

Geodinamika a Kárpát-Pannon régióban

KISS J.[@], ZILAHÍ-SEBESS L.

Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat (MBFSZ),
1145 Budapest, Columbus u. 17–23., Hungary
[@]E-mail: kiss.janos@mbfsz.gov.hu

A litoszférolemezek mozognak, vízszintesen (kontinensvándorlás) és közel függőlegesen (forrópontok, szubdukciók, riftzónák) a mélybeli konvekciós áramlások meghajtó erejének hatására. A mozgás és a mozgás hatására kialakuló változások az erő nagyságától, irányától és a litoszférolemezek tulajdonságaitól függenek. A tulajdonságok nem abszolút értelemben, hanem sokkal inkább relatívan, egymáshoz viszonyítva értendők. Ahhoz, hogy megértsük a jelenséget, meg kell ismernünk pontosan a mozgatóerő eredetét és a mozgásban részt vevő lemezek tulajdonságait.

Cikkünk a Kárpát-Pannon régió mélyfúrési és földregézési adataiból meghatározott feszültségtérnek, az űrgeodéziai GPS-mérésekből kapott recens lemezmozgásnak, a szeizmológiai mérések által meghatározott gyors hullámterjedési irányoknak és gravitációs geofizikai mérési eredményeknek a figyelembevételével következtet a térség geodinamikai folyamataira és azok eredetére. Napjaink megfigyelési eredményei alapján azt vizsgálja, hogy milyen mozgások és meghajtó erők játszhattak szerepet a Kárpát-Pannon régió kialakulásában.

Kiss, J., Zilahi-Sebess, L.: Geodynamics in the Carpathian-Pannonian Region

The lithospheric plates are moving horizontally (continental drift) and almost vertically (hotspots, subductions, rift zones) because of the driving force of deep convection flows. The moves and the changes connected to this moves depend on the strength and direction of the driving force and on the physical parameters of the moving lithospheric plates. That dependence should be understood not in an absolute but rather in a relative meaning, relative to each other. To understand this phenomenon we have to know the source of driving force and the physical parameters of the lithospheric plates.

The paper draws conclusions for the geodynamic processes and their origins of the Carpathian-Pannonian region from the current crust movements obtained from space geodesic GPS measurements, from the rapid shear wave splitting directions determined by seismological measurements, from the results of gravity measurements, and from the stress and strain fields based on the deep drilling and earthquake data of the region. On the basis of today's observation results, it examines what kind of movements and driving forces could play a role in the development of the Carpathian-Pannonian region.

Beérkezett: 2018. december 2.; *elfogadva:* 2019. március 13.

Bevezetés

A Kárpát-Pannon régió gravitációs adatai és az izosztikus jelenségek együttes vizsgálata lehetőséget adott a Kárpát-medence és környéke kialakulásának újfajta fizikai megközelítésére. Ebben az új elképzelésben persze sok a régi információ, de van benne új is, és persze vannak olyan feltételezések, amelyek még bizonyításra, megerősítésre várnak.

A földtani folyamatok a fizika törvényeinek megfelelően folynak, amit röviden a következőképpen lehetne összefoglalni: *törekvés egy magasabb potenciálú (labilis) állapotból egy alacsonyabb potenciálú (stabil) állapot felé, azaz az energiaminimum-állapotra.*

A Földön minden változás az egyensúly megteremtése céljából történik, mégis saját szemszögünkből nézve különböző jelzőkkel illetjük ezeket, romboló-építő, elsődleges-másodlagos vagy – éppen Newtonig visszatekintve – akció-reakció. Pedig, ha nem egyoldalúan, hanem több oldalról az egész folyamatot vizsgáljuk, akkor a jelenségek jelentős része kiegyenlítődéssé, ami valamilyen szempontból az egyensúlyi állapot elérése, visszaállítása céljából történik. A kiegyenlítődéssé folyamat időnként egy másik állapot egyensúlyának a megbomlásához vezet és fordítva. Áttételesen itt is igaz a mondás, hogy „a nagy hal megeszti a kis halat”, azaz először a rövid karakterisztikus idejű, domináns egyensúlytalanságok egyenlítődnének ki. Ezzel kapcsolatban még egy örök igazság elmondható, hogy

csak a változás állandó, amit belátni könnyű, de elfogadni igen nehéz.

A jelenségek tanulmányozása nehéz, mert csak egy nagyon szűk időintervallumra látunk rá, és a négydimenziós térből jó, ha kettőt vagy hármat ismerünk részlegesen.

A cikkben a következő kérdésre keressük a választ:

1. Hová mozognak a mikrolemezek, milyen irányokba, és miért éppen arra?
2. Miből következtethetünk a mélybeli áramlásokra?
3. Mi határozza meg a mélybeli áramlások irányát?

Lemezmozgások mélyfúrási és földregzési adatok alapján

Bada et al. (1999, 2004, 2007) tették közzé tanulmányaikban a fúrásvizsgálatok és a földregzés adatok alapján meghatározott feszültségtérképet (1. ábra), ami jól illusztrálja a térség fő mozgásirányait, a kéreg felső 5 km-es mélység-tartományában. Mivel a mozgatóerő alulról hat, így feltételezhető, hogy a rideg felső kéregképződményeken azonosítható mozgástörténet a korábbi köpenymozgások egyfajta lenyomataként áll rendelkezésre, és némileg eltér a mélyebb rétegek recens (mai) mozgásától. Azonban minél mélyebbre megyünk le, annál kevesebb és annál megbízhatatlanabb információ áll a rendelkezésünkre.

A térkép (1. ábra) alapján jól látszik D-ről, az Adria felől a pálcikák alapján azonosítható É-i és ÉK-i irányítottság a feszültségtérben. A kezdetben É-i irányú pálcikák egészen a K-Alpokig megtartják irányítottságukat, majd ott elfordulnak ÉNy-i és ÉK-i irányokat vesznek fel. Az ÉK-i irány

határozza meg a kárpát-medencei feszültségirányokat, egészen a TESZ¹⁾ vonaláig, ahol a pálcikák megint kétféle ágaznak, egy É-i és egy K-i irányra (ez utóbbi a TESZ mentén gyorsan DK-nek fordul). Ez a kép szemléletesen mutatja az elmúlt földtörténeti időszak legvalószínűbb kéregmozgási irányait.

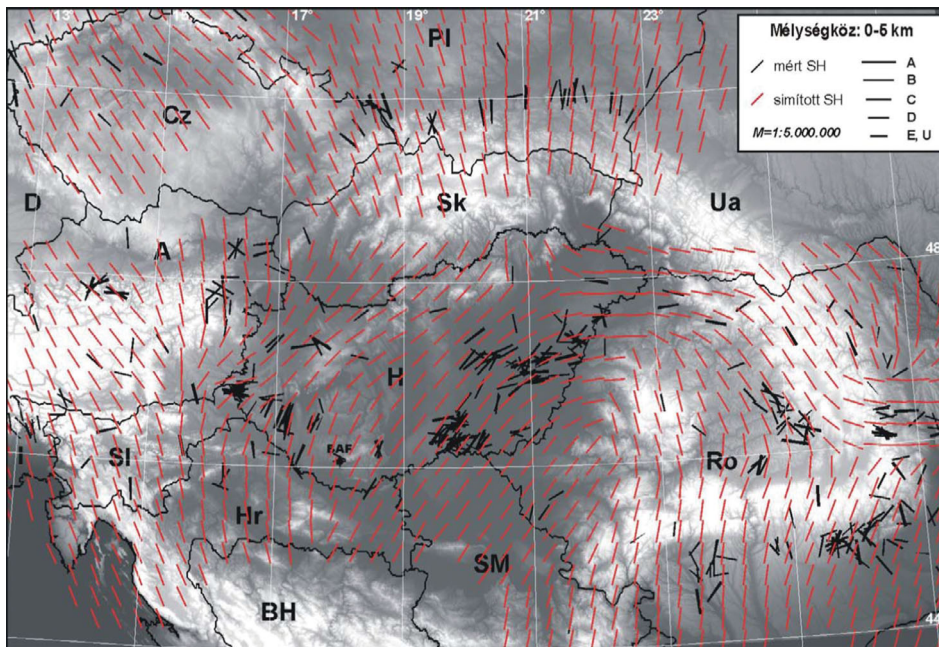
Ugyanebben a tanulmányban a szerzők az Alpi-Mediterrán rendszer központi részének jelenkori geodinamikai képét is bemutatják GPS-mérési adatokra alapozva, ld. Oldow et al. (2002), Grencz et al. (2000) és Grencz és Kenyeres (2004) munkái alapján (2. ábra).

A két különböző forrásból származó térkép az eltérő felbontás ellenére gyakorlatilag ugyanazt mutatja. Egy északi irányú „trajektória” az Alpok térségében, egy ÉK-i a Kárpát-medencében és Ny-Kárpátokban és egy ÉK–K–DK-i a K-Kárpátok mentén.

Ezek az információk később, az idők folyamán egy hosszabb észlelési időszakot magában foglaló GPS-mérési kampány alapján (Grencz 2014), újabb részletesebb kéregmozgás-térképpel gyarapodtak, amit a paksi földtani kutatások, értelmezések során is felhasználtak. Vizsgáljuk meg ezeket is!

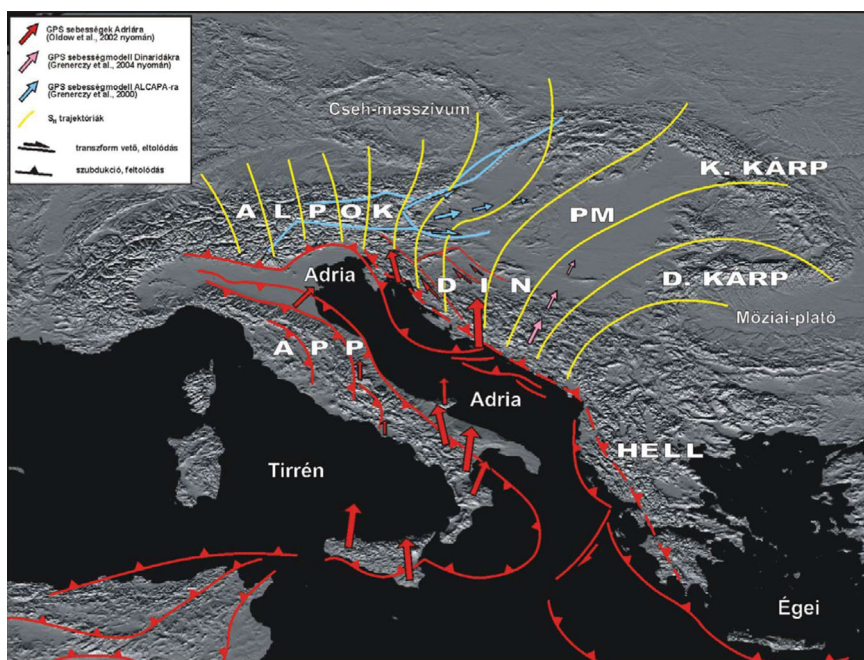
Lemezmozgások az űrgeodézia alapján

„A közel negyedszázados MGGA (Magyar GPS Geodinamikai Alaphálózat) és a két évtizedes CEGRN (Central European Geodynamic Reference Network) mérések alapján készült el Közép-Európa jelenkori kéregmozgás-térképe (Grencz 2014), amely a kvázistabil Észak- és



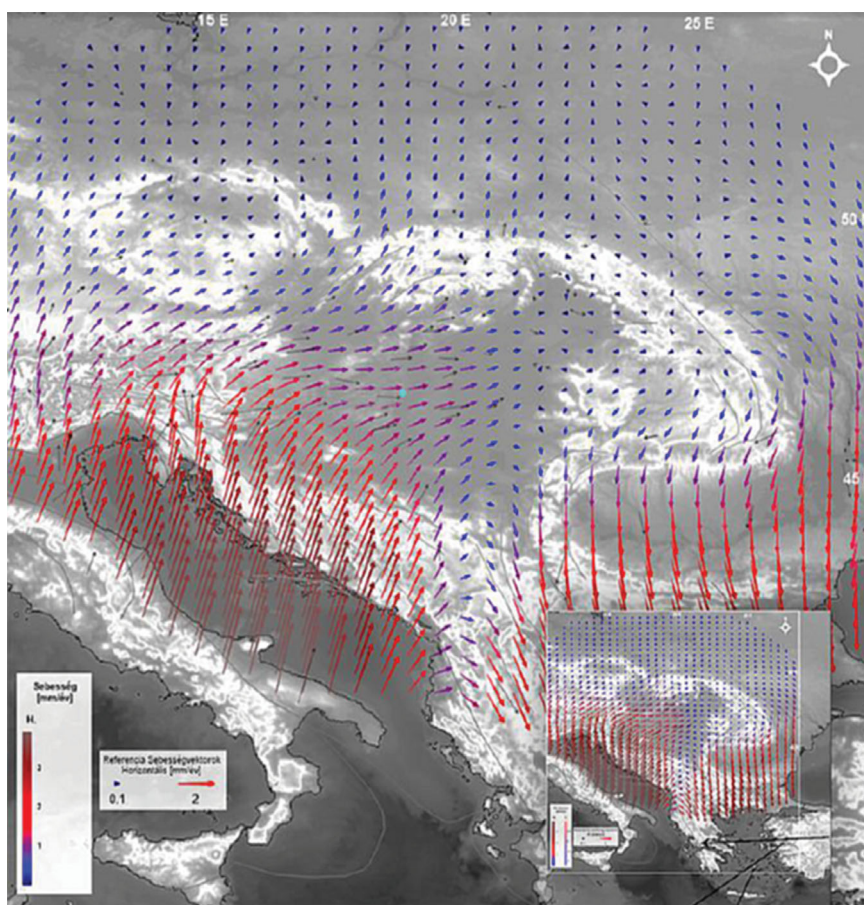
1. ábra | A Pannon-térség legfelső kérgének jelenkori feszültségállapota a 0–5 km mélységtartományból származó feszültségadatok és az azokból nyert simított irányok alapján (Bada et al. 2004). [A feszültségi adatok földregzés-feszék-mechanizmusból, fúrólukfal-repedésekből, ráfúrásos mérésekből és hidraulikus rétegrepszteésekből lettek meghatározva (fekete pálcikák). A simítás és az adatok extrapolációja Hansen és Mount (1990) algoritmus alapján történt (piros pálcikák).]

