

A Mohorovičić-határfelület magyarországi kutatása – módszerek, mérések, eredmények

KISS J.[@], GÚTHY T.[&], ZILAHY-SEBESS L.[#]

Magyar Földtani és Geofizikai Intézet (MFGI), 1143 Budapest, Stefánia út 14.

[@]E-mail: kiss.janos@mfgi.hu; [&]E-mail: guthy.tibor@mfgi.hu; [#]E-mail: zilahi.sebess.laszlo@mfgi.hu

A Moho-felszín vizsgálata az 1909-es felfedezése óta folyamatos geofizikai kutatási tevékenység. A hazai Moho-kutatás^{a)} jelentős sikerrel kezdődött: Gálfi és Stegena (1955, 1957, 1960) fúrólukokban nagy robbanóanyag töltettel végzett rezgés-keltés eredményeként, a kéreg–köpeny határról regisztráltak reflexiókat, és az eredményeket elsőként tették közzé Európában. Később felső köpenybeli reflexiók és a litoszféra–asztenoszféra határ első kimutatása pedig Posgay Károly nevéhez fűződött.

Eredetileg a Moho-kutatás legfőbb célja a földkéreg felépítésének megismerése volt, de később a kapott eredményeknek köszönhetően már geotermikus és lemeztectonikai aspektusok miatt is fontossá vált. Az alpi orogén zónában elhelyezkedő Kárpátok (és benne a Kárpát-medence) kialakulása is jelentős kéregmozgásoknak köszönhető, olyan geodinamikai folyamatoknak, amelyek utólagos megértéséhez a Moho-felület pontos ismerete is hozzájárulhat.

A Moho megismerésének magyarországi fázisait foglalja össze a cikk: az első Moho-térkép megszületésétől egészen napjainkig; a publikált szeizmikus Moho-térképektől a gravitációs Moho-hatásokig (különböző feldolgozásokból kapott, a Moho-szinttel korreláló térképekig, illetve a gravitációs Airy–Heiskanen izosztikus modellből származtatott Moho-mélységtérképig).

Kiss, J., Gúthy, T., Zilahi-Sebess, L.: Research of the Mohorovičić discontinuity in Hungary – methods, measurements and results

Since its discovery in 1909, the investigation of the Mohorovičić (Moho) discontinuity is one of the primary objects of geophysical research. The Moho research in Hungary began with a considerable success: Gálfi and Stegena (1955, 1957, 1960), using large explosive sources in drill-holes have obtained reflections from the crust-mantle boundary. Their results were novelty when they published them in Europe. Later, Hungarian geophysicists succeeded in observing seismic reflection arrivals from the upper mantle and in determining the depth of the lithosphere-asthenosphere boundary.

The principal aim of Moho research was to become acquainted with the structure of earth crust. Later this research became important because of the aspects of geothermal and plate tectonics studies, too. Carpathians (and the Carpathian Basin) located in the Alpine orogenic zone have developed due to considerable crust motions. Knowledge of Moho's structure may contribute to understanding these geodynamical processes.

This article summarizes the different phases of Moho studies in Hungary, from the birth of Moho's first depth map up to the present days; from the several published seismic Moho maps up to the different gravity studies of Moho's effects. We present maps got by different processing of gravity data and correlat them with the Moho depth maps based on seismic data. We show also a map of Moho's depth calculated by using the Airy-Heiskanen isostatic model.

Beérkezett: 2015. szeptember 3.; *elfogadva:* 2015. december 7.

Bevezetés

A litoszféra a Föld legkülső, merev kőzetburka. A földkéreg és a földköpeny legfelső részét foglalja magában. A földkéreg már régóta az emberiség vizsgálatainak tárgya, így ez a Föld bolygónak a legismertebb része. A földkéreg távolról sem tekinthető homogénnek, azonban a felépítésére mégis jellemző néhány szabályszerűség (1. ábra).

A földkéreg a mélyebb földövektől a nagyobb szilárdsága, merevsége alapján különítjük el. Ez meghatározza viselkedését is, kevésbé tud képlékenyen alakot változtatni, plasztikusan mozogni, mint az alatta elhelyezkedő földövek, ehelyett törik, reped, hasadozik a mozgások és a feszültségek hatására a mindenkor ráható erők függvényében. A földkéreg tulajdonképpen széttöredezett lemezdarabokból áll.

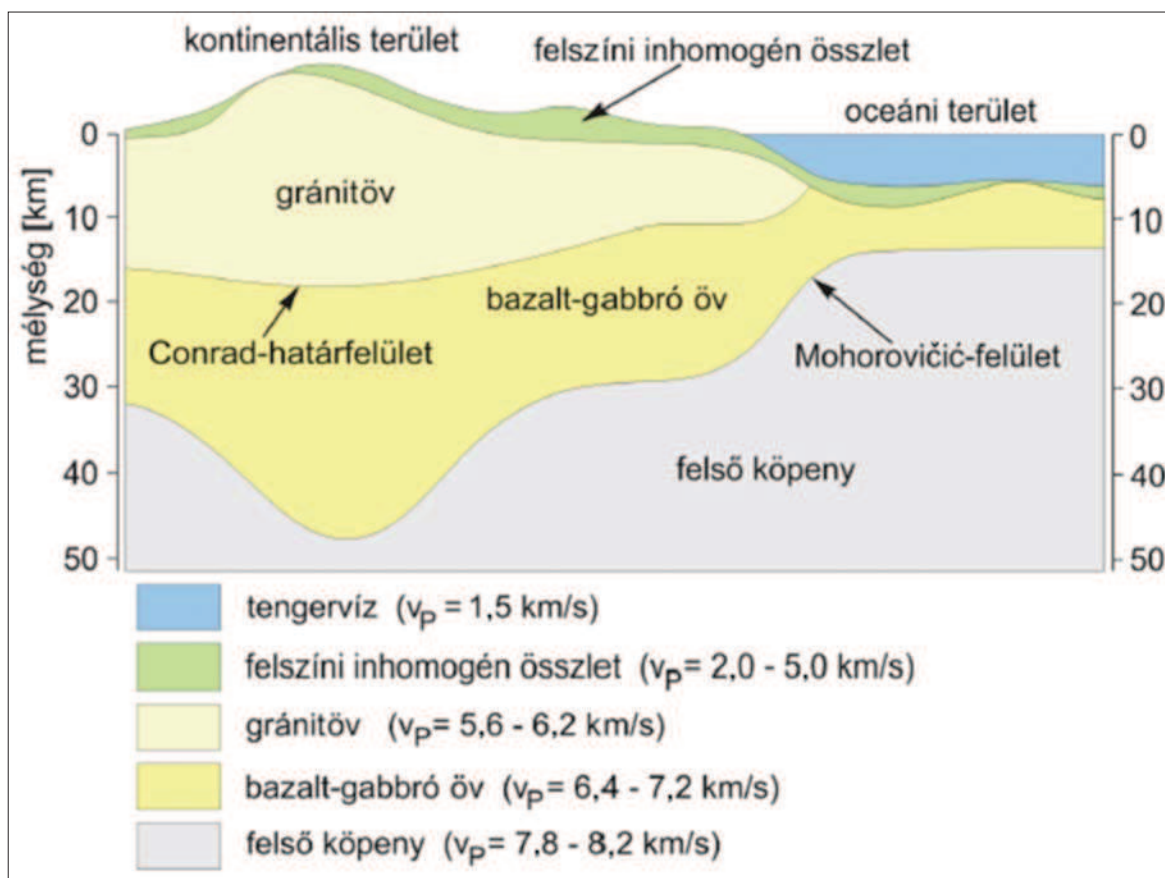
A földkéreg alsó határfelületét Andrija Mohorovičić horvát geofizikus fedezte fel 1909-ben (Mohorovičić 1910), szerinte a Balkán-félsziget alatt, kb. 50 km-es mélységben, egy olyan határfelület húzódik, amely alatt ugrásszerű sebességnövekedés tapasztalható (feltételezhetően az ultrabázisos összetételű köpenyképződmények megjelenése miatt). A későbbi szeizmológiai vizsgálatok bebizonyították, hogy ez a felület szinte az egész Földön megtalálható, és a felfedezőjéről Mohorovičić-felületnek (rövidítve „Moho”-nak) nevezték el.

A Moho elsődrendű határfelület, ez tekinthető a kéreg és a köpeny határfelületének. Noha a földkéreg alsó határát jelentő Moho-diszkontinuitásnak a felszíntől számított átlagos mélységét a szakirodalomban 33 km-nek veszik (a szárazföldeken 40–80 km, óceánok esetében 5–10 km), a kéreg vastagsága 5 és 80 km között van, és szigorú szabályszerűséget követve változik. Szoros korreláció tapasztalható például a kéreg vastagsága és a Föld felszíni topográfiája között, de más a kéreg vastagsága és szerkezete a kontinensek és az óceánok alatt (energiaminimumra való törekvés, illetve az ebből származtatható izosztázia elve miatt).

A földkéreg vastagságát szabályozza például az ösztömegegyensúly, avagy az izosztázia elve. Az Airy-féle izosztatikus modell szerint (Airy 1855) ugyanis a Föld szilárd kérgé, az alatta levő, nagyobb sűrűségű, de képlékenyebb felső köpeny anyagában közelítőleg úszási egyensúly áll-

potában van. Ez azt jelenti, hogy a kéreg különböző magasságú egységei addig merülnek a köpeny sűrűbb anyagába, amíg a rájuk ható felhajtó erő egyenlő nem lesz a súlyukkal. Természetesen a Föld kérgé nincs mindenütt izosztatikus egyensúlyi állapotban, de ezeken a területeken a függőleges kéregmozgások többnyire az egyensúlyi állapot elérése felé irányulnak. Időbeli késések tapasztalhatók, mivel a tektonika okozta gyors változásokat (orogén mozgások) egy lassú, plasztikus folyamatnak kell kiegyenlítenie (epirogén mozgások). A gyors mozgásokat feltételezhetően az asztenoszféra áramlásai határozzák meg, a lassú mozgásokat pedig az egyensúlyra, energiaminimumra való törekvés.

A földkéreg finomszerkezetének tanulmányozását a szeizmológiai és szeizmikus módszerek és műszerek megjelenése tette lehetővé. A legjelentősebb felfedezés az volt, hogy a kontinentális területek alatt a földkéreg tovább osztható egy meglehetősen éles szeizmikus határfelülettel. Ezt elsőként Victor Conrad ismerte fel (Conrad 1925, 1928), vizsgálatait Jeffreys (1929) tovább finomította, és megállapította, hogy a Conrad-féle határfelület a felszín alatt általában 5–20 km-es (átlagosan 15 km-es) mélységben található. A laboratóriumi sebességvizsgálatok alapján Jeffreys a felső kéregre gránitost, az alsó kéregre üveges bazaltos és a köpenyre dunitos összetételt határozott meg (1. ábra). Szokták használni a „középső kéreg” elnevezést



1. ábra | A litoszféra szerkezete óceánok és kontinensek alatt (Völgyesi 2002)
 Figure 1 | The structure of continental and oceanic lithosphere (Völgyesi 2002)

I. táblázat | A földkéreg átlagos paramétereit különböző forrasművek alapján (Mo: Magyarországra vonatkozó érték)
Table 1 | Average physical parameters of the Earth's crust (Mo: for Hungary only)

Szint	Üledékek	Conrad-diszkontinuitás	Moho-diszkontinuitás	Köpeny	Hivatkozások
Sebesség (m/s)	max. 5500	6250	–	–	Balkay (1960) – Mo
	max. 5500	6700	8100	8300	Mituch (1964) – Mo
	–	7000	8600	8900	Posgay (1975) – Mo
	–	7100	8100	8300	Posgay et al. (1986) – Mo
	max. 5000	6800	7900	8200	Szalay et al. (2011) – Mo
	max. 5000	6250	7800	8000	Jeffreys (1929)
	max. 5000	6400	7600	8090	Christensen és Mooney (1995)
	max. 5000	6300	7500	8000	Völgyesi (2002)
Sűrűség (kg/m ³)	–	3000	3300	3300	Balkay (1960)
	2450	3000	3350	3350	Kaban (2001)
	2400	3000	3300	3300	Völgyesi (2002)

is, de ennek a fogalomnak nincs pontos definíciója, talán sokan a Conrad-felület széles átmeneti zónáját nevezik így.

Hazai kutatások alapján a gránitos felső kéregre a 2670 kg/m³ sűrűség és az 5500–5800 m/s sebesség a jellemző, míg a bazalt–gabbró összetételű alsó kéregre a 3000 kg/m³ sűrűség és a 6000–6500 m/s sebesség (Balkay 1960). Mituch Erzsébet (1964) a Hajdúszoboszló–Kaposvár vonalon mért széles szögű reflexiós mérési adatok alapján a sebességeket kissé módosította, szerinte a gránitszint 6000 m/s, míg a Conrad-felület 6700 m/s sebességtől van jelen. Posgay (1975) Karcag környéki mérések alapján már a 6300–7600 m/s tartományt adta meg az alsó kéreg sebességeként, és 8600 m/s körül határozta meg a Moho kezdősebességét.

A Conrad-diszkontinuitás egy másodrendű határfelület, amely a Moho-felülethez hasonlóan, ellentétes értelemben követi a felszíni domborzatot. Érdekes azonban, hogy ez a határfelület az óceáni kéregben hiányzik, és a kontinentális kéregben sincs meg mindenhol; ahol megvan, ott sem összefüggő. Ahol kimutatható, ott átlagosan 15–17 km-es mélységben van. Magyarországon a Conrad-felület szintje 18–19 km mélységben van a szeizmikus mérések alapján (Mituch 1964), amely mélyebb a világtáznál (Szénás 1964). A Conrad-felület a savanyú képződményekből álló gránitöv és a bázisos bazalt–gabbró öv közötti határvonalat jelenti (az alsó kéreg alatt ultrabázisos köpenyanyag van). A Conrad-határfelület a világtáznál alapján a ~6400 m/s hullámsebesség elérésénél húzható meg, s figyelemre méltó, hogy ez a határfelület sok esetben a Curie-hőmérséklet mélységtartományában van, amely Magyarországon a mágneses adatok spektrális mélység-meghatározása alapján 18,6 km mélységben, nagyjából ugyanabban a mélységben található (Kiss 2009a), mint a szeizmikus Conrad-felület.

A magyarországi mérések alapján tehát a Conrad-felület határsebességére a világtáznál magasabb, 6700–6800 m/s-os (Mituch 1964, Szalay et al. 2011), esetenként még ennél is nagyobbat 6900–7300 m/s (Posgay 1975, Posgay et al. 1986) értéket határoztak meg, ami azért érdekes, mert Magyarországon magas a geotermikus gradiens, és mivel a hőmérséklet növekedésével arányosan csökken a hullámsebesség, ezért itt ennek a határsebességnek a világtáznál kisebbnek kellene inkább lennie. Magyarozatként a szerzők az átlagnál sokkal bázisosabb kémiai összetételű alsó kéreg feltételeznek a Pannon-medencében.

A földkéreg általános vizsgálatát és az átlagos sebességparaméterek és sűrűségek meghatározását világviszonylatban gyűjtött adatok alapján Christensen és Mooney (1995), valamint Carbonell et al. (2013) ismertették tanulmányukban. Itthon Balkay Bálint (1960), Mituch Erzsébet (1964), Posgay Károly (1975) és társai (1986), valamint Szalay István és társai (2011) szedték össze ezeket a paramétereket, illetve Völgyesi Lajos (2002) gyűjtötte össze és tette közzé „Geofizika” című műegytemi jegyzetében. A földkéreg több szerző által publikált, átlagos paramétereit az 1. táblázat mutatja.

A földkéreg legfontosabb jellemzőit a szeizmikus mérésekből és a sebesség–mélység összefüggésekből ismerték meg. A szeizmikus hullámsebességet alapvetően a képződmények összetétele, a nyomás- (feszültség-) és a hőmérséklet-viszonyok határozzák meg.

Geofizikai mérések

Alkalmazott geofizikai módszerekkel – néhány kivételtől eltekintve – a Föld legfelső, néhány száz 10 km-es részét, a Föld kérgét vizsgáljuk, amely a felszín és a Moho-diszkontinuitás között helyezkedik el.

Balkay Bálint „A földkéreg szerkezete Magyarország alatt” című tanulmányában, már az 50-es évek második felében különböző szempontok alapján elemezte, hogy mit is értünk a kéreg alatt, és hogy milyen határfelületek jelennek meg a kéregben (Balkay 1958, 1960). A következő határfelületeket^{b)} különítette el (felülről lefelé):

- felszíni domborzat (*topography*),
- geofizikai szempontból meghatározható medencealjzat (*geophysical basement*),
- földtani szempontból meghatározható medencealjzat (*geological basement*),
- kristályos kőzetek felszíne (*fundament*),
- a kéreg alsó határfelülete (*Moho level*).

Természetesen némi magyarázatot igényel ez a fajta felosztás, bár látszik, hogy a zárójelben megjelenő angol elnevezések alapján végül is csak a kétféle medencealjzat igényelne részletesebb magyarázatot, de Szénás György „Geofizikai térképezés földtani alapjai Magyarországon” című tanulmánya (1965) is részletes tájékoztatást ad erről.

Megfigyeléseinket többnyire a Föld felszínén végezzük, ez mindennek a „teteje”, a felső határfelület, emiatt féltér a közeg, amelyet vizsgálunk. A felszín, illetve a felszíni domborzat a geodéziai méréseknek köszönhetően viszonylag jól ismert. Méréseink többnyire ezen a felületen történnek, és a felület rendellenességei a geofizikai mérésekben minden igyekezetünk ellenére sokszor jelen vannak.

Geofizikai szempontból Balkay medencealjzati határfelületként értelmezte azokat a határfelületeket, ahol a geofizikai paraméterekben (sűrűség, szeizmikus sebesség, elektromos fajlagos ellenállás) hirtelen jelentős ugrás tapasztalható. A paraméterek változása főleg akkor számottevő, ha a medencealjzat egy diszkordanciafelületként jelentkezik, azaz hiátus van a rétegsorban.

A geológiai és geofizikai medencealjzat sokszor egy és ugyanaz, de ez a fajta elkülönítés felhívja a figyelmet arra, hogy ezek a határfelületek egymástól eltérően viselkedhetnek, és éppen ezért fontos lehet az effajta elkülönítés!

A „kristályos kőzetek” alatt a különböző mértékű metamorfózison átesett képződményeket értjük. Ez a „kristályos kőzetek határfelülete” főleg geológiai szempontból fontos, mert a geofizikai paraméterek alapján a paleozoos és mezozoos képződmények talán csak a mágneses szuszceptibilitás megnövekedése alapján (ld. amfibolitok, peridotitok, serpentinitek) különíthetők el a medencealjzattól, ami a jelentős átkristályosodásnak köszönhető, de csak a bázisos kőzetek esetén nevezhető általánosnak.

A mágneses tulajdonság megjelenésének azonban van egy hőmérsékleti határa, a Curie-hőmérséklet, amely a geotermikus adottságok függvényében egyben mélységi határ is. Nem zárható ki, hogy ez a Curie-mélység kapcsolatos a Conrad-féle határfelülettel, ahol néhány fizikai paraméter hirtelen megváltozása tapasztalható.

A Moho szintje világszerte eléggé jól ismert, elsősorban a szeizmológiának, valamint a passzív és aktív (litoszférakutató) szeizmikus méréseknek köszönhetően. Több szerző

(pl. Mituch, Posgay, Nyikolajevszkij, Christiansen, Mooney, Grad, Artemieva, Thybo, Prodehl stb.) tanulmánya is foglalkozik a Moho szintjével és annak fizikai paramétereivel. Ennek a szintnek a kutatása szeizmológiával, szeizmikus mérésekkel, az elektromágneses módszerek közül magnetotellurikus mérésekkel és végül – de nem utolsó sorban – a gravitációs kutatási módszerrel lehetséges.

Jelen cikkben ennek a szintnek, a Moho-szintnek a geofizikai kutatását, vizsgálatát járjuk körül, és azok eredményeit tekintjük át.

A Moho-felszín mélysége

Sűrűség/sebesség szempontjából az első, általánosnak nevezhető vezérszint a medencealjzat, a második vezérszint a kéreg–köpeny határ, azaz a Moho felülete, ahol a sebességértékekben és a sűrűségértékekben is, a kőzet- és ásványtani átalakulások miatt ugrás tapasztalható. A Conrad-felület is vezérszint, de nem mindenhol mutatható ki, és sokszor inkább egy vastag átmeneti zónának tekinthető, semmint egy kontrasztos határfelületnek.

