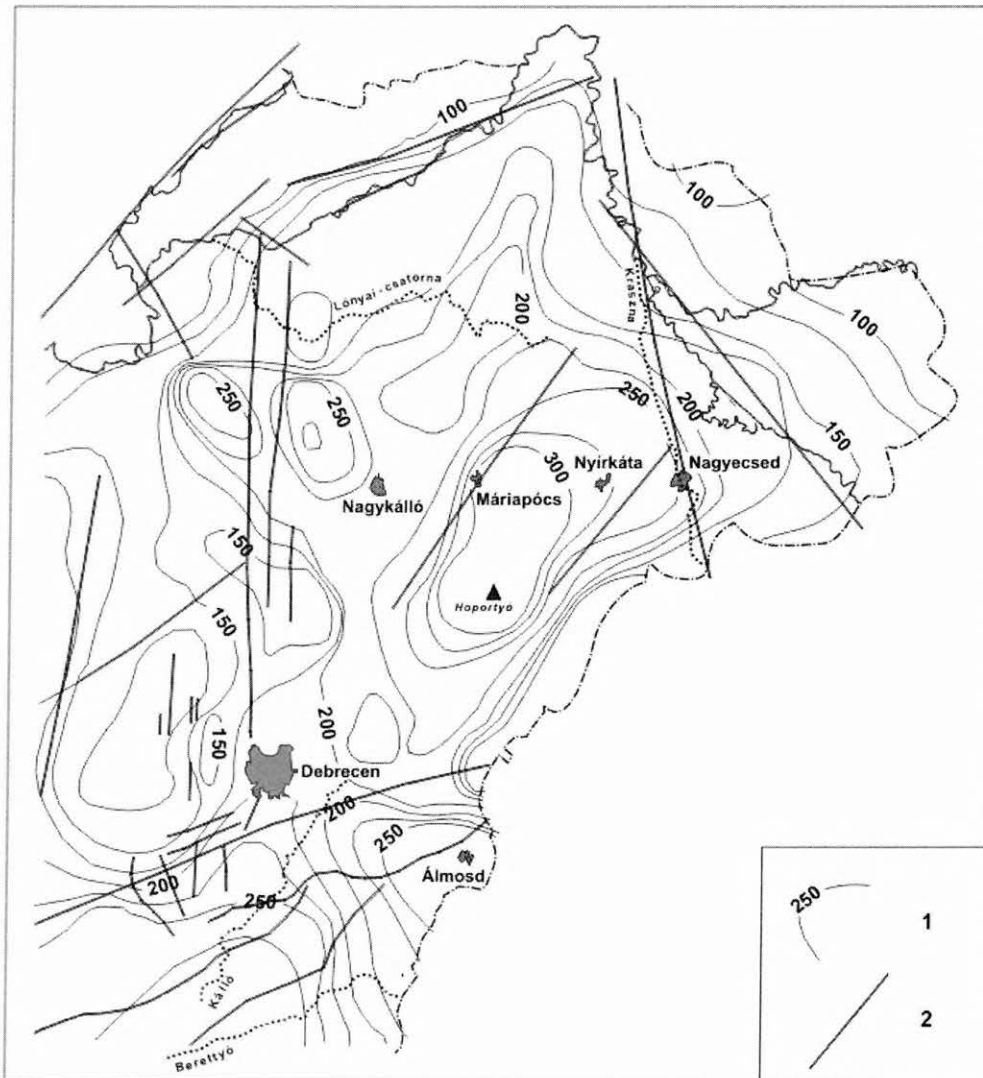
A magyarázó kortól napjainkig tartó süllyedés során kialakult az Ecsedi-láp medencéje, amely magához vonta a Krasznát, és a mai helyére vitte a Szamosot is.

Bizonyos támpontot adnak a fiatalabb mozgásokra a pannon és pleisztocén mélység- és rétegvastagság-térképek.

A Hoportyó elég tág környezetében a felső-pannon fekszik 500 m-re van a felszín alatt, majd minden irányban süllyed, DK felé a legmeredekebben. Keleti irányban a felső-pannon fekszik eléri az 1,1 km-es mélységet, majd újra emelkedik Piskolt felé (600 m).

A vizsgált terület legmagasabb részének (Hoportyó és környéke) az emelkedése a negyedkor folyamán gyors volt, ellenkező esetben nem itt lenne a legvastagabb (300 m) a negyedkori üledék [URBANCSÉK 1979, JÁMBOR

2000]. A felsorolt szerzők térképei ugyan egymástól különböznek, de abban megegyeznek, hogy a legvastagabb negyedkori üledék a legmagasabban lévő területen is megtalálható (5. ábra). Az üledékvastagság délkelet felé gyorsan süllyed: Penészleknél csak 125 m, dél felé azonban csak lassan változik. Az emelkedés következtében a területen az átfolyás megszűnt, vízválasztó alakult ki. Ezek az eredmények bizonyos mértékig alátámasztják BORSY [1961] megfigyeléseit a Nyírség déli részére vonatkozóan: „A Nyírség D-i részének pleisztocén-végi felszíne enyhén lejtett ÉÉK-ről DDNy-nak és magassága 110–140 m között ingadozhatott. A terület nagyobb részén ma is ez az általános lejtésirány, a magasságviszonyok azonban számottevően megváltoztak, mert az óholocén mozgások Nyírábrány, Vámospércs, Hajdúsámson, Gebe, Aporliget vonal között fekvő területet 10–30 m-rel megemelték. Az emelkedés Nyíradony, Nyírpilis, Encsencs, Nyírbogát és Nyírmihálydi között volt a legerősebb. Az ottani részen több parabolabuckának 170 m-nél is nagyobb a tszf-i magassága, a Koportyok (mai nevén Hoportyó) pedig 183 m magas (ez a Nyírség legmagasabb pontja).”



5. ábra. A Nyírség kvarter vastagságtérképe és a negyedkorban aktív törései. 1—a pleisztocén üledékvastagság szintvonalai (a [JÁMBOR 2000] és a [FRANYÓ 1992] térképek módosított és összedolgozott változata); 2—a pleisztocénben aktív törésvonal [JÁMBOR et al. 1993]

Fig. 5. Thickness and active faults of Quarter in Nyírség. 1—composed and modified contour lines of Pleistocene sediments after JÁMBOR [2000] and FRANYÓ [1994]; 2—active faults in Pleistocene after JÁMBOR et al. [1993]

A geomorfológiai kutatások tehát fiatalkorú süllyedéseket és emelkedéseket mutattak ki, ami arra utal, hogy a területen ma is feszültség-felhalmozódás folyik. Hazánk pleisztocénben aktív törésvonalainak 1:500 000 méretarányú térképét két egymástól független kutatócsoport készítette el [JÁMBOR et al. 1993, SCHWEITZER et al. 1993]. A térképek kritikai elemzése [BALLA et al. 1993] az alföldi területre — elegendő bizonyíték hiányában — még a „kellőképpen alátámasztott” töréseket se fogadta el. A vitát eldönteni nem tudjuk, ezért csak azt a megjegyzést tehetjük, hogy a jelenlegi vízfolyásokból csak kellő óvatossággal szabad következtetnünk a területen végbement mozgásokra, hiszen az ösvízhálózatot a csatornák és mesterséges tavak megváltoztatták. A két kutatócsoport eredményeit azonban — kellő óvatossággal — figyelembe vesszük a mobil zóna jelenlegi aktivitásának eldöntésében, valamint a következőkben tárgyalásra kerülő Nyírség-blokk „egyveretőség”-ének eldöntésében és a peremeinek meghatározásában (5. ábra).

A 5. ábrán feltüntettük a negyedkorban aktív vetőket is. A SCHWEITZER et al. [1993] munkájában látható, — 63-as számmal jelölt — kellőképpen alátámasztott törésvonal a Nagyér elnevezésű vízfolyást követi. A mobil zóna és a jelenlegi vízhálózat kapcsolatát vizsgálva megállapíthatjuk, hogy a Nagyér a mobil zóna csapásirányával párhuzamosan, tőle nem nagy távolságra folyik, tehát lehetséges, hogy a mobil szerkezet a negyedkor folyamán is mozgott. JÁMBOR et al. [1993] feldolgozásában a mobil zóna környezetében több, a „pleisztocénben feltételezhetően aktív törésvonal”-at jelöltek, ami megerősíti a mobil zóna negyedkor aktivitására vonatkozó elképzeléseket.

Igaz, hogy a gravitációs mérések eredményeinek ismeretetésénél már utaltunk az Érendréden át húzódó, az árkot lezáró haránttörésre, amely esetleg a szerkezet keleti irányú (Magura) folytonosságára vonatkozó elképzeléseket megkérdőjelezheti.

Az árok és a mobil zóna mélyszerkezete nagyon hasonló, és aktív, ezért azt várjuk, hogy a negyedkori mozgások nyomai ezeknek a szerkezeteknek az egységét, folytonosságát alátámasztják. Ezzel szembe azt látjuk, hogy a folyamszabályozás előtti vízhálózat (1860) nem tükrözi a két szerkezet kapcsolatát. A Gálospetri-árkot a mobil zónától egy megemelt terület választja el, amelynek legmagasabb pontja (Három-halom, 145 m) 40 m-rel haladja meg az árok szintjét. Ezt a megemelt hátat kerüli el dél felé az Ér patak és nagy kanyarokat leírva folyik Pocsajnál a Berettyóba.

Mielőtt elhamarkodott következtetéseket vonnánk le a két szerkezet kapcsolatáról, a következőket kell megfontolni. A Nyírségből lefolyó vizek egy É–D és egy K–Ny irányú felső-pleisztocén hordalékkúpot képeztek [PÉCSI Ed. 1972], amely a Nagyértől délre lévő területet töltögette. Lehetséges, hogy ez a hordalékkúp zárta el a mobil zóna és a Gálospetri-árok közötti átfolyást. Ebben az esetben az árok és a mobil zóna kapcsolatát nem cáfolja a vízfolyások jelenlegi képe. Elképzelhető az is, hogy az Álmosdtól D-re lévő terület emelkedése is hozzájárult az árok és a mobil zóna közötti átfolyás megszűnéséhez. Ebben az esetben a két szerkezet közvetlen kapcsolata megkérdőjelezhető. Ez abból a szempontból fontos, hogy nem állíthatjuk minden további megfontolás nélkül, hogy a mobil zónában hasonló méretű rengésekre kell számítani, mint amilyeneket az árokban már megfigyeltek.

2.3. Az Érmellék környezetének jelenkori mozgásai

A terület jelenkori mozgásainak megfigyelése ismételt geodéziai mérések segítségével lehetséges. Több ilyen térkép készült, amelyek eléggé eltérnek egymástól, annak ellenére, hogy ugyanazon személy szerkesztésében készültek. Mi a legutolsó változatot használtuk [JOÓ Ed. 1985]. Az 1985-ös változat szerint Satu Mare (Szatmárnémeti) és Valea lui Mihai (Érmihályfalva) közötti területrészen, Piskolton, Nagykárolyon és Körtyvélyesen keresztül menő vonalon hajtottak végre ismételt méréseket. A vizsgált vonalon nem tapasztaltak jelentős mozgásokat. Ennek oka valószínűleg az, hogy a mérések éppen a Piskolti-blokk gerincén történtek, és nem a Gálospetri-árkot harántoló vonal mentén.

A jelenkori mozgások elemzése bizonyos mértékig alátámasztotta azt a feltételezést, hogy a Piskolti-blokk egységesen mozog és a földrengések a blokk DDK-i peremén keletkeztek, nem lehet azonban kizárni, hogy a Piskolt és Nagykároly közötti törésvonal mozgását jelzik a megfigyelt kis mozgások. A geodéziai mérések eredményeinek taglalására még a Nyírség-blokk vizsgálatánál részletesen kitérünk.

2.4. A Gálospetri-árok és mobil zóna aktivitására jellemző adatok összehasonlítása

a) Gálospetri-árok

1. Kiemelt blokkok között a Gálospetri-árok szűkebb környezetében (valószínűleg a peremén) földrengések keletkeztek.
2. Az aktív területen a felső-pannon fekvésében és az alatta lévő idősebb rétegekben mélytörések találhatók.
3. A vizsgált területen a pleisztocénben élénk mozgások voltak, amelyek során a vízfolyások kiszorultak az Érmellék völgyéből. A környezeténél mélyebben fekvő, elhagyott, széles folyómeder a Pocsaji-öbölhöz követhető.
4. A terület maximális hőmérsékletű zónája a Gálospetri-árkot követi.
5. A jelenkori geodéziai mérések eredményeiből az árok és a Piskolti-blokk közötti mozgásokra nem lehet következtetni, de megállapítható, hogy a Piskolti-blokkon belül nincsenek számottevő mozgások.

b) Mobil zóna

1. A mobil zónában vagy annak a peremén keletkeztek az Álmosdi rengések, amelyek fészekmélysége eltér a hazai átlagtól és hasonló az érmelléki rengésekéhez.
2. A mobil zónában, a pannon rétegekben és az alatta lévő idősebb rétegekben mélytörések találhatók.
3. A mobil zónától északra lévő terület (Hoportyó) a pleisztocén folyamán megemelkedett, kibillent és az északra délre folyó vizek vízválasztója lett.
4. A mobil zóna környezetében lévő fúrások 1000 m-es mélységre vonatkoztatott hőmérséklete alacsonyabb, mint a Gálospetri-árokban mért értékek.
5. Az árok és a mobil zóna közötti folytonosságot az Eötvös-inga-mérések eredményei nem támasztották alá.
6. A mobil zónát keletről egy megemelt hát (Diószegi-blokk) választja el az ároktól.
7. Az árok és a mobil zóna kapcsolatára a jelenlegi vízfolyások nem utalnak.

A fentiek szerint — annak ellenére, hogy nincsenek ki-

fogástalan bizonyítékaink a Gálospetri-árok és a mobil zóna összetartozásáról — jelenlegi bizonytalanságunkat egy konzervatív közelítéssel fejezzük ki. Abból indulunk ki, hogy az árok és a mobil zóna egy szerkezet, tehát az érmelléki rengésekhez hasonló méretűekre kell számítani az egész aktív zónában.

Az eddigi megfontolásaink szerint a Piskolti-blokk és a Gálospetri-árok közötti feszültség-felhalmozódás kioldódása okozta a rengéseket. Nem zárható azonban ki, hogy a folyamatokat az ároktól keletre lévő területek emelkedése is befolyásolja. Elég, ha csak az 1905-ös köbökúti földrengésre gondolunk, amely az Ottományi-blokk és a Sinicolau-árok peremén keletkezett, tehát nem tartozik szorosan az általunk vizsgált szerkezetekhez. Ez annyiból érdekes, hogy az a migrációs folyamat, amely a Gálospetri-árok és a mobil zóna közötti kapcsolatot kívánta alátámasztani elvesztette meggyőző erejét. Ugyanakkor a köbökúti rengés az emelkedő Rézhegy és a süllyedő medencék átmeneti zónájának feszültségfelhalmozó képességére tereli a figyelmet. Ebben az esetben a mobil zóna földrengéskockázatáról, nevezetesen a hozzá kapcsolható maximális földrengésméretéről megbízható adatot nem tudunk adni.

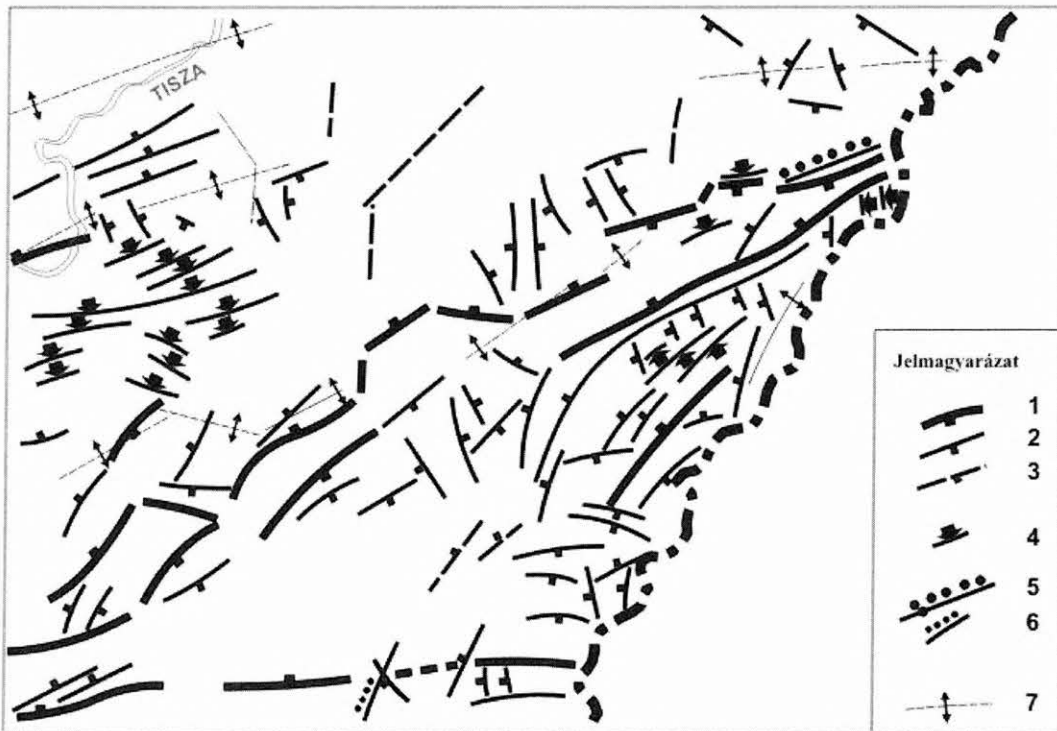
3. Az Érmellék tágabb környezetének földtani felépítése

Az előzőekben láttuk: annak ellenére, hogy a terület jól megkutatott, nem tudtunk teljes biztonsággal arra válaszolni, hogy az érmelléki aktív árok folytatódik-e hazánkban.

Még bizonytalanabb az érmelléki zóna tágabb környezetének aktivitását megbecsülni.

A mélyszerkezetek elemzéséhez BALLA [1992], KILÉNYI, ŠEFARA [1989], DANK, FÜLÖP Eds [1986], FÜLÖP, DANK Eds [1987], KÖRÖSSY [1982], POGÁCSÁS et al. [1989], RUMPLER, SZABÓ [1985], HORVÁTH [1999], SCHEFFER [1957], HAJDÚ et al. (1982), JÁMBOR, SZEIDOVITZ [1995] és MOLDVAY Ed. [1987] eredményeit tekintettük át.

RUMPLER, SZABÓ [1985] szerkesztésében az ELGI és a GKV felszíni geofizikai mérései alapján elkészült 1:500 000 méretarányú térképen első-, másod- és harmadrendű vetőket, első- és másodrendű feltolódásokat, valamint első- és másodrendű — a földrengés epicentrumokkal egybeeső —, recensnek minősített vetőket tüntettek fel. A Gálospetri-árok folytatásának tekinthető két elsőrendű vető mellett feltolódásokat is jelöltek a pannonnál idősebb képződményekben (6. ábra). A D-i, nagyobb levetési magasságú szerkezet Berettyóújfalun át egészen a Keleti-főcsatornáig követhető. Az elvetési magasság a vető mentén 400 és 1300 m között változott. Ez a törésvonal a Derecskei-süllyedéket is magába foglaló mélyvonalat DK-i részén húzódik, a Körössy-féle Szolnok-Ebes vonal, valamint a Körösszegapáti rögök között. A térképen feltüntetett vetők nagy száma, valamint a földrengésforrások lokalizálásában rejlő hibák miatt igen nehéz eldönteni, hogy melyik szerkezet van kapcsolatban egy-egy forrással. További kérdés az, hogy az elsőrendűnek minősített törések korrelációja szorosabb-e a földrengésforrásokkal, mint a másod- és harmadrendűeké, vagy egyáltalán nem állapítható meg számszerű összefüggés.



6. ábra. Magyarország pannonnál idősebb képződményeinek törérendszer-térképe [RUMPLER, SZABÓ 1985]. 1—I-rendű vető; 2—II-rendű vető; 3—III-rendű vető a levetés irányával; 4—feltolódás; 5—I. földrengés epicentrumokkal egybeeső, recensnek minősített vető; 6—II. földrengés epicentrumokkal egybeeső, recensnek minősített vető; 7—pozitív mágneses ΔZ anomália vonulatok tengelyiránya

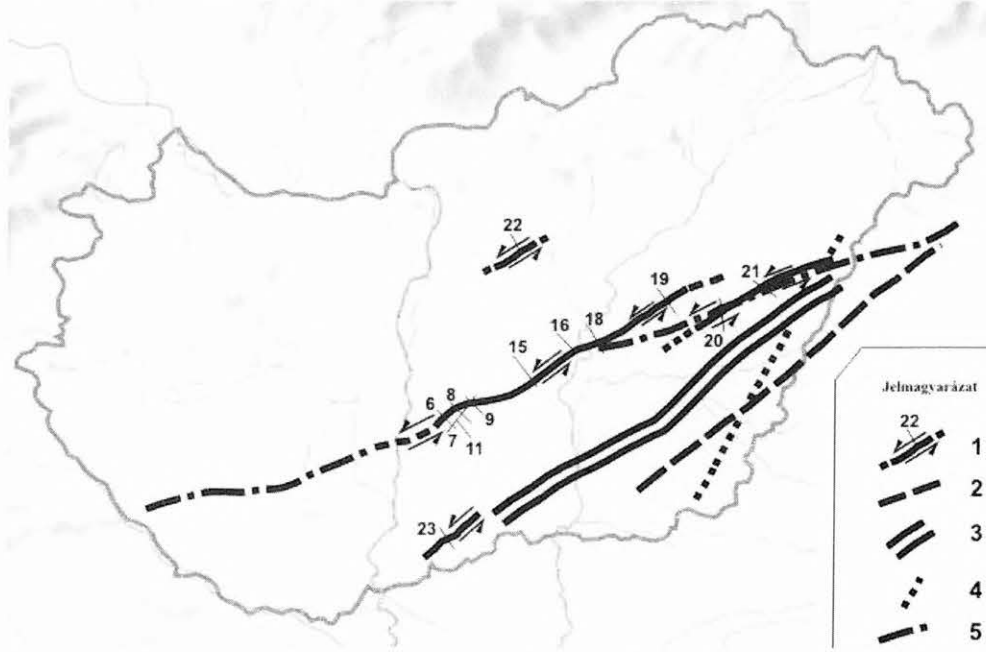
Fig. 6. Pre-Pannonian fault system in Hungary made by RUMPLER, SZABÓ [1985]. 1—first order faults with the throw direction; 2—second order faults with the throw direction; 3—third order faults with the throw direction; 4—upthrust; 5—epicentres associated with first order recent fault; 6—epicentres associated with second order recent fault; 7—axes of positive ΔZ magnetic anomaly lines

Zárójelben jegyezzük meg, hogy az elmúlt 300 évben keletkezett nagyobb rengések közül 4 esetben (Mór, Jászberény, Eger, Dunaharaszti) találtunk, 2 esetben (Komárom, Kecskemét) pedig nem találtunk elsőrendű törésvonalakat az epicentrális területen.

KÖRÖSSY [1982] térképén jelölt törésvonalak és haránttörések egy részéhez földrengések rendelhetők, de az esetek nagyobb részében a rengésforrások csak a vetők egy szűk szakaszához kapcsolhatók. Kivételt talán csak a Bugyi-magasrög és a Vatta–Maklári-árok képez, és esetleg a Rába vonal Dunával párhuzamosan húzódó része (Ógyalla–Diósjenő vonal). Különös, hogy a Szolnok–Máramarosi flis öv magyarországi szakaszán nem keletkeztek rengések. Igaz, hogy az előző bekezdésben említett

Rumpler-féle feldolgozásban nincsenek elsőrendű vetők a vizsgált területen.