Figure 1 | Pressure field of the upper crust of Pannonian region based on the data from the range 0–5 km depth (Bada et al. 2004)



2. ábra Az Alpi-Mediterrán rendszer központi részének jelenkori geodinamikai képe a főbb lemezhatárokkal, a fontosabb aktív szerkezetekkel és az űrgeodéziai módszerrel (GPS) meghatározott sebességvektorokkal (Bada et al. 2004)

Figure 2 Geodynamic image of the Alps-Mediterranean system with the main plate boundaries, the most important active structures and the velocity vectors defined by space geodesy (GPS)



3. ábra Közép-Európa jelenkori kéregmozgás-sebességtérképe geodinamikai GPS-hálózatok mérése alapján (Grenerczy 2014). [A fekete vektorok a tényleges sebességet mutatják, a színes vektorok az ezek alapján interpolációval számított sebességmezőt.]

Figure 3 Central Europe's crust velocity map based on measurements of geodynamic GPS networks (Grenerczy 2014)

Kelet-Európa referencia-rendszerben adja meg a terület kéregmozgás-sebességeit (3. ábra).

A GPS-es kéregmozgás-sebességtérképről egyértelműen látható, hogy a közép-európai tektonika meghatározó egysége az Adria mikrolemez. Az Adria mikrolemez az óramutató járásával ellentétes rotációt végez a Nyugati-Alpokban lévő Euler-pólus körül. Az Adria és a Cseh-masszívum közötti alpi ütköző zónából kiperéselt kéregdarab (a korábbi ALCAPA-blokk) 1,2–1,6 mm/év sebességgel mozog keleties irányba. Adria rotációja a dinári fronton DK-i irányú kompressziót eredményez, de ez az irány az egykori Tisza-egység irányában markánsan ugyancsak keleties irányítottá válik, mégpedig az északi egységhez hasonló sebességgel. A GPS-adatok egyértelműen azt mutatják, hogy a területen térképezett vetők mentén számottevő jelenkori oldalelmozdulás nincs, a két nagyszerkezeti egység egymáshoz képest lényegében nem mozog, vagy ez a mozgás a 0,1 mm/év szint alatt van.

Az űrgeodéziai mérések integrált értelmezése szerint az egész közép-magyarországi terület egységesen kompressziós deformációs állapotban van. Ha összevetjük a Pannon-medence Adria által hajtott mozgásait az Alpi-Mediterrán térség más területeivel, akkor világosan megmutatkozik, hogy a Pannon-medence, különösen annak központi része, a térség legnyugodtabb tektonikai provinciája. A környező alpi, dinári, balkáni, égei és anatóliai területeken a Pannon-medencebeli mozgásoknál 1-2 nagyságrenddel nagyobb mozgásokat határoznak meg a hasonló űrgeodéziai vizsgálatok.” (Chikán et al. 2016)

Az összehasonlításhoz a szűkebb régióra készült és a feszültségteret bemutató vonalas ábrán (1. ábra) a mozgásirányok – egységnyi pálcikákkal ábrázolva – nagyon jól követhetők.

A kéregmozgás sebességvektorai az újabb, GPS alapú térképen a mozgás horizontális vektorának nagyságát is

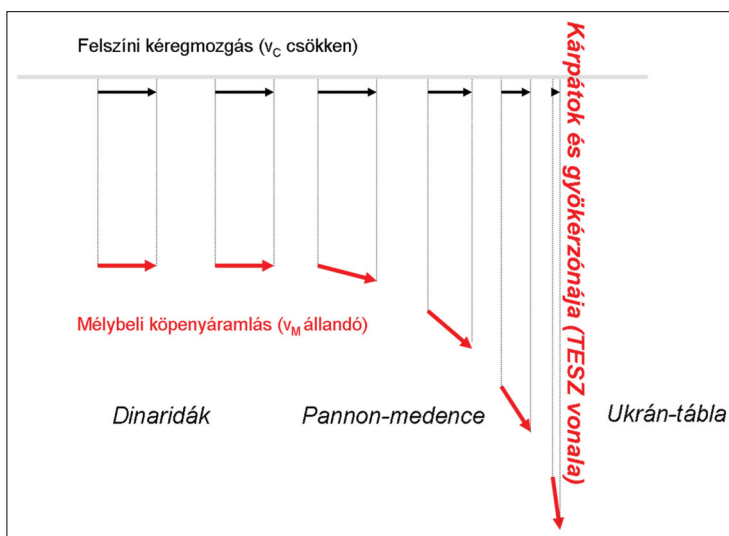
mutatják. A vektor nagyságának csökkenése jelentheti egyrészről a horizontális mozgás megszűnését (elnyelődését), de másrészről jelentheti a mozgás irányának megváltozását is, például azért, mert a vektor lefelé fordul, így annak vízszintes összetevője egyre kisebb lesz (miközben a függőleges növekszik), vagy akár le is nullázódik (például függőleges mozgásvektor esetén, lásd 4. ábra).

A horizontális vektorok amplitúdójának a lecsökkenési zónájában, ott ahol „a mozgás elnyelődik”, nagymértékű feszültségnek, kompresszióknak és jelentős deformációknak kellene jelentkeznie. A Pannon-medence esetében valóban jelentkezhet egy DK–ÉNy irányú antiklinálisokat és szinklinálisokat létrehozó litoszféragyűrődés – az Alföld D-i részén található mélymedencék iránya megfelel ennek. A felszíni elmozdulások sebességében keleti irányban mutatkozó csökkenéshez a deformáción kívül hozzájárulhat az is, hogy a litoszféragységeket alulról „hajtó” asztenoszféraáramlás iránya döntően horizontális jellegűből vertikálisba vált, értelemszerűen lecsökkentve ezzel a horizontális komponenst (4. ábra). Talán ezt figyelhetjük meg az Alpok D-i vagy a K-Kárpátok Ny-i előterében.

Az űrgeodéziai adatok szerint tehát a Tiszától K-re a felső kéreg már nem mozog annyira, legalább is vízszintesen, viszont a köpeny anyagának litoszféra alatti K-i irányú mozgása okozhatja a kéreg alsó részének alábukását. Az elmozdulás mértéke – többek közt az oldalirányú elmozdulásé is – feltehetően a mélységgel arányosan növekszik, ahogy az anyag plasztikussága a mélységgel nő.

Elemizzük a geodéziai mérések eredményeit is!

„A GPS-technika terjedésével az 1980-as évek végére szükségessé vált a Nemzetközi Földi Vonatkoztatási Rendszer (ITRS) mellett egy európai, térbeli háromdimenziós geodéziai célú vonatkoztatási rendszer (ETRS) definiálása is, ahol a koordináták időbeli változatlansága volt a cél. Mindez azzal indokolható, hogy a földi pontok koordinátái



4. ábra | Mélybeli állandó nagyságú mozgásvektor (v_M , piros nyíllal jelölve, pl. köpenyáramlás) és felszíni, vízszintes összetevője (v_c , fekete nyíllal jelölve, pl. kéregmozgás)
 Figure 4 | Vector of depth motion (v_M , marked with red arrows, e.g. mantle flow) and its horizontal component on the surface (v_c , marked with black arrows, e.g. crust motion)

a lemeztektonikai mozgások miatt folyamatosan változnak. Ez az európai kontinensen az eurázsiai kőzetlemez mozgása miatt hozzávetőlegesen 2,5 cm/év elmozdulást és koordinátaváltozást jelent.” (Borza et al. 2007)

„Természetesen Európa területén belül a mikrolemezeknek további, az előbbtől eltérő mozgásai is vannak. Az Adriai-mikrolemez (Afrikai-lemez része), D-en 4 mm/év sebességgel mozog északias irányban, míg É-on ez a sebesség csak 2,5 mm/év. Ennek a mozgásnak az energiáját az Alpok előtere 70 km-en belül emészt fel, ÉK-en, a Pannon-medencében viszont 200–300 km sem elegendő a mozgás felemésztésére. A Pannon-medence belsejében, napjainkban Ny-on 1,2 mm/év sebességű ÉK-i irányú mozgás határozható meg, míg K-en érdemben nem mutatható ki mozgás.” (Völgyesi 2010)

A Pannon-medence belsejében 200–300 km sem elegendő a mozgás felemésztésére. Viszont a lemezek határához, a Kelet-Kárpátokhoz és az Európai platformhoz közeledve megváltozik a helyzet. A „mozgási energia felemésztése” jelenség (3. ábra) a mozgás irányának megváltozásával lehet tehát összefüggésben, s nem az erőhatás megszűnésével. A lemez domináns vízszintes mozgása után egyre inkább a függőleges irányú mozgás lesz a jellemző, például alábukik, mert egy vastagabb, keményebb, stabilabb, de kisebb sűrűségű lemez került az útjába.

Ez úgy lehetséges, hogy a litoszférolemez több, különböző sűrűségű rétegből áll (a sűrűségváltozása folyamatos, de az egyes egységekre az átlagérték megadható, 5. ábra). A hőmérséklet és a nyomás változásával megváltoznak a reológiai tulajdonságok. A fajsúlyok különbözősége miatt a lefelé irányuló mozgás csak a lemez alsó, köpenylitoszféra részét tudja nagy mélységig (~300 km) magával ragadni, a többi rész kisebb elmozdulás mellett a kollízió során a felszínközeli deformálódik. Ez okozza a kéreg

nagymértékű megvastagodását az orogén zónákban. A kollízió során a részlegesen folytatódó alábukás a litoszférolemez delaminációját jelenti, amelynek következtében a szinte már álló kéreg és a lassan továbbmozgató köpenylitoszféra között súrlódás lép fel, ez alulról mozgatja és erodálja a kérget.

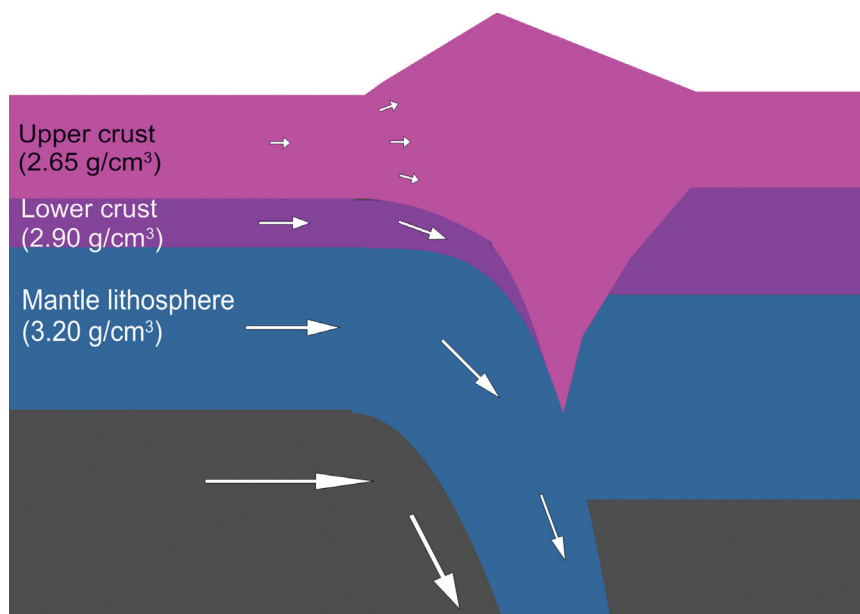
A környezetéhez képest ma körülbelül 20 km-rel vékonyabb a kárpát-medencei kéreg, aminek kialakulásához 5 millió év alatt átlagosan 4 mm/év mértékű vékonyodás kellett.