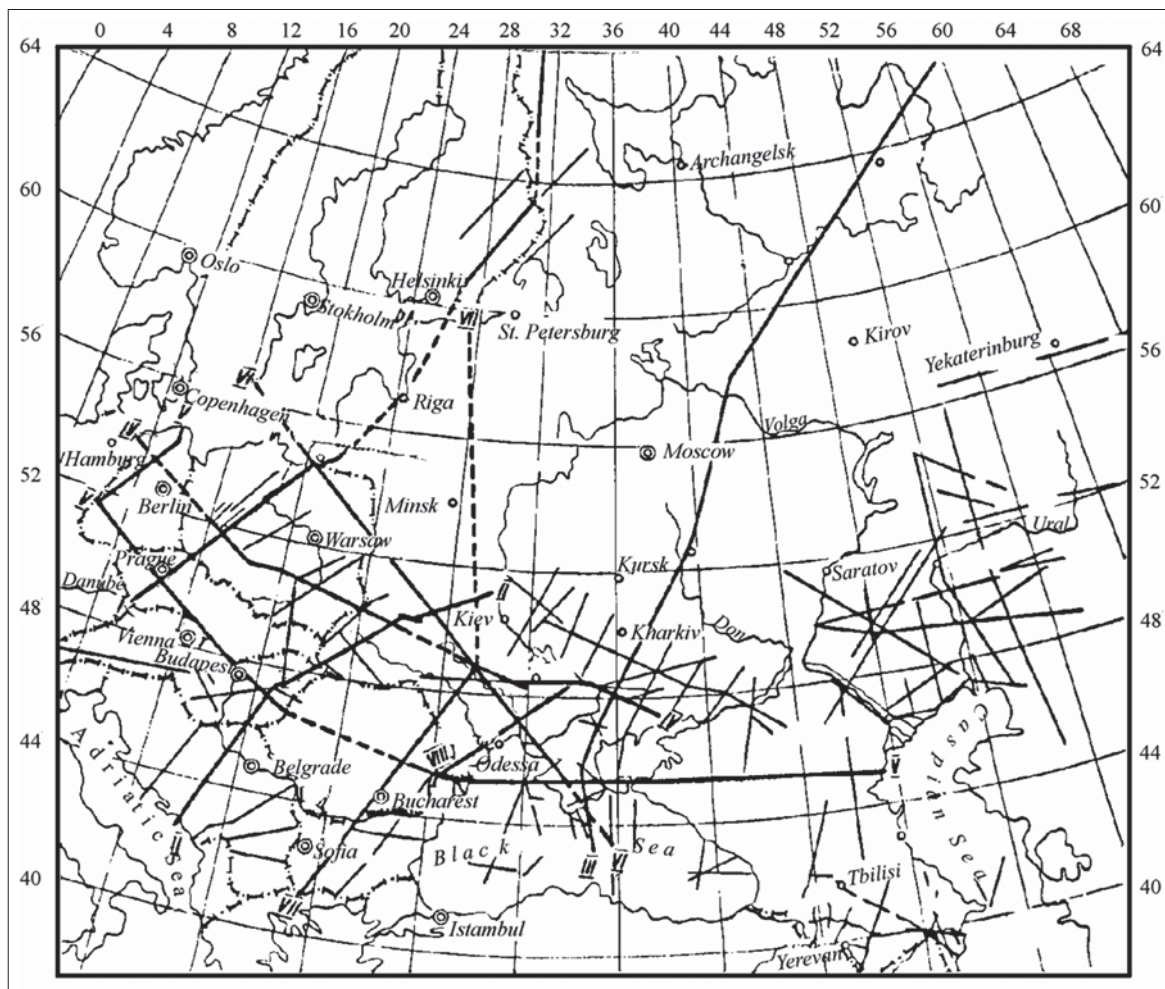
Nagyon sok Mohoval kapcsolatos publikáció – többek közt térkép is – megjelent az évek folyamán, de esetenként nem lehet a források pontosan azonosítani. Ezért nem lehet eldönteni, hogy melyik az elsődleges forrásadat, és mi az, ami átvett (értsd: nem mérésből származó) adat. A térképek átvétele és hivatkozása nem javítja a térképi tartalmat, hanem inkább megbízhatatlanná teszi azt. Ez a probléma mindegyik adatrendszerre igaz, de leginkább a ritka ponthálózat alapján szerkesztett térképek megítélése során merül fel. Az eredményeket viszont publikálni kell szelvények, térképek formájában, hogy mások is megismerhessék azokat, és fel tudják használni a további kutatások során.

Kéregvastagság a szeizmikus mérési adatok alapján

A litoszférakutatás Gálfi és Stegena (1955, 1957 és 1960) eredményeinek köszönhetően már az 50-es években megkezdődött a Kárpát-Pannon régióban. Reflexiós mérésekkel kimutatták, hogy a kéreg a medence belsejében jóval vékonyabb, mint a környező területeken.

Refrakciós és széles szögű reflexiós mérésekkel a 60-as években és a 70-es évek elején azt is sikerült megállapítani, hogy a kéreg–köpeny határ mélyebben van az idős pajzsok és a környező hegységek alatt, de még a Pannon-medence belsejében található kisebb röghegységek alatt is, mint a medenceterületeken. Erről számos publikáció született, pl. Mituch 1964, Mituch 1966, Mituch, Posgay 1967, 1967/68, 1968, 1970, 1971, 1972.

A 70-es évek elején a magyar geofizikusok reflexiókat azonosítottak a Moho alól, a felső köpenyből, és először sikerült kimutatni a szeizmikus mérésekből a litoszféra–asztenoszféra határt, valamint olyan nyírási zónákat a felső köpenyben, amelyek az astenoszféráig hatolnak (bővebben ld. Posgay et al. 2003).



2. ábra Mélyszeizmikus refrakciós mérési nyomvonalak Közép- és Kelet-Európában (Beránek et al. 1972)
Figure 2 Location map of deep seismic refraction profiles of the Central and East-European countries (Beránek et al. 1972)

A hazai, a magyar–csehszlovák–kelet-német, majd a magyar–orosz, magyar–jugoszláv, magyar–csehszlovák–lengyel mélyszeizmikus mérési együttműködések a KGST-n belül, majd később a francia–svájci–osztrák–magyar litoszférakutató mérési programoknak köszönhetően (2. ábra) előállt egy olyan adatrendszer, amely már alkalmas volt a térképi megjelenítésre is.

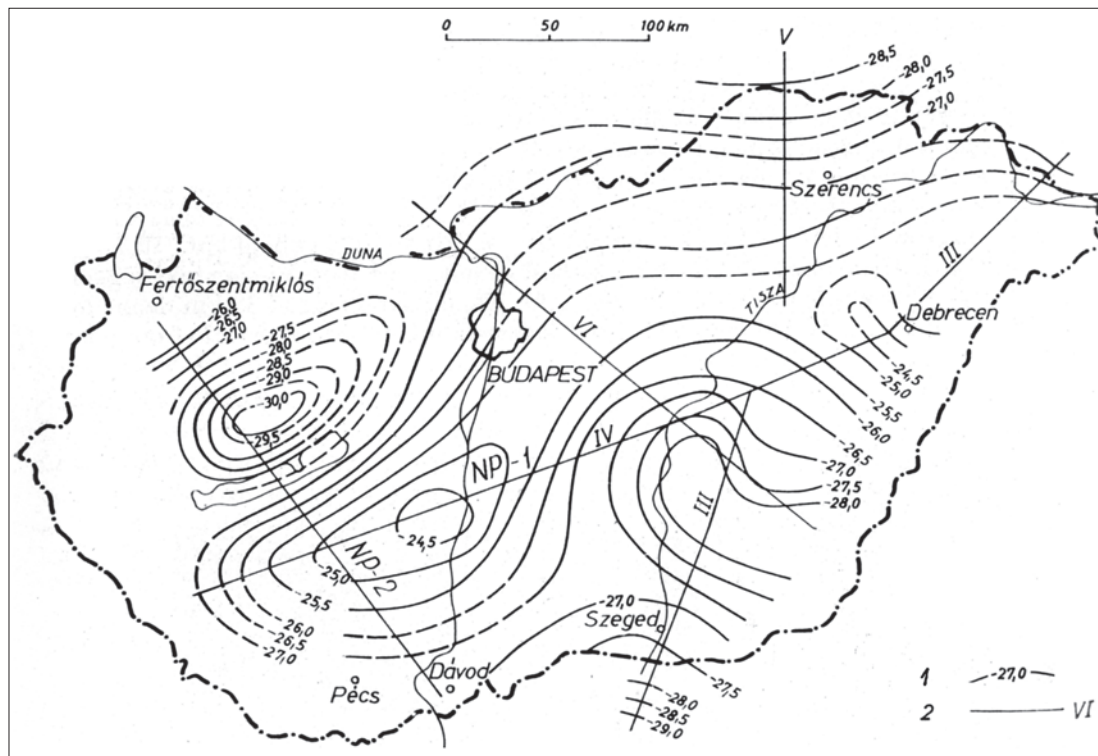
Ekkor született az első térkép (3. ábra), amely szövegek-zi ábraként ugyan, de bemutatta Magyarország területén a Moho várható lefutását (Mituch, Posgay 1972), majd kicsit később ennek a javított változata (Posgay et al. 1981) is megjelent. Posgay és munkatársai azt is megállapították, hogy a Moho-határfelület és a medencealjzat domborzata ellentétes lefutású (Posgay et al. 1981), ami tulajdonképpen az izosztázia jelenségének bizonyítása szeizmikus mérési adatok alapján.

A következő Moho-mélységtérképet Posgay és kollégái 1989-ben készítették. A térkép Közép-Európa részterületére – Magyarország területét is beleértve – mutatja a Moho mélységét. Ez a térkép a *Geophysical Transactions* mellékleteként, M = 1:1 000 000 méretarányban jelent meg (Posgay et al. 1991). Noha a térkép léptéke és a térkép-tartalom is megengedné, a forrásadatok, a szeizmikus mé-

rések nyomvonalai nincsenek feltüntetve ezen a térképen. A térképhez kapcsolódó cikkben is csak a csehszlovákiai mérések helyszínrajzjai szerepelnek, mutatva a felhasznált szelvények nyomvonalát. Más, korábbi publikációk (pl. Mituch, Posgay 1972, Beránek et al. 1972 vagy később Posgay et al. 1981, 1998) alapján azonban rekonstruálhatók azok a litoszférakutató szeizmikus mérési nyomvonalak, amelyek adatait felhasználták a térkép szerkesztésekor (ld. 3. ábra). A korai publikációk (pl. Mituch 1964, 1966, Mituch, Posgay 1968, 1972, Posgay et al. 1981, 1998) a feldolgozásokat és a Moho-bejelöléseket is bemutatják.

Nem sokkal később Horváth Ferenc (1993) tanulmányában, a *Tectonophysics*-ben jelent meg a Moho-mélységtérkép szövegek-zi ábraként, szintén alapvetően szeizmikus mérések alapján, de a forrásadatok helye ezen az ábrán (cikkben) sincs feltüntetve, rengeteg forráspublikációra történő hivatkozás mellett. A térkép ki lett terjesztve a Kárpát-Pannon régió teljes területére, a Posgay-féle térkép adathiányos területeit is kitöltve, a környező országok publikált eredményeinek segítségével (5. ábra).

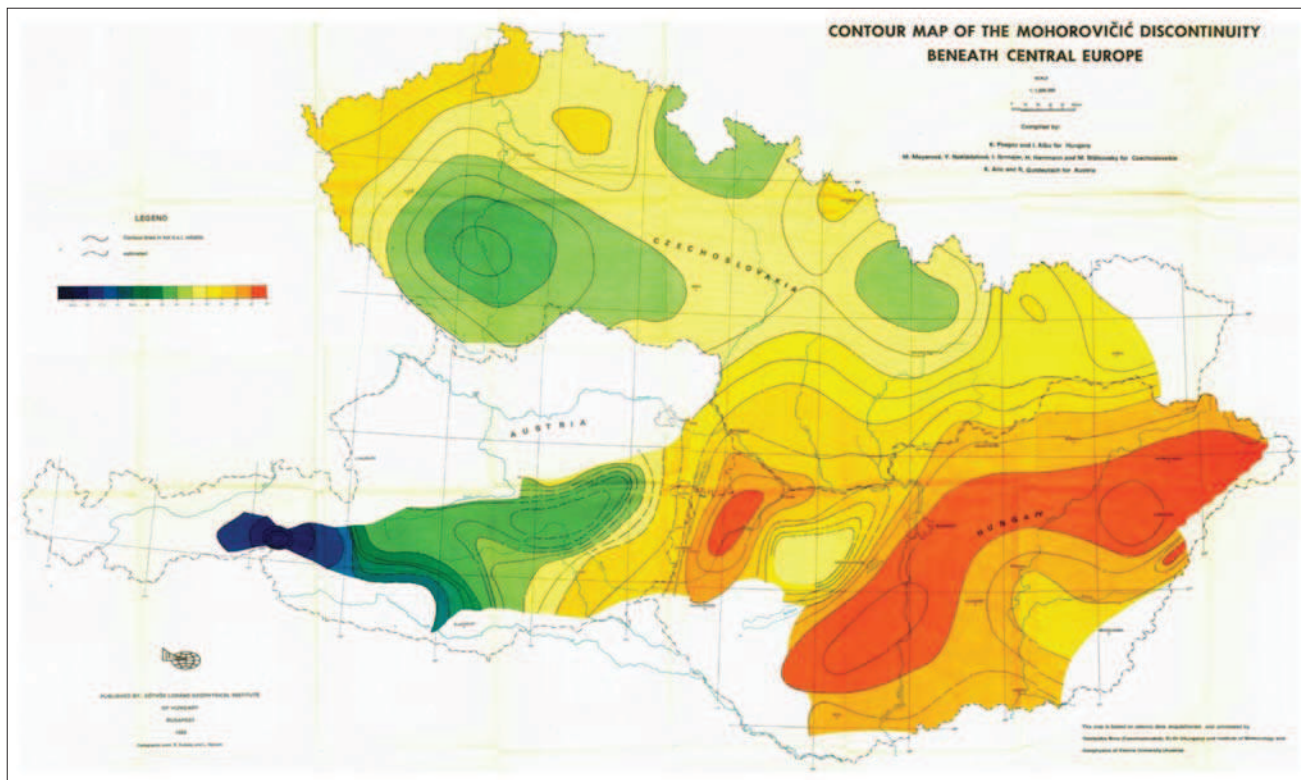
Még egy országos mélységtérkép készült a kéreg–köpeny határfelületről az ELGI nemzetközi hálózatban végzett mé-



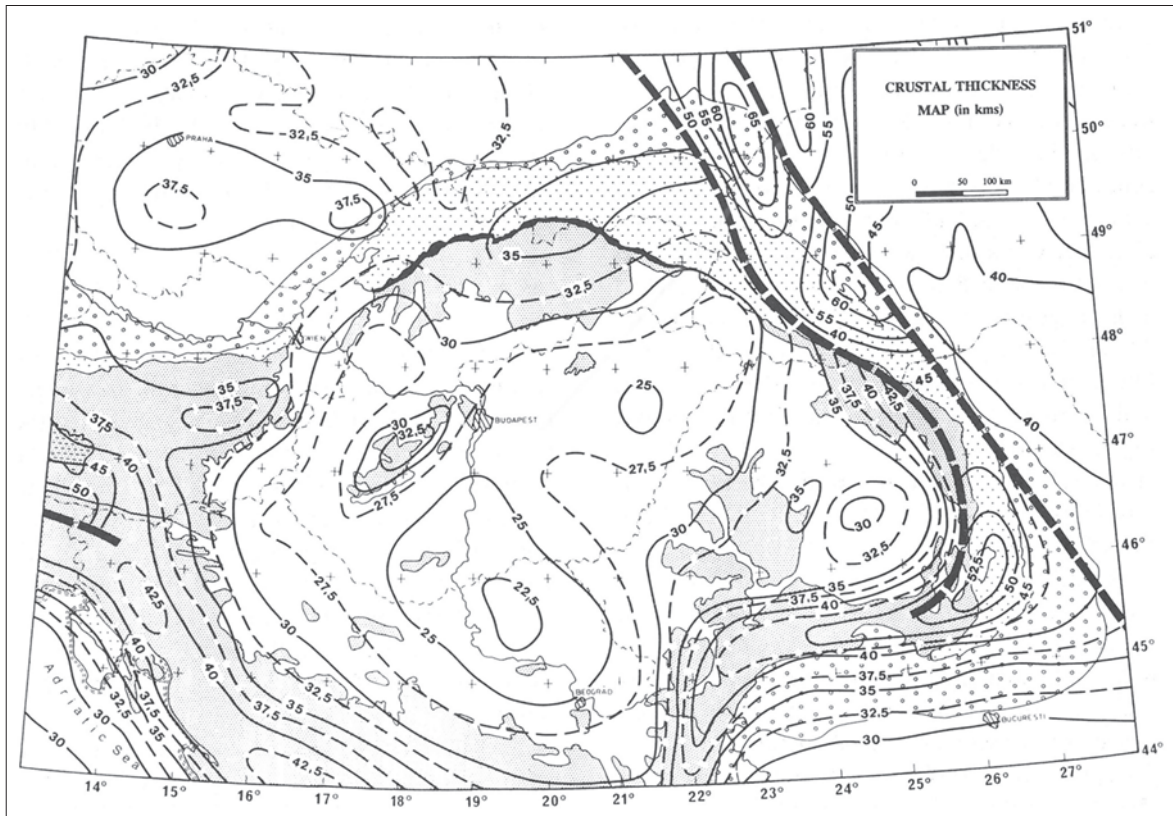
3. ábra | A magyarországi Moho-felszín 1) kontúrvonalai és 2) a szelvények nyomvonalai (Mituch, Posgay 1972)
 Figure 3 | The contour sketch of the Moho under Hungary. 1) contour lines, 2) profiles (Mituch, Posgay 1972)

rései és a hazai szeizmikus szelvények alapján, amelyet Eperjesi Béla (1996) tett közzé szakdolgozatában (6. ábra).