POGÁCSÁS et al. [1989] kutatásainak eredményeire támaszkodva nyomoztuk a Gálospetri-árok távolabbi folytatását. POGÁCSÁSék szerint négy pannon-negyedkori oldal-eltolódásos zóna mutatható ki a Nagyföldön (7. ábra). Eredményeiket összevetették BISZTRICSÁNY [1977] intenzitástérképével és megállapították: „...a Kiskörös–Kisújszállás oldal-eltolódási zóna mentén jelentkeznek a legnagyobb szeizmikus intenzitás értékek Magyarországon. Az oldal-eltolódási zónához kapcsolódó, konjugált nyírási zónák által határolt, kompressziósan kiemelkedő blokkokban Kengyel-É, Földes, Sáránd, Kokad térségében pannon földgáztelepeket tártak fel a kutató fúrások”.



7. ábra. Szerkezeti vonalak a Gálospetri-árok környezetében. 1—oldaleltolódás a szeizmikus szelvény számával [POGÁCSÁS et al. 1989]; 2—SCHEFFER [1957]-féle peremleszakadási öv; 3—HAJDÚ et al. [1982]-féle diszlokációs öv; 4—süllyedő és emelkedő területek határa [JÁMBOR, SZEIDOVITZ 1995]; 5—oldal-eltolódásos öv [HORVÁTH 1999]

Fig. 7. Lineaments in the vicinity of Gálospetri graben. 1—strike-slip with the number of seismic section [POGÁCSÁS et al. 1989]; 2—tearing away zone after SCHEFFER [1957]; 3—dislocation zone after HAJDÚ et al. [1982]; 4—border of uplifting and subsiding zone [JÁMBOR, SZEIDOVITZ 1995]; 5—strike slip zone after HORVÁTH [1999]

Az idézettel kapcsolatban két észrevételt tehetünk: az elmúlt évek kutatási eredményei [SZEIDOVITZ, BUS 1995] alapján a Kecskemét környezetében keletkezett főrengés (1911) epicentrális intenzitása kisebb ($7,5\text{--}8^\circ$ MSK) volt, mint amennyire korábban értékelték [BISZTRICSÁNY 1977]. A másik megjegyzés pedig, hogy a rengések az eltolódásos zónától É-ra, a Kecskemét–Lajosmizse közötti területen keletkeztek.

Figyelemre méltó, hogy az oldal-eltolódásos zóna K-i határa pontosan kapcsolódik a Gálospetri-árokhoz, pedig — érdeklődésünkre — POGÁCSÁS Gy. közölte, hogy nem ismerték az idevonatkozó román kutatások eredményeit.

A földrengésforrások és az oldal-eltolódási zónák kölcsönös helyzetét illusztrálандó, feltüntetjük a 7. ábrán a SCHEFFER [1957] és HAJDÚ et al. [1982] által megállapított mélyszerkezetet.

SCHEFFER munkájában az Alföldön keleti felszínalatti peremi leszakadási övet jelölt. Említésre méltó, hogy az érmelléki, a köbölkúti, az álmosdi a füzesgyarmati és a békési források ettől a leszakadási övtől nyugatra 10–20 km távol-

ságra helyezkednek el. A felsorolt rengések közül a magyarországiak fészke, éppen a GAJDOS et al. [1980] által felismert ÉK–DNy csapásirányú diszlokációs övben található, és valószínűleg a Szedeg környéki nagy történelmi rengést (1444) is ennek a diszlokációs övnek a mozgása váltotta ki. A 7. ábrán jelöltük a JÁMBOR, SZEIDOVITZ [1995] munkájában szereplő egy, az ország határával többé-kevésbé párhuzamosan futó szerkezetet is (emelkedő és süllyedő területek határa), ami a Scheffer-féle leszakadási övvel kb. 30° -os szöveget zár be.

HORVÁTH [1999] térképén az oldal-eltolódásos zóna Kecskeméten túl a Kapos-vonalon át egészen Zágrábig követhető. Ez a törésvonal a Pogácsás-féle változattól annyiban különbözik, hogy Füzesgyarmattól nem DNy-i irányban húzódik, hanem közel Ny felé, Kecskemét irányába. A Kecskemét–Füzesgyarmat közötti rész sem a Rumpler-, sem a Pogácsás-féle változatban nem szerepel, a Kecskeméttől Pakson át a Tolnai-hegyhát felé húzódó szakasz azonban — eltérő minősítéssel ugyan — mind a

három változatban nyomon követhető. Itt jegyezzük meg, hogy a Tolnai-hegyháton az oldal-eltolódásos zóna nyomai a nagyon szabályos É–D irányú szintvonalak torzulásában nem észlelhetők. A zóna negyedkori aktivitásának nyomaira nincs utalás a korábban megjelent geomorfológiai tárgyú munkákban sem [MAROSI, SOMOGYI *Eds* 1990].

Hosszú ideig kétségeink voltak ezen regionális törésvonal földrengés-aktivitását illetően. Kevés rengés keletkezett a szűkebb környezetében, a fő- és utórengések területi eloszlása, és az izoszeizták formája se utalt a törésvonalra [SZEIDOVITZ 1993]. A törésvonal jelenkori horizontális mozgásaira pedig sem az őt harántoló folyó- és patakmedrek, sem a szintvonalak torzulása nem utal. Ennek következményeként elvetettünk minden olyan elképzelést, amely ennek a törésvonalnak földrengéskockázat-növelő jelentőséget tulajdonított.

Kétségeink akkor támadtak, amikor a földrengés szempontjából aktív Gálospetri-árok és a mobil zóna kapcsolatára fény derült. A mobil zóna és a Gálospetri-árok ugyanis a Pogácsás–Horváth-féle regionális törésvonalnak egy szakasza. Szükségessé vált a most felsorolt ellenérveinket ismételtén átvizsgálni és az ellentmondásokra valamilyen magyarázatot találni.

A törésvonal mentén keletkezett kevés rengést viszonylag könnyű magyarázni: nagyobb rengések a Kárpát-medencében ritkán keletkeznek.

Az izoszeizták szerkesztéséhez, főleg kisebb és közepes rengések esetén, kevés és nagyon szubjektív adatok állnak rendelkezésre. A helyi mérnök-szeizmológiai viszonyok (laza, vízzel átitatott üledékek) nagyon eltorzíthatják a rengéseket generáló törésvonal szerepét. A törésvonal jelenkori horizontális mozgását cáfoló megfigyeléseket viszont el kell fogadni, legalábbis a Tolnai-hegyhát területén. Az alföldi részen a vízfolyások mederváltoztatásának oly sok oka lehet, hogy nem tekinthető a regionális törés mozgására vonatkozó bizonyítéknak.

Elfogadjuk viszont azt, hogy a regionális törésvonal mentén több millió évig tartó horizontális mozgások voltak, amelyek következménye egy, a kérget is érintő, meredek dőlésű meggyengült törésfelület lett.

Nyilván ha valamilyen okból mozgások és feszültségfelhalmozódások történnek e regionális törésvonal környezetében, azok valószínűleg a meggyengült részen fognak kioldódni, ahogyan az emelkedő Nyírség és a mobil zóna esetén már megfigyeltük.

Mozgásokat, tömegátrendeződéseket nemcsak a kéregre ható erők hozhatnak létre, hanem, ahogy a bevezetőben említettük, medencék süllyedése során is felléphetnek. Ilyen esetekben is a környezetében lévő meggyengült zónának meghatározó szerepe lehet. Talán elég utalni a füzessgyarmati rengéssorozatra, amely ugyan az itt tárgyalt regionális törésvonallal hozható kapcsolatba, de a földrengésforrást valószínűleg az olaj- és gázbányászat aktivizálta.

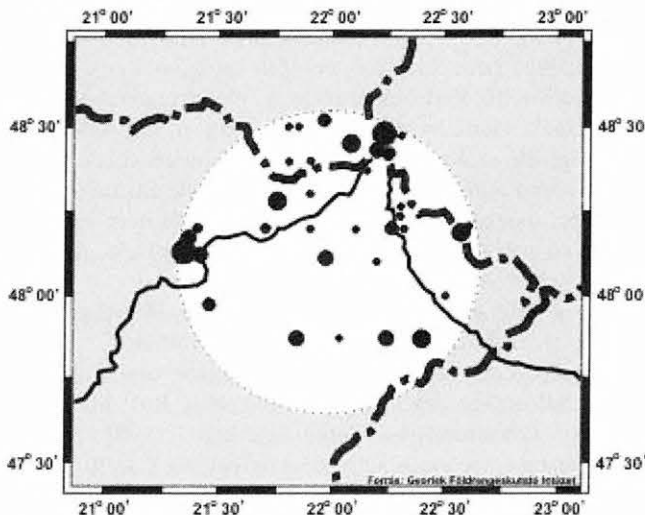
4. Az emelkedő és kibillenő Nyírség-blokk peremeinek meghatározása

Figyelmünket az előzőekben a mobil zóna folytatásában lévő földtani szerkezetek kimutatására összpontosítottuk. A következőkben megvizsgáljuk, hogy kijelölhető-e a vizsgált területen egy olyan egységesen mozgó blokk, amelynek a peremén az aktív területekre jellemző szerkezetek

(süllyedés, árok, mobil zóna, vetők) és pleisztocén mozgásokra utaló nyomok megtalálhatók.

A Nyírség és környezetének pleisztocén végi óholocén kori mozgásai — a Hoportyó tágabb környezetének gyors (1–2 mm/év) emelkedése, a Szatmár–Beregi-medence, és a Bodrogtó köz megsüllyedése — arra utalnak, hogy munkahipotézisként elfogadható a negyedkori Nyírség-blokk léte.

A pleisztocénél idősebb mozgásokról keveset tudunk. A miocén Nyírség-blokkról valószínűleg nem beszélhetünk. Elég, ha utalunk BODOKY et al. [1977] tanulmányára, amelyben a vizsgált terület Nyírcsád–Nagykálló vonalától keletre eső részét geofizikai mérések eredményei alapján 8 különálló részre osztották. Megkülönböztettek mélymedencéket és megemelt aljzatú részeket, valamint miocén vulkanitokat (8. ábra).



8. ábra. Az 1,2–4,2 magnitúdójú földrengések a 456–2000 közötti időszakban, Berkesz 50 km sugarú környezetében

Fig. 8. Earthquakes with magnitude 1,2–4,2 in vicinity of Berkesz (radius 50 km) in time interval 456–2000

ÉK-Magyarország vulkanikus kőzeteinek térbeli eloszlásáról átfogó képet kapunk NEMESI et al. [1996] tanulmányából. A komplex geofizikai kutatások során egy kb. 100 km hosszú és 10–12 km széles, a medencealjzatra közvetlenül települt miocén vulkáni zónát határoztak meg. Ez a zóna a nyírségi vízváltótól északra húzódik. Itt említjük meg: felmerült az az elképzelés, hogy a Nyírség pleisztocén kori emelkedését talán szubvulkáni tevékenység okozta. A mágneses anomáliák vizsgálata szerint azonban a bazalt vulkánozság csak kisebb zónákra korlátozódik, ezért az emelkedéshez szükséges 10 km^3 anyagnak nem lenne nyoma.

A részletes szeizmikus mérések a blokkon belül is kimutattak idősebb másod- és harmadrendű vetőket [RUMPLER, SZABÓ 1985, BERKES et al. 1982], igaz, hogy ezek nem hozhatók kapcsolatba a pleisztocén mozgásokkal.

Az előzőekben már vázolt elképzelések szerint a blokkperemek felismerésében a jelenkori ismételt geodéziai mérések mellett a kérget is érintő mélytörések, a pleisztocén mozgásokra utaló nyomok és a földrengések területi eloszlása is segíthet.

4.1. A Nyírség-blokk határai a jelenkori mozgások alapján

JOÓ *Ed.* [1985] már idézett térképén a vizsgált terület — a Rézhegység kivételével — süllyed. A legnagyobb süllye-

dést Debrecenben mérték (6,6 mm/év), a várostól távolodva ez az érték fokozatosan csökken. Ha a süllyedés kéregmozgások következtében történne, a vizeknek egy idő után Debrecen felé kellene folyniuk, hiszen a tektonikai mozgások lassan változnak. Ez a süllyedés tehát a városhoz kapcsolódik és a vízkivétellel van összefüggésben (a geodéziai mérési pont a legnagyobb vízkivételi kút közelében van) [CSAPÓ 1999]. Hasonló lokális süllyedést más város közelében is tapasztaltak.

Eltekintve a településekhez kapcsolható helyi süllyedésektől, a JOÓ I. szerkesztésében megjelent térkép szerint hazánk területének jelentős része, hegységeinket is beleértve (Bükk, Börzsöny, Mátra), süllyed. Ezeknek a méréseknek az eredményei ellentétben vannak a geológusok és geomorfológusok megállapításaival, amelyek szerint a negyedkor folyamán hegységeink 100–300 m-t, dombvidékeink pedig 100–200 m-t emelkedtek [RÓNAI 1973]. A hegyvidékek peremén futó teraszok szintjeinek, továbbá a medencekitöltő üledékek számának, magasságának és vastagságának elemzéséből kiderült, hogy a negyedkorban hegységeink szakaszosan emelkedtek, medencéink pedig szakaszosan süllyedtek. Igaz, hogy a geodéziai mérések a jelenkori mozgásokat tükrözik, de a holocén nem jelent új geológiai szakaszt, hanem csak a felső-pleisztocén glaciális után következő interstadiális részét képezi.

A Joó-féle térkép alapján földrengések Debrecen környékén és az érmelléki átmeneti zónában várhatók.

Debrecen és környékének — az ismételt országos szintezési hálózat eredményeire támaszkodva JOÓ által szerkesztett felszínmozgási sebességtérkép [1998] alapján feltételezett — jelentős süllyedése felkeltette CSAPÓ [1999] figyelmét, aki kísérletet tett a feltételezett mozgás gravitációs módszerrel történő megfigyelésére. 1989–2000 között 6 alkalommal végzett nagy pontosságú ismétlődő relatív graviméteres méréseket a területen telepített mozgásvizsgáló vonalon. A Joó-féle térképek szerint Szerencs, illetve Tarpa környezete gyakorlatilag mozgásmentesnek tekinthető fel, ezért az ott 1980-ban, illetve 1995-ben létesített abszolút gravimetriai állomásokat is bevonta vizsgálataiba. A regionális és lokális mozgások szétválasztására 1996-ban Debrecenbe is telepített abszolút állomást. A vizsgálat alapvető szempontjait [CSAPÓ 1999] ismertette. A relatív mérések eredményei tendenciájukban a nehézségi gyorsulás növekedését mutatják Debrecen–Vámospércs közötti Ny–K irányú vonalon, ami relatív süllyedésnek felel meg, megegyezően Joó-féle eredményekkel. CSAPÓ a vonalat bővítette a Vámospércs–Nyírbétek–Nyírcsaholy–Tarpa mérési pontok bevonásával. Az előzetes eredmények azt mutatják, hogy Nyírbétek és Nyírcsaholy emelkedik. Ez a két település azon a területen található, ahol BORSY szerint az óholocénban is emelkedés volt, és itt a pleisztocén rétegek vastagsága elérte a 235, illetve 250 m-t [JÁMBOR 2000]. Mielőtt nyugodt szívvel kijelentenénk, hogy az óholocénban bekövetkezett emelkedés napjainkig folytatódik, szükséges lenne a gravitációs méréseket Nyírbétek és Nyírcsaholy megfigyelési pontokon többször megismételni, és egy tágabb időintervallum adatait elemezni.

Összefoglalva az előzőeket csupán annyit mondhatunk, hogy a vizsgált terület jelenkori mozgásait mérések hiányában nem ismerjük elegendő pontosan.

4.2. A Nyírség-blokk határai a pleisztocén mozgások és földtani szerkezetek alapján

A Nyírség-blokk létének és kiterjedésének pontosabb megismeréséhez egy jól megtervezett geodéziai hálózaton végrehajtott ismételt mérések nyújtanák a legtöbb segítséget. Ilyen mérések nincsenek, és ha holnap telepítenének egy hálózatot, akkor is több évtizedig tartó ismételt mérések hoznák meg a kívánt eredményt, hiszen itt viszonylag kis (1–2 mm/év) mozgásokról van szó. A blokkperemek kijelöléséhez geofizikai (elsősorban szeizmikus), geomorfológiai (vízhálózat) és földtani vizsgálatok eredményeit használjuk fel.

4.2.1. A Nyírség-blokk D-i határának kutatása

A blokk déli peremét jelzi az É–D irányú vízfolyások megváltozása K–Ny-i irányba (Konyári–Kálló). A Konyári–Kálló a mobil zónától délebbre van ugyan, de csapása a mobil zónával párhuzamos.

A mélyszerkezet és a geomorfológia mellett az álmosdi és debreceni rengések jelzik a zóna aktivitását.

4.2.2. A Nyírség-blokk K-i határának kutatása

A blokk keleti peremének déli szakaszát a Gálospetriárok határolja. Ennek az ároknak északi folytatása nincs, mivel nekiütközik a Madaras-blokknak [VISARION et al. 1979]. Elfogadva a neogénnél idősebb rétegekre kimutatott szerkezetet, a Nyírség-blokk keleti határát máshol kellene keresni, esetleg nyugatabbra Penészlek környezetében, az ÉÉK–DDNy irányban húzódó, JÁMBOR, SZEIDOVITZ [1995] által meghatározott törésvonalban, vagy az árkot is magában foglaló szélesebb zónában. Ebben az esetben a Piskolti-blokk egy megemelt helyzetű szigetként fogható fel, amelynek keleti és nyugati peremén számíthatunk földrengésekre. Ez a változat is elképzelhető azzal a megjegyzéssel, hogy ennek a kis blokknak a keleti és nyugati határa nagyon eltérő földtani felépítésű.

VISARION előbb idézett munkájában a felső-pannon fekküjéről is közölt egy ábrát (2. ábra), amely már egy árnyaltabb képet közvetít a vizsgált szerkezetéről. Az árok peremén az 1000–1200 m mélységű izohipszát követő törésvonal Piskolt és Dengeleg között szétválik és a felső ága 40°-kal északnak fordul és a magyar határtól kb. 5 km-re véget ér, valószínűleg azért, mert a felső-pannon mélységét itt már nem ismerik, ezt jelzik a szaggatott izovonalak. Ha a vető a felső-pannon 900 m-es mélységű fekküjét követi, iránya egészen északivá válik és befordul a Kraszna folyásirányába.

A Kraszna a pleisztocén végén megsüllyedt, ma a Szatmár–Beregi-medence nyugati peremén folyik D–É irányban. SCHWEITZER et al. [1993] kellőképpen alátámasztott törésvonalnak jelezte, amelyet „a határ és a torkolat között rengésfészkek és völgyaszimmetria igazolják”. A rengésfészkektől eltekintve, csak a völgyaszimmetria utal a Kraszna-meder negyedkori aktivitására.

A Krasznát és a Szamost harántoló vízföldtani szelvényeken (Nyírpilis–Tiszabecs, Mérk–Uszka) MIKE [1991] több törésvonalat jelölt, amelyek közül néhány e két vízfolyás közelében volt. A törésvonalak túlnyomó része egészen a felszínig nyomon követhető. Sajnos a szelvények gyenge minősége nem teszi lehetővé, hogy az elvetődés

mértékét és korát meghatározzuk, a szöveges magyarázóban pedig nincs utalás ezeknek a vetőknek a paramétereire.

PÉCSI Ed. [1972] Magyarország geomorfológia térképén a Kraszna határozott határt jelent a nyugati homokos, homokbuckás terület és a keleti ártéri rész között.

Magyarország földtani térképén [FÜLÖP Ed. 1984] a Kraszna ugyancsak határt jelent a túlnyomórészt futóhomokkal fedett nyugati, és a homokliszttel és ártéri iszappal fedett keleti terület között.

Ami a mélyszerkezetet illeti, a legújabb szeizmikus kutatások [UJFALUSY 1997, 1998] szerint a Nyírlugos–Nyírábrány közötti szakaszon egy É–D irányú, az alsó-pannonban is követhető normál vető zóna található, amely elválasztja a megsüllyedt szatmár-beregi területet a megemelt helyzetű Nyírségtől. A töréses zóna a miocénben és az idősebb (kréta) rétegekben is megtalálható, csak Nyírlugostól délre ÉK-i irányba fordul.

Hangsúlyoznunk kell, hogy ennek a zónának a földtani szerkezete nem hasonlít a Gálospetri-árokhoz vagy a mobil zónához.

4.2.3. A Nyírség-blokk É-i peremének kutatása

A pleisztocénben megsüllyedt Bodrogtörés D-i peremét, a Tisza medrét tekintjük vizsgálatunk kiindulópontjának. Sajnos nem támaszkodhatunk kutatásunk két fő pillérére, a mélytörésekre és a negyedkori mozgásokra utaló bizonyítékokra. Ezen a területen ugyanis hiányoznak a korszerű szeizmikus kutatások, ennek alátámasztására elég, ha KILÉNYI, TÓTH [1990] szeizmikus megkutatottsági térképére nézünk. A helyzet 1990 óta sem javult, ennek igazolására hivatkozunk UJFALUSY [1998] összefoglaló munkájára, amelyben megemlíti, hogy „A szeizmikus mérések a terület (Nyírség) D-i részén sűrűbb, 1–3 km hálózatot képeznek, az É-i részen hálózatról alig beszélhetünk, legfeljebb 1–2, a területet átszelő szelvényről. Ide sorolhatók az 1958–62. években bemért refrakciós vonalak is, valamint az 1970-es évek elején, OKGT megrendelésre bemért (ELGI) igen ritka hálózat is.”

A geomorfológiai térképek [PÉCSI Ed. 1972, SCHWEITZER et al. 1993] nem jeleznek negyedkorban aktív törésvonalat a vizsgált területen.

A Bodrogtöréstől délre a Konyári–Kállóhoz hasonló K–Ny-i irányú vízgyűjtőt, a Lónyai-csatornát találjuk, amely a délről észak felé folyó vizeket egyesíti, jelezvén a terület ellaposodását. Ez a csatorna 20 km-rel délebbre van a megsüllyedt Bodrogtörésnél. Sem SCHWEITZER et al. [1993], sem JÁMBOR et al. [1993] jelentéseikben nem jelölik mint a pleisztocénben aktív területet. Az utóbbi szerzők e területtől északra két, a Tisza medrével párhuzamosan húzódó „a pleisztocénben feltételezhetően aktív törésvonal”-at jelöltek.

RUMPLER, SZABÓ [1985] a rendelkezésre álló geofizikai kutatások alapján a mélyszerkezetben a Lónyai-csatorna közelében vetőket jeleztek, de csapásirányuk nem párhuzamos a csatorna medrével. RUMPLERÉK e területtől délre, Hajdúnánástól keletre két K–NY irányú, recensnek minősített, másodrendű vetőt jeleztek, de a levetési irányt és a vető jellegét nem közölték. Ezeknek a szerkezeteknek a létét támasztotta alá BARVITZ et al. [1990] térképe is. Ezek a vetők a Lónyai-csatornától délre (kb. 20 km) találhatóak, K–Ny-i irányúak és csapásuk merőleges a délről észak felé folyó vizek folyásirányára. A geomorfológiai és

neotektonikai vizsgálatok [PÉCSI Ed. 1972, SCHWEITZER et al. 1993, JÁMBOR et al. 1993] nem jeleztek aktív törésvonalat ezen a területen.