Lemezmozgások szeizmológiai mérések alapján

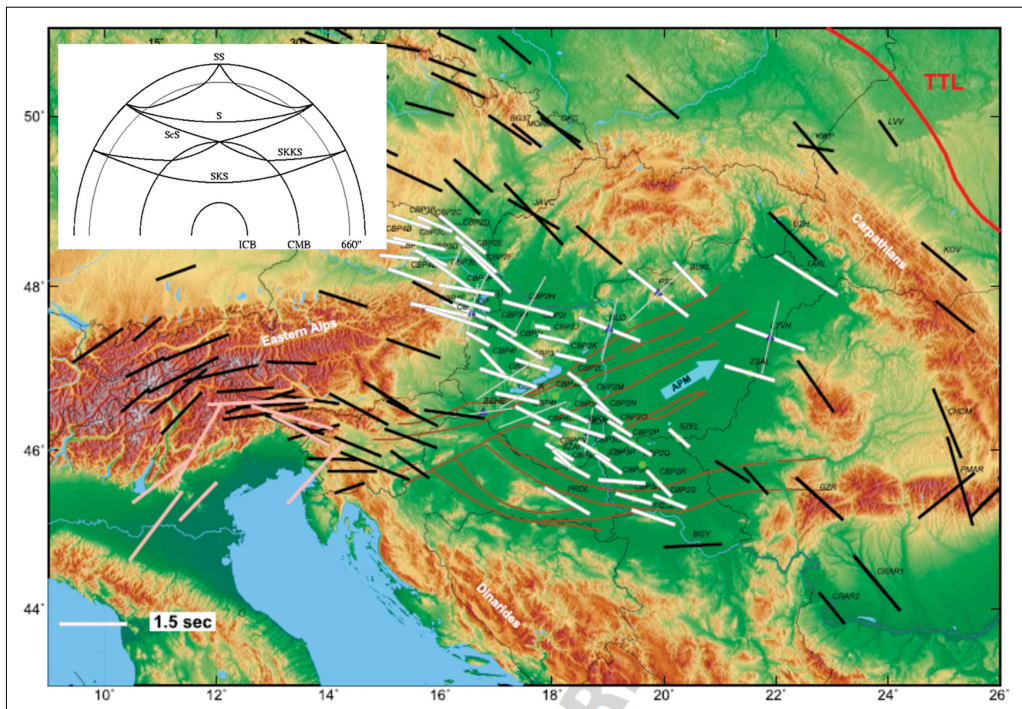
A környező országok alaphálózatai, a Magyar Szeizmológiai Alaphálózat és a *Carpathian Basin Project* (CBP) ideiglenes hálózat passzív szeizmikus mérési adatainak nyíróhullám-anizotrópiára vonatkozó vizsgálata megadja a leggyorsabb hullámterjedési irányt az SKS és SKKS hullámok alapján (6. ábra). A nyíróhullám-anizotrópia integrált hatást mutat a felső köpeny mélységtartományában.

Mélyfúrások faldeformációja és földrengések fézkek-mechanizmusai alapján a Pannon-medencebeli horizontális főfeszültség domináns iránya, amint azt korábban bemutattuk, DDNy–ÉÉK és DNy–ÉK között változik (Bada et al. 1999, 2004, 2007). Ezek a feszültségirányok összhangban vannak a szeizmológia segítségével (Qorbani et al. 2016, Kovács et al. 2011, 2012) kimutatott gyors tengelyirányok alapján feltételezhető mozgásmodellel.

A szeizmológia legnagyobb sebességiránya merőleges a köpenyáramlás, illetve az abszolút lemezmozgás (APM) irányára (6. ábra, kék nyíllal jelölve), ilyen módon a szeizmológiai mérési hálózat pontjai alapján területi kép raj-



5. ábra | A litoszférolemez sematikus felépítése és várható mozgása kollízió esetén
Figure 5 | Schematic structure and the expected movement of the lithosphere in case of collision



6. ábra | Szeizmikus nyíróhullám-anizotrópia vizsgálata, SKS gyors tengelyirányok (APM – abszolút lemezmozgás iránya, Qorbani et al. 2016)

Figure 6 | Average shear wave splitting parameters. Orientation of the bars represents the fast axis azimuth, and their lengths correspond to the splitting delay time in seconds. Data based on previous SKS splitting studies. (APM – absolute plate motion, Qorbani et al. 2016)

zolódik ki a köpenymozgásról. Ezt vizuálisan is könnyű belátni, mivel a gyors tengelyirányok az Alpok, illetve a K-Kárpátok gerincvonalával azonos lefutásúak, azaz a kompressziós irányokra merőlegesek (6. ábra).

De hová mozog a lemez, milyen irányokba és miért éppen arra?

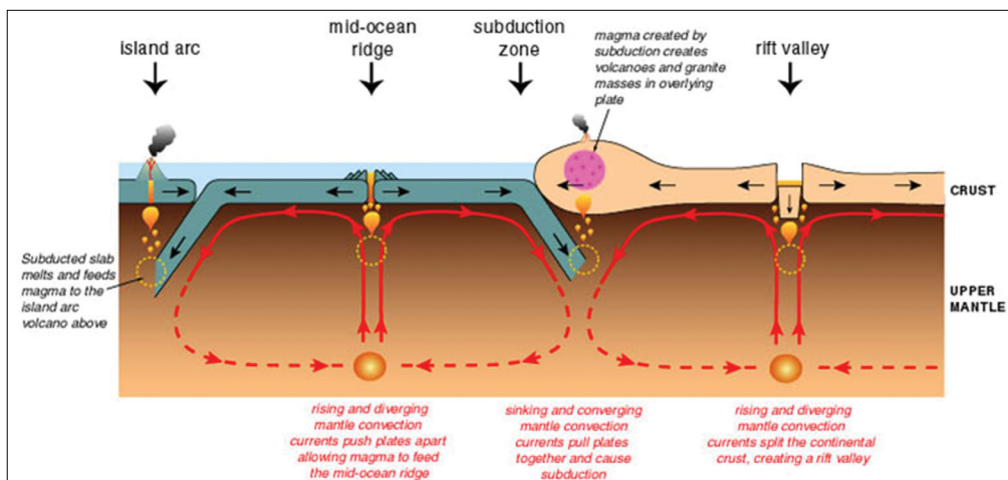
Lemezmozgató konvekciós áramlások

A litoszférolemezek mozgása különböző megközelítésben mélybeli konvekciós áramláshoz kapcsolható, amely első sorban az alsó köpeny és felső köpeny viszkozus anyagá-

nak mozgása révén jut el a szilárd litoszférához, s azon keresztül a felszínre. A köpenyáramlásokat idehaza Cserepes László, Galsa Attila, valamint Kovács István vizsgálták szerzőtársaikkal.

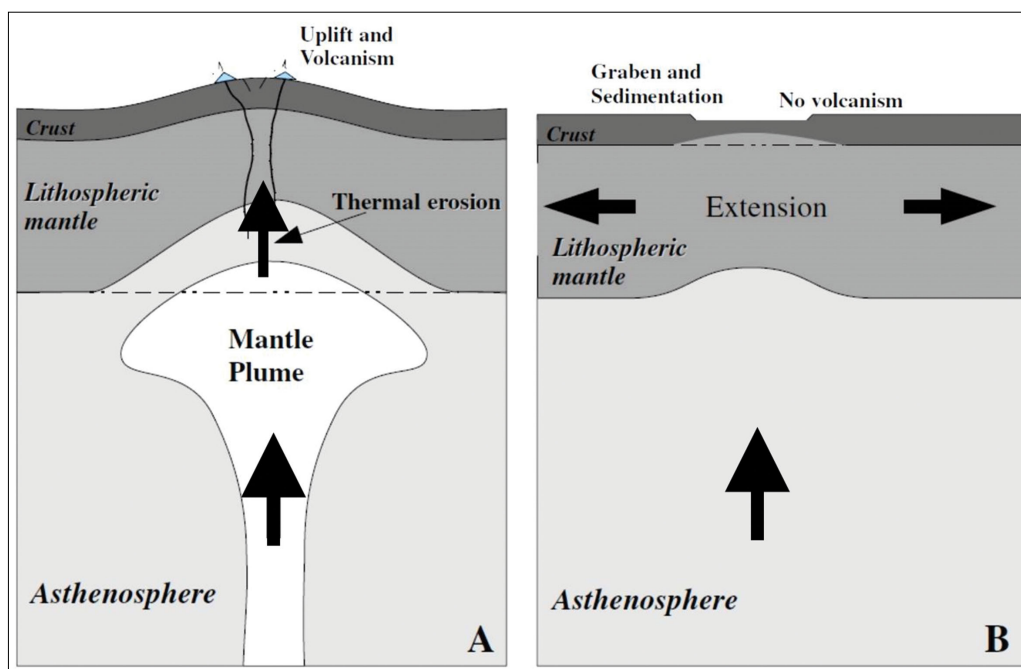
A konvekciós feláramlások a köpenyből kiindulva a felszín irányába haladnak, azaz közel függőlegesen felfelé. A földfelszín közelében az áramlások a forrópontoktól (hotspotok), óceáni riftzónáktól eltekintve egy ideig közel vízszintes irányúak, majd alábuknak (pl. szubdukciós zónákban) és visszatérnek a köpenybe.

A litoszférolemezek mozgásának motorja tehát a Föld mélyének hőtermelése és az ezt követő hőmérséklet-



7. ábra | Lemezeket mozgató, tektonikát és vulkánokat gerjesztő konvekciós áramlások sematikusán

Figure 7 | Plate tectonics based on mantle flow



8. ábra Feláramlási zónában tapasztalható aktív (A) és passzív (B) riftesedés (Merle 2011). Felszínemelkedés és vulkanizmus (A) és kéregvékonyodás, mélytörések, felszínsüllyedés (B)

Figure 8 Active (A) and passive (B) rifting in the upstream zone (Merle 2011). Surface updoming and volcanism (A) and crust thinning, deep faults and surface collapse (B)

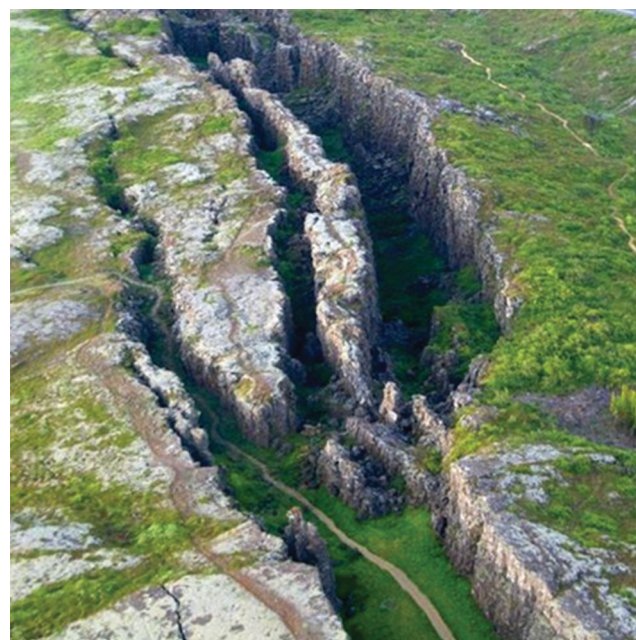
kiegyenlítődé. Szinte az összes földtani mozgási jelenség közvetve vagy közvetlenül összekapcsolható ezekkel a mélybeli folyamatokkal, például lemezvándorlás, tektonikai mozgások, földrengések vagy a vulkanizmus, hogy néhányat említsünk (7. ábra).

A 7. ábra alapján is látszik, de fontos hangsúlyozni, hogy a konvekciós áramlások okozzák a riftesedést és az extenziót, azaz a lemezek távolodását, illetve a széthúzó lemezmozgásokat. Ezek mindig együtt jelentkeznek, és nem lehet egy adott pontban extenzió köpenykiemelkedés és konvekciós áramlás nélkül, mert ezek a mélybeli folyamatok adják meg azt a mozgási energiát, amelyet a felszínen észlelünk.

Ezzel kapcsolatban további problémaként merül fel, hogy elvileg a feláramlás az adott helyen anyag többletet jelent, tehát a környezethez képest pozitív domborzati elem megjelenésével járna együtt (lásd pl. óceánközépi hátságok, forrópontok), a gyakorlatban azonban, például a kontinentális lemezek esetén sokszor nem állapítható meg a kiemelkedés, inkább törésszrendszerek, extenziós jelenségek tapasztalhatók, miközben többféle mérési adat is megemelkedett köpenyszintet jelez (szinrift fázis). Ha egy köpenyáramlást három oldalról gátak határolnak (izosztatikus gyökérvonalak), akkor a központi részen az anyagáramlásból adódóan riftesedésre jellemző folyamatok indulnak be, amelyek addig fenn is maradnak, amíg az áramlás nem talál kiutat magának ebből a zárt rendszerből (a Kárpát-Pannon régió területén ilyen kiút lehet a szeizmikus aktivitása alapján a Vrancea-zóna iránya).

