

Földrengések és geotermika a Magyar medencében.

2. rész: A rengések mélységeloszlásának termikus szabályozottsága¹

BODRI BERTALAN²

Kéregszerkezeti és földi hőáramadatok alapján háromdimenziós geotermikus litoszféramodellt számítottunk Magyarország területére. A mélyhőmérsékletek ismeretében, kéregszerkezeti információ és a kőzetek frikciós adatainak felhasználásával, továbbá feltételezésekkel élve a pórsvíz jelenlétére és a tektonikus folyamatok deformációs sebességeire vonatkozóan, kidolgoztuk a térség reológiai modelljét.

Eredményeink az ország egész területére rétegzett reológiai szerkezetet valószínűsítünk, amikor is egy lágyabb, képlékenyebb, szeizmikusan csendes zóna „szendvicsszerűen” ágyazódik alul és felül merevebb, rideg, szeizmogén kéregtartományok közé. Reológiai modellünk szerint a felső kéregben 10–12 km-es mélységig várható szeizmikus aktivitás, amivel az ismert hipocentrumú földrengések mélységeloszlása jó egyezést mutat. Az alsó kéreg mintegy 20–22 km-es mélységig terjedő tartományának a modell szerint szeizmogén jellegét kevésbé támasztják alá szeizmológiai indikációk. Ez a tény egyrészt mélyrengések ritka előfordulásával, másrészt azzal magyarázható, hogy a Pannon-medencében általában kevés az ismert hipocentrumú rengések száma. Mindenesetre úgy tűnik, országunk nagyjából azon nem túl gyakori térségek közé sorolható, ahol nem zárható ki az eddig megfigyelteknél mélyebb földrengés előfordulásának lehetősége. Mivel ilyen területek szeizmikus szempontból fokozottan veszélyeztetettek minősülnek, a kérdés további vizsgálata kétségek nélkül figyelmet érdemel.

A Pannon-medencében a kéreg reológiai horizontjainak elhelyezkedését elsősorban a termikus viszonyok szabják meg. Mindkét szeizmogén réteg alsó határfelülete izotermikusnak mutatkozik, a felső zóna a ~200 °C-os, az alsó a ~375 °C-os izoterma mélységében végződik. A legalsó kéregrész és a felső köpeny Magyarország egész területén képlékeny reológiát mutat, ezért a szeizmikus aktivitás lehetősége ebben a mélység régióban kizárható.

B. BODRI: Earthquakes and geothermics in the Hungarian basin. Part 2: On thermal control of the depth distribution of seismicity

On the base of data on crustal structure and terrestrial heat flow, a 3-D lithosphere geothermal model for the territory of Hungary has been calculated. This model, along with crustal structure, laboratory data on rock friction, and certain assumptions about fluid conditions and tectonic strain rate levels, served as the basic information for the construction of a rheological model of the area.

As shown by the obtained rheological model, for the whole territory of Hungary a layered rheological structure is characteristic, when a softer aseismic part of the crust is 'sandwiched' between an upper and a lower harder, brittle crustal zones. Seismic activity in the upper crust may be expected down to depths of 10–12 km, which is confirmed well by the observed distribution of earthquake focal depths. The seismogenic nature of the lower crust down to about 20–22 km, as indicated by our modelling results, is less constrained by observations. This can be explained by infrequent occurrences of deep earthquakes and/or by the generally small number of hypocenter determinations in the study area. Anyhow, the territory of Hungary in its greater part seems to belong to such non-numerous regions where the possibility of deeper earthquakes to occur than indicated by the existing seismicity pattern cannot be excluded. Since such areas are of increased seismic hazard, the problem definitely deserves further investigation.

The position of the different rheologic horizons within the crust is governed primarily by thermal conditions. The base of both seismogenic layers appears isothermic, the upper hard layer has its base at the depth of the ~200 °C isotherm, while the lower brittle zone ceases at the ~375 °C isotherm. The lowermost crust and the upper mantle over whole Hungary show ductile rheology, thus the possibility of seismic activity in this depth range can be excluded.

1. Bevezetés

A szeizmicitás mélységeloszlási mintázata és a földi litoszféra termikus állapota között kontinentális területeken lehetséges kapcsolat kérdését számos vizsgálat kutatta [CHEN, MOLNAR 1983; ČERMÁK

et al. 1991; FURLONG, ATKINSON 1993]. A kis litológiai variációkat mutató óceáni litoszférától eltérően, ahol a szeizmogén tartomány eléggé általánosan a 700–800 °C-os izotermaig terjed [WIENS, STEIN 1983], kontinentális litoszférában a korreláció léte vagy hiánya lényegesen összetettebb probléma. A szilikátosabb kőzetösszetétel miatt itt a szeizmicitás fenténél alacsonyabb hőmérsékleteken megszűnik, a jelentős litológiai heterogenitások pedig komplex szeizmicitás-eloszlásokban nyilvánulnak meg.

Bár a szeizmikusan aktívból aszeizmikussá történő átmenet termikusan kontrollált tartósfolyási jelenség fellépésének tulajdonítható [CARTER, TSENN

¹ Beérkezett: 1995. július 18-án

² MTA-ELTE Geofizikai Tanszéki Kutatócsoport, H-1083 Budapest, Ludovika tér 2.

1987], egyéb szerzők mellett egy korábbi tanulmányunkban [BODRI 1994] mi is szemléltettük, hogy a kontinentális litoszférában a rideg-képlékeny reológiai átmenet helyét (mélységét) több tényező együttesen szabja meg; a hőmérsékleten kívül szerepet játszik a kéregszerkezet, fluidumok jelenléte, tektonikai törésrendszerek geometriája és típusa, tektonikus feszültségek szintje a töréseken, továbbá a deformációs sebességek. Ezek relatív fontosságának becslése általában komplikált dolog, közülük ugyanis több egymástól kölcsönösen függő viszonyban van. A felsorolt tényezőknek és potenciális kölcsönhatásaiknak a reológiai rétegződés kialakításában játszott szerepét számszerűen vizsgálva BODRI [1994] rámutatott, hogy szeizmogén mélység értékére leginkább a kéregszerkezet és a hőmérséklet változásai vannak hatással. A kettő közül mindegyik előidézhet akár ~5 km-es variációkat is a szeizmogén mélységtartomány kiterjedésében, csak míg a termikus állapot változásai nagy hullámhosszú térbeli fluktuációkat okoznak, addig a hirtelen, kis kiterjedésű fluktuációk inkább a kéregösszetétel változásával kapcsolatosak. A kőzetek víztartalma és pórusnyomás jelen esetben másodlagos jelentőségűek, a deformációs sebességek szóba jöhető változásának hatása pedig gyakorlatilag elhanyagolható. Egyes tényezők speciális, sajátos kombinációja természetesen szélsőségesebb variációkat is előidézhet a szeizmogén mélységhatár helyében.

Annak eldöntéséhez, hogy adott területen a lényeges tényezők közül is alapvetően mi szabja meg a szeizmogén mélységhatár elhelyezkedését, a lehetőleg minél teljesebb szeizmológiai adatrendszeren kívül szükséges a térség elfogadhatóan pontos termomechanikai modelljének ismerete. Ennek alapján számítható a litoszféra mechanikai szilárdsági modellje, amit a szeizmicitás mélységeloszlási mintázatával összehasonlítva már közvetlen válasz adódik a kérdésre.

Továbbiakban bemutatunk Magyarországon néhány földrajzi-földtani térségére számított kéregszilárdsági modellt, valamint összehasonlítást végzünk ezek sajátosságai és a területen tapasztalt szeizmicitás mélységeloszlásának változásai között. Törekszünk a termikus állapot, kéregszerkezet és szeizmicitás közötti lehetséges kapcsolatok olyan vizsgálatára, amely magyarázatot adhat a szeizmicitás mélységbeli változásának okairól.

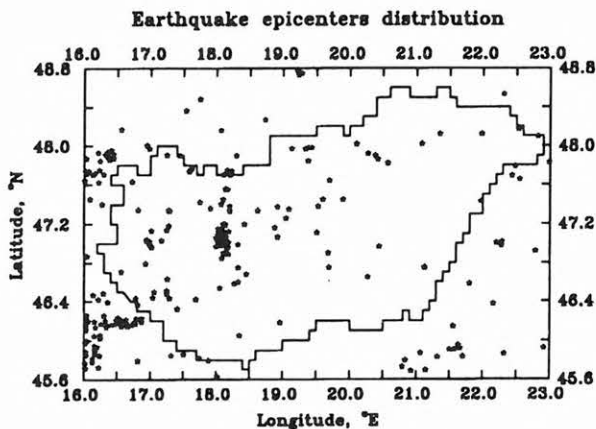
2. Földrengésadatok

Ismeretes, hogy valamely területen hosszú időtartamokra kiterjedő szeizmológiai adatrendszerek direkt módon felhasználhatók következtetések levonására a földkéreg frikciós, reológiai sajátosságainak mélységbeli változásairól [SIBSON 1984]. Vizsgálatunkban két ilyen adatrendszer állt rendelkezésre. Egyik a ZSÍROS et al. [1988]-féle Hungarian Earthquake Catalog (456—1986) Magyarország jelenlegi területére eső adatainak rendszere (ELTE Geofizikai Tanszék adattára), amit kiegészítettünk a National Earthquake Information Center (NEIC; Boulder, Colorado) Earthquake Determination Report (EDR) nyitott adatbázisából az 1980—1994 időszakban magyarországi területre kiválasztott adatokkal. A bi-

zonytalan keletkezési helyű, illetve epicentrális intenzitású (a katalógusban K és E jelzésű) adatok kihagyásával a magyar adatrendszer összesen 1720 rengést tartalmaz, a másik pedig 89 rengésről nyújt adatokat. Sajnálatos módon, ezek közül csak elég kevésnek ismeretes a fókusz mélysége.

