

EAGE

A Geophysical Prospecting soproni szerkesztőbizottsági üléséről..... 49

SZAKCIKKEK

Az Ørsted, a CHAMP és a SAC-C mesterséges holdak mágneses méréseinek spektrális analízise

Kis Károly, Wittmann Géza..... 51

Földrengés-előfordulások modellezése neurális hálózatokkal

Bodri Bertalan..... 60

Magyarország gravitációs lineamenstérképe — első eredmények

Kiss János..... 71

Eötvös Loránd és a Föld alakja (Az Internationale Erdmessung budapesti kongresszusának 100. évfordulójára)

Szabó Zoltán..... 80

HÍREK, BESZÁMOLÓK

Környezeti és mérnökgeofizikai konferencia Kínában — Új, 732 oldalas alaplómű a geofizikában: Felszínközeli geofizika — Geofizikai–földtani–környezet-

védelmi vándorgyűlés és kiállítás felhívás — Rendezvénytár 86

IN MEMORIAM

Mituch Erzsébet..... 91

47. évfolyam 2. szám



2006

CONTENTS

EAGE

News 49

Geophysical PapersSpectral analysis of the magnetic measurements of the Ørsted, CHAMP, and SAC-C satellites
K. Kis, G. Wittmann..... 51Neural-network modelling of earthquake occurrences
B. Bodri..... 60Gravity lineament map of Hungary — first results
J. Kiss 71Lorand Eötvös and the figure of the Earth
Z. Szabó 80**News and Reports** 86**In Memoriam**

Erzsébet Mituch 91

A szerkesztőség a szakcikkeket szaklektorálás után közli. A szaklektorok névsora az évfűző 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. Fancsik 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



EAGE

A GEOPHYSICAL PROSPECTING SOPRONI SZERKESZTŐBIZOTTSÁGI ÜLÉSÉRŐL

A Geophysical Prospecting c. folyóirat szerkesztőbizottsági ülését minden évben a fenntartó egyesület, az EAGE éves konferenciájához kötődően tartja. A 2005. évi madridi ülésen Roy WHITE főszerkesztő — a tagok kölcsönös megismerkedését szorgalmazandó — egy közös vacsorával egybekötött jövőbeni szerkesztőbizottsági összejövetelt javasolt. Az ötletet nyomban megtoldottam azzal, hogy 2006-ban ne Bécsben keresgéljünk vendéglátóhelyet, hanem jöjjünk át Sopronba. A résztvevők támogatandónak (a folyóirat európai jellege hangsúlyozásának) értékelték a soproni javaslatot, s így — miután az EAGE Council hozzájárult a költségekhez, — elkezdődhetett a szervezőmunka.

2006. június 13-án, kedden a Wien Messe előtt 17:30-kor (az EAGE délutáni fogadásának végén) szálltunk be egy soproni buszba, ahol nyomban kezdetét vette a szerkesztőbizottsági ülés. Mire a Lajtához értünk, már a főszerkesztői tájékoztatón is túl voltunk. Ott — a történelmi Magyarország határánál — egy soproni idegenvezető hölgy vette át a mikrofont, aki szép keresztmetszetet adott a határvidék történelméről, Sopron és környéke természeti és kulturális nevezetességeiről. Sopronban a Hűségkúttól a Fő tér és a Templom utca érintésével sétáltunk a Széchenyi térig. (Ott készült a következő oldalon látható fénykép.) A szerkesztőbizottsági ülés a Perkovátz-ház különtermében folytatódott: itt vette át a főszerkesztői stafétabotot Roy WHITE-től Aldo VESNAVER. Az este magyaros vacsorával (szürkemarhapörkölt, kékfrankos, túrós palacsinta) zárult. A résztvevőket a soproni busz visszaszállította bécsi szállásukra.

Az új főszerkesztő, Aldo VESNAVER fényképes körlevélben osztotta meg a soproni ülés sikere felett érzett örömét a szerkesztőség tagjaival. A vendégek élményeinek részletezése helyett azonban az Olvasót nyilván a

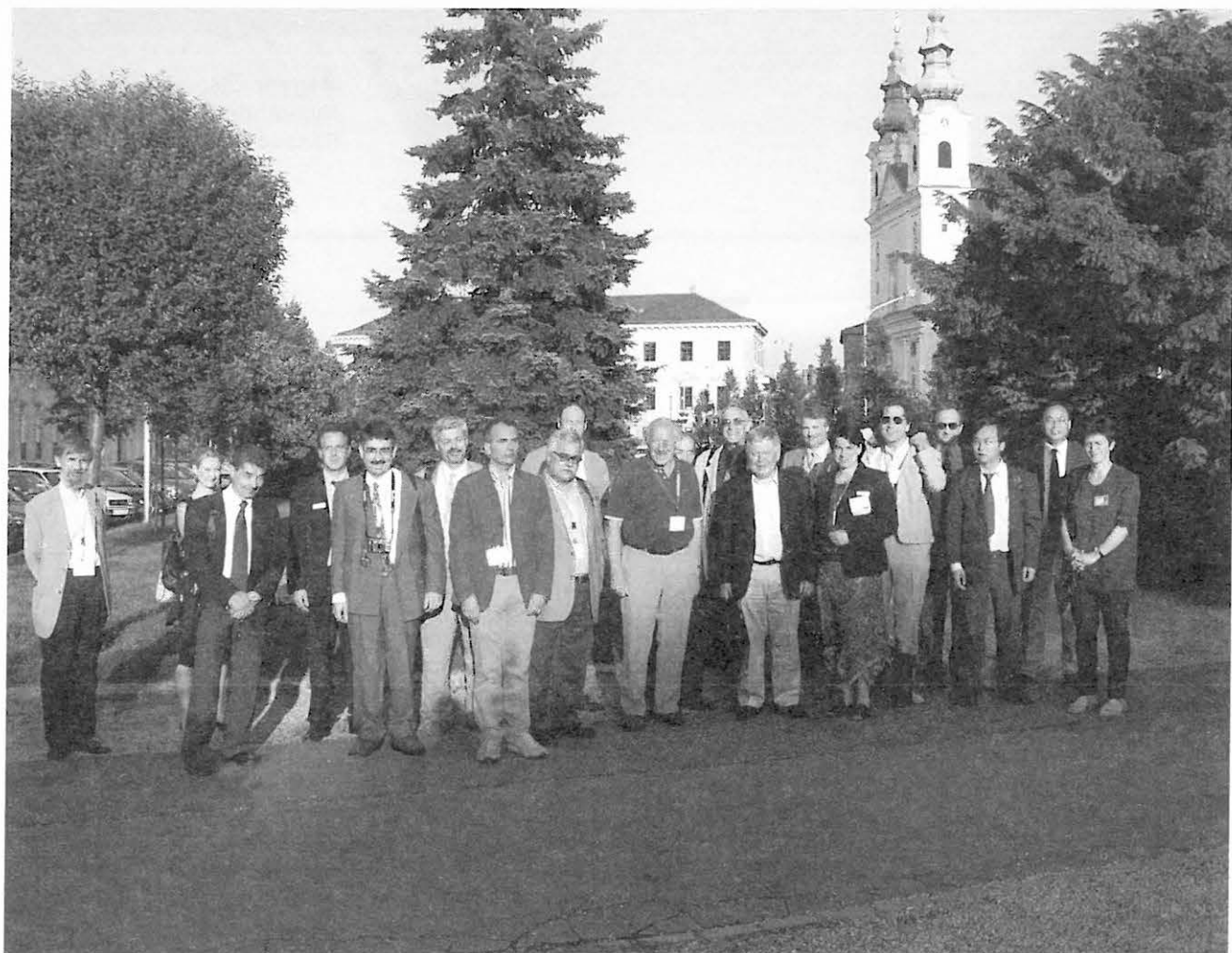
Geophysical Prospecting működése, és a kéziratok sorsa érdekli jobban.

Az EAGE-nak négy folyóirata van: Geophysical Prospecting, Near Surface Geophysics, Petroleum Geosciences és First Break. A címek önmagukért beszélnek, és a benyújtáskor érdemes mérlegelni a jelentendő kézirat tematikai hovatartozását. A Geophysical Prospecting és a Near Surface Geophysics közötti választásban a fő szabály az, hogy a Geophysical Prospecting a kb. 100 m-es mélység alatti térrész vizsgálatával foglalkozó cikkeket fogad szívesen. A felszínközeli mérnökgeofizikai–régészeti–földtani tanulmányoknak a Near Surface Geophysics a természetes helye, az elméleti újdonságot nélkülöző esettanulmányoké pedig a First Break. (Ez utóbbi — a másik hárommal szemben — nem tartozik az ún. „impakt faktoros” folyóiratok közé.)

A Geophysical Prospectinghez kéziratot a <http://mc.manuscriptcentral.com/gp> címen az EAGE ScholarOne webhelyén lehet benyújtani. A beérkezett anyagokat formailag ellenőrzik, majd kör-e-mailben értesítik a főszerkesztőt (az Editor-in-Chiefet) és helyetteseit (a Deputy Editorokat) a beérkezésről. Valamelyikük kijelöl egy társszerkesztőt (egy Associate Editort), aki két független bírálót (Reviewert) bíz meg a kézirat részletes áttanulmányozásával. A határidőket igyekeznek keményen tartani, de kisebb-nagyobb csúszás minden fázisban előfordulhat: az emberi feledékenységnek a számítógépes figyelmeztetés sem tud korlátot állítani.

A Geophysical Prospectinghez beérkező kéziratok színvonala meglehetősen széles skálán mozog, de csak a legjobbak jelenhetnek meg. A folyóirat várja a jó minőségű kéziratokat Magyarországról is.

Szarka László



Balról jobbra: Mike BACON, Lindsey BENNETT, John SUNDERLAND, Marco BLOMBERGER, Ali OZBECK, SZARKA László, Maurizio FEDI, Ugur YARAMANCI, Angus BEST, Roy WHITE, René-Eduard PLESSIX, Alan REID, Dick IRESON, Tim MOSER, Joyce VAN DEN BURGH, Aldo VESNAVER, Helmut JAKUBOVICZ, Enru LIU, Yanghua WANG, CSÉRI Katalin idegenvezető
(A Geophysical Prospecting szerkesztősége jelenleg 39 főből áll. Közülük huszonketten jöttek el Bécsbe, és tizenkilencen Sopronba)

Az Ørsted, a CHAMP és a SAC-C mesterséges holdak mágneses méréseinek spektrális analízise¹

KIS KÁROLY², WITTMANN GÉZA³

Az Ørsted, a CHAMP és a SAC-C mesterséges holdak totális mágneses méréseinek spektrális analízise a Yule–Walker- és a Burg-féle módszerekkel történt. Az analizált adatsorok 2001. július 28-án és 2001. augusztus 16-án végzett mérési sorozatok, melyeket az autoregresszív folyamat realizációjának tekintve, a folyamat együtthatóinak számát az Akaike-féle véges jóslási hiba és információs kritérium alapján lehet meghatározni. Az anomáliákban előforduló egyen- és kisfrekvenciás tartományt Gauss-féle felül áteresztő szűrő (az átviteli hullámhossztartomány <2320 km) alkalmazásával elimináltuk. Az Ørsted méréseiből meghatározott teljesítménysűrűség-spektrumokon a 2132 km, 1323 km, 463 km, 339 km hullámhosszúságnál határozhatók meg csúcsok; a CHAMP méréseiből meghatározott csúcsok a spektrumokban 2115 km, 1161 km, 891 km és 280 km hullámhosszaknál jelentkeznek. Ezek a meghatározott hullámhosszak a 2001. július 28-án végzett mérésekre vonatkoznak. A SAC-C regisztrátumok teljesítménysűrűség-spektrumain 2160 km, 230 km és 91 km hullámhosszaknál ismerhetők fel csúcsok.

KIS, K.²; WITTMANN, G.³: Spectral analysis of the magnetic measurements of the Ørsted, CHAMP, and SAC-C satellites

The power density spectra of the total magnetic measurements of the Ørsted, CHAMP, and SAC-C satellites are obtained by the Yule–Walker and Burg methods. Data series of July 28, 2001 and August 16, 2001 are analyzed. The analyzed data series have been regarded to autoregressive process and its order is determined by the finite prediction error and information criterion of Akaike. The DC and low-frequency range are eliminated by the application of Gaussian high-pass filter (transmitted wavelength range < 2320 km). 2132 km, 1323 km, 463 km, and 339 km wavelength peaks can be determined from the power density spectra of the Ørsted measurements; 2115 km, 1161 km, 891 km, and 280 km wavelength peaks are characteristics for the CHAMP power density spectra. These wavelengths are obtained from the measurements of July 28, 2001. A different peak at 91 km is obtained from the SAC-C measurements. The other peaks obtained from the SAC-C measurements are at 2160 km, 230 km, and 91 km wavelengths.

Bevezetés

A természeti jelenségekben bekövetkező ismétlődések — évszakok, időjárás, holdfázisok — mindig kiváltották a megfigyelők érdeklődését. Szamoszi PÜTHAGORASZ (Kr. e. 580–500) filozófiai iskolájának tanítása szerint a világon minden számbeli viszonyok szerint van rendezve. A püthagoraszai szférák távolsága, az akkor ismert hét bolygó szférája, olyan arányban vannak egymással, mint a lanthúr hosszának arányai a harmonikus hangoknál (oktáv 1:2; kvint 2:3; kvart 3:5).

A harmonikus analízisben használt *spektrum* terminus technicus a latin *specter* szóból származik, amely láthatóvá válást, megjelenést jelent. Ezt a szakkifejezést Sir Isaac NEWTON vezette be a prizma által felbontott fény frekvenciájának eloszlására, 1671-ben. A hullámmozgás periodicitásának matematikai tárgyalását szintén NEWTON használta először az 1687-ben megjelent *Principia mathematica philosophiae naturalis* című alapvető munkájában. A húros hangszerek rezgéseit leíró hullámegyenlet megoldását Daniel BERNOULLI publikálta 51 évvel később, 1738-ban, az egyenlet megoldása a húr rezgéseit szinuszosidális jelek összegeként írta le. Az összegben szereplő együtthatókat —

amelyeket később a Fourier-sor együtthatóinak neveztek el —, Leonhard EULER határozta meg 1755-ben. Jean Baptiste Joseph FOURIER a *Théorie analytique de la chaleur* (Hő analitikus elmélete) című munkájában a hőterjedést a harmonikus függvények: szinusz- és koszinuszfüggvények súlyozott összegeként írta le. Ezt a matematikai eljárást nevezik harmonikus analízisnek. A periodikus jelenségeket, mint például a légnyomás változásait, az árapály ciklikus ingadozásait Sir William THOMPSON (Lord KELVIN) vizsgálta a XIX. század utolsó harmadában, és 1876-ban testvérével, James THOMPSONnal mechanikus elven működő harmonikus analízátort fejlesztett ki. Arthur A. MICHELSON és S. W. STRATON szintén mechanikus elven működő harmonikus analízátort használt a fényjelenségek vizsgálatához, eszközükkel 80 harmonikus együtthatót tudtak meghatározni. Sir Arthur SCHUSTER értékes vizsgálatokat végzett a harmonikus analízis alkalmazása során, 1897 és 1906 között részletesen vizsgálta a napfoltok számában megjelenő periodicitást. SCHUSTER felvetette az adatsorokban szereplő zaj esetleges torzító hatásának és a nem harmonikus eredetű periódusok jelenlétének vizsgálatát is, és javasolta a periodogram alkalmazását, amely a Fourier-sor együtthatóinak négyzetösszegéből áll. Meg kell jegyezni, hogy ezt a gondolatot George Gabriel STOKES már korábban, 1879-ben is felvetette. Az autoregresszív folyamatok alkalmazását az adatsorok analízisére Georg Udny YULE vezette be 1927-ben. E témában alapvető volt Norbert WIENER *Generalized Harmonic Analysis* című, 1930-ban megjelent munkája is, hiszen WIENER eredmé-

1 Beérkezett: 2006. február 16-án

2 MTA–ELTE Geofizikai és Környezetfizikai Kutatócsoport, H-1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c.

3 MOL Magyar Olaj- és Gázipari Rt. Geofizikai Felügyelet, H-1117 Budapest, Budafoki út 79.

neyi alapozták meg a jelenleg is használt harmonikus analízist. Értékes hozzájárulást jelentettek a Norman LEVINSON, John TUKEY és Jim COOLY által kifejlesztett matematikai eljárások, amelyek jól használhatók a harmonikus analízis alkalmazásakor.

A harmonikus analízis célkitűzése az adatsorok spektrális vizsgálata, jelen esetben az adatsorok teljesítménysűrűség-spektrumának meghatározása. Az alkalmazható eljárásokat a szakirodalomban JENKINS, WATTS [1968], ROBINSON, TREITEL [1980], KANASEWICH [1981], MARPLE [1987] igen részletesen tárgyalja.

A tanulmányba foglalt vizsgálatok célkitűzése a mesterséges holdak mágneses méréseinek spektrális analízise.

Mérési adatsorok

A vizsgált adatsorok az Ørsted, a CHAMP és a SAC-C mesterséges holdak mágneses mérései. Az adatsorok stacionárius sztochasztikus folyamat realizációinak tekinthetők, így azok véletlenszerűen ismétlődő, determinisztikus energia jelek szuperpozíciójaként származtathatók. WOLD [1938] megállapítása szerint egy stacionárius sztochasztikus folyamat fehér zaj folyamat és energia jeltől áll, determinisztikus folyamat konvolúciójaként származtatható.

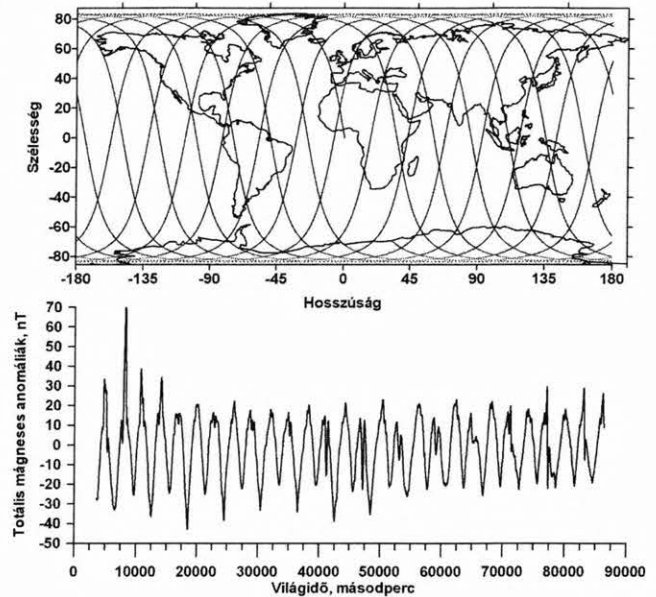
Az Ørsted dán mesterséges holdat az amerikai Vandenberg légitámaszponttól Delta-II rakétával bocsátották fel 96,48° inklinációjú Föld körüli pályára 1999. február 23-án. Az Ørsted pályájának apogeuma 865 km, perigeuma 649 km. A hold nodális periódusideje 99,99 perc. A mágneses tér mérésére Dán Műszaki Egyetemen kifejlesztett vektor (fluxgate), illetve a Laboratoire d'Electronique de Technologie et d'Instrumentation grenoble-i központjában készített skalár (overhauser) magnetométereket használnak. A magnetométerek pontossága $\pm 0,5$ nT. A magnetométerek érzékelőt 8 m távolságban helyezték el a mesterséges hold elektronikus egységeitől. A 2001. július 28-án és a 2001. augusztus 16-án az Ørsted által végzett mágneses mérések az 1. és a 2. ábrán láthatók. Az ábrák feltüntetik a pályák vetületét és a totális mágneses anomáliákat.

A CHAMP (Challenging Mini Satellite Payload) német fejlesztésű mesterséges holdat az oroszországi Pleszeck bázisról állították 87° inklinációjú Föld körüli pályára Koszmosz-3M rakétával 2000. július 15-én. A hold pályája közel kör alakú, felszíntől mért kezdeti magassága 454 km. A mesterséges hold keringési ideje 93,55 perc. A hold működését 5 évre tervezték, de még jelenleg is működik és a jelek szerint hosszabb ideig fog méréseket végezni. A CHAMP magnetométerei megegyeznek az Ørsted magnetométerekkel, az érzékelőket 4 m távolságban helyezték el az elektronikus egységektől. A 2001. július 28-án és a 2001. augusztus 16-án a CHAMP által végzett mágneses mérések a 3. és a 4. ábrán láthatók. Az ábrák feltüntetik a pályák vetületét és a totális mágneses anomáliákat.

A SAC-C (Satelite de Aplicaciones Cientificas C) argentin mesterséges holdat az amerikai Vandenberg légitámaszponttól bocsátották 98,2° inklinációjú kör alakú napszinkron pályára Delta-II rakétával, 2000. november 18-án. A SAC-C pályája közel kör alakú, perigeuma 701 km, míg apogeuma 704 km. A holdat a Dán Űrkutatási Kutatóintézetben kifejlesztett hélium magnetométerrel látták el. Az érzékelők 8 m távolságban vannak a hold központi részétől. A 2001. július 28-án és a 2001. augusztus 16-án a SAC-C

által végzett mágneses mérések az 5. és a 6. ábrán láthatók. Az ábrák feltüntetik a pályák vetületét és a totális mágneses anomáliákat. Mindhárom mesterséges hold adatait PURUCKER et al. [2002] publikálta.

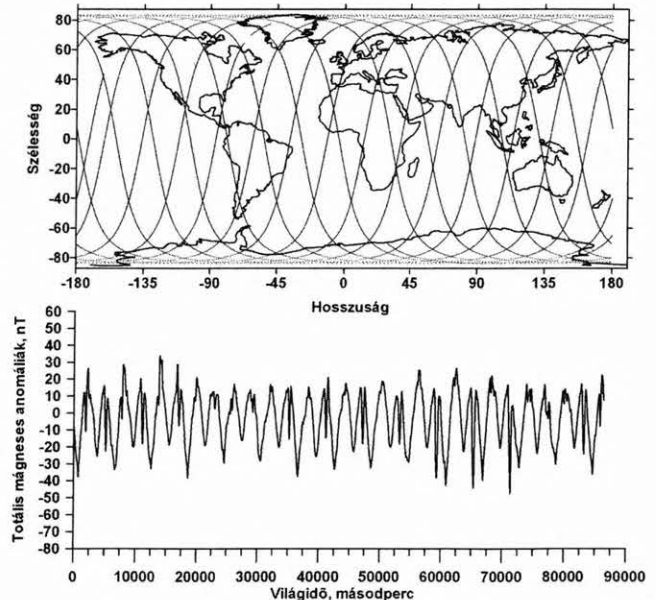
Ørsted mérési adatai 2001. július 29-án.



1. ábra. (a) Az Ørsted pályájának vertikális vetülete területtartó hengervetületben ábrázolva; (b) totális mágneses anomáliák nT egységekben a világidő függvényében, 2001. július 28-án

Fig. 1. (a) Lateral distribution of the Ørsted measurements plotted in cylindrical projection; (b) total magnetic anomalies in nT unit versus UT. The measurements were made at July 28, 2001

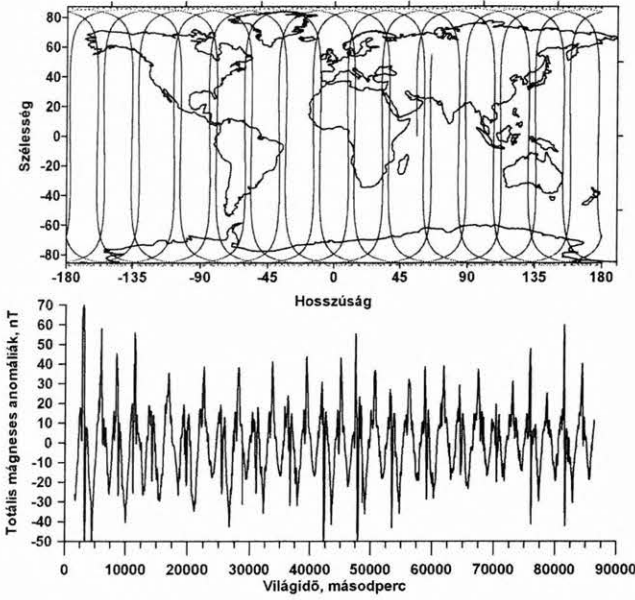
Ørsted mérési adatai 2001. augusztus 16-án.



2. ábra. (a) Az Ørsted pályájának vertikális vetülete területtartó hengervetületben ábrázolva; (b) totális mágneses anomáliák nT egységekben a világidő függvényében, 2001. augusztus 16-án

Fig. 2. (a) Lateral distribution of the Ørsted measurements plotted in cylindrical projection; (b) total magnetic anomalies in nT unit versus UT. The measurements were made at August 16, 2001

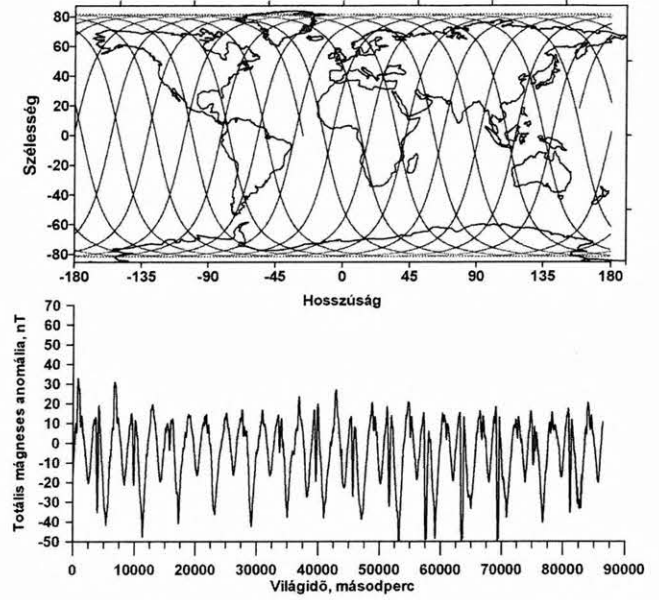
CHAMP mérési adatai 2001. július 28-án



3. ábra. (a) A CHAMP pályájának vertikális vetülete területtartó hengervetületben ábrázolva; (b) totális mágneses anomáliák nT egységekben a világidő függvényében, 2001. július 28-án

Fig. 3. (a) Lateral distribution of the CHAMP measurements plotted in cylindrical projection; (b) total magnetic anomalies in nT unit versus UT. The measurements were made at July 28, 2001

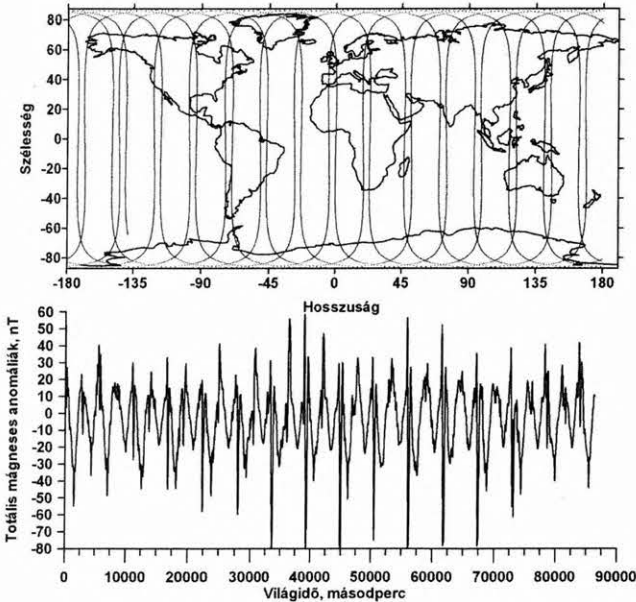
SAC-C mérési adatai 2001. július 28-án.



5. ábra. (a) Az SAC-C pályájának vertikális vetülete területtartó hengervetületben ábrázolva; (b) totális mágneses anomáliák nT egységekben a világidő függvényében, 2001. július 28-án

Fig. 5. (a) Lateral distribution of the SAC-C measurements plotted in cylindrical projection; (b) total magnetic anomalies in nT unit versus UT. The measurements were made at July 28, 2001

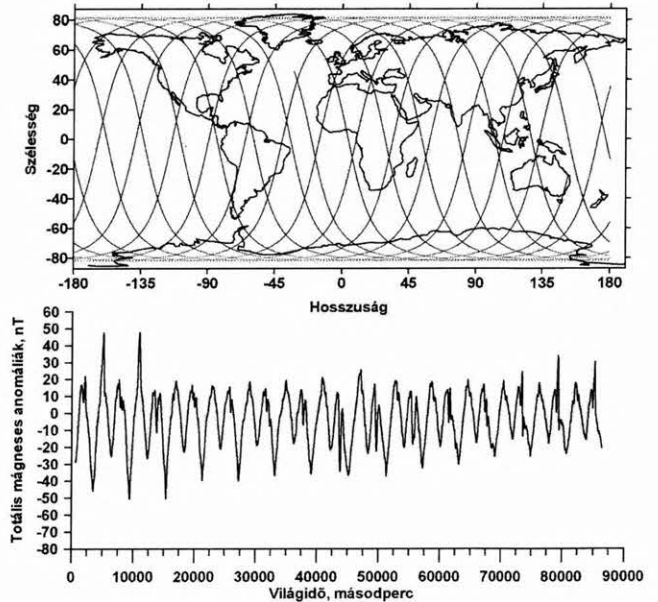
CHAMP mérési adatai 2001. augusztus 16-án.



4. ábra. (a) A CHAMP pályájának vertikális vetülete területtartó hengervetületben ábrázolva; (b) totális mágneses anomáliák nT egységekben a világidő függvényében, 2001. augusztus 16-án

Fig. 4. (a) Lateral distribution of the CHAMP measurements plotted in cylindrical projection; (b) total magnetic anomalies in nT unit versus UT. The measurements were made at August 16, 2001

SAC-C mérési adatai 2001. augusztus 16-án.



6. ábra. (a) A SAC-C pályájának vertikális vetülete területtartó hengervetületben ábrázolva; (b) totális mágneses anomáliák nT egységekben a világidő függvényében, 2001. augusztus 16-án

Fig. 6. (a) Lateral distribution of the SAC-C measurements plotted in cylindrical projection; (b) total magnetic anomalies in nT unit versus UT. The measurements were made at August 16, 2001

Az adatsorok közül kiválasztott napok közül 2001. július 28. mágneses nyugodt napnak számít, míg 2001. augusztus 16-án a poláris régióban történt erősebb háborgás.

A számításokhoz mindhárom mesterséges hold mágneses mérései 5 másodperces mintavételi távolsággal álltak rendelkezésre, ami körülbelül 38 kilométeres pálya menti távolságnak felel meg.

A mágneses anomáliákat a korrigált mérési adatok és a földi mágneses teret leíró Gauss-féle sorfejtés $n=13$ -ig tartozó értékeinek különbségeként határozták meg mindhárom mesterséges hold esetében. A Mauersberger-Lowes kritérium [LOWES 1974] szerint az $n<13$, illetve $n>13$ azoknak a követelményeknek felel meg, amelyek szétválasztják a földmagból és a földkéregből származó mágneses teret. A sorfejtésben az $n=13$ -nak mintegy 3000 km hullámhossz felel meg [BULLARD 1967].

A spektrális analízis elvégzése előtt szükséges az adatsorok tulajdonságainak összefoglalása.

Tekintsünk olyan azonos távolsággal mintavételezett adatsort, amely az időnek vagy egy térváltozónak a függvénye. Tegyük fel, hogy a véges vagy végtelen hosszúságú mérési jelsorozat $\dots, x_{-1}, x_0, x_1, \dots, x_k \dots$ elemei — amelyek komplex mennyiségek is lehetnek — energia jelet képeznek. Az energia jel definíciója:

$$\sum_{k=-\infty}^{+\infty} x_k x_k^* < \infty, \quad (1)$$

ahol a felső indexben szereplő * a komplex konjugáltat jelöli. A gyakorlatban a folyamatnak rendszerint csak egy realizációja áll rendelkezésre. Ergodikus folyamatok esetében a folyamat egyetlen realizációja is elegendő a statisztikus jellemzők meghatározására, azaz minden egyes realizáció jellemző a teljes ensemble-ra. Ergodikus folyamatokra igaz, hogy az l késleltetésű helyen a

$$\Phi_{xx}(l) = E\{x_k x_{k+l}\} \quad (2)$$

várható értékkel és a

$$\Phi_{xx}(l) = \sum_{k=-\infty}^{+\infty} x_k x_{k-l}^* \quad (3)$$

ensemble átlaggal meghatározott autokovariancia-függvény azonos. A Φ_{xx} autokovariancia-függvény az origóra szimmetrikus jelet alkot, azaz $\Phi_{xx}(-l) = \Phi_{xx}(l)$.

Autoregresszív folyamatok

A lineáris sztochasztikus folyamatokhoz tartoznak az autoregresszív folyamatok. Az m -edrendű visszacsatolt autoregresszív folyamatot az

$$x_k = \alpha_1 x_{k-1} + \alpha_2 x_{k-2} + \dots + \alpha_m x_{k-m} + n_k \quad (4)$$

összefüggés írja le, ahol $\alpha_1, \dots, \alpha_m$ az autoregresszív folyamat együtthatóit, n_k a korrelálatlan fehér zaj folyamat k -adik realizációját jelenti [JENKINS, WATTS 1968; ROBINSON, TREITEL 1980]. Az n_k -t szokták a folyamat megújításának is nevezni.

Határozzuk meg az x_k autoregresszív folyamat $X(z)$ -vel jelölt z -transzformáltját:

$$X(z) = X(z) (\alpha_1 z + \alpha_2 z^2 + \dots + \alpha_m z^m) + N(z), \quad (5)$$

felhasználva a z -transzformáltak késleltetési tulajdonságát, azaz $\alpha_1 z x_k = \alpha_1 x_{k-1}$, $\alpha_2 z^2 x_k = \alpha_2 x_{k-2}$, ... összefüggését. Az előző eredményt rendezve az

$$X(z) = \frac{N(z)}{1 - \alpha_1 z - \alpha_2 z^2 - \dots - \alpha_m z^m} \quad (6)$$

egyenletet kapjuk. Az x_k folyamat Fourier-transzformáltját a $z = e^{-j2\pi f \Delta x}$ helyettesítéssel kapjuk meg:

$$\mathfrak{F}\{x_k\} = \frac{\sigma_n}{1 - \alpha_1 e^{-j2\pi f \Delta x} - \alpha_2 e^{-j2\pi f 2\Delta x} - \dots - \alpha_m e^{-j2\pi f m \Delta x}}, \quad (7)$$

ahol f a frekvencia, Δx a mintavételi távolság, σ_n pedig 0 várható értékű fehér zaj folyamat szórása. Az x_k folyamat teljesítménysűrűség-spektrumára az

$$S_{xx}(f) = \frac{\sigma_n^2}{|1 - \alpha_1 e^{-j2\pi f \Delta x} - \alpha_2 e^{-j2\pi f 2\Delta x} - \dots - \alpha_m e^{-j2\pi f m \Delta x}|^2} \quad (8)$$

eredményt kapjuk. A képletből látható, amennyiben a folyamat m rendjét és az α_k együtthatóit becsülni tudjuk, akkor a teljesítménysűrűség-spektrum meghatározható. A becsüléshez szükséges eljárások összefoglalása a következő fejezetekben található meg.