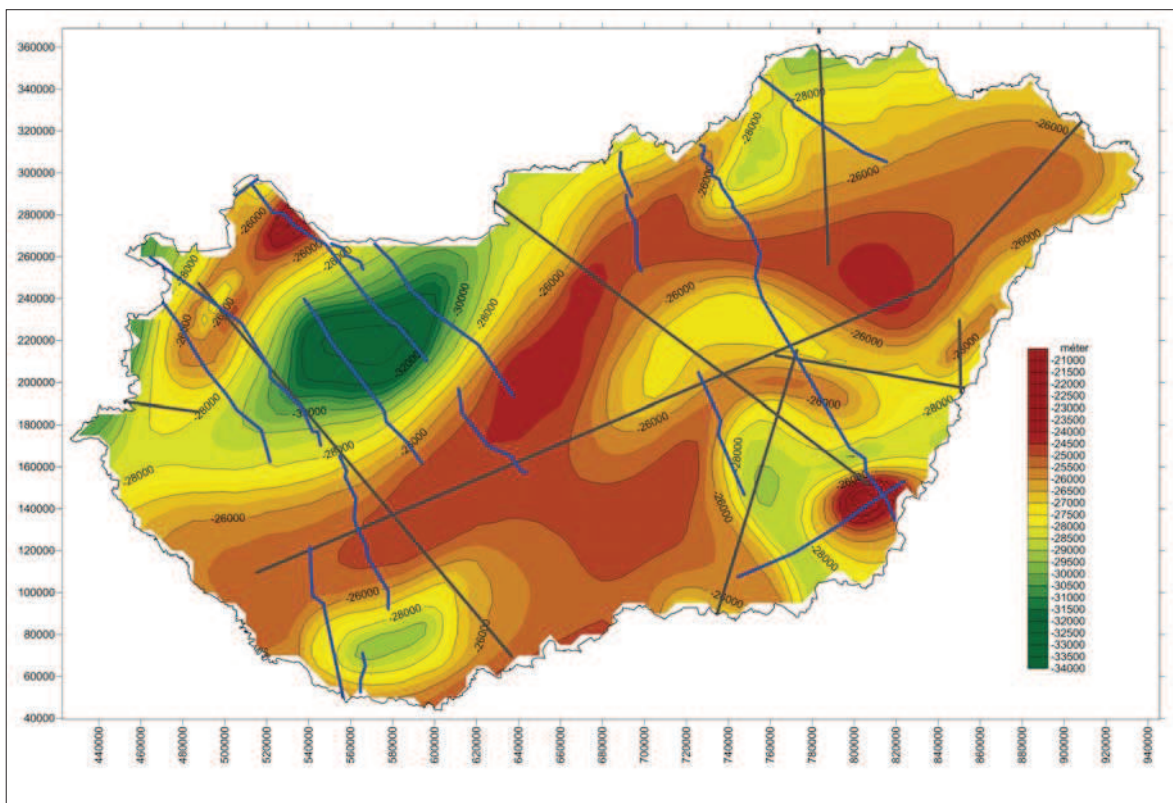
Szabó Zoltán és Páncsics Zoltán a relatív gravitációs mérések és a szeizmikus mérések felhasználásával készítették



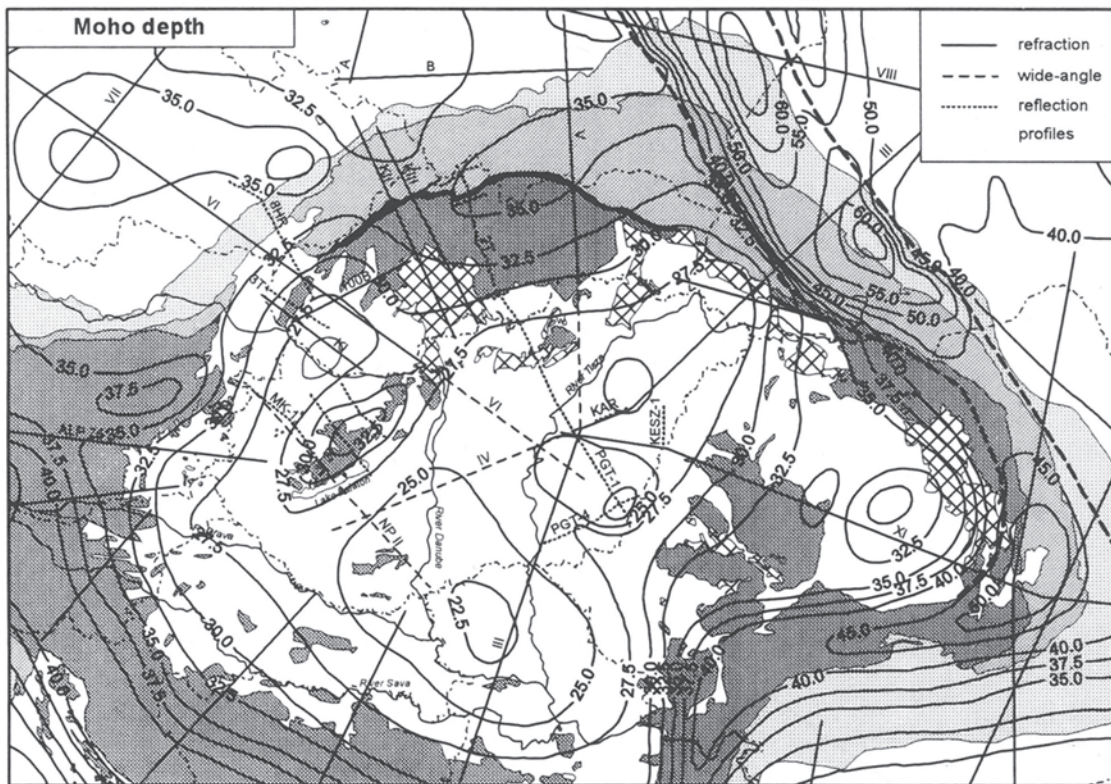
4. ábra | A Moho-határfelület mélységtérképe Közép-Európa alatt (Posgay et al. 1991), izovonalköz: 2–2,5 km
 Figure 4 | Contour map of Moho discontinuity beneath Central Europe (Posgay et al. 1991)



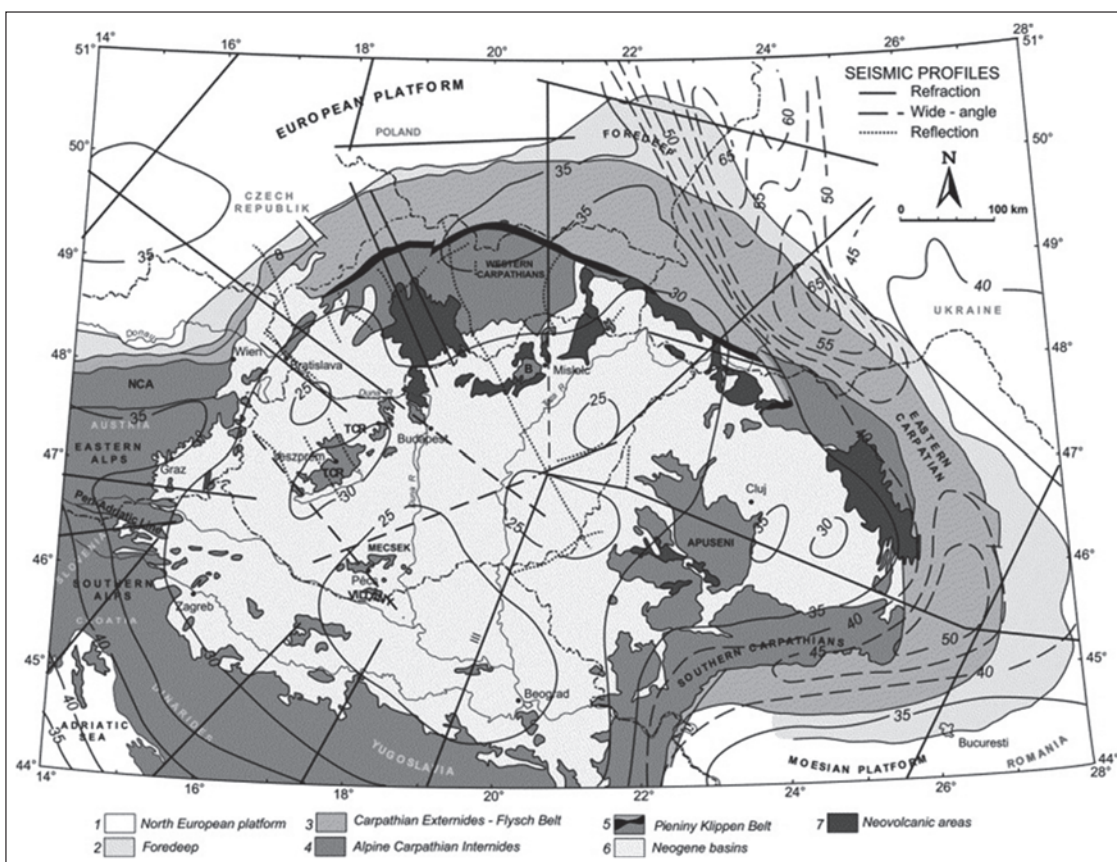
5. ábra | Kéregvastagság- (Moho-mélység-) térkép (Horváth 1993), izovonalköz: 2,5 km
Figure 5 | Crustal thickness map of the Pannonian Basin and surrounding territories (Horváth 1993)



6. ábra | Magyarország Moho-mélységtérképe Eperjesi Béla (1996) alapján
Figure 6 | Moho depth of Hungary based on Béla Eperjesi (1996)



7. ábra Moho-mélység- (kéregvastagság-) térkép (Lenkey 1999), izovonalköz: 2,5 km
 Figure 7 Moho depth (crust thickness) map (Lenkey 1999)



8. ábra Moho-mélység- (kéregvastagság-) térkép (Bielik et al. 2004), izovonalköz: 5 km
 Figure 8 Moho depth (crust thickness) map (Bielik et al. 2004)

a következő Moho-térképet (1996) Magyarország területére, amelyet a későbbiekben ismertetünk.

Lenkey László (1999) doktori dolgozatában szintén szövegközi ábraként megtaláljuk a Horváth-féle térkép módosított változatát 2,5 km-es izovonalazással. A térkép szerkesztésekor néhány újabb mélyreflexiós szelvény eredményét is felhasználták (7. ábra). Az ábrán fel lettek tüntetve a térkép elkészítéséhez felhasznált szeizmikus szelvények nyomvonalai is.

Bielik Miroslav és munkatársai (2004) tették közzé a több forrás geotermikus, gravitációs és szeizmikus adatok feldolgozásával korrigált Moho-mélységtérképüket (Bielik et al. 2004), amelynek izovonalazása 5 km-es, így a finom részletek nem rajzolódnak ki (8. ábra). A mérési nyomvonalak egy része elcsúszott, lásd pl. KESZ-1, vagy PGT-4 szelvényeket, amelyek hibásan, Magyarországon kívül esnek.

Horváth Ferenc és munkatársai készítették el a következő, interneten is hozzáférhető kéregvastagság-térképet, amelynek ismertetése az OTKA zárójelentésen túl, a *Magyar Geofizikában* is megjelent (Horváth et al. 2006). A kísérő információk alapján több változtatás is történt a mélységadatokban, de a térkép 5 km-es izovonalazása (színezése) miatt ez nem azonosítható (9. ábra).

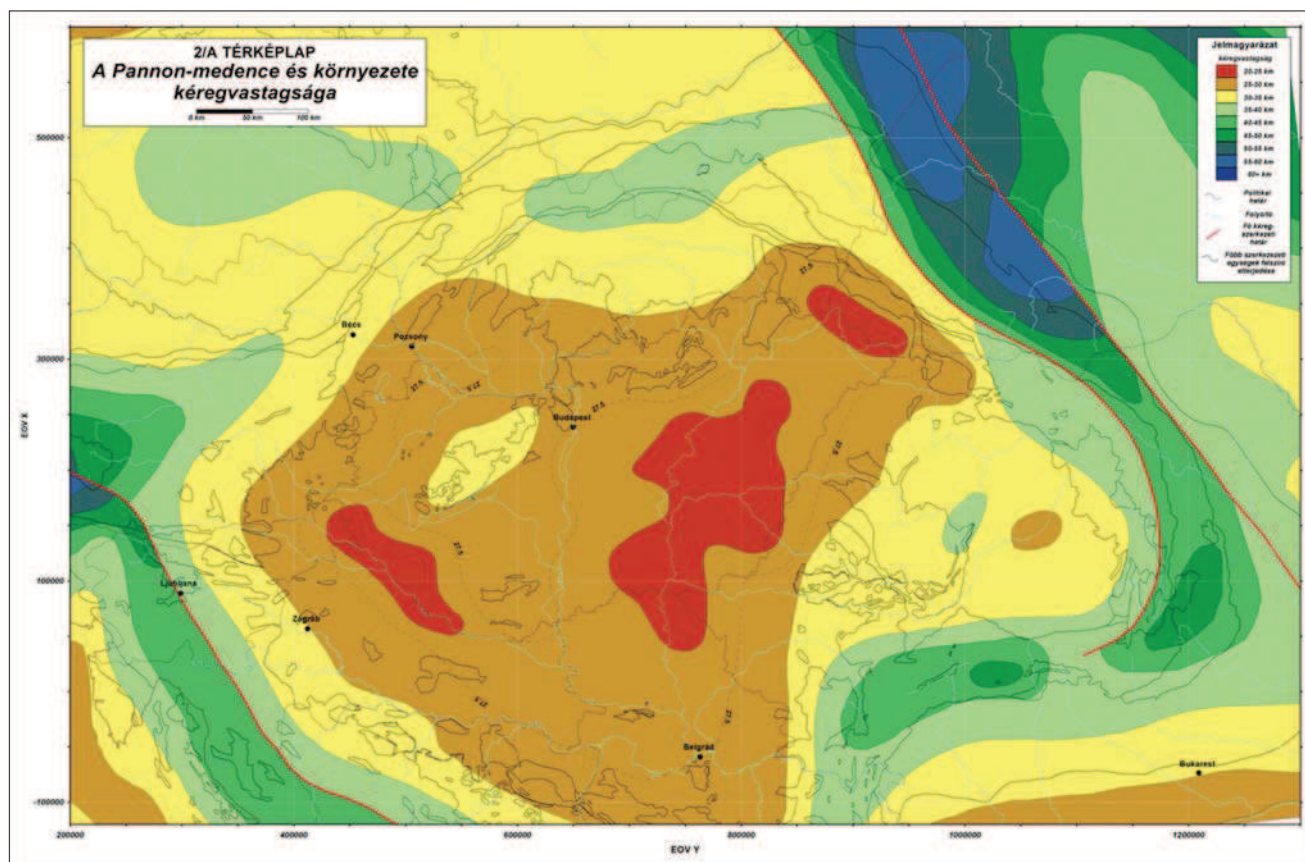
Azóta az országot teljesen lefedő Moho-mélységtérkép szeizmikus adatokból nem készült, noha a litoszférakutató programoknak köszönhetően történtek nemzetközi összefogásban végzett szeizmikus tomográfiai mérések az or-

szág területén a XXI. században (CELEBRATION, ALP, VRANCEA, PANCAKE projektek).

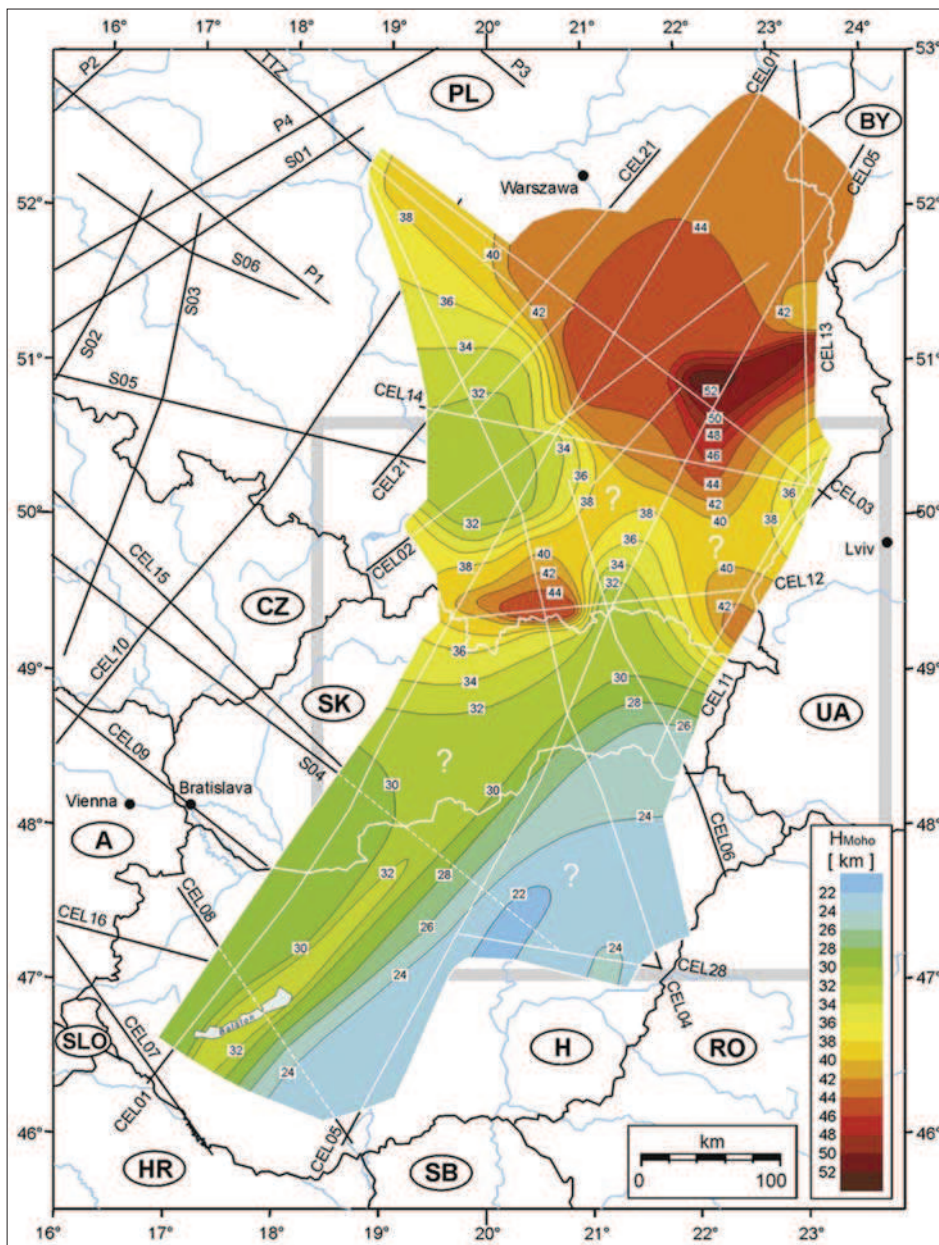
A litoszférakutató refrakciós tomográfiai szeizmikus szelvények a földkéreg felépítését és szerkezetét kutatták, és egyedi szelvények mentén történtek Moho-meghatározások (pl. Grad et al. 2006, Posgay et al. 2007, Kiss 2009a, 2009b, Janik et al. 2011, Szalay et al. 2011). A Moho-szint kijelölésekor többnyire a Conrad- és Moho-szintekre meghatározott átlagos sebességeket vették figyelembe (1. táblázat). Az átlagos kéregmodell sebességparaméterei alapján a földkéreg felépítését kapjuk vissza a szelvényeken. Bár meg kell említeni, hogy ezeken a sebességszelvényeken sem a Conrad-, sem a Moho-szint nem jelentkezik éles sebességugrással, amit az alkalmazott feldolgozás, a Zelt–Smith-féle inverziós eljárás tovább tompíthat (Zelt, Smith 1992, Zelt 1993).

A CELEBRATION szelvények adatai alapján a Janik és társai által 2011-ben közzétett Moho-térkép Magyarország területét csak hiányosan fedi le (10. ábra). Ez valószínűleg annak köszönhető, hogy Magyarország az elsőbeérkezéses refrakciós tomográfiai méréseknek a D-i, DK-i peremét jelentette, így nem volt elégséges az ország felmértége.

Az alkalmazott újfajta sebességinverzió és a módszertani tapasztalatok hiánya miatt a litoszférakutató mérési anyag magyarországi teljes, egységes feldolgozása és az új anyag összedolgozása a korábbi eredményekkel – úgy tűnik – még várat magára.



9. ábra | A Pannon-medence és környezete kéregvastagsága (Horváth et al. 2006), izovonalköz: 5 km
Figure 9 | Crust thickness of the surroundings of Pannonian Basin (Horváth et al. 2006)



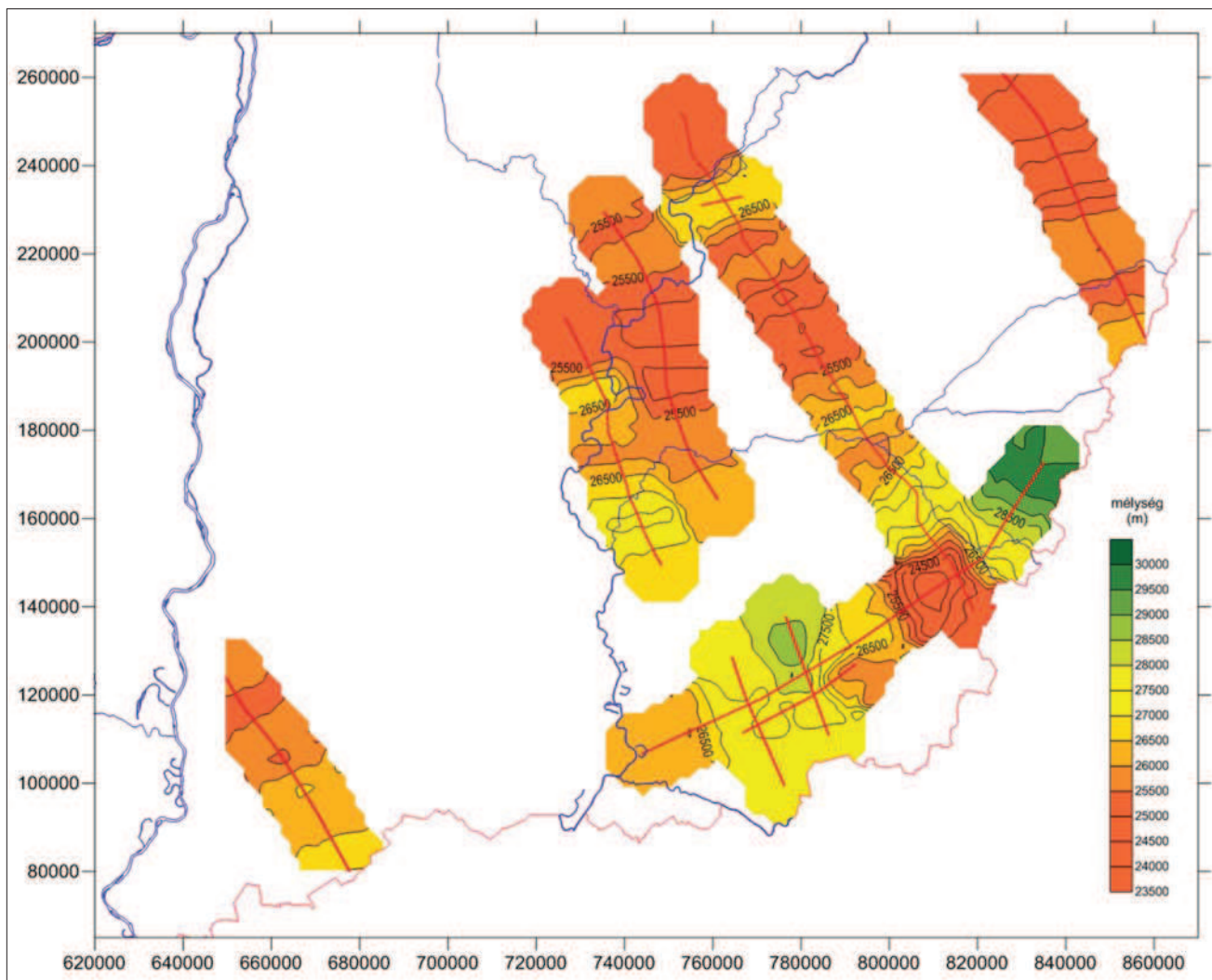
10. ábra | A CELEBRATION-2000 mérési hálózata és a mérésekből készített Moho-mélységtérkép (Janik et al. 2011)
 Figure 10 | Moho depth map of the study area based on the CELEBRATION-2000 data (Janik et al. 2011)

A legújabb Moho-adatokat Gúthy Tibor tette közzé *Magyar Geofizika* lapjain között cikkében (Gúthy 2014), bár ezek a feldolgozások csak az ország DK-i részét érintették. A tanulmányban a szeizmikus feldolgozás lépésről lépésre ismertetésre került néhány illusztrációval. A Moho-mélységek megjelenítésén (11. ábra) látszik, hogy a szelvények nyomvonala mentén a szeizmikus mintavételezés sűrűsége és a szeizmikus szelvények távolsága egymáshoz képest nagyon aránytalan: kevés a felhasználható szeizmikus szelvény, és azok többsége azonos irányú (aszimmetrikus a mintavételezés), amin csak további mérésekkel lehetne javítani. Így az csak nagy ráctávolságú Moho-mélységtérkép megszerkesztését teszi lehetővé (a ráctávolság kiválasztásánál a legrosszabbul mintavételezett irányok a mérvéadóak).