Hangsúlyoznunk kell, hogy a két adatrendszer egyike sem tekinthető homogénnek. Minden valószínűség szerint lényegesen több rengés fordulhatott elő országunk területén a 20. századot megelőző időkben, mint amennyit a magyar katalógus feltüntet, az amerikai adatbázis pedig bizonyára csak egy részét tartalmazza a valójában kipattan rengéseknek. Az adatok inhomogenitásának, a stacionaritás, a statisztikus eloszlási sajátosságok tisztázatlanságának azonban vizsgálatunk szempontjából nincs különösebb jelentősége, a szeizmicitás mélységbeli változásának fő vonásait a rendelkezésünkre álló adatok így is eléggé világosan tükrözik.

Bár a Pannon-medence térsége az afrikai és eurázsiai kontinensek ütközési zónájának egy részét képezi, szeizmikus aktivitása a kollíziós öv egyéb részeivel összehasonlítva kétségkívül alacsony. Az epicentrumok eloszlása határozott klaszterjellegű, csoportokba tömörülési tendenciát mutat (1. ábra),

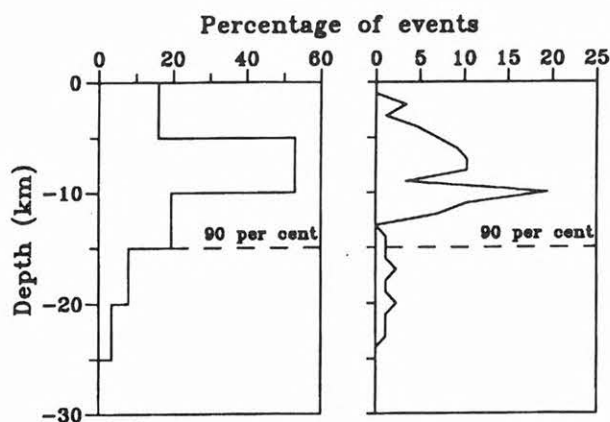


1. ábra. Az ismert fészekmélységű földrengések területi eloszlása Magyarországon

Fig. 1. Distribution of earthquakes with known hypocenter depths in Hungary

azonkívül a rengések számos helyen ismétlődnek. Eger környékén például, a (47,9 °É; 20,4 °K) földrajzi hely szűk környezetében az 1880 és 1960 közötti időszak folyamán 21 főrengés és 59 nagyobb utórengés kipattanásáról van dokumentáció. Kecskemét térségében (46,9 °É; 19,7 °K) ugyanezen időszak alatt 23 rengés és 112 erős utórengés történt. Az előfordulások ilyen jellegzetességére először CSOMOR és KISS [1959] hívták fel a figyelmet. A rengések energiája meglehetősen kicsi. A rendelkezésünkre álló adatok szerint az összes rengés 35%-ának magnitúdója kisebb 2,5-nél, 89%-uk magnitúdója nem éri el a 3,5-es értéket. A Pannon-medencében csak kevés földrengés energiája elegendő ahhoz, hogy fészekmechanizmus meghatározást lehessen végezni. A végzett vizsgálatok arra utalnak, hogy több rengés előfordulási helye tektonikai törésvonalakhoz igazodik.

A 2. ábra a Magyarország területén ismert hipocentrumú földrengések gyakoriságának mélység



2. ábra. A magyarországi földrengések százalékos gyakoriságának mélységeloszlása 5 km-es (balról) és 1 km-es (jobbról) mintavételezési intervallumokkal

Fig. 2. Distribution of earthquake frequency (percentage) with depth for 5-km (left) and 1-km (right) sample intervals in Hungary. Dashed line indicates depth above which 90% of events occurred

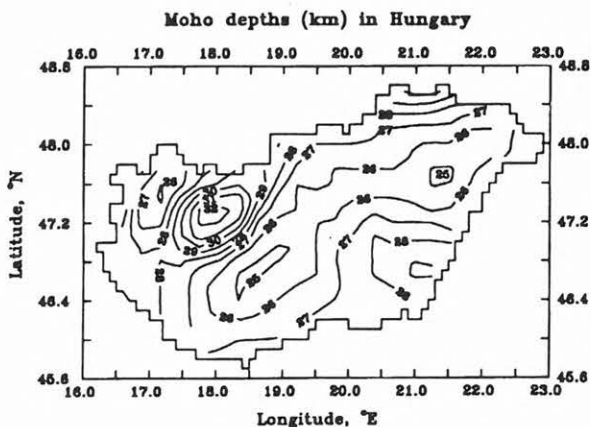
szerinti százalékos eloszlását szemlélteti. A rengések nagy többsége láthatóan a felső kéregben keletkezik. Bár az eddig kimutatott maximális fészekmélység 23 km, az előfordulások 90%-a a 15 km-es mélységszint feletti kéregrészbe esik. A szeizmikus aktivitás az 5–10 km-es mélységövben tetőzik, mely régió jórészt a rideg és képlékeny reológiák közötti átmenetnek felel meg (ld. az alábbiakban). Ez a mélység-öv sokkal sekélyebb helyzetű, mint amire a Föld számos más térségéből származó indikációk utalnak (pl. 30–40 km ÉK-Indiában [ČERMÁK et al. 1991]; 12–20 km Közép-Japánban [BODRI, IIZUKA 1993]). Ugyanakkor az is tény, hogy számos geotermikus régióban (pl. a dél-kaliforniai Imperial Valley [GILPIN, LEE 1978]; a Yellowstone kaldera térsége Wyoming államban [SMITH et al. 1977], stb.) a szeizmikus aktivitás igen kismélységű, a 10 km-nél sekélyebb mélységzónára korlátozódik. Finomabb mélységlépcsőt alkalmazva (2. ábra, jobboldalt), a gyakorisági eloszlás „cikkakkossá” válik. A 10 km-es mélységszint környezetében a rengések száma erős maximumot mutat, 9 km-nél határozott minimum következik, míg a 4–8 km-es intervallumban a szeizmicitás a mélységgel eléggé egyenletesen növekszik. Ilyen rapszodikus eloszlás más térségekben is gyakran előfordul [SIBSON 1984], általában a rideg-képlékeny átmenet mélységének területi változásaival, fluktuációjával magyarázzák. Ami a különböző magnitúdó-intervallumokban előforduló rengések mélységét illeti, nem mutatkozik egyértelmű magnitúdó-mélység összefüggés, a statisztikailag még szignifikáns számban előfordult különböző méretű rengések mélységeloszlása közel azonos.

3. Kéregszerkezet

Magyarországon évtizedeken át intenzív szeizmikus kutatások folytak [POSGAY 1975; SOLLOGUB et al. 1980; POSGAY, SZENTGYÖRGYI 1991] a kéreg és

felső köpeny szerkezetének megismerése céljából. A Pannon-medencében eléggé különleges vonása a nagyszerkezetnek, hogy mind a kéreg, mind a litoszféra jelentősen vékonyabb (és melegebb), mint Európa túlnyomó részén. A litoszféra rétegződése az alábbi fő vonásokat mutatja.

1. A Conrad-diszkontinuitás a helyenként tapasztalható folytonossági hiányok ellenére eléggé jól kirajzolódik a 14–20 km-es mélységtartományban (a nagyobb mélység a Magyar medence periferikus részeire jellemző). A v_p sebesség a felületen 6,8-ról 7,1 km/s-ra növekszik, a sebességugrás tehát elég jelentős.
2. A meleg területeken gyakori alacsony sebességű kéregzóna létezéséről nincsenek indikációk.
3. A Moho-felület sekély elhelyezkedésű (25–30 km) és gyakran „pikkelyes” szerkezetű, vagyis duplán vagy akár háromszorosán is jelentkezik 1–3 km-en belüli mélységtérésekkel a szeizmikus szelvényeken. Ezt a jelenséget MEISSNER [1986] a Moho fiatal tektonikájú területeken lépcsősnek mutatózó jellegével magyarázza. A kéreg alatti tartományban a P hullámsebességek meglehetősen nagyok (8,1–8,15 km/s), ami annak fényében, hogy geotermikus modellvizsgálatok [BODRI 1981] kifejezetten magas Moho-hőmérsékleteket valószínűsítenek, eléggé meglepő.
4. A térségben a litoszféra anomálishan vékony (~60 km). Ez a szeizmikus, szeizmológiai és magnetotellurikus vizsgálatok eredményeiből adódó érték az alacsony sebességek zónájáig terjedő, ún. „szeizmikus” litoszféra vastagságát jellemzi. Ilyen kis litoszféra vastagság Európában csak a Rajna-árok és a Nyugat-Mediterraneum területén fordul elő [ANSORGE et al. 1992]. A vizsgálatunkban bemenő adatként szolgáló Moho-mélység magyarországi változását a 3. ábra szemlélteti. A térkép nagyszámú, különböző módszerekkel és időben végzett mérés eredménye alapján lett megszerkesztve [POSGAY et al. 1991]. A viszonylag kis kiterjedésű Zala- és Békés-medence térségei kivételével (ahol nem végeztek méréseket) az ország adatokkal való területi lefe-



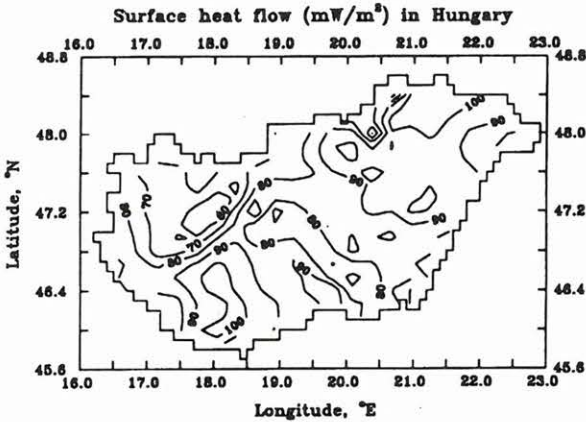
3. ábra. A Moho-diszkontinuitás mélysége Magyarország területén (POSGAY et al. [1991] térképének digitalizálása után szerkesztve)

Fig. 3. Contour map of depths to the Moho-discontinuity in Hungary (drawn after digitalization of the map by POSGAY et al. [1991])

dése jónak mondható. Legvastagabb (max. ~32 km) a kéreg a Dunántúli-középhegység területén, míg a Nyírségtől Somogyig ÉK-DNy-i csapásiránnyal húzódó sávban, továbbá a Kisalföld Rá-bán túli részén a vastagság midősze 25–26 km. Az ország központi sávjától távolodva a Moho-mélységek fokozatosan növekednek.