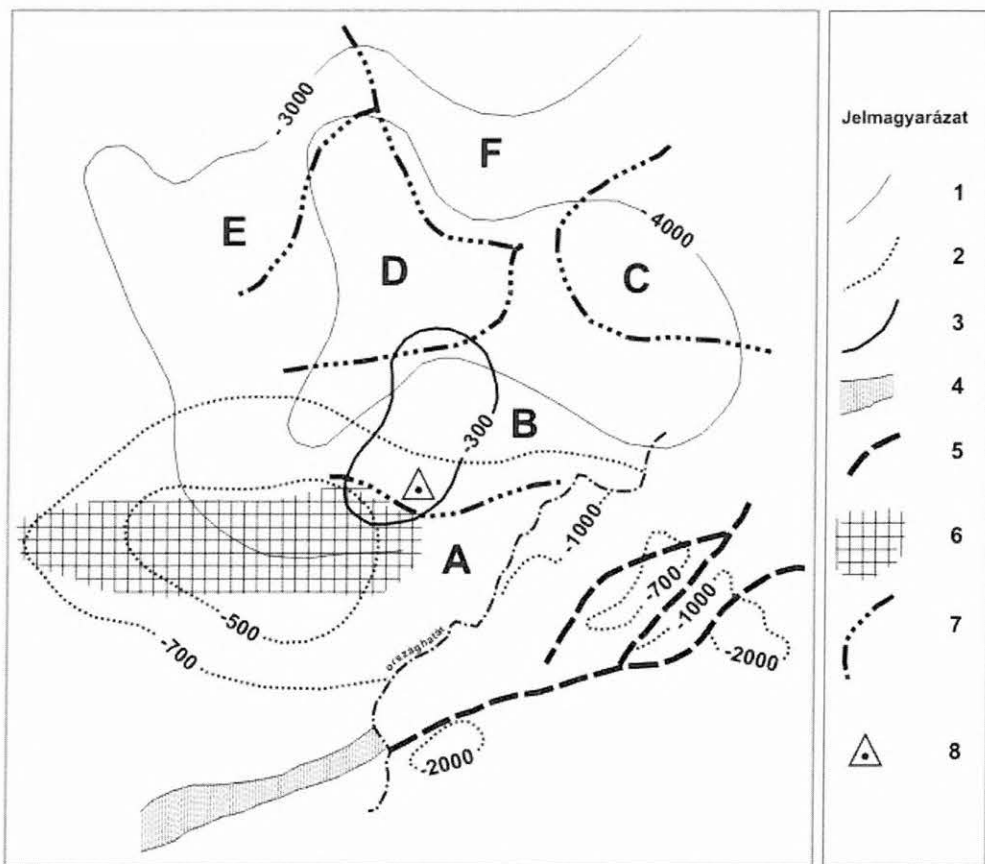
A fenti földtani szerkezetek aktivitásának áttekintéséhez a Berkesz 50 km sugarú környezetében keletkezett rengéseket vizsgáltuk. Ennek a Nyírségnél jóval tágabb területnek a választását az indokolta, hogy így lehetővé vált a blokk keleti és nyugati határának tanulmányozása is.

E terület földrengésviszonyait a Földrengés-kutató Intézet GeoRisk internetes adatbázisának alapján vizsgáltuk. Ez az adatbázis megfelel a ZSÍROS [2000] katalógusában lévő értékeknek. Ebben a legújabb katalógusban — az előzőktől eltérően — az ukrán szeizmológiai állomások 1963–1993. között regisztrált és bemért magyarországi földrengései is szerepelnek. Az ukrán állomások elég érzékenyek voltak a nyírségi kis rengések ($M \geq 1,1$) regisztrálására. A vizsgált területen 46 rengés keletkezett, közülük 1958-ig csak olyan rengésről van tudomásunk, amelyeket a lakosság érzett. Ezeknek a rengéseknek a keletkezési helyét — a rengés nagyságától és a településhálózat sűrűségétől függően — elég pontosan ismerjük.

1958-tól napjainkig csak egy olyan rengés keletkezett a vizsgált területen, amelyet a lakosság is érzett (1982. július 1-én 05^h 50^m-kor Nagydobronyban, $M = 4,9$). Ezt a rengést nagyon sok állomás regisztrálta, ezért a keletkezési helyét pontosabban ($\varphi = 48^\circ \text{N} \pm 0,033^\circ$, $\lambda = 22,23\text{E}^\circ \pm 0,036^\circ$, $h = 3 \pm 8,4$ km) meg lehetett határozni. Meglepő, hogy ennek a rengésnek nem voltak utórengései, legalábbis lakossági bejelentés nem érkezett. Igaz, hogy az ukrán állomások közvetlenül a főrengés után nem egészen másfél órával egy $M=2,7$ méretű rengést regisztráltak, de ennek a rengésnek keletkezési helyét ($\varphi = 48,2^\circ \text{N}$, $\lambda = 22,26^\circ \text{E}$) a főrengésnél 25–30 km-rel délebbre számolták, Mátészalka környezetében. Lakossági bejelentés nem érkezett, pedig a rengés méretét figyelembe véve — a fészekmélységtől függően — akár négyes intenzitása is lehetett volna. A néhány nappal később, július 6-án megfigyelt rengés gyakorlatilag ugyanott ($\varphi = 48,2^\circ \text{N}$, $\lambda = 22,3^\circ \text{E}$) keletkezett, de mérete kisebb ($M = 1,6$) volt, ezt a rengést a lakosság már nem érezte. Mindkét — utórengésgyanús — eseményt csak ± 25 km-es pontossággal sikerült lokalizálniuk.

Mi az oka annak, hogy ilyen részletesen foglalkozunk ezekkel a rengésekkel? Hiszen ezeknek a földrengéseknek a keletkezési helye egybeesik a Nyírség-blokk feltételezett keleti határával, tehát erősíti elképzelésünket. Függetlenül attól, hogy kedvező vagy kedvezőtlen az eredmény, a földrengés keletkezési helyének bizonyító erejét meg kellett vizsgálni, és a nyírségi rengések szempontjából nagyon aszimmetrikus ukrán szeizmológiai hálózat helymeghatározási képességét ellenőrizni kellett. Nyilván két olyan rengés alapján, amelyeknek a keletkezési helyét csak sejtjük, nem jelenthetjük ki, hogy az ukrán hálózat helymeghatározási hibája az ÉK-magyarországi rengések esetén elsősorban a φ értékében mutatkozik. Mielőtt a feltételezések kusza hálójába bonyolódnánk, célszerű az ukrán kollégákkal tisztázni néhány kérdést.

Berkesztől délre, a Nyírség-blokkon belül 9 földrengést jegyeztek fel, amelyek közül a nagyecsedei és nyírkátai fészkek a blokk keleti pereméhez rendelhetők. Ezen rengéseket a lakosság csak egy-egy településen érezte, ezért nem keletkeztek mélyen, és távol az adott helységtől.



9. ábra. A Nyírség-blokk földtani felépítése és geofizikai felosztása. 1—kainozoós medencealjzat [MOLDVAY Ed. 1987]; 2—felső-pannon formáció fekvése [MOLDVAY Ed. 1987]; 3—pleisztocén vastagságtérkép [JÁMBOR 2000]; 4—mobil zóna [ALBU et al. 1975–78]; 5—vetők az érmelléki aktív területen [VISARION et al. 1979]; 6—emelkedő terület [MOLDVAY Ed. 1987]; 7—a Nyírség felosztása geofizikai mérések alapján: A, E, F – emelt aljzatú területek; C, D – mélymedencék; B – miocén vulkanitok [BODOKY et al. 1977]; 8—a Nyírség legmagasabb pontja, a Hoportyó (183 m)

Fig. 9. Geological structure and geophysical separation of the Nyír block. 1—Cenozoic basement after MOLDVAY [1987]; 2—Upper Pannonian basement after MOLDVAY [1987]; 3—thickness map of Pleistocene after JÁMBOR [2000]; 4—mobile zone after ALBU et al. [1975–78]; 5—faults in active territory of Érmellék [VISARION et al. 1979]; 6—uplifting territory after MOLDVAY [1987]; 7—division of Nyírség based on geophysical measurements: A, E, F – basement with higher level; C, D – deep basins, B – Miocene vulcanite; 8—Hoportyó (183), the highest part of Nyírség

A többi rengést a lakosság nem érezte és csak az ukrán állomások regisztrálták. Ezek a rengések egy szűk sávban (48–48,2° N és 22,2–22,5° E) keletkeztek és egészen Nagyecsedig követhetők (9. ábra).

Úgy tűnik tehát, hogy a feltételezett blokk határa nem a Lónyai-csatorna, hanem tőle 20–30 km-rel délebbre a flis övön belül van. Ezt a Nagykállótól követhető, kb. 40 km hosszú lineáris szerkezetet normál vetők jelzik, de felszíni mozgásokra utaló geomorfológiai megfigyelések nem utalnak az aktív területre.

Az Ukrajna földrengései [1963, 1964, 1985, 1991] c. bulletinek szerint ezeknek a kis rengéseknek az epicentrumát 10–25 km-es pontossággal lehetett meghatározni, fészkmélységükre pedig csak becslést adtak (0–33 km). E rengések területi elrendeződése alapján tehát blokkhatárt megbízhatóan kijelölni nem lehet.

Más a helyzet az 1864-ben Nagykállón érzett két kisebb rengéssel, amelyek epicentrális intenzitása $I_0 = 2^\circ$, illetve 4° volt. Ez a település a vizsgált blokkon belül van, hiszen a lokalizáció bizonytalansága nem lehet nagyobb néhány km-nél. A Nagykálló szomszédságában lévő településeken ugyanis nem érezték a rengést. Műszeres megfigyelések és izoszeizták hiányában a rengések keletkezési mélységét

csak becsülhetjük. Nyilván nem keletkeztek néhány km-nél mélyebben, hiszen akkor az epicentrális területnek nagyobb kiterjedésűnek kellett volna lennie. Az alaphegység 4–5 km mélyen van, ezért joggal feltételezhetjük, hogy ezek a rengések a medencén belül az üledékben keletkeztek.

A hagyományos tektonikus szemlélet alapján itt egy, a kérget is érintő aktív törést kell feltételeznünk, amely kiterjedésétől függően akár a Nyírség-blokk északi határát is jelenthetné. Zárójelben jegyezzük meg, hogy jelenlegi ismereteink alapján ez se kizárható, de véleményünk szerint elfogadhatóbb magyarázat, ha ezen kisrengések esetében nem tektonikus eredetet keresünk.

A Nagykálló és Nagyecséd környezetében lévő fészkek a földmágneses tér vertikális összetevőjének pozitív anomáliáihoz kapcsolódnak. A Posgay-féle, mágneses hatókat ábrázoló térképen itt meredek dőlésű, miocén korú vulkáni testek vannak. A rengéseket létrehozhatta a lerakódott üledéknek a vulkáni kúpok felületén bekövetkezett csúszása. Ezt a folyamatot a terület lassú emelkedése elősegíthette. Lehetséges, hogy a fészkek közelében lévő, törésvonalak által meggyengült szerkezet mentén történtek a csúszások. Végleges választ erre a kérdésre csak abban az esetben tudunk mondani, ha néhány itt keletke-

zett földrengést sikerülne egy megfelelő szeizmológiai hálózattal bemérni (az ukrán szeizmológiai hálózatot kellene legalább 2 nyírségi állomással kiegészíteni). Ez a vizsgált terület földrengéskockázatának pontosabb megismerését tenné lehetővé. Nem mindegy ugyanis, hogy rengéseket egy kb. 40 km hosszú és 10–20 km mély aktív törési felület mozgása, vagy — a nagy feszültségek felhalmozására alkalmatlan — meredek dőlésű szerkezeteken történő csúszások gerjesztik.

Összefoglalva azt mondhatjuk, hogy a Nyírség-blokk északi peremének egy szakaszát a Lónyai-csatorna képezheti, mivel van néhány, a mobil zónához hasonló ismérve:

— a flist északról határolja [DANK, FÜLÖP *Eds* 1986], az álmosdi rengésekhez hasonló erősségű és mélységű földrengés már keletkezett a környezetében [BERKESZ 1958];

— a felszíni vizek folyásirányának változása a Konyári-Kállóhoz hasonlóan utal negyedkori mozgásokra.

A mélyszerkezetről rendelkezésre álló ismeretek azonban nem elegendők annak bizonyítására, hogy a Lónyai-csatorna szűkebb környezete a mobil zónához hasonló földtani felépítésű.

A Nyírség-blokkon belül kimutatott törések, valamint a földrengések területi eloszlásáról alkotott jelenlegi ismereteink alapján egy szűk, K–Ny-i irányú, 40 km hosszú zóna nyomozható Nagykálló–Nagyecsed vonalában. Ez a szerkezet kapcsolatba hozható a mágneses hatók területi eloszlásával. Negyedkori mozgásokra utaló nyomokat ebben a zónában nem mutattak ki.

4.2.4. A Nyírség-blokk Ny-i peremének kutatása

A blokk nyugati határának megállapításánál a pleisztocén mozgások, a vízhálózat térbeli helyzete nem adnak kielégítő támpontot. JÁMBOR et al. [1993] két É–D-i irányú, Tiszaberceltől Debrecenig húzódó „a pleisztocénben feltételezhetően aktív törésvonal”-at jelöltek, amelyekből néhány km-re (Hajdúnánás 1941) már keletkezett földrengés. SCHWEITZER et al. [1993] nem jelölték ezeket a szerkezeteket, náluk a legközelebbi, pleisztocénben aktív törésvonal a Kisköre–Poroszlói-süllyedék, amelyről így írnak: „Tiszasüly–Poroszló–Kisköre területén a pleisztocén végén igen nagy süllyedék alakult, amely az óholocénban megsüllyedt tiszai mélyárok része”. JÁMBORÉK most idézett munkájukban szintén néhány „feltételezhetően aktív” törésvonalat jelöltek ezen a területen. Ennek a zónának az aktivitását néhány földrengés is jelzi, amelyek közül a legerősebbet műszerekkel regisztrálták (Tizzaszederkény 1936).

Csak néhány bizonytalan szerkezeti elemet (másod- és harmadrendű vetők) jelöltek [RUMPLER, SZABÓ 1985] ennek a földrengésnek a környezetében.

Feltűnő változást tapasztalunk a felszíni formációkban, ha a Keleti-főcsatorna két oldalát vizsgáljuk. A keleti — magasabban fekvő — parton homokos lösz, a nyugati parton pleisztocén löszszag található a felszínen.

A mélyszerkezetet vizsgálva csak egy — a Keleti-főcsatornával 40°-os szöget bezáró — haránttörést jelöltek a tektonikai térképen [DANK, FÜLÖP *Eds* 1986].

Az előzők alapján elmondhatjuk, hogy a lemezhatárok és így a potenciális források kijelölése bizonytalan.

Magyarázatot kerestünk a Kárpát-medencében keletkezett földrengések területi eloszlására. Azt tapasztaltuk, hogy a rengések egy része ott keletkezik, ahol a különböző sebességgel mozgó blokkok találkoznak. Ezeket az átmeneti zónákat mély, az alépitményt is érintő törések jelzik.

Az idősebb korú mozgások során már meggyengült regionális szerkezetek egy-egy szakasza, amelyek környezetében feszültség-felhalmozódásra vezető erők hatnak, földrengések gerjesztésére alkalmas. Ez egyben azt is jelenti, hogy nem lehet minden törésvonalról kijelenteni azt az általánosan elfogadott elképzelést, amely szerint, ha egy szakaszán már megfigyelték rengéseket, akkor az egész szerkezet aktívnek tekinthető.

A földrengések egy másik hányada depressziós medencék feltöltődése során kialakult feszültségterek hirtelen kioldódásához kapcsolható. Az ilyen típusú rengések egy része sekélyfészű, a medencéken belüli üledékes rétegek hirtelen megcsúszásakor keletkezik. A medencék töltődése folyamán a környezetükben lévő inaktív törésvonalak aktivizálódhatnak és rengéseket generálhatnak.

Az érmelléki földrengések a Gálospetri-árok és magasabban fekvő Piskolti-blokk határzónájához kapcsolhatók. A felső-pannon fekvő a Piskolti-blokknál 600 m, a Gálospetri-árokban pedig 1000–2000 m mélységben van. A mélyfúrások alapján a Gálospetri-árokban a vizek hőmérséklete a környezetükénél magasabb.

Az érmelléki aktív területen az idősebb korú mozgásokra utaló mélytörések mellett jelentős mozgások voltak a pleisztocénben is: a Tisza, a Szamos és a Kraszna az Érmelléken folyt át a Pocsaji-öböl felé, majd a szatmár-beregi sík megsüllyedése és az Érmellék emelkedése során foglalta el jelenlegi medrét.

A Nyírség pleisztocén végi emelkedése miatt az északról délre folyó vizek átfolyása megszűnt. A Nyírség emelkedése viszonylag gyors volt, mert a legmagasabban lévő területen a legvastagabb a pleisztocén üledék.

A Gálospetri-árok magyarországi folytatása az ELGI kutatásai alapján megismert mobil zóna, amelynek mélyszerkezetében jelentős mozgásokra utaló idősebb törések vannak. A mobil zóna környezetében fiatal mozgásokra utaló nyomok találhatók.

A Gálospetri-árok és a mobil zóna felfogható úgy is, mint az emelkedő Nyírség-blokk déli és keleti határának egy szakasza. A blokk keleti peremét, az árok mellett, a megsüllyedt szatmár-beregi síkot lezáró, délről északra folyó Kraszna jelzi.

A blokk északi határának egy szakaszát a Lónyai-csatorna képezi. A blokkperemeket földrengések is jelzik. A Nyírség-blokk nyugati határa bizonytalan.

A blokkon belül keletkezett földrengések valószínűleg nem tektonikus eredetűek, de bizonyíték hiányában nem cáfolhatjuk a jelenleg rendelkezésre álló adatokat, amelyek alapján egy szűk, K–Ny-i irányú, 40 km hosszú zóna nyomozható Nagykálló–Nagyecsed vonalában. Ez a szerkezet kapcsolatba hozható a mágneses hatók területi eloszlásával. Negyedkori mozgásokra utaló nyomokat ebben a zónában nem mutattak ki.

HIVATKOZÁSOK

- ÁDÁM L., MAROSI S., SZILÁRD J. 1959: A Mezőföld természeti földrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest 1–514
- ALBU I., BODOKY T., DRASKOVITS P., JÁNVÁRI J., PINTÉR A., SZEIDOVITZ Gy.-né, VARGA G., ZSILLE A. 1975., 1976., 1977: Geofizikai kutatás az Alföldön. A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) Évi Jelentései
- ARUP 1995: PHARE Regional Programme Nuclear Safety. Project No. 4.2.1.VVVER 440-213 Seismic Hazard Reevaluation. Contract No 94-06000, p 43
- BADAWY A., MÓNUS P. 1995: Dynamic source parameters of the 12th October 1992 earthquake, Cairo, Egypt. *J. Geodynamics* **20**, 2, 99–109
- BALLA Z. 1992: Kritikai megjegyzések „Magyarország szerkezetföldtani térképé”-hez. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet adattára, Budapest
- BALLA Z., SCHWEITZER F., SZABÓ Z. 1993: A pleisztocénben aktív törések és törésszerű övek összesítő térképe. Kézirat, M=1:500 000, MÁFI adattár
- BANDRABUR T., GRÁCIUN A., GHENEA C., GIURGEA P., MIHÁILÁ N. 1975: Sinteza geologică privind apele termale din Depresiunea Panonică, Tema 27, Arh. IGG, Bucuresti
- BARVITZ A., LAKATOS L., POGÁCSÁS Gy., RUMPLER J., SIMON E., UJSZÁSI K., VAKARCS G., VÁRKONYI L., VÁRNAI P. 1990: Magyarország tektonikai térképe OKGT, GKV, MÁFI adatok alapján. Budapest
- BASSO I. 1942: Jelentés a M. Kir. báró Eötvös Loránd Geofizikai Intézet működéséről az 1942. évben. A M. Kir. Iparügyi Minisztérium X. Szakosztályának megbízásából összeállította BASSO Imre. Pátria Irodalmi Vállalat és Nyomdai Részvénytársaság
- BENEDEK Z. 1960: Geomorfológiai vizsgálatok Érmellék és Nagykároly környékén. Földrajzi Közlemények, Új Évfolyam **VIII**, 2, 141–158
- BERKES Z., UJFALUSY A., ALBU I. 1982: 177. sz. jelentés a Geofizikai Kutató Vállalat és a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1975–81. években Bagamér–Álmosd–Kismarja–É kutatási területen végzett szeizmikus reflexiós méréseiről. Geofizikai Kutató Vállalat, Budapest
- BISZTRICSÁNY E. 1977: A Kárpát-medence földrengés veszélyeztetettségéről. Földtani Közöny **107**, 94–101
- BISZTRICSÁNY E., CSOMOR D. 1958: Microseismical evaluation of the earthquake of January 12, 1956, and the crustal structure of the Hungarian Basin. *Acta Geologica* **5**, 235–244
- BODOKY T., JÁNVÁRI J., NEMESI L., POLCZ I., SZEIDOVITZ Gyné 1977: Komplex geofizikai kutatások eredményei a Nyírségben. Általános Földtani Szemle. A Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának időszakos kiadványa
- BODRI B. 1994: Földrengések és geotermika a Magyar medencében. 1. rész: A rideg-képlékeny reológiai átmenet hőmérsékletéről. *Magyar Geofizika* **35**, 3
- BORISSOFF B. A., REISNER G. I., SHOLPO V. N. 1976: Tectonics and maximum magnitudes of earthquakes. *Tectonophysics* **33**, 1–2, 167–185
- BORSY Z. 1953: A Bodrogek felszínének kialakulása. Földrajzi Értesítő **3**
- BORSY Z. 1961: A Nyírség természeti földrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest, 227 p.
- BUNE V. I., GITIS V. G. et al. 1986: Primenyenijja metoda approkszimacii ekszpertnih ocenok dlja posztroenyija karti M_{max} zemletrjaszenij Kavkaza. In: Szeizmologicseszkie isszledovanyija. Moszkva, *VINTI* **9**, 49–77
- BUNE V. I., GRACSEV A. F., LAPUSONOK I. L. et al. 1987: Kratkaja objasznyityelnaja zapiszka k karte M_{max} zemletrjaszenijja v VNR i parametram szejszmicneszkoego rezsimu zon voznyiknovenijja ocsofov zemletrjaszenij v Pannonszkom baszszejnye. Moszkva, Moszkvai Földfizikai Intézet jelentése, ERŐTERV adattár
- CORNEA I., SPÁNOCHE E. 1978: Contributii la studiul seismogeologic alpartii de nord-est a depresiunii panonice (zona Oradea-Carei). Studii si cercetări de geologie, geofizică, geografie. *Geofizica*, **T. 16**
- CSAPÓ G. 1999: A T 031875 sz. OTKA pályázat kutatási terve Budapest
- CSIKY G., ERDÉLYI Á., JÁMBOR Á., KÁRPÁTINÉ RADÓ D., KÖRÖSSY L. 1987: Magyarország Pannóniai képződményei. MÁFI adattár
- DANK V., FÜLÖP J. (Eds), ÁDÁM O., BALLA Z., BARABÁS A., BARDÓCZ B., BÉRCZI I., BREZSNYÁNSZKY K., CSÁSZÁR G., HAAS J., HÁMOR G., HORVÁTH F., JÁMBOR Á., KASSAI M., NAGY E., POGÁCSÁS Gy., RÁNER G., RUMPLER J., SÍKHEGYI F., SZEDERKÉNYI T., VÖLGYI L., ZELENKA T. 1986: Magyarország tektonikai térképe 1:500 000 méretarányban. MÁFI adattár
- DÖVÉNYI P., HORVÁTH F., LIEBE P., GÁLFI J., ERKY I. 1983: Magyarország geotermikus viszonyai. *Geofizikai Közlemények* **29**, 1, 59–114
- FRANYÓ F. 1992: A negyedidőszaki képződmények vastagsága Magyarországon M=1:500 000. MÁFI, Budapest
- FÜLÖP J. (Ed.), RÓNAI A., HÁMOR G., NAGY E., FÜLÖP J., CSÁSZÁR G., JÁMBOR Á., HETÉNYI R., DEÁK M., GYARMATI P. 1984: Magyarország földtani térképe. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest
- FÜLÖP J., DANK V. (Eds), BARABÁS A., BARDÓCZ B., BREZSNYÁNSZKY K., CSÁSZÁR G., HAAS J., HÁMOR G., JÁMBOR Á., SZ. KILÉNYI É., NAGY E., RUMPLER J., SZEDERKÉNYI T., VÖLGYI L. 1987: Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest
- GAJDOS I., PAP S., SZENTGYÖRGYI Kné 1980: Észak-Békés szénhidrogén kutatási eredményei és további kutatási lehetőségei. (A Magyarhoni Földtani Társulat Alföldi Területi Szervezetének 1980. december 16-i ülésén elhangzott előadás)
- GUPTA H. K., RASTOGI B. K. 1976: Dams and earthquakes, Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York
- HAJDÚ D., PAP S., VÖLGYI L. 1982: Új felismerések az Alföld medencealjátának tektonikájában. Földtani Kutatás **XXV**, 1
- HORVÁTH F. 1999: Tectonic lines. In: TÓTH L., MÓNUS P., ZSÍROS T. (Eds): Földrengések Magyarországon (456–1998) *GeoRisk*, Budapest
- IERCOSAN Neta, IERCOSAN Ana 1981–1982: Cutremure de Pámint in Judetul Satu Mare pina la 1900. Satu Mare, Studii si comunicári V–VI
- JÁMBOR Á. 2000: A Nyírség D-i része kvarter képződményei vastagsága vizsgálatának eredményei. Kézirat, MTA GGKI Szeizmológiai Főosztály
- JÁMBOR Á., BIHARI D., CHIKÁN G., FRANYÓ F., KAISER M., RADÓCZ Gy., SÍKHEGYI F. 1993: Magyarország pleisztocénben aktív törésvonalainak térképe. Magyar Állami Földtani Intézet adattára, Budapest
- JÁMBOR Á., SZEIDOVITZ Gy. 1995: Preliminary investigation of the seismic hazard of the areas identified for siting a new NPP. Kézirat, ETV-ERŐTERV archívum
- JOÓ I. (Ed.) 1985: Map of Recent Vertical Movements in the Carpatho-Balkan Region. *Cartographia*, Budapest
- JOÓ I. 1998: Magyarország függőleges irányú mozgásai. *Geodézia és Kartográfia* **50**, 3