Meg kell jegyezni, hogy a kontinentális riftesedés során a litoszféradarab nem esik le (mint dugó a palackba, aho-

gyan azt a 7. ábra „rift valley” modellje sugallja), mivel ott aktív anyagfeláramlás van, ami ezt lehetetlenné teszi. A konvekciós feláramlás a litoszféralemezeket fel- és szétnyomja (8. ábra). Ez extenziót, kivékonyodást, töréseket



9. ábra Izlandi riftzóna, széthúzó erők hatására kialakult mély törések, árkok, amelyek fiatal üledékkel telnek meg (a riftzóna középvonala magasabb a feláramlásból adódóan, mint az oldalak magassága, ami a képen is érzékelhető)

Figure 9 Iceland rift zone – deep faults caused by spreading forces and these trenches are filled with young sediments

okozhat (de nem kéregvastagsági blokk-süllyedést!). Mély törések keletkezhetnek, amint azt az afrikai riftzónában vagy Izlandon napjainkban is tapasztalhatjuk (9. ábra), és süllyedhet is a felszín, de ezek a lemezek divergenciájának (távolodásának, azaz a kinyílásnak) köszönhetően alakulnak ki.

A kéreg elvékonyodása részben a köpenylitoszféra horizontális irányú, széthúzó mozgásának köszönhető, részben pedig a lassúbb kéreg és gyorsabb köpenylitoszféra között megjelenő koptató hatással magyarázható. Azt mondhatjuk, hogy ahol a konvekciós anyagáramlás a felszínig jut (gyakorlatilag nincs oldalirányú kéregmozgás), ott anyag többletet okoz, ahol nem éri el a felszínt, mert a Föld szilárd kérgé pajzsként útját állja (oldalirányú kéregmozgások mellett), ott megpróbál a felszínre törni, alulról gyengítve a litoszférát (8. ábra).

Mi határozza meg az áramlások irányát felszínközelségben?

Lemezmozgást gátoló, befolyásoló tényezők

Az izosztáziához kapcsolódó adatfeldolgozások és értelmezések a Kárpát-Pannon régió (KPR) gravitációs térképének értelmezésével indult, mely során a felszíni kőzet-sűrűségek és a gravitációs anomáliák ellentmondásainak feloldására²⁾ kerestük a választ (Kiss 2009a, 2010). A legelfogadhatóbb megoldást erre az izosztázia szolgáltatta. A klasszikus Airy-féle (vagy Pratt-féle) izosztatikuss elméletek kialakulása óta azonban nagyot változott a világ, pontosabban a világról alkotott elképzelésünk és az új ismeretek az izosztáziaelméletét sem kímélték.

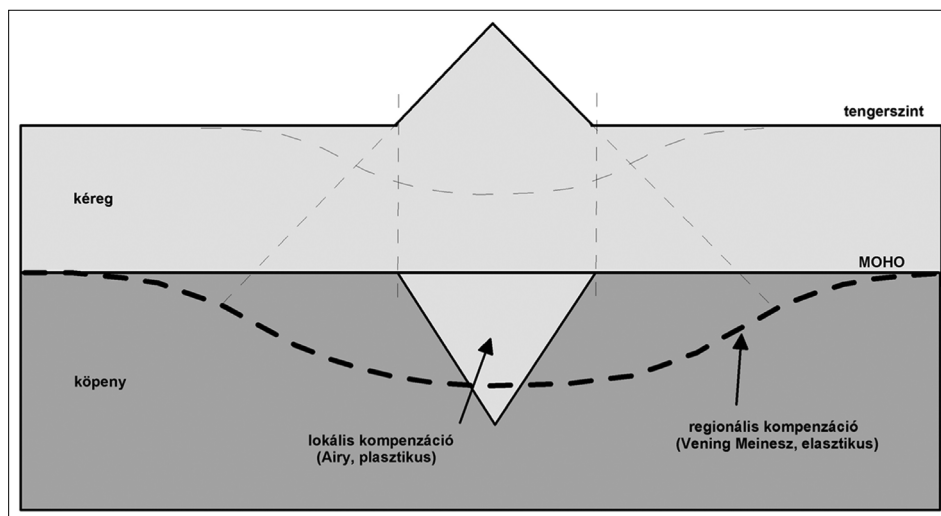
Az izosztázia jelenségét már a XIX. században felismerték, de a XX. században a tengeri gravitációs méréseknek köszönhető, hogy az izosztatikuss jelenségek mára legalább két nagy csoportra oszthatók.

Az első a korábban felismert a lokális izosztázia, amely plasztikus, gyűrődéses vagy töréses anyagmozgással lehet

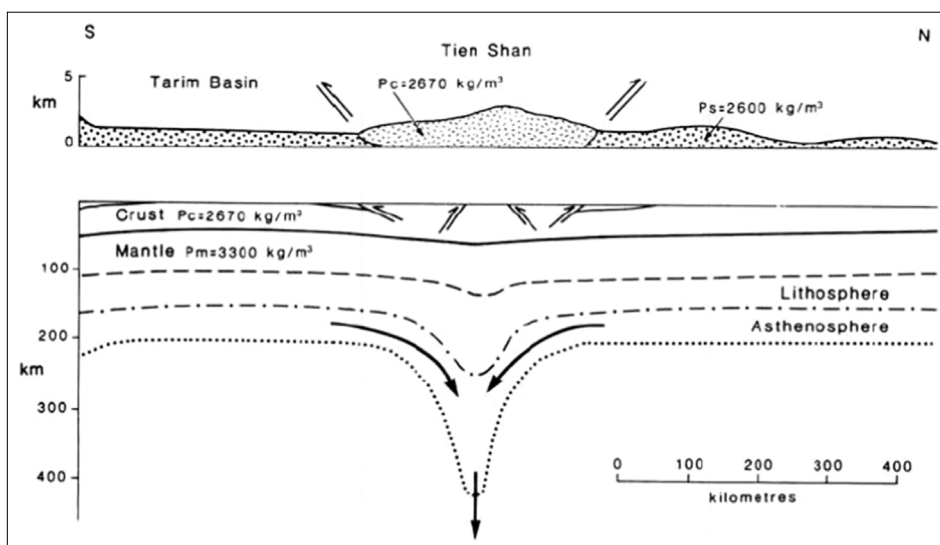
összefüggésben. A kialakuló gyökérszóna vízszintes kiterjedése a terhelést létrehozó domborzati elemmel közel azonos vagy csak kicsit nagyobb annál. A másik a regionális izosztázia, ebben a modellben a litoszféalemez meghajlásával rugalmasan veszi fel a terhelést, és itt a gyökérszóna vízszintes mérete jóval meghaladja a terhelést kialakító domborzati elem méretét (a terhelés pontjától kb. 200–250 km távolsáig érzékelhető).

Kezdetben elsősorban a kéregre vonatkozó izosztázia-elméletek voltak, mint például Pratt izosztatikuss modellje, az eltérő sűrűségű vertikális kéreghasábokkal (Pratt 1855) vagy Airy különböző kéregvastagságú úszási modellje (Airy 1855), illetve e modellek kombinációja (Heiskanen 1948). Vening Meinesz 1931-ben a tengeri gravitációs mérések alapján határozta meg a rugalmas, elasztikus lemezmodellen alapuló új, regionális izosztáziaelméletét. Ez utóbbi elmélet már az egész litoszféalemezre kiterjed, s egyben felveti annak kérdését, hogy a korábbi elméletek esetében vajon nem kellett volna-e a teljes litoszféra vastagságában gondolkodni (pl. azért, mert az Airy-féle izosztatikuss gyökérszóna nemcsak a kéreg szintjén, hanem esetleg mélyebben, az egész litoszféra mélységtartományában jelentkezik). Ha az óceáni lemezek esetében (SiMa) a regionális izosztázia a jellemző, akkor kontinentális lemez (SiAl + SiMa) esetében a rideg, törékeny felső kéregre a lokális, az alatta lévő az alsó kéregre viszont már a regionális izosztázia jelenségét valószínűsíthetjük (10. ábra), mivel az eltérő felépítésű kéregrészek fizikai paraméterei jelentősen eltérnek egymástól.

Régen ezekről a mélységtartományokról nagyon keveset tudtunk, ebből adódhattak a kezdeti modellek hiányosságai, de a szeizmikus tomográfia segítségével ma már ezek a mélységtartományok is elérhetővé váltak (lásd pl. a Bakony sebességadatok alapján kirajzolódó izosztatikuss gyökérszónáját a CEL08 szelvény mentén, Kiss 2009b). Az is látszik, hogy a terhelés mértéke és a litoszféalemez tulajdonságai együttesen határozzák meg, hogy melyik tí-



10. ábra | Lokális (Airy) és regionális (Vening Meinesz) izosztatikuss modell
 Figure 10 | Local (based on Airy) and regional (based on Vening Meinesz) isostatic model



11. ábra A Tien-Shan hegység tömege miatt kialakult izosztatikus gyökérzóna (Burov et al. 1990). [Az ábrán nyílak jelzik a Tien-Shan hegység terheléséből származó mozgásokat, ami a hegység alatt süllyedést, izosztatikus gyökérzóna kialakulását eredményezi (még az asztenoszféraiban is!), a hegység két oldalán, az előtérben pedig húzásból származó extenziót.]

Figure 11 Isostatic root zone formed by the (elevation) mass of Tien-Shan Mountains (Burov et al. 1990)

pusú izosztázia alakul ki, és nem zárható ki, hogy bizonyos feltételek mellett egy komplex, mindkét izosztáziát tartalmazó modellnek megvan a létjogosultsága.

A lokális izosztázia alapján a hegységképződés a fajsúlykülönbségekből adódóan sokkal nagyobb (számítások alapján kb. ötszörös) hegységgyökeret eredményez. Az Alpok 60–70 km-nyi gyökere 20–30 km többletvastagságot jelent az átlagos kéregvastagsághoz képest, amely a köpenybe nyúlik bele.

A magas hegyek tehát a súlyuknál fogva kéregkivastagodást, azaz a kéreg–köpeny határ süllyedését eredményezik, a süllyedéshez kapcsolódó húzóerő (11. ábra) viszont a hegyek szomszédságában, a kéregben extenziós jelenségeket idéz elő (pl. Burov et al. 1990). A Kárpát-medence belsejében – mivel azt szinte minden oldalról hegyvonulatok veszik körül – így ez a jelenség többszörösére is felerősödhet.

A Föld mélyébe benyomuló izosztatikus gyökérzóna „plusztömege” már maga is köpenyáramlást generálhat, de ami még fontosabb, hogy helyzeténél fogva alkalmas lehet arra, hogy a mélybeli (gyökérzónától független) konvekciós áramlásokat megterelje, egyfajta gátat képezve a kéreg szilárd kőzetanyagából a viszkózusabb köpeny anyagában. A köpenyáramlás valószínűleg gyorsabb folyamat, mint az izosztatikus kiegyenlítődé, így térben és időben eltérő módon jelentkeznek.

A 11. ábra azt is jelzi, hogy a hegytömeg által okozott terhelés hatása nem áll meg a Moho felszínén, hanem valószínűleg az asztenoszféra is hatással van. Ha ehhez még hozzávesszük a rugalmas (regionális) izosztázia jelenségét is, akkor már jelentős anyagátrendezéssel (áramlással) kell számolni. Ha kiindulásként létezik egy fő áramlási rendszer, akkor azt további mellékáramlások egészítik ki, ez utóbbiakat az izosztatikus gyökérzónák generálják, és ezek együttes hatását tapasztalhatjuk a kü-

lönböző mérési és észlelési rendszereken keresztül. Persze mindez nem emberi, hanem földtani időskála mentén történik.

Az izosztatikus gyökérzónák kéreg- vagy litoszféraszintű kivastagodása és a köpenyáramlás együttesen már képes megadni az alpi (kárpáti) orogén zóna kialakulásának litoszféralemez léptékű magyarázatát.

Lemezmozgások – geodinamika

A mediterrán régió kialakulásának mozgásmodelljével találkozhatunk Mantovani (2002), vagy Carminati és Doglioni (2004), részben Kuhlemann (2007) vagy Horváth (2013), illetve Handy (2014) publikációiban. Szűkebb környezetünkre, a Kárpát-Pannon régióra szinte felsorolhatatlan a szerzők száma. Ezekben a munkákban a felszíni, felszínközeli folyamatok tanulmányozásán keresztül jutottak el egy nagyobb terület mozgásmodelljéig, nem vizsgálva a mozgást előidéző folyamatok pontos okát, hanem összegezve a megfigyelések eredményeit.