Nemzetközi kitekintés

A nemzetközi szakirodalom alapján orosz és holland kutatók (Koulakov et al. 2009) szeizmikus tomográfiával foglalkozó publikációjában tették közzé az EuCRUST-07 (Tesauro et al. 2008) referencia-kéregmodell Moho-mélységtérképét (12. ábra). A térkép a Pannon-medence területére 25–30 km-es Moho-mélységet prognosztizál a 40–60 km mély környezetben.

Szintén 2009-ben publikálták Grad és munkatársai (Grad et al. 2009) az egész Európát lefedő digitális Moho-mélységtérképüket (13. ábra), amelyet különböző, elsősorban szeizmikus mérési adatokból nyertek. Ezt a térképet vizsgálták, illetve egészítették ki a teleszeizmikus válaszfüggvényekre alapozott feldolgozási eredményekkel (14. ábra),



11. ábra Magyarország DK-i részének Moho-mélységtérképe, alapszelvények menti interpolálás 10 km-es környezetre
Figure 11 The depth of the Mohorovičić discontinuity over SW-Hungary, interpolation along the base profiles with blanking distance 10 km

amelyek 2012-ben jelentek meg a *Journal of Seismology* folyóiratban (Grad, Tiira 2012). A térképek felbontása a nagy terület és a viszonylag kevés adat miatt nem túl jó, így igazából csak a környezetünk helyzete, semmint a magyarországi adatai miatt érdekesek ezek a térképek.

Sajnos ezeknél a térképeknél is igaz az, hogy a korábbi publikációk eredményeit (pl. különböző országok Moho-térképeit) sokszor egy az egyben átvették, nem vizsgálva a valós mérési adatok sűrűségét és elhelyezkedését. Ebből adódóan a mintavételi távolság, az interpolálási rács távolság és a kifelési távolságok is föltöbb elnagyoltan vannak kezelve, már amennyire egy eredménytérképről – a forrásadatok hiányában – ezt meg lehet állapítani.

Kéregvastagság a gravitációs adatok alapján

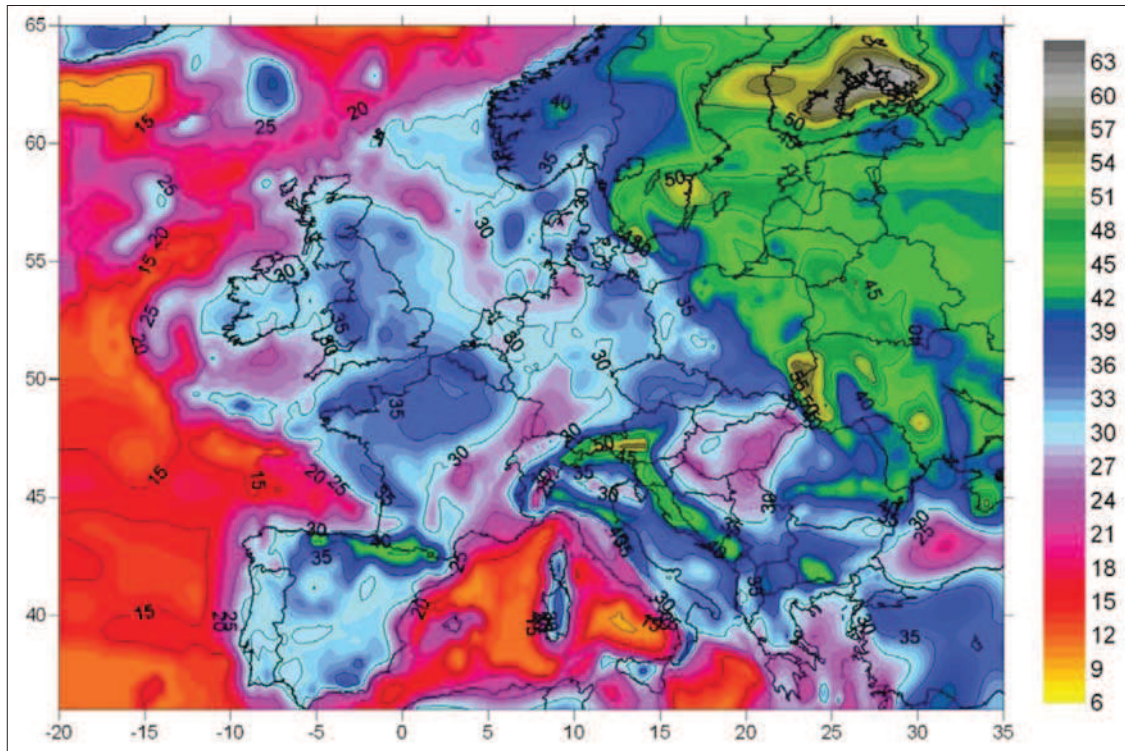
A gravitáció gyakorlati alkalmazása azt mutatja, hogy a Bouguer-anomália kiszámításakor alkalmazott korrekciók (szélességi, magasság-, Bouguer-lemez- és topokorrekció) a mélybeli változásokat nem érintik, noha a korrekciókat azért végezzük el, hogy lehetőleg csak a felső kérget alkotó

földtani képződmények sűrűségéből származó változásokat kapjuk meg. A gyakorlatban azonban a kéreg felső részének rendellenességei mellett a Moho szintjének és sűrűségének változása is benne van a Bouguer-anomáliaértékekben (ld. izosztatikus minimumok az orogén zónákban). Elvileg az izosztatikus korrekcióval ezektől a mély hatásoktól is meg lehet szabadulni, de ehhez a Moho-felszín pontos ismeretére lenne szükség – adott esetben azonban éppen erre lennénk kíváncsiak.

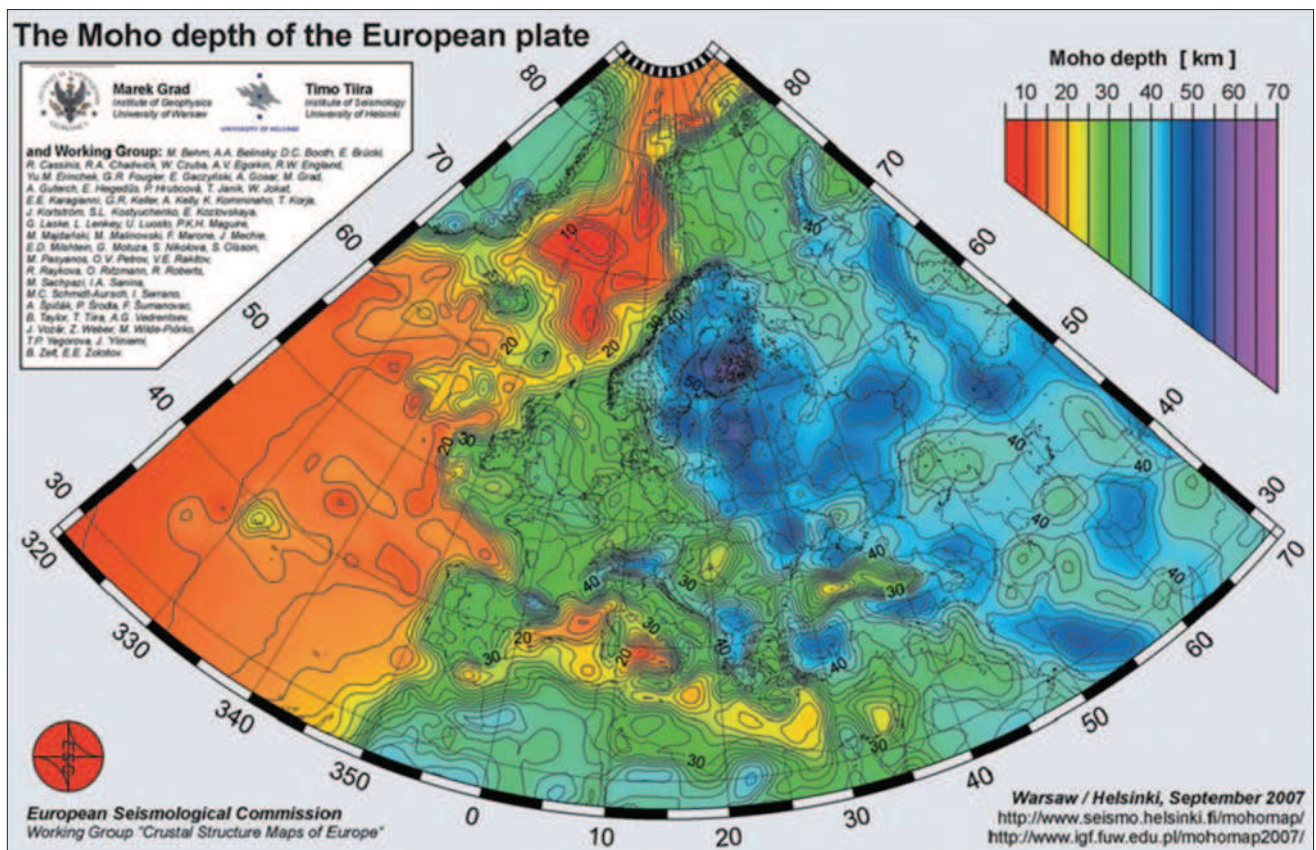
A Kárpát-medencében köpenydiapír okozta hatások miatt a kéreg kivékonyodott, s így a geotermikus kályha (köpenylitoszféra, ill. asztenoszféra) közelebb van a felszínhez, ami érezhető gravitációs mélyhatás formájában, és nagy geotermikus gradiensben nyilvánul meg.

Gravitációs előzmények

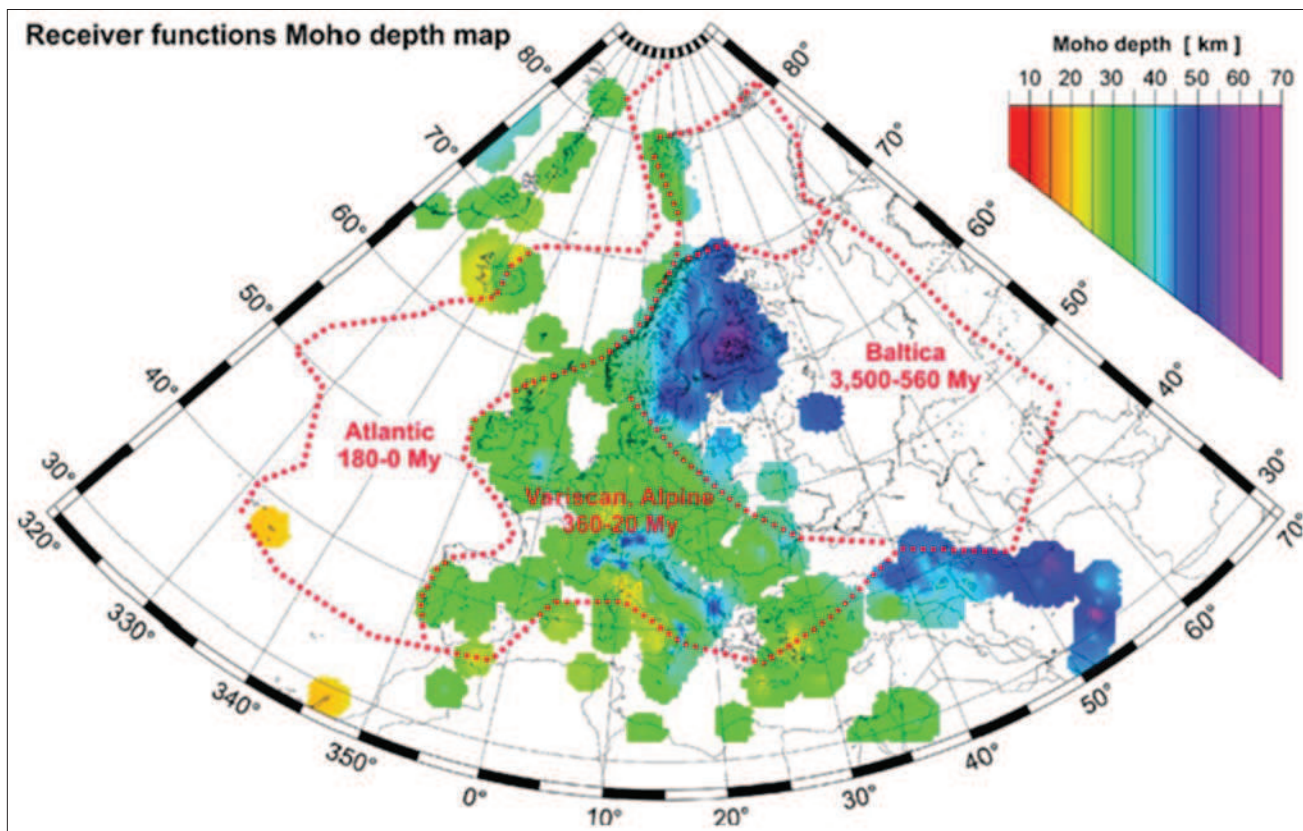
Balkay Bálint (1960) a mélyfúrési adatokból ismert üledékvastagságok és a Bouguer-anomália összevetése során felismeri, hogy „a fiatal üledékek által okozott rendellenességre



12. ábra | A Moho-szint mélysége az EuCRUST-07 alapján (Tesauro et al. 2008, Koulakov et al. 2009)
 Figure 12 | Moho depth according to the reference crustal model EuCRUST-07 (Tesauro et al. 2008, Koulakov et al. 2009)



13. ábra | Az európai lemez Moho-mélységtérképe (Grad et al. 2009)
 Figure 13 | Moho depth map of European plate (Grad et al. 2009)



14. ábra | Moho-mélységek az európai lemezen a teleseizmikus válaszfüggvények alapján (Grad, Tiira 2012)
 Figure 14 | Moho depth map of European plate based on teleseismic receiver functions (Grad, Tiira 2012)

valami más okra visszavehető nehézségi rendellenesség rakódik rá”, amelyet többlet-rendellenességnek^{c)} nevez el. A fiatal üledékek által okozott nehézségi hatást a Bouguer-korrektúra alapján megbecsülte, majd a Bouguer-anomália és a fiatal üledékek gravitációs hatása közötti eltérést – a többlet-rendellenességet – számszerűen is meghatározta. Balkay Ny-Magyarországon egy kisebb részterületre végezte el számításait, és a többlet-rendellenesség térképi adataiból kéregvastagságot is számolt (Balkay 1960). Megállapította, hogy ahol a többlet-rendellenesség érték pozitív, ott a kéreg vékony, ahol negatív, ott a kéreg vastag.

Balkay módszertani eljárása alapján Pintér Anna és társai (Pintér et al. 1964) elkészítették Magyarország egész területére az úgynevezett gravitációs „többlet-rendellenesség”-térképet (15. ábra), amelyből a kéregvastagságra, azaz a Moho relatív helyzetére lehetett következtetni. Az eredmények annyira meglepték a szerzőket, hogy nehezen tudták azokat elfogadni, pedig merész következtetések napjaink vizsgálatai alapján igaznak bizonyultak. Ezek a megfontolások a következők. „Mély medencealjzat alatt a kéreg mindenütt vékony, sekély aljzat alatt pedig, vastag; azaz lokális izosztikus egyensúly áll fenn minden egyes medencealjzat-rögre. A többletrendellenesség-maximumok, azaz a mély medencealjzat és a nagy Bouguer-anomália koincidiációját teljes egészében az emelt köpenyfelső okozza.

Nem könnyű azonban belátni, hogy a kéreg vastagsága, ilyen kis területen (mint a magyar medence) lényegesen – és izosztikus okok következtében – lokálisan is, nagyobb

mértékben változhat.” – írják. Mindezeket 1964-ben fogalmazták meg! Fantasztikus felismerés, főleg azért, mert tágabb környezetünk Bouguer-anomáliatérképe, amelyen az izosztikus hatások ordítanak, akkor még nem állt rendelkezésre. A megállapításokból ma csak a „minden egyes medencealjzat-rögre igaz” kijelentést finomítanánk, mivel a gyors geodinamikai mozgásokat, azok hatását még nem ismerhették (észlelhették), s ezért nem is vehették figyelembe, pedig az felülírhatja az izosztikus hatásokat, tehát ma inkább csak a „magyar medence területén általában igaz” kifejezést használnánk.

Szénás György (1964) szerint „Magyarországon az eredeti földkéreg vastagabb volt, mint a jelenlegi, amely aztán alulról pusztulással vékonyodott (pl. köpenyáramlás miatt). Ezzel magyarázható, hogy a Conrad-felület mélysége nagyobb a világtáznál, miközben a kéreg vékonyabb. Ezt a vékonyodást a rendszer izosztikus süllyedéssel egyenlítette ki, amihez a húzófeszültségek egyidejű fellépése is nyilván hozzájárult.”

Meskó Attila készítette el 1984-ben a medencehatástól mentes vagy redukált gravitációsanomália-térképet (16. ábra). Magyarországon ez volt az első próbálkozás a medencealjzat feletti térrész háromdimenziós sűrűségmodelljének kialakítására és alkalmazására. A szerző véleménye szerint „a térkép, döntően az 5 km-es mélység alatt elhelyezkedő gravitációs hatók terét tartalmazza”.

