

Lemeztektonika, vulkanizmus és a Kárpát-Pannon régió geomágneses anomália-térképe

KISS J.

Magyar Földtani és Geofizikai Intézet (MFGI), 1143 Budapest, Stefánia út 14.
E-mail: kiss.janos@mfgi.hu

Jelen cikkben áttekintjük a lemeztektonikával kapcsolatos ismereteket, különös tekintettel az óceáni–kontinentális és a kontinentális–kontinentális lemezkonverziókra – az előbbi a mészkáli vulkanizmus, az utóbbi a hegységképződés szempontjából érdekes.

Megállapítjuk, hogy a jelenségeket kísérő mészkáli vulkanizmus, valamint az obdukálódó óceáni kéreg is mágneses hatóként jelentkezik, de a kontinentális riftesedés során megjelenő bazaltok is okozhatnak mágneses anomáliákat.

Megvizsgáltuk az európai mágneses anomália-térképet és egy elsődleges vizuális – ebből adódóan szubjektív – lineament-kijelölést végeztünk. A kapott mágneses lineamentek tendenciái összhangban vannak a gravitációs lineamentek lefutásával, és a rajzolatok a térség geodinamikai folyamatait tükrözik a mágneses/gravitációs hatásokon keresztül.

Az ismert felszíni és az alig ismert, eltemetett vulkanitok elhelyezkedése és a mágneses lineamentek alapján kialakítottunk néhány modellt (vázlatot), amelyek megmagyarázzák a vulkanitok pillanatnyi és a földtani múltban feltételezhető helyzetét.

Nem sikerült minden problémára megoldást találni, de a közös gondolkodáshoz reméljük ezzel a cikkel is hozzájárulhatunk.

Kiss, J.: Plate tectonics, volcanism and the magnetic anomaly map of Carpathian-Pannonian Region

In the present article first we review the knowledge about the plate tectonics by a special examination of the ocean–ocean and ocean–continent conversions of plates – the former one is interesting from point of view of the calc-alkaline volcanism, the latter one from point of view of the mountain range formation.

We establish that the phenomena of plate tectonics are followed by calc-alkaline volcanism and by obduction of oceanic crust; they both may appear as effective magnetic source bodies. Another magnetic source body of the region can be the basalt of the continental rift zones as well.

We examined the magnetic anomaly map of Europe and we prepared a primarily visual – i.e., a little bit subjective – lineament detection in the anomaly map. There is a good correspondence between the interpreted magnetic and the gravity lineaments presented earlier. They reflect the geodynamical processes influenced by the magnetic/gravity effects.

We develop some (structural) models based on the position of the known surface volcanism and the hardly known buried ones, which are in harmony with the magnetic anomaly map and they explain the momentary and the presupposed locations of volcanic rocks in different geological times.

We did not manage to find solution for all problems, but we may possibly contribute to the common thinking by this article.

Beérkezett: 2014. április 29.; *elfogadva:* 2014. augusztus 1.

A lemeztektonika, a vulkanizmus és a geomágneses anomália-tér kapcsolatának megfejtése fontos lehet a Kárpát-Pannon régió kialakulásának a megértése szempontjából. Magyarország nem egy aktív, óceán–kontinens konverziós lemezperem felett található, így hétköznapi földtani feladataink nem erről szólnak. Ugyanakkor ezek azok a földtani

múltban lejátszódó események, amelyek a Kárpát-medence fejlődésében meghatározóak lehetnek, amiről az itt található, feltételezhetően szudukciós eredetű mészkáli vulkanitok vagy az országot körülvevő, az alpi orogén során kontinentális lemezek ütközéséből kialakult hegykoszorú, illetve áttételesen e folyamatoknak a potenciálterekben (gravitációs

és mágneses anomália-terekben) máig megőrződött lenyomata mesélhetne. Mesélhetne, de nem tud, így ez a feladat ránk, gyakorló földtani szakemberekre vár.

A tévedés természetesen a földtani értelmezés során soha nem zárható ki teljesen. A földtani kutatás történetében azonban több elképzelés és ötlet is csak jóval később vált elfogadottá és bizonyítottá, lásd például a lemeztektonika elméletét.

Előzmények

A Kárpát-Pannon régió gravitációs Bouguer-anomália-térképének vizsgálata (Kiss 2012, 2013c) rámutatott arra, hogy néhány, az országhatáron belüli geofizikai anomáliát csak a tágabb környezet adatainak figyelembe vételével lehet felismerni, azonosítani, illetve értelmezni.