Yule-Walker-féle spektrum becsülés

Tekintsük a (4) egyenlettel adott diszkrét m -edrendű autoregresszív folyamatot. Szorozzuk meg a (4) egyenletet az x_{k-l} változóval, így az

$$x_{k-l} x_k = \alpha_1 x_{k-l} x_{k-1} + \alpha_2 x_{k-l} x_{k-2} + \dots + \alpha_m x_{k-l} x_{k-m} + x_{k-l} n_k \quad (9)$$

eredményt kapjuk. Ha meghatározzuk az előző egyenlet várható értékét az $l > 0$ esetben, akkor

$$\Phi_{xx}(l) = \alpha_1 \Phi_{xx}(l-1) + \alpha_2 \Phi_{xx}(l-2) + \dots + \alpha_m \Phi_{xx}(l-m) \quad (10)$$

egyenlőséget kapjuk, ha felhasználjuk a (2) egyenletet és az autokovariancia-függvény origóra vonatkozó szimmetriáját, továbbá az x_{k-l} korrelálatlanságát az n_k -val. Tekintsük a (9) egyenlet várható értékét az $l=0$ esetben, ekkor a

$$\Phi_{xx}(0) = \alpha_1 \Phi_{xx}(1) + \alpha_2 \Phi_{xx}(2) + \dots + \alpha_m \Phi_{xx}(m) + \sigma_n^2 \quad (11)$$

eredményt kapjuk. Ha a (10) egyenletet az $l=1, 2, \dots, m$ értékekre is felírjuk, akkor az úgynevezett Yule-Walker-féle egyenletrendszerhez jutunk:

$$\begin{aligned} \Phi_{xx}(1) &= \alpha_1 \Phi_{xx}(0) + \alpha_2 \Phi_{xx}(1) + \dots + \alpha_m \Phi_{xx}(m-1) \\ \Phi_{xx}(2) &= \alpha_1 \Phi_{xx}(1) + \alpha_2 \Phi_{xx}(0) + \dots + \alpha_m \Phi_{xx}(m-2) \\ &\vdots \\ \Phi_{xx}(m) &= \alpha_1 \Phi_{xx}(m-1) + \alpha_2 \Phi_{xx}(m-2) + \dots + \alpha_m \Phi_{xx}(0) \end{aligned} \quad (12)$$

Amennyiben az autokovariancia-függvény értékeit ismerjük, az $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_m$ együtthatók meghatározhatók. A (12) egyenletrendszer autokovariancia-mátrixa egyenletes kontinuáns mátrix (azaz speciális Toeplitz típusú mátrix), továbbá a nevezett mátrix hermitikus is, azaz megegyezik transzponáltjának konjugáltjával. Toeplitz típusú egyenletrendszer a Levinson-féle algoritmussal [ROBINSON, TREITEL 1980] oldható meg, de ehhez szükséges az autokovariancia-függvény megfelelő késleltetéshez tartozó értékeinek ismerete. Az autokovariancia-függvény numerikus becslésére vonatkozó eljárásokat ismertet JENKINS, WATTS [1968].

Információelméleti entrópia és teljesítménysűrűség-spektrum

Az információelméleti entrópiát C. E. SHANNON [1948] vezette be. Az entrópia mind folytonos, mind diszkrét rendszerekre értelmezhető, és kifejezi a rendszer rendezetlenségének mértékét. Diszkrét rendszerek H entrópiáját a

$$H = -C \sum_{k=1}^N p_k \log p_k \quad (13)$$

összefüggés írja le, ahol p_k az eseményhalmazon értelmezett k -adik esemény bekövetkezési valószínűsége, C konstans a logaritmus alapszámától függő érték (a természetes alapú logaritmus esetében $C=1$). A H entrópiafüggvénynek akkor van maximuma, ha az összes p_k egyedi valószínűség egyenlő. Végtelen elemszámú folyamatokra a h entrópia-sűrűséget használják:

$$h = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{H}{N+1} \quad (14)$$

Az $S_{xx}(f)$ teljesítménysűrűség-spektrum és az entrópia-sűrűség között a

$$h = \frac{1}{4f_N} \int_{-f_N}^{f_N} \log S_{xx}(f) df \quad (15)$$

vagy a

$$h = \frac{1}{4f_N} \int_{-f_N}^{f_N} \log \left[\sum_{k=-\infty}^{\infty} \Phi_{xx}(k) e^{-j2\pi f k \Delta x} \right] df \quad (16)$$

összefüggés írható fel, ahol f_N a Nyquist-frekvenciát, míg Φ_{xx} az autokovariancia-függvényt és Δx a mintavételi távolságot jelentik [SMYLIE, CLARKE, ULRICH 1973].

A Burg-féle spektrumbecslés

A J. P. BURG javasolta maximális entrópiájú spektrumbecslés a múlt század 70-es éveitől kezdve terjedt el [BURG 1968, 1972]. Az eljárás — amelyet az irodalomban a *maximum entropy method* angol kifejezés után *MEM* betűszóval jelölnek — rövid idő alatt népszerűvé vált. Az eljárás részletes összefoglalása ULRICH [1972], ULRICH, BISHOP [1975] és ULRICH, CLAYTON [1976] tanulmányai-ban található meg. SMYLIE, CLARKE, ULRICH [1973] a Föld forgási periódusában bekövetkező változásokat elemezték, CURRIE [1973a, 1973b] a napfoltok számában előforduló periódusok analízisére, COURTILOT, LEMOUËL

[1976] a mágneses obszervatóriumok regisztrátumainak elemzésére, VICENTE, CURRIE [1976] a sarkmagasság ingadozás hosszabb idejű periódusainak meghatározására használták a maximális entrópiájú spektrumbecslést.

A Burg-féle teljesítménysűrűség-spektrum meghatározásának az alap gondolata a következőkben foglalható össze. Egy diszkrét adatsor entrópiásűrűsége arányos a teljesítménysűrűség-spektrum logaritmusának a Nyquist-intervallumon vett integráljával ((16) egyenlet). Maximalizáljuk úgy az adatsor entrópiáját, hogy az

$$\Phi_{xx}(k) = \int_{-f_N}^{f_N} S_{xx}(f) e^{j2\pi f k \Delta x} df \quad (17)$$

egyenlettel meghatározott autokovariancia-függvényre előírt feltétel teljesüljön. A maximum feltételből az $S_{xx}(f)$ teljesítménysűrűség-spektrumra az

$$S_{xx}(f) = \frac{\sigma^2}{\left| 1 - \sum_{k=1}^m \gamma_k e^{-j2\pi f k \Delta x} \right|^2} \quad (18)$$

eredmény kapható, amely azonos formájú a (8) egyenlettel, azaz a γ_k együtthatókat kell meghatározni a teljesítménysűrűség-spektrum meghatározásának érdekében.

A spektrumbecslési feladat más módon is megfogalmazható. Tekintsük a (4) egyenlettel megadott autoregresszív folyamatot leíró összefüggést:

$$\alpha_0 x_k - \alpha_1 x_{k-1} - \alpha_2 x_{k-2} - \dots - \alpha_m x_{k-m} = n_k \quad (19)$$

($\alpha_0=1$). Olyan α_k együtthatókat kívánunk meghatározni, amelyekkel a bemeneti adatokat konvolválva az eredmény fehér zaj sorozat lesz. A fehér zaj adatsor elemei korrelálatlanok, azaz a legnagyobb rendezetlenséget eredményezik, másképp fogalmazva maximalizálják az entrópiát.

Azt is meg lehet mutatni, hogy az egységnyi távolságú jóslási hibaszűrő egyenleteiben szereplő w_k együtthatók — előjelüktől eltekintve — azonosak a Burg-féle levezetésben található γ_k mennyiségekkel.

Az optimum szűrőtervezés alap gondolata olyan w_k együtthatók tervezése, amelyekkel végzett konvolúció a legjobban közelíti a művelet d_k kívánt kimenetét. A kívánt és a tényleges y_k kimenet különbsége képezze az ε_k hibaszorozatot:

$$\varepsilon_k = d_k - y_k \quad (20)$$

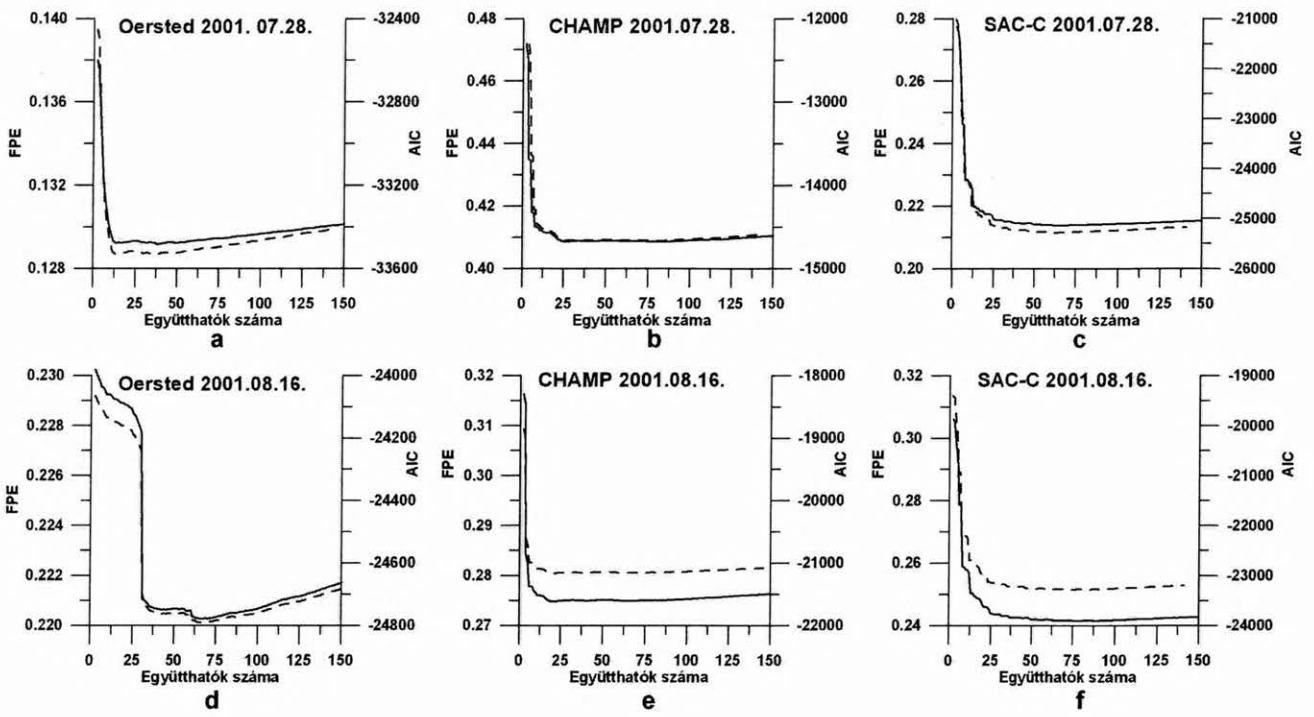
A hiba teljesítménye legyen

$$\left(d_k - \sum_{l=0}^{m-1} w_l x_{k-l} \right)^2 = \min. \quad (21)$$

A w_k együtthatók szerinti parciális deriválás után a

$$\begin{bmatrix} \Phi_{xx}(0) & \Phi_{xx}(1) & \dots & \Phi_{xx}(m-1) \\ \Phi_{xx}(1) & \Phi_{xx}(0) & \dots & \Phi_{xx}(m-2) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \Phi_{xx}(m-1) & \Phi_{xx}(m-2) & \dots & \Phi_{xx}(0) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} w_0 \\ w_1 \\ \vdots \\ w_{m-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Phi_{dx}(0) \\ \Phi_{dx}(1) \\ \vdots \\ \Phi_{dx}(m-1) \end{bmatrix} \quad (22)$$

egyenletrendszert kapjuk, ahol Φ_{dx} a kívánt és a bemeneti jelek keresztkovariancia-függvénye.



7. ábra. Az Akaike-féle véges jóslási hiba (FPE) folytonos vonallal jelölve és az Akaike-féle információs kritérium (AIC) szaggatott vonallal jelölve az autoregresszív folyamat rendje függvényében; a) az Ørsted 2001. július 28-án végzett mérései esetében; b) a CHAMP 2001. július 28-án végzett mérései esetében; c) a SAC-C 2001. július 28-án végzett mérései esetében; d) az Ørsted 2001. augusztus 16-án végzett mérései esetében; e) a CHAMP 2001. augusztus 16-án végzett mérései esetében; f) a SAC-C 2001. augusztus 16-án végzett mérései esetében

Fig. 7. The Akaike's finite prediction error (FPE) and the Akaike's information criteria (AIC) versus the order of the autoregressive process are indicated by solid and dashed line, respectively; a) the Ørsted measurements at July 28, 2001; b) the CHAMP measurements at July 28, 2001; c) the SAC-C measurements at July 28, 2001; d) the Ørsted measurements at August 16, 2001; e) the CHAMP measurements at August 16, 2001; f) the SAC-C measurements at August 16, 2001

Alkalmazzuk ezt az eredményt az m elemű jóslási hibaszűrőre, feltételezve, hogy a jóslási távolság egységnyi! Ekkor a jóslási hibaszűrőre vonatkozó egyenletrendszer a

$$\begin{bmatrix} \Phi_{xx}(0) & \Phi_{xx}(1) & \dots & \Phi_{xx}(m-1) \\ \Phi_{xx}(1) & \Phi_{xx}(0) & \dots & \Phi_{xx}(m-2) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \Phi_{xx}(m-1) & \dots & \Phi_{xx}(0) & \end{bmatrix} \begin{bmatrix} w_0 \\ w_1 \\ \vdots \\ w_{m-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Phi_{xx}(1) \\ \Phi_{xx}(2) \\ \vdots \\ \Phi_{xx}(m) \end{bmatrix} \quad (23)$$

alakot ölti, ugyanis a $\Phi_{dx}(l) = \Phi_{xx}(l+1)$. Módosítsuk az előző egyenletrendszert olyan módon, hogy mindegyik sorából vonjunk le a megfelelő autokovariancia-függvényt: a $\Phi_{xx}(1)$ -et, ... $\Phi_{xx}(m)$ -et, azaz

$$\begin{aligned} -\Phi_{xx}(1) + \Phi_{xx}(0)w_0 + \Phi_{xx}(1)w_1 + \dots + \Phi_{xx}(m-1)w_{m-1} &= 0 \\ -\Phi_{xx}(2) + \Phi_{xx}(1)w_0 + \Phi_{xx}(0)w_1 + \dots + \Phi_{xx}(m-2)w_{m-1} &= 0 \\ \vdots & \\ -\Phi_{xx}(m) + \Phi_{xx}(m-1)w_0 + \Phi_{xx}(m-2)w_1 + \dots + \Phi_{xx}(0)w_{m-1} &= 0 \end{aligned} \quad (24)$$

A következő lépésben egészítsük ki az előző egyenletrendszert a

$$-\Phi_{xx}(0) + \Phi_{xx}(1)w_0 + \Phi_{xx}(2)w_1 + \dots + \Phi_{xx}(m)w_{m-1} = -P_{m+1} \quad (25)$$

egyenlettel, ahol P_{m+1} az átlagos kimeneti teljesítmény. Így az egyenletrendszer mátrix formában a

$$\begin{bmatrix} \Phi_{xx}(0) & \Phi_{xx}(1) & \dots & \Phi_{xx}(m) \\ \Phi_{xx}(1) & \Phi_{xx}(0) & \dots & \Phi_{xx}(m-1) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \Phi_{xx}(m) & \dots & \Phi_{xx}(0) & \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ -w_0 \\ \vdots \\ -w_{m-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} P_{m+1} \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix} \quad (26)$$

alakot veszi fel. Ezt a formát nevezik Yule-Walker-féle általánosított egyenletrendszernek. Vezessük be a $\gamma_0=1$, $\gamma_l = -w_0, \dots, \gamma_m = -w_{m-1}$ együtthatókat az egységnyi távolságú jóslási hibaszűrőre! Így az egyenlet az

$$\begin{bmatrix} \Phi_{xx}(0) & \Phi_{xx}(1) & \dots & \Phi_{xx}(m) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \Phi_{xx}(m) & \Phi_{xx}(m-1) & \dots & \Phi_{xx}(0) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ \gamma_1 \\ \vdots \\ \gamma_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} P_{m+1} \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix} \quad (27)$$

formában írható le.

Akaike-féle kritériumok az autoregresszív folyamat rendjének becslésére

Mind a Yule-Walker-, mind a Burg-féle eljárás a megfigyelt adatsorokat leíró autoregresszív folyamatok együttműködésének és a σ_n szórású fehér zaj folyamat értékeinek becslésére vonatkozik. Amennyiben ezeket a mennyiségeket ismerjük, a mérési adatsor teljesítménysűrűség-spektrumát a (8) egyenlettel becsülni tudjuk. Az eljárások alkalmazása megkívánja az együttműködés m rendjének meghatározását. Az együttműködés rendjének meghatározására AKAIKE [1969; 1974] dolgozott ki kritériumokat. Az Akaike-féle véges jóslási hiba (Finite Prediction Error, FPE) az

$$FPE(m) = \sigma_m \left(\frac{N + (m + 1)}{N - (m + 1)} \right) \quad (28)$$

összefüggéssel írható le, ahol N a mérési adatok száma, m az autoregresszív folyamat rendje, σ_m megegyezik a (8) egyenletben szereplő σ_n mennyiséggel. Az Akaike-féle véges jóslási hiba alkalmazása megkívánja, hogy az adatok zéró középértékkel rendelkezzenek, azaz az átlagértéket le kell vonni minden egyes adatból. Az alkalmazás során kiderült, hogy a kritérium rendszerint kisebb értéket ad a tényleges rendnél. AKAIKE [1974] tanulmányában más jellegű követelményt, az Akaike-féle információs kritériumot (Akaike Information Criterion, AIC) javasolta, amely

$$AIC(m) = N \ln(\sigma_m) + 2m \quad (29)$$

alakú. Az $N \rightarrow \infty$ esetben az FPE és AIC aszimptotikusan megegyezik.

A mérési adatsorok spektrális analízise

A feldolgozásra kerülő három mesterséges hold méréséből meghatározott, az 1–6. ábrákon bemutatott totális mágneses anomáliák spektrális analízisének első lépése az adatsorok felül áteresztő szűrése. Ez a feldolgozási lépés azért szükséges, mert az anomáliákat a földi mágneses teret leíró sorfejtés $n=13$ -ig tartozó értékeihez viszonyítva határozzák meg. Így az adatsorok csak 3000 km-nél rövidebb hullámhosszú anomáliákat tartalmaznak. Az adatokat közvetlenül analizálva látható, hogy a hosszabb hullámhosszú tartomány nagy energiával rendelkezik, míg a rövidebb hullámhosszú anomáliák viszonylag kis amplitúdójú csúcsokat hoznak létre a teljesítménysűrűség-spektrumban. A felül áteresztő szűrő átviteli függvénye

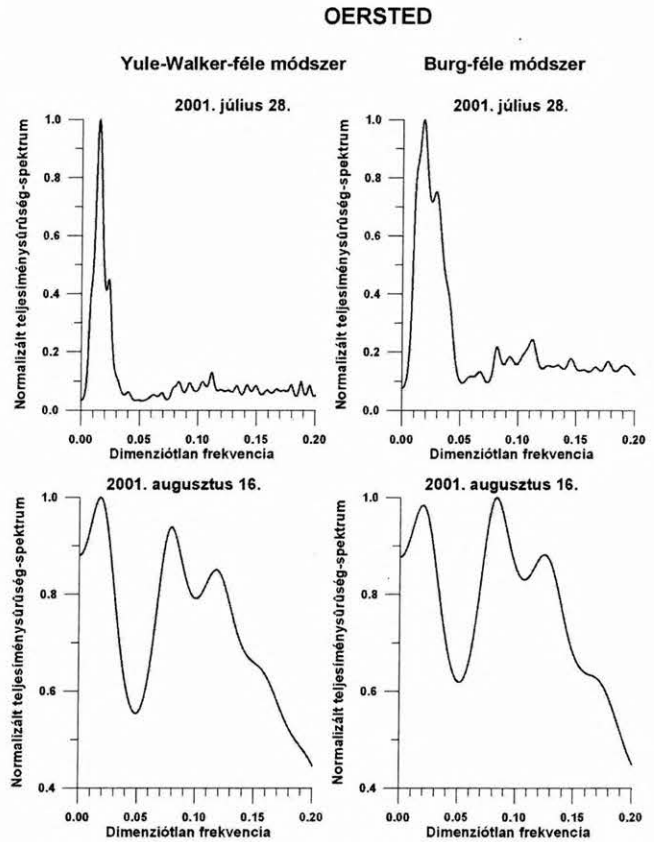
$$S(f', k) = 1.0 - \exp(-(kf')^2), \quad (30)$$

ahol f' a dimenziótlon frekvenciát jelenti. A k paraméter megfelelő megválasztásával, a -3 dB erősítéssel definiált felül áteresztést tekintve, a $k=36$ esetben (5 s vagy 38 km mintavétel esetében) az adatsor csak 2320 km-nél rövidebb hullámhosszakat tartalmaz.

A feldolgozás második lépése: az Akaike-féle véges jóslási hiba és információs kritérium alapján az autoregresszív folyamatnak tekintett adatsorok rendjének meghatározása. A 7. ábra a három mesterséges hold méréseiből meghatározott totális mágneses anomáliákat leíró autoregresszív folyamatok rendjének meghatározását illusztrálja. A véges

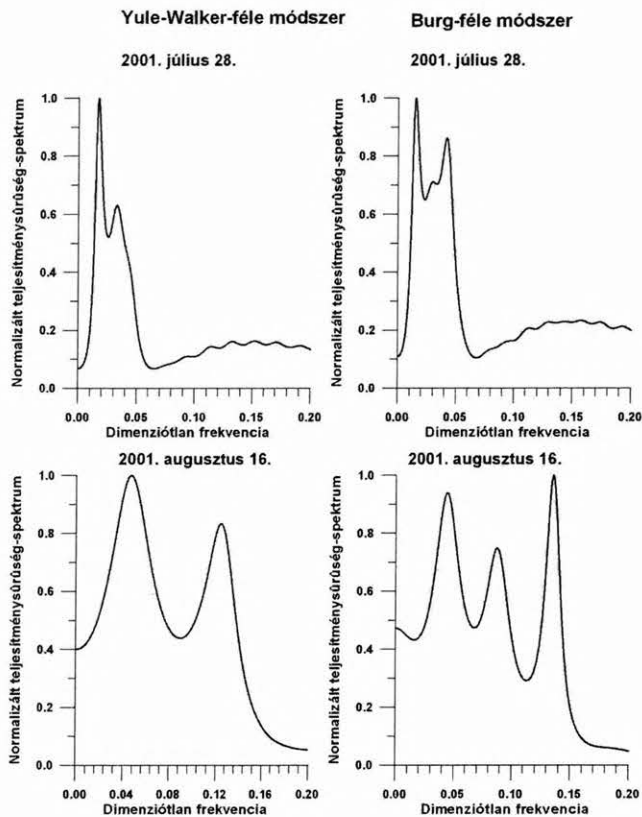
jóslási hiba (FPE) és az Akaike-féle információs kritérium (AIC) értékei láthatók az alkalmazott autoregresszív folyamat rendjének függvényében. A görbék minimuma általában 25 együttműködés rendnél jelentkezik. Lényegesen több együttműködés használata esetében jobb lesz a teljesítménysűrűség-spektrumok felbontása, de ez fiktív csúcsok megjelenését is okozhatja.

A 8., a 9. és 10. ábrán a teljesítménysűrűség-spektrumokat a dimenziótlon frekvencia függvényében ábrázoltuk. A dimenziótlon frekvenciából úgy határozható meg az idő- és távolságfüggő hullámhossz, hogy az 5 s-os, illetve az átlagos 38 km-es mintavételi távolságot osztjuk a dimenziótlon frekvenciával. A 8., 9. és 10. ábrán bemutatott teljesítménysűrűség-spektrumok normalizáltak, azaz maximális értékükkel osztva ábrázoltuk. A spektrumokon azokat a csúcsokat tekintettük szignifikánsnak, amelyek 0,2-nél nagyobbak. A 0,2 dimenziótlon frekvenciánál nagyobb tartomány rendszerint zajszerű ingadozást tartalmaz, ezért ezt a tartományt a 8. és a 9. ábráról elhagytuk. Általánosságban megállapítható, hogy a Burg-féle spektrum felbontóképessége hatékonyabb.



8. ábra. Az Ørsted totális mágneses anomáliáinak Yule-Walker-féle módszerrel (első oszlop) és Burg-féle módszerrel (második oszlop) meghatározott normalizált teljesítménysűrűség-spektruma a dimenziótlon frekvencia függvényében; az első sor a 2001. július 28-án végzett, míg második sora a 2001. augusztus 16-án végzett mérésekre vonatkozik

Fig. 8. Normalized power density spectra of the Ørsted's total magnetic anomalies determined by the Yule-Walker (first column) and Burg methods (second column), respectively; the first row shows the spectra of July 28, 2001, second row shows the spectra August 28, 2001. The spectra are plotted versus dimensionless frequency



9. ábra. A CHAMP totális mágneses anomáliáinak Yule–Walker-féle módszerrel (első oszlop) és Burg-féle módszerrel (második oszlop) meghatározott normalizált teljesítménysűrűség-spektruma a dimenziótlan frekvencia függvényében; az első sor a 2001. július 28-án végzett, míg második sora a 2001. augusztus 16-án végzett mérésekre vonatkozik

Fig. 9. Normalized power density spectra of the CHAMP's total magnetic anomalies determined by the Yule–Walker (first column) and Burg methods (second column), respectively; the first row shows the spectra of July 28, 2001, second row shows the spectra August 28, 2001. The spectra are plotted versus dimensionless frequency

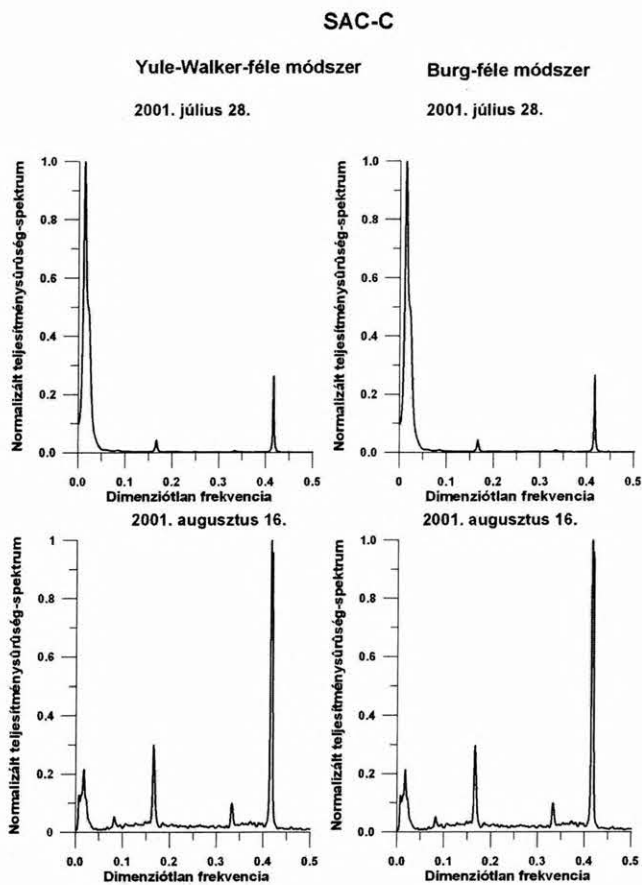
A 8. ábrán az Ørsted méréseiből meghatározott teljesítménysűrűség-spektrumok láthatók. A 2001. július 28-án, egy mágnesesen nyugodt napon 2132 km, 1323 km, 463 km, 339 km hullámhosszúnál jelentkeznek csúcsok a teljesítménysűrűség-spektrumokon, míg 2001. augusztus 16-án, egy mágnesesen kissé háborgatott napon 2161 km, 483 km és 324 km hullámhosszak mutatnak csúcsokat.

A 9. ábrán a CHAMP méréseiből meghatározott teljesítménysűrűség-spektrumok láthatók. A mágnesesen nyugodt napon meghatározott spektrumok 2115 km, 1161 km és 891 km hullámhossz esetében jelentkeznek csúcsok, míg a mágnesesen háborgatott napon a maximumok 862 km, 435 km és 280 km hullámhosszakon jelentkeznek.

A 10. ábrán a SAC-C méréseiből meghatározott teljesítménysűrűség-spektrumok kerültek ábrázolásra a 0–0,5 intervallumban. Mind a négy számítás szignifikáns csúcsokat mutat a 91 km-es hullámhossz esetében. Ez jellegzetes eltérés mind az Ørsted, mind CHAMP méréseiből meghatározott teljesítménysűrűség-spektrumokhoz viszonyítva. A

spektrumokban jelentkező további hullámhosszak: 2160 km és 230 km. Az eltérés valószínű oka, hogy a SAC-C nap-szinkron pályáján kering.

Az elvégzett spektrumanalízisek célja: a mágneses mérésekből levezethető anomália-térképek hullámhossztartományának meghatározása. A hosszabb hullámhosszú tartomány valószínűleg a kontinentális méretű globális mágneses anomáliák hatását tükrözi, míg a rövidebb hullámhosszúságú tartomány a lokális mágneses hatók következtében jelenik meg a teljesítménysűrűség-spektrumokban.



10. ábra. A SAC-C totális mágneses anomáliáinak Yule–Walker-féle módszerrel (első oszlop) és Burg-féle módszerrel (második oszlop) meghatározott normalizált teljesítménysűrűség-spektruma a dimenziótlan frekvencia függvényében; az első sor a 2001. július 28-án végzett, míg második sora a 2001. augusztus 16-án végzett mérésekre vonatkozik

Fig. 10. Normalized power density spectra of the SAC-C's total magnetic anomalies determined by the Yule–Walker (first column) and Burg methods (second column), respectively; the first row shows the spectra of July 28, 2001, second row shows the spectra August 28, 2001. The spectra are plotted versus dimensionless frequency

Köszönetnyilvánítás

A tanulmányba foglalt kutatások az OTKA T 038008 számú pályázatának keretében készültek.

HIVATKOZÁSOK

- AKAIKE H. 1969: Power spectrum estimation through autoregressive model fitting. *Ann. Inst. Statist. Math.* **27**, 407–419
- AKAIKE H. 1974: A new look at the statistical model identification. *IEEE Trans. Automatic Control.* **AC-19**, 716–723
- BULLARD E. C. 1967: The removal of trend from magnetic surveys. *Earth and Planetary Science Letters* **2**, 293–300
- BURG J. P. 1968: A new analysis technique for time series data, presented at Advanced Study Institute on Signal Processing, NATO, Enschede, Nederland
- BURG J. P. 1972: The relationship between maximum entropy spectra and maximum likelihood spectra. *Geophysics* **37**, 375–376
- COURTILLOT V. E., LEMOUËL J. L. 1976: Time variations of the Earth's magnetic field with a period longer than two months. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **12**, 237–240
- CURRIE R. G. 1973a: Fine structure in the sunspot spectrum 2 to 70 years. *Astrophysics and Space-Sciences* **20**, 509–518
- CURRIE R. G. 1973b: Geomagnetic line spectra 2 to 70 years. *Astrophysics and Space-Sciences* **21**, 425–438
- JENKINS G. M., WATTS D. G. 1968: *Spectral Analysis and its Applications*. Holden-Day, San Francisco, Düsseldorf, Johannesburg, London, Panama, Singapore, Toronto
- KANASEWICH E. R. 1981: *Time Sequence Analysis in Geophysics*. The University of Alberta Press
- LOWES F. J. 1974: Spatial power spectrum of the main geomagnetic field and extrapolation to the core. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **36**, 717–730
- MARPLE S. L. Jr. 1987: *Digital Spectral Analysis*. Prentice Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey
- PURUCKER M. E., MCCREADIE H., VENNERSTORM S., HULOT G., OLSEN N., LÜHR H. 2002: Virtual Session: New magnetic field satellites
- ROBINSON E. A., TREITEL S. 1980: *Geophysical Signal Analysis*. Prentice Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey
- SHANNON C. E. 1948: A mathematical theory of communication. *Bell. Syst. Tech. J.* **27**, 379–423
- SMYLIE D. E., CLARKE G. K. C., ULRYCH T. J. 1973: Analysis of irregularities in the Earth's rotation. *In: BOLT B. A. (Ed.) Methods in Computational Physics*. Academic Press, New York, London, 391–430
- ULRYCH T. J. 1972: Maximum entropy power spectrum of truncated sinusoids. *Journal of Geophysical Research* **77**, 1396–1400
- ULRYCH T. J., BISHOP T. N. 1975: Maximum entropy spectral analysis and autoregressive decomposition. *Review of Geophysics and Space Physics* **13**, 183–200
- ULRYCH T. J., CLAYTON R. W. 1976: Time series modeling and maximum entropy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **12**, 188–200
- VICENTE R. O., CURRIE R. G. 1976: Maximum entropy spectrum of long-period polar motion. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **46**, 67–73
- WOLD H. 1938: A study in the analysis of stationary time series. Thesis University of Stockholm (második kiadás: Almqvist & Wiksell, Uppsala, 1954)

Földrengés-előfordulások modellezése neurális hálózatokkal¹

BODRI BERTALAN²

Nagy földrengéseket megelőzően változások, átrendeződések történ(het)nek egy forrásterület szeizmicitásának eloszlási mintázatában, és általános vélemény, hogy ilyen változások tekinthetők a készülődő rengés legbiztosabb hosszú távú előjeleinek [MOLCHAN, KAGAN 1992; ENEVA, BEN-ZION 1997a]. Jelen tanulmány ismerteti egy, a rengésgyakoriság (adott energiaszinten időegység alatt előforduló rengések száma) adatainak felhasználásán alapuló és erős ($M \geq 6,0$) földrengések keletkezési idejének becslését célzó neurális hálózati modellvizsgálatunk eredményeit. Háromrétegű, előrecsatoltan felépített neurális hálózatokon számításokat végeztünk a legjobb előrejelzési teljesítményt nyújtó modellstruktúra és bemenő paraméterkészlet megtalálására. A hálózatok betanítása a múltbeli rengésgyakoriság mint bemeneti információ alapján történt. A feladatban alkalmazott neurális hálózatok olyan esetekben bizonyultak megfelelően betaníthatónak, amikor a bemenő paraméterkészlet tartalmazott különböző magnitúdósávokban megfigyelt rengésgyakoriságokat, illetve egynél több, nagy földrengések közötti időintervallumból származó adatot. A megfelelő választ adó hálózati struktúrát illetően felmerül a kérdés, hogy lehet-e ennek kapcsolata a tektonikus feszültségfelhalmozódás és/vagy -kioldódás folyamatának fizikájával? A kidolgozott hálózatok figyelemre méltóan jó előrejelzési teljesítménye arra utal, hogy a neurális hálózatokkal történő modellezésnek perspektivikus alkalmazásai lehetnek a földrengéskutatásban.