Mivel 2-3 km mélység alatt – a sűrűségkontraszt jelentős lecsökkenése miatt – a medencealjzat már nem fog

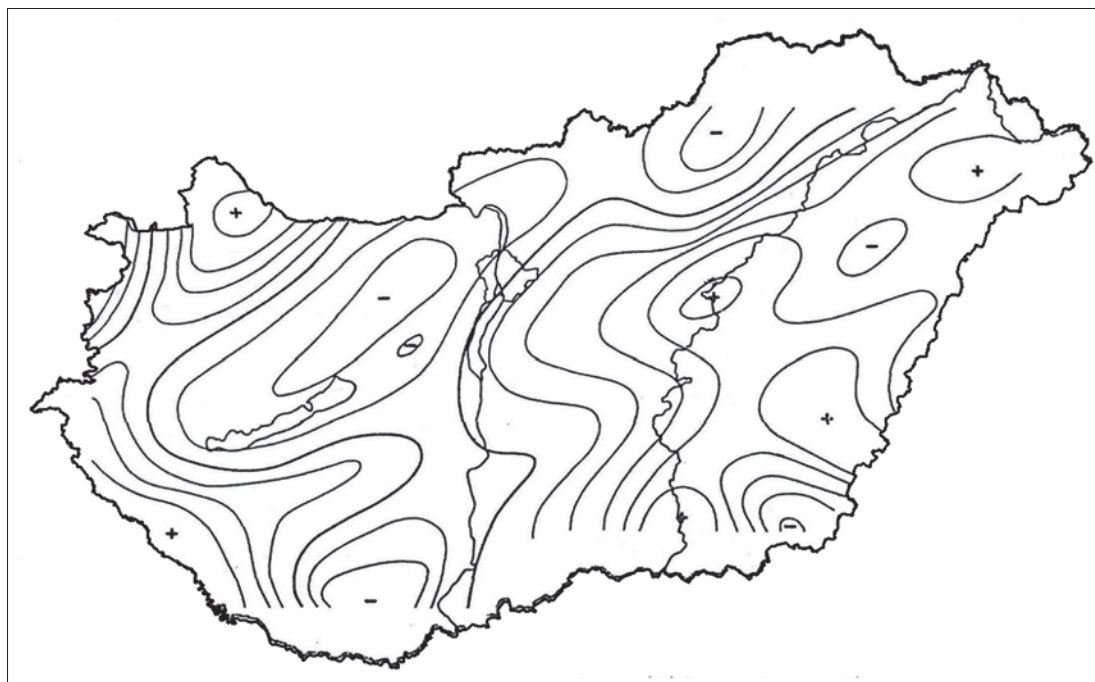


15. ábra Magyarország gravitációs „többlet-rendellenesség”-térképe (Pintér et al. 1964)
Figure 15 Map of gravity redundancies (Pintér et al. 1964)

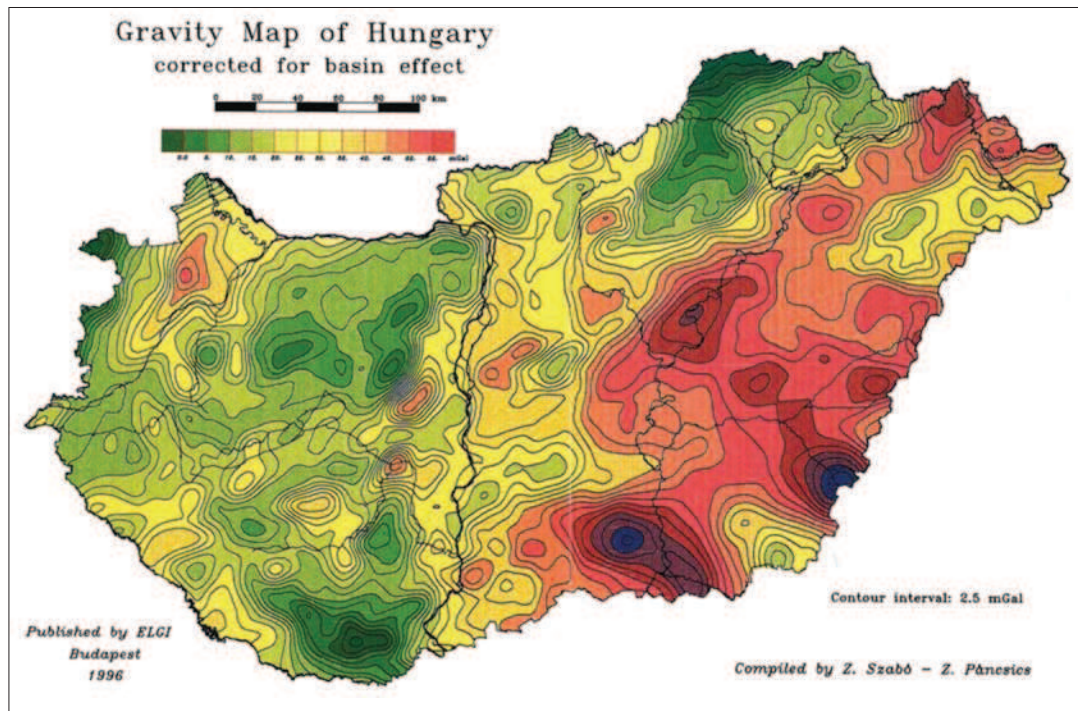
kontrasztos gravitációs hatóként jelentkezni, így a következő sűrűségvezérszint hatása határozza meg a redukált anomáliatérképet, ami vagy a Conrad, vagy a Moho szintje lehet, esetleg a kéreg inhomogenitásai. Ezek után egyáltalán nem meglepő, hogy a Meskó-féle redukált térkép a Moho lefutásának megfelelő rajzolatot mutat.

Az üledékes medencemodell kialakításának következő állomása a Szabó Zoltán és Páncsics Zoltán (1996) által

elkészített medencemodell és az üledékhatással javított („stripped”) gravitációtérkép (17. ábra), ahol a medence-üledékek gravitációs hatását meghatározva számolták ki a kéreg és mélyebb hatások Bouguer-anomáliatérképét. A kapott térkép kétféle hatásból származott: egyrészt a Moho szintjének hullámzásából, másrészt a kéreg- és köpeny-litoszféra inhomogenitásából. A kéreg inhomogenitásáról nem nagyon voltak információk, a köpenyről még elkép-



16. ábra Redukált gravitációs anomália-térkép (Meskó 1984), izovonalköz: 10 mGal
Figure 16 Map of reduced gravity anomalies (Meskó 1984)

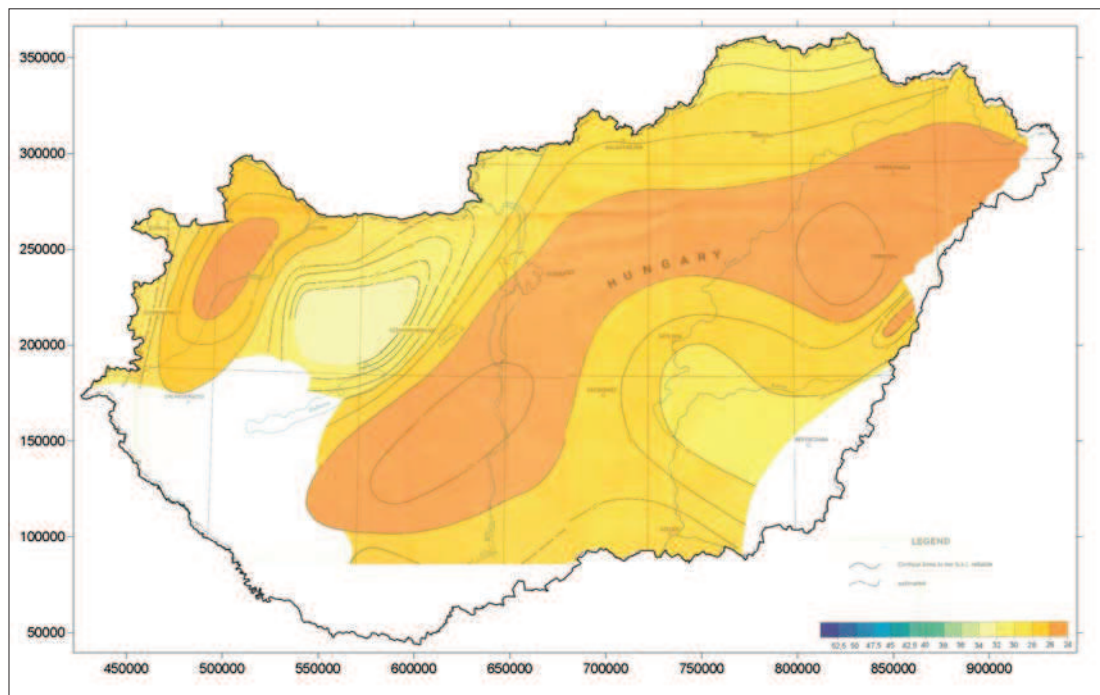


17. ábra | A medenceüledék hatásától mentes gravitációsanómália-térkép (Szabó, Páncsics 1996)
Figure 17 | Stripped gravity anomaly map of Hungary (Szabó, Páncsics 1996)

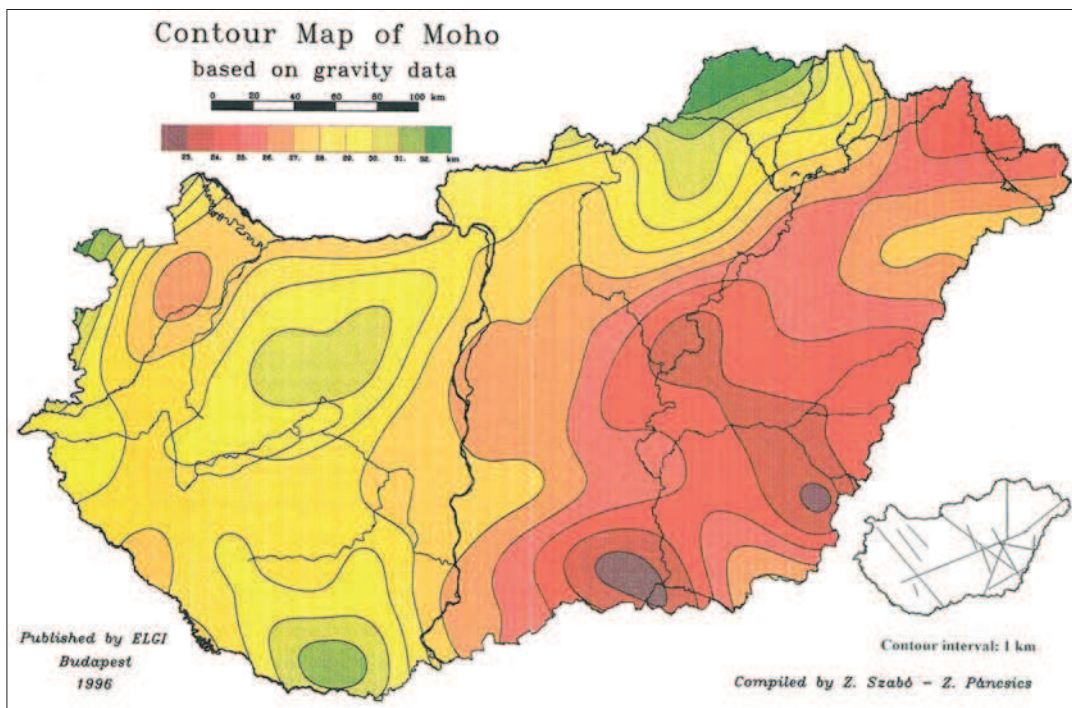
zelések se nagyon, de regionális szelvények mentén a Moho mélysége már akkor is több helyen ismert volt. A szerzők felismerték, hogy a szeizmikus Moho-mélységek és a kapott térkép között korreláció van, s ezt használták fel a gravitációs mérési adatokon alapuló, első gravitációs Moho-mélységtérkép elkészítéséhez.

Gravitációs Moho-mélység korrelációs alapon (Szabó, Páncsics 1996)

A Posgay-féle Moho-mélységadatok (18. ábra, Posgay 1991) felhasználásával 1996-ban elkészült a korrelációs összefüggéseken és lineáris regresszió alapuló gravitációs



18. ábra | Moho-mélységtérkép Magyarország területén (Posgay et al. 1991)
Figure 18 | Contour map of Moho discontinuity beneath Hungary (Posgay et al. 1991)



19. ábra | Moho-mélységtérkép, a medencehatástól mentes Bouguer-anomália- és a litoszférakutató szeizmikus szelvények (jobb alsó sarok) Moho-mélységadatainak korrelációja alapján (Szabó, Páncsics 1996)

Figure 19 | Map of Moho discontinuity based on the correlation of seismic Moho data and the stripped gravity anomaly map (Szabó, Páncsics 1996)

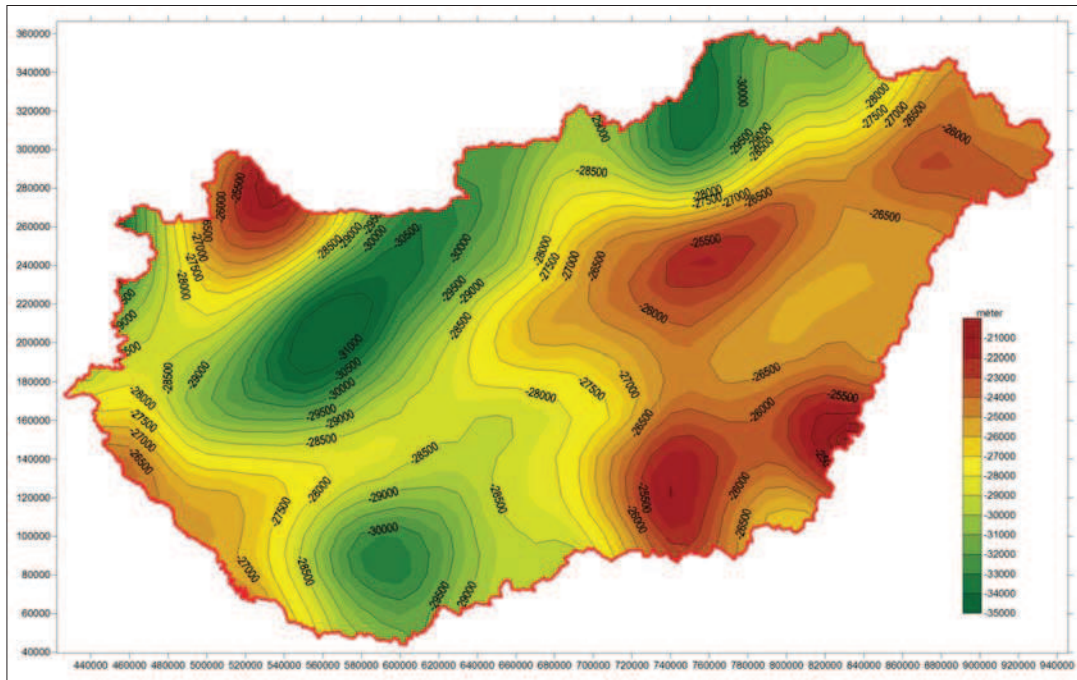
Moho-mélységtérkép (Szabó, Páncsics 1996). A vizsgálatok során a meglévő litoszférakutató szeizmikus alapszelvényeket és a medencehatással korrigált Bouguer-anomáliatérképet használták fel. Az eredményeket a 19. ábra mutatja. Ebben az esetben is az volt az elképzelés, hogy amennyiben a medencehatástól megszabadulunk, onnantól kezdve a Bouguer-anomáliatérképet a Moho hullámszáma határozza meg.

Gravitációs Moho-mélység az izosztázia alapján (Kiss 2009c, 2010)

A klasszikus, Airy–Heiskanen izosztatikus elmélet szerint az izosztatikus egyensúly akkor jön létre, ha a domborzati kiemelkedésekkel hatásukban azonos gyökérszónák alakul-



20. ábra | Az úszó jéghegy geometriája^{d)}
Figure 20 | Geometry of swimming iceberg



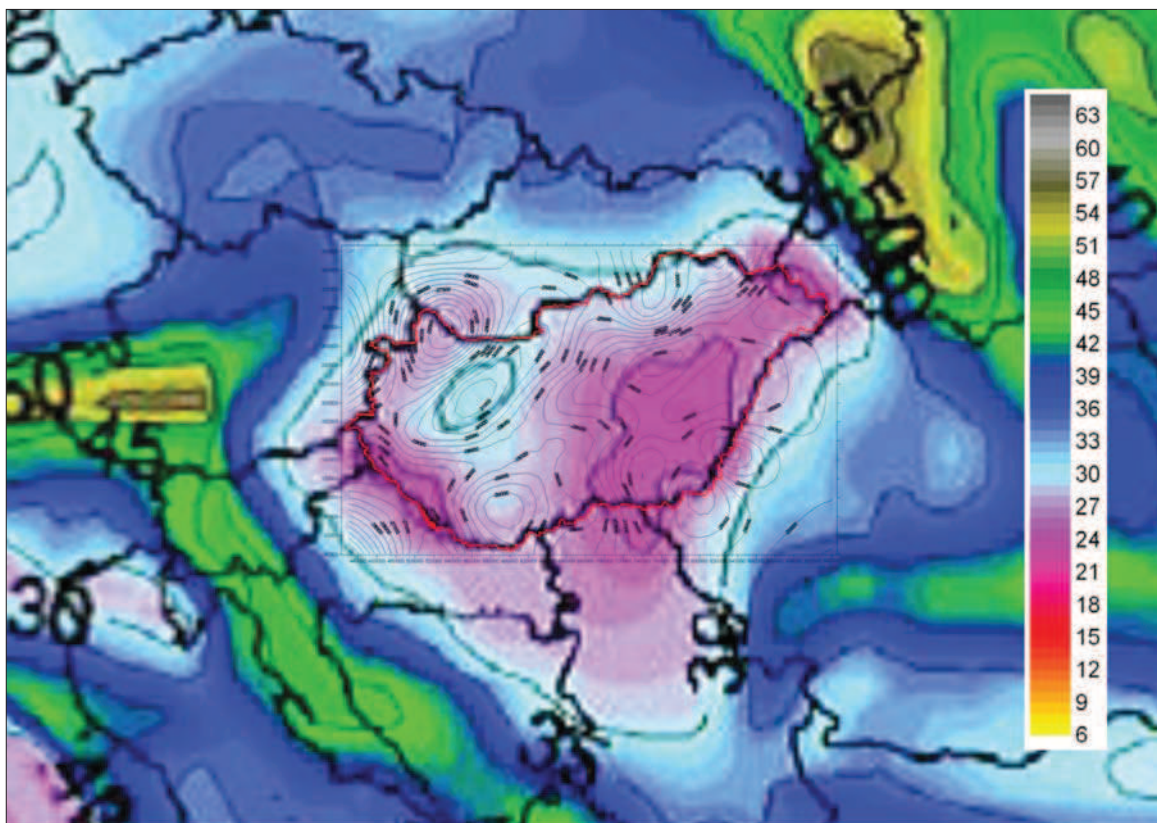
21. ábra | Airy–Heiskanen izosztikus modelljéből származtatott Moho-felszín (10 km-es rács, Kiss 2014)
Figure 21 | Moho surface based on Airy–Heiskanen isostatic model (grid distance 10 km, Kiss 2014)

nak ki a Moho szintjén ugyanúgy, mint az úszó jéghegyek esetében (20. ábra).

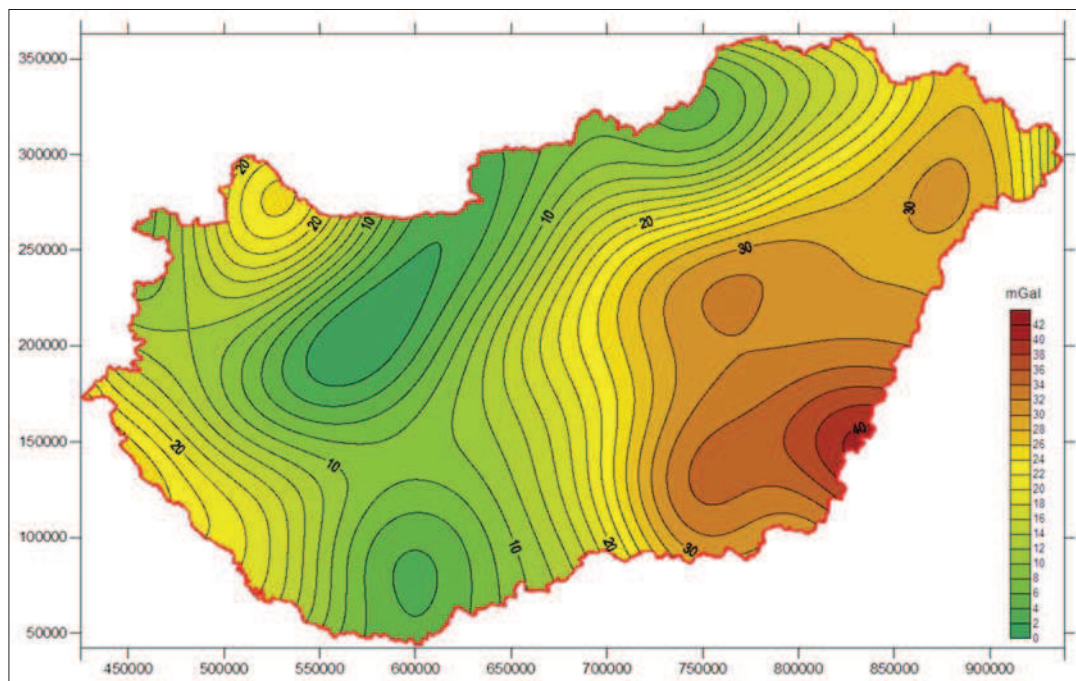
Ezt az elvet felhasználva a domborzat, illetve a medencealjzat-mélység alapján (statikus egyensúlyi helyzetet felté-

telezve) a Moho-szint mélysége, hullámzása meghatározható.