- KILÉNYI E., ŠEFARA J. 1989: Pre-Tertiary Basement Contour Map of the Carpathian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. Carpatho-Balkan region. Budapest, Kartográfiai Vállalat
- KILÉNYI É., TÓTH J. 1990: Magyarország szeizmikus felmérési térképe. Magyar Állami Földtani Intézet
- KISZELY M. 2001: Discrimination of Quarry-blasts from Earthquakes using Spectral analysis and Coda Waves in Hungary. *Acta Geod. Geoph. Hung.* **36**, 4, 439–448
- KOVÁCSVÖLGYI S., SÁRHIDAI A. 1994: Magyarország Bouguer-anomália térképe. ELGI kézirat
- KÖRÖSSY L. 1982: Magyarország földtani szerkezetének áttekintése. *Általános Földtani szemle* **17**, 21–71
- KÖRÖSSY L., BALOGH K. 1968: Tektonische Karte Ungarns in Masstabe 1:1 000 000. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*, **XII**
- MAROSI S., MESKÓ A. (Eds) 1997: A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonsága. Akadémiai Kiadó, Budapest
- MAROSI S., SOMOGYI S. (Eds) 1990: Magyarország kistájainak katasztere. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest
- MIKE K. 1991: Magyarország ösvízrajza és felszíni vizeinek története. AGUA, Budapest
- MOLDVAY L. (Ed.) 1987: Magyarország neotektonikai térképe morfológiailag, fototektonikai és hidrográfiai adatok alapján. FÜLÖP J., DANK V., BARABÁS A., BARDÓCZ B., BREZSNYÁNSZKY K., CSÁSZÁR G., HÁMOR G., JÁMBOR Á., SZ. KILÉNYI É., NAGY E., RUMPLER J., SZEDERKÉNYI T., VÖLGYI L., CSIKY G., ERDÉLYI Á., KÁRPÁTHYNE RADÓ D., KÖRÖSSY L., SIKHEGYI F. adatai nyomán
- NEMESI L., POLCZ I., SZEIDOVITZ Gyné, STOMFAI R. 1996: ÉK-Magyarország vulkanikus kőzetei a geofizikai mérések alapján. *Magyar Geofizika* **37**, 3, 142–153
- PAP D. 1829: Az 1829 év július hó 1-én Irinyben történt földrengés leírása PAP Dániel akkori irinyi lelképásztor által. MTA GGKI Szeizmológiai Főosztály archívuma
- PAP D. 1834: Az 1834 évben történt földrengés leírása PAP Dániel akkori dengelegi lelképásztor által. MTA GGKI Szeizmológiai Főosztály archívuma
- PÉCSI M. (Ed.), ÁDÁM L., BORSY Z., BUCZKÓ E., GAZDAG L., GÓCZÁN L., HAHN Gy., KAISER M., LÁNG S., LEÉL-ÖSSY S., MAROSI S., PÉCSI M., PINCZÉS Z., RÁTÓTI B., RÉTVÁRI L., SOMOGYI S., SZÉKELY A., SZILÁD J., SZILÁRD J. 1972: Magyarország Geomorfológiai Térképe (1:500 000). MTA Földrajztudományi Kutató Intézet
- POGÁCSÁS Gy., LAKATOS L., BARVITZ A., VAKARCS G., FARKAS Cs. 1989: Pliocen-Quarter oldaleltolódások a Nagyalföldön. *Általános Földtani Szemle* **24**, 149–169
- POSGAY K. 1967: A magyarországi földmágneses hatók áttekintő térképe. *Geofizikai Közlemények* **XVI**, 4, 23–118
- RÉTHLY A. 1952: A Kárpát-medencék földrengései. Akadémiai Kiadó, Budapest
- RÓNAI A. 1973: Map of the Quaternary crustal movements in Hungary. MTA X. Osztályának Közleményei **6**, 1-4, 241–243
- RUBEN W. W., KING M. H. 1959: Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Bulletin of the Geological Society of America* **70**
- RUMPLER J., SZABÓ Z. 1985: Magyarország pannonnál idősebb képződményeinek törérendszer térképe. M=1:500 000. A MÁFI megbízásából készítette a GEOS Gmk, Budapest
- SCHIEFFER V. 1957: Adatok a Kárpát-medencék regionális geofizikájához. *Geofizikai Közlemények* **VI**, 1–2, 73–103
- SCHWEITZER F., BALOGH J., JUHÁSZ Á., MAROSI S., PÉCSI M., SOMOGYI S. 1993: Pleisztocénben aktív főbb törésvonalak és süllyedék területek. Kézirat, FKI archívum, Budapest
- SCHOLZ Ch. H. 1990: The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge, University Press
- SIMON B. 1943: A földrengések. Kir. Magy. Természettudományi Társulat, Budapest
- SÜMEGHY J. 1943: Földtani adatok az Ér-völgyéből és környékéről. MÁFI Évi Jelentés 1943-ról
- SZABÓ Z., SÁRHIDAI A. 1987: Magyarország 1:100 000 méretarányú Bouguer-anomália térképsorozata. ELGI kézirat
- SZABÓ Z. 1990: Az 1763 óta észlelt I=6° (MSK-64) intenzitású magyarországi földrengések epicentrális területeinek földtani-geofizikai paraméterei. ELGI kézirat
- SZEIDOVITZ Gy. 1993: A magyarországi XIX. és XX. századi nagyobb (I≥6°) földrengések paramétereinek pontosítása, különös tekintettel Paks és térsége földrengéskockázatának újraértékelésére. MTA GGKI kézirat
- SZEIDOVITZ Gy., BUS Z. 1995: Seismological investigations in the Kecskemét area. *Acta. Geod. Geoph. Hung.* **30**, 2–4, 419–435
- SZEIDOVITZ Gy., VARGA P. 1997: A Paksi Atomerőmű településének földrengésbiztonsága, kárpát-medencei nagyobb rengések áttekintésével. In: MAROSI S., MESKÓ A. (Eds) A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonsága. Akadémiai Kiadó, Budapest
- SZEIDOVITZ Gy. 2000: Érmelléki földrengések. *Magyar Geofizika* **41**, 2, 75–84
- SZEIDOVITZ Gy. 2000a: Észrevételek ÁDÁM Antal és ZALAI Péter „A berhidai földrengés terület tektonikai szerkezetének geoelektromos modellje” c. tanulmányához. *Magyar Geofizika* **41**, 4, 164–166
- SZEIDOVITZ Gy., BUS Z. 2002: Süllyedő medencékben keletkezett sekélyfészű földrengések. Kézirat
- TATAI F. 1835: Folyvást tartó földrengések hazánkban. Társalkodó IV., Pest
- TÓTH L., MÓNUS P., ZSÍROS T., KISZELY M., KOSZTYÚ Z. 1995–2000. *Hungarian Earthquake Bulletin. GeoRisk*, Budapest
- UJFALUSY A. 1998: Adatszolgáltatás a Nyírség (Hajdúnánás, Nyíregyháza, Komoró, Mátészalka, Penészlek) kutatási terület 1958–1998. évben végzett szeizmikus mérésekről. MOL Rt. Kutatás–Művelés Mérnöki Iroda
- UJFALUSY A. 1997: Adatszolgáltatás Bagamér-É kutatási területen végzett szeizmikus reflexiós mérésekről. MOL Rt. Kutatás–Művelés Mérnöki Iroda Kutatási Részleg, Felsőszéki Geofizikai O.
- Ukrajna földrengései 1963, 1964, 1985, 1991. In: ZSÍROS T. 2000: A Kárpát-medence szeizmicitása és földrengés veszélyessége: Magyar földrengés katalógus (456-1995). MTA Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézet
- URBANCSEK J. 1979: Negyedkori üledék vastagsága M=1:1 500 000. In: URBANCSEK J. (Ed.). Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere VII, Fig. 21
- VISARION M., POLONC P., ALI-MEHMED M. 1979: Contributii geofizice la cunoasterea structurii sectorului de ne al Depresiunii Pannonice si a unitatilor limitrofe. Institutul de Geologie si Geofizica. Studii Technice si Economice seria D nr. 12
- ZSÍROS T. 2000: A Kárpát-medence szeizmicitása és földrengésveszélyessége: Magyar földrengés katalógus (456-1995). MTA GGKI kiadása
- WALZER U., MAAZ R., TÓTH L. 1988: Seismic Activity of the Pannonian Basin and a Comparison with the Geophysical Measurements. *Geophysical Transactions* **34**, 283–294
- WALZER U., MAAZ R., TÓTH L. 1990: Critical Aspects of the Plate Tectonics Theory. Theophrastus Publ. S.A., Athens, 435.327-337

Geofizikai kutatások Mongóliában

V. NEMZETKÖZI FÖLDTANI EXPEDÍCIÓ 1976–1990

C) AZ NFE TEVÉKENYSÉGE 1983–1990 KÖZÖTT HENTIJI TARTOMÁNYBAN

1. A szervezet

„Harasó az idő, dá”
(Major Imre)

1983 két szempontból is fordulópont volt az expedícióban dolgozó magyar geofizikusok számára: véget ért a kétéves góbi kirándulás, és megszűnt az önálló geofizikus csoport. Az első kedvező változás volt: a Góbi nehéz élet- és munkakörülményeket jelentett, amelyeket még a szakmai sikerek sem igazán feledtethettek, mert a terület távolról sem igazolta az expedíció vezetésének reményeit. A sztyepp zónában fekvő hentiji kutatási területre való visszatérés azt jelentette, hogy újra lesz körülöttünk fű, fa, virág, folyó és tó, és egyben vonzóbb szakmai feladatokkal is kecsegtetett.

A korábbi önálló magyar földtani-térképező és geofizikus csoportok komplex csoporttá való összevonása kevesebb örömmre adott okot. Ennek elsősorban az volt az oka, hogy a komplex csoport kevés igazán komplex feladatot kapott, a geofizikus részleg viszont továbbra is kielégítette az expedíció valamennyi terepi csoportjának felszíni geofizikai mérésekre vonatkozó igényeit. Korábban „csak” 3–4 csoportvezetővel kellett egyeztetni a mérések ütemezését — érthető okokból mindenki azt szerette volna, ha a munkákra a terepszezon elején kerül sor, mert így az eredményeket azonnal fel tudták használni. Az új helyzetben azonban napi operatív problémákhoz vezetett, hogy a magyar csoportvezető a szűkös erőket, megint csak érthető okokból, igyekezett a magyar csoport kutatási területére koncentrálni, függetlenül attól, hogy földtani vagy geofizikai munkákról volt szó. Az igazán szomorú az volt a helyzetben, hogy valójában a problémák gyökere az expedíció szakmai vezetésének az a törekvése volt, hogy a térképező csoportok egy, legfeljebb két év alatt zárjanak le egy-egy területet, de ehhez nem rendelkeztek a szükséges infrastruktúrával. A májusban leadott geokémiai minták elemzése jó esetben augusztusra készült el, a nyáron leadottaké csak a kamerális időszakban. Hab a tortán, hogy amikor 1989-re a szakmai irányításban is tudatosult végre a helyzet, és bevezették azt a gyakorlatot, hogy a geokémiai minták begyűjtését a térképezés kezdete előtti évben végzik, ismét a magyar csoporton csattant az ostor: az általa talált lelőhely megkutatása, valamint a már korábban betervezett földtani térképezés mellé egy hatalmas terület geokémiai felvételezését is a nyakába kapta.

A két csoport összevonásának egyébként bevallottan is elsősorban gazdasági okai voltak. Így ugyanis lehetővé vált néhány fő kíséző személyzet (szakács, tolmács, autószerelő) megspórolása, de az expedíció felállítása óta inkább csak amortizálódó, mint megújuló eszközök optimálisabb felhasználása is. (1990-ben a geofizikai részleg szervezeti-

leg nem is a magyar, hanem a mongol csoporthoz tartozott, mivel a magyar csoport táborától távol, a mongol csoport kutatási területén működött.)

Az 1983–90 közötti időszakban az NFE-ben dolgozó magyar szakemberek nevét, beosztását az 1. táblázat tartalmazza.

(Lapunk 2002/1. számából, az NFE 1976–80. évi tevékenységét ismertető cikkből — 45–52. oldal — sajnálatos módon kimaradt a munkában akkor részt vett magyar munkatársak névsora. Ezt a hiányt pótolja a 2. táblázat, és a szerkesztő ezúton kér elnézést.)

Az expedíció szakmai irányítását végző, és annak apparátusához tartozó Földtani Osztályon magyar főgeofizikus tevékenykedett, aki egyben a Központi Földtani Hivatal megbízottja, az expedíciós magyar kolónia vezetője is volt. Feladata szerint a Földtani Osztály geofizikus szakértőjeként a geofizikai munkákat koordinálta, részt vett a tervfeladatok összeállításában, a geofizikai anyagok értelmezésében. Emellett összekötő szerepet töltött be a magyar kiküldő szervek és az expedíció vezetése, illetve az expedíció magyar közössége és az ulánbátori magyar kolónia között. Ezt a feladatot 1983–84-ben MAGYAR Balázs, 1984–87-ben SIMON András látta el. 1987-től ez a státusz megszűnt, a KFH-megbízotti tisztséget a mindenkor magyar csoportvezető örökölte.

A terepi csoport geofizikusai között kettős munkamegosztás volt. Egyfelől mindenki felelős volt egy bizonyos módszer méréseiért és az adatok lehetőleg naprakész feldolgozásáért, másfelől egy vagy több kutatási terület komplex földtani-geofizikai értelmezéséért.

A műszerpark javítására, karbantartására elektromérnöki státusz létezett a csoportban. Erre a kulcsfontosságú feladatra az ELGI nagy tapasztalatú, műszerépítésben és terepi mérésekben egyaránt jártas kollégákat küldött ki, akik az expedícióban rendszeresen részt vettek a terepi mérésekben is. A geofizikai részleg műszereinek karbantartásán túl feladatkörükbe tartozott az expedíció karotázs berendezésének javítása, valamint a nagyszámú radiométer karbantartása is (a szovjet normák szigorúan előírták a földtani térképezéssel párhuzamosan végzendő radiométeres méréseket, így a radiométer a terepi geológusnak szinte a kalapácsával egyenrangú felszerelése volt). Emellett, különösen a téli kamerális időszakban, szinte mindent javítottak, felújítottak, amiben drót van: a nélkülözhetetlen rádióadókat, kalkulátort, fénymásolót, videót és Junosztyy tévét, mosógépet és Dezsőke távirányító autóját.

A topogeodéziai munkákat geodétamérnök irányította, akinek feladata volt a nagyobb szakértelmet igénylő geodéziai munkák (pontok bekötése az országos hálózatba, nagy pontosságú magisztrális vonalak kitévése) elvégzése is. Mivel ez a feladat általában nem igényelt teljes évi elfoglaltságot, lehetőség szerint olyanok töltötték be, akik a fennmaradó időben más jellegű (geológus-technikusi, geofizikus, észlelői) feladatokat is el tudtak látni.

Év	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990
Főgeofizikus	Magyar Balázs	Simon András	Simon András	Simon András	Simon András	-	-	-
Programozó	-	-	-	-	-	-	Láda Ferenc	Láda Ferenc
Neutronakt. labor	-	-	-	-	-	Lautner Nándor	Lautner Nándor	-
Műhelyvezető	Varga György	Varga György	Varga György	Varga György	Varga György	-	-	-
Karosszerialakatos	†Pozsonyi Sándor	†Pozsonyi Sándor	†Pozsonyi Sándor	Csóka István	Csóka István	Csóka István	Zakály János	Zakály János
Csoport	3 2 . s z .	c s o p o r t	4					
Csoportvezető	Csongrádi Jenő	Csongrádi Jenő	Zsámbok István	Zsámbok István	Zsámbok István	Zsámbok István	Molnár Pál	Szebenyi Géza
Főgeofizikus-mérnök	Zalai Péter	Dienes Endre	Dienes Endre	Dienes Endre	Dienes Endre	Kovácsvölgyi S.	Kovácsvölgyi S.	Kovácsvölgyi S.
Térképező főgeofizikus-	-	-	-	-	-	Szörényi Zoltán	-	-
Geofizikus-mérnök	Kovácsvölgyi S.	Kovácsvölgyi S.	Kovácsvölgyi S.	Kovácsvölgyi S.	Kovácsvölgyi S.	Kiss László	-	-
Geofizikus-mérnök	Herczeg György	Herczeg György	Szilasi György	Szilasi György	Süle Sándor	Süle Sándor	-	-
Geofizikus-mérnök	Milánkovits A	Milánkovits A.	Milánkovits A.	Milánkovits A.	Herczegh György	Herczegh György	Hobot István	Hobot István
Elektromérnök	Dusчек Vilmos	Pápai Géza	Pápai Géza	Pápai Géza	Lukács József	Lukács József	Lukács József	Lukács József
Geológus főmérnök	Peregi Zsolt	Peregi Zsolt	Gálosfai Mihály	Gálosfai Mihály	-	-	-	-
Geológusmérnök	Papp Péter	Papp P., Partényi Z.	Partényi Zoltán	-	-	-	-	-
Geológusmérnök	Gálosfai Mihály	Gálosfai Mihály	-	-	-	-	-	-
Geológusmérnök	-	Zelenka Tibor	-	-	-	-	-	-
Geológus-technikus	†Vad Ferenc	†Vad Ferenc	-	†Vad Ferenc	†Vad Ferenc	Szebenyi Géza	Molnár Péter	Prakfalvi Péter
Geológus-technikus	Marton Róbert	†Vad Ferenc	-	-	Bertalan József	†Vad Ferenc	†Vad Ferenc	Sánczi Ferenc
Geológus-technikus	Lukácsovics G.	-	Lukácsovics G.	-	-	Bertalan József	Bertalan József	Bertalan József
Geodétamérnök	Sajtos Gábor	Marton Róbert	Marton Róbert	Szörényi Zoltán	-	-	-	-
Geofizikus-technikus	†Aldott Ferenc	†Aldott Ferenc	†Aldott Ferenc	Hurik István	Szörényi László	Szörényi László	Körmen di Endre	Körmen di Endre
Geofizikus-technikus	Hurik István	Hurik István	Mesterfalvi Gyula	Mesterfalvi Gyula	Balogh István	Balogh István	Artner László	Artner László
Geofizikus-technikus	Pertl Viktor	Pertl Viktor	Pertl Viktor	Káli János	Görög Gyula	Görög Gyula	Görög Gyula	Görög Gyula
Geofizikus-technikus	Schlenker Gábor	Schlenker Gábor	Schlenker Gábor	Káli János	Káli János	-	Bagi József	Bagi József
Geofizikus-technikus	Szücs Imre	Szücs Imre	Szücs Imre	Szücs Imre	Péhm József	Péhm József	Pozsgai László	Pozsgai László
Geofizikus-technikus	Szücs Imre	Szücs Imre	Szücs Imre	Szücs Imre	Virágh Attila	Virágh Attila	-	-
Tölmács-rádiós	Kovács József	Kovács József	Kovács József	Dudás A. Imre	Dudás A. Imre	Dudás A. Imre	Dudás A. Imre	-
Mechanikus	Madarász Fetenc	Hulicza Ernő	Hulicza Ernő	Major Imre	Major Imre	Mágori Zoltán	Mágori Zoltán	Sárvári István
Szakács	Szücs Antal	Szücs Antal	Komándi György	Erdős László	Erdős László	Erdős László	Erdős László	Szántó Csaba

1. táblázat. A Mongóliai Nemzetközi Földtani Expedíció észak-herleni működési területén 1983–1990 közötti dolgozott földtani-geofizikai csoportok munkatársai

	1976	1977	1978	1979	1980	1980	1981
<i>Apparátus</i>							
Főgeofizikus	Hobot József	Simon András	Simon András	Pleszkáts Tibor	Pleszkáts Tibor	Taba Sándor	Taba Sándor
Műhelyvezető	-	-	Varga György	Varga György	Varga György	Varga György	Varga György
Csoport	3. sz. Regionális Geofizikai Csoport 10. sz. Regionális Geofizikai Csoport 16. sz. Komplex Geofizikai Csoport						
Csoportvezető	Simon András	Madarasi András	Madarasi András	Taba Sándor	Taba Sándor	Taba Sándor	Taba Sándor
Fő(geofizikus-)mérnök	Madarasi András	Bodri Gyula	Bodri Gyula	Pápa Antal	Pápa Antal	Fejes Imre	Fejes Imre
Geofizikus-mérnök	Guthy Tibor	Guthy Tibor	Dudás József	Dudás József	Dudás József	Dudás József	Dudás József
Geofizikus-mérnök	Bodry Gyula	-	B. Szabó László	B. Szabó László	B. Szabó László	Halász Péter	Halász Péter
Geofizikus-mérnök	-	S. Bradu	S. Bradu	-	Tudor Strugaru	-	-
Geofizikus-mérnök	-	M. Bradu	M. Bradu	-	Veliku Radu	-	-
Geofizikus-mérnök	-	E. Gomez	P. Estopinan	P. A. Cabezas	Kummer István	Kummer István	Kummer István
Geofizikus-mérnök	-	J. P. L. Diaz	M. P. Silverio	R. Fernandez	Dienes Endre	Dienes Endre	Dienes Endre
Geofizikus-mérnök	-	-	-	-	V. A. Korszakov	-	-
Geológus	-	Horváth János	Horváth János	P. Tóth József	P. Tóth József	-	-
Geodétamérnök	Szabó Tibor	Szabó Tibor	Szabó Tibor	Farkas Jenő	Farkas Jenő	-	-
Geofizikus-technikus	Bíró Gábor	Boros Antal	Bíró Pál	Bíró Pál	Bíró Pál	-	-
Geofizikus-technikus	Bakó József	Bakó József	Weber Mihály	Schhramek Sándor	Schhramek Sándor	-	-
Geofizikus-technikus	Báthori István	Báthori István	Boros Antal	Boros Antal	Boros Antal	-	-
Geofizikus-technikus	Bechler Gyula	Bechler Gyula	Bechler Gyula	Sós György	Sós György	Sós György	Sós György
Geofizikus-technikus	Pápai Géza	Pápai Géza	Pápai Géza	Busai Imre	Busai Imre	Busai Imre	Busai Imre
Geofizikus-technikus	Csizy Dezső	Csizy Dezső	Csizy Dezső	Bagi József	Bagi József	-	-
Geofizikus-technikus	Pém József	Pém József	Pém József	Virágh Attila	Virágh Attila	-	-
Geofizikus-technikus	Kakucsi Ferenc	Kakucsi Ferenc	Harnos Gyula	Harnos Gyula	Harnos Gyula	-	-
Geofizikus-technikus	Fabók Pál	Fabók Pál	Csernyéné M. K.	Bíró Pálné	Bíró Pálné	Szeghalmi László	Szeghalmi László
Geofizikus-technikus	Forró Nándor	Forró Nándor	Forró Nándor	Nádassy Andor	Nádassy Andor	Nádassy Andor	Nádassy Andor
Geodétatechnikus	Gereben Ferenc	Gereben Ferenc	Sajtos Gábor	Szaniszló László	Szaniszló László	Szaniszló László	Szaniszló László
Geodétatechnikus	-	Kiss József	Kiss József	Ványi Barnabás	Ványi Barnabás	Török István	-
Geodétatechnikus	-	Weber Mihály	Vecsey Ferenc	Vecsey Ferenc	Vecsey Ferenc	-	-
Tolmács	Kovács József	Kovács József	Kovács József	Kovács József	Kovács József	Kovács József	Kovács József
Mechanikus	Czövek Károly	Czövek Károly	Lemák János	Hulicza Ernő	Hulicza Ernő	Hulicza Ernő	Hulicza Ernő
Robbantómester	-	Szántó József	Szántó József	Majzik Ferenc	Majzik Ferenc	Majzik Ferenc	Majzik Ferenc
Gépkocsivezető	-	Varga György	Császár Árpád	Császár Árpád	Császár Árpád	-	-
Gépkocsivezető	-	Selmeci József	Áldott Ferenc	Pozsonyi Sándor	Pozsonyi Sándor	-	-
Gépkocsivezető	-	Halász László	Dósa Sándor	Dósa Sándor	Dósa Sándor	-	-
Gépkocsivezető	-	-	Gyurácz Ferenc	Sütő Antal	Sütő Antal	Sütő Antal	Sütő Antal
Szakács	Pethő István	Pethő István	Erdős László	Németh Imre	Németh Imre	Németh Imre	Németh Imre

2. táblázat. A Mongóliai Nemzetközi Földtani Expedíció észak-herleni működési területén 1976–1981 között dolgozott geofizikai csoportok munkatársai

Az expedíció nyilvántartása külön topográfus és geofizikus-technikusi státuszokat ismert, de ezekre a posztokra az ELGI olyan észlelőket küldött ki, akik mindkét feladatkör ellátására alkalmasak voltak. Az időszak folyamán végig azt a gyakorlatot követtük, hogy az újonnan kiérkező észlelőket minden alkalmazott munkafajta betanítottuk, mert ez a későbbiekben jelentősen egyszerűsítette a munkaszervezést.