B. BODRI: Neural-network modelling of earthquake occurrences

Changes in seismic activity distributions may occur during the process of preparation of large earthquakes, and such changes possibly are the most reliable long-term earthquake precursors examined to date [MOLCHAN, KAGAN 1992; ENEVA, BEN-ZION 1997a]. In this work, the results of a neural-network modelling of the occurrence times of large ($M \geq 6.0$) earthquakes in two considered regions are presented. Three-layer feed-forward neural-network models were constructed to analyse and predict earthquake occurrences. Numerical experiments have been performed with the aim to find the optimum input set configuration which provides the best performance of a neural network. It was possible to reach sufficiently good correspondence between predicted by the model outputs and known from experience outputs within the limits of given error thresholds, only when the input parameter set contained seismicity rate values for different magnitude bands (when such data appeared representative enough) and also for more than one time intervals between large earthquakes. The specific structure of the network input generates the question of whether this configuration has some relationship to the physics of strain accumulation and/or release process. The remarkably good predicting power of the constructed neural networks suggests the usefulness of the application of this tool in earthquake prediction problems.

Bevezetés

Mivel kvantitatív előrejelzésre a legtöbb tudomány törekszik, természetesnek tekinthető, hogy a földrengések előrejelzése a szeizmológia tudományában kezdettől fogva az egyik legfontosabb célkitűzésként fogalmazódott meg. Egy földrengés bekövetkeztéig várható időtartam hosszát tekintve különbséget szokás tenni rövid, közép- és hosszú távú előrejelzés között [WALLACE, DAVIS, McNALLY 1984]. Rövid távú előrejelzések a rengéseket kevéssel — órákkal, napokkal, esetleg néhány héttel — megelőzően kialakuló anomáliák (szeizmikus aktivitás, egyes geofizikai terek, geodéziai, vízföldtani, hidrogeokémiai stb. jellemzők változásai) mérésén alapulnak, illetve ezek kimutatására irányulnak [WYSS, BURFORD 1987; ROLEOFFS 1988; FRASER-SMITH et al. 1990]. A jelen vizsgálat szempontjából számunkra leginkább érdekes hosszú távú előrejelzések bekövetkezésük előtt évekkel-évtizedekkel valószínűsíté- nek várható földrengéseket, és főként a szeizmicitás adott területen tapasztalt tér- és időbeli eloszlásában, továbbá nagy földrengések visszatérési időtartamában megállapított szabályosságokra épülnek [HABERMANN 1988; MATTHEWS,

REASENBERG 1988; CARLSON 1991; SHAW, CARLSON, LANGER 1992; ENEVA, BEN-ZION 1997a; TRIEP, SYKES 1997]. Több ok miatt (nagy számú adat a világ gyakorlatilag bármely részéről, az adatok közvetlenül kapcsolatosak a rengések környezetében zajló mechanikai folyamatokkal stb.), földrengés-adatbázisok (katalógusok) bizonyulnak leginkább alkalmas adatforrásnak hosszú távú előrejelzés céljaira. A leggyakrabban alkalmazott kutatási eljárás változásokat keres, próbál kimutatni a szeizmikus aktivitásban, és vizsgálja, hogy követik-e jelentős földrengések az esetleges változásokat. A rengési előjelként értelmezett anomáliák jellemzői azonban különböző területeken nagyban eltérők lehetnek [HABERMANN 1988; SHAW, CARLSON, LANGER 1992; TRIEP, SYKES 1997]. Bár voltak próbálkozások mechanikai modellekkel történő magyarázatokra [SYKES 1983; CARLSON 1991; SHAW, CARLSON, LANGER 1992; ENEVA, BEN-ZION 1997b], továbbá néhány sikeresnek mondható valós idejű predikció [pl. WYSS, BURFORD 1987] is történt, a kérdés vitatható, az előrejelzés általában kvalitatív jellegűnek és nem kellően megalapozottnak minősíthető.

Az utóbbi időben egyre több területen alkalmaznak egy, az emberi idegrendszer működési elvén alapuló és neurális hálózati modellezés néven ismert számítástechnikai eljárást [pl. HORVÁTH 1998]. A módszer igen előnyösen alkalmazható olyan rendszerekben lejátszódó folyamatok kutatása

¹ Beérkezett: 2006. április 4-én

² MTA-ELTE Geofizikai és Környezetfizikai Kutatócsoport (ELTE FFI), H-1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C.

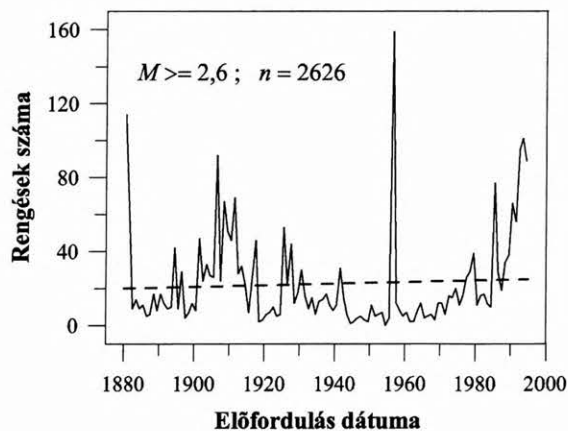
során, ahol a kérdéses folyamatokat sokváltozós, nem lineáris, általában nem determinált kölcsönhatások irányítják zajos, kevésbé ismert fizikai környezetekben. Az eljárás nagy előnye, hogy a neurális hálózat lényegében kimeneti jeleket generáló „fekete doboz” olyan szempontból, hogy működéséhez nem szükségesek pontos ismeretek a szimulált folyamat fizikájáról. Alábbiakban ismertetjük egy olyan vizsgálatunkat, amelyben egyszerű felépítésű neurális hálózati modellek alkalmazásával próbálunk becslést adni erős földrengések várható keletkezési időpontjaira vonatkozóan. Számunkra azért érdekesebb az időbeli változások kérdése, mert a földrengések főként tektonikus eredetűkből következően nagyjából törésvonalakhoz, törésszónákhoz, lemezperemhez, illetve lemezen belüli blokkhatárokhoz kapcsolódnak, vagyis a területi előfordulásokra vonatkozóan lehetnek bizonyos támpontok. Törekedtünk szeizmotektonikailag jelentősen eltérő területek rengéseit vizsgálni. Így választásunk az intrakontinentális Kárpát-medence mellett az aktív lemezszegélyek menti Peloponnészosz–Égei-tengeri térségre esett. Vizsgálati módszerünk célszerűségét az motiválja, hogy általában nem nagyon lehet világos ok-okozati viszonyokat megállapítani a földrengések eloszlása és a földtani környezet között. Különösen igaz ez a Kárpát–pannon térségre, ahol is az egyes kéregszerkezeti egységek mozgását létrehozó erőkről nem sokat tudunk, és sokszor nem ismerjük azokat a földtani szerkezeteket sem, amelyekben a rengések keletkeznek [SZEIDOVITZ, GRIBOVSKI, HAJÓSY 2002]. További motivációt jelent, hogy vannak híradások sikeres neurális hálózati alkalmazásokról különféle szeizmikus problémák vizsgálata során [pl. CHIARUTTINI, ROBERTO, SAIITA 1989; DAI, MACBETH 1997]. Fentebb említettük, hogy az egy-egy időtartam alatt keletkezett rengések száma feladatunk bemenő paramétereként szolgált. Azért tűnt számunkra vonzóan ilyen paramétert alkalmazni, mert szeizmológus körökben elterjedt vélemény, hogy készülődő nagy földrengések előtt nagyon valószínűen lehetnek változások egy forrásterület rengéseinek gyakoriságában.

1. Szeizmotektonika és földrengésadatok

Jelen fejezetben csak rövid, összefoglaló ismertetésre vállalkozunk, a téma részletesebb leírása megtalálható pl. ZSÍROS [2000] továbbá SZEIDOVITZ, GRIBOVSKI, HAJÓSY [2002] munkáiban, a görög területre vonatkozóan pedig PAPAACHOS, KIRATZI, PAPAACHOS [1991] és KIRATZI, PAPAACHOS [1995] tanulmányaiban. Nagy általánosságban a Kárpát–pannon térség egy kontinentális kérgen kifejlődött és az Alpok–Kárpátok–Dinaridák hegységrendszerével közrefogott ív mögötti extenziós medence [ROYDEN, BÁLDI 1988; BADA et al. 1999; HORVÁTH 2004]. Noha nagytektonikailag a terület az afrikai és eurázsiai kontinensek ütközési zónájába esik, szeizmikus aktivitása a kollíziós öv egyéb szegmenseivel összehasonlítva kétségkívül alacsony. A térségben a földrengések eloszlása meglehetősen szórt, a szeizmikus aktivitás nem mutat korrelációt szerkezeti vonalakkal, törésszisztemekkel. Csak a peremeken, az Alpok, Dinári-hegység és DK-i-Kárpátok vidékén mutatkozik kifejezett koncentráció az epicentrumok eloszlásában. A szórt rengéeloszlás és a földtani környezet összetettsége miatt azonban nem beszélhetünk általánosan érvényes kapcsolatokról a tektonika és a szeiz-

mitás között. Általában nem ismerjük azokat az erőket, amelyek a helyszínen jellemző, lemezen belüli rengéseket létrehozzák, és kevésbé ismerjük a földtani szerkezetet is. Bizonyos mélyszeizmikus kéreg- és felsőköpeny-kutatási eredmények alapján azonban valószínűsíthető, hogy a területen a kéreg több, egymástól eltérő kiterjedésű blokkra, szerkezeti egységre tagolódik. Ezen elemek relatív mozgásával kapcsolatos deformációk minden bizonnyal meghatározó lehetnek a szeizmitás eloszlása szempontjából [HORVÁTH, CLOETINGH 1996]. A földrengésadatokat a ZSÍROS, MÓNYUS, TÓTH [1988]-féle földrengés katalógusból vettük, melyet ZSÍROS Tibor szíves jóvoltából [ZSÍROS 1997; személyes közlés] módunkban állt kiegészíteni az 1987–1994. évekre vonatkozó további adatokkal. Időközben megjelent ugyan egy újabb magyar földrengésadatbázis [ZSÍROS 2000], ez azonban a korábbinál (amelynek határai a 15,5 és 26,5 °K, valamint a 44,5 és 49,5 °É hosszúsági, illetve szélességi körök) nagyobb kiterjedésű területet fed le. Vizsgálatunkban viszont nem tartottuk célszerűnek tovább növelni a területet, a peremvidékeken ugyanis kétségkívül más mechanizmusok, feszültségterek hatnak, mint beljebb, ez a tény pedig várhatóan kedvezőtlenül befolyásolhatja a kapott paraméterek megbízhatóságát, illetve elmoshatja a paraméterekben esetleg jelentkező, geodinamikával kapcsolatos effektusokat. Ezért maradtunk az említett módon kiegészített Hungarian Earthquake Catalog (456–1986) adatainál, a veszteség mindössze egy év. Ez a mintegy másfélszáz évet felölelő adatsor természetesen nem tekinthető sem teljesnek, sem homogénnek. Az ismert magnitúdójú rengések magnitúdó szerinti kumulatív gyakoriságát vizsgálva kiderült, hogy az $M=2,6$ -es küszöbértéktől lefelé mutatkozik észrevehető eltérés a Gutenberg–Richter-féle exponenciális növekedési ütemtől, minek megfelelően az $M \geq 2,6$ méretű rengések halmaza teljesnek tekinthető. Az 1880. évtől kezdődően ezen rengések sorozata stacionárius is abban a korlátozott értelemben, hogy a rengések éves gyakorisága a vizsgált 115 év folyamán nem mutat lineáris trendet (az 1. ábra

Szeizmitás változása



1. ábra. $M \geq 2,6$ méretű földrengések éves gyakoriságának változása a Kárpát–pannon térségben. A szaggatott vonal az idősorhoz illesztett regressziós egyenest szemlélteti. A rengések száma $n=2626$

Fig. 1. Yearly variation of the number of $M \geq 2.6$ earthquakes in the Carpathian–Pannonian region. Dashed line shows regression line fitted to data, $n=2626$ is the number of earthquakes

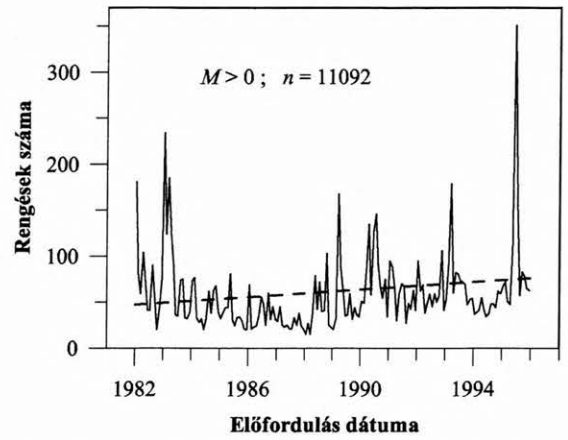
adataihoz illesztett regressziós egyenes meredeksége $0,05 \pm 0,07$). További vizsgálataink így az 1880. évtől kezdődően keletkezett $M \geq 2,6$ -os méretű rengésekre vonatkoznak, ezek száma a kérdéses területen $n=2626$. Ez az eredmény azonban megkérdőjelezhető is lehet, mivel a látszólagos stationaritás származhat onnan is, hogy a vizsgált időtartam kezdeti szakaszában több olyan erős rengés keletkezett a térségben, melyet nagyszámú utórengés követett (pl. 1880. év: $M=6,2$ rengés Horvátországban, 1906-ban $M=5,7$ rengés ÉNy-Magyarországon a Kis-Kárpátokban stb.). Egy szigorúbb alapokon nyugvó homogenitásvizsgálattal a következő fejezetben megmutatjuk, hogy csak $M=4,0$ -es minimum-magnitúdó szerinti szűrés alkalmazása mellett lehetséges az adatokból bizonyos „rejtett” homogenitási problémákat kiküszöbölni.

Az Égei-tengeri térség és környezete Földünk egyik szeizmikusan legaktívabb területe. Nagyléptékben a terület az afrikai–eurázsiai kollízió egyik frontzónája, ahol is az Afrikai-lemez ütközik Euráziával, és ez alá tolódva lemerül a földrengésekkel markánsan kirajzolt Hellén-ív mentén [KIRATZI, PAPAACHOS 1995]. A vizsgálatunk tárgyát képező területen (mely majdnem pontosan négyzet alakú, mintegy 400 km-es élhosszal) geodinamikai szempontból legfontosabb jellegzetesség a tektonikus deformáció stílusában ÉNy-ről DDK-i irányban mutatott változás (kezdetben áttolódás, majd jobbos oldaleltolódást követően szubdukció). Az összetett tektonika miatt az általunk vizsgált területen a szeizmikus aktivitás még a tágabb Égei-térség egészéhez viszonyítva is határozottan erős. E tény mellett választásunkat az is motiválta, hogy a terület nagyjából azonos a VAN-predikciók teszt-területével, és utóbbi időben szeizmológus körökben élénk érdeklődés tárgyát képezi [pl. Tectonophysics 224 (1993); Geophys. Res. Lett. 23, 11 (1996); EOS 79, 47 (1998)]. Adatforrásul a görög SI-NOA (Seismological Institute, National Observatory, Athens) katalógus 1982–1996. évekre vonatkozó, ismert magnitúdójú rengéseinek adatsora szolgált [DOLOGLOU 1997; személyes közlés]. Ez az adatbázis lokális magnitúdókat tartalmaz, és a szokásos, felületi hullámokkal értelmezett magnitúdóhoz való áttéréshez 0,5-del meg kellett emelnünk a közölt értékeket [GELLER 1996; DOLOGLOU 1997, személyes közlés]. A 20–25 °K, 36–40 °É koordináták által határolt kérdéses területen a rengések mintegy 98%-a 50 km-nél nem nagyobb mélységekből származik, ezért nem állítottunk fel hipocentrum-mélységhatárt. Mindösszesen 11 092 földrengés esik az említett tér-idő ablakba. A havonta keletkezett rengések számából képzett idősorban (2. ábra) tapasztalható bizonyos trend a vizsgált 15 év folyamán, az $M=3,5$ -es küszöbmagnitúdótól kezdődően (ennél nem kisebb rengések száma $n=7951$) azonban ez a trend már nem szignifikáns.

2. A gyakoriság valós–nem valós változásai

A földrengések gyakoriságának változásai szempontjából a keletkezési időpontok és a rengéserősség a szereppel bíró katalógusparaméterek. A gyakoriság variációi jól ábrázolhatók a rengések halmozott számát idő függvényében bemutató görbékkel. Általában a legtöbb földrengés-adatrendszerben jelentős gyakorisági variációk tapasztalhatók. A 3. ábra a Kárpát–pannon térség rengései halmozott számának változását szemlélteti különböző magnitúdósávokban

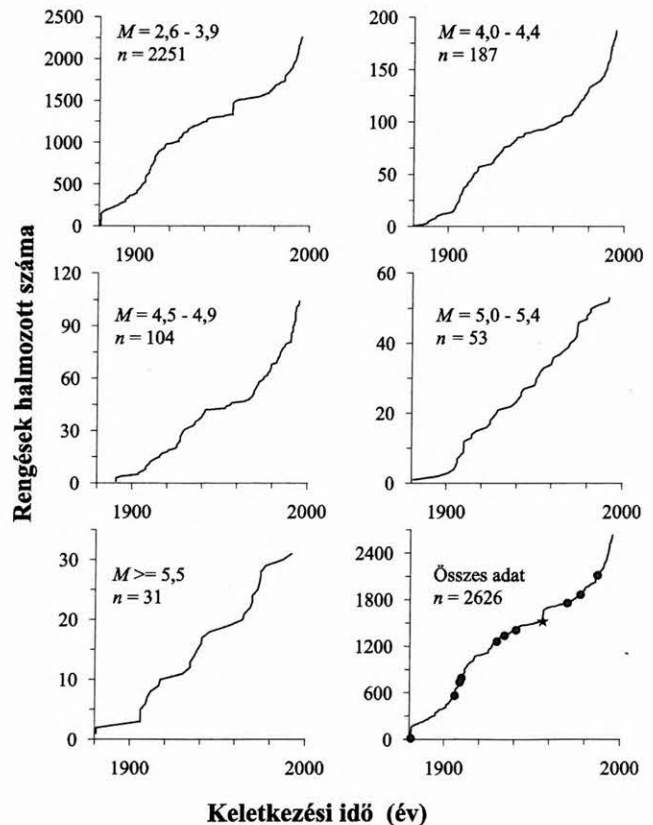
Szeizmicitás változása



2. ábra. A havonta előfordult földrengések számának változása a Peloponnészosz–Égei térség adatrendszerében. A többi információ megegyezik az 1. ábrán bemutatottal

Fig. 2. Variation of the monthly number of earthquakes in the Peloponnesos–Aegean region. Rest of information is the same as in Fig. 1

Kárpát-Pannon térség

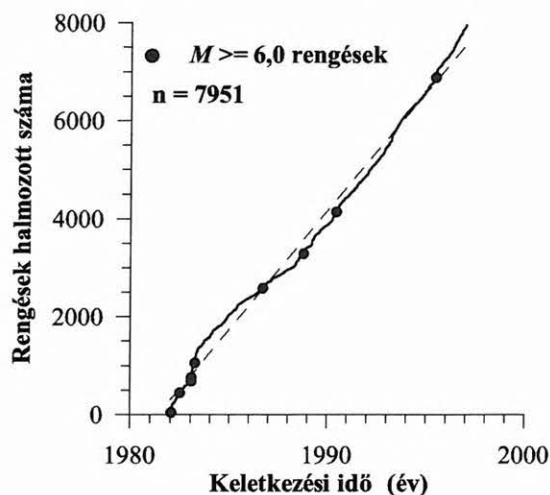


3. ábra. A rengések halmozott számának időbeli változása 6 magnitúdó-sávban a Kárpát–pannon térségben. Az összes adatra vonatkozó görbén fekete pontok a nagy ($M \geq 6,0$ méretű) rengéseket, csillag pedig az 1956-os dunaharaszti rengést jelöli, melyet nagyszámú utórengés követett

Fig. 3. Variation of the cumulative number of earthquakes with time in 6 magnitude bands, in the Carpathian–Pannonian region. Dots indicate occurrences of large ($M \geq 6,0$) earthquakes, asterisk shows the Dunaharaszti earthquake in 1956, followed by a large number of reported aftershocks

az 1880–1995. évekre vonatkozóan. A diagramokból nemcsak az nyilvánvaló, hogy a gyakoriság időben változó jellegűt mutat, hanem leolvasható a változás mértéke is a különböző magnitúdó intervallumokban. Gyenge földrengések ($M=2,6-3,9$) esetében például nagyjából három, eltérő gyakorisági jellegű mutató időszak különíthető el; viszonylag nagy gyakoriság 1880–1920 között, ritkább előfordulások 1920-tól 1980-ig, majd erős gyakoriság 1980 után. A halmozott számot reprezentáló görbék meredeksége a három intervallumban sorrendben $23,5 \pm 0,9$, $10,8 \pm 0,3$ és $40,3 \pm 3,1$ földrengés/év. Másrészt viszont az $M \geq 5,0$ erősségű rengések előfordulásának gyakorisága kb. 1900-tól gyakorlatilag állandónak mondható, a számszerű gyakorisági érték $0,84 \pm 0,01$ esemény/év. A gyenge rengések számának dominanciája miatt a három eltérő gyakoriságú intervallum kirajzolódik az összes adatot megjelenítő görbén is. Kijelölhetők eltérő gyakoriságot mutató rövidebb időszakok a görög adatrendszer reprezentáló görbéken is, a számunkra érdekes $M \geq 3,5$ rengésekre azonban az éves rengésgyakoriság közepes értéke (szaggatott vonallal jelölve a 4. ábrán) a vizsgált teljes időszak folyamán gyakorlatilag állandó marad (kb. 480 esemény évente). Esetleges lépcsőszerű ugrások a gyakorisági görbéken (pl. az 1956. évben a 3. ábrán és a 4. ábra kezdeti szakaszán) a nagyobb rengéseket kísérő utórengések nagy számából következnek.

Peloponnésosz - Égei térség



4. ábra. Az $M \geq 3,5$ méretű rengések halmozott számának időbeli változása a Peloponnésosz–Égei térségben. A szaggatott vonal az éves rengésgyakoriság kb. 480 esemény/év közepes értékét jelöli, a fekete pontok a nagy ($M \geq 6,0$) rengéseket mutatják

Fig. 4. Variation of the cumulative number of $M \geq 3.5$ earthquakes, in the Peloponnesos–Aegean area. Dots indicate big ($M \geq 6.0$) events, dashed line represents the mean seismicity rate of about 480 quakes/yr.

Általában a földrengések előfordulására mind térben, mind időben nagyon jellemző a csoportokba tömörülési tendencia, klaszteresedés [pl. SHLIEN, TOKSÖZ 1970], a jelenséget különböző tér-, idő- és magnitúdó-skálákra vonatkozóan gazdag megfigyelési anyag bizonyítja. OMORI [1894] úttörő munkásságát követően statisztikus vizsgálati módszerek sokaságával próbálták mennyiségileg jellemezni a szeizmicitás térben, időben és/vagy különböző szeizmo-

tektonikus környezetekben megfigyelt csoportosulási tulajdonságait [PROZOROV, DZIEWONSKI 1982; REASENBERG 1985; OGATA 1988 stb.]. A legtöbb hagyományos eljárás a földrengések keletkezését Poisson-folyamatként kezeli, ahol egy rengési sorozatban a legerősebb földrengés számít fő eseménynek, klaszteresedési középpontnak, a többi esemény elő-, illetve utórengés, a földrengések előfordulása pedig időben stacionárius, állandó gyakorisággal zajló folyamat. Elterjedtnek mondható azonban az a nézet is, hogy maga a földrengések előfordulása sem tekinthető Poisson-folyamatnak, vagyis hogy a földrengések keletkezését sem helyes térben és időben egymástól függetlennek feltételezni [pl. SMALLEY et al. 1987; KAGAN, JACKSON 1991; MAIN 1995]. A kérdés illusztrálására érdemesnek tartjuk hivatkozni egy numerikus vizsgálatunk eredményeire. Bár nincs egyöntetűen elfogadott módszer az elő-, illetve utórengések kiszűrésére, KAGAN [1996] gyakran idézett eljárását követve, a görög adatrendszerből ($n=7951$, $M \geq 3,5$) a rengések magnitúdójától függő tér- és időablak számításával eltávolítottuk a mozgó ablakba eső összes olyan rengést, amelynek magnitúdója kisebb, mint a földrengésnek tekintett legnagyobb rengés magnitúdója. Ezzel az eljárással az eredeti adatrendszer terjedelme mintegy 40%-kal csökkent. A vizsgált teljes időtartamot ezután 548 (egyenként mintegy 10 nap hosszúságú) részintervallumra osztottuk be, és számláltuk azon részintervallumok gyakorisági eloszlását, amelyekben 1, 2, 3, ... stb. rengés fordult elő. Az eloszlás statisztikus tesztje azt eredményezte, hogy a null-hipotézis (miszerint az eloszlás Poisson-jellegű) valószínűsége mindössze 340 a millióhoz.

Számos földrengés-katalógus statisztikus vizsgálatával KAGAN, JACKSON [1991] arra a következtetésre jutott, hogy a szeizmicitás mind rövid, mind hosszú idejű variációi leírhatók a fraktálokra jellemző, hatványfüggvényvel definiált időbeli eloszlásokkal, bár az eloszlási törvény kitevője (fraktáldimenzió) eltérő is lehet a különböző skálartartományokban. A földrengéseket fraktál tér- és időbeli eloszlással jellemzett, önszerveződő kritikus folyamatként értelmező MAIN [1995] úgy érvel, hogy helytelen dolog az elő- és utórengések kiszűrésével „megtisztítani” a földrengésadatok és mesterségesen Poisson-jellegűt adni az adatsoroknak, hiszen éppen ezek a nem független események szolgáltatják a legerősebb bizonyítékot a kritikus viselkedésre, vagyis a jelenség mögötti statisztikus-fizikai folyamatra. Korábbiakban már említettük, hogy a neurális hálózatokkal történő modellezést „fekete dobozként” működő eljárás-ként alkalmazzuk a földrengés-jelenségkörre, ebben a közelítésben pedig előnyben részesítünk természetesen előforduló, szüretlen adatsorokat alkalmazni a modellbemeneteken.

Noha felületes szemlélő számára a földrengés-katalógusok a rengések egyszerű lajstromainak tűnhetnek, valójában azonban korántsem egyszerű a dolog. A rengések gyakorisági adatai csak akkor alkalmasak bármiféle előrejelzési vizsgálat céljaira, ha természetesek, vagyis magát a szeizmikus folyamatot tükrözik. Az adatok azonban rendszerint nem mentesek humán eredetű behatásoktól, ezeket pedig valamiképpen figyelembe kell venni megfelelő korrekciók alkalmazásával. A gyakoriság vonatkozásában a humán eredetű hatások problémájának fontosságára HABERMANN [1987, 1991] hívta fel a figyelmet. Mesterséges változásokat okoz a földrengésszámban a szeizmológiai

állomások, detektáló hálózatok számának és érzékenységeinek változása (új állomások nyitása vagy korábbiak megszűnése, változások a műszertechnikában), illetve a feldolgozási módszerek fejlődése. Ezek a mesterséges hatások általában három kategóriába sorolhatók. Viszonylag egyszerű feladat az ún. *detekciós változások* kezelése, amelyek abból adódnak, hogy új állomások telepítése (vagy esetleg korábban működők megszűnése) után megnövekszik (vagy csökken) az állomások környezetében érzékelhető gyenge rengések száma. Bizonyos magnitúdó felett azonban a rengések gyakoriságában változás nem keletkezik, így a feladat csak a kérdéses magnitúdóküszöb meghatározásában áll. Nehezebb a kérdés a rengések olyan szisztematikus *magnitúdó-eltolódásaival*, amelyek az észlelőállomások eloszlásában történő változásokból adódnak. Általában ezek eléggé mérsékelt ($M \sim 0,1-0,5$) effektusok, de például egy ilyen mérvű magnitúdócsökkenés miatt is jelentősen ritkulhat a bizonyos energiaszint alatti gyenge rengések száma, a szeizmikus aktivitás látszólagosan csökken, ami esetleg a nagy rengéseket megelőző „szeizmikus csend” hibás értelmezéséhez is vezethet. Probléma lehet a *hiányzó magnitúdókkal* katalogizált rengések számának jelentős növekedése, ami általában teleszeizmikus adatokban jelentkezik lokális hálózatok telepítése és bővítése után. A két utóbbi tényező mennyiségi vizsgálata nehézkes, bonyolult dolog és erősen helyi viszonyoktól függő.

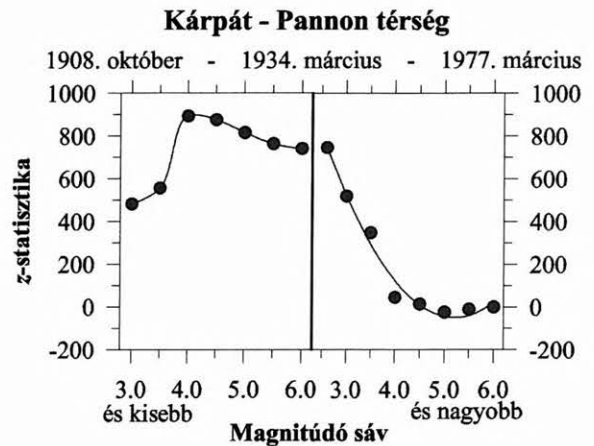
A szeizmicitási adatok legnyilvánvalóbb előfeldolgozási stádiumát (szelektálás pontosság szerint, teljesség, stacionaritás stb.) követően nem kerülhető meg a fenti hatások kérdésének vizsgálata. Ezek a hatások főként a kisebb méretű rengések esetén jelentkeznek, így természetes, hogy adatrendszerünket rengéserősség szerint felosztjuk befolyásolt kisebb méretű, és a már nem befolyásolt nagyobb méretű rengések alkalmazására [HABERMANN 1987]. A detektáló hálózatok és feldolgozási módszerek változásaiból eredő hatások felderítésére és ezeket elimináló magnitúdóküszöb meghatározására HABERMANN [1987, 1991], továbbá ENEVA, HABERMANN, HAMBURGER [1994] nyomán a két középérték közötti eltérés becslésére szolgáló, általános parametrikus statisztikus tesztként ismert z -statisztikát alkalmazzuk, mely számítható mint

$$z = \frac{v_1 - v_2}{\sqrt{\frac{s_1^2}{N_1} + \frac{s_2^2}{N_2}}}, \quad (1)$$

ahol v_1 és v_2 a szeizmikus gyakoriság közepes értéke két időben egymás után következő megfigyelési időszakra vonatkozóan, s_1 , s_2 ezek szórásai, N_1 és N_2 pedig a szeizmikus események száma a két intervallumban. Fenti z -érték tehát a változás erősségét jellemzi, ahol egy paraméter nagyságának megváltozása, a szórások, és a rengésszámon keresztül a kérdéses időszakok hossza játszik szerepet. A gyakoriság növekedésének negatív, a rengések ritkulásának pozitív z -értékek felelnek meg. A kérdéses magnitúdóküszöb számítható egy változás mértékének a magnitúdó-térben történő vizsgálatával. A vágási magnitúdó konkrét értékének meghatározására kidolgozott eljárás az ún. magnitúdó-szignatura ábrák használata. A módszert az teszi hatásossá, hogy a gyakoriság változásai gyakran erősen magnitúdófüggők. Ami az adatrendszer alkalmazokra történő felosztásának módját illeti, HABERMANN [1987] sze-

rint célszerű a rengéseket szimpla alsó vagy felső magnitúdó-korlátokkal határolt sávokba csoportosítani. Ennek előnye, hogy a felosztás kritériuma összhangban van azzal a fentebb említett móddal, ahogyan mesterséges tényezők befolyással lehetnek a szeizmicitásra. Azonkívül ilyen eljárás simítja az adatokat, és könnyebbé teszi a változások értelmezését.

Az 5. ábrán a Kárpát–pannon térségre számított magnitúdó-szignatura kép látható. A statisztikát a teljes megfigyelési időszak során előforduló 3 legnagyobb rengés közötti két intervallumon (1908. október – 1934. március, és 1934. március – 1977. március közötti időszakok) meghatározott rengésgyakoriságok alapján számítottuk, a számítások az $M \geq 2,6$ rengésekre terjednek ki. A „Magnitúdó sáv” elnevezés az ábra vízszintes tengelyén feltüntetett értékek mint korlátok alatti/feletti teljes magnitúdó-tartományt jelenti. A különböző esetekben tipikusnak tartható magnitúdó-szignatura ábrák jellegzetességeit, tulajdonságait HABERMANN [1987] részletesen ismerteti.