Az izosztikus egyensúly miatt kialakuló gyökérszónákat (a hegyek alatt) és köpenykiemelkedéseket (a mély



22. ábra | Az EuCRUST-07 kéregreferencia-modell⁹⁾ és az izosztikus Moho-szintjeinek összevetése
Figure 22 | Comparison of EuCrust-07 and isostatic Moho depths



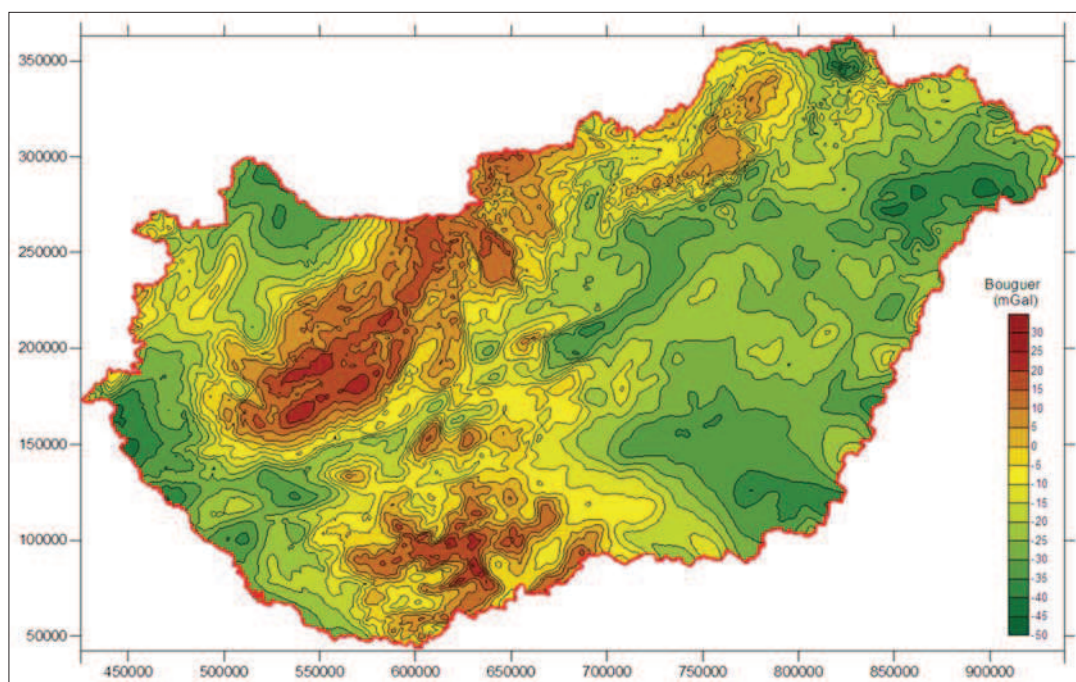
23. ábra | Az iszotikus alapon meghatározott Moho-felszín (21. ábra) relatív gravitációs hatása
Figure 23 | Relative gravity effect of the isostatic Moho surface (gravity direct modelling)

medencék alatt) ismertették a *Magyar Geofizikában*, egy-egy tanulmányban (Kiss 2009c, 2010). Ezekben a cikkekben közvetett úton a Moho felszínének várható helyzetét is megadtuk.

Az iszotikus hatások kiszámításához szükség volt a Moho-felszín meghatározására (ld. Függelék), hogy annak gravitációs hatását is kiszámolhassuk. A számítások során átlagos kéreg- és köpenysűrűséggel számoltunk (nincsenek pontos adataink ezekről), ami hiba lehetőségét hordozta

magában. Ezt utólag korrigálni kellett, széthúзва a kapott Moho-mélységtérképet a szeizmikus mérési adatok alapján meghatározott minimális és maximális Moho-mélységeknek megfelelően. Ez a szeizmikus adatok alapján korrigált térképváltozat is elkészült, a magyarországi Bouguer-anomáliatérkép spektrálanalíziséről készült cikkben tettük közzé (Kiss 2014).

Az iszotikus megfontolásokból kapott felület 10×10 km-es rácshálózatban áll rendelkezésre (21. ábra), mely



24. ábra | A Moho okozta iszotikus hatástól mentes Bouguer-anomáliatérkép (2670 kg/m³)
Figure 24 | Bouguer anomaly map after isostatic correction

legalább egy nagyságrenddel sűrűbb adatrendszer, mint amelyet a viszonylag kevés, Moho-mélységig értelmezhető szeizmikus szelvény mérési adatából kaphatnánk. A rács elvileg még ennél is sűrűbb lehetne, hiszen a felszíni domborzatból és medencealjzat-mélységadatokból készül, amelyek ennél sűrűbben is rendelkezésre állnak (~1 km-es rácsok). A 20–30 km-es átlagos Moho-mélység miatt – jelenlegi tudásunk alapján – a nagyobb felbontásnak feltételezhetően nincs értelme.

A gravitációs adatokból kétféle úton, a korreláció alapján és az izosztázia alapján meghatározott mélységtérképek eltérése értékben és lefutásban is elenyésző (22–33 km vs. 24–32 km), noha teljesen más módon készültek. Ez azt is jelezheti, hogy az értékek a Moho valódi lefutását adhatják.

Az EuCRUST-07 referenciamodell szerinti mélységeket – amely ránézésre Horváth et al. (2006) geodinamika atlaszának Moho-mélységét tükrözi – összehasonlítva az izosztatikus hatásokból származtatott gravitációs Moho-felszínnel meglepően jó korreláció tapasztalható. Fő tendenciáiban a két térkép Magyarország területére teljesen hasonló, és csak a léptékből adódó felbontásbeli különbség, valamint az országhatár menti adathiányból adódó eltérés látszik a két térkép összevetésekor (22. ábra). Az igazán meglepő valójában az, hogy a két térkép elvileg teljesen más adatból és teljesen más fizikai megfontolásból született, s így a hasonlóság jellemezheti a térképi tartalom hitelességét, azaz a Moho-szint lefutását.

Az összehasonlítást érdemes elvégezni olyan korábbi munkákkal is, amelyek a pontos Moho-felzint nem adták ugyan meg, de közvetve a mélybeli hatókat, kéregvastagságot, ill. a kéreganomáliákat vizsgálták, adott esetben a gravitáció alapján (ld. Pintér et al. 1964 vagy Meskó 1984).

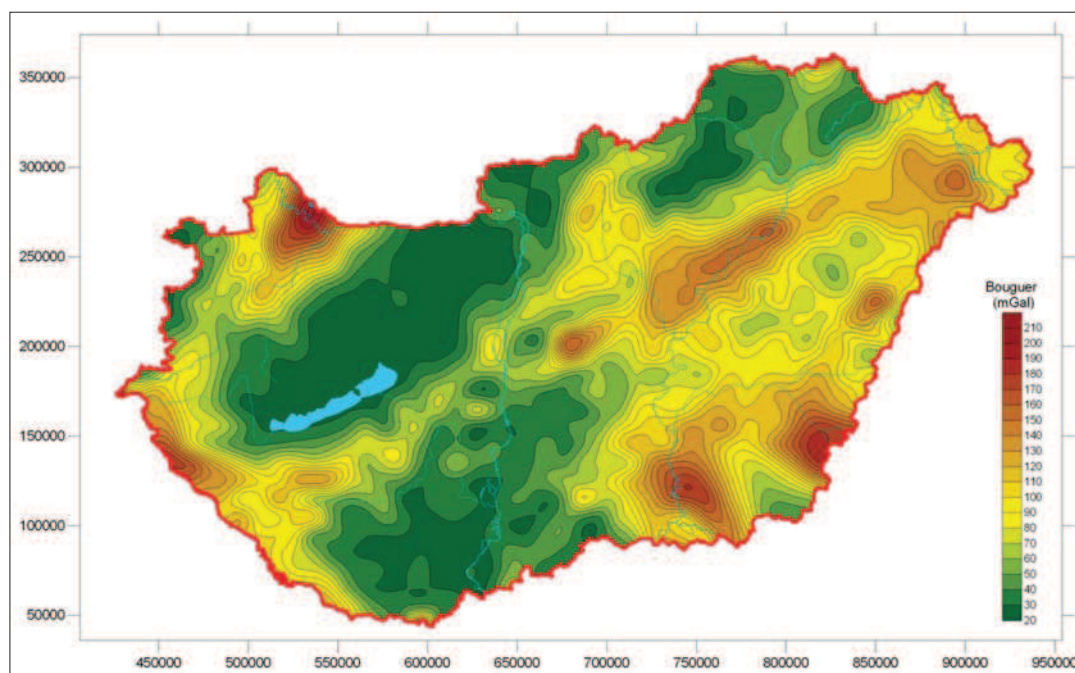
A kapott Moho-mélységtérképnek a gravitációs hatása háromdimenziós modellezéssel, a Parker-féle (1973) algoritmus segítségével meghatározható (23. ábra). A modellezés során a legnagyobb mélységet (32 km) vettük alapszintnek, és csak az e feletti hullámzás relatív gravitációs hatását számítottuk ki, 300 kg/m³ sűrűségdöbbletet feltételezve.

Az eredeti Bouguer-anomáliatérképet korrigálva a Moho-felzint okozta gravitációs hatással, megkapjuk a Moho-hatástól mentes gravitációsanomália-térképet (24. ábra).

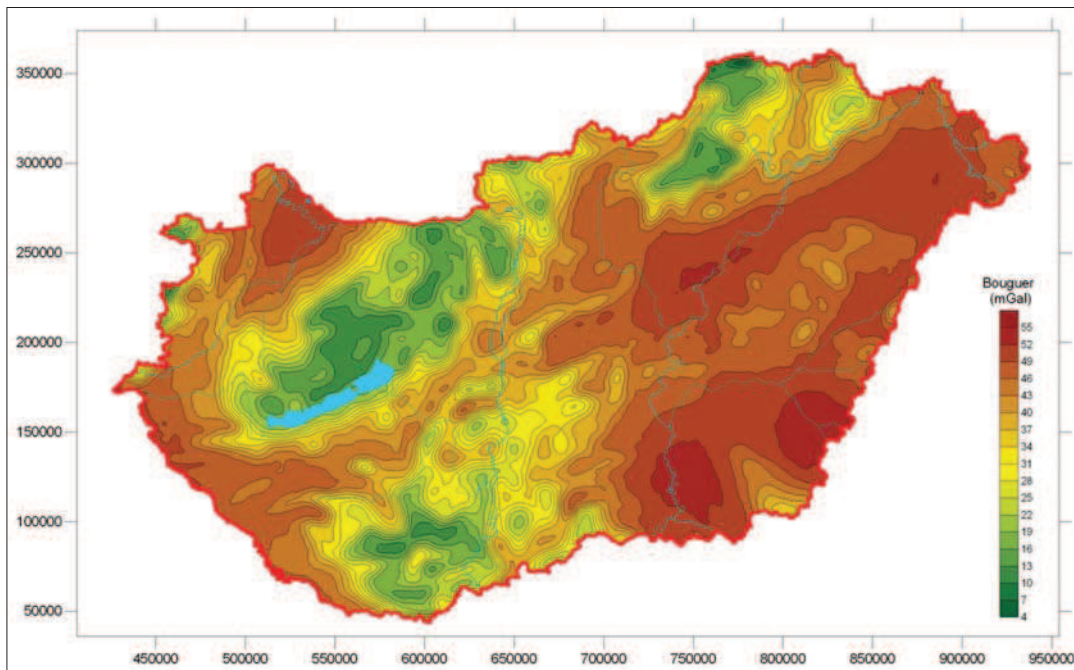
A Kilényi–Šefara-féle (1991) medencealjzat-mélységekhez az üledékek átlagsűrűségét is megadhatjuk a Mészáros–Zilahi-Sebess (2001) mélységi trend felhasználásával, amelyet a „Mély medencék izosztatikus hatása” c. tanulmány (Kiss 2010) képletei és számításai alapján már ismerhetünk (ld. Függelék). Ennek a pontról pontra változó mélységű és a mélységtől függő átlagsűrűségű üledékes rétegnek a gravitációs 3D direkt modellezése is elvégezhető, s az eredményül kapott gravitációsanomália-térkép csak az üledékes medence abszolút gravitációs hatását ($G_{\text{üledék}}$) mutatja (25. ábra).

Ez a hatás ($G_{\text{üledék}}$) és a medencealjzatot alkotó képződmények gravitációs hatása együttesen határozzák meg a Bouguer-anomália menetét (természetesen csak akkor, ha a Moho mélybeli hatását eltávolítottuk). Elvileg, ha a teljes gravitációs hatásból levonjuk az üledékek hatását, megkapjuk a medencealjzat által okozott gravitációs hatásokat.

A helyzet azonban mégsem ilyen egyszerű, mivel a Bouguer-anomália egy relatív mennyiség, a kiszámolt üledékhatás viszont abszolút mennyiség, ami abból is látszik, hogy ennek a „vékony” üledékes rétegnek a gravitációs hatása az eredeti Bouguer-anomáliatérkép értéktartományát 3-4 szeresen felülmúlja. (Megemlítendő, hogy az értékek



25. ábra | Az ismert üledékes medencék abszolút gravitációs hatása
Figure 25 | Absolute gravity effect of sedimentary basin (gravity direct modelling)



26. ábra | Az üledékes medence által okozott relatív gravitációs hiány ($\Delta_{\text{eltérés}}$)
Figure 26 | Relative gravity defect ($\Delta_{\text{eltérés}}$) caused by the sedimentary basin

lefutása a Moho lefutásához hasonló felületet mutat, ami azt jelenti, hogy minél nagyobb az üledék gravitációs hatása, annál vékonyabb lesz a kéreg az izosztázia miatt).

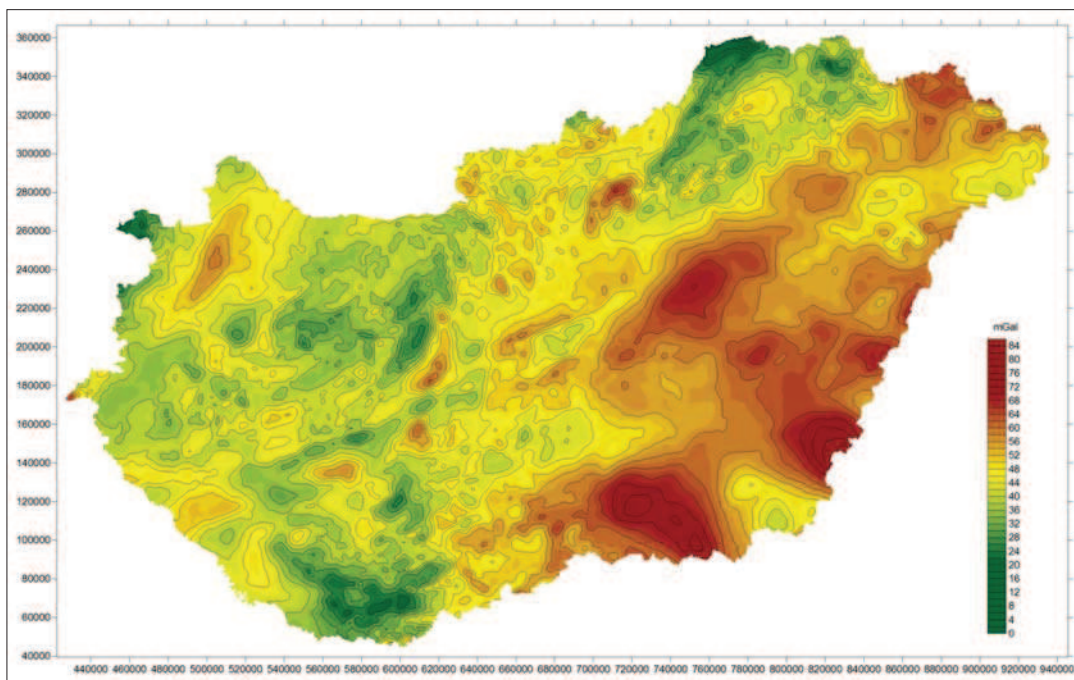
Ki kell számolnunk az üledékes medence gravitációs hatását 2670 kg/m^3 -es sűrűsége (G_{2670}), és a kétféle számított abszolút gravitációs hatás (üledék-átlagsűrűségű és kéreg-sűrűségű) különbsége megadja, hogy mekkora eltérés származik abból, hogy az üledékes medence sűrűsége kisebb, mint a kéreg átlagos, 2670 kg/m^3 sűrűsége, azaz mennyivel

kell módosítani a Bouguer-anómáliaértéket, hogy tisztán a medencealjzat gravitációs hatását kapjuk meg.

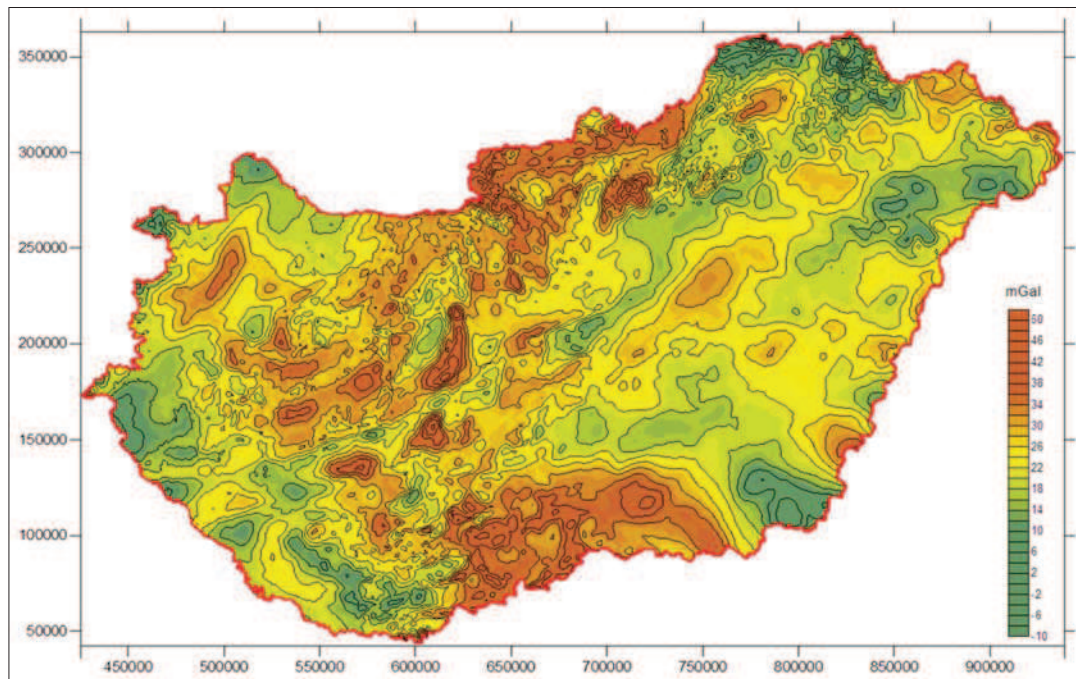
Az alkalmazott számítás tehát a következő:

$$\Delta_{\text{eltérés}} = |G_{2670} - G_{\text{üledék}}|.$$

A kapott különbség értéktartománya már a Bouguer-anómália értéktartományának megfelelő, azonos nagyságrendű változásokat mutat (26. ábra).



27. ábra | A medenceüledék hatásától mentes gravitációsanómália-térkép (2011)
Figure 27 | Stripped gravity anomaly map (2011)

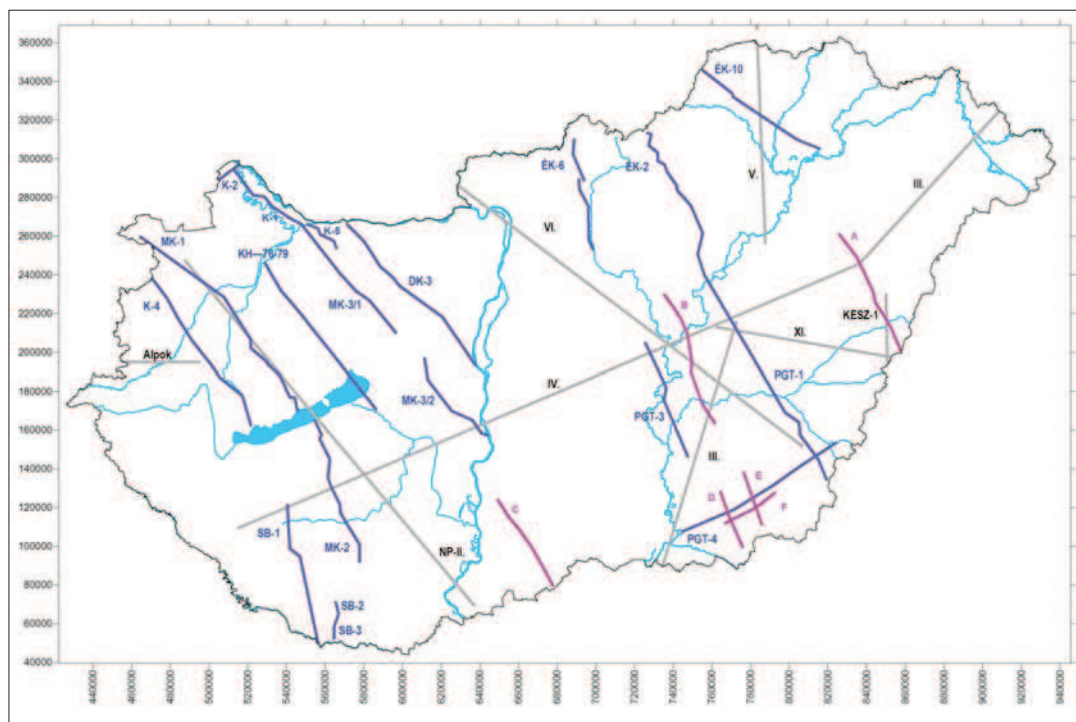


28. ábra | A kéreg sűrűséginhomogenitását visszatükröző anomáliatérkép
Figure 28 | Gravity anomaly map of crustal inhomogeneities

Ha ezt az eltérést hozzáadjuk a Bouguer-anomáliatérképhez, akkor megkapjuk a medencehatástól mentes, gravitációsanómália-térképet (27. ábra), amelyben a Moho hatása benne van. Ha az izosztatikusan korrigált (Moho-szintjének ingadozásától mentes) Bouguer-anomáliatérképhez adjuk

hozzá, akkor a kapott Bouguer-értékek csak a kéreg laterális sűrűségeloszlását fogják visszatükrözni (28. ábra).