Az 1. táblázatból kevéssé tűnik ki, de az utolsó években több, — korábban magyar szakértőkkel betöltött — státuszra az expedíció mongol kollégákat vett fel, azzal a nyilvánvaló céllal, hogy a tevékenységet a Nemzetközi Földtani Expedíció megszüntetése esetén saját erőből tudja folytatni. Kollégáink betanítását szívesen végeztük, sajnálatos, hogy ennek valószínűleg kevés haszna volt, ugyanis a kutatások a mongóliai rendszerváltás után — ismereteink szerint — gyakorlatilag összeomlottak.

A kisegítő személyzetet (gépkocsivezetőket, segédmunkásokat) a mongol fél biztosította, olyannyira, hogy 1985-től észlelőink nem is vezethettek expedíciós gépkocsit. A segédmunkások nagy részét nyári szünidejükben dolgozó iskolások tették ki, a létszám általában a nyári hónapokban is messze elmaradt a teljesítés szempontjából egyébként szigorúan megkövetelt normákban meghatározottaktól, a terepszezon elején pedig egyszerűen katasztrofális volt a helyzet. Ezzel együtt szakismeretük miatt nagy segítséget jelentett, hogy a Darhanban működő geológiai technikum számos diákja dolgozott nálunk. Néhányan tanulmányaik befejeztével technikus állást kaptak a komplex csoportban.

Sajnos az expedíció belső gyakorlata tovább rontotta a személyzeti helyzetet, szokás volt ugyanis, hogy az amúgy sem sok állandó dolgozót is évente, két évente másik csoporthoz irányították át. „Mindent meg kell tanulni” — volt a hivatalos indok, valójában alighanem politikai szempontból tartották egészségtelennek, ha valaki egy társaságban túlságosan megmelegedett. Évről évre külön csatát kellett folytatni legkedvesebb munkatársunk, ENKTAIVAN megtartásáért is. Enke nagyszerű ember volt, 18–20 évesen lett gépkocsivezető a magyar geofizikus csoportnál. Pár év után nagyszerűen értett és beszélt magyarul, nagy segítséget jelentett az oroszul nem tudó munkatársakkal való kommunikációban. A generátorközi vezetőjeként megtanulta a generátor és az adóberendezés kezelését is, és egyes geofizikai méréseket is rábíztunk. Mindez azonban szinte lényegtelen plusz volt amellet a segítőkészség mellett, amelyre tőle bármiben, bármikor számíthattunk. Munkájáért 1985-ben dr. DANK Viktortól, a KFH akkori elnökétől magyar kitüntetést is kapott. 1989-ben tragikus hirtelenséggel hunyt el, gyilkosság áldozata lett. Emlékét minden magyar a szívében őrzi, aki a nemzetközi expedícióban dolgozott.

2. Körülmények

*„Nye mószna parittyáznii”
(Major Imre)*

A komplex földtani-geofizikai csoport megalakulásával mamut-tábor jött létre, amely csúcsidőszakban, a családtagokat, gyermekeket, vendégeket is beleértve 100–120 főt fogadott be. Lakossága tehát közel állt egy kisebb magyar

faluk lakosságához, anélkül azonban, hogy rendelkezett volna azzal az infrastruktúrával (bolt, víz stb.), ami egy falu esetében megszokott — könnyű tehát belátni, hogy mérete folytán a tábor alapellátása is rengeteg gondot okozott.

A körülmények ecsetelése előtt minden esetre két dolgot le kell szögezni. Egyrészt azok összehasonlíthatatlanul jobbabbak voltak, mint az egy-két évtizeddel korábbi, „romantikus” időkben. Egészebben a tábori körülmények lényegesen közelebb álltak egy magyarországi kempinghez, mint ahhoz, amit korábban ott járt kollégáink megismerhettek. Másrészt viszont e körülményeket elsősorban két kezünk munkájával alakítottuk ki. Saját gondosságunk és nem kevés munkánk eredménye volt, hogy felszerelésünk évről évre megmaradt, és használható állapotban szolgálta a tábor életét. Az időszakban egyébként a nemzetközi expedícióban elismerten a magyar tábor volt a legjobb, legszervezettebb.

A táborok elhelyezkedését az alábbi térkép vázlat mutatja. Az 1983–84-es öndörháni tábor a sztyepp zónában helyezkedett el, az 1985–89-es ömöndelgeri az erdős sztyepp zóna déli peremén, míg az utolsó, 1990-es tábor ritkás fűvel borított, félsivatagba hajló sztyeppén. A vizet 20–30 km távolságról tartálykocsival szállítottuk, üzemanyagot a megyeszékhelyen, Öndörhánban lehetett beszerezni. Az élelmiszer ellátást 1983–84-ben az akkori tábortól 30 kilométernyire fekvő Csandagán brigád orosz boltjából oldottuk meg. Az ott dolgozó szovjet mezőgazdasági szakértők távoztával ez a bolt megszűnt, így 1985-től Berhbe jártunk hetente bevásárolni.



Táboraink: 1—1983–84; 2—1985–89; 3—1990

A berhi orosz bolt táborainktól ugyan jóval messzebb volt (80–120 km), de a korábbiaknál színvonalasabb ellátást biztosított. Ezt egészítettük ki, elsősorban friss zöldséggel és gyümölcscsel, ulánbátori hivatalos útjainkon, valamint jurtaink mellett magunk is termeltünk zöldségféléket.

A táborban a szakértők jurtában laktak, általában a nem családos magyar kollégák számára is sikerült külön jurtat biztosítani. Sajnos az expedíció csak a magyar jurták fűté-

sét engedélyezte olajkályhával megoldani, mivel a korábbiakban két, mongol kollégák által lakott jurta — a nem kellő hozzáértés miatt — leégett. Ez a továbbiakban kisebb feszültségekhez is vezetett, és nem nehéz elképzelni azt sem, hogy mínusz húsz fokos reggeleken mongol munkatársaink bizony meggondolták, hogy mikor bújjanak ki a meleg ágyból — elsősorban befűteni, aztán jeget olvasztani, hogy — a fagyálló folyadék hiánya miatt — az autóból este leengedett hűtővíz helyére kerüljön valami.



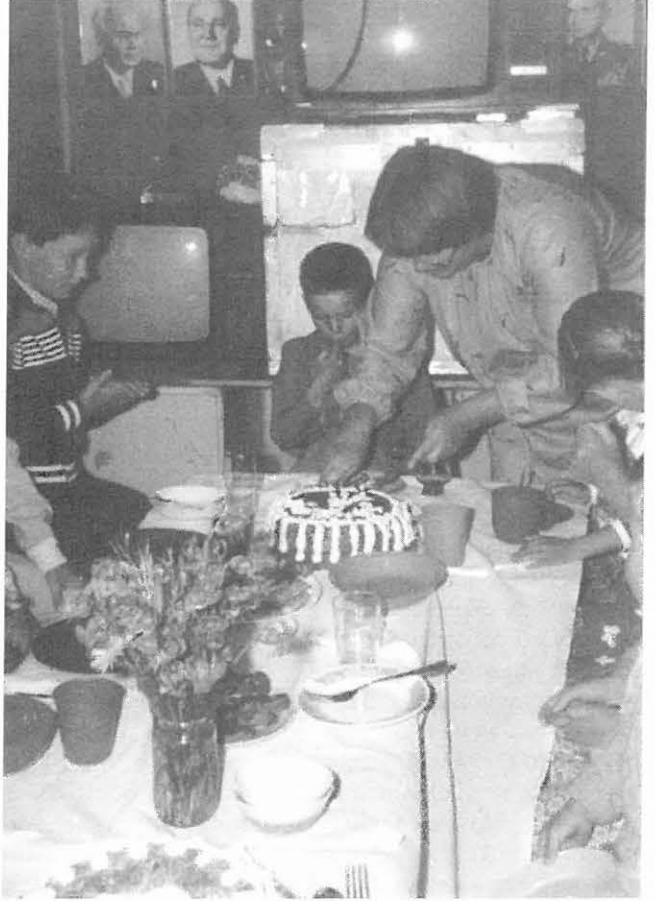
Fontos mozzanat: helyére kerül a latrina

A tábor kényelmét fürdővagon szolgálta, és számunkra magyar szakács főzött a konyhavagonban. Az irodai munkák céljaira szintén vagonok álltak rendelkezésre. Ezek egyike esténként „kultúrvagonként” szolgált, 1986-tól hazai kiküldő szerveink jóvoltából színes tévével, videóval felszerelve. Áramot 70 kW-os dízelgenerátorral fejlesztettünk, és azt a jurtaiba is bevezettük. Hűtőszekrények felállítására, mosásra, kenyérsütésre külön „közös jurta” volt rendezve.

Ulánbátorban az expedíció lakóépületében, 1-2-3 szobás összkomfortos lakásokban laktunk. 1985-től egy új ulánbátori hőerőmű üzembeállításával a korábban gyakori áramkimaradások, fűtésproblémák gyakorlatilag megszűntek.

A terepi szezon általában május elejétől október közepéig tartott. Ha tábort is kellett költöztetni, pár héttel előbb kezdtünk. Ez egyébként szintén gyakori vitára adott okot az expedíció vezetésével, mivel számos alkalommal erőltették a korábbi, akár márciusi kezdést, jöllehet a kora tavaszi, általában -10 fok alatti hőmérséklethez még fagyálló folyadékot sem tudtak biztosítani a gépkocsikba. Kevésbé vitakedvelő kollégáink egyébként gyakran levonultak márciusban — aztán szépen visszaszivárogtak Ulánbátorba és az érdemi munkát ugyanúgy április végén, májusban kezdték, mint mi. Külső szemlélő talán nehezen képzei el, hogy mit lehetett a fővárosban az év nagyobbik felében dolgozni,

de az anyagok szovjet normák szerinti dokumentálása, a feldolgozás és jelentésírás követelményei egyáltalán nem tettek lehetővé különösebb lötyögést, a földtani jelentések befejezése és megvédése az elemzési adatok késése miatt gyakran a nyár közepéig is elhúzódott. A szovjet normákat sokan negatív érzelmekkel fogadták, de azért nem egy kolléga volt, aki itthon bizony irigyelte azt a rendet, ami bármely mérési anyag, jegyzőkönyv megszerzését akár évtizedek múltán is lehetővé tette.



Gyermekzsúr a kultúrvagonban. Korhű háttér, helyi előtér

3. Feladatok

*„Vószemkor búgyet valami izé a szkládban”
(Major Imre)*

AZ utolsó 8 évben a magyarok folyamatosan az expedíció hentiji kutatási területén dolgoztak. A terület jelentős részének $1 : 200\,000$ léptékű földtani felvételezését KALIMULIN szovjet geológus csoportja végezte a hatvanas években, igen alaposan. Feladatunk számos esetben a KALIMULIN által jelzett indikációk részletesebb vizsgálata volt. Másról a Nemzetközi Földtani Expedíció többi terepi csoportja végezte el az $1 : 200\,000$ -es térképezést. A geofizikai megkutatottságot egy, szintén a hatvanas években készült $1 : 200\,000$ -es komplex légi geofizikai felvételezés (a mágneses, a tórium és a kálium csatorna adatait kaphattuk meg), és az NFE magyar geofizikusainak korábbi munkái képezték. Ez utóbbi gravitációs felmérést, és a tágas völgyek aljzatának geoelektromos és szeizmikus módsze-

rekkel történő felderítését jelentette.

A csoport által alkalmazott módszerek körét erősen behatárolta az a körülmény, hogy milyen műszerekkel rendelkeztek. A műszerpark lengyel PMP-4 (később szovjet MPP 223) protonprecessziós magnetometerekből, magyar PM-E4 egyenáramú geoelektromos és PS mérésekre alkalmas műszerekből, valamint szintén magyar DIAPIR-E, egyenáramú geoelektromos és GP mérésekre alkalmas műszerekből állt. A szovjet gyártmányú egyenáramú jeladó berendezés elhasználandó, ZALAI Péter és LUKÁCS József saját fejlesztésű új adót épített helyette 1982-ben.

Az 1983–84-es terv hatalmas terület 500 méteres szelvényközzel, mágneses és PS módszerrel történő felmérését jelentette, az 1 : 50 000 léptékű földtani térképezés támogatására. A területen főleg wolfram és arany indikációk voltak ismeretesek. Ezek kutatására, detektálására igazán alkalmas geofizikai módszerek nem léteznek, a geofizika inkább az érchordozó szerkezetek kimutatásában nyújthat segítséget. Ehhez persze előbb alaposan ismerni kellene a területen néhány indikációt ahhoz, hogy tudjuk, pontosan mit is keresünk, ilyen ismereteink azonban nem voltak. A tervfeladatról így ordított a komplexitás ez esetben indokolatlan külső kényszere, ráadásul nem is igazán perspektivikus területen. Jellemző, hogy az expedícióvezetés által adott tervfeladatra kidolgozott tervet ugyanez az expedícióvezetés először azzal utasította el, hogy abból inkább az látszik, miért *nincs értelme* a terv végrehajtásának...

Ennek ellenére a mérésekből megpróbáltuk kihozni azt, amit lehetett. Sajnos elképzeléseink nem kaptak megfelelő fűrészes kontrollt. (Ez később is sok problémát okozott, a térképező tevékenység folyamán felmerült fűrészigények kielégítése elsősorban attól függött, hogy az expedíció kutatási fázisban lévő területein hogyan teljesült a terv, így gyakran egyéb indokolt fűrészes elmaradtak, máskor éppen ellenkezőleg, nagy hirtelen, szinte a semmiből kellett fűrészpontokat elővarázsolni.)

Vonzóbbak voltak a területen korábban kimutatott, illetve a csoport által talált indikációk környezetében végzett részletező mérések. A várható nagyobb eredményesség miatt így 1984-ben az eredeti terv úgy változott, hogy jelentősen csökkent az 1 : 50 000 léptékű felvételezés mennyisége, és helyette több részletező mérést végeztünk.

A *Cagánovó* wolfram-molibdén indikáció területén GP mérések igazolták, hogy az érces stockwerk kis kiterjedésű (a GP anomáliára mélyített fűrészes egyébként csak piritet harántolt). A stockwerk közelében, magnetites területen kimutatott többi GP anomália esetében statisztikai függetlenségvizsgálattal különítettük el a várhatóan szulfidos eredetű anomáliákat a valószínűleg magnetites anomáliáktól. Egy lemélyült fűrészes a módszert ugyan igazolta, de ez is csak piritet harántolt. A mágneses mérések egyébként ezen a területen igen hathatós segítséget nyújtottak a földtani szerkezet megismerésében, egyes képződménytípusok elterjedésének lehatárolásában.

A *Tuntger hoh* nikkel-előfordulás területén egy szerpentin test lehatárolására végeztünk mágneses méréseket.

Az *Ulán-Undur* területén GP mérések igazolták, hogy jelentős szulfidos, és ahhoz kapcsolódó arany ércesedésre nem lehet számítani. (A földtani vizsgálatok a Kalimulin-féle koncentrációknak is csak ötödét-tizedét igazolták.) A területen geológusaink által talált wolfram-molibdén-bizmut

ásványosodás geofizikailag ellenőrizhetetlennek bizonyult.

A *Har-Csuluton* (magyar csoport) és az *Ömöndelgeri területen* (csehszlovák csoport) végzett mágneses méréseink eredményeit a földtani térképezés hasznosította.

A *Jura* területén az 1983-ban kimutatott PS anomália hatójának szulfidos voltát próbáltuk GP mérésekkel igazolni, de nem mutatunk ki számottevő anomáliát, hasonlóan a malachitos területhez, ahol a felszínen észlelt malachit ásványosodás utalt esetleges ércelőfordulásra.

Az *Ohasi* terület ismert rézérces objektumait kisméretű, gyenge GP anomáliák kísérték, igazolva az ércesedés korlátozott elterjedését. A területen kimutatott nagyméretű GP anomália fűrészes ellenőrzése sem tárt fel nyersanyagot, csak a szubvulkáni test piritesedését.

A *Dolina Orlov* területén (lengyel geológuscsoport által) végzett GP és mágneses mérések eredményei a földtani szerkezet megismerését segítették. Módszertani szempontból fontos volt, hogy ismét találkoztunk a hentiji kutatási területen egyébként igen elterjedt devon palák grafitosodásával és szingenetikus piritesedésével kapcsolatos GP anomáliáknak, a hidrotermális szulfidok okozta anomáliáktól való elválasztásának problémájával. Az itt szerzett tapasztalatokat később egyéb területeken is hasznosítottuk.

1983-tól 1989-ig folyamatosan dolgoztunk a *Möngön Öndör* ezüst-polimetallikus lelőhelyen, illetve az ezt magába foglaló *öndör-cagáni ércmező* területén. Ennek kutatástörténetével nemcsak azért érdemes egy kicsit részletesebben foglalkozni, mert a csoport kapacitásának felét, néha egészét lekötötte, hanem azért is, mert amolyan állatorvosi ló — amit egy kutatásban el lehet tolni, azt ott sikerült.

A terület elsőként megtalált lelőhelye az öndör-cagáni wolfram-molibdén ércesedésű stockwerk, az NFE első magyar geológuscsoportjának találatja. A későbbi kutatás rendkívül nagy érckészletet tárt fel, a koncentráció azonban elég alacsony és ingadozó, így ipari értéke máig sem tisztázódott megnyugtatóan.

Szintén ez a csoport mutatta ki mintegy 2 km-re azt az ezüstanomáliát, amelynek továbbkutatása a *Möngön Öndör* lelőhely megtalálásához vezetett. (A *Möngön Öndör* expedíciós „műnév”, Ezüst Magas a jelentése.)

A fűrészes és bányászati kutatás a bolgár csoport feladata volt. Itt jelentkezett élesen, hogy a munkamegosztás az expedícióban valójában nemcsak nemzeti volt, a résztvevő országokban konkrét cégekre bízta a kutatások szervezését. Ennek megfelelően a bolgár csoport erősen a bányászati kutatásra specializálódott, jó térképező szakember ritkán került a csapatba, és ha volt ilyen, akkor sem kapta meg azt a támogatást, amit munkája igényelt volna. Ennek következtében az első időkben alapvetően térképező jellegű geofizikai kutatás által felhalmozott ismeretanyag ma is javarészt értelmetlen, illetve az értelmezés eredményei a földtani munkákban, térképeken soha nem jelentek meg.

A hetvenes években a geofizikai térképezés a stockwerk területére korlátozódott. Ezt követte a kétéves göbi kirándulás, amikor a geofizikai kutatás reménytelenül lemaradt az öndör-cagáni terület megismerésében. Ráadásul a bányászati kutatás kiterjesztése a *Möngön Öndörre* kezdetben nem igazán volt megalapozott, az öndör-cagáni kutatásokról levonuló szakembereknek és technikai felszerelésnek kellett alkalmasnak tűnő célterület. Így a tevékenység alapos földtani előkészítés nélkül,

és a geofizika teljes mellőzésével indult meg.

1983-ra tisztázódott, hogy a polimetallikus ércesedés több kilométer széles zónában, félkörben övezi az öndörögáni stockwerket. A terület GP, ellenállás- és mágneses térképezése csak 1986-ra fejeződött be. Úgy kellett ezt a munkát elvégezni, hogy *mi* tudatában voltunk ugyan az ércesedés regionális lehatárolása fontosságának, de *bolgár partnereinket* sokkal inkább az 1–2 m széles érces zónák lefutása érdekelte, amire természetesen méréseink 1 : 5000 – 1 : 10 000-es léptéke alkalmatlan volt. Ráadásul alkalmazkodni kellett a már elkészült bolgár szelvénykitűzéshez, ami 45 fokos szöveget zárt be az eredeti öndörögáni szelvényirányokkal, mellesleg teljesen fölöslegesen, mert a négyzethálóban beszedett geokémiai mintáknak mindegy lett volna, hogy milyen irányú a hálózat. Így viszont a GP méréseket nem lehetett a korábbi mérésekhez illeszteni. Külön bonyolította a helyzetet, hogy az ércmező központi részén kisebb tápelektroda-távolsággal, 1 : 5000-es léptékben kellett mérni, így a kétféle mérés egymással is nehezen volt illeszthető. A mágneses mérésekben is ekkor következett be a technológiai váltás, így az öndörögáni ΔZ -mérések is illeszthetetlenek voltak az ércmező többi részén végzett ΔT -mérésekhez.