5. ábra. Magnitúdó-szignatura ábra a Kárpát–pannon térség $M \geq 2,6$ földrengéseire. Magnitúdó sáv a vízszintes tengely mentén adott magnitúdónál kisebb, illetve nagyobb teljes mérettartományt jelöl (pl. bal oldali ábrarészen a 4,0 pont feletti z -érték az összes $M < 4,0$ méretű, a jobb oldalon pedig az összes $M \geq 4,0$ méretű rengésre vonatkozik). Az ábra az $M < 4,0$ rengésekre detektálási eseményritkulás tipikus jegeit mutatja

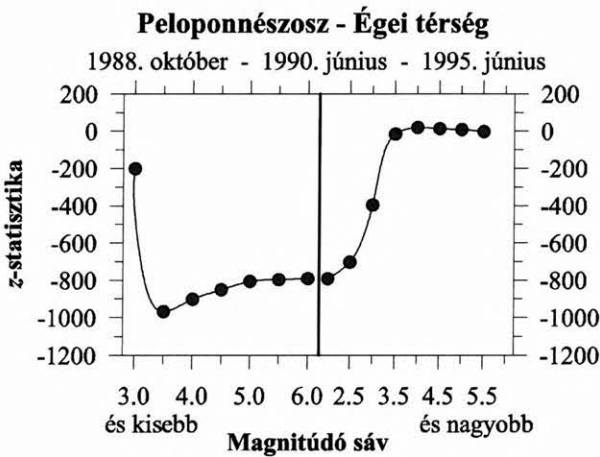
Fig. 5. Magnitude signature plot for the Carpathian–Pannonian region. Magnitude band at the horizontal axis includes all events below or above a given magnitude (e.g. the point above 4.0 on the left side of the plot shows the z -value for all events with $M < 4,0$, and on the right side of the plot for those with $M \geq 4,0$). Diagram shows characteristics typical of a detection decrease for magnitudes $M < 4,0$

Az 5. ábrán a detektálásból adódó eseményritkulás jegei ismerhetők fel. Ilyen jegyek elsősorban a pozitív z -értékek az összes magnitúdóra, semmi vagy alig némi változás a jobb ábrafélen a nagyobb magnitúdóknál, viszont jelentős csökkenés bal szélén a kis magnitúdóknál. A detektálási hatást kiküszöbölő vágási magnitúdóértéket a jobb oldali görbe közel vízszintes szakaszának alsó határa, vagy a baloldali erős változás kezdete jelöli ki, esetünkben mindkettő szerint $M_v = 4,0$. Ez a viszonylag magas küszöbérték azt eredményezi, hogy a további vizsgálatokra alkalmas adatok száma erősen lecsökken (összesen 375 $M \geq 4,0$ rengés marad), viszont a veszteség árán biztosított az adatrendszer homogenitása. A rengések ritkulásának oka álta-

lában regisztráló állomások bezárása. A terület 20. századi történelmének eseményei (háború, államhatárok változása, gazdasági nehézségek stb.) talán magyarázattal szolgálhatnak a jelenség okát illetően. A szeizmicitásnak a 20. század második harmadában látszólag alacsony szintjéről ZSÍROS [2000] is említést tesz. Bár a másik két tényező hatását a jelen kutatásban nem vizsgáltuk, a viszonylag magas vágási magnitúdó minden valószínűség szerint ezeket is elfogadhatóan kiszűri. A görög adatrendszerre számított magnitúdó-szignatura képet a 6. ábra szemlélteti. A gyakoriságok összehasonlítása itt is három nagy földrengés közötti kettő, az 1988. október – 1990. június, és 1990. június – 1995. június közötti időszakokon történt. Az ábra a rengések sűrűsödésének tipikus jegyeit mutatja, ezek azonban a kb. $M_v=3,5$ vágási küszöbtől kezdődően eltűnnek. Az előző fejezetben említettük, hogy az $M \geq 3,5$ rengések sorozata stacionáriusnak bizonyult a teljes megfigyelési időszakban, így továbbiakban módunk nyílik a teljes adatsor ($n=7951$) felhasználására. Jelen példák is bizonyítják, hogy a homogenitási teszt elengedhetetlenül szükséges, segítségével elkerülhetők a látszólag fellépő, de nem valóságos gyakorisági variációkból származható problémák.

számmal (súlyal) ellátott összegét számítja. Az összeget ezután valamilyen előre meghatározott aktivációs szabálynak megfelelő átviteli függvénnyel feldolgozza. A neurális hálózati modell számos neuron valamilyen konfiguráció szerint történő kapcsolódásával épül fel. Egyénileg a neuronok igen egyszerű műveleteket végeznek, de együttesen, hálózatok formájában képesek bonyolult feladatok megoldására. Hangsúlyoznunk kell azonban, hogy a jelenleg használatos modellek biológiai mintáinknál sokkal egyszerűbb felépítésűek, teljesítményükben azoktól minden tekintetben nagyságrendekkel elmaradnak.

A vizsgálatunkban alkalmazott hálózatok a leggyakoribb típusú, ún. rétegzett, előre-csatolt, hiba-visszaterjesztés módszerével betanított rendszerek. A rétegzett felépítés azt jelenti, hogy egy neuron a hálózaton belül általában csak meghatározott számú másik neuronnal van összekötve, és ez a kapcsolat csak egyirányú, ezért a hálózatot rétegekre lehet bontani az összekötések szerint. Ilyen rendszerben tiltva van a kommunikáció ugyanabba a rétegbe tartozó feldolgozó elemek között, azonkívül a neuronok csak az őket közvetlenül megelőző réteg elemeitől vehetnek át információt, előző távolabbi, illetve utánuk következő rétegekből nem. Az információ haladásának iránya tehát egy kezdő réteg elemeinek kimenetétől a következő réteg bemenete felé mutat, ebben áll az előre-csatolás. A rétegek teljesen össze vannak kötve, vagyis egy réteg egy neuronjának kimenete a következő réteg összes bemenetéhez kapcsolódik. A 7. ábrán egy egyszerű, háromrétegű előre-csatolt neurális hálózat modellje látható. Egy bemeneti jel terjedése a rendszerben a következő módon történik. Az x_i bemeneti jel, az i darab valós számból álló bemeneti vektor i -edik komponense, csatlakozik a bemeneti réteg i -edik neuronjára. A bemeneti neuronok átengedik, továbbítják az



6. ábra. Magnitúdó-szignatura ábra a Peloponnész–Égei térség vizsgált adatrendszerének összes rengésére. Az ábra a rengések sűrűsödésének tipikus jegyeit mutatja az $M < 3,5$ mérettartományban

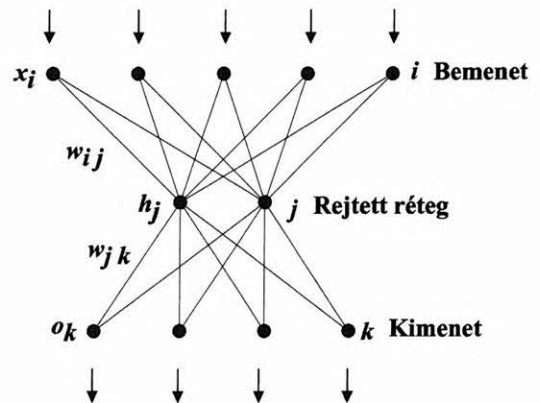
Fig. 6. Magnitude signature plot for the whole considered Peloponnesos–Aegean data set. Plot shows characteristics typical of a detection increase for magnitudes $M < 3.5$

3. Modellezés neurális hálózatokkal

A neurális hálózatok felépítéséről, működéséről és alkalmazásairól részletes leírások találhatóak például ANDERSON [1995] vagy HORVÁTH [1998] munkáiban, jelen dolgozat keretében csak néhány alapinformáció ismertetésére van lehetőségünk. A földtudományi alkalmazásokat illetően említést érdemel HERGARTEN [2002] összefoglalása.

A mesterséges neurális hálózat egymással összekapcsolt, egyszerű információ-feldolgozó elemek halmazából álló számítási rendszer. A rendszer építőkövei, a feldolgozó elemek az alapvető funkciókban fennálló biológiai analógiák alapján a neuron nevet kapták. Egy feldolgozást végző neuron a hozzá érkező bemeneti jeleknek egy-egy szorzó-

Neurális hálózat felépítése



7. ábra. Háromrétegű, előre-csatolt neurális hálózat sematikus modellje

Fig. 7. Configuration of a three-layered feed-forward neural network

érkezett jelet a következő, a tulajdonképpeni feldolgozást végző, j db neuront tartalmazó, ún. rejtett réteg elemeihez, de úgy, hogy ellátják egy w_{ij} szorzószámmal. A rejtett réteg mindegyik j neuronja összegzi az előző réteg összes elemétől hozzá érkező jelet, és hozzáad egy erre a neuronra jellemző b_j konstans tagot („bias”, amely úgy is értelmezhető, mint egy járulékos, egységnyi bementi jelhez tartozó súly).

Az összeget ezután a neuron valamilyen aktivációs szabálynak megfelelő f átviteli függvény szerint átalakítja, és a kimenetén megjelenő eredmény lesz az elem h_j aktivációs szintje. Utóbbiak ezután továbbkerülnek a kimeneti réteg neuronjaira. Előzőeknek megfelelően a h_j értékek a w_{jk} súlyozás után most is összegződnek, majd megtörténik az aktivációs szabály szerinti átalakítás. A kimeneti neuronok o_k aktivációs szintje szolgáltatja a hálózat adott bemenetre vonatkozó megoldását. Fentieknek megfelelően a következő egyenletrendszerrel írható le a hálózat működése, függetlenül a neuronok számától bármelyik rétegben:

$$\begin{aligned} h_j &= f \left[\sum_i (w_{ij} x_i + b_j) \right], \\ o_k &= f \left[\sum_j (w_{jk} h_j + b_k) \right]. \end{aligned} \quad (2)$$

Az egyenletekben látható, hogy a rejtett réteg egy j neuronjára kerülő teljes bemenet lineáris függvénye az előző réteg elemeiből származó kimeneteknek és a kapcsolatok súlyainak. A kimenet azonban függ az f aktivációs függvényétől. Elvileg bármely monoton növekvő és folyamatosan differenciálható függvény megadhat aktivációs szabályt a jelen típusú neurális hálózatokra, leggyakoribb azonban nem lineáris szigmoid függvények; tangens hiperbolikus függvény, vagy még inkább az általunk is választott

$$f(y) = \frac{1}{1+e^{-y}} \quad (3)$$

logisztikus függvény használata, ahol y a (2) egyenletek szögletes zárójeleiben szereplő összeget jelöli. Ilyen függvények deriváltjai Gauss-formájúak, ami kedvező a hálózat számítási stabilitása, továbbá a súlyok korrigálási folyamatának bizonyos finomabb sajátosságai szempontjából [ANDERSON 1995].

Egy neurális hálózat működtetése során a legfőbb gondot olyan súlykiszlet kialakítása jelenti, amely a hálózat kimenetén valamilyen kívánt kimeneti függvényt képes produkálni. A neurális hálózatok egyik legfontosabb tulajdonsága ugyanis, hogy megfelelő eljárással taníthatók. Tanításkor egy adott bemenet esetén tudjuk, hogy mit várunk a kimeneten, vagyis a hálózat választását össze tudjuk hasonlítani a kívánt válasszal. A keletkező hiba, a két válasz különbsége felhasználható a hálózat tanítására. A hibavisszaterjesztés módszere két stádiumot tartalmaz. Az első fázisban a bemeneti neuronokra kerülő információ (esetünkben adott időintervallumokon — és néha adott magnitúdó sávokban — ismeretes földrengésgyakoriság-értékek) hálózatban történő tovaterjesztésével és feldolgozásával számítjuk a kimeneti jelet (nagy földrengések keletkezési időpontjait, pontosabban az $M \geq 6,0$ méretű rengések között eddig megfigyelt időtartamok hosszát). Ezután következik a visszaterjesztés stádiuma, amikor is a kapcsolatokat meghatározó súlyok értékeit módosítjuk a kimeneten számításokból adódó, és a várt, a megfigyelésekből ismeretes jelek közötti eltérések alapján. A számítás kezdetekor a hálózat súlyai véletlen számok (a 0–1 normált intervallumban). A tanítás folyamatát matematikailag iterációs eljárás valósítja meg, amely minden bemeneti jelkészlethez egy kimeneti jelkészletet képez, majd összehasonlítást tesz a helyes kimeneti jelkészlettel. A teljes hiba (valamennyi kimeneti

neuron hibája négyzetének összege) felírható mint

$$E = \sum_p E_p = \sum_{p=1}^P \sum_{k=1}^N (T_{pk} - O_{pk})^2, \quad (4)$$

ahol P a be- és kimeneti adatpárok száma, E_p a p -edik bemeneti vektorra vonatkozó hiba, N a kimenetek száma, és T_{pk} , O_{pk} sorrendben a valódi és az iterációs lépésben éppen adódó kimeneti jelkészletek. A súlyok módosítását sztandard, gradiens alapú szélsőérték-kereső eljárással végeztük [RUMELHART, HINTON, WILLIAMS 1986; FLOOD, KARTAM 1994], amely a teljes hibát „legmeredekebb lejtő” módszerrel minimalizálja. A bemeneti vektorok E_p hibáját a súlykiszlet sokdimenziós terének függvényeként tételezzük fel, amely az illető térben kiemelkedések és mélyedések formájában képzelhető el. A mélyedések a hibaminimumok, melyeket gradiens-lejtő módszerrel keresünk. A tanítás kezdetén a rendszer helyzete a hibafelületen kiemelkedések környékére esik, majd a súlymódosítások sorozatában folyamatos elmozdulások történnek lefelé a

$$\Delta_p w_{ij} = -\eta \frac{\delta E_p}{\delta w_{ij}} \quad (5)$$

összefüggés szerint számított kis lépésekkel, úgy, hogy a kimeneti jelkészlet minden lépésben közelebb kerül a kívánt jelhez. Utóbbi kifejezésben látható, hogy egy tetszőleges i és j réteg közötti kapcsolat súlya arányos a hibafelület $\delta E_p / \delta w_{ij}$ meredekségével, és az általában tanulási sebesség néven ismert η arányossági tényező fontos paraméter a számításokban. Kis η -értékek esetén elkerülhetők a súlykorrekciók folyamatában gyakran lehetséges oszcillációk, viszont az iteráció folyamata nagyon lassú. Gyorsítani lehet a konvergenciát egy α karakterisztikus állandóval rendelkező ún. momentum-taggal, amely biztosítja, hogy az $n+1$ -edik iterációs lépésben keletkező súlymódosulás arányos legyen az előző, n -edik lépésben adódott korrekcióval. Vizsgálatunkban, irodalmi adatoknak megfelelően [SMITH, ELI 1995] a tanulási sebességre és a momentum-konstansra sorrendben 0,5 és 0,9 értékeket alkalmaztunk. A rejtett rétegben található neuronok számát egy erre a célra kidolgozott és optimális számú elemet biztosító algoritmussal [HIROSE, YAMASHITA, HIJIIYA 1991; továbbá YAMASHITA 1998, személyes közlés] határoztuk meg.

4. Eredmények

A szeizmotektonikai jellegek fentebb adott igen rövid és felszínes ismertetéséből is kitűnik, hogy a vizsgálat tárgyául választott két terület ilyen vonatkozásokban egymástól kifejezetten eltér. A görög adatrendszer véleményünk szerint sokkal homogénebb és jobban tükrözi a valóságot, mint magyar megfelelője, elsősorban azért, mert sokkal kisebb tér-idő tartományokat fed le, mint a Magyar földrengés katalógus. Ez abból is látható, hogy az Égei-térség 7951 db $M \geq 3,5$ méretű földrengésével szemben a Kárpát–pannon régió rengéseinek csak igen kis hányada (375 $M \geq 4,0$ rengés) bizonyult további vizsgálatra alkalmasnak. Ezzel kapcsolatban említést kell tennünk egy olyan tényről is, amely a földrengés-fenomenológiához való közelítésünk egy kifogásolható pontjának tekinthető. Jelen esetben főként a rengések gyakoriságával és keletkezési időpontjaikkal foglalkozunk, vagyis egy alapjában sokdimenziós jelenség-

kör egydimenziós aspektusát vizsgáljuk, ez pedig mindig rontja a kapott eredmények megbízhatóságát [DAVIS, JACKSON, KAGAN 1989]. Logikus feltételeznünk, hogy a nagy kiterjedésű Kárpát–Pannon régióban ez a körülmény is sokkal nagyobb szereppel bírhat. Ezért az Égei-térségre adódott eredményeinket megbízhatóbbaknak tartjuk, és az eredmények ismertetését ezzel a területtel kezdjük.

4.1. Peloponnészosz–Égei térség

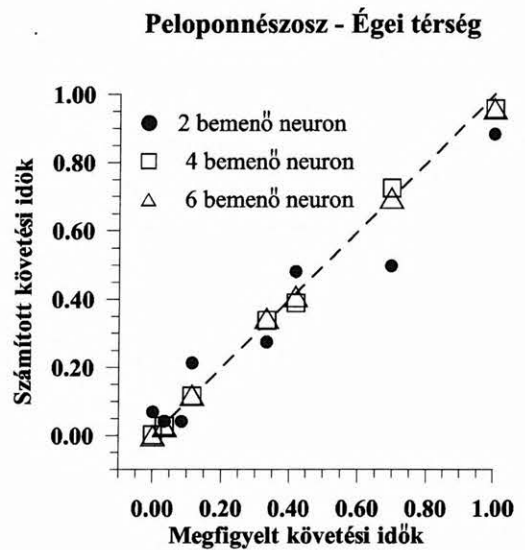
Számunkra elsősorban az erős, $M \geq 6,0$ méretű földrengések előfordulásai érdekesek; ezek adatainkban a legnagyobb rengések. A Peloponnészosz–Égei térségben a vizsgált 15 év során 9 ilyen rengés keletkezett (mérettartományuk $M=6,0-6,9$), közepes visszatérési idejük $\sim 1,7$ év. Modellezésünk célja nagy rengések előfordulási időpontjainak szimulálása volt, így a modellek kimeneti paramétereként az egymás utáni rengések között eltelt időtartamok szolgáltak. Mint fentebb már említettük, a hálózatok betanítása az $M \geq 6,0$ rengések közötti időintervallumokon meghatározott közepes rengésgyakorisági értékek (és bizonyos esetekben, amikor elég adat áll rendelkezésre, különböző magnitúdósávokban is mutatott gyakoriságok) mint bemeneti paraméterek alapján történt. A közepes gyakoriságokat az említett intervallumokon a kumulatív gyakorisági görbékhez legkisebb négyzetes eljárással illesztett egyenes meredeksége szolgáltatta. Indokoltnak tartjuk némi magyarázattal szolgálni választásunkat illetően.

Nagy földrengések előfordulásaira tipikusnak mondható, hogy a rengés mindig együtt jár a szeizmikus aktivitás váltoásaival. A rengések lehetséges előhírnökeit illetően azonban nincs egységes álláspont. ENEVA, BENZION [1997a] figyelemre méltó erőfeszítést tettek a különböző szeizmicitási paraméterek lehetséges prediktív erejének kvantifikálására, de ez a vizsgálat sem vezetett egyértelmű eredményekhez. A szeizmicitás rengési előjelként értelmezhető váltoásaival kapcsolatos legtöbb vizsgálatban a rengések méret szerinti gyakoriságát jellemző szeizmikus b paraméterről és a rengések időbeli gyakoriságáról esik szó. A bizonyos időtartamokon tapasztalt közepes rengésgyakoriság kiinduló információként történő kezelése a fenti témával kapcsolatos vizsgálatokban egyedinek mondható. A legtöbb ilyen vizsgálatban a fő figyelem a várható nagy rengés környezetben lehetséges változásokra összpontosul, vagyis csak az időben és térben igen közeli szeizmicitás-variációk kerülnek képbe. Jelen diszkusszió keretében nem áll módunkban kitérni olyan elméletek ismertetésére, amelyek szerint térben és időben távoli erőknél is lehet szerepe a földrengésgenezisben [pl. MAIN 1995]. Az mindenesetre kétségtelen, hogy törekedni kell különbséget tenni egy nagy földrengést megelőzően vagy követően kialakult anomáliák között. Gyakran azonban nehéz dolog a disztinkválás, különösen pedig olyan esetekben amikor valamely területen nagyobb gyakorisággal jelentkeznek erős rengések. Általában nem világos, mekkora időtartamokra kell tekintettel lenni egy esetleg készülődő nagy rengést megelőző anomáliák azonosítását célzó vizsgálatban. A közepes gyakorisági értékek viszont a feszültségterek változásait adott területen mintegy integráltan jellemzik, megbízhatóan számíthatók, és alkalmazásuk-

kal a modellekben olyan információ is szerephez jut, ami a nagy rengéseket jóval megelőző időpontokból származik.

A hálózat sikeres betanítására a bemeneti-kimeneti paraméterkészletnek jól kell jellemezni a modellezés tárgyát képező jelenség sajátosságait. Numerikus kísérleteket folytatunk a bemeneti paraméterek legjobb elrendezésének kiderítésére. Két eltérő magnitúdósávban mutatott gyakoriságok — v_1 a $3,5 \leq M < 4,0$ intervallumban ($n_1=5157$) és v_2 az $M \geq 4,0$ méretű rengésekre ($n_2=2794$) — alkalmazása a hálózati modell jobb működését eredményezte. A modell nem bizonyult elegendően stabilnak, amikor a bemeneti paraméterek készlete csak a teljes magnitúdó-intervallumra érvényes gyakoriságokat tartalmazta. Ez nyilván annak tulajdonítható, hogy a gyakoriságok értékében jelentős eltérések mutatkoznak a két sávban.

Fentiek alapján tehát a v_{1p} és v_{2p} gyakoriságok alkották a bemeneti paraméterek készletét, ahol p a p -edik és az utána következő nagy rengés közötti időtartamot jelöli. A görög adatrendszerre $p=1, \dots, 8$. Különböző számú elemből álló bemeneti rétegeket vizsgálva kiderült, hogy olyan elrendezés tekintendő a legjobbnak, amikor a réteg a következő négy neuronból épül fel: $v_{1, p-1}, v_{2, p-1}, v_{1, p}, v_{2, p}$. A betanított neurális hálózati modell működésének eredményeit a Peloponnészosz–Égei térségre vonatkozóan a 8. ábra szemlélteti.



8. ábra. Nagy ($M \geq 6,0$) rengések megfigyelt, és eltérő felépítésű neurális hálózati modellekkel számított követési időtartamai normált egységben. A normált intervallumhatárok a valóságban 0,004 év és 4,997 év követési időt jelentenek. A követési idők a sorrendben 2. (két bemeneti neuron esetén az 1.) nagy rengés keletkezésétől mint kezdő időponttól datálódnak

Fig. 8. Scatter diagram showing the observed origin times and occurrence times calculated with neural networks of different structures. Dots represent results when network operates with 2 input neurons. Open squares: 4 input neurons. Triangles: 6 input neurons. Data are scaled in the 0–1 range

Az ábra a megfigyelt és modellszámításokból adódó követési időtartamokat mutatja sorrendben a 2. (2 bemeneti neuron esetén az 1.) nagy rengés keletkezésétől mint kezdő időponttól mérve. Mivel az alkalmazott aktivációs függvény értékészlete a 0–1 tartományba esik, időnormalizálást kellett végeznünk a

$$\Delta t_p^{\text{norm}} = \frac{\Delta t_p - \Delta t_p^{\text{min}}}{\Delta t_p^{\text{max}} - \Delta t_p^{\text{min}}} \quad (6)$$

összefüggésnek megfelelően, ahol Δt_p a nagy rengések között megfigyelt időtartamok, a min, max indexek pedig az adott esetben legrövidebb, illetve leghosszabb időtartamokat jelölik. A v_1 , v_2 gyakoriságok jelen esetben a 180–540, illetve 120–1300 esemény/év tartományokba eső értékeket mutattak. A normált 0–1 intervallumhatárok a valószínűségben 0,004 és 4,997 évnek felelnek meg. Minél jobb a hálózat teljesítménye, az eredmények annál jobban simulnak a 45 °-os dőlésű egyeneshez. Az ábrán látható, hogy mindössze két bemeneti neuron esetében, amikor csak a $v_{1,p}$ és $v_{2,p}$ értékpárok kerültek alkalmazásra, a hálózat teljesítménye jelentősen romlik. Másrészt, 6 bemeneti neuron sem javított észrevehetően a betanítás pontosságán. A megfelelő választ adó hálózati struktúrát illetően felmerülhet a kérdés, hogy lehet-e ennek kimutatható kapcsolata a földrengésgenezis fizikájával. Arra, hogy nemcsak egy, a rengést közvetlenül megelőző időintervallumot kellett tekintetbe venni a modell elegendően jó teljesítményéhez, magyarázatul szolgálhat, hogy önmagában még egy erős földrengés sem képes kioldani egy forrásterületen kialakult feszültség-felhalmozódást.

Említettük, hogy jelen esetben 8 paraméterkészlet áll rendelkezésre a neurális hálózatok betanítására. Általában elmondható, hogy a bemeneti paraméterek szükséges száma a vizsgált probléma természetétől és a hálózattal szembeni pontossági elvárásoktól függ. Noha léteznek bizonyos útmutatások ebben a vonatkozásban [pl. BAUM, HAUSSLER 1989], a tapasztalatnak nagy szerepe van megfelelő bemeneti paraméterkészletek megválasztásában. Ha túl kevés a betanításra alkalmazott paraméter, a hálózat teljesítménye gyenge, a teljes hiba jelentősen túllépi az ilyen típusú modellezésekben általában elvárt ~10%-ot, ami esetünkben kb. ±0,5 évnek felel meg. Másrészt viszont, kelleténél több paraméter „túltrenírozza” a hálózatot, ami az általánosság rovására megy.

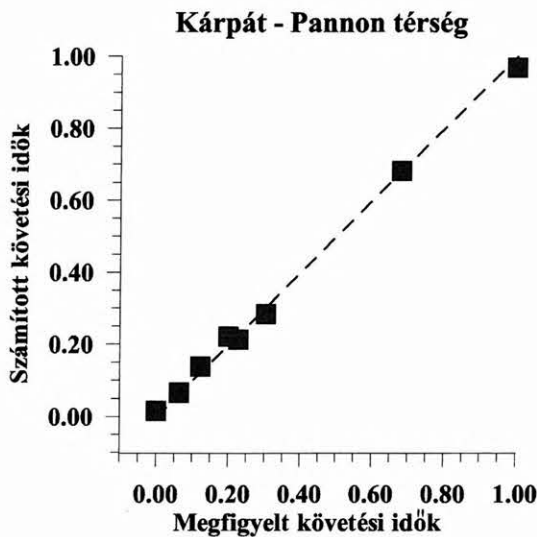
A betanítás folyamatának eredményeként rendelkezésünkre áll a kapcsolatok súlyainak készlete, minek alapján a hálózat „emlékezik” minden előző bemeneti-kimeneti vektorra, és a tanításnak megfelelően választ tud adni eleddig ismeretlen bemeneti mintázatra is. A betanított hálózattal földrengés-előrejelzést végeztünk, vagyis számítottuk a térségben várhatóan bekövetkező nagy rengés előfordulásának időpontját. Erre az „előrejelzésre” a bemeneti paraméterek készletét a területen előfordult utolsó két nagy rengés közötti (1990,455. év és 1995,452. év) közepes gyakoriságok ($v_{1,8}$, $v_{2,8}$), és az ezt követő intervallumra (1995,452–1996,996. évek) vonatkozó közepes gyakoriságok ($v_{1,9}$, $v_{2,9}$) képezték. Az 1996,996. évi időpont a rendelkezésünkre álló adatsor időrendben legutolsó adata, ezzel zárul az általunk vizsgált időszak, tehát azzal a belső feltételezéssel élünk, hogy a közepes gyakorisági értékek az 1995,452-ben előfordult utolsó nagy rengés és a jövőben várhatóan következő rengés között ugyanakkorak lesznek, mint a $v_{1,9}$, $v_{2,9}$ gyakoriságok. Elismerve, hogy ez valamennyire torzíthatja becslésünk eredményét, az adatsorunk utáni jövőben várható nagy rengés időpontjára 1995,452. naptári év + 0,8977 normált évet kaptunk, ami valós időben 1999. december 10. körüli dátumnak felel meg. A kérdéses területen (Athén-közi epicentrummal) 1999. szeptember

7-én valóban be is következett egy pusztító, $M=5,9$ -es méretű rengés. A pusztítás mértékére jellemző, hogy a 125 halálos áldozat mellett több mint 100 ezer ember maradt otthon nélkül. Figyelemre méltó a becsült és valóban bekövetkezett kárpattanási időpontok hibahatáron belüli igen jó egyezése. Közelmúltban tudomást szereztünk egy másik erős rengésről is, melynek keletkezését modellünk nem prognosztizálta. A kérdés vizsgálatához hosszabb, lehetőleg a rengés minél szűkebb környezetének adataival végzendő számítások szükségesek (annál is inkább, mert a rengés a kérdéses terület eléggé periférikus részére esik). A lokalizálásra való törekvésnek korlátot szab az adatok számossága, ettől függetlenül azonban szándékunkban áll a vizsgálatot elvégezni és az eredményeket egy további tanulmányban ismertetni.

4.2. Kárpát–pannon térség

Az 1880. évtől kezdődően 10 nagy rengés fordult elő a területen, a magnitúdók tartománya $M=6,0$ – $7,2$, a rengések közepes visszatérési ideje ~12 év. Az epicentrumok helyét tekintve az összes nagy rengés kivétel nélkül peremvidékekre, Háromszék–Vrancsaföld, Horvátország, Bosznia területére esik. A 2. pontban részletezett heterogenitási problémák miatt csak az $M \geq 4,0$ méretű rengéseket használhattuk fel a neurális hálózati modell betanítására. Az ilyen események száma összesen 375, továbbá két olyan nagy rengés által határolt időintervallum is van, amelyek egyenként mindössze három rengést tartalmaznak. Ezért nem állt módunkban különböző magnitúdó-sávokban érvényes gyakoriságokkal számolnunk, mindegyik időintervallumban csak egy, a teljes $M \geq 4,0$ mérettartományra vonatkozó v_p gyakoriság áll rendelkezésre. A számított gyakoriságok az 1–15 esemény/év intervallumba esnek, mintegy két nagyságrenddel kisebbek az Égei-térségre vonatkozó értékeknél. Mint fentebb is említettük, célunk a nagy rengések előfordulási időpontjainak becslése volt, ennek megfelelően a hálózat kimeneti paramétereként itt is a szomszédos nagy rengések közötti időtartamok szolgáltak. Különböző felépítésű hálózatokon végzett modellszámításokkal a legjobb teljesítményt olyan hálózati struktúrával sikerült elérnünk, amelyben a bemeneti paramétereket a v_{p-1} , v_p , M_{p-1} , M_p mennyiségek alkották, ahol v_p az előzőknek megfelelően a közepes gyakoriság a p -edik és az utána következő nagy rengés közötti időintervallumban, és M_p a p -edik nagy rengés magnitúdója. Mint előző esetben is, a hálózat sikeres működéséhez, egy rengés időpontjának elegendően pontos becsléséhez olyan struktúra szükségeltetett, amelyben nem egy, hanem két, sorban előbbi rengésre vonatkozó információ került felhasználásra. A megfelelő pontosságú betanítás eléréséhez szükségesnek bizonyult a nagy rengések magnitúdóit is tekintetbe vennünk. Az Égei-térségben viszont a magnitúdók bemeneti paraméterként történő alkalmazásával (6 bemeneti neuron esete a 8. ábrán) nem javult számottevően a modellezés teljesítménye. Ez valószínűleg azzal magyarázható, hogy a legtöbb kérdéses rengés magnitúdója ott 6,0–6,2 körüli érték, vagyis az ennél nagyobb magnitúdók nem szerepelnek reprezentatív módon a betanításra szolgáló paraméterkészletben. A Kárpát-medence környezetének nagy rengései viszont egyenletesebb méreteloszlásúak a szélesebb $M=6,0$ – $7,2$ tartományban.

Az eredményeket bemutató 9. ábrán látható, hogy a becsült előfordulási idők a Kárpát-medence esetében is igen jó egyezést mutatnak a megfigyelt kipattanási időkel. A 10%-os betanítási pontosság jelen esetben $\pm 2,8$ év pontosságnak felel meg. Ez az intervallum öt-hatszorosa a görög adatoknál elért pontatlanságnak, de még így sem rosszabb más létező hosszú távú becslési módok teljesítményénél. ENEVA, BEN-ZION [1997a] szerint például, az általuk vizsgált és előhírnökként szóba jöhetőnek tekintett szeizmicitás-paraméterekben az $M \geq 6,0$ rengéseket megelőzően mintegy 2,5 év folyamán keletkeznek lokális extrémumok. A Kárpát-medence térségében várható legközelebbi nagy rengés időpontját a betanított hálózattal fentiekben ismertetett módon számítva, a várható időpontra a 2012,05 év, vagyis a 2012. január 18. körüli dátum adódott. Utóbbi becslés bemenő adataiként szolgáló közepes gyakoriságok itt az utolsó nagy rengés ideje (1986,663. év) és adatsorunk végpontja (1994,992. év) közötti időtartamra, valamint az ezt közvetlenül megelőző két nagy rengés közötti intervallumra vonatkoznak.



9. ábra. Ugyanaz, mint a 8. ábrán, csak a Kárpát–pannon térségre vonatkozóan. A modell 4 bemeneti neuront tartalmaz. A normált intervallumhatárok itt 1,003 év és 29,013 év követési időnek felelnek meg

Fig. 9. Same as Figure 8., but for the Carpathian–Pannonian region. Model here includes 4 input neurons, and the scaled 0–1 time range limits correspond respectively to 1.003 yr. and 29.013 yr. in the real time domain

5. Záró megjegyzések

Földrengések előrejelzése jelenleg a szeizmológia legnagyobbak mondható megoldatlan problémája. A szeizmikus folyamat komplexitása indokoltá tesz különböző közelítési módokon alapuló és különböző modellek konstruálásával végzett próbálkozásokat. A hosszú távú előrejelzési stratégiák általában földrengés-katalogusok vizsgálatán alapulnak, ezek tekinthetők ugyanis a legmegbízhatóbb adatbázisoknak előjelként értelmezhető anomáliák kvantitatív kimutatásához. A nagy földrengések statisztikus kimutathatóságával kapcsolatos modern elgondolások (szeizmicitás mint önszerveződésű kritikus jelenség; pl.

HERGARTEN [2002]) sikere talán példaként szolgálhat a valós értelemben vett kimutathatósági várakozások számára is. Ilyen értelmű próbálkozásnak tekinthető a neurális hálózatokkal történő modellezés is, amely ugyan igen sematikus közelítési mód, de eddig eléggé effektívnek mutatkozott több, tanulmányunk elején említett szeizmikus jelenség vizsgálata során. Egy sematikus, „fekete dobozként” működő eljárás alkalmazását indokoltá teszi az a tény, hogy a szeizmogenezis nem lineáris, sokváltozós folyamat, amelynek fizikájáról még most is hiányosak az ismereteink.

A jelen vizsgálatban neurális hálózati modelleket építettünk fel, és két szeizmicitási adatrendszer felhasználásával „betanítottuk”, alkalmassá tettük ezeket a modelleket egyedi nagy földrengések várható előfordulási időpontjainak becslésére. A betanítási paraméterkészlet bizonyos gyengesége ellenére, amely abból származik, hogy eléggé kevés a nagy rengések száma az adatokban, a modellek teljesítményét kielégítőnek értékeljük, és az eljárást hasznosnak ítéljük jelen és hasonló problémák vizsgálatára.

„Fekete doboz” természetével jelen eljárás közepes szeizmikus gyakoriságokon, és nem eloszlási mintázatokban lehetséges változásokon és/vagy empirikusan megállapított riasztási küszöbértékeken alapul. Ez a közelítés lehetővé teszi korábbi erős földrengésekről szóló információ felhasználását is. Földrengés-populációk tér, idő és méret szerinti eloszlását jellemző paraméterek közül jelen esetben csak az idő szerinti jellemzőket vizsgáltuk. A többi dimenzióba történő kiterjesztés érdekes további kutatás tárgyául szolgálhat.