Tulajdonképpen virtuálisan feltöltöttük az üledékes medencét úgy, hogy az mindenhol a kéreg átlagos sűrűségének megfelelő, 2670 kg/m³ sűrűségű legyen. Ebben az esetben,



29. ábra | A Moho kimutatására felhasználható, magyarországi mélyszeizmikus mérési hálózat (szürke vonal: Posgay et al. 1991, kék vonal: Eperjesi 1996, püspöklila vonal: Gúthy 2014)
Figure 29 | The Hungarian deep seismic measurement network useable for detecting the Moho interface (gray line: Posgay et al. 1991, blue line: Eperjesi 1996, magenta line: Gúthy 2014)

ha a Moho hullámzásának gravitációs hatását sikerült az izosztatikussal pontosan kiszűrni, és feltételezve, hogy nincsenek észlelhető köpenyinhomogenitások, akkor a változások csak a medencealjzat felszíne alatti földtani közeg, azaz a kéreg inhomogenitásával lesznek összefüggésben.

Az üledékhatástól mentes gravitációs térkép (17. és 27. ábra) és a kéreg sűrűséginhomogenitását visszatükröző anomáliatérkép (28. ábra) közötti relatív különbséget tulajdonképpen a Moho felszínének hullámzásából származó nehézségi rendellenességek adják. Ebből adódóan a Moho-felület minél pontosabb ismerete a kéreg sűrűséginhomogenitásának meghatározását is befolyásolja.

Összegzés

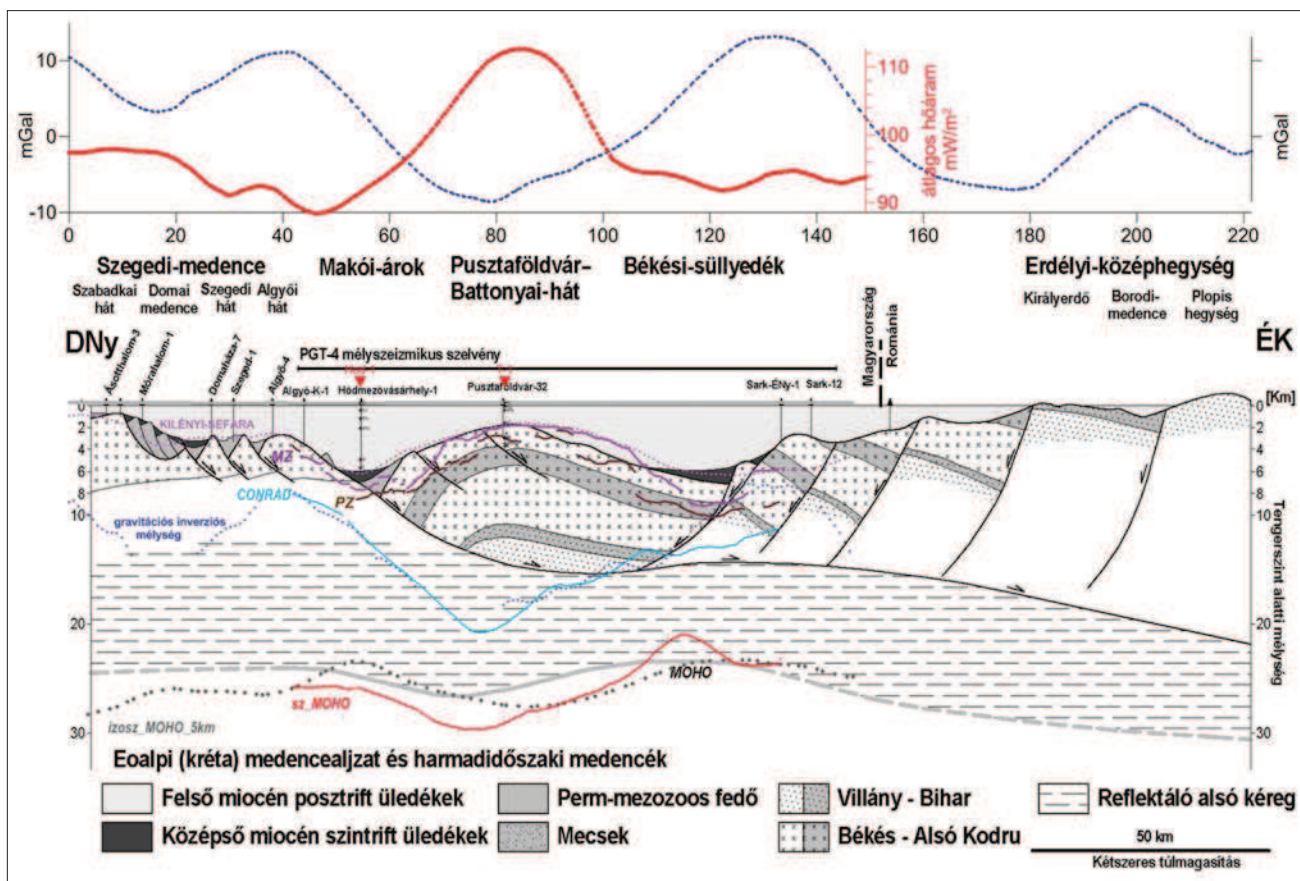
Tanulmányunkban a magyarországi Moho-határfelülettel kapcsolatos közvetett információkat foglaltuk össze. Noha vannak különféle ismereteink a Mohoról, azok megbízhatósága adatsűrűsége (módszerenként) változó és különböző hibákkal és közelítésekkel terheltek.

A korábban publikált anyagok (elsősorban térképek) forrásadatai sok esetben ismeretlenek, így azok összedolgozása, pontosítása nehézségekbe ütközik. Az ismert szeizmikus mélységadatok csak ritka, szabálytalan hálóban állnak rendelkezésre (29. ábra), szelvényirányban nagyon sűrű, szelvényekre merőleges irányba nagyon ritka adatokkal.

A sűrű gravitációs mérési adatok segíthetnének, de a gravitációs mélységinverzió eredménye az ekvivalencia és a Moho feletti inhomogenitások zavaró hatása miatt nagyon bizonytalan, és azok kiszűréséhez sem rendelkezünk elegendő háttérinformációval.

Az izosztázia alapján számított Moho-felület egy statikus egyensúlyi állapot feltételezéséből született eredmény, amelyből a gyors geodinamikai változások hatása értelemszerűen hiányzik, ami az alpi orogén zónában elég nagy problémának tűnik. Úgy is mondhatnánk, hogy az izosztázia alapján meghatározott üledék- kontra kéregvastagság törvényszerűségek – amelyeket regionálisan felismertünk – lokális szinten nem mindig igazak.

Geotermikus szempontból is megvizsgálva azt mondhatjuk, hogy medenceméretben általában igaz az, hogy a vékonyabb kéreghez nagyobb hőáram társul, mert közelebb a



30. ábra A neogén szerkezetek csapásirányára merőleges, regionális földtani szelvényvázlat (Tari et al. 1999) a Pannon-medence DK-i részén, a PGT-4 mélyszeizmikus szelvény nyomvonalán, kiegészítve a szeizmikus értelmezett szintekkel (Posgay et al. 1996), feltüntetve a Bouguer-anomáliagörbét (felül) és a gravitációs mélységinverzió eredményét (alul), amely a szeizmikus Conrad- (reflektáló alsókéreg) és/vagy Moho-felület menetével hozható összefüggésbe. Az átlagos hőáramgörbe maximumot jelez a Battonyai-hát felett

Figure 30 Geological sketch, perpendicular to the strike direction of the neogene structures (Tari et al. 1999), along the PGT-4 seismic section (above) at the SW part of Pannonian Basin, with the Bouguer-anomaly curve and the result of gravity depth inversion, which has good correlation with the Conrad and/or Moho level

köpeny, azonban ha kisebb részmedencéket nézünk, akkor ez nem mindig látszik teljesülni. Például a Battonyai-hát felett nagyobb hőáramok mérhetőek, mint a mellette levő árkok felett (30. ábra), ahol a kéreg elvileg vékony. Ez arra utal, hogy az árkok keletkezése nem a medencekeletkezés kicsinyített változata. A magas hőáram lokális eredetű is lehet, például a gránitokhoz kapcsolódó radioaktív elemek bomlásából származhat. A Battonyai-hát felett a hőszigetelő, laza törmelék üledéktakaró jóval kisebb vastagságú, ami szintén megmagyarázhatja a hát felett tapasztalható hőáram-maximumot.

A Pannon-medence mélységtérképét összevetve a gravitációs anomália-térképpel látszik, hogy a Bouguer-anomália lefutását nemcsak a medencemélység, hanem a kéreg mélybeli felépítése (a Conrad- és Moho-szintek mélysége) határozza meg. A gravitációs maximum – pl. a D-Alföldön – nem a Hódmezővásárhely–Makói-árkok legmélyebb részével esik egybe, hanem attól eltolódva jelentkezik (30. ábra).

A medencealjzat mélysége itt is a Battonyai-hát mélységtartományában van, tehát a maximumért valószínűleg itt sem a kiemelt medencealjzat a felelős. Ez arra utal, hogy az a köpenyfelboltozódás, amely elsődlegesen az árkokkal lehetett kapcsolatban, időközben eltolódott. Ez úgy lehetséges, hogy miközben a köpeny felső részében egy Ny–K irányú áramlás történik, egyfajta mechanikai szétcsatlódás jöhet létre a képlékenyebb alsó kéreg és a merevebb, felső kéreg között. Az oldalirányú mozgás közben az alsó kéreg vékonyodik, de a felső, mivel merevebb, ezért szakadozik, törlik, torlódik, létrehozva a Battonyai-hátat határoló mély árkokat.

Ha a Moho-felület és a pre-pannon aljzat egymással teljesen szinkronban lennének, akkor a Battonyai-hátnak ellengyökere kellene, hogy legyen az árkokhoz képest. A szeizmikus értelmezések ezt az ellengyökert ki is mutatják, de ha ez igaz, akkor a vastag kéreg miatt a háton kisebb hőáramot és kisebb geotermikus gradienst kellene tapasztalnunk, mint az árkok területén. Ez azt jelenti, hogy az árkok keletkezése riftesedéssel, azaz kéregnyúlás okozta kivékonyodással jött létre, de a kéregnyúlást nemcsak a köpenydiapír okozta, hanem egy mély áramlás is. Ha a riftesedést csak az árkok alatt felemelkedő köpenydiapír okozná, akkor helyben maradna, és nem kerülne az árkokkal párhuzamos kiemelkedés széle alá. Ha a Tisza egység merev lemezként viselkedne, a feltételezett mély áramlás hatására nem tudna kivékonyodni.

A magyarországi kéreg vastagsága vizsgálataink alapján 24–32 km között változik a környező hegyvonulatok alatt tapasztalható 50–60 km-es vastagságokhoz képest. Egyes szeizmikus és elektromos mérés alapján ez utóbbi mélységtartomány a Pannon-medencében már az asztenoszféra szintjének felel meg. A kéreg kivékonyodása (extenzió) a köpeny felemelkedésének és áramlásának következtében kialakuló, kéreg alatti litoszféraerózióknak és az alsó kéreg részleges olvadásának, valamint a bazaltok eklogittá alakulásának lehet a következménye.

A Moho szintjének megismerésére is igaz, hogy léptékfüggő. Vannak regionális törvényszerűségek, de a lokális litológiai felépítés, geodinamikai folyamatok és a reológiai tulajdonságok változásai jelentősen módosíthatják egy adott területen a Moho lefutását, és mindez az eltelt idő függvényében változhat. Sokszor több Moho-szint is azonosítható, aminek lehetnek földtani okai (időben változó Moho-szintek), esetleg mérés-technikai okai.

A Moho pontosabb megismeréséhez, leképezéséhez tehát további, hálózatos litoszférakutató mélyszeizmikus mérésekre lenne szükség (csökkentve a mintavételi anizotrópiát), illetve a meglévő mérési anyagok ellenőrzésére (a teljes mérés- és műszertechnikai adatok ismeretében).

Köszönetnyilvánítás

Köszönet illeti az MBFH-t a geotermikus módszertani kutatások támogatásáért, hiszen az összefoglalónk jelentős része ennek a témának köszönhetően állt össze. Köszönet jár az ELGI és az MFGI litoszférakutató programjának és a kezdetektől a munkák szellemi vezetőjének számító Posgay Károlynak, mivel a szeizmikus forrásadatok jelenős része ettől a projektől származik. Nem feledkezhetünk meg az ELGI (MFGI) szeizmikus és gravitációs módszertani kutatások eredményeiről sem, amelyek megalapozták a nagymélységű Moho-kutatásokat, ebben Mituch Erzsébet, Bodoky Tamás, Hegedűs Endre, Szalay István, Takács Ernő, Szénás György, Pintér Anna, Szabó Zoltán, Kovácsvölgyi Sándor, Páncsics Zoltán, valamint a cikk szerzői vettek részt.

Köszönetünket fejezzük ki továbbá azoknak az intézeteken kívüli kollégáknak is, akik kutatásaikat, eredményeiket hozzáférhetően közzétették, publikálták, mint például Balkay Bálint, Stegena Lajos, Gálfi János, Meskó Attila, Horváth Ferenc, Tari Gábor, Szafián Péter és Lenkey László.

A tanulmány szerzői

Kiss János, Gúthy Tibor, Zilahi-Sebess László

Jegyzetek

- ^{a)} A Mohorovičić-diszkontinuitásfelület rövidítése.
- ^{b)} Balkay Bálint az 1960. évi cikkében kicsit módosította ezeknek a felületeknek a nevezékatanát, de mai szemmel az eredeti 1958-as nevezékatan a helytállóbb.
- ^{c)} Gravitációs hatások, amelyeket nem az üledékes medence inhomogenitásai és nem a medencealjzat hullámozása okoz.
- ^{d)} Az úszó jéghegy egyensúly állapotában a vízszint alatti és feletti térfogatot a jég (917 kg/m^3) és levegő ($1,3 \text{ kg/m}^3$), valamint a tengervíz (1027 kg/m^3) és a jég (917 kg/m^3) közötti sűrűségkontrasztok arányai határozzák meg.
- ^{e)} Az EuCRUST-07 modell esetén Magyarország területén csak a 25 és 30 km-es izovonal jelenik meg.

Hivatkozások

Airy G. B. (1855): On the compensation of the effect of the attraction of mountain measurements. Phil. Trans. London

- Balkay B. (1958): Crustal structure below Hungary. *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis* 2, 3–13
- Balkay B. (1960): Magyarország földkéreg szerkezete. *Geofizikai Közlemények* IX/1–2, 5–21
- Beránek B., Weiss J., Hrdlicka A., Dudek A., Zounkova M., Suk M., Feifar M., Militzer H., Knothe H., Mituch E., Posgay K., Uchman J., Sollogub V. B., Chekunov A. V., Prosen D., Milovanović B., Roksandić (1972): The results of the measurements along the international profiles. In: *The crustal structure of Central and South-Eastern 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.*, 131–140
- Bielik M., Sefara J., Kovac M., Hók J., Vozár J., Zeyen H. (2004): Lithosphere in the Western Carpathians and its surrounding tectonic units – Geophysical study. *Acta Geod. Geoph. Hung.* 39/2–3, 139–159
- Carbonell R., Levander A., Kind R. (2013): The Mohorovičić discontinuity beneath the continental crust: An overview of seismic constraints. *Tectonophysics* 609, 353–376
- Christensen N. I., Mooney W. D. (1995): Seismic velocity and composition of the continental crust: a global view. *J. Geophys. Res.* 100, B7, 9761–9788
- Conrad V. (1925): Laufzeitkurven des Tauernbebens vom 28.11.1923. *Mitt. Erdb. Komm., Wien, Akad. Wiss., Neue Folge*, No. 59.
- Conrad V. (1928): Das Schwadorfer beben vom 8. Oktober 1927. *Gerlands Beiträge zur Geophysik* 20, 240–277
- Eperjesi B. (1996): A kéreg és köpeny határának vizsgálata a Pannon-medencében geofizikai adatok alapján. Szakdolgozat, Miskolci Egyetem
- Gálfi J., Stegena L. (1955): Nagymélységű reflexiók Hajdúszoboszló vidékén, *Geofizikai Közlemények* IV/2, 37–40
- Gálfi J., Stegena L. (1957): Tiefen Reflexionsversuche in Ungarn zum Studium der kontinentalen Aufbauung. *Geol. Rundschau* 46/1, 26–29
- Gálfi J., Stegena L. (1960): Deep reflections and crustal structure in the Hungarian Basin, *Ann. Univ. Sci. Bud. de R. Eötvös Nom. – Sectio Geol. – III*, 43–47
- Grad M., Tiira T., ESC Working Group (2009): The Moho depth map of the European Plate. *Geophys. J. Int.* 176, 279–292; doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03919.x
- Grad M., Tira T. (2012): Moho depth of the European Plate from teleseismic receiver functions. *Journal of Seismology* 16, 95–105; doi: 10.1007/s10950-011-9251-x
- Grad M., Guterch A., Keller G. R., Janik T., Hegedűs E., Vozár J., Slacyka A., Tira T., Yliniemi J. (2006): Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian Basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL5. *J. Geophys. Res.* III, B03301; doi:10.1029/2005JB003647
- Gúthy T. (2014): Újabb adatok a Nagyalföld délkeleti részének kéregszerkezetéhez. *Magyar Geofizika* 55/4, 179–186
- Horváth F. (1993): Towards a mechanical model for the Pannonian Basin. In: Cloething S., Sassi W., Horváth F. (eds.): *The origin of sedimentary basins: inferences from quantitative modelling and basin analysis*. *Tectonophysics* 226, 333–358
- Horváth F., Bada G., Windhoffer G., Csontos L., Dombrádi E., Dövényi P., Fodor L., Grenery Gy., Síkhegyi F., Szafián P., Székely B., Timár G., Tóth L., Tóth T. (2006): A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Euro-konform térképsorozatok és magyarázó. *Magyar Geofizika* 47/4, 133–137
- Janik T., Grad M., Guterch A., Vozarc J., Bielik M., Vozarova E., Hegedűs E., Kovács Cs. A., Kovács I., Kellerg G. R., CELEBRATION 2000 Working Group (2011): Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications. *Journal of Geodynamics* 52, 97–113
- Jeffreys H. (1929): *The Earth: Its Origin, History and Physical Constitution*. Cambridge University Press, England, 346 p.
- Kaban M. K. (2001): A kéreg és a köpeny gravitációs modellje. „A Föld tudománya” 3/2; Orosz Tudományos Akadémia Földtudományi Intézet [Кабан М. К. (2001): Гравитационная модель коры и верхней мантии Северной Евразии, Российский журнал науки о Земле, Том 3, No. 2, Институт физики Земли Российской Академии Наук]
- Kilényi É., Šefara J. (1991): Pre-tertiary basement contour map of Carpathian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. *Geophysical Transactions* 36/1–2, 15–36
- Kiss J. (2009a): Gravitációs és mágneses feldolgozások és modellezések a földtani környezet megismerése céljából. Doktori (PhD) értekezés, NyME Kitaibel Pál Környezettudományi Doktori Iskola, Sopron
- Kiss J. (2009b): A CEL08 szelvény geofizikai vizsgálata. *Magyar Geofizika* 50/2, 59–74
- Kiss J. (2009c): Regionális gravitációs anomáliák, izosztatikus hatások Magyarországon. *Magyar Geofizika* 50/4, 153–171
- Kiss J. (2010): Mély medencék izosztatikus hatása. *Magyar Geofizika* 51/3, 1–13
- Kiss J. (2014): Magyarország Bouguer-anomália térképének frekvenciatartománybeli vizsgálata és értelmezése. *Magyar Geofizika* 55/4, 163–178
- Koulakov I., Kaban M. K., Tesauro M., Cloething S. (2009): P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Europe from tomographic inversion of the ISC data, *Geophysical Journal International*
- Lenkey L. (1999): Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the tectonics of basin evolution. PhD theses, Vrije Univ., Amsterdam, 215 p.
- Meskó A. (1984): Magyarország regionális geofizikai kutatása, Redukált gravitációs anomália térkép. ELTE kézirat
- Mészáros F., Zilahi-Sebess L. (2001): Compaction of the sediments with great thickness in the Pannonian Basin. *Geophysical Transactions* 44/1, 21–48
- Mituch E. (1964): A hazai szeizmikus kéregkutatás újabb eredményei. *Geofizikai Közlemények* 13/3, 289–300
- Mituch E. (1966): A magyarországi kéregkutatás folytonos harántszelvényezéssel kapott eredményei. *Geofizikai Közlemények* 15/1–4, 15–24
- Mituch E., Posgay K. (1967): Results of crustal investigations on Hungarian sections of international profiles. In: *Geophysical researches of crustal structures of South-Eastern Europe*. Subbotin S. I., Sollogub V. B., Lebedev T. S. (eds.), Publishing House “Nauka”, Moscow, pp. 39–48 (In Russian)
- Mituch E., Posgay K. (1967/68): The results of seismic measurements carried out in the Hungarian sections of the international crustal investigation profiles. *Vesnik* 8–9/C Beograd, 217–224. (In German)
- Mituch E., Posgay K. (1968): Deep seismic sounding in Hungary. *Proceedings of the Eighth Assembly of the European Seismological Commission*, pp. 168–173
- Mituch E., Posgay K. (1970): The results of seismic measurements along the Hungarian parts of the international profiles for crustal study. *Vesnik* 8–9/C Beograd, 177–184
- Mituch E., Posgay K. (1971): Hungary. In: *Crustal structure of Central and South-Eastern Europe*. Sollogub V. B., Prosen D., Militzer H. (eds.), Naukova Dumka, Kiev. pp. 61–84 (In Russian)