Az országos mágneses anomália-térkép spektrális vizsgálata (Kiss 2013a) a mágneses hatók várható mélybeli elhelyezkedéséről és laterális elterjedéséről nyújtott közvetett információkat, de a mágneses hatókkal kapcsolatban még sok kérdés vár tisztázásra, amelyből néhányra, a tágabb környezet mágneses anomáliáinak vizsgálata adhat választ.

A geofizikai térképi adatfeldolgozások során, a vizsgálatoknál, a fizikai paraméterek (például mágneses tulajdonságok) változásának nyomait látjuk különböző izometrikus vagy éppen elnyújtott, sávós anomáliaként megjelenni. Az anomáliák formája azonban nem csak egyszerű geometria, mivel a testek a földtani idők folyamán elmozdulnak, vonszolódnak egymáshoz képest vízszintes és függőleges irányokban is. Ezeknek a mozgásoknak a nyomai sok esetben visszatükröződnek a képződményeken, azok elterjedésében, sőt a felettük kialakuló geofizikai anomáliákban is.

A fizikai paraméterben vagy települési mélységben megjelenő változás (amely méréseink összegzésekor térképi formaelemként képeződik le) jellemzi a hatót (amely földtani képződménytől a hatás származik) és annak a környezetével való kapcsolatát (pl. milyen hatások, milyen mozgások hozták létre, emelték ki, vagy változtatták meg fizikai tulajdonságát).

A térképi formaelemek sok mindent elárulnak, de ehhez szükséges a geofizikai paramétertérkép sokoldalú elemzése és a lehetséges földtani folyamatok és képződmények ismerete. Jelen cikk erre mutat be egy példát, a lemeztektonika, a vulkanizmus és a geomágneses anomália-térkép kapcsolatainak elemzésével a Kárpát-Pannon régió területére.

Bevezetés

2001-ben régi ELGI-s kollégámnak, Csathó Beának köszönhetően részt vehettem az Ohioi Állami Egyetem Byrd Sarkkutató Központjának (*Ohio State University Byrd Polar Research Center – OSU-BPRC*) az Antarktisz TAMARA (*TransAntartic Mountain Aerogeophysical Research Area*) kutatási projekt légi mágneses adatainak feldolgozásában. A feldolgozási munkák közben meglátogattuk Ralph von

Freese^{a)} kollégát, aki az Antarktisz mágneses anomália-térképének elkészítését irányította, s így nagyobb távlatban is láthattuk a légi geofizikai mérések területét. Értelmező geofizikusként én ekkor szembesültem azzal a ténnyel, hogy világszerte rengeteg pályázati program foglalkozik az adatok gyűjtésével (ami érthető), ugyanakkor nagyon kevés az olyan projekt, amely az adatok földtani értelmezésére koncentrálna (ami már kevésbé érthető).

Érdekes módon ez a probléma már 1967-ben, a lemeztektonika-elmélettel kapcsolatos viták során is felmerült, amelyet J. T. Wilson a következőképpen fogalmazott meg: „Úgy belemerültek a műszaki eljárások tökéletesítésébe, az adatok halmozásába és az információátvitel számítógépes rendszerének tervezésébe, hogy megfeledkeztek arról, hogy más tudományok közben a problémáikat új elvek megfogalmazásával tették könnyen érthetővé.” – ezzel tulajdonképpen a probléma megoldásához is közelebb kerültek.

Ehhez kapcsolódva megjegyzendő, hogy az óceáni hátságok mentén végzett mágneses adatfeldolgozási és értelmezési eredmények a lemeztektonika-elmélet bizonyításának alapvető részévé váltak (Vine, Matthews 1963, Sullivan 1985), és ennek folytán az óceáni kéreg szétterelési mechanizmusának megértése alaptézissé erősítette a kontinensvándorlás elméletét^{b)}.

Új földtudományi elképzelések bizonyítása csak a mérési adatokra alapozható, tehát a mérésekre szükség van, de a geofizika alapcélja az új információk gyűjtése, amihez a méréseken túl az adatok értelmezése és felhasználása is szorosan hozzákapcsolódik. Ma már majdnem minden országban rendelkezésre állnak az országos fedettséget biztosító mágneses adatok, amelyek az óceáni kéreg vizsgálatán túl az idős, több közetképződési ciklus eredményeit magán viselő kontinentális kéreg kutatása esetén is fontos információkat hordoznak, ebben az esetben azonban a mágneses adatokat adekvát módon, körültekintően kell földtani információvá konvertálni. Az ELGI, illetve az MFGI adatgyűjtésének és adatbázis-építésének köszönhetően Magyarországra vonatkozóan is rendelkezésre állnak az országos gravitációs, geomágneses, geoelektromos és szeizmikus adatrendszerek, amelyek fontos szerepet játszhatnak a – Wilson szavaival – „könnyen érthető, új elvek” megfogalmazásában.