Köszönetnyilvánítás

A szerző köszönetét fejezi ki dr. K. YAMASHITA-nak (Earthquake Prediction Res. Center, Tokai Univ., Japan), egy számítási eljárás és számítógépes program rendelkezésre bocsátásáért.

A munka OTKA támogatással készült, a témapályázat nyilvántartási száma T16 47062.

HIVATKOZÁSOK

- ANDERSON J. A. 1995: An Introduction to Neural Networks (Neural Network Modelling and Connectionism). MIT Press, Cambridge, MA
- BADA G., HORVÁTH F., GERNER P., FEJES I. 1999: Review of the present-day geodynamics of the Pannonian basin: progress and problems. *J. Geodyn.* **27**, 501–527
- BAUM E. B., HAUSSLER O. 1989: What size net gives valid generalization. *Neural Comput.* **1**, 151–160
- CARLSON J. M. 1991: Time intervals between characteristic earthquakes and correlations with smaller events: an analysis based on mechanical model of a fault to appear. *J. Geophys. Res.* **96**, 4255–4267
- CHIARUTTINI C., ROBERTO V., SAITTA F. 1989: Artificial intelligence techniques in seismic signal interpretation. *Geophys. J. Int.* **98**, 223–232
- DAI H., MACBETH C., 1997: The application of back-propagation neural network to automatic picking seismic arrivals from single-component recordings. *J. Geophys. Res.* **102**, 15105–15113
- DAVIS P. M., JACKSON D. D., KAGAN Y. Y. 1989: The longer it has been since the last earthquake, the longer the expected time till the next? *Bull. Seism. Soc. Am.* **79**, 1439–1456

- ENEVA M., BEN-ZION Y. 1997a: Techniques and parameters to analyse seismicity patterns associated with large earthquakes. *J. Geophys. Res.* **102**, 17785–17795
- ENEVA M., BEN-ZION, Y. 1997b: Application of pattern recognition techniques to earthquake catalogs generated by models of segmented fault systems in three-dimensional elastic solids. *J. Geophys. Res.* **102**, 24513–24528
- ENEVA M., HABERMANN R. E., HAMBURGER M. W. 1994: Artificial and natural changes in the rates of seismic activity: a case study of the Garm region, Tadjikistan (CIS). *Geophys. J. Int.* **116**, 157–172
- FLOOD I., KARTAM N. 1994: Neural networks in civil engineering. I: Principles and understanding. *J. Comp. Civ. Eng.* **8**, 131–148
- FRASER-SMITH A. C., BERNARDI A., MCGILL P. R., LADD M. E., HELLIWELL R. A., VILLARD jr, O. G. 1990: Low-frequency magnetic measurements near the epicenter of the M_S 7.1 Loma Prieta earthquake. *Geophys. Res. Lett.* **17**, 1465–1468
- GELLER R. 1996. Debate on evaluation of the VAN method: Editor's introduction. *Geophys. Res. Lett.* **23**, 1291–1293
- HABERMANN R. E. 1987: Man-made changes of seismicity rates. *Bull. Seism. Soc. Am.* **77**, 141–159
- HABERMANN R. E. 1988: Precursory seismic quiescence: past, present and future. *Pure Appl. Geophys.* **126**, 279–318
- HABERMANN R. E. 1991: Seismicity rate variations and systematic changes in magnitudes in teleseismic catalogs. *Tectonophysics* **193**, 277–290
- HERGARTEN S. 2002: *Self-Organized Criticality in Earth Systems*. Springer Verlag, Berlin
- HIROSE Y., YAMASHITA K., HUIYA S. 1991: Back-propagation algorithm which varies the number of hidden units. *Neural Networks* **4**, 61–66
- HORVÁTH F. 2004: A Pannon-medence földtani-geofizikai modellje. *Magyar Geofizika* **45** (különszám), 102–107
- HORVÁTH F., CLOETINGH S. 1996: Stress-induced late stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. *Tectonophysics* **266**, 287–300
- HORVÁTH G. (Ed.) 1998: *Neurális hálózatok és műszaki alkalmazásaik*. Műegyetemi Kiadó, Budapest, 6–112
- KAGAN Y. Y. 1996: VAN earthquake predictions — an attempt at statistical evaluation. *Geophys. Res. Lett.* **23**, 1315–1318
- KAGAN Y. Y., JACKSON D. 1991: Long-term earthquake clustering. *Geophys. J. Int.* **104**, 117–133
- KIRATZI A., PAPAACHOS C. B. 1995. Active crustal deformation from the Azores triple junction to the Middle East. *Tectonophysics* **243**, 1–24
- MAIN I. G. 1995: Earthquakes as critical phenomena: implications for probabilistic seismic hazard analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 1299–1308
- MATTHEWS M. V., REASENBERG P. A. 1988. Statistical methods for investigating quiescence and other temporal seismicity patterns. *Pure Appl. Geophys.* **126**, 357–372
- MOLCHAN G. M., KAGAN Y. Y. 1992: Earthquake prediction and its optimization. *J. Geophys. Res.* **97**, 4823–4838
- OGATA Y. 1988: Statistical models for earthquake occurrence and residual analysis for point processes. *J. Am. Statist. Assoc.* **83**, 9–27
- OMORI F. 1894: On the aftershocks of earthquakes. *J. Coll. Sci., Tokyo Imp. Univ.* **7**, 111–200
- PAPAACHOS B., KIRATZI A., PAPAACHOS E. 1991: Regional focal mechanism for earthquakes in the Aegean sea. *Pure Appl. Geophys.* **136**, 405–420
- PROZOROV A. G., DZIEWONSKI A. M. 1982: A method of studying variations in the clustering property of earthquakes: application to the analysis of global seismicity. *J. Geophys. Res.* **87**, 2829–2839
- REASENBERG P. 1985: Second-order moment of Central California seismicity, 1969–1982. *J. Geophys. Res.* **90**, 5479–5495
- ROLEOFFS E. A. 1988: Hydrologic precursors to earthquakes: a review. *Pure Appl. Geophys.* **126**, 177–209
- ROYDEN L. H., BÁLDI T. 1988: Early Cenozoic tectonics and paleogeography of the Pannonian and surrounding regions. *In: ROYDEN L. H., HORVÁTH, F. (Eds), The Pannonian Basin — A study in basin evolution. AAPG Memoir 45, Am. Assoc. Petrol. Geol. Publ., Tulsa, Oklahoma, 1–16*
- RUMELHART D. E., HINTON G. E., WILLIAMS R. S. 1986: Learning representations by back-propagating errors. *Nature* **323**, 533–536
- SHAW B. E., CARLSON J. M., LANGER J. S. 1992: Patterns of seismic activity preceding large earthquakes. *J. Geophys. Res.* **97**, 479–488
- SHLIEN S., TOKSÖZ N. M. 1970: Clustering model for earthquake occurrences. *Bull. Seism. Soc. Am.* **60**, 1765–1787
- SMALLEY jr. R. F., CHATELAIN J. L., TURCOTTE D. L., PRÉVOT R. 1987: A fractal approach to the clustering of earthquakes: application to the seismicity of the New Hebrides. *Bull. Seism. Soc. Am.* **77**, 1368–1381
- SMITH J., ELI R. N. 1995: Neural-network models of rainfall-runoff process. *J. Water. Res. Plan. Mngmnt.* **121**, 499–514
- SYKES L. R. 1983: Predicting great earthquakes. *In: KANAMORI H., BOSCH E. (Eds): Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation. Proc. Enrico Fermi Int. School of Phys., Amsterdam, p. 398–411*
- SZEIDOVITZ GY., GRIBOVSZKI K., HAJÓSY A. 2002: Várható földrengések az Érmellék és Nyírség területén. *Magyar Geofizika* **43**, 161–179
- TRIEP E. G., SYKES L. R. 1997: Frequency of occurrence of moderate to great earthquakes in intracontinental regions: implications for changes in stress, earthquake prediction, and hazard assessments. *J. Geophys. Res.* **102**, 9923–9948
- WALLACE R. E., DAVIS J. F., MCNALLY K. C. 1984: Terms for expressing earthquake potential, prediction, and probability. *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 1819–1825
- WYSS M., BURFORD R. O. 1987: Occurrence of a predicted earthquake on the San Andreas fault. *Nature* **329**, 323–325
- ZSÍROS T. 2000: A Kárpát-medence szeizmicitása és földrengés veszélyessége: Magyar földrengés katalógus (456–1995). MTA GGKI, Szeizmológiai Observatórium, Budapest
- ZSÍROS T., MÓNUS P., TÓTH L. 1988: Hungarian Earthquake Catalog (456–1986). MTA GGKI, Szeizmológiai Observatórium, Budapest

Magyarország gravitációs lineamenstérképe — első eredmények¹

KISS JÁNOS²

Az országos földtani, szerkezetföldtani térkép elkészítésekor gyakran felmerülő kérdés, hogy vajon a fúrásokban jelentkező képződmény-változások milyen folyamathoz kapcsolhatók, és a kapcsolatot mivel lehet igazolni? Hogyan lehet megfogni egy vető, egy feltolódás pontos irányát és a hatásának következményeit? Ilyenkor vesszük elő a földtani információk megértéséhez a geofizikai adatokat, amelyek a felszín alatti térrészről hordoznak információt. A geofizikai adat sokféle lehet, s mivel nincs mindenhol 3-D szeizmika, így sok helyütt az országos gravitációs adatbázis is hasznos ismeretekkel szolgál. A cikk ennek igazolására mutat be „fantázia-ingerlő” térképeket, szűrési feldolgozásokat és a feldolgozások eredményeképpen kapott gravitációs lineamenseket, amelyek megfelelő sűrűségkontraszt esetén jól kijelölik a képződményhatárokat, illetve tektonikai szerkezetek helyét.

J. Kiss: Gravity lineament map of Hungary — first results

When compiling geological or structural maps of the country it is a frequently arising question what kind of geological process can be connected to lithological changes known from borehole cores? How can we catch the real direction of a tectonic structure, or a thrust fault and what are the consequences of tectonic movements? To answer those questions one may turn to the geophysical data providing information about the deep geological structures. There are a lot of different geophysical methods and if no 3D seismic data are available on the task area then also the gravity database of Hungary may turn out very useful. To prove that this paper is going to present some „fantasy-incentive” gravity maps and filtering processes and as a result some gravity lineaments which indicate lithological changes or tectonic structures if eligible density-contrasts are connected to those.

Bevezetés

A Magyarországon — többek között az ELGI-ben — végzett gravitációs kutatások történetét és eredményeit az MGE 50 éves jubileumára SZABÓ Zoltán állította össze [SZABÓ 2004]. Mindenkinek, akit a gravitációs kutatások érdekelnek, melegen ajánlom ezt a részletes összefoglalást! Ebben a cikkben a gravitációs kutatások történeti hátterét csak néhány mondatban érdemes összefoglalni.

A cikkben felhasznált adatok az ELGI sokéves adatbázis-építési és -karbantartási munkájának köszönhetően az országos gravitációs adatbázisból származnak (ez természetesen tartalmazza a kőolajipar — OKGT, MOL — gravitációs mérési anyagát is). Az adatbázis-kezelés előzménye a „nagy-számítógépes” időszakra, 1968-ra nyúlik vissza, de csak 1984-re véglegesedett a tárolt gravitációs adatok máig alkalmazott szabvány formátuma és vált általánossá a digitális adatbázis használata [KOVÁCSVÖLGYI 1993].

Országos gravitációs térkép 1:500 000 méretarányban először 1978-ban készült [SZABÓ 2004]. 1984-ben SZABÓ Zoltán és SÁRHIDAI Attila [SZABÓ 1989] készítette el a következő változatot, amelynek szűrt térképe nyomtatásban is megjelent. 1996-ban KOVÁCSVÖLGYI Sándor és STICKEL János készített újabb Bouguer-anomália-térkép változatot — ez utóbbit belső használatra (az ELGI bejáratánál megtekinthető). 1999-ben SZABÓ Zoltán és PÁNCICS Zoltán publikált országos változó sűrűséggel számolt Bouguer-anomália-térképet gravitációs lineamens kijelöléssel. Ez szakmai szempontból cikkünk közvetlen előzményének tekinthető [SZABÓ, PÁNCICS 1999].

A legújabb gravitációs Bouguer-anomália-térkép elkészítése során az adatbázisból kiszűrtük a hibás és duplán szereplő pontokat, többszöri interpolálással teszteltük, hogy adott felmérés mellett milyen rácsméret és pont kifizési távolság alkalmazható [KISS 2002].

Az adatbázis készülsége és a feldolgozási és megjelenítési kapacitásunk fejlődése [VÉRTESY 2002], valamint a „Magyarország gravitációs lineamenstérképe” című OTKA téma (T-043100) finanszírozásának köszönhetően elkészülhetett az 1:500 000 méretarányú Bouguer-anomália-térkép új változata [KISS, GULYÁS 2005]. Ezen előzményekre alapozva közvetlen (belső és külső) igényként fogalmazódott meg, hogy az országos adatrendszer földtani hasznosításához készítsük el a magyarországi gravitációs lineamenstérképet.

A lineamenstérkép elkészítése több szempontból is aktuális:

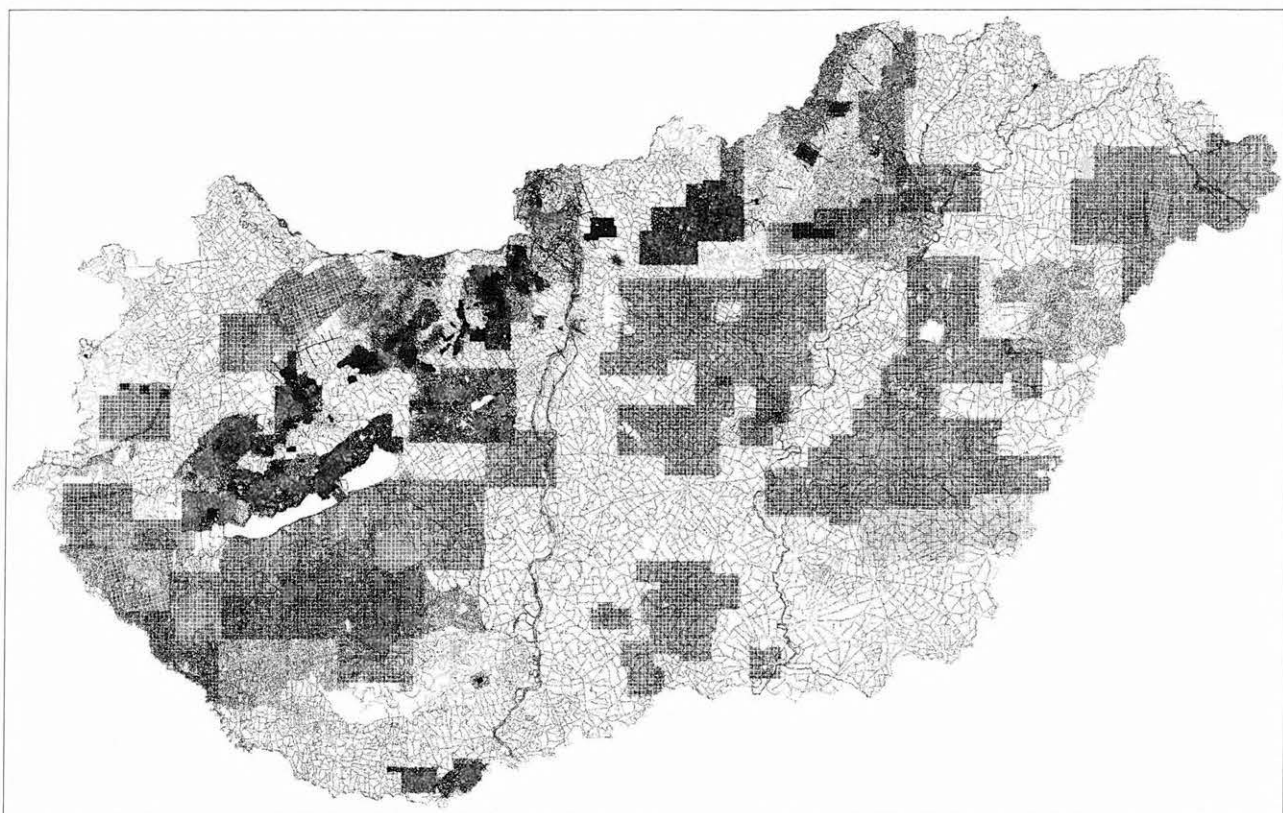
- az országos gravitációs adatbázis digitális adatrendszere rendelkezésre áll;
- nagy mennyiségű légi geofizikai adatrendszer feldolgozásának köszönhetően megfelelő tapasztalatunk van;
- az új nagy kapacitású számítógépek és feldolgozó (pl. képfeldolgozó) programok segítségével már országos adatrendszereken végzett szűrések és transzformációk sem okoznak problémát;
- szubjektivitástól mentes feldolgozási eljárásokkal lehet eljutni a gravitációs lineamensekig;
- készülnek az új 500 000-es méretarányú földtani térképek, amelyek geofizikai támogatást igényelnek.

Gravitációs adatok — a gravitációs adatbázis

Az országos gravitációs adatbázis több mint 380 000 mérési adatot tartalmaz. Az 1. ábrán ezeknek a pontoknak a síkbeli elhelyezkedését mutatom be.

¹ Beérkezett: 2006. május 24-én

² Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17–23.



1. ábra. Magyarország gravitációs felmértésége

Fig. 1. Gravity coverage of Hungary

Az ország felmértésége nem egyenletes, de csak kevés olyan terület van, ahol adathiány miatt nem lehet a gravitációs adatokból földtanilag is hasznosítható információt kinyerni (a felmértéség több mint 4 pont/km² az ország egészére, de vannak olyan területek, ahol a felmértéség az 1 pont/km²-t sem éri el). Az ország egészére a kvázihálózatú felmérés a jellemző, amelyek elsősorban az utak mentén végzett mérésekből állnak. A szabályos hálózatú, sűrű gravitációs terepi mérések az ipari nyersanyagkutatásokhoz kapcsolódnak, elsősorban kőolaj-, földgáz-, kőszén- és bauxitkutatásokhoz.

Bouguer-anomália-térkép

A térképszerkesztéshez az adatbázis valamennyi mérési pontjára Bouguer-anomália értéket számítottunk az alábbi paraméterek mellett:

- MGH-50 bázishálózat (Potsdami alapszint)
- Adriai magassági rendszer
- Cassinis-féle normálképlet
- Korrekciós sűrűség: 2000 kg/m³.

A felmértéség inhomogenitása miatt országosan az 500 m, illetve 1000 m-es rácsba interpolált adatok jelentetik a kiindulási adatállományt Magyarország gravitációs lineamenstérképének elkészítéséhez. Ennél kisebb rács kiválasztása esetén az interpolálás álanomáliákat eredményez és feldolgozásainkkal a mérések nyomvonalát (a mintavételezés sűrűségét) fogjuk kimutatni a földtani hatások helyett. Vizsgálatainknál is a felmértéség egyenetlensége miatt végül az 1 km-es rácsot használtuk.

A Bouguer-anomália-térkép szerkesztésénél fontos paraméter a korrekciós sűrűség, amely medence területekre 2000 kg/m³, míg a kibúvások területekre 2670 kg/m³. Mivel alapvetően az üledékes medencével fedett területek szerkezeti viszonyait kutatjuk — a kibúvások területeken a felszínen is jól azonosíthatóan jelentkeznek a vetők és képződményhatárok — így a feldolgozás további lépéseiben a 2000 kg/m³ korrekciós sűrűséggel kiszámolt Bouguer-anomália-térképet használtuk — a térkép nyomtatásban megjelent [KISS, GULYÁS 2005].

A térkép további feldolgozásaival a vonalas jellegzetességek kiemelésére, azaz a gravitációs lineamensek kontrasztosabb megjelenítésére, kimutatására törekszünk. A kapott gravitációs lineamenseket (1. táblázat) nem feltétlenül kapcsoltuk földtani szerkezethez, bár néhol teljesen egyértelmű a kapcsolat — ezért ugyanazt a nevet alkalmaztuk. Ennek ellenére a „vonal” nem tektonikai vonalat jelent, csak egy vonalszerűen megjelenő változást, azaz lineamenset, ami a gravitációs feldolgozásokból meghatározható.

Mi a gravitációs lineamens?

A lineamens fogalmát a távérzékelésben geomorfológiai értelemben használják legelterjedtebben:

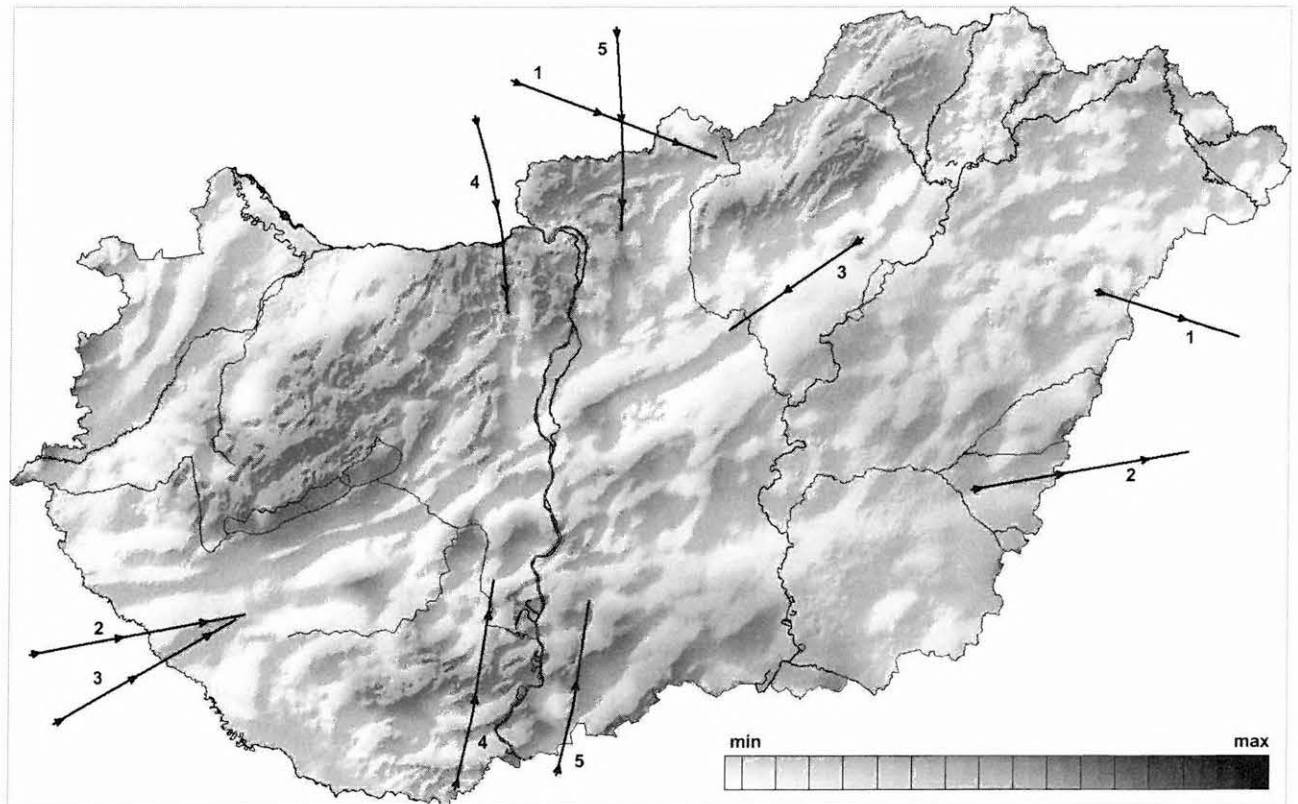
„A lineamens a földfelszínnek olyan térképezhető, vagy az űrfelvételnek olyan egyszerű vagy összetett lineáris jelensége, ami egyenes vonalú, vagy enyhén görbe vonalú alakzattá áll össze, a környezetétől jól elkülönül, és feltehetően felszín alatti jelenséget tükröz” [O’LEARY 1976].

A gravitáció esetében sincs szó másról, a különbség csak annyi, hogy itt a felszíni vagy felszín alatt lévő különböző sűrűségű kőzetek kontaktusa — képződményhatárok és szerkezeti vonalak — okozzák a gravitációs térkép vonalasságát, azaz a gravitációs lineamenseket.

N°	A lineamens leírása, azonosítása
1	Cserhát–Mátra–Debrecen tengely (ÉNy–DK)
2	Kapos–Körös-vonal (NyDNy–KÉK)
3	Közép-magyarországi vonal (DNy–ÉK)
4	Pilis–Mórágy ívelt vonal (É–D)
5	Galga–Mohács-vonal (É–DDNy)
6	Balaton-vonal (NyDNy–KÉK)
7	Tamási-vonal (DNy–ÉK)
8	Darnó-vonal (DNy–ÉK)
9	Nyírségi gyűrű
10	Kisalföld DK-i pereme (Rába-vonal?)
11	Alpokalja-vonalak (ÉÉK–DDNy)
12	Tisza-vonal (É–D)
13	Körös-vonal (NyÉNy–KDK)
14	Telegdi-Roth-vonal (NyÉNy–KDK)

1. táblázat. Vonalas elemek, lineamensek a gravitációs térkép alapján

Table 1. Linear features, lineaments from gravity map



2. ábra. Árnyékolt gravitációs Bouguer-anomália-térkép (korrekciós sűrűség: 2 t/m^3)

Fig. 2. Shaded map of gravity Bouguer-anomaly (reduction density: 2 t/m^3)

Gravitációs térgradiens lineamensei

A Bouguer-anomália-térképből könnyű kiszámítani a gravitációs térgradienst (analitikus jel) [NABIGHIAN 1972], ami gradiens jellegénél fogva a felszíni inhomogenitásokra érzé-

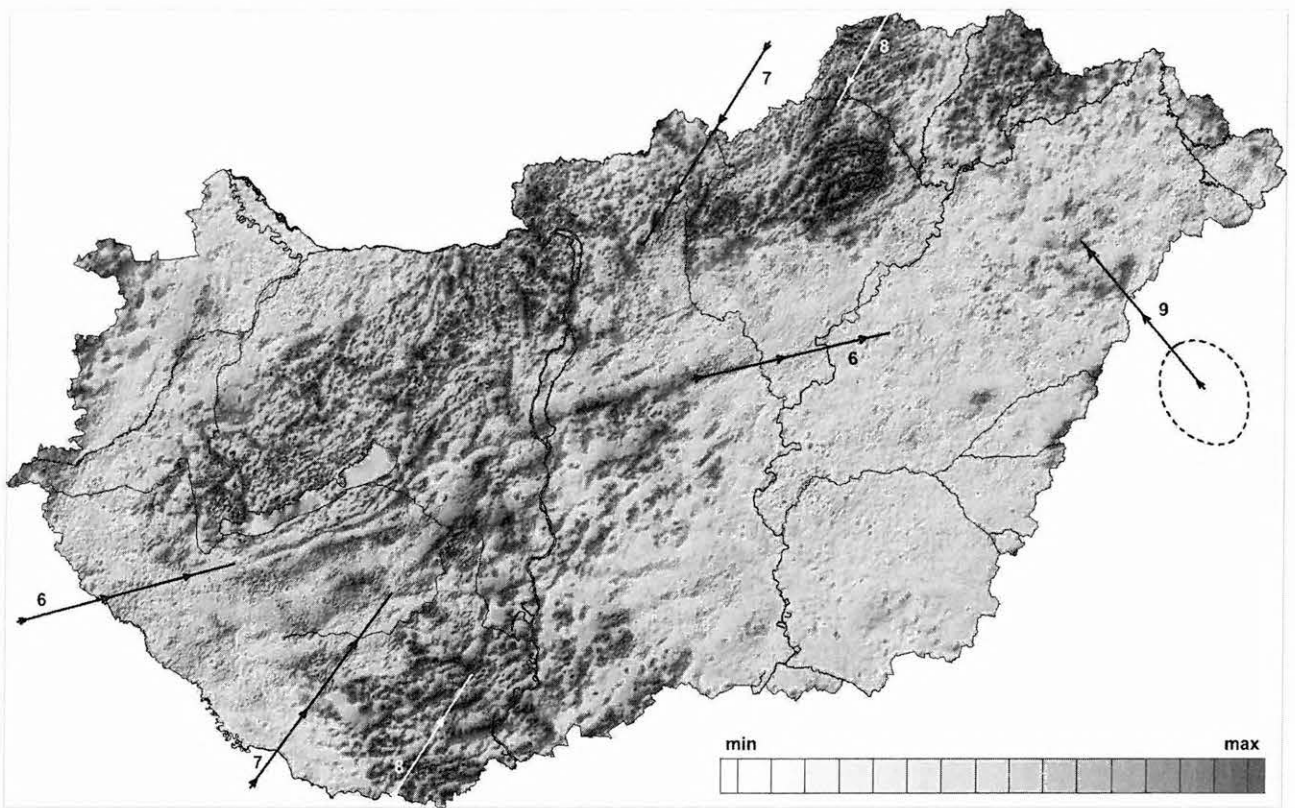
Adatfeldolgozás, megjelenítések

Többféle eljárást kipróbáltunk ezeknek a lineamenseknek a kimutatására, mint pl. szűrések, képfeldolgozás, textúraelemzés.

Mesterséges megvilágítás lineamensei

A modern megjelenítési lehetőségek, pl. az árnyékolás egészen új dimenziókat nyitott meg a térképek elemzéséhez, azok értelmezésénél. Ez a megjelenítés felhívja a figyelmünket a vonalasan jelentkező változásokra és azokra a kisebb anomáliákra, amelyeket vizuálisan, a hagyományos megjelenítés mellett nem lehet észrevenni. Különböző irányú árnyékolást alkalmazva mindig más szerkezeti vonal hatását emelhetjük ki — legelősebben az jelentkezik, amelyik helyzete merőleges a megvilágításra (árnyékolás irányára). Változtatva a megvilágítás irányát sok vonal kijelölhető — ismert vonalak, kevésbé ismert vonalak és nagyon sok meglepő új vonal (1. táblázat, 1–5 vonalak, 2. ábra). Nem jelöltünk több olyan vonalat, amelyek teljesen általánosak és ismertek — feleslegesnek éreztük. Ezeknél a vonal menetének esetleges pontosítása végezhető el a gravitációs lineamensek alapján.

keny. A legérdekesebb a Balaton- és Tamási-vonalak helyzete (1. táblázat, 6–7 vonalak, 3. ábra), ami már a felszínközeli összletekben is megjelenő sűrűség inhomogenitásokra utal az említett vonalak mentén. Meg kell említeni a Darnó-vonalat is, amelynek irányítotttsága a Tamási-vonallal megegyező (1. táb-



3. ábra. Gravitációs térgradiens térkép

Fig. 3. Analytical signal map of gravity

lázat, 8 vonal, 3. ábra) és a Duna–Tisza között is tapasztalunk ilyen jellegű irányítottságot a Közép-magyarországi (Balaton-) vonaltól D-re. Érdekes lokális gyűrűs ható jelentkezik térgradiens maximumokból a Nyírség területén, valószínű vulkáni eredetű (1. táblázat, 9-es gyűrűs szerkezet).

A gravitáció horizontális gradiense

A gravitációs anomáliák inflexiós pontjai a sűrűség megváltozásának meredek, közel függőleges határai felett jelentkeznek. A horizontális gradiens térkép (4. ábra) maximumai a Bouguer-anomália-térkép inflexiós pontjainak felelnek meg, azaz könnyen kijelölhetők. A kijelölés érzékenysége a mintavételi pontok sűrűségétől függ és általában a rácsháló kétszerese. A horizontális gradiens térkép a vonalas jellegű változások térképi megjelenítésére igen alkalmas.

A horizontális gradiens térkép arra hívja fel a figyelmet, hogy vannak olyan változások, amelyeket a nagyobb gradiensű hatások elnyomnak. Ezek a kisebb hatások is adhatnak olyan irányokat, amelyek hosszan nyomon követhetők, tehát a horizontális gradiensnek nemcsak a nagyságát, az irányát is érdemes vizsgálni, vagy fel kell erősíteni a kis hatásokat is a feldolgozás folyamán.

AGC feldolgozás

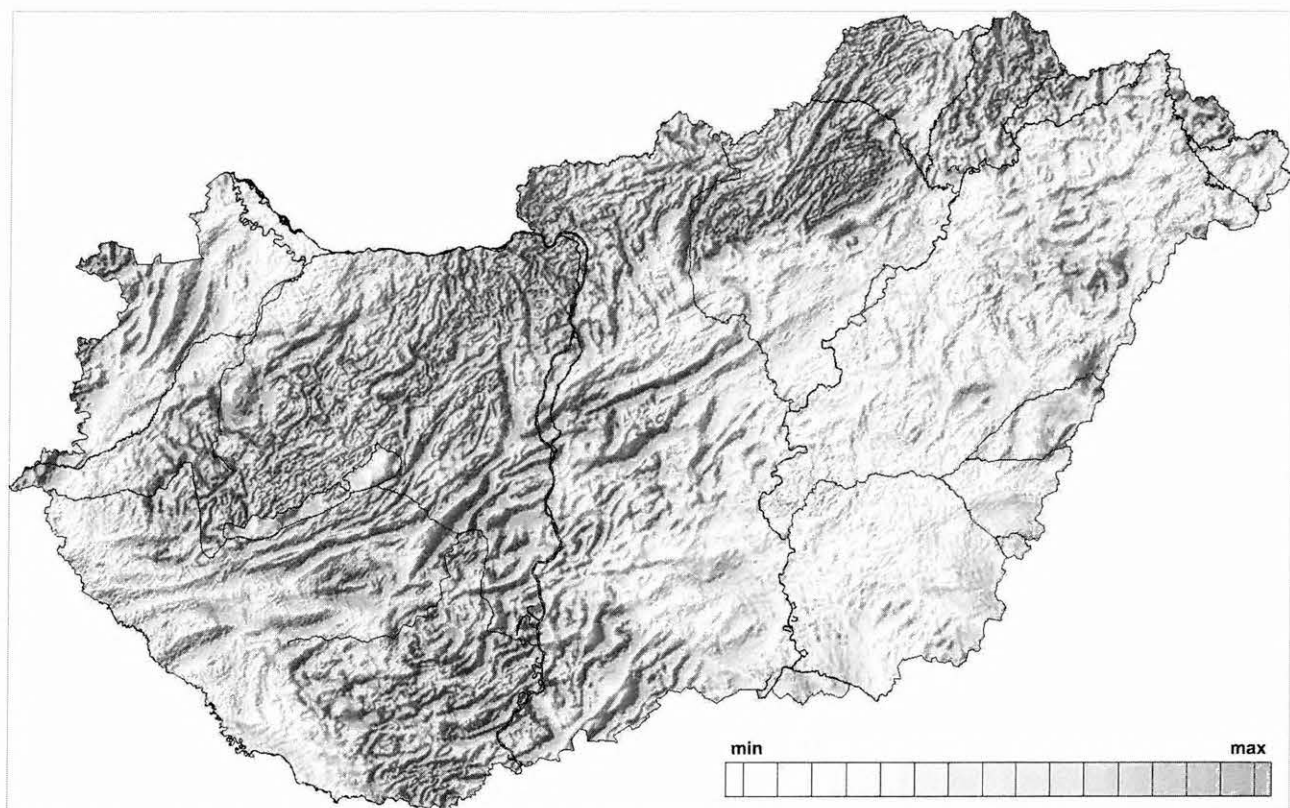
A nagy gradienssel jelentkező hatások elnyomják a kisebb amplitúdójú, de esetleg hasonló fontosságú változások hatását. Ennek kiküszöbölése és az összefüggő vonalak kinyerése céljából alkalmaztuk az AGC feldolgozást

[RAJAGOPALAN, MILLIGEN 1955] a horizontális gradiens térképi adatrendszerén (5. ábra), amely azonos amplitúdóra hozza a kis és nagy maximumokat. Az AGC¹ „szűrt” térkép lehetővé teszi a lineáris térképi jelenségek követését az amplitúdó változástól függetlenül.