Meghatározták a mozgás idejét, irányát, az elmozdulás vagy térrövidülés mértékét, a forgást és annak Euler-pólusát, szinte mindent, amit „felülről” azonosítani lehet. Ennek megfelelően minden esetben csak a mozgások vízszintes vetületét és a mozgás következményét mutatják be. A mozgásvektor azonban mindig háromdimenziós (sőt lehet, hogy négy), így a folyamatok csak a 3D (4D) térben értelmezhetők teljes egészében.

Nagyon kevesen vállalkoznak azonban arra, hogy a vizsgálódást „alulról” is megtegyék, a meghajtó „motor” oldaláról, ami főleg elméleti úton vagy geofizikai módszerekkel vizsgálva közvetve, illetve korlátozott mértékben a felső köpeny és alsó kéreg kőzetanyagát vizsgálva közvetlenül is megtehető.

Konszenzus alakult ki a szerzők többségében és a GPS-mérések (úrgeodézia) is azt mutatják, hogy az Adriai mikrolemez É-i mozgásának köszönhető az Alpok kialakulása, és hogy a Kárpátok ívének kialakulása is az Alpok D-i előteréből (Adria–Bohémia satu) történő „kilökődésnek” köszönhető. A hegyvonulatok íve is egy É-i (Alpok), illetve egy É–ÉK-i (Ny-i Kárpátok) majd K–DK-i (K-i és D-i Kárpátok) irányú erőt (mozgást) valószínűsítenek.

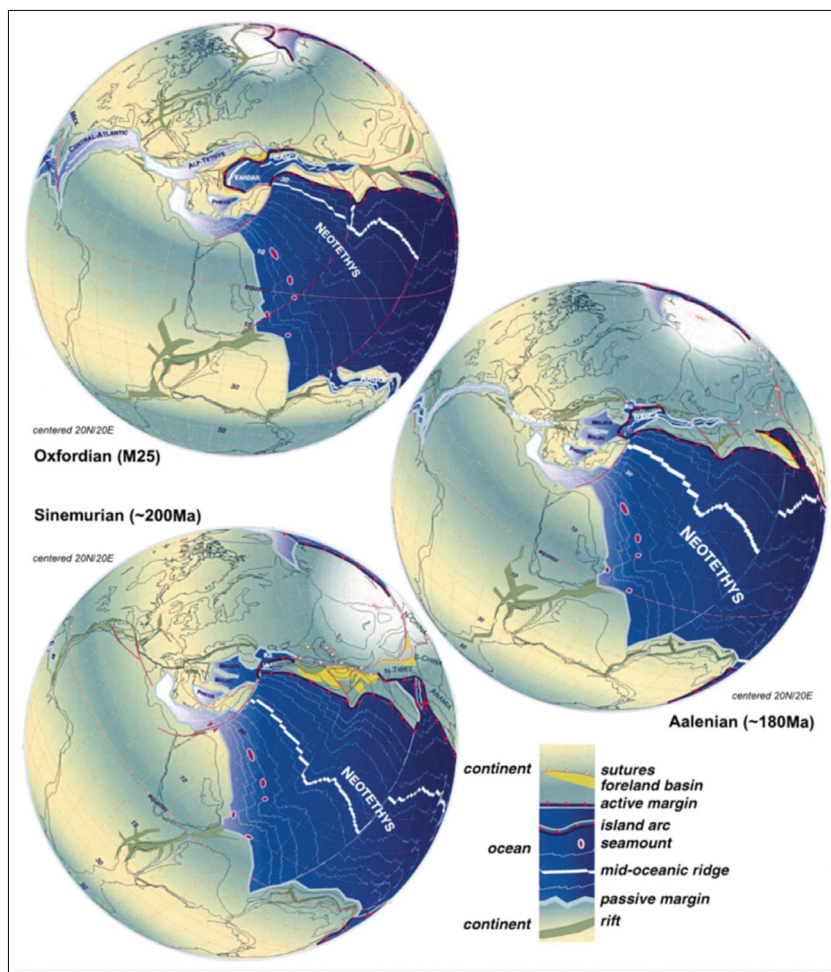
A litoszférolemez szubdukciója, kollíziója nem teljesen tisztázott, többféle elképzelés vagy megközelítés létezik. Fizikai szempontból az látszik a legvalószínűbbnek, hogy a nagyobb sűrűségű, vékonyabb és rugalmasabb lemez bukik alá. Ilyen szempontból szinte minden esetben egy bázisabb összetételű, összehasonlításban fiatalabb, vékonyabb és rugalmasabb lemez fog alábukni (mert mozgékonyabb és nagyobb sűrűségű), a savanyúbb összetételű, idősebb, kisebb sűrűségű, vastag és feltételezhetően rideg kontinentális litoszféra alá.

A konverziót előidéző mozgás irányának (melyik lemez mozog?) nincs is igazán jelentősége, mert a mozgás mindig vonatkoztatási rendszer kérdése, viszont az alábukást a két lemez egymáshoz viszonyított tulajdonságai határozzák meg.

Azaz, az álló lemez is alábukhat a mozgó lemez alá, ha a két lemez tulajdonságai olyanok (azaz nem mindig a mozognak látszó lemez bukik alá!).

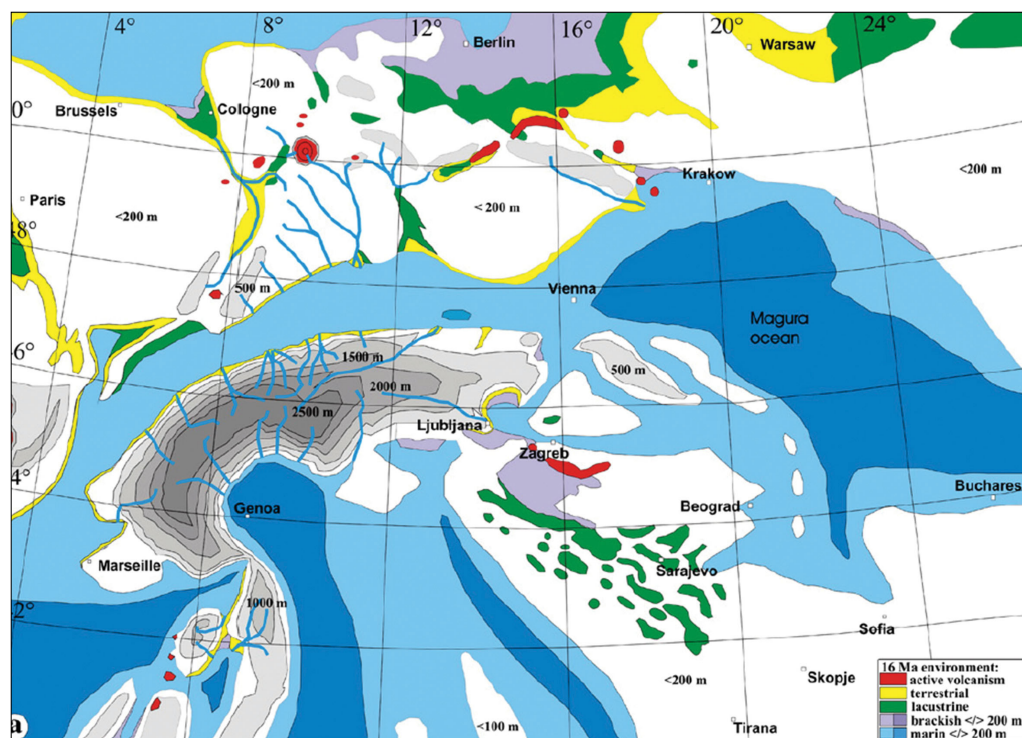
E megfontolások alapján, az Alpok és a Kárpátok kialakulásának kezdeti fázisában is feltételeznünk kell egy nem túl nagy kiterjedésű, óceáni típusú lemezt, amelyik a szubdukálódott (valamelyik kontinentális – európai vagy adriai – lemez alá). Erre az Európa területén a földtörténeti múltban meglévő egykori Tethys-ágak meg is adhatják a reális alapot (12. ábra). Ezt azért érezzük fontosnak, mert a fiatal adriai lemez É-i mozgása és az idősebb „európai lemez szubdukciója” ellentmondásosnak tűnik, viszont a két lemez közti, egykori Tethys-óceán lefűződő ágainak óceáni típusú kérge – mint az európai kontinentális lemez folytatása, amely ma már nincs meg a felszínen, mert szubdukálódott – hihetővé teszi az egész történetet. Ilyenek voltak a Pindos, Maliac, Meliata, Vardar, Alp-Tethys (12. ábra) és Magura-óceánágak (13. ábra).

Még inkább élesen jelentkezik ez a probléma a K-Kárpátok esetében. Ebben az esetben a vastag, ősi, kontinentális táblát (Ukrán-tábla) akarjuk felszíni földtani adatok alapján Ny-i irányban lebuktatni a fiatalabb és vékonyabb



12. ábra Neo-Tethys lefűződő óceánágak helyzete a jurában (Stampfli, Borel 2002) [alul a liász-sinemuri (200 Ma), középen a dogger-aaleni (180 Ma) és felül a malm-oxfordi (160 Ma) korszakok idején]

Figure 12 The Neo-Tethys sprawling oceanic position in the Jurassic (Stampfli, Borel 2002)



13. ábra Magura-óceán feltételezett kiterjedése az alsó miocénben (16 Ma, Kuhlemann 2007). [Piros – aktív vulkanizmus, sárga – szárazföldi üledékképződés, zöld – édesvízi üledékképződés, kékeszürke, felirat nélkül – csökkent sós vízi üledékképződés, kék – tengeri üledékképződés, matt szürke felirattal – domborzati kiemelkedés, Alpok]. Az Alpok már kialakult, a Kárátkok még „embrionális” állapotban van.]

Figure 13

Supposed extent of the Magura Ocean in the Lower Miocene (16 Ma, Kuhlemann 2007)

ÉK–K-i irányban mozgó Pannon-mikrolemez alá, ami fizikai képtelenségnek tűnik. A hatalmas kiterjedésű ukrán tábla vastag, rideg és stabil, és csak eurázsiai léptékben mozog. A fizikai tulajdonságai alapján ez nemigen fog alábukni! Nyilvánvaló, hogy itt sem az Ukrán-tábla bukik alá, hanem a ma már csak a mélyben azonosítható, egykor passzív az Ukrán-táblához tartozó Magura óceáni lemez (13. ábra).

Az, hogy nem találunk az Alpoknál és a Kárpátoknál látványos, mély szubdukcióra utaló jeleket (pl. a szeizmikus tomografikus mérési eredményekben, pl. Koulakov et al. 2009) az éppen e kis óceánágak korlátozott méretéből és térfogatából adódik. Az óceáni lemezek mélybe bukása után már kontinentális táblák ütközése zajlik (kollízió), ahol a klasszikus szubdukció már nem jellemző, helyette inkább a különböző irányú delamináció az uralkodó.

A meglévő mélyföldtani információk alapján viszonylag bonyolult kép rajzolódik ki az Alpok alatt, Ny-on D-i irányú szubdukcióval, K-en É-i irányú szubdukcióval. Nincsenek még pontos, meggyőző mélyföldtani adataink a Kárpátok vonulatáról sem. A Kárpát-medence belsejére jellemző köpenykiemelkedés miatt a Moho szintje a medence belsejéből a hegyvonulathoz közeledve egyre mélyebb helyzetben van, miközben eddigi ismereteink szerint a szubdukció valószínűleg ellentétes, azaz a medence belseje felé történt, erre utal a külső flisövezet elhelyezkedése. Az óceáni kéreg szubdukciója után, körülbelül 10 millió éve kezdődött a litoszféradarabok ütközése, és a köpenylitoszféra folyamatos mozgása miatt alakulhatott ki a visz-

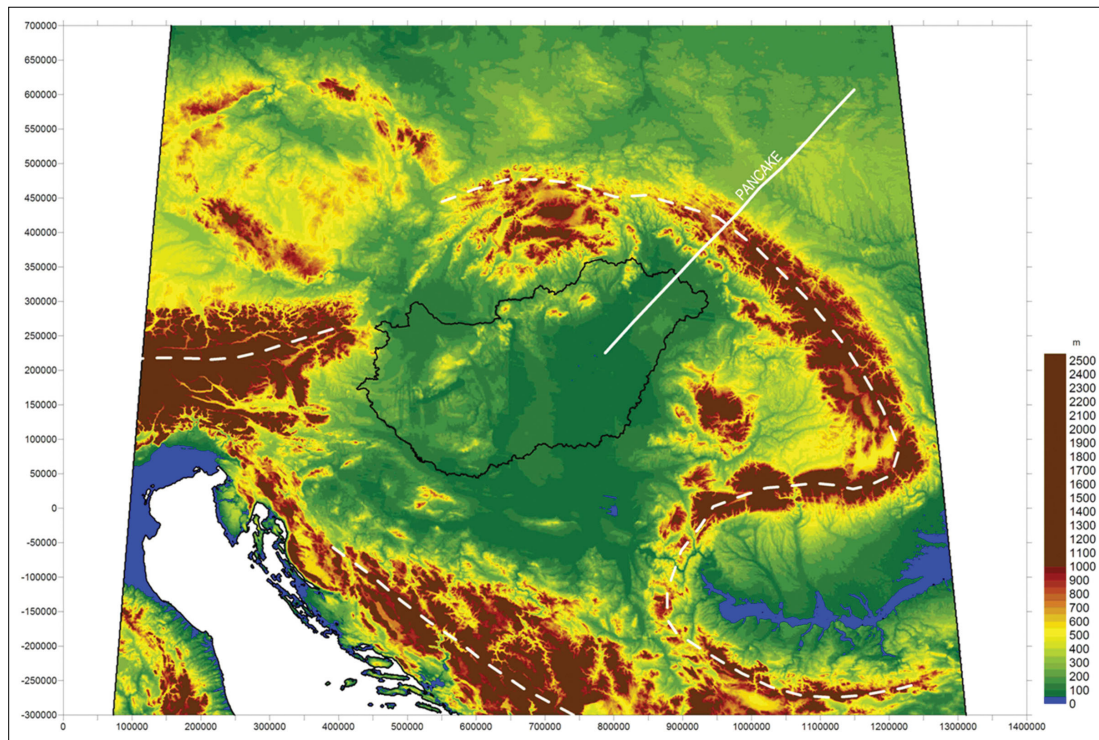
szagördülő szubdukció. A kéregnél mélyebb tartományok (20–100 km) megismerésére lenne szükség, hogy az adott földtani szituációt pontosabban megérthessük.