Jelen cikk előzményeként a mágneses adatfeldolgozásokkal kapcsolatban Kiss (2013a) megállapította, hogy „a mészkáli magmás tevékenység és a mágneses anomáliák együttes értelmezése kulcs lehet a Kárpát-Pannon régió kialakulásának és fejlődésének megértésében”, ehhez azonban az anomáliák és a mészkáli vulkanitok kapcsolatának részletes elemzése szükséges. A gravitációs adatfeldolgozásból származó geodinamikai konklúzió szerint (Kiss 2013c) „a szubdukció megszűnésének és az utána következő kollízióknak a következménye az Alpok–Kárpátok hegyrendszer kialakulása, amely az Alpok Ny-i részén kezdődött 30 millió éve. A Kárpátok Ny-i része 20 millió éve emelkedett ki, és kb. 10 millió évvel ezelőtt zárta körül a Pannon-medencét, kialakítva a Pannon beltengert”. A Kárpát-Pannon régió kialakulásának nyomai tehát ott vannak a potenciáalterek anomáliáiban.

Egy átfogó fejlődéstörténeti rekonstrukció azonban az adatok körültekintő értékelését feltételezi, mivel gyakran találkozunk eltérő korú és genetikájú közettestekkel, szorosan egymás mellett. Ez nem meglepő, hiszen a Magyarországot alkotó lemeztöredékek más ösföldrajzi pozícióban és más-más földtani környezetben fejlődtek ki, mielőtt a mai (kainozoos), tektonikai mozgások által determinált helyzetüket felvették volna.

Jelen cikkben a lemeztektónikai modellek és folyamatok elemzése után a térség geomágneses anomália-térképét vizsgáljuk vizuálisan, elsősorban lemeztektónikai szempontból.

Lemeztektónika és a vulkanizmus

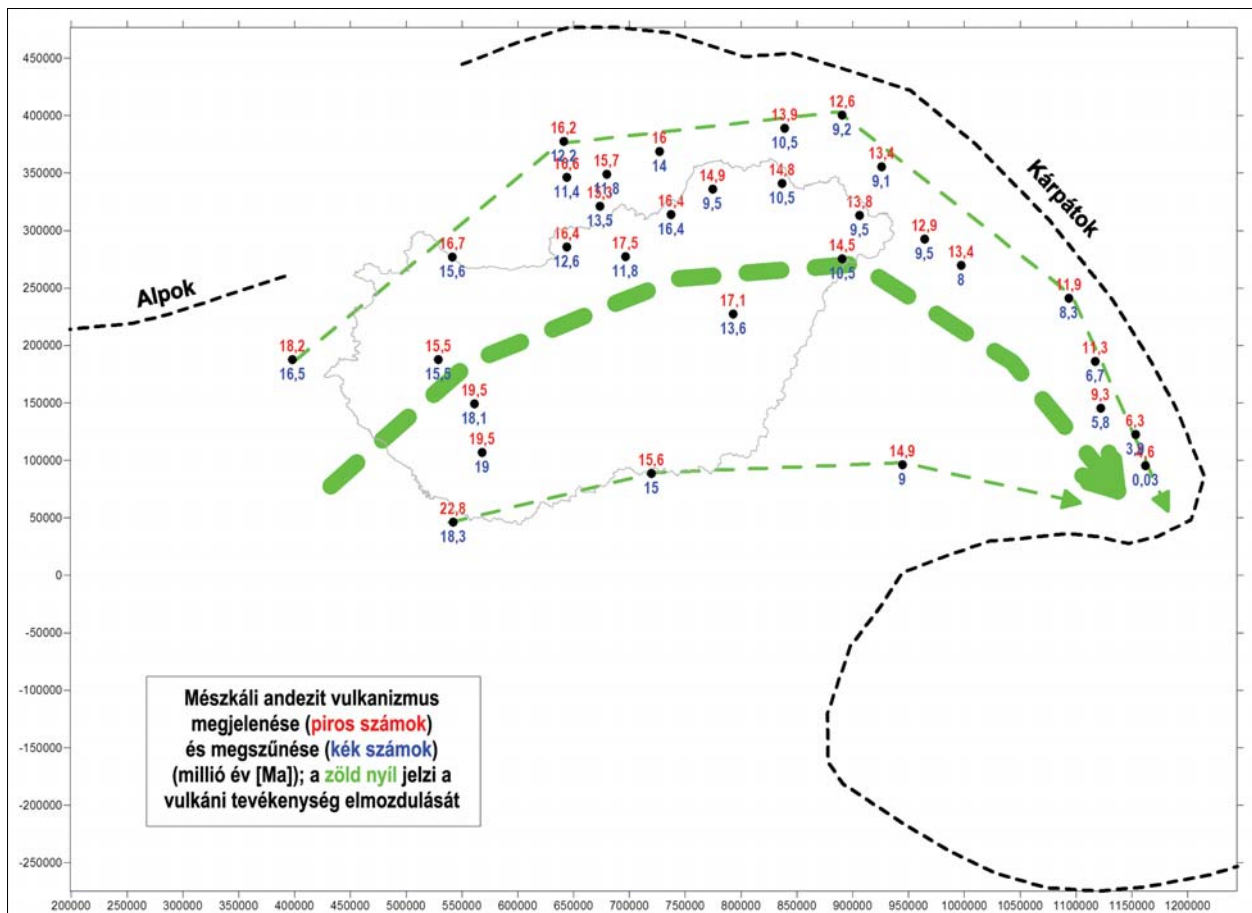
A Kárpát-Pannon régió lemeztektónikai modellje