Az 1986-ra befejezett geofizikai térképezés nagyjából lehatárolta az ércmezőhöz kapcsolódó GP anomáliákat. Ezt az eredményt azonban beárnyékolja, hogy a megvizsgált terület mintegy háromnegyedén semmilyen számottevő földtani kutatás, fúrásos és árkolásos vizsgálat nem folyt, az ércmező földtani értelemben ugyanúgy lehatárolatlan, mintha a méréseket nem is végeztük volna el. A mágneses mérések hosszú keskeny anomáliákkal közzetelér-hálózatot mutattak ki. Ezeknek ugyan valószínűleg nincs szerepük az ércesedésben, mégis — mint a terület tektonikai irányait jelző elemek — partnereink nagyobb figyelmét is kiderítették volna. (Az utolsó földtani térképeken sincs nyoma sem a teléreknek, sem az általuk jelzett esetleges tektonikának, felszíni azonosításuk, vizsgálatuk soha nem történt meg.) A különböző csapású érces zónák feltételezhető találkozásai előtt a zónák a kiadott térképeken megszakadnak, jóllehet a geofizikai térképek alapján bátrabban is lehetett volna húzgatni a vonalakat. A találkozási zónákban azonban még a fúrásos-árkolásos kutatás is elmaradt, mintha a kutatók attól féltek volna, hogy olyan eredményeket kapnak, amiket nehezen tudnának beilleszteni elképzeléseikbe. Ez a stratégia már csak azért is meglepő, mert egyébként gyakori, hogy a legjobb ércesedés éppen az ilyen találkozási zónákhoz kapcsolódik.

1987-től lehetett komolyabban foglalkozni az ércestestek követésével. 1986-ban SIMON András a területen mélyült nagyszámú fúrás karotázis eredményeit átböngészve megállapította, hogy a vékony ércestestek általában vastagabb, 10–20 méter széles kisellenállású zónákban találhatók. Távolról sem minden kisellenállású zóna bizonyult ugyan ércesnek, de ha egyszer a zóna érces mivoltát fúrás vagy árok bizonyította, annak geoelektromos módszerrel történő követése már megoldhatóan tűnt. Ezt kísérleti mérésekkel is bizonyította, az ércestet belülről gerjesztve fúrás–fúrás, fúrás–felszín és felszín–felszín változatban egyaránt sikerült kimutatnia a megfelelő anomáliákat.

1987-től elsősorban a fúrás–felszín változatot alkalmaztuk, a feldolgozásban pedig bevezettük a látszólagos fajlagos ellenállás számításának módszerét, mivel ezt a szerény

számítógépparkkal (Commodore-64) is megfelelő gyorsasággal el lehetett végezni. A fúrás–fúrás változat technikai okokból volt alkalmazhatatlan, a fúrások ugyanis igen gyorsan beomlottak. A belső gerjesztéshez szükséges elektrodákat, az ércestestek számának megfelelően 2–4-et, BALDORZS karotázsmérnök a karotázsmérések befejeztével azonnal elhelyezte a fúrásban, így a fúrás–felszín mérések kivitelezhetőek voltak. A behelyezett elektrodák aztán általában ott is maradtak, mivel gyakran már akkor sem lehetett őket kihúzni, ha a mérések a következő napon megtörténtek.

A felszín–felszín változat helyett, kihasználva a csekély mélységet, SZÖRÉNYI Zoltán javaslatára a lényegesen hatékonyabb VLF méréseket, később EM-31 indukciós méréseket alkalmaztunk, a berendezéseket a mérések 1–2 hónapos időtartamára az expedíció az ELGI-től bérelte.

Az 1987–89 közötti időszakban a mérések végre lépést tartottak az igényekkel. A fúrásos kutatásba vont területek szinte valamennyi ércestet sikerül fúrás–felszín átvilágítással követni, míg azokon a területeken, ahol csak árkolás folyt, VLF és EM-31 térképezéssel követtük az árkokban kimutatott ércestesteket. Az anyagok értelmezése a bolgár kutatókkal, illetve a Földtani Osztály szovjet geológusaival együttesen problémamentesen folyt.

Visszatérve az időrendhez: 1985-től a komplex csoport új táborhelyre, az öndörögáni ércmező közelébe került, hogy a geofizikai kutatások az ércmező vizsgálatában nagyobb súlyt kaphassanak. A közös kutatásra kijelölt *Tulán-Obó* terület ugyan két korábban ismert, de szerény méretűnek feltételezett szulfidos indikációt (*Mandalijn Hure* és *Hoir Dzoitlig*) is magába foglalt, egészében azonban nem mutatott igazi perspektívákat. Úgy tűnt, hogy míg 1983–84-ben a földtani kutatáshoz kellett fölösleges komplex programot összegyűjteni, most az öndörögáni ércmező geofizikai igényeinek kielégítéséért kellett a magyar geológusok elé látszafeladatokat kitűzni. Igaz, ami igaz, a Tulán-Obón nem is sikerült számottevő ércesedést kimutatni, a csoport 1986. évi találata, a *Cagán Csulut* molibdénlelőhely északi széle attól több száz méterre délre van...

A *Tulán-Obó* kutatása módszertani szempontból volt érdekes. A palák grafitosodásához, szingenetikus piritosodásához kapcsolódónak tekintettük azokat a GP anomáliákat, melyek csapása a palák csapásával megegyezett. Csak ettől eltérő csapású anomáliákat fúrattunk meg, amelyek valóban feltártak hidrotermális szulfidosodást, de az azonban változatlanul csak piritnek bizonyult.

A Tulán-Obótól délre talált *Cagán Csulut* molibdén-indikáció kutatásához kapcsolódó GP és ellenállásmérések nem hoztak lényegi eredményt. Ugyanakkor a mágneses mérések alapján előre lehetett kontúrozni az előfordulás határait, az ércesedés felett ugyanis teljesen sima, anomáliamentes mágneses teret kaptunk, míg annak környezetében, teljesen hasonló karbon korú gránitok felett apró, 50–150 nT-ás anomáliák sűrű váltakozását. (Az ércesedés vizsgálatát a magyar geológuscsoport egyébként 1990-ben fejezte be. A készletszámítás szerint kisméretű ipari lelőhelynek minősíthető, amely az öndörögáni ércmezőhöz kapcsolódva lehet elsősorban perspektivikus.)

A *Csandagán-Obó* a Tulán-Obóhoz hasonló földtani felépítésű. A kimutatott kisebb ércindikációk alaposabb vizsgálatára nem került sor, így a geofizikai mérések eredmé-

nyességét nehéz megítélni.

A *Mogoj Csulut* ritkaföldfém-indikáció, amelyet 1983-ban mutatott ki a 32. sz. Komplex Földtani-Geofizikai Csoport, mágneses mérésekkel támogattuk a földtani térképezést. A terület továbbkutatását a későbbiekben az NFE 4. számú csoportja folytatta és prognosztikus készletet mutatott ki.

A *Cagán-Obó* (nem tévesztendő össze az 1983–84-es területtel, csak a kézenfekvő mongol földrajzi nevek sűrűn előfordulnak) egy kisebb fluoritellér környezete. A mágneses térképen egyértelmű minimumként jelentkezett a telér befogadó töréses zóna. A térkép így a telér korábban ismeretlen kiágazására is felhívta a figyelmet, melyet a későbbi földtani térképezés igazolt. A terület 1 : 2000 léptékű részletezésére VLF módszert is alkalmaztunk, mely ellenállás-minimummal jelölte ki a töréses zónát. A telérben a fluorit-koncentráció azonban messze elmaradt az iparítól.

A *Tubud* területen elődeink — az NFE Mongol Földtani Csoportja — arany- és ritkafémes-polimetallikus érc-indikációkat mutattak ki, a területen végzett földtani-geofizikai kutatás azonban kizárta jelentős felszínközeli ércesedés lehetőségét. A magnetites szkarnos képződményeket a mágneses anomáliák nagyszerűen mutatták, de ipari értékük ezeknek sincs.

A *Hanharin Dava* területen VESZ mérésekkel tisztáztuk a fiatal üledékek vastagság viszonyait.

1988–89-ben az expedíció szovjet torlatkutató csoporttal bővült, mely a hentiji kutatási terület kisebb völgyeiben csigafúróval történő mintavételezéssel keresett esetleges torlatos lelőhelyeket. A fúrásszelvényeken VESZ méréseket végeztünk annak tisztázására, hogy a leállt fúrások valóban átfúrták-e az üledékeket. (Érdekesség, hogy miután generátorainkat egyéb elektromos méréseinknél használtuk, a VESZ mérések áramellátását 80 voltos *szárazelemekkel* végeztük, a DIAPIR működéséhez szükséges jelszüneteket és pólusfordításokat pedig szégyen, nem szégyen, kézi kapcsolással, és a másodpercek számolgtatásával oldottuk meg!)

1990-re az öndörögáni ércmező terepi kutatása befejeződött, és a környék más objektumai sem kínáltak jelentős geofizikai kutatási feladatokat. Ugyanakkor az Öndörhántól délre települő mongol csoport olyan indikációkon végzett kutatásokat, melyek igényelték a geofizikai vizsgálatokat. Ennek megfelelően a geofizikai részleg e csoport hatáskörébe került. A kevés közös kutatás miatt már korábban is felmerült a komplex magyar csoport szétválásának gondolata, ezt azonban az illetékesek azzal hátrították el, hogy lehetetlen a technikai eszközök megosztása, és két csoport felszerelése. Nos, 1990 tavaszán ezt a kinyilvánítottan lehetetlen feladatot kellett megoldani, nagy köszönet illeti SZEBÉNYI Géza csoportvezető türelmét és megértését, hogy ez mégis sikerült.

A *Harat-ül* kutatási területen az elektromos és mágneses mérések elsősorban a tektonikai viszonyok tisztázását segítették. A feltételezett szulfidos zónáknak megfelelő GP anomáliákat nem tudtuk kimutatni, feltehetően azért, mert ilyen zónák a területen vagy nincsenek, vagy elhanyagolható a méretük. A terület geokémiai értékelésére elutazásunkig nem került sor, nincs információnk arról, hogy következtetéseink helyesek voltak-e.

A *Navtar Halga* és *Ulán Tolgoj* területeken GP szelvényezéssel tisztáztuk a feltételezett ércetek helyzetét és

dőlését. Eredményeinket fúrások igazolták.

A *Bujan-ül* területen végzett mágneses, ellenállás és GP térképezés eredményei alapján az öndörögáni ércmezőhöz hasonló centrális ércesedést tételeztünk fel, csak kevésbé mély eróziós szinten, melynek eredményeként a feltételezett ritkafémes stockwerk felett a felszínen még a szulfidos övet találjuk. A zónában javaslatunkra még ebben az évben telepített árokban 3 ércetestet mutattak ki, összvastagságuk 20 m feletti, 2%-ot meghaladó átlagos cink-, és 0,5% feletti átlagos ólomtartalom mellett. A reménybeli lelőhely további kutatásáról nincs információnk.

Mongóliai kutatásaink módszertani szempontból legfontosabb, legtanulságosabb eredményeit publikáltuk (KOVÁCSVÖLGYI S., SIMON A., ZSILLE A.: A Mongóliai Nemzetközi Expedíció eredményei. Az ELGI 1990. évi jelentése, 154–165. o.).

1990 elejére már világossá vált, hogy ez az év a nemzetközi expedíció működésének utolsó éve. A terepi kutatásokat augusztus végén befejeztük, hogy az év végéig a jelentések elkészülhessenek. Ez hatalmas munka volt, ugyanis az utolsó években az expedíció már nem évenként kért terepi csoportjaitól szakmai jelentést, hanem területenként zárójelentést. Ez az egyébként helyes elgondolás most visszaütött, hiszen több éves (az öndörögáni ércmezőn például hét éves) munkáról kellett egyszerre számot adni. Szerencsére a geofizikai részleg munkatársai már az előző években is mindent megtettek annak érdekében, hogy a befejezett munkák dokumentációja elkészüljön, még a táborokba is vastag fénymásolatkötegeket vittünk, hogy az esőnapokon a majdani jelentés mellékleteinek színezésével foglalkozhassunk. Az Öndörögán–Möngön Öndör zárójelentés például több mint százhusz geofizikai mellékletet tartalmazott, köztük jó néhány „lepedő méretű” és ezek 5-5 példányának színezését bizony még ceruzával kellett elvégezni. Emellett a felsorolt számos terület jelentéséhez is meg kellett írni a geofizikai fejezeteket, leadni a mellékleteket. December közepéig ez sikerült, minden csoportvezető megkapta a lektorált, legépelte szövegeket és a mellékleteket, csak hozzá kellett fűzni a megfelelő jelentéshez. Fogalmunk sincs róla, hogy azok a jelentések, amelyek geofizikai részeit nem kis munkával előállítottuk, a maguk teljességében elkészültek-e egyáltalán. Elutazásunkkor nem voltak készen, viszont már költözött hazá az egész expedíció....

Ezért a munkáért a résztvevőket akkor is csak dicséret illeti, ha anyagaink netán elkallódtak. Az utolsó csapat tagjainak jó része csak az előző év tavaszán érkezett ki, úgy tudták, három évre. A kiküldetés így felére csökkent, közben itthon volt egy rendszerváltás, Ulánbátor főterén egyszer-egyszer hajszálon múlt, hogy a hatalom nem lövetett a tüntető tömegbe. Forrongott a város és nem volt egyértelmű, hogy a kisebb atrocitások mikor csapnak át nagyobbakba, mint ahogy az sem, hogy akár a kisebbekbe is mikor sodródik bele az ember, pusztán csak azért, mert éppen arra jár....

Az a csapat mindezt megértette, mint ahogy azt is, hogy képtelenség megszervezni, hogy mindenki a végsőkig maradjon, bármilyen jó lenne még egy-két havi kiküldetési díj, és bármennyire is kiérdemelte azt mindenki a munkájával, az marad tovább, akinek a munkájára nagyobb szükség van a végén.

Megértették, és mindenki elutazása napjáig dolgozott.

Jobban, mintha a következő évi nem létező szerződést akarná kiérdemelni....

4. Összefoglalás helyett

„Bűgyet van!”
(Tungli Gyula)

A magyar geofizikusok 33 évig tartó mongóliai tevékenységének, vagy akár csak a nemzetközi expedíció 15 évének összefoglalására aligha a jelen tanulmány a legalkalmasabb megoldás. De a történet mégis itt ért véget, 1990 decemberének közepén — ezért alkalmasság ide, alkalmatlanság oda, elkerülhetetlen néhány személyes benyomás megfogalmazása.

Ha valaki összeszámolná, hogy mibe került Magyarországnak a nemzetközi expedíció 15 éve, százmilliós nagyságrendű számot kapna. Abból a forintból, amiből az időszak első felében havi 6–7000 Ft már tisztos fizetést jelentett... Ebből az államkasszába nem jött vissza semmi. Megérte?

Mielőtt megválaszolnánk a kérdést, viszonyítási alapokat kell keresnünk. Ilyen viszonyítási alap lehet, ha összevetjük az expedíciós költségeket, például a sikertelen Cagán Dava-i wolframébánya költségeivel. A veszteség jóval az alatt maradt. Ehhez vegyük hozzá, hogy Cagán Dava üzleti vállalkozásnak indult, míg az expedíció alapvetően segély jellegű volt (az Alapító Okirat ugyanis csak arra biztosított jogot a résztvevő országoknak, hogy a kitermelésbe is betársuljanak, és a *kitermelés* hasznából részesüljenek). Akkoriban, ugye, *illetett* segítenie a távoli, elmaradott, de testvéri országot. Ha tehát pénzügyi hatékonyságot akarunk vizsgálni, azt kell számba venni, hogy ezt a bizonyos *illő* segítyezést megoldhatta-e volna az ország hatékonyabban is?

Személyes vélemény: nem hiszem. Ez a segély amolyan korát messze megelőző, nyugati típusú segély volt. Aminek az a lényege, hogy úgy segítsünk, hogy a pénz lehetőleg itthon maradjon. Az expedícióval kapcsolatos költségek jelentős része közvetlenül a kint dolgozó magyarok bankszámlájára ment, hiszen abból, amit az expedíció a szakértőkért fizetett, még egy itthoni fizetés sem jött volna ki, nemhogy a hivatalosan megállapított külföldi kiküldetési díj! És abból a pénzből itthon többnyire lakás lett, olyan lakás, amely költségeinek jelentős részét amúgy is az állam állta volna (a kor szokásainak megfelelően tízféle címen adott segély, kedvezmény formájában, vagy akár százszázalékosan, tanácsi lakás kiutalásával). Az a pénz, ami papíron az expedícióba ment, az sem pénz, hanem áru formájában ment ki. Közgazdász legyen a talpán, aki így utólag akárcsak becslést tud adni arra, hogy abból, amit geofizikai műszerért (többnyire ELGI gyártmányúért) vagy éppen Rotring ceruzáért számláztunk, mennyi volt az, amit *pénzben* kellett kifizetni, és mennyi az, ami munkabér, nyereség, adó stb. formájában itt maradt, egy percre se tette ki a lábát az országból.

Viszonyítási alap lehet, hogy ezért a pénzért milyen értéket termeltek a kintiek. 1983-ban játszottunk el azzal, hogy az adott évi geofizikai mérési teljesítményeket megszoroztuk az ELGI itthoni hivatalos áraival. A végösszeg az ELGI Érc és Mérnökgeofizikai Főosztályának egyéves bevétele közelében járt. Ezt a teljesítményt a kintiek kisegít-

tő személyzettel együtt kb. 25 fővel érték el, szemben az ÉMF 100 fő körüli létszámával. Az összeg egyébként nagyjából egyezett az expedíciós tevékenység egyévi magyar dotációjával is, jóllehet a kinti létszámnak csak a felét foglalkoztatta a geofizika, értéket viszont termelt a geológus fél is, és nem is keveset.

Ha a szakmai hatékonyságot vizsgáljuk, kinti ténykedésünk mérlege egyértelműen pozitív. Az első másfél évtized sikeres vízkutatásai magukért beszélnek. Ami a későbbi nyersanyagkutatásokat illeti, abból ugyan még csak egy mongol fluoritbánya lett (Hulin-Holbó), de elég belelapozni azokba a kiadványokba, amelyekkel a *mai* Mongólia próbálja a külföldi befektetőket a nyersanyag-kitermelésbe bevonni. A felkínált lelőhelyek jelentős része magyar találat, különösen jelentős része, ha figyelembe vesszük, hogy az a néhány magyar geológus és geofizikus, aki ebben a munkában évente részt vett, elenyészően kis hányada volt a Mongólia földjét kutató sok száz, főleg szovjet és mongol szakembernek (részletesebben ld. KOVÁCSVÖLGYI S: Nem hiába jártunk ott... c. cikkét a Magyar Geofizika 38. évf. 3. számában).

Végül, de nem utolsósorban, sokkal inkább csattanóként érdemes megnézni, hogy mit adott a mongóliai kiküldetés azoknak, akik ott jártak. Ha a korábbi évekből végigbóklássuk az ötvenes-hatvanas-hetvenes években kint dolgozók névsorát, számos ismert névvel találkozunk. Az ELGI mára nyugdíjas vezetőgárdájának nagy része például kijárta a sztyepp egyetemét. (Vigyázat, nem a vezető elvtársak küldték ki magukat jó pénzért Mongóliába — az illetők *előbb* kint jártak, és *később* lettek belőlük vezetők!). A fiatalabb nemzedékből ismerek olyat, aki első, mongóliai expedíciós tapasztalatait mára már vagy húsz országban kamatoztatta. Másik ismerősöm olyan jól belejött kint a menedzserkedésbe, hogy mostanában már milliárdos forgalmú céggel is elboldogul.

És sokan vannak olyanok is, akiknek ma a mongóliai években megszerzett anyagi háttér teszi lehetővé, hogy közalkalmazotti fizetésük ellenére a szakmában próbáljanak továbbra is tengődni....

Doktori disszertációk is készültek mongóliai kutatásokból, de nem egy szakmai ötlet, később módszerré, cikké érő gondolat is ott született, a jurtában, esti beszélgetés, vagy csak magányos bambulás közben. A „szovjet típusú” jelentésírásón átesett kollégáimat nemigen szoktam azon kapni, hogy fejüket gyömöszölve birkóznának azzal, hogy hogyan fogalmazzák meg gondolataikat, megy az magától. Mint ahogy a „mongolos” észlelő sem szokta otthon felejtetni a műszert, elmulasztani a benzin, az olaj, a hűtővíz ellenőrzését, és nem esik pánikba, ha valami nem működik...

„Felhők tisztultával mintha
Fénylő napanyánkat látnók;
Foszlik a jég, s mintha a
Folyó is vizet lelne”

(A mongolok titkos története
Képes Géza fordítása)

Szeretek kora tavasszal felmászni a Nagyszénásra. A száraz fű nem árulja el, hogy más fajta, mint a sztyeppé. Lila kökörcsin virít, a távoli fenyők csak sötétzöld foltok.

Az ég mély kék, ilyen magasan már nincs pesti por, a nap-sugárban fehéren csillannak a hófoltok, a városi mocsok nem lepi be. A szanaszét heverő fehér mészkő darabok, akár kvarcból is lehetnének.... Kék, fehér, sötétzöld: az erdős sztyepp trikorlorja.

Nem becsukni, kinyitni kell a szemem ahhoz, hogy Mongóliában érezzem magam.

Kovácsvölgyi Sándor, Zsille Antal

Sorozatunk első részében, az 1998. évi 4. szám 134. oldalán jelent meg a szerkesztő előzetes *Mea culpa*ja a mongol szavak magyar írásáról. Azóta eltelt néhány év, de a szerkesztő úgy érzi, hogy a fejében uralkodó homály csak fokozódott. Sorozatunk újabb és újabb részei újabb és újabb kutatási területekre vitték el az Olvasót. Számtalan olyan földrajzi név fordul bennük elő, amely nem szerepel sem a LIGETI Lajos által szerkesztett *Keleti nevek magyar helyesírása* c. könyv (Akadémiai Kiadó, Budapest, 1981) *Mongol nyelvek* c. fejezetében (összeállította SÁRKÖZI Alice), sem a szerkesztő által elérhető térképek tárgymutatójában. (És arra is van példa, hogy ugyanazt a szót másképpen írják az Akadémiai Kiadó és a Kartográfiai Vállalat kiadványai.) Nem vált egyszerűbbé az átírás attól sem, hogy a mongol-magyar kapcsolatokban a közvetítő nyelv az esetek döntő többségében a (szintén nem latin betűs) orosz nyelv volt. Sőt: magában a mongol nyelvben is több változat ismeretes. Példaként hivatkoznék a sorozatban számos alkalommal hivatkozott Hentij területre, ami másképpen Kentej. És ha ebből Hentej születik? A fentiek ellenére a szerkesztő reméli, hogy az említett nehézségek a sorozat érthetőségét nem nagyon zavarták.

Végül egy személyes megjegyzés. A szerkesztő soha nem járt Mongóliában. A sorozatot végigolvasván azt mondja: sajnálja. Azt azonban ígéri, hogy ha kirándulásképpen fölmege a Nagyszénásra, mindig hiányérzete lesz. — *T. L.*

A sorozatszerkesztők megjegyzése

Ezzel a tanulmánnyal végére értünk annak a cikksorozatnak, amely hét részben ismertette a magyar geofizikusok Mongóliában végzett tevékenységét 1957-től 1990-ig. A mellékelt táblázat sorolja fel, hogy az egyes részek a Magyar Geofizikában mikor jelentek meg.

A több mint 30 évig tartó expedíciós munka eredményeit azokban az időkben szigorúan titkosan kellett kezelni. Megjelentetésük még kéziratos formában sem volt lehetséges, sőt az is büntetendő cselekménynek számított, ha valaki a saját munkájáról a későbbi kutatáshoz szükséges jegyzeteket készített. Ezért különösen értékelendő a sorozat szerzőinek az a teljesítménye, hogy kizárólag visszaemlékezéseik alapján — szinte az utolsó percekben — közkinccsé tették szakmai tapasztalataik és eredményeik legjavát azok számára is, akik a Mongóliában végzett munkákat csak kollégáik elbeszéléseiből ismerhették. Köszönet illeti

ezért a mongol expedícióról írt tanulmányok valamennyi szerzőjét, akik betűrendben a következők: DRASKOVITS Pál, FEJES Imre, HOBOT József, KARAS Gyula, KOVÁCSVÖLGYI Sándor, MADARASI András, SIMON András, TABA Sándor, ZSILLE Antal. Külön szeretnénk kiemelni a mongóliai expedícióról szóló tanulmányokkal kapcsolatban HOBOT József geofizikus-mérnök, valamint ZSILLE Antal geofizikus-mérnök szerepét, akik a szerzői munkacsoport vezetőjeként időt és fáradságot nem kímélve, összefogták a szerteágazó szakmai tevékenységről szóló beszámolókat, ösztönözték és mozgósították az expedíció egykori tagjait az emlékek felelevenítésére és a tanulmányok megírására. Munkájukkal nagymértékben hozzájárultak ahhoz, hogy a dolgozatok napvilágot láthassanak.