4. Hőáram és geotermikus viszonyok

A 4. ábra a hőáramsűrűség eloszlását szemlélteti Magyarország területén. A forrásadatok és a térkép szerkesztési módszerének ismertetése megtalálható DÖVÉNYI és HORVÁTH [1988] tanulmányában. A



4. ábra. A földi hőáram területi eloszlása Magyarországon (DÖVÉNYI és HORVÁTH [1988] hőáramtérképének digitalizálása után szerkesztve)

Fig. 4. Terrestrial heat flow on the territory of Hungary (drawn after digitalization of the map by DÖVÉNYI and HORVÁTH [1988])

részletektől itt eltekintünk, mindössze néhány tény felsorolására, illetve néhány általános megállapításra szorítkozunk. DÖVÉNYI és HORVÁTH [1988] hőáramtérképe 18 mért és 150 becsült hőáramadat alapján készült. Az adatok olyan fúrólukakból származnak, ahol megfelelő pontosságú hőmérsékleti szelvényeket mértek, és ahol a neogén összlet litológiája folytonos lyukszelvényezésekből ismeretes. A hőárambecslések során alkalmazott átlagos hővezetőképesség-értékeket egy, a Pannon-medence neogén üledékeire számos mérési eredmény alapján kidolgozott hővezetőképességi modell szolgáltatja. A térkép a Kárpát-medence egészére kiterjed, szerkesztése során fenti adatokon kívül felhasználásra került még mintegy 190 mért vagy becsült hőáramérték is a környező országokból. Az adatsűrűség egészében eléggé jónak mondható. Ha valamely nagyobb területről nem áll rendelkezésre hőáramadat, mélységi hőmérsékletek térképeinek figyelembevétele nyújtott kiegészítő információt. A hőáramtérkép hátrányul róható fel, hogy korrekció nélküli adatokon alapul. Az egyes hőáramértékek így tartalmaznak az üledékképződés, a felszíni domborzat, az üledékta-
karó alatti medencealjzat reliefje, paleoklimatikus változások stb. perturbációs hatását. A felszín alatti vizek áramlása különösen erős zavaró tényező lehet, bár a vízmozgás termikus hatására nincs általánosan

alkalmazott korrekció. A felszín alatti vízáramlások hőáramot módosító hatásának számszerű becslése ugyanis eléggé körülményes dolog, sokak szerint igazából alig lehetséges, gyakori nézet, hogy olyan területeken, ahol erős vízmozgás tételezhető fel (ami a Pannon-medencében sem ritkaság), nem is érdemes hőáram méréseket végezni.

Magyarország területére fiatal genezisű és intenzív geotermikus állapot jellemző. A különböző földrajzi-földtani egységekre számított közepes geotermikus gradiens értéke sehol sem kisebb 40 K/km-nél (1. táblázat). Ez az érték lényegesen meghaladja a stabil táblás, illetve tektonikusan aktív területekre átlagosan jellemzőnek tartott 16 K/km-es és 22 K/km-es gradiensszinteket [LACHENBRUCH, SASS 1977]. Régóta közismert, hogy a Magyar-medence hőárama általában magas. Emellett, a kisebb földtani egységeket jellemző közepes hőáramokban jelentős eltérések is megfigyelhetők. A medence központi térségében magas, 80–100 mWm⁻²-es hőáramok előfordulása általános. Igen alacsony viszont, átlagosan mintegy 45–55 mWm⁻² nagyságú a Bécsei- és Erdélyi-medence hőárama [ČERMÁK 1979; VELICIU, DEMETRESCU 1979]. Magyarország mai területe nagyjából a 80 mWm⁻²-es izovonallal kirajzolódó Pannon geotermikus anomália térségébe esik. Legjelentősebb kivétel a mállott karbonátos kőzetekkel alkotott és karsztos sajátosságokat mutató Dunántúli-középhegység, ahol intenzív felszín alatti vízmozgás valószínűsíthető [DEÁK et al. 1988]. Ezért az alacsony hőáram itt vélhetően inkább a legfelső kéregzóna konvektív hővesztését, mintsem a mélyebb régió hőállapotát tükrözi.

Terület	Kéregvastagság (km)	Hőáram (mWm ⁻²)	Közepes hőm. grad. (K/km)
Kisalföld	26–32	65–80	41,6
Dunántúli-középheg.	29–32	40–70	—
Dunántúli medencék:			
Dráva-medence	—	70–100	52,1
Zala-medence	—	70–90	47,8
Nagyalföld:			
Duna-Tisza köze	26–27	60–90	53,0
Kelet-Nagyalföld	25–28	70–100	52,8
Északi-középheg.	26–28	70–100	—

1. táblázat. Kéregvastagság és felszíni hőáram változási intervallumai, továbbá közepes geotermikus gradiens Magyarország néhány földrajzi-földtani térségében. Közepes hőmérsékleti gradiens DÖVÉNYI és HORVÁTH [1988] után

Table 1. Ranges of crustal thickness and surface heat flow variations, and mean geothermal gradient at some geographic-geologic provinces of Hungary. Mean temperature gradients after DÖVÉNYI and HORVÁTH [1988]

A kárpát—pannon térség a hőáram és kéregvastagság közötti fordított korreláció klasszikus példájul szolgálhat. A központi Pannon-medencéből kifelé haladva a kéregvastagság az ottani 25–28 km-

ről minden irányban folytonosan növekszik, értéke a Külső-Kárpátokban már 48—50 km, a Kárpáti-elő-mélység területén pedig 55—56 km. A hőáram változása viszont fordított értelmű; a Pannon-medencére leginkább 80—100 mWm⁻²-es, míg a Kárpát-régió periférikus zónáira csak 35—45 mWm⁻²-es hőáramok jellemzők. Magyarország területén a hőáram-kéregvastagság korreláció együtthatójának értéke számításunk szerint -0,60±0,04. Ettől függetlenül azonban elhamarkodott lenne minden földrajzi egységre általánosan érvényes összefüggést valószínűsíteni a kéregvastagság és a mélyrégió termikus állapota között. Fentebb már említést tettünk a Dunántúli-középhegységről, melynek alacsony hőárama inkább vízcirkulációval, mintsem a viszonylag megnövekedett kéregvastagsággal magyarázható.

5. Geotermikus modell

Ismeretes, hogy a litoszféra feszültséggel szembeni reológiáját, reakciójának milyenségét a hőmérséklet nagyban befolyásolja. Ezért bármely reológiai modellezéshez feltétlenül szükséges a termikus állapot, a termikus modell ismerete.

A mélyhőmérsékletek számítására általunk alkalmazott eljárás leírása megtalálható ČERMÁK és BODRI [1995] munkájában. Az újbóli részletezést szükségtelennek ítélve, csak rövid ismertetést adunk a módszerről. A számítás a háromdimenziós, inhomogén közegben történő stacionárius hővezetés véges differenciákban adott egyenletének numerikus megoldásával történt, az alábbi határfeltételek alkalmazásával.

1. Adott konstans hőmérséklet a felszínen, melyet egyszerűség kedvéért 10 °C-nak veszünk (évi közepes hőmérséklet Magyarországon).
2. A hőmérsékleti tér horizontális szimmetriája a modellezési tartomány függőleges oldalain.
3. A modell alsó határán sem hőmérsékletet, sem hőáramot nem adhatunk meg előre, a feladat tehát matematikai értelemben nem korrekt kitűzésű. Eljárásunkban a mért felszíni hőáram alapján adunk becslést az alsó határon belépő hőfluxusra. Ez úgy történik, hogy a felszíni hőáramot két komponens, a kéreg radioaktivitásából adódó rész és a köpenyből származó Moho-hőáram összegének tekintjük. Tetszőlegesen vett Moho-hőárameloszlással indulva számítjuk a modellnek megfelelő felszíni hőfluxust, majd az eljárást többször ismételve a felszíni eltérések (mért és számított hőáramok különbsége) értékének megfelelően korrigáljuk a Moho-hőáramot mindaddig, amíg az eltérések adott hibahatár alá csökkennek. Ezért a felszíni hőáram a számítás egyik alapvetően fontos bemenő adata.