Texturális szűrés

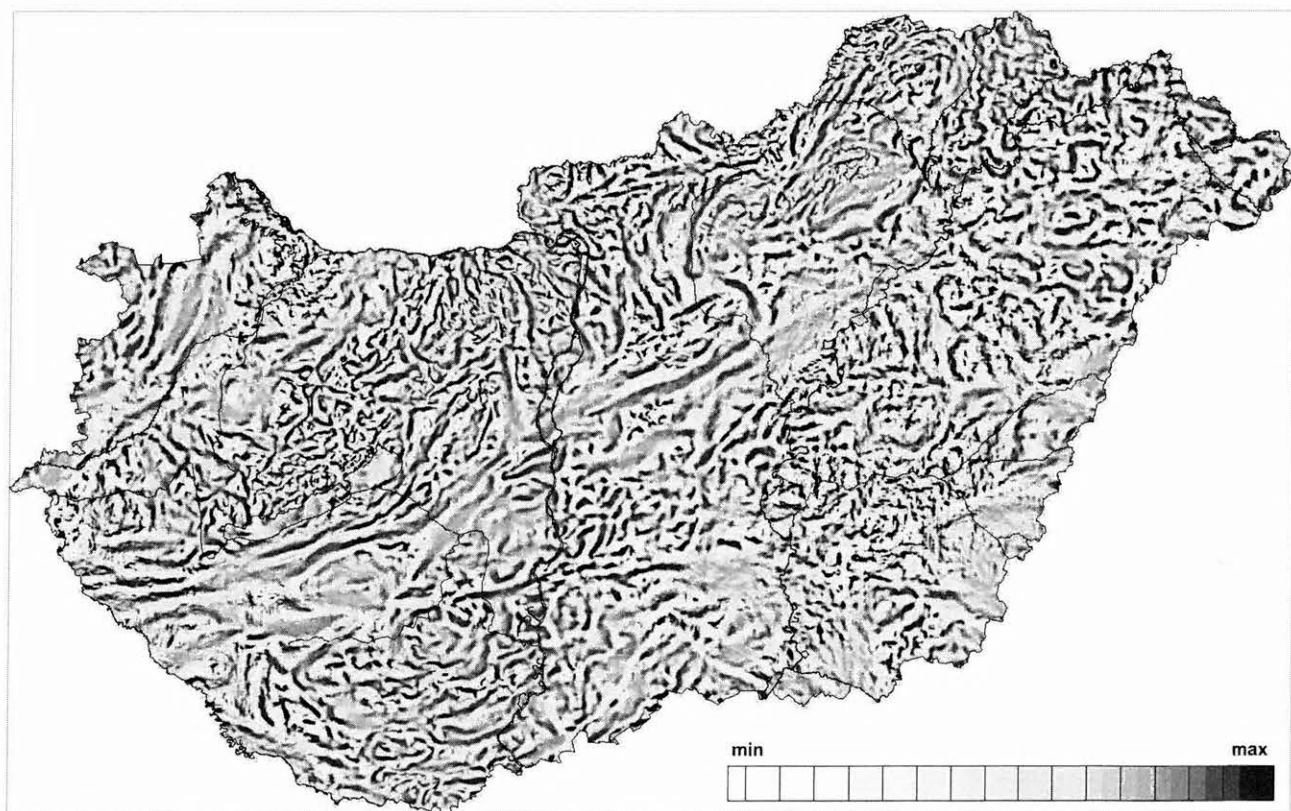
A texturális szűrők a textúra jellegének változását emelik ki. A szűrés az eredeti gravitációs térképen — annak enyhe vonalú lefutása miatt — nem alkalmazható eredményesen, de a gradienstérkép szűrése meglepően jó eredményt ad (6. ábra). Jól kiemeli az egészen kicsi változásokat és azok menetét a térben, a spektrális jelleg a behatolási mélységgel van kapcsolatban, minél szélesebb a vonal, annál nagyobb mélységű a ható. Az alkalmazott szűrő az ún. texturális egységű szűrő vagy texturális spektrum [DENTITH 1995]. A gravitációs tér egészen kicsi változásait is nagyon érzékenyen jelzi a textúra. Rengeteg vonalasan irányított változás figyelhető meg, amelyek földtani beazonosítása nagyon komoly feladat lenne. Van vonal, amelyik a többi térképi feldolgozásból nem jelenik meg, de a

¹ Az AGC (Automatic Gain Control, illetve automatikus erősítésszabályozás) fogalma a szeizmikus feldolgozásból jól ismert, de alkalmazható a térképi adatrendszereken is, ahol egy adott környezetben (szűrőmátrix) vizsgáljuk a mértani közép értékét, majd az eredeti rácserőértéket a kapott mértani középérték reciprok értékével megszorozva módosítjuk a térkép értékét.



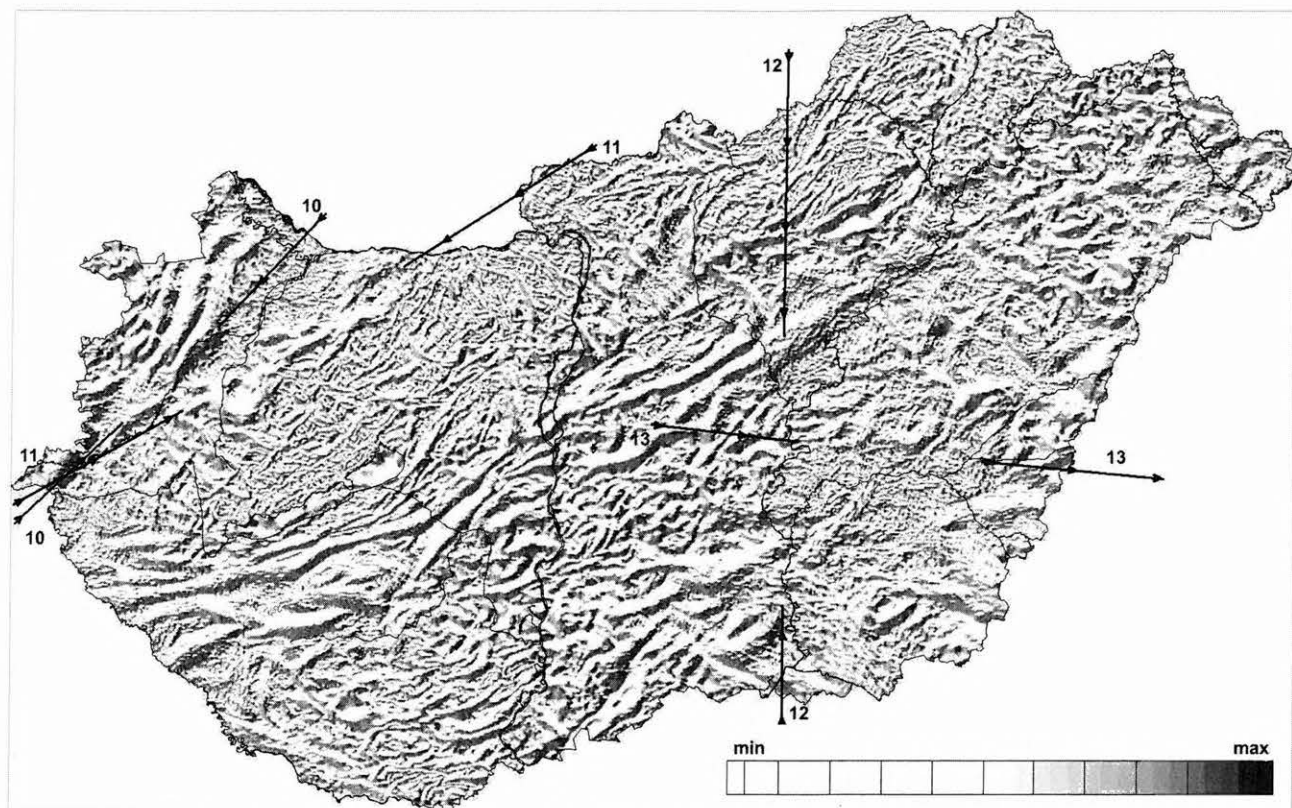
4. ábra. A gravitáció horizontális gradiense

Fig. 4. Horizontal gradient map of gravity



5. ábra. AGC szűrt gradienstérkép

Fig. 5. AGC filtered gradient map



6. ábra. A gradiens térkép texturális szűrése (egységsszűrő)

Fig. 6. Textural filtering of gradient map („unit filter”)

texturális jelleg változás határvonalaként itt jól látható, ez a Tisza-vonal (1. táblázat, 12. vonal, 6. ábra) és a Körös-vonal (1. táblázat, 13. vonal, 6. ábra), amelynek a nevét a következő szűrt térkép alapján máshogy is nevezhetnénk.

SOBEL szűrés

Távérzékelési adatok feldolgozásában általánosan elterjedt a különböző irányszűrők alkalmazása. Az egyik ilyen szűrő az élkítűző „SOBEL” szűrő [ÁLLÓ 1989]. A szűrt térképeket fekete-fehér megjelenítésben szoktuk alkalmazni, akkor a leginformatívabbak, a különböző irányú változásokat akkor mutatják ki legjobban. A SOBEL szűrés az eredeti képet sehol nem adja vissza — mivel a szűrőmátrix összege 0 — de az éleket kiemeli (7. ábra). Ilyen például a Telegdi-Roth-vonal megjelenése egy ÉNy-i megvilágítású Sobel-szűrt térképen (1. táblázat, 14. vonal, 7. ábra), meglepő eredmény, hogy a Duna-Tisza közébe belenyúlik egy, a Telegdi-Roth vonalnak megfelelő irányítottaságú lineament! Az előző feldolgozásból a texturális szűrés kimutatott egy vonalat (1. táblázat, 13. vonal, 6. ábra), amelynek nagyon hasonló irányítottasága volt. Ha alaposan megvizsgáljuk, a Körös-vonal és a Telegdi-Roth vonal ugyanazt az irányt mutatja, és egymás folytatásaként kezelhetjük őket! Itt a Kapos-Körös (2. ábra, 2. vonal) és a Telegdi-Roth vonalnak megfelelő irányok (6. ábra, 13. vonal és 7. ábra 14. vonal), az országhatár közelében egy pontba futnak össze.

Ha jól megfigyeljük, ezek az információk (vonalak) egy jól megjelenített horizontális gradiens térképen (4. ábra) is

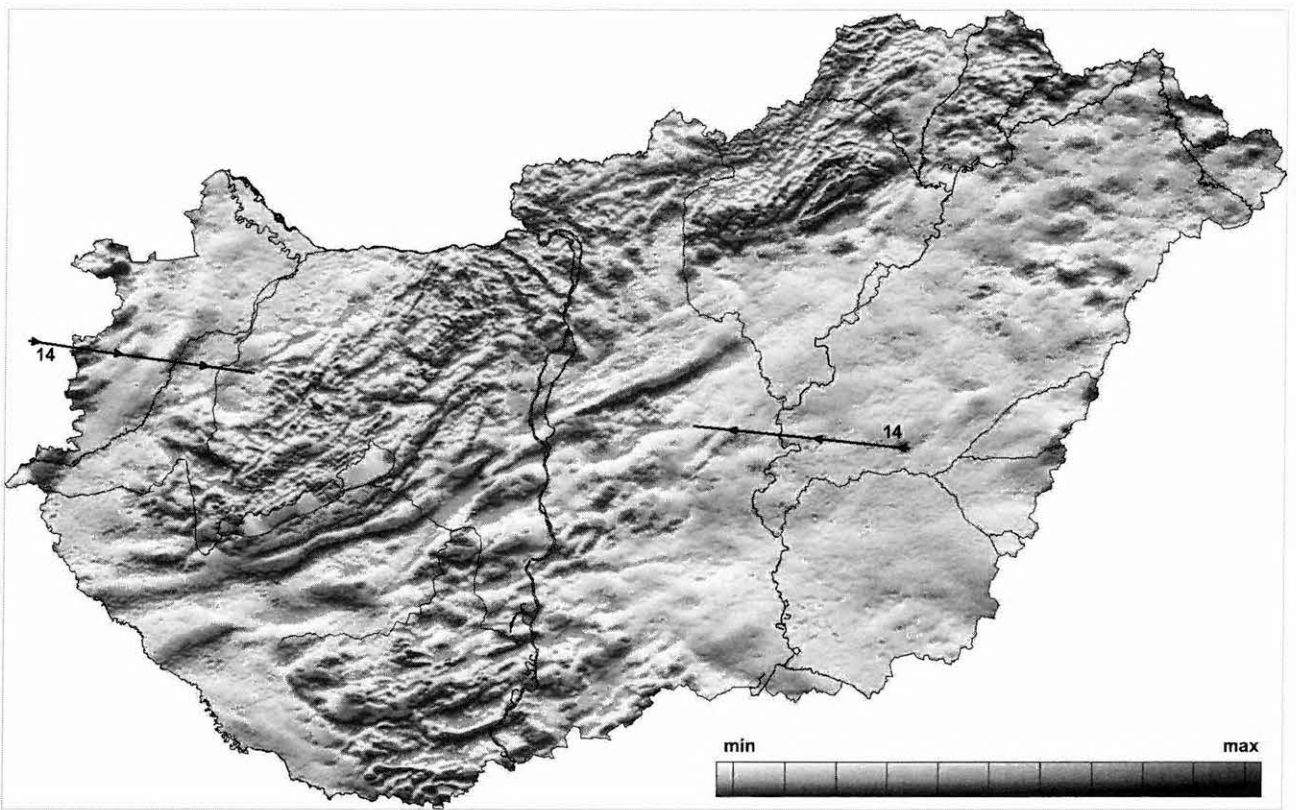
látszanak (így utólag), de azért a különböző feldolgozásokra szükség volt az azonosítás és a biztos kijelölés miatt.

Hatóperem-kijelölés — horizontális gradiens módszer

A hatóperem-kijelölés során az Amerikai Geológiai Szolgálat által kidolgozott eljárást alkalmaztuk [BLAKELY, SIMPSON 1986], ami a közel függőleges határfelületek kimutatására alkalmas. A feldolgozási módszer alapja, hogy a horizontális gradiens maximuma, azaz a gravitációs tér legnagyobb mértékű változása, ott jelentkezik, ahol két különböző sűrűségű képződménynek kontaktusa van. A maximumok helye pontosan meghatározható, térképi adatrendszer esetén a lokális gravitációs hatót a maximumok körberajzolják. A maximumok nagysága arányos a jelölésben alkalmazott szimbólum (kör) nagyságával (8. ábra). A megjelenítés hiányossága, hogy a pontok nem vonalak, tehát a belőle manuálisan készített lineament térképnél a szubjektivitás nehezen kerülhető el.

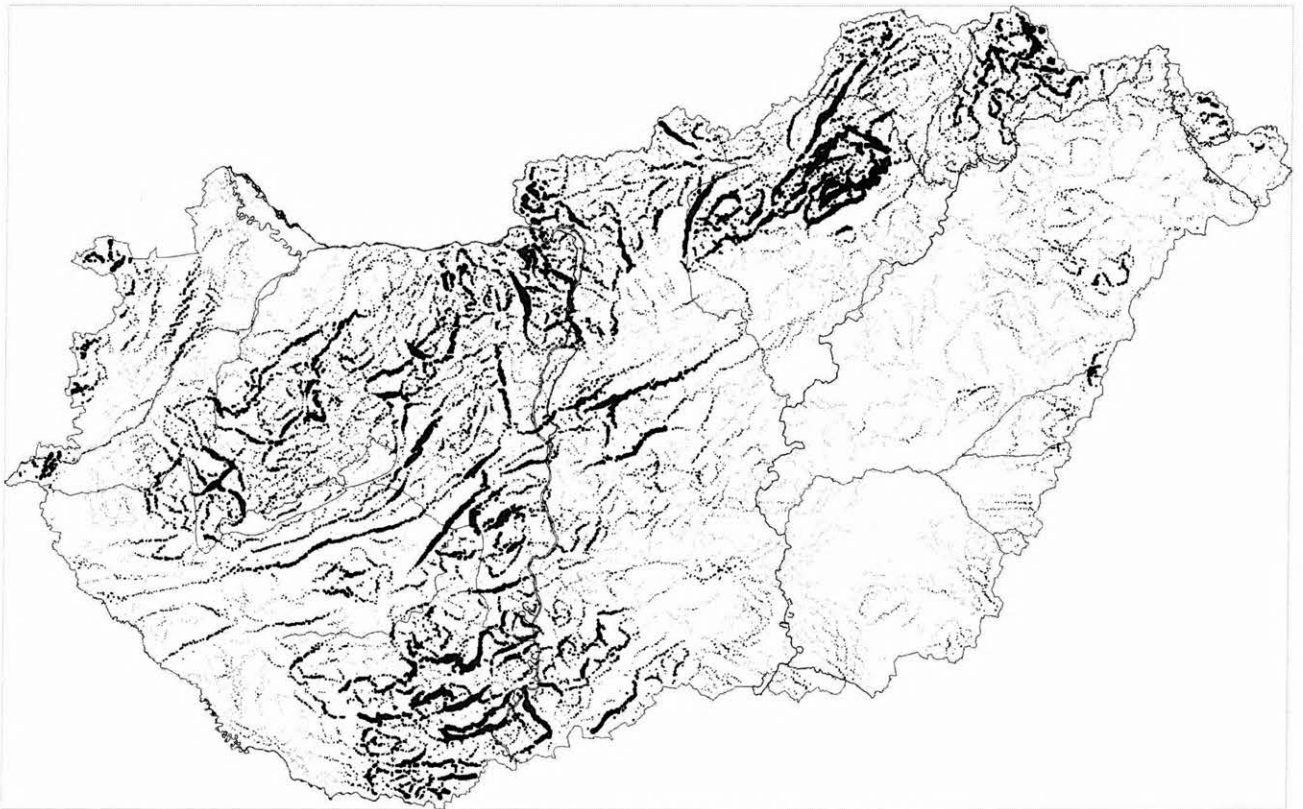
A horizontális gradiens kiszámításánál nemcsak az amplitúdó, hanem a gradiens iránya is informatív, amit analitikusan könnyen megkaphatunk. A kellően sok rácspont ellenére a vonalak azonosításához nem áll össze a kép, és egy nehezen használható anyagot kapunk.

Lehetőség van a ponttérképet úgy megjeleníteni, hogy figyelembe vesszük a horizontális gradiens változásának irányát is, továbbá nem köröket (pontoszerű szimbólumot) alkalmazunk, hanem kis vonalakat, amelyeknek hossza a horizontális gradiens amplitúdójával arányos nagyságú, iránya merőleges a gradiens irányára, azaz adott esetben a szerkezeti vonal csapásirányát adja (9. ábra).



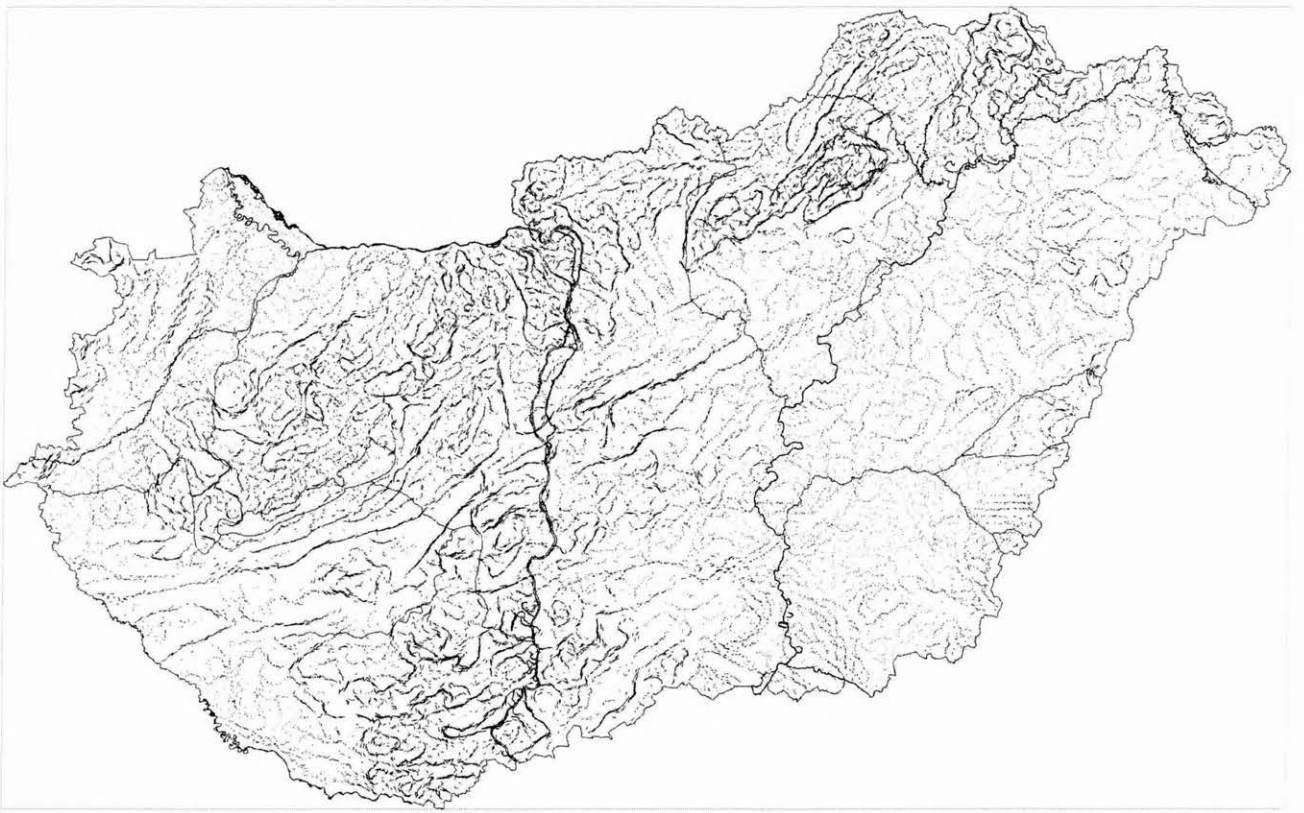
7. ábra. SOBEL szűrt térkép árnyékolt megjelenítésben

Fig. 7. SOBEL filtered shaded relief gravity map



8. ábra. Gravitációs hatóperemek (pontszerű megjelenítés)

Fig. 8. Gravity edge detection from gravity (by dots)



9. ábra. Gravitációs hatóperemek (vonalas megjelenítés)

Fig. 9. Gravity edge detection from gravity (by lines)

Az így kapott vonalak gyakorlatilag már egy lineament-terképet adnak. Vizsgálhatjuk a vonalak irányítottságát (10. ábra), és tetszőlegesen válogathatunk a különböző irányú és amplitúdójú gradiens maximumok között.

Az irányítottságok nem a fő szerkezeti irányokat adják vissza. Ez részben annak köszönhető, hogy a minden egyes gradiens maximum megjelenítése során a kicsi, de gyakori irányok túlsúlyba kerülhetnek. Azt is észre kell venni, hogy a fő szerkezeti irányok mentén megjelenő gradiensek iránya sem mindig merőleges a csapásirányra (9. ábra), ami — vagy másodlagos szerkezetek megjelenését is jelzi, vagy pedig arra utal, hogy a nyomás, elmozdulás és törési irányok közt bonyolult összefüggésben jelentkeznek.

Nagy kihívást jelent a kapott feldolgozások földtani azonosítása, a kimutatott vonalak nyomon követése és lehatárolása (hol a határa egy kezdetben megbízhatóan követhető vonalnak?). Ezeknek a feladatok elvégzése részben folyamatban van, másrészt a közeljövőben kell elvégeznünk.

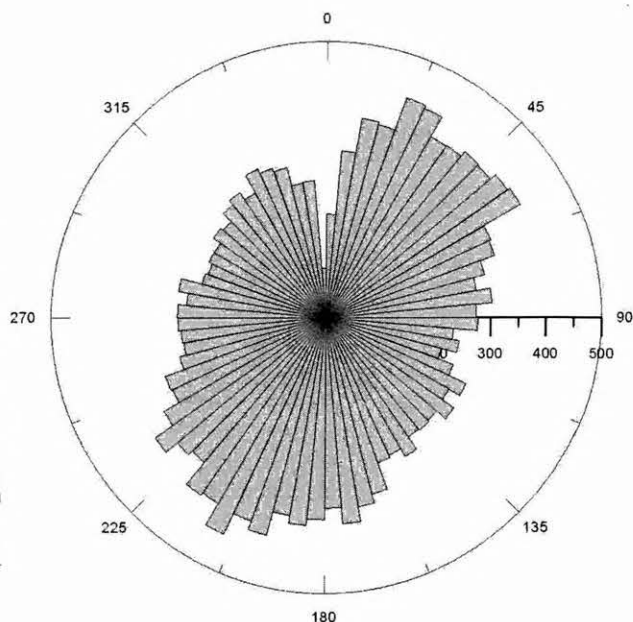
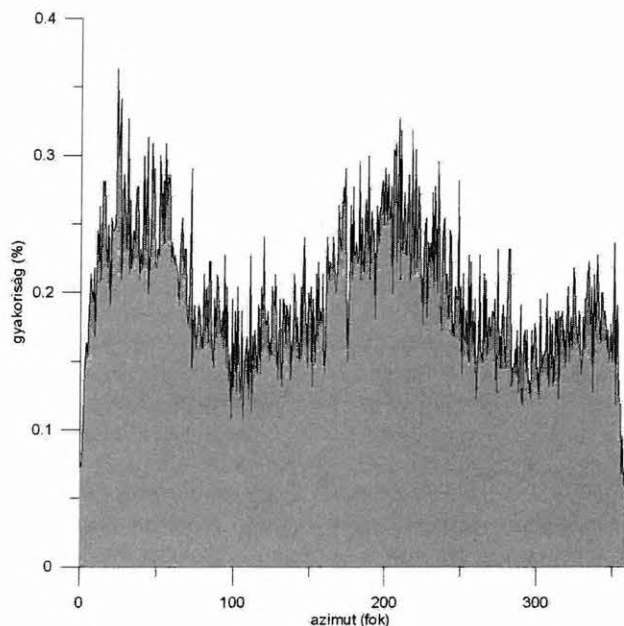
Megbízhatóság

Felmerül a kérdés, hogy mennyire megbízhatók ezek a feldolgozások, mennyi bennük a szubjektívizmus? Természetesen nem lehet azt mondani, hogy akárki leülhet a számítógép elé és már kész is a munka, ilyen szempontból a feldolgozás tartalmaz némi szubjektívizmust. Az eredményben benne van a személyes tapasztalat, az adatokkal

való sokéves „birkózás” és rengeteg előkészítő munka, mert nincs egy állandó bevált séma, vagy feldolgozási sor — az eljárásokat meg kellett ismerni, adaptálni (ez nem egyszer programozást jelent) és ki is kell próbálni. A szűrések többi része objektív feldolgozási lépésekből áll, amit viszont a szubjektív színezések és megvilágítások még jobban kiemelhetnek (de ami nincs ott, azt nem lehet kiemelni sem). A feldolgozási részben tehát nincs semmi szubjektívizmus. A kapott vonalak kijelölése, amit az 1. táblázat mutat természetesen szubjektív, de az ábrákon annak megítélése, hogy tényleg ott van-e az a lineament, viszonylag könnyű. A megjelenítések során soha nem került lineamentet jelölő vonal arra a térképi jelenségre, amit azonosítani akartunk. A jelölések vagy előtte, vagy utána vannak elhelyezve.

Köszönetnyilvánítás

A munka elvégzését a 2003–2006. időszakra elnyert OTKA pályázat (T-043100, témavezető: BODOKY Tamás) tette lehetővé, amelynek célja Magyarország gravitációs lineamentterképezésének megszerkesztése. Az ismertetett feldolgozási eredmények az adatbázis fejlesztéshez, felhasználáshoz kapcsolódó módszertani munkák, valamint az országos Bouguer-anomália-terkép nyomdai változatának elkészülése az OTKA és természetesen az ELGI finanszírozásának köszönhető.



10. ábra. A gradiens irányítottságok statisztikája (hisztogram és rózsadiagram)

Fig. 10. Diagrams of directions of horizontal gradients (histogram, rose diagram)

HIVATKOZÁSOK

- ÁLLÓ G. et al. 1989: A digitális képfeldolgozás alapproblémái, Akadémiai kiadó
- BLAKELY R. J., SIMPSON R. W. 1986: Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics* **51**, p. 1494–1498
- DENTITH M. 1995: Textural filtering of aeromagnetic data, *Exploration Geophysics* **26**, p. 209–214
- KISS J. 2002: Jelentés a „Gravitációs és mágneses adatbázisok és paramétertérképek” téma 2002. évi munkáiról. Kézirat, ELGI adattár
- KISS J., GULYÁS Á. 2005: Magyarország gravitációs Bouguer-anomália térképe, M=1:500 000-es nyomtatott térkép, *Geophysical Transactions* (kiadás alatt), ELGI
- KOVÁCSVÖLGYI S. 1993: Jelentés a gravimetriai adatbázis létrehozásáról. Kézirat, ELGI adattár
- NABIGHIAN M. N. 1972: The analytical signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics* **37**, 3, p. 507–517
- O’LEARY D. W. et al. 1977: Remote Sensor Applications to Tectonism and Seismicity in the Northern Part of the Mississippi Embayment. *Geophysics* **42**, 3, p. 542–548
- RAJAGOPALAN S., MILLIGEN P.: 1955, Image Enhancement of Aeromagnetic Data using Automatic Gain Control. *Exploration Geophysics* **25**, p. 173–178
- SZABÓ Z. 1989: Magyarország szűrt gravitációs anomália térképe, *Geophysical Transactions* **35**, 1–2, p. 135–142
- SZABÓ Z. 2004: A gravitációs és földmágneses kutatások története Magyarországon. *Magyar Geofizika* **45**, különszám, p. 3–21
- SZABÓ Z., PÁNCICS Z. 1999: Magyarország változó sűrűséggel korrigált Bouguer-anomália térképe, *Geophysical Transactions* **42**, 1–2, p. 29–40
- VÉRTESY L. 2002: Geofizikai adatbázisok az ELGI-ben. *Földtani Kutatás* **XXXIX**, 3, p. 22–24

Eötvös Loránd és a Föld alakja¹

(Az Internationale Erdmessung budapesti kongresszusának 100. évfordulójára)

SZABÓ ZOLTÁN²

Z. SZABÓ: Lorand Eötvös and the figure of the Earth

Gravitációs kutatásainak kezdetén EÖTVÖS Lorándot a Föld alakjának kérdése izgatta. Az elméleti földalak — a geoid — per definitionem a nyugalomban lévő tengerszinttel azonos, melyet a kontinensek területére is extrapolálnak. Miután a nyugalomban lévő vízfelület alakját a Föld nehézségi erőtere határozza meg, a földalak meghatározása visszavezethető a Föld nehézségi erőterének vizsgálatára. EÖTVÖS torziós ingájának kifejlesztésekor éppen az a cél vezette, hogy műszerének segítségével nagy pontossággal meghatározza a nehézségi erőter szintfelületének változásait.

Hogy a nehézségi erő meghatározásának kérdése mennyire időszerű volt a XIX. század második felében, arra bizonyíték, hogy a Királyi Magyar Természettudományi Társulat 1878. május 15-én tartott XII. választmányi ülésén, melyen az illetékes szakbizottságok jelentései alapján megvitatták a soros pályázatok kérdését, tárgyalták EÖTVÖS gravitációs mérésekre vonatkozó javaslatát is. Megállapították, hogy: „...*hazánkban a gravitációra nézve még egyetlen adatunk sincs, úgy hogy az oktatásnál is mindig külföldi mérésekre kell hivatkoznunk. Ezért az ajánlattevő báró Eötvös Loránd egyetemi tanár úr felkérendő volna, fordítsa figyelmét egyelőre csak Budapesten, majd az Alföldön és a Szepesi Kárpátokban a nehézségi gyorsulás megállapítására.*” A téma megvalósítására 800 forintot tűzött ki a bizottság. A választmány a szakbizottsági ajánlást jóváhagyta és a 800 forintos díj odaítélése mellett megbízta EÖTVÖSöt a szükséges vizsgálatok elvégzésével. 1879-ben 400 forintot előlegként ki is utaltak, de ezt további 100 forinttal megtoldva, 1880-ban EÖTVÖS megfelelő, mérésre alkalmas műszerek és helyiségek hiányára hivatkozva visszafizette.

EÖTVÖS azonban nem hagyta nyugodni a Természettudományi Társulat pályázatának kudarca, figyelme az 1880-as évek második felében egyre inkább a gravitáció és a Föld alakjának vizsgálata felé fordult. Elméleti vizsgálatai során kimutatta, hogy a Coulumb-féle inga a nehézségi erőter potenciálfelületének alakváltozásaira érzékeny. Az ingát magára hagyván az kijelöli a rajta áthaladó potenciálfelület legkisebb görbületének irányát. Ezen túlmenően három azimutban történő méréssel meghatározható a felület gömbalaktól való eltéréseinek nagysága. Elméleti vizsgálatait követően 1891-ben SÜSS Nándor közreműködésével elkészítette az általa görbületi variométernek nevezett eszközt, majd a horizontális variométert a tulajdonképpeni Eötvös-ingát, mely a görbületi adatokon kívül a nehézségi erő horizontális irányú változásának mérésére is alkalmas.

Nézzük meg kissé közelebről a görbületi adatok fizikai és geodéziai jelentőségét. Görbe felületeknél kijelölhetünk két egymásra merőleges irányt, melyek közül az egyikben a legnagyobb, a másikban a legkisebb a felület görbülete. Ezeket a görbületeket főgörbületnek nevezzük. Vizsgáljunk meg két szélső esetet: gömb alakú szintfelület esetén a két főgörbületi sugár értéke egyenlő, következőképpen a görbületi eltérés értéke zérus; henger alakú szintfelület esetén a tengely irányába eső főgörbületi sugár értéke végtelen, tehát a főgörbület értéke zérus. A másik, a henger tengelyére merőleges görbületi sugár a legkisebb, tehát a görbület a legnagyobb. A torziós inga segítségével a szintfelület görbületi eltérése határozható meg, melyet a geofizikában röviden görbületnek nevezünk. Ez egy vektormennyiség, amelynek nagysága szemléletesen azt fejezi ki, hogy az észlelés helyén mennyire tér el a szintfelület alakja a gömbtől, irányja pedig a legkisebb görbület irányába mutat.