Rész	Cím	Szerző(k)	Kötet
1–2.	Geofizikai kutatások Mongóliában I.–II.	Hobot József, Zsille Antal	39, 4, 133–150
3.	Geofizikai kutatások Mongóliában III. Geofizikai mérések a földtani térképezés kiegészítésére	Karas Gyula, Zsille Antal	40, 1, 39–43
—	A mongóliai geofizikai kutatások kezdeteiről — első kézből	Lakatos Sándor	40, 4, 102–103
4.	Geofizikai kutatások Mongóliában IV. Komplex geofizikai ércindikációs revíziós kutatások	Draskovits Pál, Zsille Antal	41, 1, 42–46
5.	Geofizikai kutatások Mongóliában V. Nemzetközi Földtani Expedíció 1976–1990. A) Az NFE tevékenysége 1976–80 között Hentij tartományban	Hobot József, Madarasi András, Simon András, Taba Sándor, Zsille Antal	43, 1, 45–52
6.	Geofizikai kutatások Mongóliában V. Nemzetközi Földtani Expedíció 1976–1990. B) A Komplex Geofizikai Csoport 1981–82. évi tevékenysége a déli kutatási területen	Fejes Imre	43, 3, 133–141
7.	Geofizikai kutatások Mongóliában V. Nemzetközi Földtani Expedíció 1976–1990. C) Az NFE tevékenysége 1983–1990 között Hentij tartományban	Kovácsvölgyi Sándor, Zsille Antal	43, 4, 180–189

Köszönettel tartozunk STOMFAI Róbert kollégánknak, aki hathatós és gyors segítséget nyújtott az egyes tanulmányok kéziratának sajtó alá rendezésében.

Külön köszönet illeti TÓTH Lajost, a Magyar Geofizika szerkesztőjét, aki sok jó ötlettel, tanáccsal segítette mind a szerzőket, mind pedig a sorozat szerkesztőit.

A magyar geofizikusok kutatómunkáját bemutató cikksorozat további részeként tervezzük a Kubában végzett geofizikai tevékenység ismertetését.

Aczél Etelka, Pintér Anna

HÍREK, BESZÁMOLÓK

AZ MGE ZALA MEGYEI CSOPORTJA ÉS AZ MFT DÉL-DUNÁNTÚLI TERÜLETI SZERVEZETE KÖZÖS ELŐADÓÜLÉSE

Az immár hagyományosnak mondható őszi vég rendezvényre november 29-én került sor a MOL Rt. nagykanizsai központjában. A tavalyi nyolc után idén már tíz előadást sikerült a programba illeszteni, amelyek a geotudományok széles területét fedték le, többségükben természetesen a kőolajkutatáshoz voltak szorosan kapcsolhatók (kőzetmechanika, mélyfúrás geofizika, geokémia, rezervoár geológia, szeizmika). Újdonság volt, hogy a szóbeli szekció mellett négy posztert, valamint egy cégismertetőt is megtekinthetett a 65 részvevő. A 18–20 perces előadásokat követően (amelyek időtartamát — hála egy digitális órának, amely mindig az előadásból hátralévő időt mutatta — szinte mindenki betartotta) baráti találkozóra került sor. A találkozó a késő estébe nyúlt, amely betudható volt egyrészt annak, hogy régi ismerősök cserélték ki nemcsak szigorúan szakmai tapasztalataikat, másrészt, hogy a rendezvény támogatóinak köszönhetően — *Geoinform Kft.*; *Oázis Kútúró és Talajmechanikai Kft.*; *Alma Mater Bt.* — sikerült méltó módon megvendégelni a nagyszámú vendégsereget.

Ha ilyen mértékben növekszik az érdeklődők száma, jövőre valószínűleg nagyobb helyiséget kell keresnünk a rendezvény számára.

Az előadóülés résztvevői az alábbi előadásokat hallhatták (ill. láthatták):

Szóbeli előadások

Majoros György (Mecsekérc Rt.): A Dráva-medence pre-kainozoós aljzatának szerkezete

Az előadás a Dráva folyó medencéje pre-kainozoós aljzatának a Tiszai szerkezeti egységhez tartozó hazai szakaszával foglalkozik. Röviden áttekinti a rétegtani felépítést, utalva a Mecseki egységgel való szoros kapcsolatokra, majd a medencealjzat legfontosabb szerkezeti sajátosságait, a környező területekkel való viszonyát elemzi. Az előadás összefoglaló megállapítása, hogy a tanulmányozott medencealjzat a Mecseki szerkezeti egység részét, annak Drávai alegységét képezi.

Kovács László (Kútfej Bt., korábban: Mecsekérc Rt.), Bogár István (Bomix Kft.), Göcze Zoltán (Oszkomp Bt.): Magtúlfúrásos in situ kőzetfeszültség (overcoring) mérések Bábaapáti térségében

Mint az közismert, a Tolna megyei Bábaapáti térségében jelenleg is zajlik egy átfogó földtudományi kutatási program, amely az atomerőművi kis- és közepes aktivitású radioaktív hulladékok (L/ILW) végleges elhelyezését hivatott előkészíteni. E program keretében, 2002 júniusa és októbere között a szerzők 4 sekélyfúrásban összesen 24 db mag-túlfúrásos (Doorstopper-cellás) in situ fe-

szültségmérést hajtottak végre. Ezek során saját fejlesztésű eszközöket és módszert alkalmaztak. A fúrások 23–45 fm-es intervallumaiban, nyugalmi vízszint alatt végzett mérésorozatot sikerét éppen azok a nemzetközi viszonylatban is újszerű megoldások garantálták, amelyek az ez évi fejlesztés során alakultak ki. Az előadás a Bábaapáti alkalmazott módszer technikai részleteinek rövid felvázolásán túl összefoglalja, hogy: miért fontos az in situ feszültségter ismerete a L/ILW végleges elhelyezésére kijelölt telephely minősítésének folyamatában; milyen egyéb megoldásai és hazai előzményei vannak az in situ feszültségter-meghatározásnak; hogyan alakultak a Bábaapáti végrehajtott mérési program eredményei, és melyek az azokból levonható legfontosabb következtetések.

Koncz István (MOL Rt.): Egyedi szénhidrogén-komponensek szénizotóp arányai — egy új technika (GCIRMS) felhasználási lehetőségei

A GCIRMS módszer lehetőséget ad arra, hogy a kőolajat és a földgázt alkotó szénhidrogén-elegyek egyedi (individuális) komponenseinek szénizotóp arányait mérni lehessen. Az ily módon előállított szénizotóp arány adatokat széles körben hasznosítják. Főbb felhasználási területeik: a földgázok és kőolajok genetikája, a földalatti gáztárolás folyamatának követése, a felszíni vizek és talajok kőolajjal és kőolajtermékekkel való szennyeződéseinek „nyomozása”.

Császár János (MOL Rt.): Új akusztikus lehetőségek: akusztikus sebesség-meghatározás bélésűcsövön keresztül és akusztikus anizotrópia

A Geoinform Kft. új akusztikus szondájával — XMAC Elite — bizonyos esetekben lehetőség nyílik az akusztikus sebességek meghatározására bélésűcsövön keresztül is. Az előadás — némi elméleti kiterővel — bemutatja ennek hazai tapasztalatait a cementpalást minőségének függvényében.

Az előadás második része a nyitott lyukszakaszban orientáltan felvett dipól teljes hullámképekből történő akusztikus anizotrópia meghatározását ismerteti. Az akusztikus anizotrópia ismerete nagyban segítheti a rétegrepsztesek tervezését, valamint a főfeszültség irányának meghatározását.

Ferincz György (MOL Rt.): Aktuális rezervoárgeológiai kérdések

Az előadás röviden bemutatja a rezervoárgeológia helyét, szerepét, célját a szénhidrogén-tároló telepek földtani megismerésének hazai gyakorlatában. Elsősorban azokhoz

szól, akik részt vesznek a megismerés folyamatában, de nem a teljes folyamatban, ugyanakkor alakítói, befolyásolói, fontos szereplői annak. Az előadás több olyan témakört is kiemel, amely a jobb, részletesebb megismerést szolgálja és a mai szakmai gyakorlatban átgondolásra, vagy ismételt felelevenítésre szorul. A megtalálástól a felhagyásig tartó folyamat számos szakterület közös munkájának eredménye. A tároló megismerésének különböző fokán hozott döntések alapvetően befolyásolhatják későbbi lehetőségeiket, ezért a folyamat átlátása számukra is fontos szakmai szempont lehet.

Marton Tibor (MOL Rt.): A petrofizikai információszerzés korszerűsödésének hatása a MOL integrált bányászati tevékenységében

A fejlett olajiparral rendelkező országok egységes információszerzést valósítanak meg a tároló-paraméterek meghatározására. A legfőbb információforrássá a mélyfúrású geofizikai szelvények és mintavételek váltak. A petrofizikusok a kutatás kezdetétől a termelés befejezéséig a legfontosabb információkkal rendelkeznek a fúrólyuk 2,5 m átmérőjű környezetéről, és hídként kapcsolhatják össze a különböző szakterületeket, a MOL integrált szénhidrogén-bányászati tevékenységében résztvevőket. A tároló kifejlődését (kedvező vagy kedvezőtlen) a petrofizikusok sehol a világon nem képesek befolyásolni, adataikat a felhasználók a valóságot legjobban közelítő tényként fogadják el, amely a módszerek fejlődésével tovább pontosítható.

Várhegyi András, Gorjánác Zorán (MECSEKÉRC Rt.): Dozimetriai mérések és aktuális sugárvédelmi helyzet a MECSEKÉRC Rt. hatásterületén

A MECSEKÉRC Környezetvédelmi Rt. által végzett állami nagyberuházás mostanra a finiséhez érkezett: a földalatti bányatérsegek, üzemi területek, meddőhányók, perkolációs térségek teljes körű rekultivációja gyakorlatilag megtörtént, vagy 2002 végére befejeződik. A jelenleg súlyponti tevékenység a legnagyobb környezeti kockázatot jelentő zagyártározók és környezetük helyreállítása, amely táj- és vízrendezési munkálatainak terv szerint 2004 végéig kell befejeződnie. A két zagyártározó és környezetük a MECSEKÉRC Rt.-nek terjedelmében is, kémiai és radioaktív szennyezők tekintetében is legnagyobb objektuma. A legfontosabb rekultivációs feladatok: radioaktív sugárzási szintek csökkentése; szennyezett vizek eltávolítása, kezelése (felszín alatti vizek és technológiai oldatok); felületstabilizálás, megfelelő morfológia kialakítása; többrétegű takarás, növényesítés; felszíni vízrendezés; környezeti monitoring rendszer működtetése; a hasznosítás földhivatali korlátozása. A rekultiváció sugárveszélyes tevékenység, amely során eleget teszünk a sugárvédelmi kérdéseket Magyarországon jelenleg szabályozó 16/2000. sz. EÜM rendelet előírásainak. A környéken élő lakosság tekintetében hosszú távon az 1 mSv/év effektív dóziskorlátnak kell megfelelni, aminek teljesülését a legközelebbi településeken felállított monitoring állomásokkal ellenőrizzük. A jelentős anyagmozgatással járó, anomális radioaktivitású zagy anyagával történő munkavégzés során a dolgozókra a 20 mSv/éves határérték teljesülését kell biztosítanunk. A sugárterhelések ellenőrzésére munkahelyi és

személyi dozimetriai méréseket végzünk. Előadásunkban a radioaktív környezeti monitoring és dozimetriai méréseink eredményeiről számolunk be.

Bock János, Namesánszky Zoltán, Gál József (GEOINFORM Kft.): Kútátképzés kútegeofizikai módszerekkel

A nemzetközi olajiparban alkalmazott gyakorlat a kútegeofizikai kábellel való bridge plug elhelyezés, cementdugó-lerakás. Sok szolgáltató cég van, amelyik megbízható eszközökkel rendelkezik ezen feladatok elvégzésére. Az átképzési idő és költségek csökkentése érdekében a MOL Rt. HKTD szakemberei megtették az első lépéseket e technológia hazai bevezetése érdekében. 2002 tavaszán kiválasztottak három kútat, ahol a termelőcső kiépítése nélkül perforációt kellett módosítani. A döntést követően ajánlatokat kértek a kivitelezésre, melyek kiértékelése során egyre jobban megismerték a különböző eszközök előnyeit és hátrányait, a több körben végrehajtott tárgyalás után tisztázódtak a műszaki igények. 2002 augusztusában a GEOINFORM az adott területen neves, talán a legjobb alvállalkozókkal együttműködve végezte el a feladatot. Két kúton 4" beléscsőben a Baker Oil Tools 2 1/8" TT Permanent Bridge Plug-ot ültetett ki. Ezen a két kúton 4, illetve 6 m hosszú cementdugót kellett elhelyezni. Ezt a HPI Norvégia végezte a 2,13" Positive Cement Bailerre. Létező perforáció kizárása történt a harmadik kúton 7" beléscsőben. Ebből a célból 2 m cementdugót, majd 14 m hosszú plasztikdugót helyeztünk el. A perforálás OWEN gyártmányú, 60 fokos fázisú és nagy lövéssűrűségű perforátorokkal történt. Az előadás bemutatja az alkalmazott eszközöket, a kivitelezés sajátosságait, majd beszámol a kiképzés eredményéről is.

Mitnyik Zoltán (MOL Rt.): Szeizmikus mélységtérképek

Az előadás témájának a kiinduló pontja az MBH szénhidrogén-kutatási zárójelentésekkel kapcsolatos utasítása, melyben földtani (idő, fácies vagy eróziós) felületek mélységtérképét a hivatal mellékletként igényli. A szerkesztéshez szükséges mélységinformáció lehet (szórt) pontszerű; ill. a szeizmikus mérésekből származó vonalmenti-területi időadat-reflexió adatrendszer. Az idő-mélység adatok között a VSP-mérés teremt kapcsolatot. A fúrással feltárt fizikai tér lemérését pedig a karotázs segítségével végzük. A szeizmikus felvétel és a fizikai tér adatainak keresztkorrelációja adja meg az egyezés mértékét. A sebességeloszlás továbbra is meghatározó eleme a hullámterjedésnek. Egy szerkesztendő mélységfelület esetében a fix pontok közötti interpoláció látszólag tetszőleges függvényre végrehajtható. Fontos a közeg vertikális változékonyságára jellemző grid operátor megválasztása, továbbá a laterális inhomogenitásnak megfelelő adatsűrűség. Belátható, hogy az idő-mélység iterációs közelítés és a geológiai, szerkezeti adatrendszer kombinációja a modellfejlődés meghatározó eleme, kimunkálása a találatok valószínűségének növekedését eredményezheti.

Jesch Aladár: MAORT-os emlékek

Pozsterbemutatók

Gellért Balázs, Zahuczky Péter, Ferincz György, Horváth Zsolt (MOL Rt.): Szeizmikus adatrendszer crossplot techni-

kás minősítésének alkalmazása dél-somogyi repedezett tárolók szeizmikus értelmezésében

A szénhidrogéntelemek művelésének optimalizálásához elengedhetetlenül szükséges a tároló-paraméterek (porozitás, permeabilitás) ismerete a kutak közti térrészekben is. Nagyszámú fúrás esetén a klasszikus geostatistika alkalmazásával (variogram modellezés, krigelés) a tároló-paraméterek jól becsülhetők. Töredezett tárolók esetében viszont még az elég nagy számú termelő kút sem biztosíték arra, hogy a geostatistikai eljárások kielégítő eredményt hoznak. Kézenfekvő, hogy ahol lehetséges, a szeizmikus mérések adatainak a felhasználásával próbáljuk meg a tároló-paraméter becslések bizonytalanságát csökkenteni (adat integráció). A poszter felső részében egy olyan egyszerű eljárást mutatunk be, amely segítheti a tároló alapvető tulajdonságainak a megismerését, viszont konkrét paraméterbecslésekre nem ad lehetőséget. A módszer a tároló térrészekhez kapcsolható időhorizontok menti szeizmikus attribútumokból előállított cross-plotokon alapszik. A poszter alsó részén egy robosztus tárolóparaméter-becslő eljárást mutatunk be, amely neurális hálózat segítségével határozza meg a keresett paraméter eloszlását, térképi adatokon. Példánk során egy dél-somogyi töredezett CH-tároló átlagos effektív vastagságeloszlását próbáljuk meg megbecsülni szeizmikus attribútumok alapján.

Az utóbbi évek szerzeményei — Válogatás a Magyar Olajipari Múzeum gyűjteményeiből

Az 1969-ben alapított Magyar Olajipari Múzeum gyűjteményei az utóbbi években jelentősen gyarapodtak. Műszaki emlék gyűjteményébe több nagyobb méretű berendezés, illetve technikatörténeti jelentőségű tárgy került. A bemutatott tablók ezek közül fényképeken jelenít meg néhányat. A fúrás adatgyűjtő egység (mérőkonténer) a GEOINFORM Kft. jóvoltából, a glikol regeneráló berendezés a MOL Rt. pusztadericsi üzeméből, a XX. század elejéről származó levegőkompresszor a Miskolci Egyetemről, a hasonló korú gőzmotor a budapesti Greshampalotából, az oldaldarus, T1530V típusú csőfektető traktor a KVV siófoki üzeméből került a múzeumba. A múzeum Zsigmondy Vilmos Gyűjteményének részét képezik azok a vízbányászati eszközök, berendezések, amelyeknek fotóját ugyancsak a tablón láthatjuk. A XIX. század második feléből származik a bemutatott üttőfűró berendezés, melynek emelóműve eredeti, háromlábú tornya rekonstrukció. Egyedülálló az az 1892-ben készített ikerdugattyús szivattyú, amely valamikor a FÉG budapesti telepének vízellátását biztosította. A múzeum szabadtéri kiállításának egyik érdekessége az a működőképes (működtethető) mélyszivattyú-himba, amely a MOL Rt. egri üzeméből került a gyűjteménybe. Ezek a műszaki berendezések, eszközök a Magyar Olajipari Múzeum restaurátorműhelyében újultak meg, váltak kiállíthatóvá. A tablón az egyéb gyűjteményeket egyetlen fotó, az állandó ásvány-közetkiállítást bemutató kép képviseli. E gyűjteménynek több darabja ritkaságszámba megy, maga a kiállítás sok látogatót vonz. Sajnos egy poszter lehetőségei nagyon szűkek ahhoz, hogy bemutatthassák a gyűjtemények széles körét. Említésre érdemes azonban, hogy az itt őrzött tárgyak, fotók, dokumentumok közül nagyon sok fontos információkkal szolgálhat a magyarországi geofizikai kutatás történetére vonatkozóan.

Konrád Gyula, Hervai András (PTE Földtani Tanszék): A mecseki késő ladin tengersizint-süllyedés üledékföldtani következményei

A mecseki középső-triász sztromatolit-onkoidos rétegeket korábban a Kozári Mészkö zárótagjaként értelmezték. Terepi vizsgálatok és fúrású rétegsorok alapján megállapítható, hogy a képződmény eróziós diszkordanciával különböző képződményekre (Kozári Mészköre, Zuhányai Mészköre ill. Káni Dolomitra) települ. Az onkoidos rétegekből fokozatosan fejlődik ki a Kantavári Mész márga. Javasoljuk a képződményt a Kantavári Mész márga Formáción belül Kiseréti Rétegtag néven elkülöníteni.

Berta Zsolt, Földing Gábor, Menyhei László, Vágó Zoltán, Várhegyi András: Zagytározók rekultivációjának minőségellenőrzése

A MECSEKÉRC Rt. zagytározóinak rekultivációja során sokrétű műszaki követelményrendszert kell teljesíteni: a megfelelő morfológiával kialakított, víztelenített és szilárdított zagytést, a kellően előkészített felület, az előírt szerkezetű fedőréteg vastagságának, tömörségének, víztartalmának, vízáteresztő-képességének, radon visszatartó-képességének stb. szigorúan a tervezett intervallumba kell esnie ahhoz, hogy a hatósági előírások nagy biztonsággal teljesüljenek. A milliárdos nagyságrendű beruházás kivitelezési munkáinak zömét alvállalkozókkal végeztetjük, a nagy felelősséggel járó minőségellenőrzést azonban magunk végezzük. Geotechnikai csoportunk geofizikai, radiometriai és talajmechanikai módszerek és eszközök széles körének bevonásával végzi ezt a feladatot, amelynek eljárásaiból, eredményeiből ad ízelítőt a bemutatott két poszter, amelyek közül az egyik a minőség-ellenőrzés folyamatának bemutatására, a másik az alkalmazott geofizikai módszerek illusztrálására készült.

Cégismertető

Alma Mater Bt.

Szoftverfejlesztés: Szöveges adatbázisok, könyvek CD-ROM mellékletei, internetes adattárak, multimédiás oktatóprogramok, cégek, hivatalok nagy mennyiségű szöveges és képi adatállományának feldolgozása.

Hardver- és szoftverforgalmazás: Apple Macintosh és IBM kompatibilis számítógépek értékesítése, iroda- és oktatástechnikai termékek és az ehhez szükséges szoftverek és programcsomagok, valamint oktatóprogramok forgalmazása.

Oktatás: Egyéni és csoportos oktatás. Internetes felhasználás és alapszintű webfejlesztés, multimédiás publikációk és interaktív programok készítése, grafika — képszerkesztés, képhelyreállítás, digitalizálás —, alkalmazói programok használatának betanítása és konzultációs lehetőség.

További információ:

Tel.: (93)320-950, (20)961-5222, (20)935-9006,
(20)917-6633

Fax: (93)320-950

Honlap: www.almamater.hu

E-mail: alma@almamater.hu

Postacím: 8800 Nagykanizsa, Pf. 212

Császár János, Horváth Zsolt

FÖLDTANI TÚRA A FELVIDÉKRE

Ismerkedés a Felvidék földtanával és kulturális értékeivel

Szervezők: a Magyarhoni Földtani Társulat és a Magyar Geofizikusok Egyesülete

Időpontja: 2003. augusztus 23–30. (8 nap, 7 éjszaka)

Utazás: bérelt autóbusszal

Földtani túravezető: dr. VITÁLIS György

Szállás félpanzióval, összesen 4 helyen:

1. nap Bajmócon vagy közelében,
- 2–5. nap Poprádon (új, jó szolgáltatást nyújtó panzió),
6. nap Wieliczka (Krakkó közelében), panzióban,
7. nap Kassán vagy környékén.

Tervezett program

1. nap (augusztus 23, szombat)

Témája: a Szlovák-érchegység hidrotermális ércesedése.

Indulás: reggel 6 órakor Budapestről (Nagy Imre tér)—határátlépés Parassapusztánál—Gyüd (negyedidőszaki forráskúpok)—Selmezbánya (föld alatti bányászmuzeum, és a város látnivalói)—Vihnye (kötenger)—Geletnek (Szabó-szikla)—Bajmóc (melegforrások, a vár édesvízi mészkőn épült). Szállás vacsorával.

2. nap (augusztus 24. vasárnap)

Témája: a Kárpátok szerkezete — szirtöv és kristályos vonulat (Kis-Fátra). Bajmóc—Rajecfürdő (jó idő esetén fürdés)—Zsolna (történelmi városmag)—Sztrecsnó vára—Kis-Fátra Nemzeti Park: Vratna-völgy (lanovkával a Kriván és a Chleb lábához)—Liptószentmiklós (városnézés)—Csorba-tó (gleccservölgy, morénatő)—Poprád (szállás vacsorával).