A felszíni hőáramon kívül szükséges továbbá két hőfizikai paraméter, a hővezetőképesség és belső radiogén hőtermelés eloszlásának elfogadható pontosságú ismerete. Mivel a vizsgált területről nem áll rendelkezésre kellő részletességű petrológiai modell, egy geotermikus számításokban gyakran alkalmazott közelítéssel élve [ČERMÁK, BODRI 1995], kétrétegű kéreggel és homogén köpennyel alkotott felépítést tételezünk fel. Az $A(x, y, z)$ radioaktív

hőtermelés és a $K(x, y, z)$ hővezetőképesség eloszlási modellje a következő:

$$A(x,y,z) = \begin{cases} 0,04Q_0(x,y,z) \exp(-z/10), & z \leq 10 \text{ km}, \\ 2,5 \exp(-z/10), & 10 < z \leq M, \\ 0,01, & z > M, \end{cases} \quad (1)$$

és

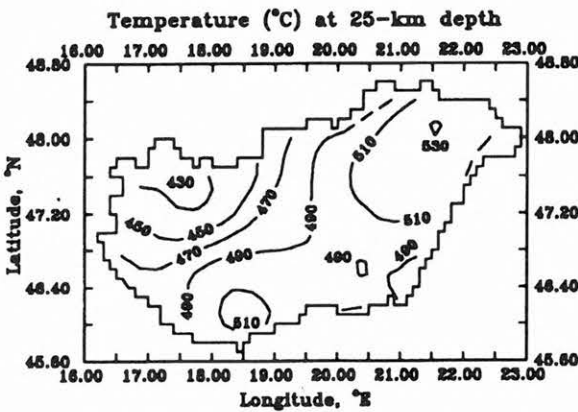
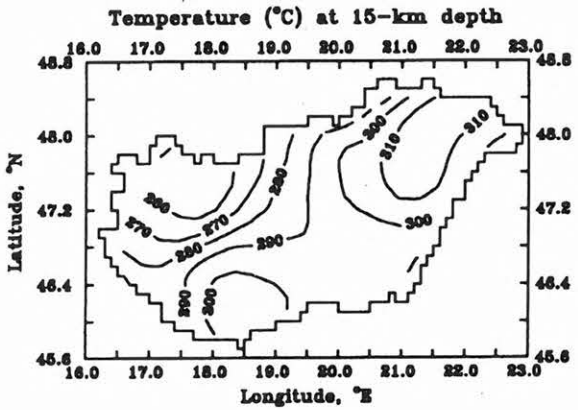
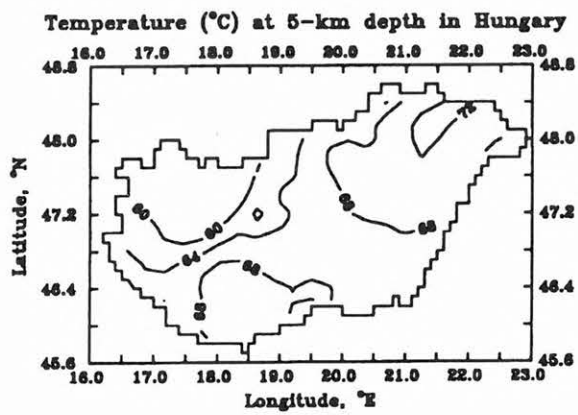
$$K(x,y,z) = \begin{cases} 2,5, & z \leq M, \\ 3,5, & z > M, \end{cases} \quad (2)$$

ahol x, y, z a térkoordináták, M a Moho-diszkontinuitás mélysége, és Q_0 a mért felszíni hőáram. A hőáram, radiogén hőtermelés, hővezetőképesség és mélység értékei fenti képletekben a sorrendnek megfelelően mWm⁻², Wm⁻³, Wm⁻¹K⁻¹ és km egységekben értendők.

Fentiek alapján tehát hőfizikai szempontból a kéreg egyszerű kétrétegű felépítésű, ahol is a radioaktivitás kielégíti egyrészt a felső 10 km-es zónában a felszíni hőáram és a felszínközeli zóna hőtermelése között ROY et al. [1968] és LACHENBRUCH [1968] által megállapított lineáris kapcsolatot, és másrészt a kéregből és köpenyből származó hőáramkomponensek közötti 40—60%-os részesedési arányt [POL-LACK, CHAPMAN 1977]. A hővezetőképesség fenti értékei a kéreg és a felső köpeny tartományára általánosan mérvadónak tekinthetők.

A mélyhőmérsékletek eloszlását a 45,6 és 48,8 °E valamint a 16 és 23 °K földrajzi koordinátákkal határolt, mintegy 180 000 km²-nyi kiterjedésű térségre számítottuk. Az 5. és 6. ábrák a modellezés Magyarország területére adódott legfontosabb eredményeit szemléltetik grafikusán. „Termikus” litoszféra elnevezéssel a kéreg és alatta a felső köpenynek azt a tartományát illetjük, ahol a hőmérséklet nem éri el az olvadási pontot. A litoszféra-asztenoszféra határ helyzetét a $T_m = (1100 \text{ °C} + 3z) \times 0,85$ összefüggéssel [DELLA VEDOVA et al. 1990] meghatározott olvadási hőmérséklet alapján számítottuk. Az ilyen módon definiált litoszféra alapzata, alsó határa, korántsem izotermikus. Európa néhány jellegzetes földtani egységét összehasonlítva, a litoszféra-asztenoszféra határ hőmérsékletében 250—350 K nagyságú különbségek is lehetségesek [ČERMÁK, BODRI 1995]. A kéregszerkezet és a felszíni hőáram viszonylag mérsékelt változásai miatt Magyarország területén azonban az eltérések nem nagyobbak 40—50 K foknál.

Az 5. ábra szerint a mélyhőmérsékletek eloszlása eléggé egyszerű mintázatú, leginkább az ország középtáján EK-DNy-i irányban húzódó magasabb hőmérsékletű zóna jelenléte, továbbá a hőmérsékletnek az előbbire merőlegesen, ÉNy-ról DK-re történő általános növekedési trendje érdemel figyelmet. A hőmérséklet laterális változásai a mélységgel növekednek. Míg 5 km-es mélységen a hőmérséklet az ~55—70 °C-os tartományban változik, 15 km-nél a változás intervalluma már mintegy 70 °C (~250—320 °C), a Moho-felület hőmérséklete pedig a területen a kb. 400 és 550 °C határok közé esik. Mint várható is, a köpenyből származó Moho-hőáram laterális változá-

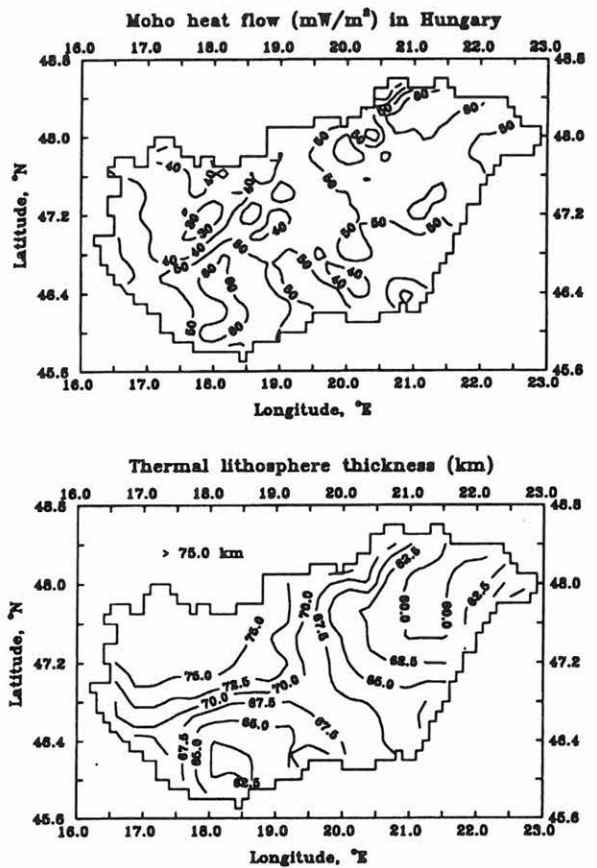


5. ábra. Háromdimenziós modellezéssel számított kéreghőmérsékletek Magyarország területén, 5, 15 és 25 km-es mélységzinteken

Fig. 5. Results of a 3-D geothermal modelling for the territory of Hungary: temperature patterns at 5-, 15-, and 25-km depths

sa nagyjából tükrözi a felszíni hőáram eloszlási mintázatát. A köpenyhőáram variációi a $30\text{--}60\text{ mWm}^{-2}$ -es tartományba esnek (6. ábra). Az intervallum felső határa lényegesen magasabb, mint a Közép-Európa térségére általában jellemző $30\text{--}40\text{ mWm}^{-2}$ nagyságú Moho-hőáramok [ČERMÁK et al. 1990].

Elvileg semmi ok nincs arra, hogy a „szeizmikus” és „termikus” definiált litoszféravastagságok megegyezzenek. Az első értelmezés szerint a litoszféra alsó határát a felső köpenyben sok helyen kimutatott alacsony szeizmikus sebességű öv (amelynek fizikai természete máig sem tisztázott) kezdete jelzi, a termikus litoszféra viszont az olvadás



6. ábra. Háromdimenziós modellezéssel számított hőfluxus a Moho-határon, és termikus litoszféravastagság Magyarországon

Fig. 6. Results of a 3-D geothermal modelling for the territory of Hungary: Moho heat flow, and thickness of the thermal lithosphere

felléptével végződik. Ettől függetlenül az általunk számított termikus litoszféravastagság elég jó egyezést mutat a szeizmikus módszer eredményeivel. Például POSGAY et al. [1986] Biharkeresztes térségében végzett mélyszeizmikus mérései 55 km körüli litoszféravastagságot mutattak ki a területen, az általunk számított vastagság ugyancsak igen kicsi, mindössze $\sim 60\text{--}62$ km (6. ábra). A termikus litoszféravastagság jól egyezik magnetotellurikus adatokkal is, melyek szerint az asztenoszféra jelző elektromosan jólvezető réteg a Pannon-medence területén igen sekély elhelyezkedésű, kb. 50 és 80 km közötti mélységeken jelenik meg [ÁDÁM et al. 1982]. A 6. ábrán látható, hogy a termikus litoszféra vastagsága minimumán $60\text{--}65$ km az ország középső részein, ahonnan a szélek felé haladva növekszik. A nagyobb kárpát—pannon térség külső szegélyein a vastagság már ~ 100 km fölé emelkedik. Ez a változás ugyancsak összhangban van és összemérhető a szeizmikus litoszférának SOLLOGUB et al. [1980] és POSGAY et al. [1986] jelezte vastagságával. A litoszféravastagság regionális variációi háttérben oksági tényezőként valószínűleg leginkább a hőáram laterális változásai jöhetnek szóba.