Földtani adatok egész sora igazolja, hogy a térségben a kréta folyamán jelentős lemeztektónikai mozgások voltak (pl. Balla 1982, Stamfli, Borel 2002, Neubauer 2002, Csontos, Vörös 2004, vagy Horváth 2007, Tari, Horváth 2010). A mozgások a kréta elején váltak intenzívvé, s a fő fázisuk a kainozoikumra tehető. A konvergens lemeztektónikai mozgások során az óceáni lemezek közvetlenül kontinentális lemezek alá tolód-

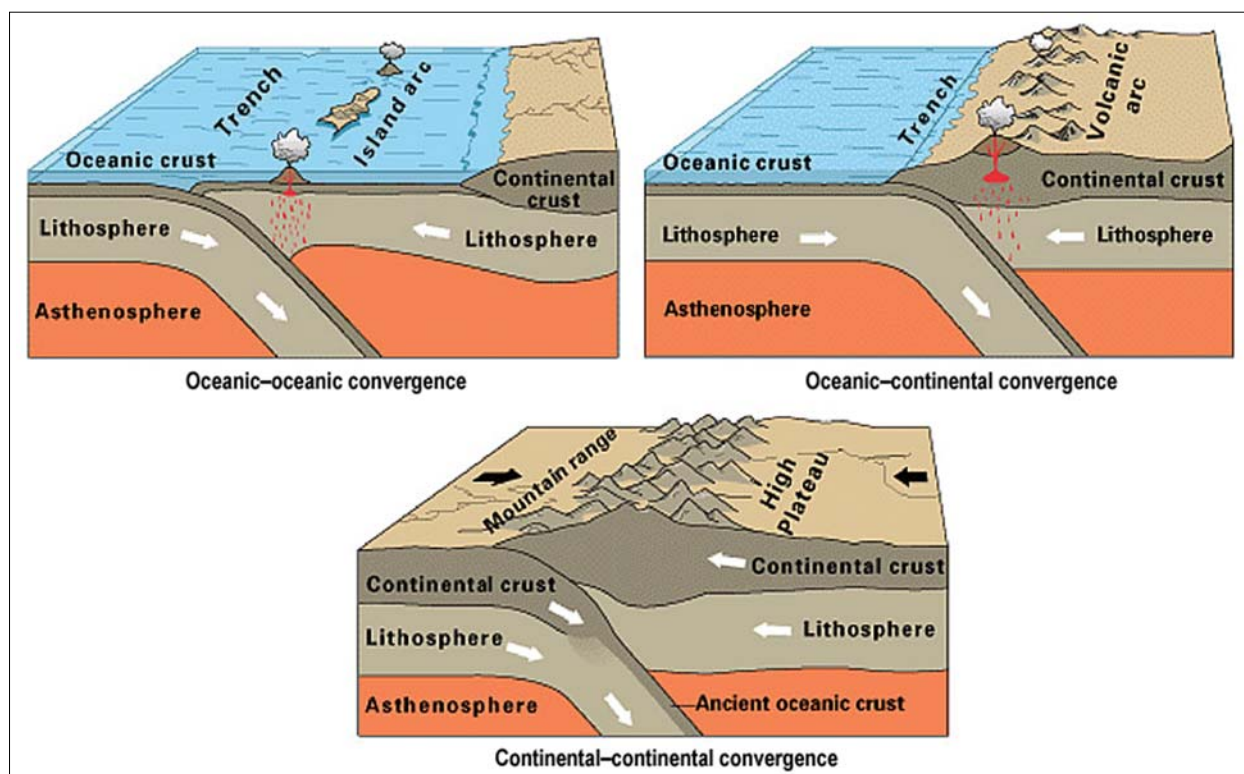
hattak (pl. Pennini-óceán–Apulia, Magura-óceán–Apulia, Magura–Eurázsiai-lemez, Vardar–Eurázsiai-lemez), ami szubdukcióhoz kapcsolódó, kontinentális lemez oldalán zajló mészkáli vulkáni tevékenységet eredményezett.