3. nap (augusztus 25. hétfő)

Témája: az előző nap folytatása (szirtöv). Poprád—Podolin (történelmi városközpont)—Ruzsachfürdő (forráskráter)—Vörös kolostor (a Pieninek mészkősziklái, Akszamith-barlang, a Dunajec áttörése—tutajozás a Dunajecen)—Ólubló (városnézés)—Késmárk—Szepes-szombat (városnézés)—Poprád (szállás vacsorával).

4. nap (augusztus 26. kedd)

Témája: az alsó-alpi egység mészkövei és ultrabázitjai (Szlovák Paradicsom Nemzeti Park). Poprád—Lőcse (városnézés)—Igló (városnézés)—Dobsinai jégbarlang—Poprád (szállás vacsorával).

5. nap (augusztus 27. szerda)

Témája: a Kárpátok központi magja, a Magas-Tátra (paragneisz-migmatit). Poprád—Késmárk (városnézés)—Tátrai Nemzeti Park: Időjárástól függő programok: lanovkával a Lomnici-csúcsra, Ótátrafüredről siklóval a Tarajkára, gyalogtúra a Tarpataki vízesésekhez—Poprád (szállás vacsorával).

6. nap (augusztus 28. csütörtök)

Témája: a külső kárpáti flis öv és a kárpáti elősüllyedék — sótekonika. Poprád—Javorina—Zakopane—Wieliczka (látogatás a sóbányában, majd szállás vacsorával).

7. nap (augusztus 29. péntek)

Témája: a teljes késő-alpi egység keresztezése a Beszkidekben. Wieliczka—Krakkó (városnézés)—Dukla-hágó (toronymúzeum, halálvölgy)—Eperjes (városnézés)—Kassa (városnézés, szállás).

8. nap (augusztus 30. szombat)

Témája: a Szlovák karszt. Kassa (városnézés)—Áji völgy, Ájfalucska (hideg karsztforrások)—Krasznahorka (vár)—Rozsnyó (városnézés)—Somoskőújfalú (határátkelés)—Budapest.

Költségek: előzetes becslés szerint 60 000 Ft, de a belépőjegyek, lanovka stb. áráról függően változhat. Ezeket remélhetőleg hamarosan megtudjuk a Szlovák Idegenforgalmi Irodától, úgyhogy a következő hírlevélben már pontosabb tájékoztatást tudunk adni. Mivel a költségek a létszámtól is függenek, kérjük, érdeklődését jelezze az MTT titkárságán, lehetőleg e-mailen!

Tel: 201-9129

E-mail: mail.mft@mtesz.hu

Kilényi Éva túraszervező

A HUNGEO-RÓL MÉG EGYSZER

Két számmal ezelőtt sok szépet és jót írtam a tavalyi soproni Geo2002 című HUNGEO konferenciáról.

Minden rendezvény akkor jó, ha a résztvevők észre sem veszik, hogy itt minden „rendezve” van. Így volt ez most Sopronban is, a plenáris ülésen és a hat párhuzamos szekcióban minden a helyén volt, minden működött, mindenki megtalálta a termeket, eligazodott a nagy térben és a sokféle program között. A technikai berendezések megvoltak, működtek, volt kéznél segítség is, ha a kezeléssel probléma lett volna.

Így aztán a nagy lelkesedés közepette elfelejtettem megemlíteni azoknak a nevét, akik nélkül ez a konferencia nem lett volna ennyire sikeres — a Magyar Geofizikusok Egyesülete Soproni csoportjának helybéli tagjait, név sze-

rint SZARKA Lászlót és az általa verbuvált csapatot: KOPPÁN András (a soproni csoport titkárát), TURI Jánost és BÓR Józsefet, akik a három nap alatt reggeltől estig a helyükön voltak, és mindenről gondoskodtak, ha kellett, készségesen segítettek. Köszönjük nekik a közreműködést és a részvételt, mert hogy úgy mondjam, „nélkülük nem jött volna létre” ez a rendezvény.

Egyúttal megragadom az alkalmat, hogy felhívjam a Tisztelt kollégák figyelmét arra, hogy 2004-ben augusztus 15-20-ig Szegeden és a Délvidéken tervezzük a következő HUNGEO-t, azaz a határokon inneni és túli magyar geozsakemberek világtalálkozójának megszervezését.

Hegybíró Zsuzsanna

In Memoriam:

TANDARI ISTVÁNNÉ

1919–2002

Magdika 1919-ben született Újvidéken. Szülei egyszerű emberek voltak, akik a változó politikai-gazdasági viszonyok ellenére tanították. A sajátos környezetből — és nyilván kiváló nyelvérzékenységéből — fakadt, hogy a magyaron kívül jól beszélt szerbül, horvátul, németül. Orosz nyelvtanári diplomát szerzett, s mellette elsajátította az angol nyelvet is. Munkahelyei közül jelentős állomás volt a Nehézipari Minisztérium Uránipari Titkársága, ahol mint tolmács, szakfordító közel került, megszerette, s egyre jobban elsajátította azokat a földtani-geofizikai ismereteket, amelyek színvonalas munkájához elengedhetetlenül szükségesek voltak.

1963–1975 között a Központi Földtani Hivatalban dolgozott, mint a KGST Földtani Állandó Bizottsága magyar kormánybizottságának titkára.

1975-ben nyugdíjba ment.

1976–1989 között a Magyar Állami Eötvös Loránd



Geofizikai Intézet (ELGI) alkalmazásában állt, s az Intermorgeo, majd az Intergeotechnika és kétoldalú műszaki tudományos együttműködések területén végzett értékes, hasznos munkát mint rendszeres közreműködő (szakfordítás, szaktolmácsolás, jelentések összeállításában való részvétel). Részfeladatok vállalásával 1989 után is mindig lehetett rá számítani. Munkáját nagy gondossággal végezte, megbízható, rendszerető volt.

Lételeme volt az utazás. (Családi örökség? — édesapja tengerész volt.) Mind az említett területek szakmai tanácskozásain, mind magán- (turista-) útjai során sokfelé megfordult a világban. Művelt, irodalom-, zene- és művészetszerető ember volt.

Kollégái, tisztelői 2002. március 28-án kísérték utolsó útjára a Megyeri temetőben.

Kedves Magdika, nyugodjék békében!

Baráth István

HAJDU JÓZSEF

1958–2002

A miskolci Nehézipari Műszaki Egyetemen hidrogeológus szakon 1982-ben kapta meg bányamérnöki diplomáját, és hivatásul a kőolaj- és földgázkutatóválasztotta. Tevékenységének színtere kezdetben az Alföld volt, majd a MOL Rt. működési körének, feladatainak bővülésével együtt teljesedett ki az ő pályája is.

Az idők folyamán volt operatív geológus, foglalkozott a kutatás módszertani fejlesztésével, de szakmai életútja legjavát tervező-értelmező geológusként a kőolaj- és földgázmezők felfedezésére fordította. Az OKGT berkein belül a Kőolajkutató Vállalatnál, egy átszervezést követően pedig a Geofizikai Kutató Vállalatnál tevékenykedett Szolnokon, majd megalakulását követően a MOL Rt. alkalmazottja lett. Munkája eredményeit a Tiszántúlon, majd a paleogén medencében felfedezett kőolaj- és földgáz-előfordulások jeleztek.

A kutatás a vérében volt, lendület, akarat, töretlen életkedv jellemezte. Szakmai munkáját az új módszerek, megoldások iránti érdeklődés és azok gyakorlatban történő alkalmazása jellemezte. Jó szervezőkészsége segítette a bonyolult feladatok megoldásában, a partnerek munkájának összehangolásában. Döntései előtt kikérte, igényelte mások véleményét, igyekezett a legrészletesebben tájékozódni a végső szó kimondása előtt. A közös szakmai viták során — mások álláspontját tiszte-

letben tartva — kereste a meg-egyeztést.

Kereste a kihívásokat és bátran vállalta a megmérettetéseket. Angolnyelv-tudását felhasználva a MOL és az Occidental magyarországi együttműködésében dolgozott, majd még nagyobb feladatot teljesítve otthonától távol, Pakisztánban vezette a MOL irodáját. Sajnálatos módon nem várhatta meg munkája eredményének, a felfedezett gázmezőnek kétségtelen bizonyítékát jelentő rétegvizsgálatokat — 2002. november 23-án váratlanul elhunyt.

HAJDU Józsi nyílt, őszinte ember, jó kolléga, jó közösségi ember volt. Munkatársai a hivatalos kapcsolatokon túl, a magánéletben is gyakran számíthattak önzetlen segítőkészségére. Igazi társasági ember volt, vidám és jó kedélyű, az emberek legtöbbszörrel nagyon jó, közvetlen viszonyt tudott kialakítani. Emberi kapcsolatai mélységét, tartalmasságát jelzi, hogy régi kollégáit nem felejtette el, lehetőség szerint felkereste, meglátogatta őket.

Szent Borbála napján a szolnoki temetőben vettek végső búcsút Tőle családtagjai, rokonai, barátai, munkatársai, évfolyamtársai.

Boncz László



DR. CSEREPES LÁSZLÓ

1952–2002

„Boldogok a szelídek, mert
övék lesz a Föld.” (Máté 5,5.)

Dr. CSEREPES László, az ELTE Geofizikai Tanszékének professzora 50 éves korában, hosszú szenvedés után, karácsony előtt néhány nappal elhunyt.

1952-ben született Budapesten. 1970-ben érettségizett, s még az évben felvételt nyert az ELTE TTK fizikus szakára. Két év elvégzése után átiratkozott a geofizikus szakra. 1975-ben először a geofizikus diplomát, majd három év múlva a fizikusi diplomát szerezte meg. Tanulmányi eredményei mindvégig jelesek voltak. Korán kitűnt szerénységével, szorgalmával és tehetségével. 1975-től megszakítás nélkül a Geofizikai Tanszéken dolgozott, 1986-ban adjunktusi, 1996-ban docensi, majd 1999-ben egyetemi tanári kinevezést kapott. Kis doktori fokozatát 1978-ban szerezte meg. Kandidátusi értekezését 1996-ban védte meg, amelyet különleges értékeire való tekintettel az MTA Doktori Tanácsa a földtudomány doktori cím megadásával honorált. Ez a teljesítmény azóta is példa nélküli a hazai geofizikusok minőségének történetében.

Kutatásainak középpontjában kezdettől fogva a Föld köpenyében zajló globális cirkuláció, a köpenykonvekció vizsgálata állt. Ez a jelenség a földfelszíni litoszféralemezek mozgásának, azaz végső soron a lemeztektonikának, a kontinensvándorlásnak és az óceánok fejlődésének a fizikai-dinamikai háttere.

Ebben a tárgykörben építette ki külföldi kapcsolatait, amelyek természetszerűleg nélkülözhetetlenek ennek az eleve nemzetközi szintűen folyó kutatásnak a sikeres műveléséhez. 1984 óta 8 alkalommal volt meghívott kutató külföldi intézetekben és egyetemeken: Franciaországban (Toulouse, Párizs), Németországban (Mainz, Göttingen) és az Egyesült Államokban (Minneapolis). 2003 őszére vendégprofesszori meghívása volt a Minneapolisi Egyetemre.

CSEREPES László köpenykonvekciós kutatásai a jelenség hidrodinamikai modellezésén alapultak nagyteljesítményű számítógépek segítségével. E téren három olyan alapvető felismerése született, amellyel jelentősen hozzájárult az elmélet fejlődéséhez.

Még a 80-as évek elején megmutatta, hogy a litoszféralemezek merevsége, ami mindig is a leginkább problémás része volt a köpenyt folyadékként kezelő elméletnek, természetes úton adódik a konvektív cirkuláció és a lemezanyag reológiai viselkedésének kölcsönhatásként. Ez a kölcsönhatás a lemezek létezésének az oka. CSEREPES László ezt 1982-ben publikálta, munkáját azóta is idézik, és erre építik a továbbfejlesztett modelleket.

Egy másik jelentős eredménye volt a 90-es évek elején a köpenyben várható háromdimenziós cirkulációs

formák feltérképezése. Felismerte, hogy a köpenybeli felszálló mozgás a Föld felszínén ismert vulkáni centrumokhoz („hot spot”-okhoz) kapcsolódó, a mélyköpenyig lenyúló oszlopszerű formákban valósul meg. Ez a felismerés azóta a köpenykonvekció alaptézisei közé tartozik.

Harmadik jelentős eredménye a legutóbbi években született, s ezt egy amerikai szerzőtársával együtt dolgozta ki. A köpenybeli anyagáramlást rétegzetté teszi a köpeny belsejében, 660 km mélységben húzódó határréteghez kapcsolódó kristályszerkezeti fázisátalakulás. Ez többé-kevésbé gátja a cirkulációnak, mert az áramlás nehezen és nem mindenütt tudja áttörni ezt a határt. Kimutatták, hogy a köpenykonvekció felszálló oszlopai három különböző mélységből erednek: a 660 km-es határrétegből, közvetlenül a határréteg alól, illetve a köpeny legaljáról. Ezek az eredmények 2000-ben jelentek meg, s nagy világvisszhangot váltottak ki.

Kutatásai során CSEREPES László a geofizika más folyadékdinamikai problémáin is dolgozott. Ilyen alapvető jelentőségű folyadékdinamikai tárgykör, amelyben az utóbbi évek kiemelkedő eredményeket hoztak, a földi mágneses tér eredete, amely a Föld magjában folyó áramlásokon alapul.

Végül tudományos munkásságához tartozik, hogy csaknem egy évtizedet dolgozott az ELTE Geofizikai Tanszékén működő úrkutatási munkacsoportban. Itt is elsősorban fizikai alap kutatás volt a feladata, s eredményei a magnetoszférában terjedő nagyon kis frekvenciás elektromágneses hullámok sajátságairól szólnak.

Összefoglalva megállapítható, hogy CSEREPES László magas szintű földtudományi ismereteket, fizikai és matematikai tudást, valamint számítástechnikai csúcstechnológiát és programozást követelő interdiszciplinális területen dolgozott és nemzetközi szinten a legkiválóbbak közé tartozott. Joggal mondható, hogy követte az egyetem névadójának intencióját: „...csak az az igazi tudomány, amely világra szól...”.

Kiemelkedő kutatómunkája mellett elhivatott oktató és népszerű tanár is volt. Reguláris óráin és speciális kurzusokon, diplomamunkák és doktori dolgozatok konzulenseként adta tovább tudását a fiatal generációknak. Göttingeni meghívásai idején az ottani egyetemen is előadott fizikus és geofizikus doktoranduszoknak. Meghatározó része volt az ELTE geofizikus szakán korábban érvényes tanrend kidolgozásában és vezető szerepet játszott az egyetemi integrációhoz és a kredit rendszer bevezetéséhez kapcsolódó curriculum megújításában, és a doktori iskolában.

Emberi tulajdonságai közül legjellemzőbb volt hivatástudata, segítőkészsége és az a szelíd szeretet, amellyel mindannyiunk szívéhez megtalálta az utat. Megrettenve éltük át a hirten reá törő gyilkos kórt, és vele együtt hittük, hogy lesz gyógyulás. Nem így történt! Hiánya fáj, és döbbenet éljük át pótolhatatlanságát. Rengeteg probléma merül fel bennem, amelyre csak ő tudná megadni a helyes választ. Vádolom



magam, hogy nem kérdeztem többet; hogy nem tudtunk mindent elrendezni. Kétségekkel viaskodva idézem fel magamban a hegyi beszéd krisztusi üzenetét: „*Boldogok, akik szomorúak, mert majd megvigasztalják őket*” (Máté 5,4.). És íme, megérkezik a vigasz! Áldásos felesége hív, hogy talált Laci munkái, iratai között egy korábban sohasem látott papírt egyetlen, ceruzával írt mondattal. Amint olvassa, megértem, hogy ez Laci végső tanácsa és búcsúja mindannyiunktól:

„Eljön az idő — szükségképpen el kell jönnie —,

amikor az ember belátja majd, hogy számára a tudomány nem mellékes foglalkozás. Olyan föld, amelyen mint hogy máris előfordul, azért adjuk oda életünket, hogy tudjunk és többek legyünk nem pedig, hogy birtokoljunk. Körülöttünk ez készülődik kikerülhetetlenül.”

Kedves Kollégánk, drága Barátunk! Búcsúzom Tőled az Eötvös Loránd Tudományegyetem, a Természettudományi Kar, a Rektor és Dékán Úr, tanártársaid és tanítványaid nevében: Isten veled, nyugodjál békében.

Horváth Ferenc

NAGY MAGDOLNA

1916–2003

1916-ban született Budapesten. Kétéves korában elvesztette mérnök édesapját. Édesanyja szerény tisztviselői jövedelméből egyedül nevelte, taníttatta. 1934-ben a Szent Margit gimnáziumban érettségizett, 1936-ban a Damjanich utcai állami tanítóképzőben magyar–német tanítónői oklevelet szerzett. Néhány évi elemi iskolai tanítás után, tanári munka mellett beiratkozott a budapesti Pázmány Péter Tudományegyetem bölcsészeti karára, magyar–francia–német szakra. Tanulmányait félbe kellett szakítania, mert súlyosan megbetegedett (megbénult). Csodával határos módon meggyógyult, és 1948-ban folytathatta tanulmányait. 1951-ben francia–német szakos középiskolai tanári diplomát szerzett, de mire meglelt a diplomája, addigra beszüntették a nyugati nyelvek oktatását az iskolákban.

Ekkor került a Geofizikai Intézethez. 1951 októbertől az akkor felfejlesztés alatt álló intézet úgynevezett „középkáder-tanfolyamot” indított kutatási segédképzés céljából. Magda a féléves tanfolyam elvégzése után a Szeizmikus Osztályra került, és terepi csoportoknál a kiértékelésben dolgozott. 1958-ban a központba helyezték az Egyeztető Osztályra (amely a Tudományos Koordinációs Osztály elődje volt.) Itt dolgozott 1979-es nyugdíjazásáig, de utána még évekig visszajárt dolgozni az ELGI-be. Több mint 35 évet töltött a Geofizikai Intézet szolgálatában.

Mínthogy a sors a geofizikához sodorta, még terepes korában, 1956-ban beiratkozott a Miskolci Nehézipari Műszaki Egyetemre, hogy a geofizikában is szakember legyen. Levelező tagozaton, munka mellett végezte el a „bányageológus-mérnök” szakot, 1962-ben szerezte meg diplomáját. Tanulni, terepre, majd a központba járni dolgozni, Miskolcra utazni vizsgázni — nem volt könnyű feladat.

Már a szeizmikus csoportoknál megbízható, szorgalmas munkatársnak és segítőkész, másokkal törődő jó barátnak ismerték meg. Az Egyeztető Osztályon mint tudományos munkatárs hatalmas munkát végzett. Nevéhez fűződik az intézeti adattár létrehozása és kezelése. Részt vett a téma-lap-rendszer kidolgozásában és kezelésében. Feladata volt a Geofizikai Közlemények és az Évi Jelentés, valamint egyéb időszakos, illetve alkalmi kiadványok sajtó alá rendezése és színvonalassá tétele. Segített az ELGI könyvtárban lévő Eötvös Loránd-hagyaték feldolgozásában, rendezte és fordította a levelezést. Nyelvtudását tudományos munkájában állandóan használta. A francia és német mellett angolul is megtanult. Kiemelkedő munkájáért több kitüntetést is kapott. 1999-ben a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Pro Geophisica díjjal tüntette ki.

Az 1970-es években édesanyja meghalt, Magda egyedül maradt. Idővel segítőkészségét szinte intézménnyé fejlesztette, így egyre több barát vette körül, egyre több tanítvány akart tőle nyelvet tanulni. Magda érdekes, mozgalmas életet alakított maga körül. Szeretett segíteni, ügyeket lebonyolítani.

Az utóbbi években sokat szenvedett régi betegsége óta gyenge lábai miatt. Végül szeme is cserben hagyta. Ezekkel a bajokkal már nem volt ereje megküzdeni. Február 27-én töltötte volna be 87. évét. Hosszú, gazdag, de szenvedéssel tele élete volt, amit példászerűen élt végig az utolsó percéig, hűen erkölcsi elgondolásaihoz.

Fájdalommal búcsúzunk Magdától, Magdi nénitől, emléket megőrizzük.

Mezey Mária



Eseménynaptár

Ifjúsági ankét

Szervező: MGE, MFT
Helye: Dobogókő
Ideje: 2003. március 21–22.
Információ: (1)201-9815 vagy geophysic@mail.mtesz.hu

MGE-közyűlés

Helye: Budapest
Ideje: 2003. április 4.
Információ: (1)201-9815 vagy geophysic@mail.mtesz.hu

EGS

Helye: Nizza
Ideje: 2003. április 6–11.

Bányászati – kohászati – földtani konferencia

Szervező: Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság
Helye: Zilah, Szilágy megye
Ideje: 2003. április 11–13.
Információ: www.emt.ro vagy webmester@emt.ro

VIII. Geomatematikai ankét és A térinformatika alkalmazásai a környezetvédelemben és a földtudományokban c. konferencia

Szervező: A MFT Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztálya
Helye: Szeged, az MTA Szegedi Akadémiai Bizottságának székháza
Ideje: 2003. május 5–6.
Információ: http://ttkde4.sci.u-szeged.hu/foldtan/geomatematikai_szakosztaly/

Darnó-zóna konferencia

Szervező: MFT
Helye: Recsk
Ideje: 2003. május 29–31.
Információ: (1)201-9129

65th EAGE Conference @ Exhibition

Szervező: EAGE
Helye: Stavanger
Ideje: 2003. június 2–5.
Információ: www.eage.nl/conferences/ vagy eage@eage.nl

Földi elektromágnesség konferencia Verő József 70. Születésnapja alkalmából

Szervezők: MGE, MTA Geofizikai Tudományos Bizottsága, MTA GGKI, NYME Fizika Intézete
Helye: Sopron
Ideje: 2003. június 20.
Információ: (99)508-340

EAGE/SEG Summer Research Workshop

Szervező: EAGE
Helye: Trieszt
Ideje: 2003. augusztus 31–szeptember 4.
Információ: www.eage.nl/conferences/ vagy eage@eage.nl

EEGS

Helye: Prága
Ideje: 2003. augusztus 31–szeptember 4.

EAGE Workshop on Fault and Top Seals: What do we know and where do we go?

Szervező: EAGE
Helye: La Grande Motte (Franciaország)
Ideje: 2003. szeptember 1–4.
Információ: www.eage.nl/conferences/ vagy eage@eage.nl

Vándorgyűlés

Szervező: MGE, MFT, OMBKE, SPE
Helye: Tiszaroff
Ideje: 2003. szeptember 19–20.
Információ: (1)201-9815 vagy geophysic@mail.mtesz.hu

1st North Africa/Mediterranean Petroleum & Geosciences Conference and Exhibition

Szervező: EAGE
Helye: Tunisz
Ideje: 2003. október 6–9.
Információ (1–4): www.eage.nl/conferences/ vagy eage@eage.nl

50 éves az MGE

Szervező: MGE
Helye: Budapest
Ideje: 2004. április 27.
Információ: (1)201-9815 vagy geophysic@mail.mtesz.hu

Összeállította: Tóth Lajos

A 43. évfolyamban közölt szakcikkek lektorainak névsora ABC szerint:

ÁDÁM Antal
ÁDÁM József
BODOKY Tamás
DRAHOS Dezső
GYULAI Ákos
MÁRTON Péter
NYÁRI Zsuzsanna
PETHŐ Gábor
POSGAY Károly
STEINER Ferenc
SZABÓ Zoltán
SZALAI Sándor
SZARKA László
TAKÁCS Ernő id.
VERŐ József
ZILAHÍ-SEBESS László id.
ZILAHÍ-SEBESS László ifj.

HU ISSN 0025—0120

Főszerkesztő: dr. Bodoky Tamás

Szerkesztő: Tóth Lajos

Szerkesztőbizottság: dr. Aczél Etelka, dr. Ferenczy László, Hegybíró Zsuzsanna, Kakas Kristóf,
dr. Ormos Tamás, dr. Szarka László, Verő László

A szerkesztőség címe: Budapest, II., Fő u. 68. (1371 Budapest, Pf. 433)

Telefon: (1)201-9815