A geotermikus modell pontossági vizsgálati egyértelműen arra utalnak, hogy a felszíni hőáram és a felső kéregrészt radioaktív hőtermelése a kritikus modellparaméterek. Az alsó kéreg hőforrásai, valamint a hővezetőképesség csak másodlagos jelentősé-

gűek a háromdimenziós hőtér kialakításában. Ezért termikus modellünkben korrekció nélküli hőáram-
 adatok alkalmazása jelenti a legfőbb hibaforrást, va-
 lamint az, hogy valójában lehetségesek a litológia
 változásait jobban tükröző, bonyolultabb hőforrás-
 eloszlások, mint az általunk feltételezett variáns.
 Szintetikus példákon végzett számításaink szerint
 azonban a hőfizikai paramétereknek a Magyarország
 területére általában jellemzőnek tekinthető hibakor-
 látokon belüli változásai nincsenek nagy hatással a
 litoszféra reológiai rétegeztségére. Hasonló követ-
 keztetés vonható le a rideg-képlékeny reológiai át-
 menet kérdését vizsgáló számításainkból is [BODRI
 1994]. Továbbiakban látni fogjuk, hogy a szeizmici-
 tás mélységeloszlása (amikor egyáltalán ismeretes)
 és a termikusan szabályozott reológiai rétegződés
 között legtöbb esetben minimális ellentmondások
 sem merülnek fel.

7. Reológiai szelvények

A szeizmicitás mélységeloszlási jellemzői és ter-
 mikus állapot között valamilyen konkrét reológiai
 modell segítségével teremthető kapcsolat, kölcsönös
 megfeleltetés. Az alábbiakban röviden ismertetésre
 kerülő reológiai eljárások a litoszféradeformációk
 GOETZE és EVANS [1979]-féle mechanikai modell-
 jéből következnek.

A litoszféra feszültséggel szembeni eltérő mecha-
 nikai viselkedése, reakciója [BODRI 1994] jól illusztrál-
 tható egy, a 7. ábrán jobboldalt bemutatott és álta-
 lában reológiai szelvény néven ismert diagram segít-
 ségével, melyen az egyes reológiai törvények alkal-

környezetében tetőzik. Amint eléri a képlékenységi
 határt, képlékeny viselkedésmód válik dominánssá,
 ahol is a hőmérséklet emelkedésével a szilárdság
 exponenciálisan csökken. Mérvadónak tekintett
 szeizmotektonikai hipotézis szerint földrengések
 olyan litoszféarészekben keletkeznek, ahol a fe-
 szültséggel kiváltott deformáció rideg-frikciós jelle-
 gű, és fordítva, szeizmikus csend, aktivitás hiánya
 arra utal, hogy a deformáció képlékeny, plasztikus
 [TSE, RICE 1986]. Legerősebb és/vagy leggyakoribb
 rengések a reológiai átmenet tartományában vagy
 annak környékén várhatók, a szilárdság négyzetével
 arányos deformációs energiasűrűség maximuma
 ugyanis ide koncentrálódik. Legtöbb modellvizsgá-
 lat éles átmenetet tételez fel a tisztán rideg és tisztán
 képlékeny deformációs módusok között. Ez a felte-
 vés igen célszerű a modellezési feladat szempontjá-
 ból, és világos magyarázattal szolgál az átmenet ter-
 mészetére, mechanizmusára vonatkozóan. Mind-
 amellett hangsúlyoznunk kell, hogy a rideg-képlé-
 keny átmenet valójában kétségkívül fokozatos, a két
 tartomány között minden bizonnyal létezik egy a 7.
 ábrán is jelzett átmeneti zóna.

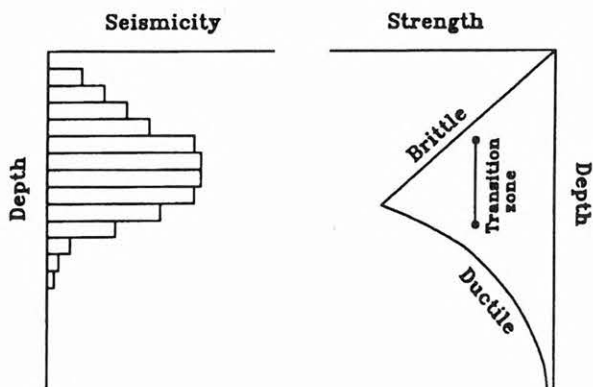
A földrengések gyakoriságának mélység szerinti
 eloszlása általában a 7. ábrán baloldalt bemutatott
 hisztogrammal ábrázolható, mely szerint a szeizmi-
 citás mélységgel növekszik, majd bizonyos maxi-
 mum elérése utáni nagyobb mélységeken a rengések
 száma gyorsan csökken. Szeizmikus-aszeizmikus
 határnak legtöbb vizsgálat azt a mélységszintet te-
 kinti, amely fölé az előfordulások 90%-a esik [MA-
 RONE, SCHOLZ 1988].

A mélyhőmérsékletek és kéregszerkezet ismeret-
 ében, reológiai szelvények számításával alábbiakban
 becslést adunk a rideg-képlékeny reológiai átmenet
 mélységéről Magyarország több földrajzi-földtani
 térségére vonatkozóan. Vizsgáljuk továbbá a szeizmi-
 citás mélységeloszlása és a reológiai modell
 által szeizmogénnek prediktált mélységzónák egye-
 zésének kérdését.

8. Szeizmogén mélységzónák

A szeizmicitás Magyarország területén általában
 eléggé alacsony szintje, továbbá a hipocentrum-
 meghatározásokkal kapcsolatos ismert nehézségek
 miatt csak kevés rengésről áll rendelkezésre fészek-
 mélységi adat. Ezért a fészekmélységek gyakorisági
 eloszlásáról az ország különböző térségeire vonatko-
 zóan nem állt módunkban a 2. és/vagy 7. ábrán
 látható diagramokat szerkeszteni, egy-egy területről
 csak néhány mélységadatot használhattunk fel a
 reológia és szeizmicitás közötti kapcsolat vizsgálatá-
 ra. Eredményeink így inkább kvalitatív következte-
 tések levonására és nem mennyiségi összefüggések
 felvázolására nyújtanak lehetőséget. Másfelől vi-
 szont, intrakontinentális területeken igen gyakori,
 inkább általános, mintsem kivételes az ilyen szituá-
 ció.

A reológiai szelvények számítása során a felső
 kéregre nedves állapotú gránitmintá [BODRI 1994;
 1. táblázat] reológiai paramétereit tekintettük repre-
 zentánsnak. Az alsó kéreg és szubkrustális litoszfé-
 ra folyási szilárdságát fenti tanulmányunk 1. tábláza-
 tában feltüntetett nedves kőzetmintákra adódó szi-

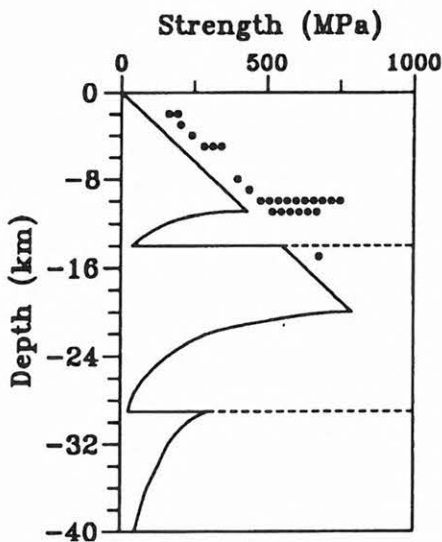


7. ábra. A szeizmicitás és reológiai sajátságok kapcsolatának
 sematikus szemléltetése

Fig. 7. Schematic illustration of the relation between
 seismicity and variation of rheology with depth

mazhatósági tartományai szemléletesen kirajzolód-
 nak. Ilyen reológiai szelvény a kéreg/litoszféra rideg
 nyírószilárdsága és képlékeny tartósfolyási szilár-
 dsága mélység függvényében történő számszerű
 összehasonlításával szerkeszthető. Adott mélységen
 rideg viselkedésmód dominál, ha a rideg nyírószilár-
 dság értéke kisebb, mint a képlékeny tartósfolyás
 szilárdsága, és fordítva. A rideg nyírószilárdság hő-
 mérséklettől és litológiától függetlenül a mélységgel
 lineárisan növekszik és a reológiai átmenet helyének

lárdsáértékek átlagolásával számítottuk. Ennek oka az, hogy több kőzetmintából meghatározott közepes érték inkább tekinthető mérvadónak, mint egyik vagy másik egyedi minta szilárdsága. A képlékeny tartományban szükséges továbbá a tektonikus feszültséggel keltett deformációs sebesség ismerete. Számításaink szerint [BODRI 1994] a képlékeny folyási szilárdság nem túlságosan érzékeny a deformációs sebességre, ezért CARTER és TSENN [1987] által fiatal tektonizmusú területekre jellemzőnek tartott 10^{-14} s^{-1} nagyságrend esetünkben is elfogadható. Fluidumok jelenléte, víztartalom, reológiai szempontból igen lényeges szerepet játszik mind a rideg, mind a képlékeny tartományban [BODRI 1994]. Vizsgálatainkban csak nedves állapotú kőzetmintákra vonatkozó reológiai paramétereket alkalmaztunk, a rideg tartományban hidrosztatikus pórnyomás feltételezése mellett. Általános nézet szerint ugyanis a litoszféraalkotó kőzetek a $700\text{--}750 \text{ °C}$ -os izoterma mélységéig minden bizonnyal tartalmaznak szabad állapotú vizet. Ezt a hőmérsékletet elérve viszont granulitfácies-dominancia kezdődik, ilyen környezetben pedig szabad állapotú víz előfordulása már nem valószínű [MARQUIS, HYNDMAN 1992]. Ami a Pannon-medence területét illeti, magnetotellurikus mérések [ÁDÁM et al. 1989] metamorfózis során szabaddá vált víz jelenlétére utalnak itt is legalább $17\pm 5 \text{ km}$ -es mélységig. A rideg nyírószilárdságot oldaleltolódásos tektonikát feltételezve számítottuk, más típusú tektonikához viszonyítva ugyanis ez esetben a szilárdság közepes, intermedier szintű [BODRI 1994].