Geodinamikai mozgás egy szelvény mentén

A Kárpát-Pannon régió domborzati és Bouguer-anomáliatérképe alapján kirajzolódó Moho-felszín lehetőséget ad a geodinamikai mozgások tanulmányozására is. A domborzati térképen (14. ábra) feltüntetettük a hegységek gerincvonalát és PANCAKE szelvény nyomvonalát is. Először ezt a mélyszeizmikus szelvényt tanulmányozzuk, majd megpróbáljuk az értelmezési eredményeket kiterjeszteni a területi adatokra is.

A PANCAKE szelvény (Starostenko et al. 2013) elsőbeérkezései tomográfia segítségével a K-Kárpátok alatti litoszféra felépítését vizsgálta. A szelvény a kéreg szintjén mutatja az izosztázia miatt bekövetkezett változásokat (15. ábra). A Moho szintjéről már nincs elegendő információ (Kiss 2016) a hullámutak nem megfelelő átfedése miatt (a mérések behatolási mélysége nem elégséges az 50 km-nél mélyebb szintek bontására). A szelvény vizsgálata ennek ellenére hasznos.

Csökkent sebességű zóna rajzolódik ki a Kárpátok alatt, attól kicsit K-re eltolódva (15. ábra). A csökkent sebességű zóna (a sebesség és sűrűség paraméterek hasonlósága miatt) a lokális izosztatikuss gyökérvonalat mutatja, meglepő módon főleg a kéregben. Nem látszik viszont a gyökér-

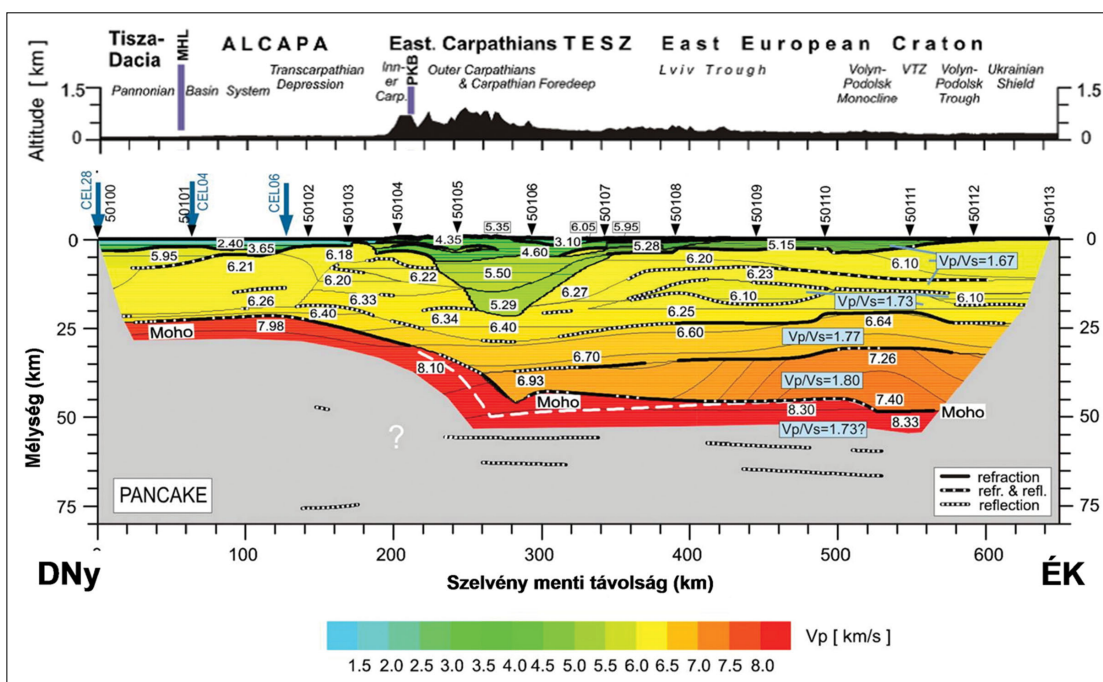


14. ábra A Kárpát-Pannon régió domborzati térképe (SRTM) a hegységek gerincvonalával (fehér szaggatott vonal) és a PANCAKE szelvényével (fehér folytonos vonal)

Figure 14 The terrain map of the Carpathian-Pannonian region (SRTM) with the axis of the mountains (white dashed line) and the PANCAKE section (white continuous line)

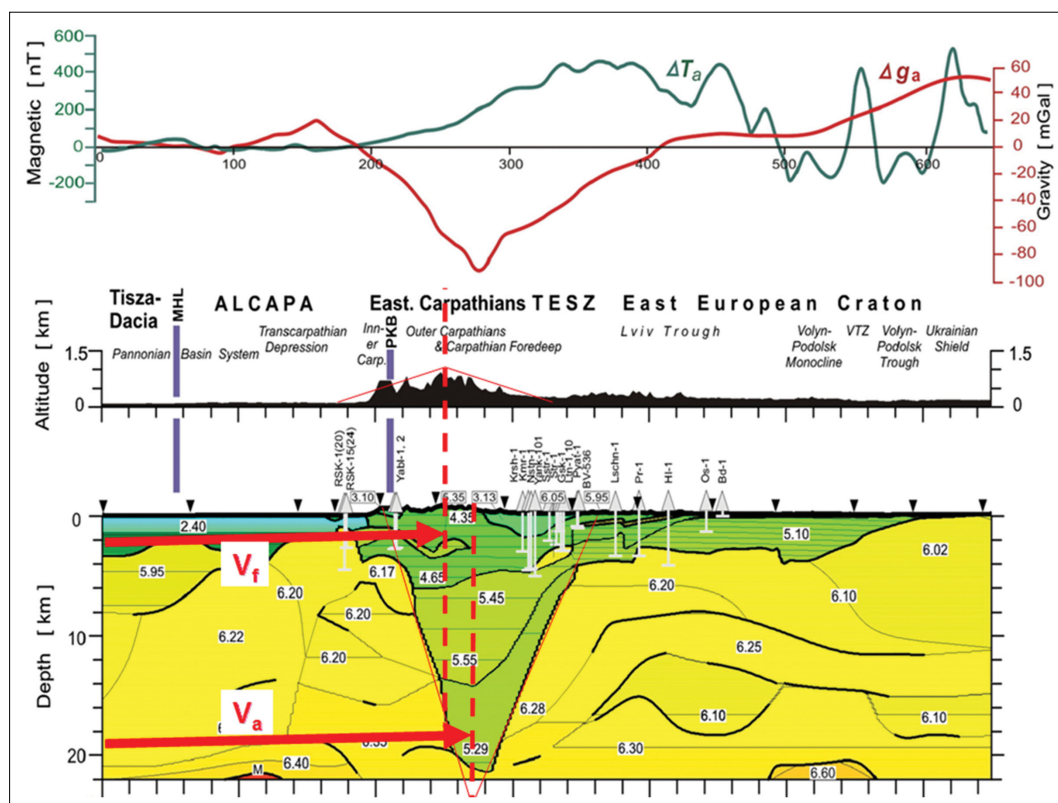
zóna a Moho szintjén, ami valószínűleg annak köszönhető, hogy a mérések ezt a mélységszintet már nem tudták megfelelően leképezni. A regionális (elasztikus) izosztázia, amely elsősorban az alsó kéreg és a litoszféralemez szintjén

jelentkezik, az Alpok, Kárpátok és Dinári-hegységrendszer jelenléte miatt szintén nem zárható ki. Ennek hatása pedig, biztosan begyűrűzik a medence belsejébe is, de nagyságának megítélése nem egyszerű.

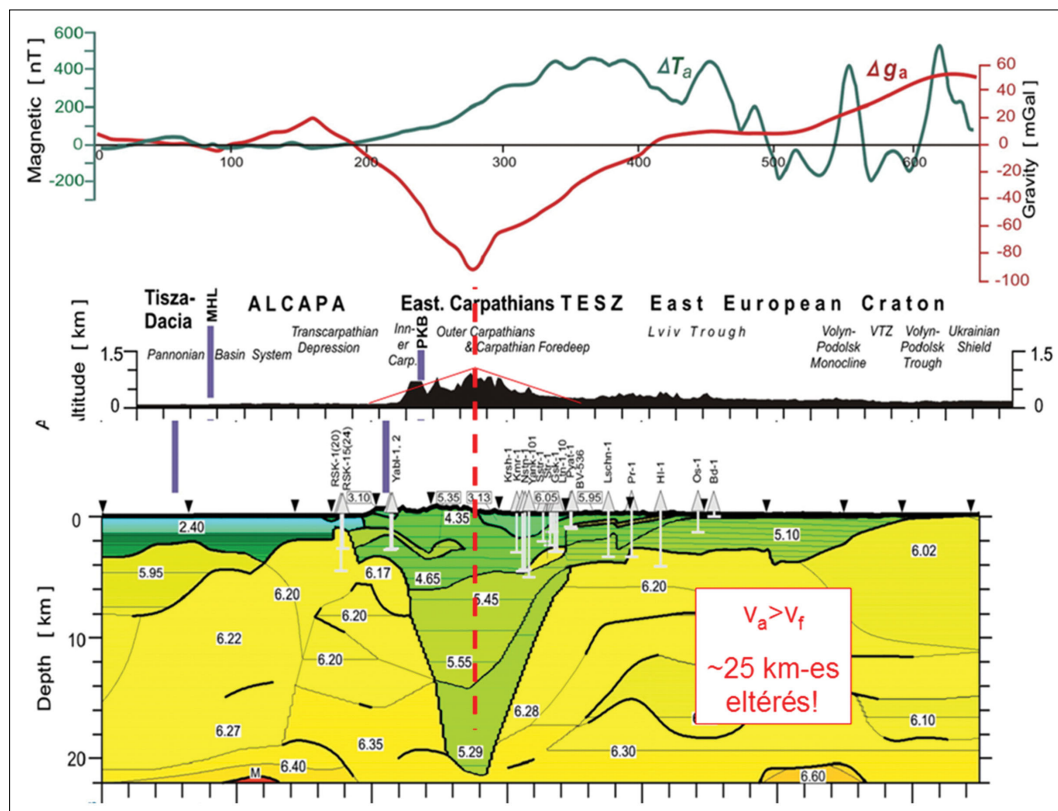


15. ábra A litoszférakutató PANCAKE szeizmikus sebességszelvény (alul) és a szelvény menti domborzat (felül) (Starostenko et al. 2013)

Figure 15 The lithosphere exploration PANCAKE seismic velocity section (below) and the topography (above) (Starostenko et al. 2013)



16. ábra | A litoszférakutató PANCAKE szeizmikus sebességszelvény a domborzattal és a gravitációs- és mágnesesanomália-görbékkel (alaphelyzet)
 Figure 16 | The lithosphere exploration PANCAKE seismic velocity section with topography and curves of gravity and magnetic anomalies (measured)



17. ábra | A litoszférakutató PANCAKE szeizmikus sebességszelvény (visszazotgatott)
 Figure 17 | The lithosphere exploration PANCAKE seismic velocity section (removed)

A PANCAKE szelvény mentén a felső 0–25 km-es mélység leképzése még teljesnek mondható. Vizsgáljuk meg tehát ezt a tartományt, különös tekintettel az izosztatikus gyökérvonalra (16. ábra)! A Pannon-medence alatt a felszínközeli 2400 m/s-ról a sebesség 6400 m/s-ra nő 20 km mélységben (a változás mértéke 4000 m/s). A Kárpátok alatt ugyanez az érték 4350 m/s-ról 5290 m/s-ra nő (változás mértéke 940 m/s). A két területrészen a mélységgel arányosan kialakuló sebességnövekedés mértéke durván négy az egyhez. Ennek oka a Kárpátok mentén felszínre került nagy sebességű preneogén képződmények, illetve az alsó kéregbe benyúló 20 km vastagságot is meghaladó gyökérvonal csökkenő sebességű, felső kéreg eredetű képződményei, amelyek a felszínen felgyűrődő kőzetek súlyából származó nyomás hatására kerültek ebbe a mélységbe.