EÖTVÖS ingájával először 1900-ban lépett a nemzetközi tudományos élet nagy nyilvánossága elé, amikor a párizsi nemzetközi fizikus kongresszuson ismertette a műszer elméletét, felépítését, működési elvét és beszámolt addigi mérési eredményeiről. Beszámolóját bizonyos kételkedéssel fogadták, különösen terepi méréseinek megbízhatóságát illetően. Kétségtelen, hogy abban az időben még kevés mérési adat állt rendelkezésére, mivel terepen végzett méréseinek száma nem haladta meg a tizet [EÖTVÖS 1900].

Nagyobb, összefüggő területek felmérése 1901 januárjában kezdődött a Balaton jegén. A mérési eredmények értelmezése során már felvetődött az eredmények földtani célú hasznosítása is. A Föld alakjának vizsgálata azonban továbbra is központi helyet foglalt el érdeklődésében.

Hogy mennyire élénken foglalkoztatta EÖTVÖSöt a Föld alakjának kérdése, arra kiváló példa akadémiai elnöki megnyitó beszéde, melyet negyedik újraválasztása alkalmából az Akadémia 1901. május 12-én tartott közgyűlésén tartott, melyből álljon itt néhány, rá jellemző költői megfogalmazású idézet [EÖTVÖS 1901]:

„*Engedje meg azonban a tisztelt gyülekezet, hogy ma némileg eltérjek a szokástól ...s most nem a szónoklat, hanem az előadás hangján más valamiről, egy elvont tudományos kérdéstről beszélhessek...A Föld alakjának kérdése ez...*

A tenger vizei, ha egyszer igazán és maradandólag megnyugodnának, felszínükön hű képét adnák ezen alak nagyobb részének; míg ennek folytatását a szárazföldek területén csak sokkal elvontabb okoskodással tudjuk képzeletünk elé állítani. Határozott fogalmat róla csak úgy szerezhetünk, ha az alakító erőre, a nehézségre fordítjuk figyelmünket...

A nyugvó tengerek meghatározta földalakat, vagy amint a tudós nevezi, a geoidot oly módon terjesztjük ki gondola-

¹ Beérkezett: 2006. április 24-én

² Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17–23.

tunkban a szárazföldek területére, hogy egyes részeit a tengerrel csatornákon át összekötött vízmedencék által megvalósítva képzeljük.

Már az eddig mondottakból is felismerhetjük a nehézségek egy részét, melyek a geoid alakjának meghatározásánál föllépnek. Reá vonatkozó méréseinket nem magán a meghatározandó felületen, hanem azon kívül, rendszeren más magasságban a szárazföldnek sokszor girbe-görbe felületén kell végeznünk. De bepillantunk a mondottak alapján abba a belső kapcsolatba is, melyben a Föld alakja a nehézséggel mint alakító erővel áll.

Nem egyszerre, csak évezredes próbálgatás és sok tévedés után jutott el az emberi elme ehhez a belátáshoz...

Ezt követően részletesen ismertette a Föld alakjának és méreteinek meghatározására vonatkozó évezredes elképzeléseket és eredményeket, majd így folytatta:

„Newton korszakában s a reá következő században még csak az volt a kutatás tárgya: lapult-e a Föld, és mekkora a lapultsága? Ma, amikor a legmegbízhatóbb fokmérések eredményeinek egybevetése kétségtelen bizonyossággal megmutatta, hogy a különböző meridián-vonalak görbülete nem egyenlő, tehát a Föld nem szigorúan forgási test: minden egyes meridián-ív megmérése különös érdeket nyer...

De ez a geodézia eddigéig használt módszereivel, a fokméréssel, a függő-ön irányának és az inga lengésének megfigyelésével még nem ad teljes megoldást... de, hogy milyen a nehézség szülte felszín, milyen alakú a vizek szintje ott, ahol állunk, és közvetlenül körülöttünk, merre és mennyivel változik rajta a nehézség: minderre eddig használt eszközeivel megfelelni nem tud.

Ezt próbáltam meg én. A középkor előítéleteinek és csodaszereinek lomtarából előkerestem a varázsvesszőt, s azt nem imádsággal, nem is ördögösséggel, hanem a vesszőhöz, melyről a varázs az idők folyamán amúgy is lekopott, jobban illő mechanikai érvelésekkel arra bírtam, hogy feleletet adjon.

Egyszerű egyenes vessző az az eszköz, melyet én használtam, végein különösen megterhelve és fémtokba zárva, hogy ne zavarja se a levegő háborgása, se a hideg és meleg változása. E vesszőre minden tömeg a közelben és a távolban kifejti irányító hatását, de a drót, melyre fel van függesztve, e hatásnak ellenáll és ellenállva megcsavarodik, e csavarodásával a reá ható erőknél biztos mértéket adván. A Coulomb-féle mérleg különös alakban, annyi az egész. Egyszerű, mint Hamlet fuvolája, csak játszani kell tudni rajta, és miként abból a zenész gyönyörködhető változásokat tud kicsalni, úgy ebből a fizikus, a maga nem kisebb gyönyörűségére, kiolvashatja a nehézségnek legfinomabb változásait. Eljárásommal bármely helyen, ahol eszközömet felállíthatom, meg tudom határozni azt, hogy merre, és centiméterenként mennyivel változik a nehézség, azt is, hogy mennyivel hajlik el iránya, mikor magasabbra emelkedünk, és megállapíthatom, milyen az alakja a földfelület bár csak tenyéri nagyságú részének.”

EÖTVÖS kezdeti méréseinek feldolgozása során behatóan foglalkozott azzal a kérdéssel, hogyan lehet a torziós-ingával kapott mérési adatokból levezetni a nehézségi erőter szintfelületének alakját. Erre a függővonal-elhajlás meghatározásán keresztül vezetett az út. Függővonal-elhajlás alatt azt a szöveget értjük, amelyet a valódi nehézségi erőter egy P ponton átmenő szintfelületének normálisa az

elméleti nehézségi erőter szintfelületi normálisával bezár. A függővonal-elhajlás értékét \dot{E} -D-i és K -Ny-i komponensre szokás bontani. EÖTVÖS vizsgálatai során arra a megállapításra jutott, hogy a torziós inga mérési adataiból kiszámítható görbületi komponensek alkalmasak arra, hogy segítségükkel meghatározzuk két pont között a függővonal-elhajlás változásának mértékét.

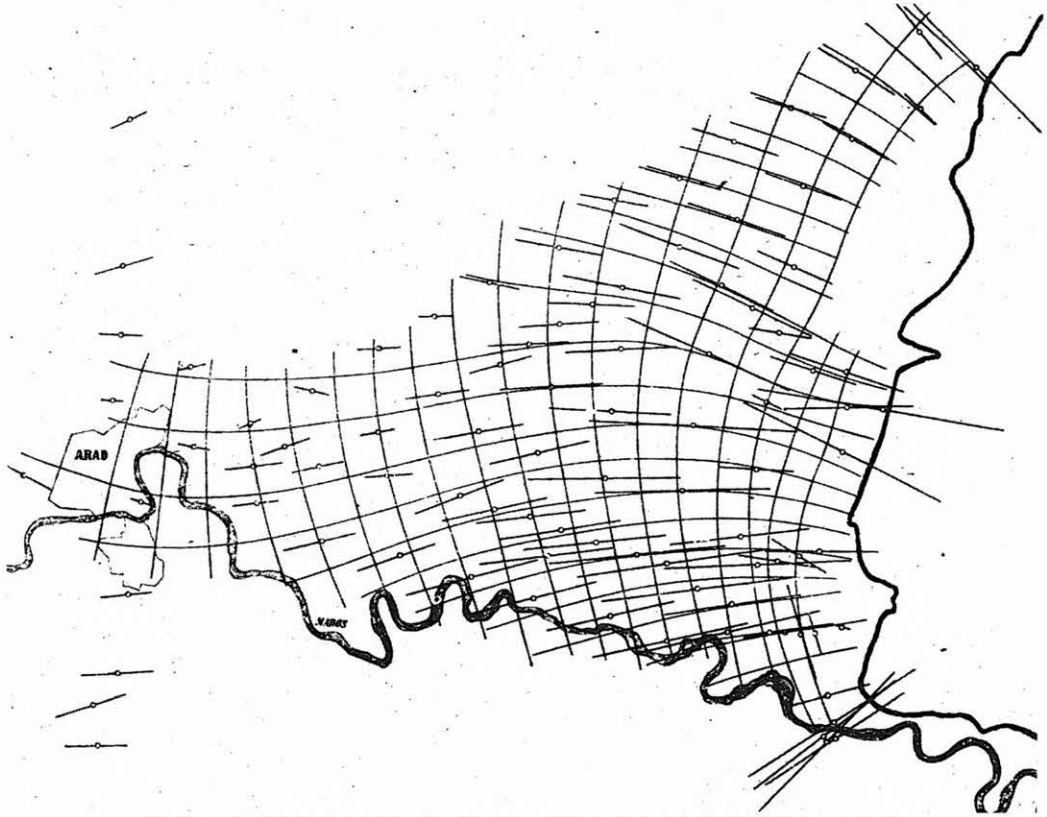
Az Arad környéki részletes mérések alkalmasnak bizonyultak a függővonal-elhajlás számítására [EÖTVÖS 1906]. Mivel a görbületi adatokból csak relatív változások vezethetők le, szükség volt olyan alappontokra, melyeken ismert a függővonal-elhajlás értéke. Ezért EÖTVÖS megbízta OLTAY Károlyt, hogy asztrogeodéziai módszerrel határozza meg a mérési terület néhány pontján annak értékét. OLTAY ezt követően a terület 7 pontján meghatározta a függővonal-elhajlás északi és 2 pontján pedig annak keleti komponensét. EÖTVÖS ezután ezeket az értékeket alappontként felhasználva a görbületi adatok segítségével a mérési terület valamennyi állomására levezette a függővonal-elhajlás értékét, és ezen adatok felhasználásával megszerkesztette a nehézségi erőter szintfelületének térképét (1. és 2. ábra). A térképen jól látható az Arad környéki hegyek okozta deformáció. A topográfia hatásának figyelembe vétele (a 3. ábrán szaggatott vonallal ábrázolva) azonban nem bizonyult elegendőnek a kapott eltérések magyarázatára. A különbség okát az EÖTVÖS által szerkesztett, az ábra alsó részén feltüntetett földtani szelvény magyarázhatja.

1906. szeptember 20–28. között Budapesten tartotta XV. konferenciáját az Internationale Erdmessung (a konferencia résztvevőiről készült csoportképet lapunk következő számában közöljük — a szerk.). Ez kiváló lehetőséget biztosított EÖTVÖS számára, hogy a téma legjobb szakemberei előtt ismertesse a földalakkal kapcsolatos legújabb kutatási eredményeit. A konferenciát gróf APPONYI Albert kultuszminiszter nyitotta meg, berzeviczei és kakaslomniczi BERZEVICZY Albertnek, a Magyar Tudományos Akadémia elnökének jelenlétében.

EÖTVÖS előadására az Akadémia nagytermében került sor, az ülésen a francia M. L. BASSOT generális elnökölt. EÖTVÖS feszült figyelem közepette emelkedett szólásra. Előadását francia nyelven kezdte, majd németül folytatta, mivel ebben lényegesen járatosabb volt. Az Arad környéki mérésekre alapozott előadását szemmel láthatólag egyre fokozódó érdeklődés, sőt csodálkozás kísérte. Midőn előadását befejezte, az elnök felkérésére a németül nem jól értő résztvevők kedvéért az egészet még egyszer, francia nyelven is meg kellett ismételnie. A hallgatóság F. R. HELMERTtel, a porosz Királyi Geodéziai Intézet nemzetközi elismertségnek örvendő igazgatójával az élen, csodálattal vegyes kétkedéssel hallgatta a nagypontosságú mérésekről szóló beszámolót. Másnap az értekezlet résztvevői — köztük H. POINCARÉ, a francia Akadémia elnöke, a „matematikusok fejedelme” — az egyetemi fizikai intézetben megtekintették a műszereket. EÖTVÖS, megragadván az alkalmat, a hét végére meghívta a társaságot Aradra, hogy a helyszínen győződjenek meg terepi méréseinek pontosságáról és megbízhatóságáról [SELÉNYI 1953].

EÖTVÖS nagy gondnal készítette elő a konferencia delegátusainak terepi látogatását. Az alábbi levéllel fordult kipróbált munkatársához, PEKÁR Dezsőhöz, a terepi mérések irányítójához [PEKÁR 1941]:

Werte und Richtungen der Größe $R = \frac{g}{\rho \cdot r}$
und Hauptkrümmungslinien im Crader-
Gebiet.



I. ábra. A görbületi adatok eloszlása Arad környékén [EÖTVÖS 1906 nyomán]

„Kedves Doktor úr!

A nemzetközi földmérő szövetség néhány tagja csakugyan lejön Aradra, hogy munkálataink menetét megtekintse. Ehhez képest kérem hurcolkodjanak már csütörtökön Arad közelébe. ... Szombatra azután kérem keressen egy Aradról lehetőleg rövid és jó úton elérhető állomást, s ott a kocikkal álljanak fel úgy, hogy mikor a vasúton fél egykor érkező társaság, talán egy rövid reggeli után oda ér, a sátor és eszköz felállítására azonnal kezdetét vehesse. ... Szóval a társaságnak műveleteinket azon pillanattól kezdve kell bemutatni, mikor a kocsi az új állomásra érkeztek. A lovak is be legyenek fogva. ... Jó lesz, ha kegyed elénk jön az indóházba. A társaság meg fogja nézni a megnézendőket, azután vacsorál Aradon, s megy vissza, vagy ott alszik. ... Az ügynek illetően elintézése nekünk egy-két nap veszteséget jelent, s ez szomorú, mert rövid az idő, de e veszteséget ellensúlyozza a nyereség, mely abból ered, hogy kellő helyen érdeklődést keltünk. ... Kérem nyugtasson meg táviratban, hogy e levelet megkapta. A viszontlátás örömeiben üdvözli igaz barátja
Budapest, 1906. Sept. 24.

Eötvös Loránd”

A 10 tagú delegáció Sir George H. DARWIN (Charles DARWIN fia) vezetésével valóban megtekintette a terepi méréseket. A látottak minden kétkedőt meggyőztek. A látogatás sikerét csak növelte a Fehér Kereszt szállodában rendezett kitűnő vacsora. Budapestre visszatérve a kongresszus, DARWIN javaslatára, hivatkozással a torziósinga kísérletek nagy tudományos jelentőségére, kéréssel fordult a magyar kormányhoz, hogy anyagilag támogassa Eötvös gravitációs kísérleteit. A kormány megértéssel fogadta a külföldi kutatók javaslatát. A kongresszusi beadvány hatására APPONYI Albert vallás- és közoktatásügyi miniszter az alábbi levelet intézte EÖTVÖSHöz:

„Nagyméltóságú Bátor Úr!

A Nemzetközi Földmérési Szövetség f. év szept. havában Budapesten lefolyt XV. Általános értekezletének tárgyalásaiból, jelesen a szept. 28-iki ülésben hozott határozati javaslatból értesülök arról, hogy a Szövetség kívánatosnak tartja a magyar kormány hathatós támogatását azoknak a vizsgálatoknak nagyobb mérvű kiterjesztésére, melyek a Nagyméltóságod által szerkesztett csavarási inga felhasználásával a földkéreg elhelyezkedésére vonatkozó kérdéseknek, s az ezzel kapcsolatos geológiai kérdéseknek

Lothstörungen und Linien gleicher Potentialstörung

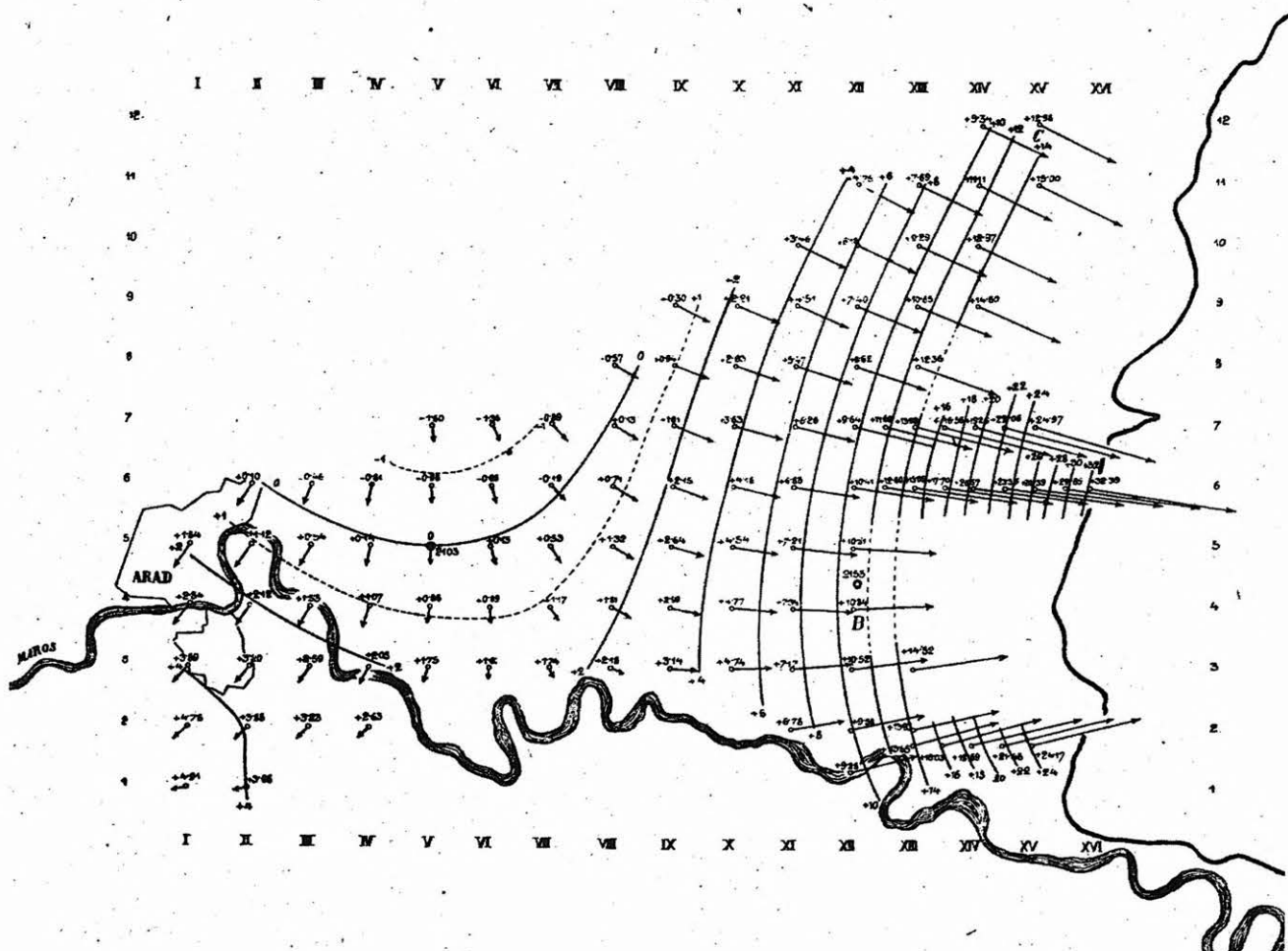
entsprechend der Annahme $\left(\frac{\partial u}{\partial \xi}\right)_B - \left(\frac{\partial u}{\partial \xi}\right)_C = 3 \text{ Sekunden.}$

Kilometer

Maßstab der Erhöhe $\left(\frac{\partial u}{\partial \sigma}\right) 10^{-3} \text{ C.G.S.}$

Maßstab der Lothstörung $10^{-3} \text{ Sekunden.}$

Werte der Potentialstörung in Einheiten der Ordnung 10^3 C.G.S.



2. ábra. A függővonal-elhajlás értékei és a potenciálfelület izovonalai Arad környékén [EÖTVÖS 1906 nyomán]

megoldását célozzák, a mely módszert ugyanis a Szövetség e kérdések megoldására kiválóan alkalmasnak talál.

Tekintve azt a tudományos fontosságot, mely a magyar tudományosság ez újabb, a külföld élénk érdeklődésével találkozó termékéhez fűződik, de figyelemmel a gyakorlati fontosságra is, melyet ez ügynek a földkéreg eloszlásának megismerése folytán nemzetgazdasági szempontból tulajdonítanunk kell: készséggel engedek a nemzetközi óhaj nyilvánulásának, s őszinte örömmel teszem magamévá, hogy az ez irányban teendő kezdeményező lépések kormányhatósági megfontolás tárgyává tétessenek.

Tiszteletteljesen kérem Nagyméltóságodat, méltóztassék szíves tájékozódást nyújtani arra nézve, mily szerep várna az államra ennek az actionnak felkarolásában.

Fogadja Nagyméltóságod őszinte tiszteletem nyilvánítását.

Budapest, 1906. október hó 22-én

Apponyi sk"

EÖTVÖS a miniszteri felkérésre részletes tájékoztatást nyújtott további kutatási terveiről, a beszerzendő új műszerekről és expedíciós felszerelésről, valamint ezek költségeiről. A kultuszminister 1907. május 15-én kelt 28762/907 sz. rendeletében örömmel tudatja, hogy a „...Nagyméltóságod által felhozottak fontosságának tudatában, s figyelemmel a külföld megtisztelő óhaj nyilvánulására is, a minisztertanács készséggel hozzájárult ahhoz, hogy Nagyméltóságod részére, a folyó 1907 évre, említett vizsgálódásai támogatásául 60 000 azaz hatvanezer korona állam-

segély engedélyeztessék. – A pénzügyminiszter úrral pedig egyetértőleg és közösen gondoskodtam aziránt, hogy a jövő 1908 és 1909 évekre ugyancsak évi 60 000 azaz hatvanezer korona a mondott célra államköltségvetéssel előirányoztassék...

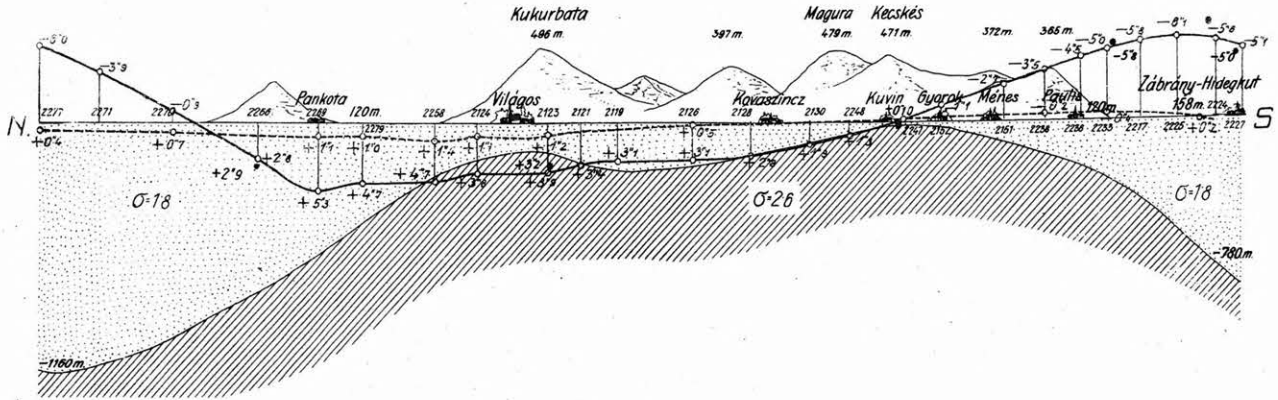
Végül van szerencsém Nagyméltóságodat tiszteletteljesen felkérni, hogy vállalkozásának tudományos eredményéről majdan nekem is beszámolni, s arra is módot találni méltóztassék, hogy arról a külföld illetékes körei is kellő tájékoztatást nyerjenek. Óhajtom s remélem, hogy Nagy-

méltóságod eme munkásságával a magyar tudományosságának örök dicsőséget arat. ...”

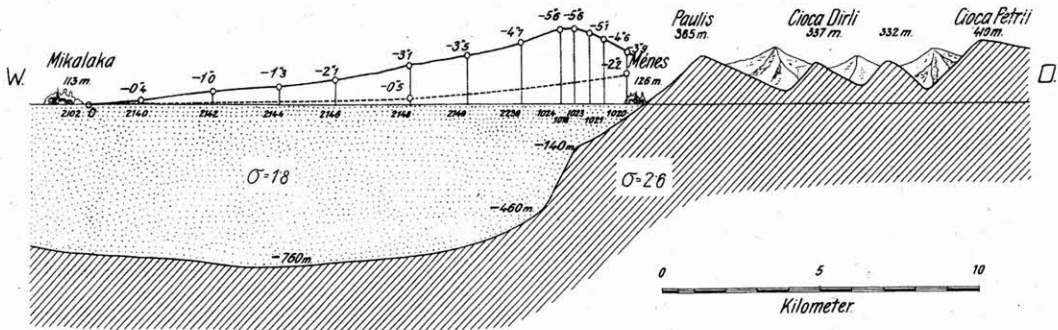
A kiutalt államsegély nagyságára következtethetünk abból, hogy EÖTVÖS Fizikai Intézetének akkori évi költségkerete csupán 4000 korona volt. „Az államsegélyt olyan kötelezettséggel adta a Kormány, hogy az ebből létesített beszerzések összegei és tárgyai külön leltározatassanak; és így meg volt vetve az alapja a később, báró Eötvös Loránd halála után létesült, az ő nevét viselő geofizikai intézetnek” [FRÖHLICH 1930].

KARTE
Zn VIII. 78

Lotabweichungen nach Norden längs des Meridians 39°15' östlich von Ferro.



Lotabweichungen nach Osten längs des Breitenkreises von Ménes ($\varphi = 46^{\circ}8'$).



3. ábra. É–D és Ny–K irányú szelvény Arad környékéről [EÖTVÖS 1909 nyomán]

A történet utóéletéhez tartozik, hogy DARWIN, az Akadémia Nemzetközi Szövetségének 1907. május 26 és június 2 között Bécsben tartott III. nagygyűlésén tartott beszámolójában különös fontosságot tulajdonított EÖTVÖS Loránd sikeres tevékenységének. E beszámoló kapcsán a természettudományi szekció, majd a plenáris ülés óriási lelkesedéssel és ovációval fogadta a magyar delegátus, THAN Károly azon közlését, hogy a közoktatásügyi és pénzügyi miniszterek kezdeményezésére a magyar királyi kormány báró EÖTVÖS eredményes kutatásai folytatásának lehetővé tételére tetemes anyagi eszközöket rendelt. E közlést a plenáris ülés azon egyhangú határozata kísérte, hogy az Akadémia Nemzetközi Szövetsége a magyar kormánynak a tudomány érdekében tanúsított ezen tényéért hálás elismerését juttassa kifejezésre.

G. H. DARWIN 1909. február 26-án EÖTVÖShöz intézett levelében — bizonyos korábbi határozatokra utalva — rövid áttekintést kér EÖTVÖStől az 1906-os budapesti kon-

ferenciát követő időszakban végzett kutatásairól, anélkül, hogy EÖTVÖS egy ilyen jelentés benyújtására köteles lett volna. Úgy véli, hogy egy nem formális jelentés, hanem inkább tájékoztatás, egy hozzá intézett magánlevél formájában is elegendő volna. EÖTVÖS válaszelevelében többek között a következőket írta: „Ennek a tudományos testületnek a kezdeményezésére és különösen az ön személyes támogatásának köszönhetem, hogy a Magyar Kormány — és nem talán valami Bizottságnak — három évre évi 60.000 Koronányi összeget engedélyezett azzal a rendeltetéssel, hogy a torziós ingával végzett munkálataim folytatására és tökéletesítésére fordítassék ez az összeg. Azt a reményt táplálom, hogy ezt az állami támogatást a jövőben is megszerezhetem és ezt egy egészen sajátos jellegű Geofizikai Intézet létrehozására fordíthatom.”

Az Akadémia Nemzetközi Szövetségének 1910-ben Rómában tartott IV. nagygyűlése továbbra is figyelemmel kísérte EÖTVÖS tevékenységét és plenáris ülésén az alábbi

határozatot fogadta el: „Az Akadémiák Nemzetközi Szövetsége a legnagyobb elégtétellel értesült azokról a szép eredményekről, amelyeket báró Eötvös a gravitációs változások mérésében elért, s kifejezi azt az óhaját, hogy a magyar kormány Eötvös úrnak lehetőséget adjon arra: még évekig folytathassa érdekes megfigyeléseit, ha lehetséges más országokban is, különösképpen Olaszországban.”

Mindezekből felmérhető, hogy a nemzetközi tudományos közvélemény — nevezetesen az Internationale Erdmessung és az Akadémiák Nemzetközi Szövetsége — EÖTVÖS tevékenységének erkölcsi támogatása révén milyen jelentős szerepet játszott a magyar geofizika kibontakozásában.

FELHASZNÁLT IRODALOM

EÖTVÖS L. 1900: Étude sur les surfaces de niveau et la variation de la pesanteur et de la force magnétique. Rapports présentés au

Congrès international de Physique reuni à Paris en 1900. Tome III. p. 371–393

EÖTVÖS L. 1901: Elnöki megnyitó beszéd (MTA, 1901. május 12.) Akadémiai Értesítő, p. 260–269

EÖTVÖS L. 1906: Bestimmung der Gradienten der Schwerkraft und ihrer Niveauflächen mit Hilfe der Drehwaage. Verhandl. d. XV. allg. Konferenz der Internat. Erdmessung in Budapest, 1906. Bd. I., p. 337–395

EÖTVÖS L. 1909: Bericht über geodätische Arbeiten in Ungarn besonders über Beobachtungen mit der Drehwaage. Verhandl. d. XVI. allgem. Konferenz d. internat. Erdmessung in London–Cambridge, I. p. 319–350

FRÖHLICH I. 1930: Báró Eötvös Loránd emlékezete. In: Báró Eötvös Loránd Emlékkönyv, Budapest, MTA. p. 3–79

PEKÁR D. 1941: Báró Eötvös Loránd. A torziós inga ötven éves jubileumára. Bp. Kis Akadémia, 340 p.

HÍREK, BESZÁMOLÓK

KÖRNYEZETI ÉS MÉRNÖKGEOFIZIKAI KONFERENCIA KÍNÁBAN

(Vuhan, 2006. június 4-9.)

A 2. nemzetközi környezeti és mérnökgeofizikai konferenciára Jiaing WANG professzor, a Kínai Földtudományi Egyetem Geofizikai és Geomatikai Intézetének igazgatója tavalyi soproni látogatásakor hívta fel figyelmünket.

A konferencia két-három tucat külföldi és mintegy 150 kínai kutató részvételével zajlott le a kulturális forradalom idején Pekingből Vuhanba telepített egyetem előadótermeiben. A meghívott előadók (Oz YILMAZ, Alan GREEN, Richard MILLER, William DOLL, Ugur YARAMANCI, Toshifumi MATSHIOKA, Jianghai XIA, Jonathan NYQUIST, Pietro COSENTINO, Barbara LUKE, Jamie HARRIS, Yaoguo LI, SZARKA László) a világ különböző régióit, egyúttal a geofizika egy-egy szeletét képviselték. A kínai törekvés egyértelmű: a kínai fiatal kutatógárda számára közel hozni a világszínvonalú eredményeket, hogy azt mielőbb utolérhessék, majd meghaladassák. Olyan hatalmas összegeket fektetnek a kutatásba, hogy ez minden bizonnyal sikerülni is fog nekik. Hozzáállásukra jellemző, hogy a hazai előadásokat szinte kizárólag egyetemisták tartották, még akkor is, ha akadémikusok vagy professzorok is szerepeltek a felsorolt szerzők között. Ezekben az előadásokban olyan fizikai problémákat is feszegettek (pl. Kvantummechanikát a magnetotellurikus inverzióban), amelyek hallatán azon kezdünk tanakodni, hogy vajon melyikük lesz majd a jövő Nobel-díjas tudósa.

Az integrálódás utolsó — egyben legnagyobb — akadályának az angol nyelvtudás hiánya tűnik. (Mindenütt ezt tapasztaltuk: sokszor órákba telt egy apró információ megszerzése, még jó színvonalú szállodában vagy turisztikai szempontból jelentős helyeken is.)

Az első nap a meghívott előadók előadásaival telt el, majd a munka több párhuzamos szekcióban folytatódott. (A magyar előadásokra az elektromágneses szekcióban került sor.) A Science Press USA Inc. által kiadott két-kötetes (egyenként egy kiló harminc dekás) angol konferenciakiadvány (Geophysical Solutions for Environment and Engineering. Proceedings of the 2nd International Conference on Environmental and Engineering Geophysics, vol. I-II, 4-9 June 2006, Wuhan, China; chairman of the editorial board: J. WANG, ISBN 1-933100-18-4) fejezetei a következők:

1. Új szeizmikus technológiák és alkalmazások
2. Elektromos-elektromágneses és SNMR módszerek
3. GPR alkalmazások
4. Gravitációs, mágneses és integrált geofizikai alkalmazások
5. Víz tározó, környezet
6. Geológiai veszélyek és geotechnikai eljárások
7. GIS, GPS és RS alkalmazások
8. Egyebek

Az angol konferenciakiadvány mellett (amely a GGKI könyvtárából kikölcsönözhető) egy harmadik, kínai nyelvű kötetet is megjelentettek, amelybe a konferenciára bizonyára bejelentett, de ott helyet nem kapott további kínai tanulmányok kerültek.

A konferenciát kínai és külföldi cégek műszerkiállítása tette teljessé. Érdemes megemlíteni, hogy Kínából a nyugati gyártmányokkal ma már minőségben is egyenrangú műszerek szerezhetőek be, a nyugati árak töredékéért, igaz, ezek — sokszor nem is titkolatlan — valamely neves műszergyártó cég ismert termékének „nemzeti változatai” (amint a kínaiak nevezik). Vajon lehetséges, hogy a magyar-kínai viszonylatban a geofizikai műszerexport fél évszázaddal ezelőtti irányának megfordítása jelentheti számunkra a (közel)jövő lehetősége útját?

A rendezők kirándulást is szerveztek egy természetvédelmi területre, de szervezésbeli problémák, illetve anyagi okok miatt ezen egyikünk sem vett részt. (A nyelvtudási hiányosság mellett talán éppen a szervezésbeli rutintalanság a másik negatív jellemzője a kínaiaknak. Kedvességük, segítőkészségük azonban sok mindent kompenzált.)