Mészkáli vulkanizmus a régióban az eocéntől a miocén végéig (50–10 millió év között) volt jellemző. Az ehhez köthető, első ismert jelentősebb mészkáli vulkáni sorozat hazánkban az eocén–oligocén korú andezit (45–24 Ma, Balogh, Pécskay 2001), amely a Zalai-medencétől, a Velencei-hegységen át Recskig nyomozható a középhegységi zónában – helyenként a felszínen is. Ez a vulkanizmus a Ny-Alpokban felső kréta – eocénben volt jellemző (Piaz et al. 2003), és a Periadriai-vonal mentén fiatalodva hazánkban az eocén–oligocénben kezdődik. Ennek a mészkáli vulkanizmus paroxizmusa a miocénre tehető.

Seghedi et al. (2013) a Pannon-medence riolitos vulkanizmusát (22 Ma) kéregeredetűnek tekinti, az andezites vulkanizmust vegyes, kéreg- és köpenyeredetű magmaképződéssel magyarázza, míg a fiatalabb (11 Ma) kis volumenű bazalt vulkanizmust tisztán köpenyeredetűnek tekinti. Ravasz (1984) szerint a szubdukció a bazalt vulkanizmus előtt befejeződött, de rotációs folyamatok még nem szűntek meg, és ÉÉNy–DDK valamint É–D irányú hasadékok, törések mentén kontinentális, köpenyeredetű alkáli bazalt vulkanizmus kezdődött a miocén végén, a pliocén elején.



1. ábra | A mészkáli andezit vulkanizmus megjelenése időben (Ma) és térben (Pécskay et al. 2006 adatai alapján)
Figure 1 | The appearance of the calc-alkaline andesitic volcanism in time (Ma) and space (after Pécskay et al. 2006)



2. ábra Óceán–óceán (balra fent) és óceán–kontinens (jobbra fent) konverzió (vagy szubdukció) és a kapcsolódó vulkanizmus; a szubdukció utáni időszak, az óceáni kéreg felemésződött (teljesen szubdukálódott), elkezdődik a kontinens–kontinens (alul) konverzió (vagy kollízió) és az azzal járó orogén hegységképződés

Figure 2 Ocean–ocean and ocean–continent conversion (subduction) and the volcanism connected to them; the oceanic crust has consumed (completely subducted) and the continent–continent conversion (collision) begins and incidental to that the formation of orogenic mountain range

A kialakult mészkáli vulkáni tevékenység megjelenése, pozitív domborzati elemként számos helyen azonosítható, de nem ez alkotja a Kárpátok hegységrendszer fő tömegét. A Kárpátok kiemelkedése valamikor 20–25 millió éve kezdődhetett Ny-on (pl. Linzer 1998, Kuhlemann 2007), tehát a vulkanizmus és az orogénmozgások között összefüggés lehet. A rendelkezésre álló radiometrikus koradatok alapján (pl. Pécskay 1995, Balogh, Pécskay 2001, Pécskay et al. 2006) a mészkáli vulkáni tevékenység (elsősorban az andezites vulkanizmus) a Kárpát-medencében Ny-on kezdődik el, és idővel K-felé terjed (*1. ábra*), jóllehet néhány helyen a vulkáni aktivitás a régi magmatsatornák mentén felújul. Ezt szemlélteti a koradatok megjelenítésével – első és az utolsó ismert korról – az *1. ábra*.