- Mituch E., Posgay K. (1972): 28. Hungary. In: Crustal Structure of Central and Southeastern Europe Based on the Results of Exploration Seismology. Szénás Gy. (ed.), Geoph. Trans., special issue, pp. 118–129, ELGI, Budapest
- Mohorovičić A. (1910): Godisnje izvjesce zagrebackog meteoroloskog opservatorija za godinu. Jahrb. Meteorol. Obs. Zagreb 9, Teil 4, Absch. 14, 1–63
- Parker R. L. (1973): The rapid calculation of potential anomalies. Geophysical Journal 31, 447
- Pintér A., Ádám O., Szénás Gy. (1964): A magyar medence regionális gravitációs értelmezési problémái. Geofizikai Közlemények 13/3, 316–328
- Posgay K. (1975): Determination of boundaries and velocity distribution in the Earth's crust and upper mantle by reflection measurements. Geophys. Trans. 23, 13–17 (In German)
- Posgay K., Albu I., Bodoky T., Kengyel M., Komjáthy J., Korvin G., Kovács B., Németh G., Petrovics I. (1979): Seismic methodological and instrumental research. Ann. Rep. ELGI for 1978, pp. 121–127
- Posgay K., Albu I., Petrovics I., Ráner G. (1981): Character of the Earth's crust and upper mantle on the basis of seismic reflection measurements in Hungary. Earth Evolution Sciences 3–4, 272–279
- Posgay K., Albu I., Ráner G., Varga G. (1986): Characteristics of the reflecting layers in the Earth's crust and upper mantle in Hungary. In: Reflection Seismology: A Global Perspective. Barazangi M., Brown L. (eds.), Am. Geophys. Un. Geodyn. Ser., 13, 55–66
- Posgay K., Albu I., Mayerkova M., Nakladalova Z., Ibrmajer I., Blizkovsky M., Aric K., Gutdeutsch R. (1991): Contour map of the Mohorovičić discontinuity beneath Central-Europe. Geophysical Transactions 36/1, 7–13
- Posgay K., Bodoky T., Hegedűs E. (1998): Szeizmikus litoszféras és asztenoszféras kutatás – eredmények és nyitott kérdések. Magyar Geofizika 39/3, 90–99
- Posgay K., Bodoky T., Hegedűs E. (2003): Seismic lithosphere and asthenosphere investigations in Hungary. In: International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. Lee W. H. K., Kanamori H., Jennings P. C., Kisslinger C. (eds.), Supplement to Chapter 60, Vol. 2, Part B, Chapter 79.26/8, Academic Press, London
- Posgay K., Kovács A. Cs., Csabafi R., Bodoky T., Hegedűs E., Fancsik T., Riegler B. (2007): A CEL07 mélyszeizmikus szelvény újraértékelése. Magyar Geofizika 48/3, 87–98
- Szabó Z., Páncsics Z. (1996): Gravity map of Hungary corrected for basin effect. Geophysical Transactions 42/1–2, 41–54
- Szalay I., Gúthy T., Gömböcz L. (2011): Az 1965–67. évi dunántúli kéregkutató mérések refrakciós tomográfiai feldolgozása. Magyar Geofizika 52/4, 193–209
- Szénás Gy. (1964): Néhány megjegyzés a magyarországi földkéregről. Geofizikai Közlemények 13/3, 301–303
- Szénás Gy. (1965): A geofizikai térképezés földtani alapjai Magyarországon. A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Évkönyve, II. kötet, Műszaki Könyvkiadó, Budapest
- Tari G., Dövényi P., Dunkl I., Horváth F., Lenkey L., Stefanescu M., Szafián P., Tóth T. (1999): Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. In: Durand B., Jolivet L., Horváth F., Séranne M. (eds.). The Mediterranean Basins: tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publications, 156, 215–250
- Tesauro M., Kaban M. K., Cloetingh, S. A. P. L. (2008). EuCRUST-07: A new reference model for the European crust. Geophys. Res. Lett. 35, L05313; doi:10.1029/2007GL032244.
- Völgyesi L. (2002): Geofizika. Műegyetem Kiadó, Budapest
- Zelt C. A., Smith R. B. (1992): Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure. Geophys. J. Int. 108, 16–34
- Zelt C. (1993): RAYINVR: 2-D travel time inversion and amplitude modeling programs, FAST: 3-D First Arrival Seismic Tomography programs.

* * *

Függelék

Izosztatikus gyökérszóna és köpenykiemelkedés mértékének meghatározása

Magas hegyek hatása – izosztikus gyökérszóna (isostatic root)

Az Airy-féle elméletből (Airy 1855) következik, hogy a magas hegyek alatt mély gyökérszónák nyúlnak bele a köpenybe, a kéregre jellemző kisebb sűrűséggel. A gyökérszónák mélységét a felszíni domborzatból lehet levezetni az (1) képlet alapján.

$$d_r = [\sigma_c / (\sigma_m - \sigma_c)] h_t + d_s, \quad (1)$$

ahol

- d_r – kompenzációs mélység,
 d_s – kéreg átlagos vastagsága (25 km),
 σ_c – kéreg sűrűség (2670 kg/m³),
 σ_m – köpenysűrűség (3270 kg/m³),
 h_t – domborzat.

A képletből látható, hogy a hegyek magasságértékének durván 4,5-szeresével (Heiskanen, Vening Meinesz 1958, Simpson 1985) kell számolni a gyökérszónák meghatározása során, s az eredmény a kéreg kivastagodása. A domborzat magasságértékéből pontról pontra kiszámítható, hogy mekkora kompenzációs mélység szükséges az izosztikus egyensúly eléréséhez. Ha más sűrűségeket használunk, változik az arányszám, pl. 2800 kg/m³-es kéregsűrűség és 3300 kg/m³-es köpenysűrűség esetén 5,6-szoros lesz (Horváth 1976).

Mély medencék hatása – izosztikus köpenykiemelkedés (isostatic antiroot)

A hegységeknél az izosztikus korrekció számolása során a gyökérszónák mélységét az (1) képlet alapján a kéreg sűrűsége, a domborzat magassága, valamint a kéreg és a köpeny közötti sűrűségkülönbség határozta meg. Mély medencék esetében köpenykiemelkedést fog okozni a kéreg átlagos értékénél kisebb sűrűségű medenceüledék. Ennek a hatásnak a kiszámítása egy kicsit bonyolultabb.

A medencebeli, laza üledékek sűrűsége, a pórustérfogatcsökkenése és a tömörödés miatt nagyon változó (1900–2670 kg/m³), az átlagos sűrűség érték 2285 kg/m³ körüli. A hegységek (felnyúlva a légterbe) a környezetükhöz képest 2670 kg/m³ sűrűségkontrasztal jelentkeznek. Az üledékekkel feltöltött medencék sűrűségkontrasztja (az üledék és a medencealjzat között meglévő sűrűségkülönbség) átlagosan 400 kg/m³ körüli (ezek felszíntől a kéregbe nyúlnak le). Persze ez nem állandó érték, hanem a felszínközeli maximális (770 kg/m³) értékétől a nagy mélységek minimális (0 kg/cm³) sűrűségkontraszt értékéig változhatnak a mélység függvényében. Ebből már látszik, hogy a mély medencék által okozott izosztatikus hatás nem lesz olyan nagy, mint a hasonló méretű hegységek izosztatikus hatása, és az előjele is ellentétes.

Az alkalmazott izosztatikus (1) alapképletet ennek megfelelően kissé módosítva, általánosabb formában kell felírni, a hegységek esetében is:

$$d_r = d_c + [(\sigma_c - \sigma_l) / (\sigma_m - \sigma_c)] h_r, \quad (2)$$

ahol

- d_r – kompenzációs mélység (*root*),
- d_c – a kéreg átlagos vastagsága,
- σ_c – a kéreg sűrűsége (2670 kg/m³),
- σ_l – a levegő sűrűsége (~1,3 kg/m³),
- σ_m – a köpeny sűrűsége (3270 kg/m³),
- h_r – a domborzat magassága.

A képlet a korábban publikálthoz képest tulajdonképpen annyiban változott meg, hogy kiegészült egy olyan taggal (σ_l), amely a hegységek esetében elhanyagolható, mivel az azokat körülvevő levegő sűrűsége nagyon kicsi, 1 kg/m³ körüli érték.

A síkságokon, mély üledékes medencék esetében pedig a képlet a következő lesz:

$$d_{ar} = d_c - [(\sigma_c - \sigma_{\bar{u}}) / (\sigma_m - \sigma_c)] h_b, \quad (3)$$

ahol

- d_{ar} – kompenzációs mélység (*antiroot*),
- d_c – a kéreg átlagos vastagsága (25 km),
- $\sigma_{\bar{u}}$ – az üledékek sűrűsége^{a)} (változó),
- σ_m – a köpeny sűrűsége (3270 kg/m³),
- σ_c – a kéreg sűrűsége (2670 kg/m³),
- h_b – ismert medencemélység.

Az (1) és (2) képlet csak a második tag előjelében különbözik. A hegységek izosztatikus gyökerei (*root*) negatív Bouguer-anomáliát okoznak, a mély medencék által okozott izosztatikus kiemelkedések (*antiroot*) a kéreg–köpeny határon pozitív Bouguer-anomáliát adnak. A (3) képletben az üledékes medence sűrűségét elvileg vehetnénk állandónak (sok szempontból ez előnyös lenne), de valójában ez változó érték.

Mészáros és Zilahi-Sebess (2001) mélyfúrás-geofizikai adatok alapján megállapították, hogy a magyarországi vastag üledékek esetén, hogy a sűrűség mélységfüggése^{b)} a következő képlettel közelíthető:

$$\sigma = d[a - b \cdot \exp\{-c h\}], \quad (4)$$

ahol

- a – az üledékek maximális sűrűsége (országos szinten $a = 2,70 \text{ g/cm}^3$),
- b – a felszínre extrapolálás paramétere (országos szinten $b = 0,80$),
- c – a növekedés mértékének paramétere (országos szinten $c = 0,00071$),
- d – konverziós koefficiens, CGS–SI átváltás ($d = 1000$),
- h – a mélység (m),
- σ – a h mélységre vonatkozó sűrűség (kg/m³).

A fenti függvénnyel meghatározott sűrűséggörbét a 31. ábra mutatja. Ez a grafikon a tömörödés (pórustérfogat elvesztése, diagenézis stb.) hatására a mélységgel arányosan bekövetkező sűrűségnövekedést mutatja, az üledékek általános tömörödési trendjét Magyarországon.

Az üledékes medence okozta köpenykiemelkedés mértékének kiszámításakor ezt az összefüggést fogjuk felhasználni.

A (4) képlet alapján a medence adott mélységére (h_b) ki tudjuk számítani a legnagyobb sűrűséget. Ennek a sűrűségnek és a felszíni sűrűségnek az átlagát képezve előállíthatjuk a medence átlagos sűrűségét, amely pontról pontra változik. Mivel azonban a sűrűség–mélység összefüggés nemlineáris, így valószínűleg ez alulbecsült medence-sűrűségérték lenne. Célszerű tehát egy olyan, nem túl bonyolult képletet (4) alkalmazni, amely jobban figyelembe veszi az exponenciális mélységfüggést. Ilyen lehet például a súlyozott átlagolás. Kiszámítva minden pontra a félmélységbeli sűrűséget, majd ha a minimális, maximális és félmélységbeli sűrűségértékeket súlyozva átlagoljuk, akkor megkapjuk a keresett átlagsűrűséget.

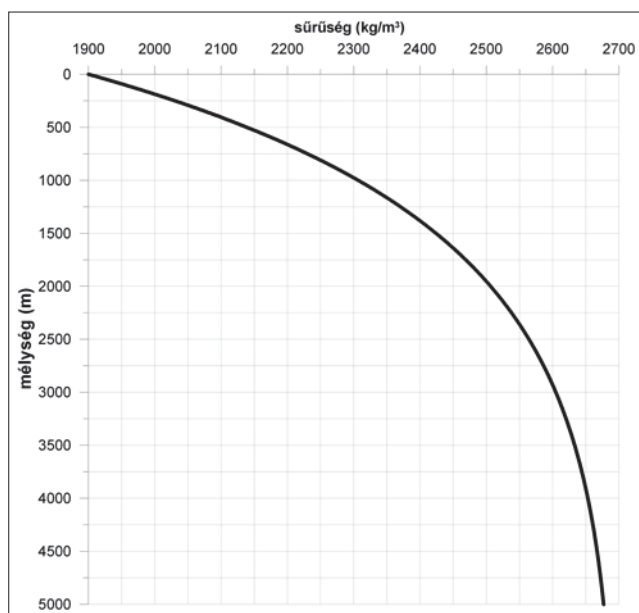
A számítás a következő:

$$\sigma_{\bar{u}} = [\sigma_{h_{\min}} + 2\sigma_{h_{\text{half}}} + \sigma_{h_{\max}}] / 4, \quad (5)$$

ahol

- $\sigma_{\bar{u}}$ – a medenceüledék átlagos sűrűsége,
- $\sigma_{h_{\min}}$ – a felszíni sűrűség,
- $\sigma_{h_{\text{half}}}$ – a félmélységbeli sűrűség,
- $\sigma_{h_{\max}}$ – a legnagyobb mélység sűrűsége.

A sűrűség meghatározásánál feltételezzük az ideális üledékciklus meglétét: a felszíni legfiatalabb képződményektől, a medencealjzatig folyamatos üledékképződést és ennek megfelelő folyamatosan növekvő sűrűségértékeket. Erre azért van szükség, hogy mindenhol ugyanúgy járjunk el a sűrűség és izosztatikus mélység meghatározása során. Természetesen a földtani felépítés általában nem ilyen. A sűrűségmeghatározásból származó hiba csak az izosztatikus köpenykiemelkedés (*antiroot*) méretét módosítja némileg (mivel a felszínközeli, de kvarternél idősebb medenceüledékek sűrűsége nagyobb, mint amelyet kezdősűrűségként a 31. ábra alapján feltételeztünk), de a 25 km-es mélység miatt ez a hiba remélhetőleg nem lesz túl nagy.



31. ábra | A sűrűség mélységfüggése Magyarországon (Mészáros, Zilahi-Sebess 2001)

Figure 31 | Density vs. depth in Hungary (Mészáros, Zilahi-Sebess 2001)

A kapott átlagos sűrűséggel a $[(\sigma_b - \sigma_{ii})/(\sigma_m - \sigma_c)]$ kifejezés értéke meghatározható. Ez az érték 2670 kg/m^3 korrekciós sűrűségnél a medenceüledékek esetében 0,03–1,28 között változik, a medence mélységétől függően (a hegységek esetében ez az érték 4,5 körüli volt). Ez durván azt jelenti, hogy a sekély, néhány száz 100 m mély medencénél, kb. hasonló magasságú köpenykiemelkedés jelentkezik. A nagyon mély medencék esetében a mélységgel csökkenő sűrűségkontraszt miatt egyre kisebb lesz az üledék által okozott izosztikus hatás. A legmélyebb, kb. 9 km-es medencénél a köpenykiemelkedés mértéke számításaink szerint maximálisan 2,8 km körüli lesz.

A köpenykiemelkedés mértékét megkapjuk, ha a medencemélység alapján pontról pontra kiszámítjuk az átlagos fedőüledék-sűrűséget (5), és ezt az értéket felhasználva a köpenykiemelkedés mértékét (3).

Az izosztikus gyökérzónával és a köpenykiemelkedés mértékével korrigált 25 km-es átlagos kéregvastagságszint megadja a Moho hullámzását izosztikus egyensúlyt feltételezve, a következő képlet alapján:

$$H_{\text{Moho}} = d_c + \left(\frac{\sigma_c}{\sigma_m - \sigma_c} h_t \right) - \left(\frac{\sigma_c - \sigma_{ii}}{\sigma_m - \sigma_c} h_b \right), \quad (6)$$

ahol

d_c – a kéreg átlagos vastagsága (25 km),

σ_c – a kéreg sűrűsége (2670 kg/m^3),

σ_{ii} – az üledékek sűrűsége (változó)

σ_m – a köpeny sűrűsége (3270 kg/m^3),

h_t – domborzati magasságérték,

h_b – az ismert medencemélység.

Ha a számításból kapott Moho-felszínt összevetjük a szeizmikus mérésekből kapott Moho-felszínnel, akkor kisebb mélységeket és amplitúdót tapasztalunk. Ez kétféle dologból adódhat:

- 1) Az izosztikus megfontolások során homogén és konstans kéreg-, illetve köpenysűrűséget feltételeztünk, noha a valóságban nem az. A valódi sűrűségviszonyok megismerése irreális vállalkozásnak tűnik, így az izosztikus kompenzációs mélységet sem tudjuk tovább pontosítani.
- 2) A Moho átlagos szintjének a 25 km-t választottuk, ehhez adtuk hozzá a gyökérzónák és a köpenykiemelkedések okozta változásokat. Ez azonban csak egy közelítő érték, ez az átlagérték lehet ennél kisebb, de inkább nagyobb is. Az átlagos mélység pontosítása csak a szeizmikus mérések alapján lehetséges.

Feltételezve, hogy az izosztikus megfontolásból kapott Moho-felület lefutásának tendenciái helyesek, a szeizmikus és gravitációs szintek eltérését szélsőértékek alapján végzett korrekcióval orvosoltuk. A korrekció mértékét a következő lineáris összefüggéssel lehetett megadni:

$$H_{\text{Moho}}^{\text{kor}} = 1,769824017 H_{\text{Moho}}^{\text{izos}} + 14965,57422. \quad (7)$$

Jegyzetek

- a) Az eredeti képletben a $\sigma_{ii} = 1027 \text{ kg/m}^3$, mivel az óceáni kéreg felett tengervíz van.
- b) Szabó és Páncsics (1999) kőzetfizikai vizsgálatok alapján, a harmadidőszaki üledékekre szintén publikáltak sűrűség–mélység összefüggést!

Hivatkozások

- Airy G. B. (1855): On the compensation of the effect of the attraction of mountain measurements. Phil. Trans. London
- Heiskanen W. A., Vening Meinesz F.A. (1958): The Earth and Its Gravity Field. McGraw Book Company, Inc. London
- Horváth F. (1976): A szilárd Föld fizikája. Tankönyvkiadó, Budapest, 240 o.
- Mészáros F., Zilahi-Sebess L. (2001): Compaction of the sediments with great thickness in the Pannonian Basin. Geophysical Transactions 44/1, 21–48
- Szabó Z., Páncsics Z. (1999): Rock densities in the Pannonian Basin – Hungary. Geophysical Transactions 42/1–2, 5–28