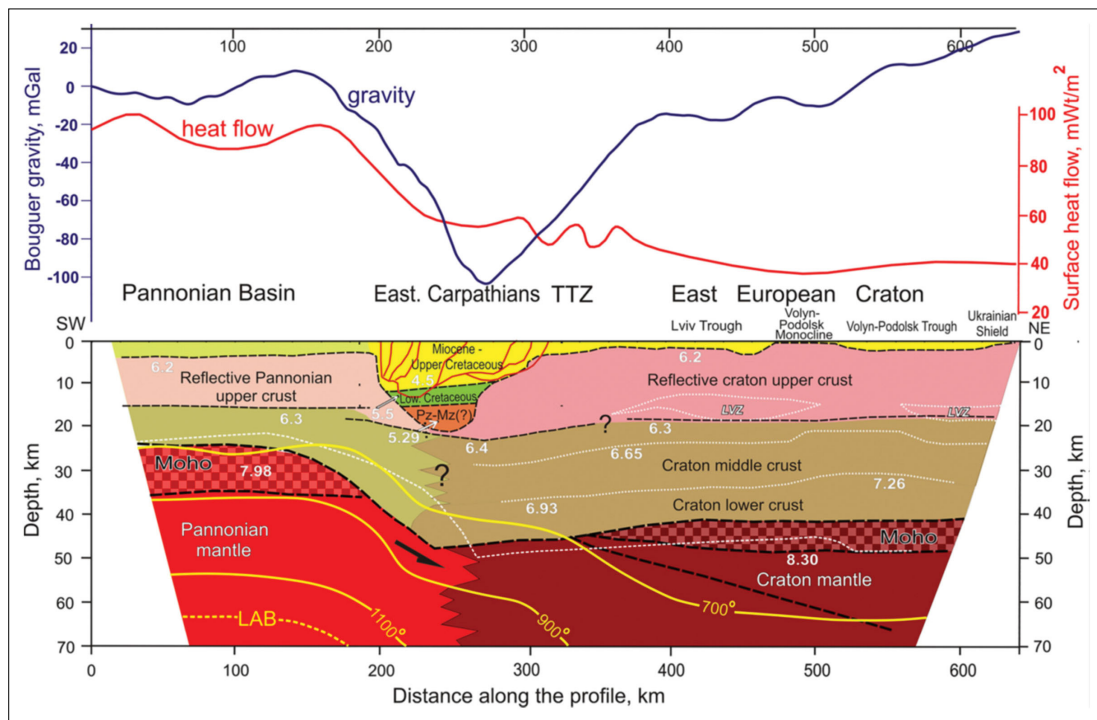
A medenceterületeken a SiAl-kérget is két részre osztjuk: medencekitöltő és prepannon részre. A felszínközeli 2400 m/s nagyjából a felső 1000–1200 m-re igaz mint átlagsebesség. A pannon alján már mindenütt legalább 4000 m/s sebességről beszélhetünk a felszínközeli alaphegységi kőzetek ismeretében, ez azonban inkább mállási kéregre jellemző érték. A pretercier mezozoos kőzeteknél ez a sebesség már inkább 4500–5000 m/s. A bontatlan magmás és metamorf prepannon aljzat átlagos sebessége még a felszín közelében is 5000–5800 m/s körüli. Az ásványokra jellemző sebességekből kiindulva a sárga színnel jelzett rész esik olyan tartományba, amely a SiAl-kéregre lehet jellemző (15. ábra). A 6250 m/s sebességnél nagyobb sebességek a bazalt-gabbro összetételű, SiMa-kéregben

fordulhatnak elő. A sebességeloszlás (15. ábra) azt látszik alátámasztani, hogy a medenceterület alatt középső kéreg nincs és az alsó kéregből is hiányozhat, miközben a felső kéreg szinte változatlan vastagságban megvan (lásd Szénás 1964).

A viszonylag kis sebességet jelző zöld szín a plasztikus, azaz még nem metamorfizálódott SiAl anyagot jelenti. Ennek alsó határán, 22 km mélységben a várható geosztatikus nyomás 600 MPa körüli, amely alatt a sebességugrás metamorf átalakulással magyarázható. A sárga és a zöld szín epi- és a mezometamorf átalakulási határt jelent. A felső kéreg a medenceterületeken kívül is átkristályosodott és nem átkristályosodott részre bontható.

16. és 17. ábra alapján még egy geodinamikai információ is kiolvasható. A Kárpátok fő gerince és az izosztázia miatt kialakuló gyökérvonal legmélyebb pontja (a gravitációs minimummal együtt) egymáshoz képest el van csúszva. A gyökérvonal K-i irányú elcsúszását, a kéreg- és köpenyszintű mozgások eltérő sebessége okozhatja. Asztroszféra szinten feltételezzük a Ny-i irányból származó köpenyáramlást (Kovács et al. 2011, 2012).

A PANCAKE szelvény alapján a litoszférolemezeket mozgató áramlás vízszintes komponense 20 km-es mélységben jóval nagyobb, mint amelyet a felszínen érzékelünk. A Pannon-mikrolemez és az Ukrán-tábla ütközésekor a kéreganyag egy része felgyűrődik (létrehozva a kiemelkedő köztömeget), másik része a súlyánál fogva leüllyed, és kialakítja a gyökérvonalat, ami a kérgen keresztül egészen a köpenyig feltételezhető. Minél mélyebbre me-



18. ábra | A PANCAKE szelvény tektonikai értelmezése és az átmeneti zóna az ALCAPA és a Kelet-Európai Kraton között, felül a hőáram- és a gravitációs anomália-görbe, alul az értelmezett sebességszelvény (Verpakhovska et al. 2018)

Figure 18 | Tectonic interpretation of the PANCAKE section and the transition zone between ALCAPA and Eastern European Kraton (Verpakhovska et al. 2018)

gyünk le a Föld mélyébe robusztus megközelítéssel, annál képlékenyebb anyaggal találkozunk, és egy adott szinten már teljesen „megnyílik” az út az anyagáramlásra (rideg-képlékeny határfelület). A rideg és a képlékeny képződmények közötti átmenetet mutatják a vízszintes sebességösszetevők, amelyeket a PANCAKE szelvény mellett is azonosíthatunk, illetve rámutatnak arra, hogy a mozgás iránya éppen a gyökérvonal megjelenése miatt függőlegessé válhat, ami a vízszintes összetevő drasztikus lecsökkenését okozhatja.

A Kárpátok fő gerincének és az izosztatikus gyökérvonaljának elcsúszása 25 km körüli, azaz a gyökérvonal kialakulása óta a kéreg, illetve a köpeny mozgási sebességének különbségéből napjainkra ekkora eltérés (távolság) adódik. Mindeközben a felső kéreg sűrűségű anyag 20 km mélységbe süllyed le a gyökérvonalában. A 16. ábra mutatja a mérés idején fennálló állapotot, a 17. ábra pedig, az anomáliák és a gyökérvonal Ny-i 25 km-es visszatolása után a feltételezhető eredeti állapotot.

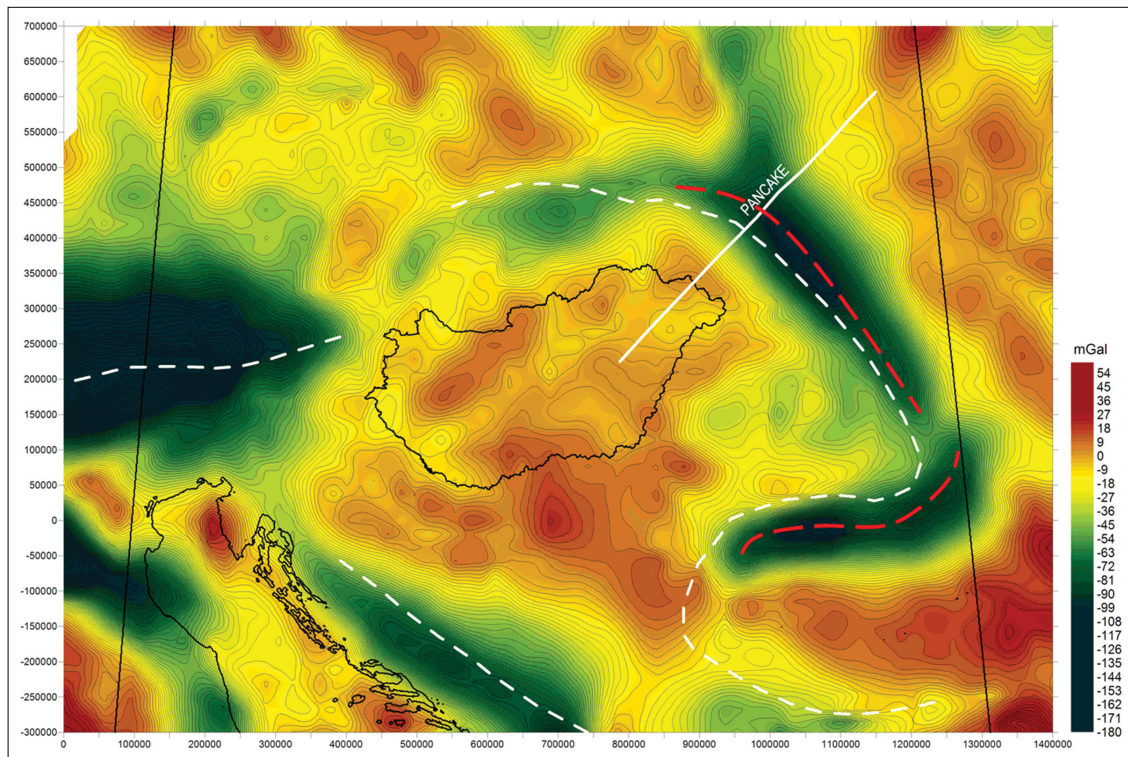
A 18. ábra a PANCAKE szelvény legújabb értelmezési eredményeit mutatja (Verpakhovska et al. 2018). Az ábráról leolvasható, hogy a kelet-európai tábla esetében hármas osztatú a kéreg, a Pannon-medencében viszont csak kétosztatú, és fele olyan vastag. A felső kéreg a Pannon-medencében 15 km vastag, a kelet-európai táblán 20 km körüli. A középső kéreg a Pannon-medencében hiányzik, esetleg az alsó kéreggel közösen, egyetlen átmeneti réteggént jelentkezik a köpeny felett. A geotermikus és

hőfluxus adatok egyértelműen a köpeny szintjének K-i irányú mélyülését mutatják, a pannon-medencei 25 km-ről 45–65 km mélységre (lásd 18. ábra Moho-szint, illetve a 700 °C izoterma).

Geodinamikai mozgás területi kép alapján

A 19. ábra a Kárpát-Pannon régió Bouguer-anomáliatérképét mutatja, amelyen megőriztük a domborzati térkép (14. ábra) hegyvonulatainak gerincvonalát (fehér szaggatott vonal), de feltüntettük a gravitációs (izosztatikus) minimumzóna tengelyvonalát is a Kárpátok mentén (piros szaggatott vonal). Látszik, hogy a minimumtengely a gerincvonallal párhuzamos, de attól K–DK-i irányban elcsúszva jelentkezik. A két vonal hosszan nyomon követhető, azonos lefutása jelzi az összetartozást. A két vonal a felszíni domborzat K–DK-i elmozgatása esetén kerülhetne egymásra.