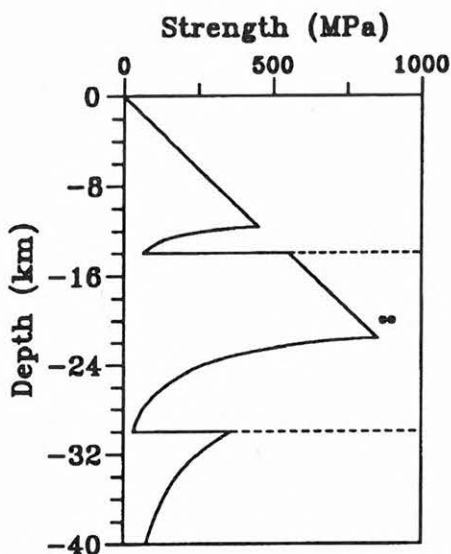
8. ábra. Reológiai szelvény (rideg és képlékeny viselkedésmód változása a mélységgel) a Dunántúli-középhegységi Berhida térségében. A szelvény dőlt egyenesszakaszai rideg, az exponenciális görbévek képlékeny reológiát reprezentálnak. A fekete pontok a rengések fészekmélységét szemléltetik, a szaggatott vonalak kéregszerkezeti határt jelölnek

Fig. 8. Rheological profile (change of brittle and ductile behaviour with depth) and depths of earthquake foci at Berhida area, Transdanubian Central Mts., Hungary. Inclined linear sections of the profile represent brittle mode, exponential sections correspond to ductile response. Dots indicate hypocenter depths, dashed lines mark structural boundaries

A 8. ábrán egy olyan reológiai szelvény látható, melyet a $46,8$ és $47,2 \text{ °E}$ valamint a $17,9$ és $18,4 \text{ °K}$ földrajzi koordinátákkal határolt, nagyobb rész a Dunántúli-középhegység térségébe eső területre számítottunk. A kiválasztást az motiválta, hogy ezen a mindössze $\sim 1600 \text{ km}^2$ -nyi nagyságú területen viszonylag sok (összesen 26) rengés fészekmélysége ismeretes. Itt pattant ki egyebek között az 1985-ös berhida rengés is. Az ábra szerint a területre „szendvicsszerűen” rétegzett reológiai szerkezet jellemző, vagyis egy képlékeny, lágy réteg ágyazódik (az ábrán exponenciális görbeszakasz ~ 11 és 14 között) keményebb, rideg mélységzónák közé. Mintegy 20 km -től lefelé a reológia folyamatosan képlékeny. A fekete pontokkal jelzett hipocentrumok eloszlása igen jó összhangban van a reológiai szelvény változásaival. A felső kéreg nagyobb részét, kb. 11 km -es mélységig rideg reológiát mutat. Legtöbb rengés a rideg-képlékeny határ környezetében fordul elő, ahol (mint fentebb utaltunk rá) a deformációs energiasűrűség maximális nagyságú. Az alsó kéregbe lépve újból rideg reológia dominál, ez a sajátság $\sim 20 \text{ km}$ -ig figyelhető meg. A reológiai modell tehát egy rideg zónák közé ékelődött lágy réteget valószínűsít 11 és 14 km között. Rengések előfordulásáról a $11\text{--}15 \text{ km}$ -es mélységszakaszon nincsenek indikációk, ami a szendvicsszerű reológiai rétegeztség lehetőségét nagyban megerősíti. Az eddig megfigyelt maximális fészekmélység a területen 15 km . Mivel modellünk újból képlékeny reológiába történő átmenet ennél lényegesen nagyobb, $\sim 20 \text{ km}$ -es mélységre prediktál, nem zárható ki az eddig megfigyeltéknél nagyobb mélységű rengés előfordulásának lehetősége a területen. Potenciálisan tehát lehetséges nagy deformációs energiafelhalmozódás mélyebb régióban, mint amire szeizmitás adatok eddig utalnak, ilyen térségek ezért szeizmikusan fokozott veszélyeztetettségűnek tekintendők [FURLONG, ATKINSON 1993]. A kaliforniai Loma Prieta helység közelében kipattant és ennek nevére ismertté vált 1989-es pusztító földrengés ilyen lehetőségre mutat példát. A rengés 18 km -es fészekmélysége lényegesen nagyobb a térségben addig előfordult maximális ($12\text{--}15 \text{ km}$) értékeknél. FURLONG és LANGSTON [1990] reológiai modellvizsgálata szerint a Loma Prieta-i rengés nem tekinthető valamiféle meglepő, kivételes anomáliának, a reológiai modellben ugyanis a szeizmogén zóna alsó határa $\sim 20 \text{ km}$ -es mélységben húzódik.

A 8. ábra szerint az alsó kéreg mintegy 20 km -es mélységtől kezdődő tartománya lényegében aszeizmikus. A berhida és a többi általunk számított reológiai szelvényen látható, hogy más intrakontinentális térségektől [CHEN, MOLNAR 1983] eltérően, a felső köpenyrész határozottan képlékeny reológiájú, az itteni ultrabázikus régió sem merevebb, nem nagyobb szilárdságú, mint az alsó kéreg kőzetei. Ezért szeizmikus aktivitás lehetősége a kéreg alatti litoszférában Magyarország egész területén nagy valószínűséggel kizárható.

Előbbihez közeli földrajzi térségből, Isztimér ($47,33 \text{ °E}$, $18,20 \text{ °K}$) és Bakonysárkány ($47,45 \text{ °E}$, $18,18 \text{ °K}$) területéről egy-egy viszonylag nagy ($\sim 4,4\text{--}4,6$) magnitúdójú és szokatlanul nagy, 20 km -es fókuszmélységű rengésről van indikáció. A két helyszínrre számított reológiai szelvény gyakorla-

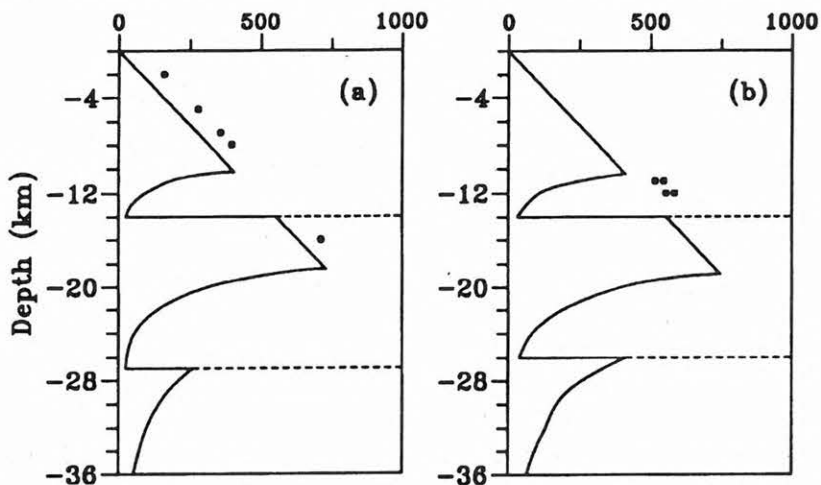


9. ábra. Reológiai szelvény és fészekmélységek két nagyméretű és nagymélységű földrengés (Bakony-sárskány, Isztimér; Dunántúli-középhegység) környezetében

Fig. 9. Rheological profile and focal depths for the areas of two relatively strong, deep earthquakes; Bakony-sárskány and Isztimér, Transdanubian Central Mts., Hungary

tilag azonos (9. ábra). Itt is szendvicsszerűen változó reológiai rétegződés figyelhető meg, a kéreg alsó negyede és a felső köpeny aszeizmikus. A valamivel alacsonyabb hőárammal jelzett kisebb kéreghőmérsékletek miatt a rideg-képlékeny átmenet az előbbinél némileg nagyobb mélységen jelentkezik. Modellünk szerint szeizmikus aktivitás a felső kéregben ~12 km-es, az alsó kéregben pedig ~22 km-es mélységig várható.