A mészkáli vulkanizmus befejeződésének egyik oka lehetett, hogy megszűnt a szubdukálódó óceáni kéregdarab újraolvadásából, az illó anyagok és fluidumok felszabadulásából származó anyagutánpótlás (az óceáni kéreg felemésződött). Ezután elkezdődött a kollízió (a szubdukcióra képtelen kontinentális táblák ütközése), amire már nem a heves vulkanizmus, hanem inkább az orogén események (feltolódások, gyűrődések) a jellemzők (*2. ábra*).

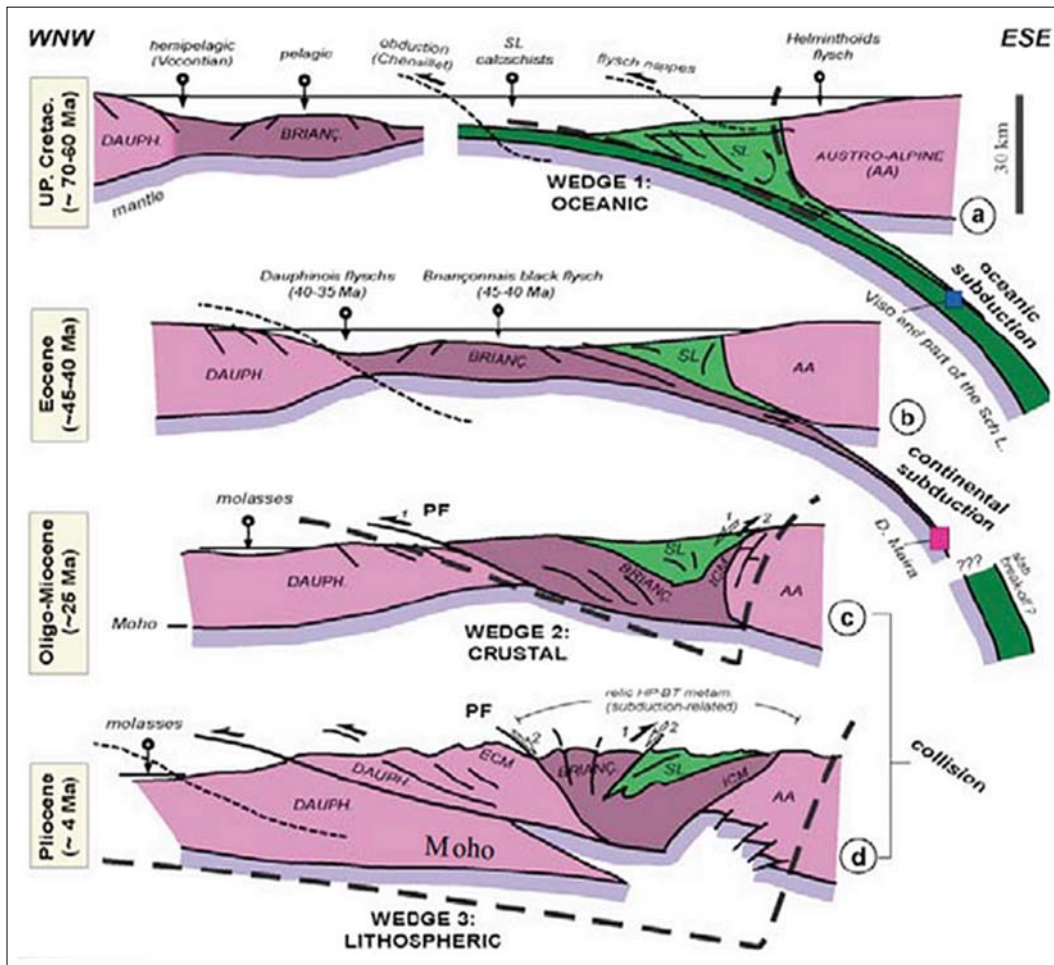
A lemezek ütközése általában nem egyidejűleg kezdődik a lemezszegély valamennyi pontján, és nem is egységes tempóban megy végbe. Feltételezhető mind az Alpok, mind a Kárpátok esetében, hogy a kollízió és a szubdukció párhuzamosan