Feltételezésünk szerint az izosztatikus gyökérvonalra az asztenoszféra mozgása nagyobb hatással volt, mint a felszíni domborzatra. A mélybeli meghajtó erő a közegsűrűdésen keresztül adódik át a felszínközeli részekre. A mélybeli képlékeny közegben a mozgás folyamatos, de felszín felé közeledve az egyre ridegebb kőzetek már összetörednek, felgyűrődnek, feltorlódhatnak: ellenállnak a meghajtó erőnek és lefékezik a mozgásnak a vízszintes összetevőjét. A mozgásvektor a felgyülemlő, kivastagodó,



19. ábra A Kárpát-Pannon régió Bouguer-anomáliatérképe a hegységek gerincvonalával (fehér szaggatott vonal) és a PANCAKE szelvényvel (fehér folytonos vonal), valamint a gravitációs minimumzóna tengelyével (piros szaggatott vonal)

Figure 19 Bouguer anomaly map of the Carpathian-Pannonian region with the axis of the mountains (white dashed line) and PANCAKE (white continuous line) and with the axis of the gravity minimum zone (red dashed line)

rideg felső kéreg kőzetek miatt a kezdeti főleg vízszintes irányú mozgásból egyre inkább függőlegessé válik, ez lát-szik a kéregsebesség-térképen (3. *ábra*) a horizontális mozgásvektorok amplitúdójának lecsökkenéséből is. A gyökérszónák elcsúszásának, a további feldolgozások szempontjából van egy kedvezőtlen mellékhatása.

A domborzat és az üledékes medencék vastagsága és átlagsűrűsége alapján az izosztatikus gyökérszónák nagyságát Magyarország területére már meghatároztuk (Kiss 2010). Hasonló módon a Kárpát-Pannon régió területére is elvégezhető lenne ez a számítás, s általa a Moho felszínének hullámzása megbecsülhető. Nagyon nehéz azonban figyelembe venni a domborzat és a gyökérszónák eltérő sebességű mozgását! Milyen mértékű ez, mettől-meddig tart a térben? A kiszámított Moho-felszín és a valós Moho helyzete eltérő lesz, így a felszíni földtani értelmezéshez a mélyhatást nem tudjuk pontosan korrekcióba venni. E problémák miatt az egész izosztatikus korrekció a Kárpát-Pannon régió térség hegyvidéki részén bizonytalan, megbízhatatlanná válik, ráakadódik egy geodinamikai mozgásból származó kevésbé ismert tényező.

A feldolgozásaink láthatóvá tették a kéreglitoszféra és a köpenylitoszféra eltérő sebességű mozgását, ami fontos, és a mélyföldtani értelmezés pontosításához vezethet, de a felszínközeli földtani értelmezésekhez nem tudjuk a gravitációs anomália-térképet pontosabbá tenni (kiszűrve a nagyobb mélységek anomális hatásait), pedig ezt céloztuk meg.

Összefoglalás

A tanulmányban a mélyfúrás, földrengési (szeizmológiai) és ürgeodéziai adatok alapján meghatározott mozgási modelleket gyűjtöttük egy csokorba, és elemeztük azok megállapításait. A korábbi publikációkban megjelent feszültség- (1. *ábra*) és sebességterek (3., 6. *ábra*), valamint a geodinamikai mozgásterek (2., 4. *ábra*) információi konvergálnak, a Kárpát-Pannon régió kialakulásának egyfajta lenyomatát mutatják.

Megpróbáltuk a mozgásirányok kialakulásának az okait is feltárni, amelyhez a konvekciós köpeny- illetve asztenoszféraáramlásokon túl az izosztázia jelenségét (10., 11. *ábra*) is felhasználtuk. Érdekes melléktermékként a kompressziós alpi/kárpáti orogén zónában választ találtunk az extenzió lehetséges okaira is.

Az információk nem ellentmondásosak, inkább kiegészítik egymást, mint fontos darabjai egy földtani *puzzle* játéknak.

A mozgási modell megértéséhez három dimenzióban kell gondolkodni, amivel érthetővé válik a mozgásmodell, amelyet a vízszintes komponens alapján rengeteg publikációban bemutatnak, s amelynek alapján a mozgási energia felemésztődése látszik, közeledve az Alpok D-i, illetve a Kárpátok Ny-i előteréhez. A függőleges összetevő szerepéről eddig nem nagyon emlékeztek meg.

A mélyfúrás, földrengési és ürgeodéziai mérési eredmények kontrolljaként megvizsgáltuk a PANCAKE litoszféra-akutató szeizmikus szelvényt (15.–17. *ábra*). Az első-beérkezései tomográfiából kapott eredmények megerősítették a mozgásmodellt, egyrészt a konvekciós áramlásra visszavezethető lemezmozgást, másrészt a hegységperemeken az izosztatikus gyökérszónák miatt jelentkező közel függőleges mozgás kialakulásának törvényszerűségét. A függőleges vektorkomponens felerősödése a vízszintes vektorkomponens gyengülését okozza a kéreg felső tartományában, amit a felszíni GPS-mérések, mozgásvizsgálatok alapján érzékelünk.

Míndezeket tanulmányoztuk a domborzati térkép (14. *ábra*) és a Bouguer-anomáliatérkép (19. *ábra*) alapján területileg is, amiből a K-Kárpátok vonatkozásában az elmozdulás mértéke jól követhető. A térképi adatrendszerek összevetése alapján egy DK irányú csúszás azonosítható a gerincvonal és a minimumtengely között, amit csak az eltérő sebességű kéreg- és köpenymozgással lehet megmagyarázni. A mozgás fő iránya a Vrancea-zóna.

Utószó

A cikk írásakor még arra gondoltunk, hogy megint lesz miről beszélgetnünk Horváth Ferivel a cikkkel kapcsolatban. Sajnos már nem tudtunk vitatkozni, mert Feri már nincs velünk. Pedig véleménye, előadásai mérvadóak voltak a szakmában. Nehéz lesz pótolni az egyetemi tanárembert, a szakmai tudományos előadót, a vitapartneret és az éles szemű kritikust is. Bízunk benne, hogy most is látja és követi szakmánkat és a Föld geodinamikai folyamatait. Nyugodj békében Feri, nem feledünk!

A tanulmány szerzői

Kiss János, Zilahi-Sebess László

Jegyzetek

- ¹⁾ Trans European Suture Zone
- ²⁾ Nagy sűrűségű kőzetek a felszínen és a Bouguer-anomália-minimumok ellentmondása

Hivatkozások

- Airy G. B. (1855): On the computation of the effect of the attraction of mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 145, 101–104.
- Bada G., Horváth F., Gerner P., Fejes I. (1999): Review of the present-day geodynamics of the Pannonian basin: progress and problems. *Journal of Geodynamics*, 27/4, 501–527.
- Bada G., Windhoffer G., Szafián P., Dövényi P. (2004): Feszültségtér Európában és a Pannon-medence térségében: adatok, modellek és geodinamikai alkalmazások, Budapest, ELTE, Geofizikai Tanszék, p. 118.
- Bada G., Horváth F., Dövényi P., Szafián P., Windhoffer G., Cloetingh S. (2007): Present day stress field and tectonic inversion

- in the Pannonian Basin. *Global and Planetary Change*, 58/1, 165–180.
- Borza T., Kenyeres A., Virág G. (2007): Műholdas geodéziai vonatkoztatási rendszerünk (ETRS89) felújítása. *Geodézia*, 10, 40–48.
- Burov E. V., Kogan M. G., Lyon-Caen H., Monár P. (1990): Gravity anomalies, the deep structures and dynamic processes beneath the Tien Shan. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 96, 367–383.
- Carminati E., Doglioni C. (2004): Mediterranean tectonics. *Tectonics, Europe, Mediterranean tectonics and neotectonics*. GEOL: 00135
- Faccenna C., Piromallo C., Crespo-Blanc A., Jolivet L., Rossetti F. (2004): Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23, TC1012, DOI: 10.1029/2002TC001488.
- Grenczy Gy. (2014): A Pannon-medence első háromdimenziós űrgeodéziai kéregmozgástérképe (1. rész). Űrvilág úrkutatási hírportál (<http://www.urvilag.hu>)
- Grenczy Gy., Kenyeres A., Fejes I. (2000): Present crustal movement and strain distribution in Central Europe inferred from GPS measurements. *J. Geophys. Res.*, 105, 21835–21846.
- Grenczy Gy., Kenyeres A. (2004): GPS velocity field from the Adriatic to the European Platform. *The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics, and Hazards*. NATO Advanced Research Workshop, Abstract Book, pp. 52–55 (Veszprém).
- Handy M. R., Ustaszewski K., Kissling E. (2014): Reconstructing the Alps–Carpathians–Dinarides as a key to understanding switches in subduction polarity, slab gaps and surface motion. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, DOI: 10.1007/s00531-014-1060-3.
- Hansen K. N., Mount V. S. (1990): Smoothing and extrapolation of crustal stress orientation measurements. *Journal Geophysical Researches*, 95, 1155–1166.
- Heiskanen W. A. (1948): Report on Isostasy. Intern. Union of Geophys. and Geod., Oslo.
- Horváth F. (2004): A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza, Euro-konform térképsorozat és magyarázó. http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin_atlas.htm
- Horváth F. (2012): A Pannon-medence geodinamikája. Magyar Tudomány Ünnepe, Budapest, MTA 2012. november 7.
- Kiss J. (2009a): Regionális gravitációs anomáliák, izosztikus hatások Magyarországon. *Magyar Geofizika*, 50/4, 153–171.
- Kiss J. (2009b): A CEL08 szelvény geofizikai vizsgálata. *Magyar Geofizika*, 50/2, 59–74.
- Kiss J. (2010): Mély medencék izosztikus hatása. *Magyar Geofizika*, 51/3, 1–13.
- Kiss J. (2014): A Kárpát-Pannon régió gravitációs képe – geodinamikai vonatkozások. pp. 113–126. In: Fancsik T., Piros O. (eds): *Magyar Földtani és Geofizikai Intézet Évi Jelentése*, 184 o., 2012–2013, MFGI, HU ISSN-0368-9751.
- Kiss J. (2016): A gravitációs és mágneses anomáliák átfogó értelmezése a Kárpát–Pannon-régióban. *Földtani Közlöny*, 146/3, 275–298.
- Koulakov I., Kaban M., Tesauro M., Cloetingh S. (2009): P- and S-wave anomalies in the upper mantle beneath Europe from tomographic inversion of ISC data. *Geophysical Journal International*, 179, 345–366.
- Kovács I., Falus Gy., Stuart G., Hidas K., Szabó Cs., Flower M., Hegedűs E., Posgay K., Zilahi-Sebess L., Fancsik T. (2011): Asztenoszféra-áramlás, mint a terciér kilökődés és extenzió meghajtóereje? *Magyar Geofizika*, 52/2, 79–87.
- Kovács I., Falus Gy., Stuart G., Hidas K., Szabó Cs., Flower M., Hegedűs E., Posgay K., Zilahi-Sebess L., Fancsik T. (2012): Seismic anisotropy and deformation patterns in upper mantle xenoliths from the central Carpathian–Pannonian region: Asthenospheric flow as a driving force for Cenozoic extension and extrusion? *Tectonophysics*, 514–517, 168–179
- Kuhlemann J. (2007): Paleogeographic and paleotopographic evolution of the Swiss and Eastern Alps since the Oligocene. *Global and Planetary Change*, 58, 224–236.
- Merle O. (2011): *A Simple Continental Rift Classification – Tectonophysics*. Elsevier, pp. 88–95.
- Oldow J. S., Ferranti L., Lewis D. S., Campbell J. K., D’Argenio B., Catalano R., Pappone G., Carmignani L., Conti P., Aiken C. L. V. (2002): Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen. *Geology*, 30, 779–782.
- Pratt J. H. (1855): On the attraction of the Himalaya Mountains and of the elevated regions beyond them upon the plumline in India. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 145, 53–100.
- Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Środa P., Grad M., Kovács I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I. M., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedűs E., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A. (2013): Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1042–1072.
- Qorbani E., Bokelmann G., Kovács I. J., Horváth F., Falus Gy. (2016): Deformation in the asthenospheric mantle beneath the Carpathian-Pannonian Region. *Journal of Geophysical Researches: Solid Earth*, 121, DOI: 10.1002/2015JB012604.
- Stampfli G. M., Borel G. D. (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 17–33.
- Chikán G., Czakó S., Ficker B., Géher B., Gyertyánffy Z., Gyöngyösi P., Horváth F., Kelemen I., Kerekes A., Major A., Mező Gy., Nagy L., Nász I., Ozorai J., Radnóti G., Szucsán S., Tóth L., Tóth Z., Trosits D. (2016): Telephely Biztonsági Jelentés, II. Kötet, MVM Paks II. Zrt.
- Vening Meinesz F. A. (1931): Une nouvelle methode pour la reduction isostatique regionale de l’intensite de la pesanteur. *Bulletin Géod.*, 29, 33–51.
- Verpakhovska A., Pylypenko V., Yegorova T., Murovskaya A. (2018): Seismic image of the crust on the PANCAKE profile across the Ukrainian. *Journal of Geodynamics*, 121, 76–87
- Völgyesi L. (2010): A Kárpát-Pannon-térség geodinamikája. Kézirat, BME <http://www.agt.bme/volgyesi/mszeizmo/pannon.pdf>