A 10. ábra két szeizmikusán igen aktív környezetre, Eger és Kecskemét térségére vonatkozó reológiai modelleket szemléltet. A reológiai rétegződés igen hasonló az előbbiekhöz. Sajnos, kevés, mindössze 4–5 hipocentrum-mélységadat áll rendelkezésre a területeken. A 8 km-nél nem nagyobb fészekmélységek jól alátámasztják a felső kéreg képlékeny tartományának lehetőségét Eger térségében. Igen érdekes



10. ábra. Reológiai szelvény és rengésfészkek mélysége Eger (a) és Kecskemét (b) térségében

Fig. 10. Rheological profile and focal depths in the regions of (a) Eger and (b) Kecskemét, Hungary

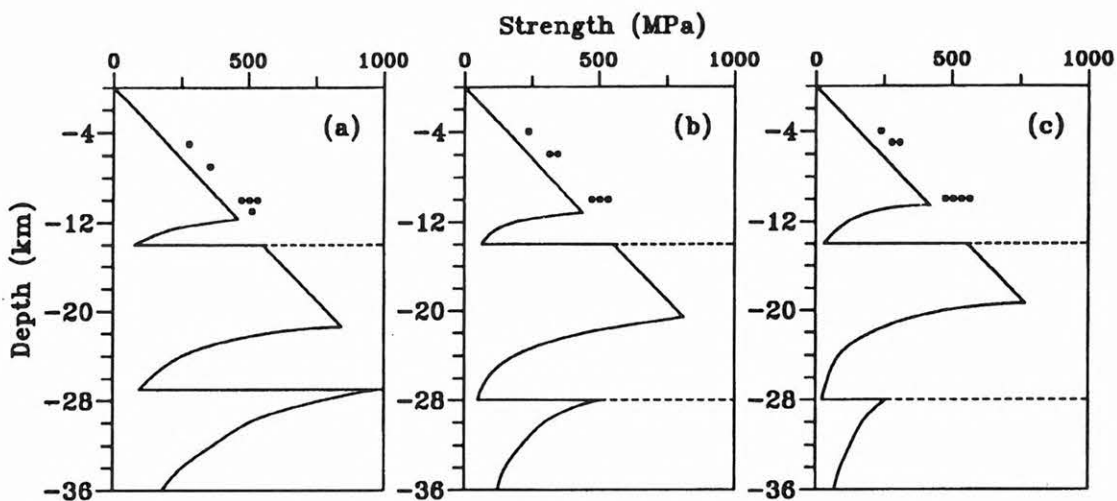
a viszonylag nagy energiájú ($M \sim 4,5$) 1956-os egerbaktai rengés; 16 km-es fészekmélysége nagyon jól egyezik az alsó kéregben újrakezdődő rideg zóna elhelyezkedésével. A kecskeméti rengésekből csak négynek ismeretes a fészekmélysége, értékük páronként 11, illetve 12 km. A modellezett reológiai szelvényen némileg sekélyebben, 10–11 km körül kezdődik képlékenység. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy mind a négy hipocentrum-meghatározás elég régén, 1896 és 1911 között történt meglehetősen durva izoszeizma térképek felhasználásával, a kapott mélységek hibája ezért minden bizonnyal jóval nagyobb lehet 1–2 km-nél.

A 11. ábrán három nyugat-magyarországi térségre (Kisalföld, Marcali-medence — Kemenesalja vidéke, és Zala-medence) számított, egymáshoz nagyon hasonló reológiai szelvény látható. A rétegződés mindhárom esetben szendvicsszerű, egyetlen eltérés a szelvények között a rideg zónák balról jobbra megfigyelhető kivékonyodása. Az alacsony hőmérsékletek következtében a kéreg alatti litoszférarész reológiája a Kisalföldön a rideg állapothoz közeledik. A felső kéreg szeizmogén zónájában ugyancsak a Kisalföldre esik a három térségben eddig keletkezett legmélyebb (11 km) földrengés is. A felső és alsó kéregben modellünk szerint szeizmogén zónák mélységhatár-adatait a 2. táblázat tartalmazza.

9. Összefoglalás

Kétségtelen tény, hogy a litoszféra-alkotó kőzetek reológiai paramétereinek pontatlan ismerete, illetve az empirikusan meghatározott reológiai törvények földtani tér- és időskálára való kiterjesztése a fenti és hasonló reológiai modellvizsgálatok megbízhatóságának bizonyos korlátokat szab. Ettől függetlenül, a számított reológiai modell változásai és a szeizmicitás mélységeloszlásának mintázata között Magyarország területén igen jó egyezés mutatkozik. Bár a litoszféra kőzeteinek mind a rideg, mind a képlékeny folyási szilárdsága számos fizikai környezeti tényezőtől függ, a rengési hipocentrumok eloszlása a szilárdságnak leginkább hőmérséklettől és minearológiától való függését tükrözi. Mivel azonban Magyarország területén a kéreghatárok helyzetének variációi igen mérsékeltek, nem haladnak meg néhány kilométert, a kapott reológiai szelvények a szeizmogén zónák helyzetének elsősorban hőmérséklettel való összefüggésére utalnak. Ez a sajátosság érthető is, ha figyelembe vesszük, hogy a szilárdság hőmérsékletfüggése különösen előtérbe kerül a Pannon-medencére általában jellemző magas hőmérsékleti szinteken.

Magyarország egész területére olyan reológiai rétegződés jellemző, hogy a kéregben két rideg, szeizmogén zóna közé egy lágyabb, aszeizmikus réteg ékelődik. A felső szeizmikus tartomány kb. 10 km-es mélységben végződik, ez a mélységhatár jó egyezést mutat hipo-



11. ábra. Reológiai szelvény és rengéshéscsúcsok mélysége három nyugat-magyarországi térségben (a: Kisalföld, b: Marcali-medence — Kemenesalja vidéke, c: Zala-medence)

Fig. 11. Rheological profiles and focal depths in three regions of Western Hungary: (a) Kisalföld (Little Hung.Plain), (b) Marcal basin — Kemenesalja area, and (c) Zala basin

Terület	Megszűnési mélység (km)		Reológiai átmenet hőmérséklete (°C)	
	felső kéreg	alsó kéreg	felső kéreg	alsó kéreg
Kisalföld	12	21—22	200	360—375
Dunántúli-középhegység				
Berhida térsége	11	20	200	375
Isztimér	12	22	200	375
Bakonysárkány	12	22	200	375
Dunántúli medencék				
Marcali-medence — Kemenesalja	11—12	20—21	185—205	360—375
Zala-medence	10—11	19—20	180—200	365—385
Nagyalföld				
Kecskemét térsége	10—11	19	185	370
Északi-középhegység				
Eger térsége	10	18—19	180—210	360—385
Közepes hőmérs.	—	—	195±3	372±3

2. táblázat. Szeizmogén felső és alsó kéregzónák megszűnési mélysége, valamint a rideg-képlékeny reológiai átmenet hőmérséklete Magyarország jelen dolgozatban vizsgált néhány földrajzi-földtani térségében

Table 2. Depth to the base of the upper and lower crustal seismogenic zones, and temperatures of the brittle-ductile rheological transition at some geographic-geologic units of Hungary considered in present work

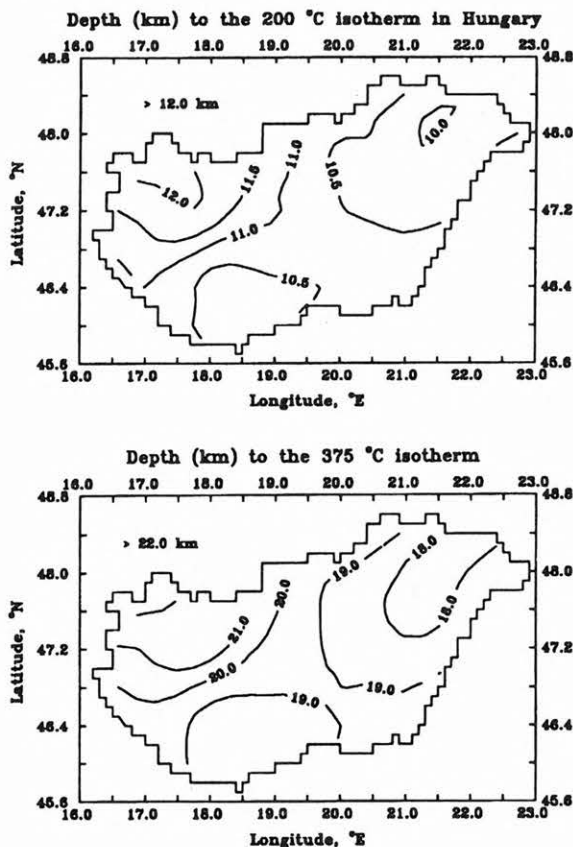
centrum-adatokkal. A kéregszerkezet és termikus szerkezet kombinációja az alsó kéregnek a mintegy 20 km-es mélységig terjedő tartományában is (2. táblázat) lehetővé tesz rideg feszültségkioldódást. A mélyrengések ritka előfordulása és a fészkmélység meghatározásának nehézségei miatt az alsó szeizmogén zóna létezésére csak kisszámú földrengés utal Magyarországon. Másrészt viszont, az olyan hozánk hasonló térségek, ahol nem zárható ki az eddig megfigyeltknél mélyebb rengések előfordulása, szeizmikus veszélyeztettség szempontjából foko-

zott figyelmet érdemelnek [FURLONG, ATKINSON 1993].

A 2. táblázat adatai szerint a felső szeizmogén zóna a 180—210 °C-os (közepes érték 195±3 °C), az alsó pedig a 360—385 °C-os (közep: 372±3 °C) izoterma mélységénél végződik. Az a következtetésünk, hogy a szeizmogén zónák határfülete izotermikus, összhangban van más szerzők hasonló eredményeivel. MILLER és FURLONG [1988] például kimutatták, hogy az a mélység, amely fölött a kaliforniai Szent András törésvonal rengéseinek 90%-a elő-

fordult, jól egyezik a $\sim 300 \pm 50$ °C-os izoterma helyzetével.