(egy időben) jelen lehetett a hegység Ny-i, illetve a K-i részén. Erre utal a mészkáli vulkáni tevékenység időbeli megjelenése a Kárpátok mentén, ami Ny–DNy-on kezdődik (20–22 Ma) és DK-en végződik, itt vannak a legfiatalabb (<1 Ma) andezites vulkanitok (Pécskay et al. 2006, Pospišil et al. 2012). Az orogén folyamatok sorrendje a kárpáti ív mentén is hasonló, véleményünk szerint Ny-on kezdődik és DK-en végződik, ami összhangban van más szerzők véleményével (pl. Mantovani et al. 2002, Carminati, Doglioni 2004, Kuhlemann 2007, Pospišil et al. 2012).

A kollízió idején a kéreg kivastagodása miatt a vulkáni tevékenység egyre kevésbé jellemző, helyébe savanyú mélységi magmás tevékenység, például a gránitképződés lép (Harangi et al. 2013).

A mészkáli vulkanizmus megelőzi a kollízióval összefüggő hegységképződést, ami érthető, mivel a mészkáli vulkanizmus anyaga a geokémiai, nyomelemvizsgálatok alapján szubdukciós eredetű (Kovács et al. 2007, Kovács, Szabó 2008, Kubovics 2008, Harangi et al. 2013, Szabó 2013) – bár ezzel kapcsolatban néha megjelennek más, például delaminációs elképzelések is (Krassay 2010, Seghedi et al. 2013).

A Börzsöny mintegy 15 millió éves bazaltos andezit közege a szubdukciós zónákra jellemző geokémiai összetételt mutatja, ami arra utal, hogy a forrásközege szubdukciós folyamat során metasomatizálódott és gazdagodott LIL ele-



3. ábra | A Ny-Alpok szubdukciója és kollíziója egy NyÉNy–KDK irányú szelvény mentén (Agard, Lemoine 2005)
 Figure 3 | Subduction and collision along a WNW-ESE oriented profile in the Western-Alps (Agard, Lemoine 2005)

mekben (Cs, Rb, Ba, K, Sr, Pb), illetve szegényedett HFS elemekben (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti). Hasonló geokémiai jelleget mutatnak a Visegrádi-hegységben, a Cserhátban, a Mátrában és a Tokaji-hegységben előforduló andezit-dácit kőzetek is. A mészkálai vulkáni szerkezetek kialakulása tehát esetünkben a térség szubdukciós fejlődési szakaszához köthető (Szabó 2013).

Az Alpokban a szubdukció 65 millió éve, a kollízió és a hegység kiemelkedése 30–35 millió éve kezdődött (Sullivan 1985, Lippitsch et al. 2003, Kissling 2009).

A nyugat-alpi szubdukció–kollízió átmenetet mutatja Agard és Lemoine (2005) egy NyÉNy–KDK irányú földtani szelvény mentén (3. ábra). Az ábrán látható az a mechanizmus, ahogy a B-szubdukció (óceáni és kontinentális lemezkonverzió) hogyan alakul át A-szubdukcióvá (kontinentális lemezek konverziója) és végül kollízióvá (kontinentális lemezek ütközése). Látszik a kontinentális lemezek közötti flis medencék és a takaróképződmények kialakulása, majd a kollízió során azok eltűnése, részbeni lepusztulása. Értelmezésünk szerint ugyanazok a folyamatok, amelyek az Alpokban a szubdukciót és a kollíziót előidézték, idővel áttevődtek a Kárpátok térségére (Kiss 2013c), ami a paleogénben hasonló folyamatok hatására kezd kialakulni.