A konferencián kívül szerzett tapasztalataink messzemenően megerősítik a figyelmes szemlélődők érzését, miszerint Kína hamarosan (inkább előbb, mint utóbb) a világ vezető országává válik. Amint ez bekövetkezik, a nyelvtanulási kényszer attól kezdve már nem őket, hanem a világ többi részét fogja nyomni.

Ideje elkezdeni kínaiul tanulni (no meg hozzászokni a kínai ízekhez és szokásokhoz).

Szalai Sándor, Szarka László, Varga Mihály

ÚJ, 732 OLDALAS ALAPMŰ A GEOFIZIKÁBAN: FELSZÍNKÖZELI GEOFIZIKA

(Near-Surface Geophysics, Ed.: Butler DK, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, USA, 2005)

Könyvismertetés

Noha hírfoszlányokat már hallottam róla, csak a 2006. évi bécsi EAGE-meetingen került a kezembe az amerikai alkalmazott geofizikai egyesület, az SEG új, bibliai terjedelmű műve: az *Investigations in Geophysics* című SEG-sorozat 13. kiadványaként megjelent *Near-Surface Geophysics*. Ott helyben megvásároltam, de sajnos csak augusztusban tudtam kézbe venni.

A kötetet George R. JIRACEK, Ted GLENN és H. Frank MORRISON a mai generáció nagyjait oktató, 1923-as születésű Stanley WARD professzornak dedikálta. A kötet szerkesztője, Dwain K. BUTLER szemléletformálóan válogatott a legutóbbi évek elméleti és gyakorlati terméséből. A tartalomjegyzék (az egyes fejezetek terjedelmének és a szerzőknek a feltüntetésével) a következőképpen fest:

1. RÉSZ: FOGALMAK ÉS ALAPISMERETEK (472 oldal)	
1. Mi a felszínközeli geofizika? (6 oldal)	BUTLER D. K.
2. A felszínközeli geofizika kihívásai (13 oldal)	DANBOM S. H.
3. Bevezetés a felszínközeli geofizika közzétani alapjaiba (35 oldal)	KNIGHT R. J., ENDRES A. L.
4. Talajok rugalmas és elektromágneses tulajdonságai (16 oldal)	SANTAMARINA J. C., RINALDI V. A., FRATTA D., KLEIN K. A., WANG Y. H., CHO G. C., CASCANTE G.
5. Alkalmazott geofizikai inverzió: oktatási anyag (60 oldal)	OLDENBURG W. D., LI Y.
6. Mágneses módszerek a felszínközeli geofizikában (21 oldal)	HANSEN R. O., RACIC L., GRAUCH V. J. S.
7. Felszínközeli szeizmológia: hullámterjedés (41 oldal)	PELTON J. R.
8. Felszínközeli szeizmológia: felszíni módszerek (37 oldal)	PELTON J. R.
9. Elektromos fajlagos ellenállás, indukált polarizáció és komplex ellenállás (35 oldal)	ZONGE K., WYNN J., URQUHART S.
10. Elektromágneses indukációs módszerek környezeti problémákban (51 oldal)	FITTERMAN D. V., LABSON V. F.
11. Földradar (78 oldal)	ANNAN A. P.
12. Fúrólukbeli geofizikai alkalmazások (28 oldal)	PAILLET F. L., ELLEFSEN K. J.
2. RÉSZ: ALKALMAZÁSOK ÉS ESETTANULMÁNYOK (245 oldal)	
13. Integrált NMR/akusztikus térképezés (17 oldal)	PARRA J. O., HACKERT C. L., BENNETT M., JERVIS M., COLLIER H. A.
14. Üledékek sebességének és csillapodásának laboratóriumi mérései (10 oldal)	PRASAD M., ZIMMER M. A., BERGE P. A., BONNER B. P.
15. Paleójáratok gravitációs térképezése és szeizmikus leképezése nagy alagutak útvonaltervezéséhez Sydney-ben, Ausztráliában (10 oldal)	WHITELEY R. J.
16. Eltemetett acéldobok észlelése mágneses anomália-adatok alapján, a mesterséges intelligencia módszerével (10 oldal)	SALEM A., RAVAT D., GAMEY T. J., USHIJIMA K.
17. Elektromos tomográfia — elmélet és gyakorlat (23 oldal)	DAILY W., RAMIREZ A., BINLEY A., LABRECQUE D.
18. Felszín alatti vizek észlelése az indukált polarizáció (IP) módszerével (11 oldal)	DRASKOVITS P., VERÓ L.
19. Vetőleképezés és sósvizes nyomjelzés fúrólukak közötti radarmérésekkel (9 oldal)	ZHOU H., LANE J. W. JR, SATO M.
20. Három geofizikai módszer összehasonlítása a légáramlás meghatározására egy ún. léggermetezéses (air sparging) kútban (11 oldal)	ALUMBAUGH D. L., SIMON D. P., BENSON C. H.
21. Hidrogeofizikai kutatások integrált megközelítése (20 oldal)	SORENSEN K. I., AUKEN E., CHRISTENSEN N. B., PELLERIN L.
22. 3D nagyfelbontású szeizmikus reflexió és lyukak közötti radar tomográfia víztározók jellemzése céljából: esettanulmány (12 oldal)	BACHRACH R., MUKERJI T.
23. Földradar-, mágneses és elektromos térképezési, valamint elektromágneses indukációs alkalmazások régészeti kutatásokban (6 oldal)	VON DER OSTEN-WOLDENBURG H.
24. Felszínközeli geofizika Berlinben: Geofizikai módszeregyüttes felszínközeli akadályok észlelésére Németország új fővárosának építése során (8 oldal)	GELBKE C., LEHMANN B., SWOBODA U., ELSER R.
25. Légi geofizika és felszín alatti vizek — egy példa (7 oldal)	WYNN J., BULTMAN M., LEMIEUX J.

26. Sokfrekvenciás légi elektromágneses indukciós módszerek — víztározók sérülékenységi térképezésének eszköze (8 oldal)	RÖTTGER B., KIRSCH R., FRIBORG R., SCHEER W., THOMSEN S., VOSS W.
27. Légi elektromágneses rendszerek felszínközeli eltemetett fémek kimutatására (8 oldal)	DOLL W. E., GAMEY T. J., HOLLADAY J. S., LEE L. C.
28. Szeizmikus eljárások karsztos bomlásvizsgálatokban egy erőmű kijelölt helyszínén (16 oldal)	MILLER R. D., XIA J., PARK C. B.
29. Egy kansasi sóoldódási jellegzetesség szeizmikus kutatása (13 oldal)	MILLER R. D., VILLELLA A., XIA J., STEEPLES D. W.
30. Szegény ember 3D-je — a 3D szeizmikus mérés egyszerű közelítése: egy esettanulmány (11 oldal)	WIEDERHOLD H.
31. Analitikus eljárások sekélytengeri geotechnikai paraméterbecslés céljára (17 oldal)	CAULFIELD D. C., BALLARD R. F., LEIST R. L.
INDEX (8 oldal)	

A terjedelem 2/3-a elvileg tehát elmélet, 1/3-a esettanulmány, de az elméleti fejezetek szerzőinek érthetőségre és kerekégre törekvése az elmélet és gyakorlat részarányát mintegy 1/2-1/2 arányra egyenlíti ki. Az elektromágneses elméleti összefoglalók között a talajokat előtérbe állító köztanfizikai megközelítést találtam a legértékesebbnek. (Feltűnő hibát is felfedeztem benne: pl. a 41. oldal 15-ös összefüggése helytelen.)

A válogatás kissé túlságosan is amerikaias (hiszen a könyv végül is az amerikai geofizikai egyesület kiadvá-

nya), de így is belekerült — a magyar geofizika újabb büszkeségére — DRASKOVITS Pál és VERŐ László alkalmazáscentrikus összefoglalója az IP-víz kutatásról (2. rész, 18. fejezet: Felszín alatti vizek észlelése az indukált polarizáció (IP) módszerével).

A könyv korszerűsíti, sőt újrafésüli ismereteinket a felszínközeli geofizikáról. A világhálón 139 dollárért (SEG-tagoknak 89 dollárért, diákoknak 71-ért) hirdetik. Megéri ezt a pénzt.

Szarka László



GEOFIZIKAI – FÖLDTANI – KÖRNYEZETVÉDELMI VÁNDORGYŰLÉS ÉS KIÁLLÍTÁS

SZELLEMI ÉS FÖLDTANI ERŐFORRÁSOK A XXI. SZÁZAD ELEJÉN

2006. SZEPTEMBER 21–23.
ZALAKAROS, HOTEL KAROS SPA

PROGRAM:

Szeptember 21. (csütörtök):

10.00–17.00 Repedezett tárolók értékelése és új Schlumberger technológiák
(műhelytalálkozó angol nyelven)

Szeptember 22. (péntek):

8.00-tól Regisztrálás
10.00–10.10 Ünnepi megnyitó
10.10–12.00 Plenáris ülés
12.00–14.00 Ebéd
14.00–18.00 Szekcióülések
19.30– Baráti találkozó

Szeptember 23. (szombat):

08.30–12.00 Szekcióülés
12.00–12.10 Zárszó
12.30– Ebéd

Az előadások részletes programját az MGE honlapján lehet majd megtekinteni a www.mageof.hu címen. Előadásokat már nem tud a szervezőbizottság elfogadni.

A szervezőbizottság örömmel veszi, ha valakinek hirdetési vagy támogatási szándéka van.
A kiállítással kapcsolatos kérdésekről a szervezőbizottság ad felvilágosítást.

REGISZTRÁCIÓS DÍJ:

	2006. augusztus 15-ig	2006. augusztus 15. után
Ebéd 21-én	5000.-	
Konferencia	50 000.-	60 000.-
Napijegy* (csak ebéd)	5000.-	

*csak nyugdíjasoknak, diákoknak, egyetemi oktatóknak

SZÁLLÁSFOGLALÁS:

Hotel Karos Spa (8749 Zalakaros, Alma u. 1. Tel.: 06-93-542-500) egyénileg.

A konferencia résztvevői számára megajánlott kedvezményes szállodaárak:
Egyágyas szobában 13 000 Ft fő/éjszaka, kétágyas szobában 9050 Ft fő/éjszaka +
üdülőhelyi díj 300.- Ft/fő/éjszaka.

JELENTKEZÉS ÉS REGISZTRÁCIÓ:

MGE titkársága, 1027 Budapest, Fő u. 68.
Tel./Fax: (06-1) 201-9815, e-mail: geophysic@mtesz.hu

Rendezvénynaptár

2006. október		
október 1–6.	SEG 76. évi közgyűlés és műszerkiállítás (www.seg.org)	New Orleans, USA
október 15–18.	EAGE/EAGO/SEG nemzetközi kongresszus és kiállítás (www.eage.org)	Szentpétervár, Oroszország
október 26–27.	MTA GGKI: Geomatikai továbbképző szeminárium	Sopron
2006. november		
november 3–30.	A magyar tudomány ünnepe (az Egyesület részvételéről később adunk hírt)	

2007.		
2007. március 29– április 1.	Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT), IX. Bányászati–Kohászati és Földtani Konferencia	Buziásfürdő, Románia
2007. április 1.	EAGE International Conference on Petroleum Geostatistics	Budapest
2007. április 15–20.	EGU közgyűlés (meetings.copernicus.org/egu2007/)	Bécs, Ausztria
2007. április 16–18.	EAGE Olasz szekció, EGM 2007 International Workshop (Innovation in EM, Grav. and Mag. Methods)	Capri, Olaszország
2007. június 10–14.	EAGE 69. évi közgyűlés és műszerkiállítás (www.eage.org)	London, Nagy-Britannia
2007. szeptember 21– 22.	MTA–MGE ünnepi konferencia a nagyecenki Széchenyi István Obszervatórium fennállásának 50. évfordulója alkalmából	Sopron–Nagyecenk
2008.		
2008. június 2–5.	EAGE 70. évi közgyűlés és műszerkiállítás (www.eage.org)	Róma, Olaszország
2009.		
2009. június 8–11.	EAGE 71. évi közgyűlés és műszerkiállítás (www.eage.org)	Amszterdam, Hollandia
2009. augusztus 23–30.	IAGA kongresszus (www.ggki.hu)	Sopron

MGE: Magyar Geofizikusok Egyesülete; ME: Miskolci Egyetem; MFT: Magyarhoni Földtani Társulat;
GGKI: MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet, Sopron; EAGE: European Association of Geoscientists and
Engineers; NSGD: EAGE Near Surface Geoscience Division; EGU: European Geosciences Union; EEGS: Environmental
and Engineering Geophysical Society; SEG: Society of Exploration Geophysicists

További részletek, referenciák a honlapról érhetők el (www.mageof.hu).

In Memoriam:

MITUCH ERZSÉBET

1913–2006

Búcsút veszünk MITUCH Erzsikétől

A geofizikus társadalom nevében búcsúzom Erzsikétől. Nem szűkíthetem le a kört a magyar geofizikusokra, vagy Geofizikai Intézet-beli kollégáira, hiszen őt jól ismerték a nemzetközi geofizikusok világában, és ahol megfordult, mindenütt szeretetet váltott ki az emberekből. Nem véletlenül kezdem búcsúztatómat ezzel a témával, mert az utolsó időkhöz erre az időszakára, erre a nemzetközi földkéregkutatási tevékenységére emlékezett legszívesebben. Utolsó előtti találkozásunkkor, amikor már teljesen ágyhoz kötött, csak halálát váró nagybeteg volt, ahogy felelevenítettem Herceg Noviban tartott előadását a magyar földkéregkutató mérések eredményeiről, arcát széles mosoly derítette fel. „Hogyne emlékeznék? Persze hogy emlékszem!” — mondta méltatlankodva, és még az ott szereplők nevét is fel tudta sorolni. De amikor tanári pályafutásáról kérdezősködtem, alig-alig tudta felsorolni az iskolákat, ahol tanított. A sors fintora? Vagy talán elégtétel a bátor kiállását követő kegyetlen bánásmódra? De tény, hogy Erzsike tudása, szakmai képességei igazi kibontakozását a geofizikusi pályán érte el.

Említettem bátor kiállását. Akik Erzsikét közelebbről ismerték, jó tulajdonságai felsorolásakor bizonyára nem említik a bátorságot; a jóság, szerénység, szorgalom, kedvesség, szeretetre méltóság mind megelőznék. Pedig 1949-ben bizony nagy bátorság kellett ahhoz, hogy ne írja alá a Mindszenty bíboros halálos ítéletét követelő ívet. Ő volt az egyetlen a tanári karban, aki ezt meg merte tenni! Büntetésképp megfosztották állásától és eltiltották tanári hivatása gyakorlásától. Két évig kézilányként dolgozott egy bődízműves műhelyében és esténként diákokat korrepetált, hogy el tudja tartani magát és idős szüleit. 1951-ben a Geofizikai Intézet középkader-képző tanfolyamának újsághirdetése jelentette a szabadulást ebből a sivár, lélekölő helyzetből. A következő 27 év alatt sokszorosan bizonyította képességeit, szorgalmát, igyekezetét az újabb és újabb módszerek elsajátítására

Amikor 1954-ben, a nagy dunai árvíz idején Esztergomban gyakornokoskodva megismertem Erzsikét, karcsúságával, mosolygós, szép arcával, vidámságával, azt hittem, hozám hasonló korú fiatal lány, mígnem egyik társunk megszűgta, hogy Erzsike már elmúlt 40 éves. Ilyen öreg? Lehetetlen!! — gondoltam. Nemcsak én éreztem így, hiszen egészen nyugdíjba vonulásáig — pedig 65 éves koráig dolgozott — senki sem hívta őt néninek, mindenki számára Erzsike maradt. Egy volt közülünk, a 20–30 évvel fiatalabbak között. Nyugodtan állíthatom, nem akadt senki az akkoriban közel 1000 fős intézetben, aki haragudott, vagy nehezelt volna rá! Nem véletlen, hogy elsősközött kapta meg az 1997-ben alapított Pro Geophysica emlékérmét. Milyen fiatalosan, fürge mozgással ment ki a pulpitushoz, hogy átvegye a kitüntetést a résztvevők zúgó tapsa közepette — 85 évesen!



Befejezésül hadd szóljak az utolsó idők Erzsikéjéről, akit már sokkal kevesebben ismernek. Idén februárban, miután betöltötte 93. évét, kaptam a riasztást: Erzsike combnyaktörést szenvedett, a János kórházban fekszik. Ilyen magas korban egy combnyaktörés általában a véget jelenti. Így is viszonyultak hozzá a kórházban. De Erzsike nem így gondolta! Minden igyekezetével azon volt, hogy hazamehessen kedves kis lakásába a szeretetotthonban. Megtanult járókerettel járni, leküzdve a fájdalmat sétált fel-alá a kórházban, majd később az ápolási otthonban. Harcolt az ellen, hogy bábként tegyék-vegyék, mindent megtett, hogy megőrizze integritását, saját elképzelése szerinti életét. Ebben a harcban csak vesztes lehetett, de egy jó pár hónapig még azt hittük, csoda történt, és Erzsike még néhány évig élhet.

Ismeretségünk kezdetén a refrakciós kiértékelésre oktató, ismeretségünk utolsó hónapjaiban emberi értékekre, megalkuvásmentes kiállásra, önértetre, az élet adományának megbecsülésére okított. Köszönöm Erzsike, soha nem felejttem el példádát! Nyugodjál békében!

Kilényi Éva

MITUCH Erzsébet tudományos kutatói tevékenységének méltatása



Mituch Erzsébet

A Pázmány Péter Tudományegyetem Természettudományi Karán végzett matematika–fizika szakos tanárként. Tanári pályafutása 11 év múlva tört meg. Tudásával, szorgalmával az ELGI-ben ért el jelentős eredményeket, ahol 1951-től a szeizmikus kutatásokban tudományos munkatársként, majd főmunkatársként dolgozott 1975-ig, nyugdíjba vonulásáig. A Magyar

Geofizikusok Egyesületének alapító tagja volt.

Az ELGI-ben először a kisalföldi szénhidrogén-kutató szeizmikus méréseket végző csoporthoz került. Kiértékelőként és csoportvezető-helyettesként dolgozott. Ő készítette el 1952-ben a terület első reflexiós szintvonalas térképét, amely a későbbi kutatások alapját képezte. Hasonló sikerrel tevékenykedett Zalában és Somogyban is. A szeizmikus kutatások jól használható szerkezeti és mélységadatokkal segítettek a mélyfúrési tevékenységet, a kiértékelő egyéni tudása megítélése és lelkiismeretessége döntően befolyásolta az eredményeket. A bajcsai olaj-előfordulás megtalálásában alapvetően közreműködött.

A szénkutató szeizmikus mérésekben az Esztergomi medencében vett részt. Az új-ebeszőnybányai szénmező feltárásában kiemelkedő szerepe volt. A refrakciós

mérések kiértékelésében sikerrel alkalmazta és tanította KILCZER Gyulának az ELGI-ben kifejlesztett ún. Időellenőrzési kiértékelési módszerét [MITUCH 1957]. A hegyközi és a borszónyi komplex geofizikai áttekintő mérésekben témafelelősként vett részt 1961-ben.

Az ELGI által végzett földkéregkutató mérések témafelelőse lett 1962-ben. Ez alapvetően meghatározta MITUCH Erzsébet további tudományos tevékenységét. A kéreg/köpeny határról érkező reflektált és refraktált beérkezések amplitúdóinak analizálásával sikerült a kutatásokat eredményesebbé és gazdaságosabbá tenni azzal, hogy a megfigyeléseket a jelentős amplitúdónövekedés táján, a teljes visszaverődés kritikus távolsága környékén végezték. [MITUCH, POSGAY, SÉDY 1964, MITUCH 1964]. Ez lehetővé tette a kéregkutató szelvények rendszerének és a nemzetközi méréseknek kivitelezését [MITUCH, POSGAY 1965].

A közép- és kelet-európai országok nemzetközi kéregkutató szeizmikus méréseinek a magyar fél (ELGI) egyik fő kezdeményezője és az első szelvény menti mérések szervezője volt. Az első időben a Pannon-medence kutatása került előtérbe. Az első nemzetközi közép- és kelet-európai szelvény: magyar–csehszlovák–német [MITUCH, POSGAY 1965, MITUCH 1966, MITUCH 1967] és (időrendi sorrendben, 1965-ben) a második: magyar–szovjet (ELGI–kievi ukrán akadémiai geofizikai intézeti [MITUCH et al. 1968]) együttműködésben — és később jugoszláv csatlakozással készült [MITUCH 1968., SUBBOTIN et al. 1968, 1968a]. Ezután került sor a magyar–csehszlovák–lengyel, majd a magyar–román szelvények lemérésére [SOLLOGUB et al. 1973].

A nemzetközi mérés szünetében, 1965 és 1967 között készült el a Dunántúltól és a Bakonyt harántoló szelvény, melyen a kéreg–köpeny választófelület a hegység alatt átmeneti zónával jelentkezett [MITUCH 1969, MITUCH, POSGAY 1972]. Az átmeneti zónát feltételező értelmezést a későbbi évtizedekben, más módszerekkel (pl. xenolitvizsgálatokkal) kapott eredmények is megerősítették [EMBEY-ISZTIN 1992].

A közép- és nyugat-európai, valamint a közép- és kelet-európai kéregkutató hálózatokat az alpi szelvény elkészítésében történő közreműködéssel, francia, svájci és osztrák kollégákkal együttműködve 1975-ben kötöttük össze [MILLER et al. 1976].

A Pannon-medencében végzett mérések kiértékelése — a gondos tervezés és kivitelezés ellenére — nagy körültekintést és türelmet kívánt. A szebb, megbízhatóbb szelvényrészekre támaszkodva kellett a rosszabb jel/zaj viszonyú szeizmogramokat értelmezni. Ezt a hatalmas és nehéz munkát MITUCH Erzsébet végezte. Szorgalmának, figyelmének köszönhetően olyan megbízható eredmények születtek, melyekkel méltán nyerte el külföldi együttműködő partnereink megbecsülését is.

A kéregkutató refrakciós–széles szögű reflexiós mérések a Kárpát-medence és az azt környező hegységek, táblák és pajzsok nagyszerkezeti felépítéséről alapvető ismereteket adtak és lehetővé tették a kéreg vastagságának térképi vázolását [MITUCH 1968, POSGAY et al. 1991], továbbá alapját adták a Pannon-medence kialakulási modellje meghatározásának [HORVÁTH 1993].

HIVATKOZÁSOK

EMBEY-ISZTIN A. 1992: Kontinentális alkálilbazaltok, alsókéreg és felsőköpeny zárványok a Pannon medence példáján. Doktori értekezés tézisei

- HORVÁTH F. 1993: Towards a mechanical model of the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics* 226, 333–357
- MILLER H. and Alpine Explosion Seismology Group (ANGENHEISTER G., ANSORGE J., ARIC K., BAMFORD D., CASSINIS R., GERBRANDE H., GUERRA I., GUTDEUTSCH R., KAMINSKI W., KING R., MITUCH E., MORELLI C., MUELLER St., NICOLICH R., PERRIER G., POSGAY K., PRODEHL C., SCARASCIA S., SCHMEDES E., STEINHAUSER P., THOUVENOT F. 1976: A lithospheric seismic profile along the axis of the Alps, 1975, I: first results. *Pageoph.* 114, 1109–1130
- MITUCH E. 1957: A szeizmikus refrakciós mérések kiértékelése időellenőrzéssel. *Geof. Közl.* 6, 3–4, 25–43
- MITUCH E. 1964: A hazai szeizmikus kéregkutató újabb eredményei. *Geof. Közl.* 13, 3, 289–300
- MITUCH E. 1966: A magyarországi kéregkutató folytonos harántszelvényezéssel kapott eredményei. *Geof. Közl.* 15, 1–4, 15–24
- MITUCH E. 1967: A földkéregkutató legújabb eredményei Magyarországon. *Geof. Közl.* 16, 1–2., 67–70
- MITUCH E. 1968: The results of seismic measurements carried out in the Hungarian sections of the international crustal investigation profiles. *Acta Geodaet. Geophys. et Montanist.* 3, 3–4, 395–403
- MITUCH E. 1969: Kurze Zusammenfassung der in Ungarn durchgeführten seismischen Tiefensondierungen. *Acta Geodaet. Geophys. et Montanist.* 13, 259–266
- MITUCH E., POSGAY K. 1965: Hazai szeizmikus kéregkutató fejlődése és eddigi eredményei. *Földt. Kut.* 8, 66–72
- MITUCH E., POSGAY K. 1972: Hungary. In: The crustal structure of Central and Southeastern Europe based on the results of explosion seismology. *Ed. by SZÉNÁS Gy.* — (*Eds. of the original Russian text: SOLLOGUB V. B., PROSEN D., MILITZER H.*). *Geophys. Trans. Spec. Ed.*, 118–129
- MITUCH E., POSGAY K., SÉDY L. 1964: Szélesszögű reflexiók alkalmazása a kéregkutatóban. *Geof. Közl.* 13, 2, 201–210
- MITUCH E., POSGAY K., SOLLOGUB V. B., TCHEKUNOV A. V., KILINSKI L. A. 1968: Experimental seismic crustal investigations between Debrecen (HPR) and Beregovo (USSR). *Geophys. Trans.* 17, 1–2, 17–21
- POSZGAY K., ALBU I., MAYEROVÁ M., NAKLÁDOVÁ Y., IBRMAJER I., BLIZKOVSKY M., ARIC K., GUTDEUTSCH R. 1991: Contour map of the Mohorovičić discontinuity beneath Central Europe. *Geoph. Trans.* 36, 7–13
- SUBBOTIN S. I., SOLLOGUB V. B., PROSEN D., DRAGASEVIC T., MITUCH E., POSGAY K. 1968: Junction of deep structures of the Carpatho-Balkan region with those of the Black and Adriatic Seas. *Canadian J. of Earth Sciences* 5, 1027–1035
- SUBBOTIN S. I., SOLLOGUB V. B., PROSEN D., DRAGASEVIC T., MITUCH E., POSGAY K. 1968a: Crustal structure of Southeastern Europe according to the data of deep seismic soundings. *Boll. di Geofisica Teorica ed Applicata* X, 39, 241–264
- SOLLOGUB V. B. (USSR), PROSEN D. (Yugoslavia), DACHEV C., PETKOV J., VELCHEV T., ANDONOVA E., MICHAILOV S. (Bulgaria), MITUCH E., POSGAY K. (Hungary), MILITZER H., KNOTHE C. (GDR), UCHMAN I. (Poland), CONSTANTINESCU P., CORNEA I. (Romania), SUBBOTIN S. I., CHEKUNOV A. V., GORKALENKO I. A., KHAIN V. E., SLAVIN V. I. (USSR), BERÁNEK B., WEISS I., HRDLIČKA A., DUDEK A., ZOUNKOVÁ M., SUK M., FEJFAR M. (Czechoslovakia), MILOVANOVIĆ B., ROKSANDIĆ M. (Yugoslavia) 1973: Crustal structure of Central and Southeastern Europe by data of explosion seismology. *Tectonophysics* 20, 1–33

Posgay Károly

AZ EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI ALAPÍTVÁNY 2005. ÉVI KÖZHASZNÚSÁGI JELENTÉSE

A Fővárosi Bíróság, az általa 8.Pk.64305 nyilvántartási számon (1990. 11. 30.) bejegyzett Eötvös Loránd Geofizikai Alapítványt az 1997. évi CL VI. tv. 22. § (3) bekezdés alapján 12.Pk.64305/6. nyilvántartásba vételi számon (1999.12.08.) közhasznú szervezetté minősítette. A közhasznú szervezet a fent megnevezett törvény 19. § (1) bekezdés alapján köteles, éves beszámolójának jóváhagyásával egyidejűleg, közhasznúsági jelentést készíteni.

Számviteli beszámoló

A 219/1998 (XII. 30.) Kormányrendelet szerint az Alapítvány egyszerűsített beszámoló készítésére kötelezett. A hivatkozott rendeletnek megfelelően elkészítettük és mellékeljük a beszámoló alapjául szolgáló 2005. évi mérleget és eredménykimutatást.

A költségvetési támogatás felhasználása

Az Alapítvány költségvetési támogatásban a beszámolási időszakban nem részesült.

Kimutatás a vagyon felhasználásáról

A vagyon változását mutatja be a mellékelt táblázat, amely a mérleg forrásoldalának a 219/1998 (XII. 30.) sz. Kormányrendelet szerinti tagolásában készült. A táblázat bemutatja az Alapítvány forgóeszközeinek és saját tőkeállományának helyzetét, beleértve az alapítói vagyon mértékét is a 2005. december 31. állapot szerint. Értékpapírjaink 21,6%-ban kamatozó kincstárjegyekben, 60,8%-ban K&H Bank által kezelt alacsony kockázatú Alapokban és 17,6%-ban a K&H Bank által kezelt kockázatot hordozó Alapban történt befektetéseket testesítenek meg.

Kimutatás a cél szerinti juttatásokról

Kiadásaink közül azokat a tételeket soroljuk ide, amelyek az Alapítvány Alapító Okiratában megfogalmazott célok megvalósításával kapcsolatosak.

Tudományos tevékenység, kutatás	4.421.440 Ft
Nevelés, oktatás, képességfejlesztés	56.685 Ft
Kulturális örökség megővése	150.000 Ft
Műemlékvédelmi közhasznú tevékenység	2.018.390 Ft
Összesen	6.646.515 Ft

1 9 6 3 8 9 0 2 9 1 3 3 5 6 9 0 1

Statistikai számjel vagy adószám

ALAPÍTVÁNY MEGNEVEZÉSE: Eötvös Loránd Geofizikai Alapítvány

ALAPÍTVÁNY CÍME: 1145 Budapest Colonus u 17-23

EGYSZERES KÖNYVITELT VEZETŐ ALAPÍTVÁNYOK KÖZHASZNÚ BESZÁMOLÓJÁNAK MÉRLEGE

2005 ÉV

adatok E Ft-ban

Sor-szám	A tétel megnevezése	Előző év	Előző évek helyesbítései	Tárgyév
a	b	c	d	e
1.	A. Befektetett eszközök (2-4. sorok)			
2.	I. IMMATERIÁLIS JAVAK			
3.	II. TÁRGYI ESZKÖZÖK			
4.	III. BEFEKTETETT PÉNZÜGYI ESZKÖZÖK			
5.	B. Forgóeszközök (6-9. sorok)			
6.	I. Készletek			
7.	II. Követelések			
8.	III. ÉRTÉKPAPÍROK	25500		25501
9.	IV. PÉNZESZKÖZÖK	-8389		2295
10.	ESZKÖZÖK (AKTIVÁK) ÖSSZESEN (1. + 5. sor)	33889		27796
11.	C. Saját tőke (12-14. sorok)	-33889		27796
12.	I. INDIULÓ TŐKE	6000		6000
13.	II. TŐKEVÁLTOZÁS	28972		27890
14.	III. TÁRGYÉVI EREDMÉNY	-1083		-6094
15.	D. Tartalék			
16.	E. Céltartalék			
17.	F. Kötelezettségek (18-19. sorok)			
18.	I. HOSSZU LEJÁRATÚ KÖTELEZETTSÉGEK			
19.	II. RÖVID LEJÁRATÚ KÖTELEZETTSÉGEK			
20.	FORRÁSOK (PASSZÍVÁK) ÖSSZESEN (11. + 15. + 16. + 17. sor)			

Kelt: Budapest 2006.01.31

T. 1715h. Fk. - 4-AD K 2000



**EGYSZERES KÖNYVVITELT VEZETŐ ALAPÍTVÁNYOK KÖZHASZNÚ
BESZÁMOLÓJÁNAK EREDMÉNYLEVEZETÉSE**

2005 ÉV

adatok E Ft-ban

Sor- szám	A tétel megnevezése	Előző év	Előző év(ek) belyesbítése	Tárgyév
a	b	c	d	e
1.	A. Összes közhasznú tevékenység bevétele (2-7. sorok)			
2.	1. Közhasznú célra, működésére kapott támogatás			
3.	a. Alapítótól			
4.	b. Államháztartás más alrendszereitől			
5.	2. Pályázati úton elnyert támogatás			
6.	3. Közhasznú tevékenységből származó bevétel			
7.	4. Egyéb bevételek	1254		944
8.	B. Vállalkozási tevékenység bevétele (9-10. sorok)			
9.	5. Nem cél szerinti (vállalkozási) bevétele			
10.	6. Egyéb cél szerinti tevékenység bevétele			
11.	C. Összes bevétel (1.+ 8. sor)	1254		944
12.	D. Közhasznú tevékenység költségei			
13.	E. Vállalkozási tevékenység költségei			
14.	1. Nem cél szerinti (vállalkozási) tevékenység költségei			
15.	2. Egyéb cél szerinti tevékenység költségei			
16.	F. Összes tevékenység költségei (12.-13. sor)	2337		7038
17.	G. Pénzmozgáshoz nem kapcsolódó költséghelyesbítések			
18.	H. Adózás előtti eredmény	-1083		-6094
19.	I. Adófizetési kötelezettség	0		0
20.	J. Tárgyévi eredmény (18.-19. sor)	-1083		-6094

Tájékoztató adatok (E Ft-ban)

Megnevezés	Összeg	Megnevezés	Összeg
A. Személyi jellegű ráfordítások		B. Anyagjellegű ráfordítások	
bérek		C. Értékcsökkenési leírás	
megbízási díjak	101	D. Egyéb költségek, ráfordítások	225
piszeletdíjak		E. A szervezet által nyújtott támogatások	667
személyi jellegű egyéb költségek		-ebből pályázati úton nyújtott támogatások	
személyi jellegű költségek közterhei	5		

Budapest 2006. 01. 31.

T. 1715/N. r.sz. - a - AB - K (2006)



Pály R.
Az alapítvány vezetője

Költségvetési szervtől kapott támogatás

Az Alapítvány a 2005. évben költségvetési szervtől vagy alaptól nem kapott támogatást.

Az Alapítvány vezető tisztségviselőinek nyújtott juttatás

Az Alapító Okiratnak megfelelően, semmilyen juttatásban nem részesültek a tisztségviselők.

Beszámoló a közhasznú tevékenységről

Az Alapítvány 2005. évi működését az Alapszabályában rögzített és a fentiekben részletezett közhasznú tevékenységek végzése jelentette (tudományos díj, tanulmányi verseny támogatása, konferenciákra történő utaztatás, tudománytörténeti emlékek gondozása, múzeumi kiállítási terület korszerűsítése).

Az Alapítvány tárgyévi gazdálkodása zökkenőmentes volt, minden számláját határidőre kifizette, készpénzforgalmában fennakadás nem volt, vállalkozási tevékenységet nem folytatott.

Budapest, 2006. március 14.

Az Eötvös Loránd Geofizikai Alapítvány
Kuratóriuma

HU ISSN 0025—0120

Főszerkesztő: dr. Bodoky Tamás

Szerkesztő: Tóth Lajos. Tel.: (1) 252 4999/142, e-mail: tothl@elgi.hu

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