A 12. ábra a sekély és mély szeizmogén zónák megszűnésének, alsó határának változását szemlélteti Magyarországon területén. Mivel a termikus állapot országunkon belül nem mutat erős, nagy léptékű variációkat, a szeizmogén mélység határok változá-



12. ábra. Felső és alsó szeizmogén kéregzónák megszűnési mélységének változása Magyarországon területén

Fig. 12. Regional variations of the depth to the base of the upper and lower crustal seismogenic zones in Hungary

sai is viszonylag mérsékeltek, legfeljebb 3—5 km-t érnek el.

Végül néhány megjegyzés eredményeink tektonikai vonatkozásairól. Ismeretes, hogy lágy, képlékeny réteg jelenléte azért lehet lényeges a geodinamikai folyamatokban, mert megteremti ezek szétcsatoltságának lehetőségét. Az η effektív viszkozitás nagyságrendi becslésével ($\eta \approx \sigma / \dot{\epsilon}$; ahol σ a képlékeny

folyási szilárdság és $\dot{\epsilon}$ a deformációs sebesség) megmutatható, hogy esetünkben a viszkozitás reverziói a rideg zónák közötti lágy rétegben vagy a legalsó kéregrészen, illetve a szubkrustális litoszférában elérhetnek 1—2 nagyságrendet. Regionális jellegű laterális tektonikus feszültség esetén ilyen viszkozitáskontrasztok lényeges eltéréseket eredményezhetnek a különböző mélységeken keletkező földtani mozgásokban, ennek pedig jelentős következményei lehetnek a régió tektonikus fejlődése szempontjából (feltolódás, pikkelytektonika stb.).

Köszönetnyilvánítás

Fenti vizsgálatok elvégzését az OTKA Iroda által a T 014423 sz. kutatási szerződés keretében nyújtott anyagi támogatás tette lehetővé.

HIVATKOZÁSOK

- ANSORGE J., BLUNDELL D., MUELLER St. 1992: Europe's lithosphere-seismic structure. In: D. BLUNDELL, R. FREEMAN, St. MUELLER (Editors), A Continent Revealed. The European Geotraverse. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 33-69
- ÁDÁM A., VANYAN L. L., VARLAMOV D. A., YEGOROV I. V., SHILOVSKI A. P., SHILOVSKI P. P. 1982: Depth of crustal conducting layer and asthenosphere in the Pannonian basin determined by magnetotellurics. Phys. Earth Planet. Int. **28**, 251-260
- ÁDÁM A., LANDY K., NAGY Z. 1989: New evidence for the distribution of the electric conductivity in the Earth's crust and upper mantle in the Pannonian basin as a 'hotspot'. Tectonophysics **164**, 361-368
- BODRI B. 1994: Földrengések és geotermika a Magyar-medencében. 1. rész: A rideg-képlékeny reológiai átmenet hőmérsékletéről. Magyar Geofizika **35**, 117-124
- BODRI B., IZUKA S. 1993: Earthquake cutoff depth as a possible geothermometer — applications to central Japan. Tectonophysics **225**, 63-78
- BODRI L. 1981: Geothermal model of the Earth's crust in the Pannonian basin. Tectonophysics **72**, 61-73
- CARTER N. L., TSENN M. C. 1987: Flow properties of continental lithosphere. Tectonophysics **136**, 27-63
- CHEN W. P., MOLNAR P. 1983: Focal depth of intra-continental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. J. Geophys. Res. **88**, 4183-4214
- CSOMOR D., KISS Z. 1959: Die Seismizität von Ungarn. Studia Geophys. Geodet. **3**, 33-42
- ČERMÁK V. 1979: Review of heat flow measurements in Czechoslovakia. In: V. ČERMÁK, L. RYBACH (Editors), Terrestrial Heat Flow in Europe. Springer Verlag, Berlin, 152-160
- ČERMÁK V., BODRI L. 1995: Three-dimensional deep temperature modelling along the European Geotraverse. Tectonophysics (in the press)
- ČERMÁK V., BODRI L., SAIKIA M. M. 1991: Geothermal and rheological implications of the crustal earthquakes within and west of the Arakan-Yoma fold belt (Northeastern India). J. Geol. Soc. India **38**, 282-292
- ČERMÁK V., BODRI L., TANNER B. 1990: Deep crustal temperature along the central segment of the EGT. In: R. FREEMAN, St. MUELLER (Editors), Proceedings of the Sixth Workshop on the European Geotraverse (EGT) Project. Data Compilations and Synoptic Interpretation. Commission of the European Communities, European Science Foundation Bruxelles, 431-440

- DEÁK J., HORVÁTH F., MARTEL D. J., O'NIONS R. K., OXBURGH E. R., STEGENA L. 1988: Helium isotopes in geothermal waters from northwest Hungary. *In: L. H. ROYDEN, F. HORVÁTH (Editors), The Pannonian Basin — A Study in Basin Evolution. AAPG Memoir 45, Am. Assoc. Petrol. Geol. Publ., Tulsa, Oklahoma, 253-260*
- DELLA VEDOVA B., LUCAZEAU F., PELLIS G., PASQUALE V. 1990: Heat flow and tectonics along the EGT southern segment. *In: R. FREEMAN, St. MUELLER (Editors), Proceedings of the Sixth Workshop on the European Geotraverse (EGT) Project. Data Compillations and Synoptic Interpretation. Commission of the European Communities, European Science Foundation, Bruxelles, 431-440*
- DÖVÉNYI P., HORVÁTH F. 1988: A review of temperature, thermal conductivity, and heat flow data for the Pannonian basin. *In: L. H. ROYDEN, F. HORVÁTH (Editors), The Pannonian Basin — A Study in Basin Evolution. AAPG Memoir 45, Am. Assoc. Petrol. Geol. Publ., Tulsa, Oklahoma, 195-233*
- FURLONG K. P., ATKINSON S. M. 1993: Seismicity and thermal structure along the northern San Andreas Fault system, California, USA. *Tectonophysics 217, 23-30*
- FURLONG K. P., LANGSTON C. A. 1990: Geodynamic aspects of the Loma Prieta earthquake. *Geophys. Res. Lett. 17, 1457-1460*
- GILPIN B., LEE T. C. 1978: A microearthquake study in the Salton Sea geothermal area, California. *Bull. Seismol. Soc. Am. 68, 441-450*
- GOETZE C., EVANS B. 1979: Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophys. J. R. Astr. Soc. 59, 463-478*
- LACHENBRUCH A. H. 1968: Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada. *J. Geophys. Res. 73, 6977-6989*
- LACHENBRUCH A. H., SASS J. H. 1977: Heat flow in the United States and the thermal regime of the crust. *In: J. G. HEACOCK (Editor), The Earth's Crust. Its Nature and Physical Properties. Geophys. Monogr. 20, Am. Geophys. Un., Washington, D. C., 626-675*
- MARONE Ch., SCHOLZ C. H. 1988: The depth of seismic faulting and the upper transition from stable to unstable slip regime. *Geophys. Res. Lett. 15, 621-624*
- MARQUIS G., HYNDMAN R. D. 1992: Geophysical support for aqueous fluids in the deep crust: seismic and electrical relationships. *Geophys. J. Int. 110, 91-105*
- MEISSNER R. 1986: *The Continental Crust. A Geophysical Approach. Academic Press*
- MILLER C. K., FURLONG K. P. 1988: Thermal-mechanical control on seismicity depth distributions in the San Andreas Fault zone. *Geophys. Res. Lett. 15, 1429-1432*
- POLLACK H. N., CHAPMAN D. S. 1977: On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophysics, 38, 279-296*
- POSGAY K. 1975: Mit Reflexionsmessungen bestimmte Horizonte und Geschwindigkeitsverteilung in der Erdkruste und Erdmantel. *Geophys. Trans. 23, 13-18*
- POSGAY K., ALBU I., MAYEROVÁ M., NAKLÁDALOVÁ Z., IBRMAJER I., BLIŽKOVSKY M., ARIČ K., GUTDEUTSCH R. 1991: Contour map of the Mohorovičić discontinuity beneath Central Europe. *Geophys. Trans. 36, 7-13*
- 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: M. BARAZANGI, L. BROWN (Editors), Reflection Seismology: A Global Perspective. AGU Geodynamics Series, 13, Washington, D. C., 55-65*
- POSGAY K., SZENTGYÖRGYI K. 1991: A litoszférát harántoló eltolásos törésrendszer a Pannon-medence keleti részén. *Magyar Geofizika, 32, 1-15*
- ROY R. F., BLACKWELL D. D., BIRCH F. 1968: Heat generation in plutonic rocks and continental heat flow provinces. *Earth Planet. Sci. Lett. 5, 1-12*
- SIBSON R. H. 1984: Roughness at the base of the seismogenic zone: Contributing factors. *J. Geophys. Res. 89, 5791-5799*
- SMITH R. B., SHUEY R. T., PELTON J. R., BAILEY J. R. 1977: Yellowstone hot spot: Contemporary tectonics and crustal properties from earthquake and aeromagnetic data. *J. Geophys. Res. 82, 3665-3676*
- SOLLOGUB V. B., GUTERCH A., PROSEN D. 1980: Structure of the Earth's Crust in Central and Eastern Europe According to Geophysical Investigations. *Naukova Dumka, Kiev (in Russian)*
- TSE S. T., RICE J. R. 1986: Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *J. Geophys. Res. 91, 9452-9472*
- VELICIU S., DEMETRESCU C. 1979: Heat flow in Romania and some relations to geological and geophysical features. *In: V. ČERMAK, L. RYBACH (Editors), Terrestrial Heat Flow in Europe. Springer Verlag, Berlin, 253-260*
- WIENS D. A., STEIN S. 1983: Age dependence of oceanic intraplate seismicity and implications for lithospheric evolution. *J. Geophys. Res. 88, 6455-6468*