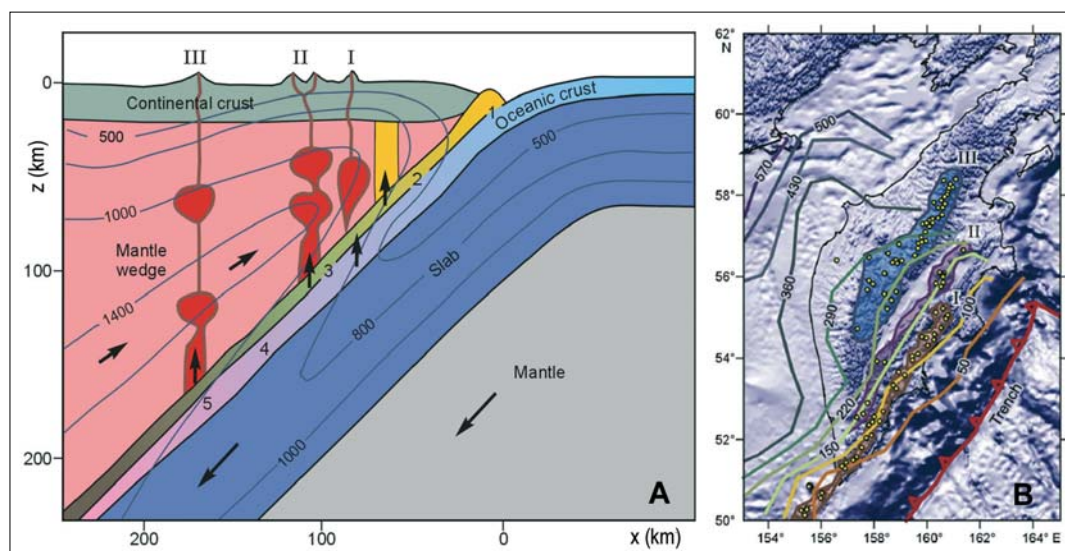
E szelvény részben magyarázatot adhat a Kárpát-Pannon régióban található külső és belső flis zónák, és a takaróképződmények helyzetére.

Az alpi szelvényen egyedül a mészkálai vulkanitok hiányoznak, aminek a magyarázatára a későbbiekben visszatérünk.

Számos olyan területet ismerünk, ahol ma is aktív szubdukciós zónák vannak, s ahol ezek a folyamatok jól tanulmányozhatók.

A szubdukció során a vulkáni tevékenység az alábukó óceáni lemez feletti kontinentális lemezen jelentkezik, a két lemez határvonalától néhány száz kilométerre, a szubdukálódó lemez dőlésszögétől (átlagosan 30–60°-os) és a hőmérsékleti viszonyoktól függően.

A szubdukció és a vulkanizmus kapcsolatát mutatja a kamszatkai példa is (Dobretsov et al. 2012), ahol a szubdukciós zónához több vulkáni ív is tartozik (elő-, front- és hátsó-ív) a szubdukálódó lemez szegélyétől 100–200 km távolságra. A távolság és mélység függvényében változik a vulkáni anyag összetétele is (gránát-amfibolit–eklogit, riolit–andezit, bazalt – 4. ábra, 3, 4, 5 jelölés). A szubdukció peremével párhuzamosan ma is aktív vulkánokból kirajzolódó vonalakat látunk (4. ábra, B).



4. ábra A szubdukció és a vulkanizmus kapcsolata egy szelvény mentén (A) és térképen (B), Kamcsatka (Dobretsov et al. 2010). A: I – elő-ív boninitekkel (fore-arc); II – front-ív (frontal-arc); III – hátsó-ív (back-arc) izovonalak – hőmérséklet; B: 1 – akkréciós prizma; 2 – dehidratációs zóna; 3 – kristályos fázisátalakulás és elolvadás zónája (gránát-amfibolit és eklogit); 4 – az óceáni kéreg tömeges beolvadása (andezit); 5 – a hátsó ív olvadási zónája (alkáli bazalt); B: sárga körök – aktív vulkánok, színes izovonalak – távolság a szubdukciós ároktól

Figure 4 Connection between subduction and volcanism along a profile (A) and on a map (B) at Kamchatka (Dobretsov et al. 2010). A: three zones of volcanism: a fore-arc with boninites (I); a principal (frontal) arc (II), and a back arc (III); temperature showed by isolines; B: accretionary prism (1), dehydration zone (2) a zone of phase transition to garnet amphibolite and eclogite and initial melting below (3), bulk melting of oceanic crust producing andesitic melts (4), and a melting zone at the back arc that produces tholeiitic alkali basalts (5), Yellow dots are active volcanoes; colored lines contour depths (km) of slab top, from tomography

Orogén övek mágnesesanomália-vonulatainak lehetséges hatói

A szubdukálódó lemez feletti magmadifferenciáció alapvetően a hőmérséklet által meghatározott fluidumtartalomtól és a nyomástól függ (Dobretsov et al. 2012). A vulkánok vonal menti elrendeződése (4. ábra, B) számunkra éppen azért fontos, mert a spektrális vizsgálatok alapján (Kiss 2013a) a 11,2 km mélységű és annál mélyebb hatók mágneses anomáliái esetében közel párhuzamos anomáliásávok mutathatók ki Magyarországon (Közép-magyarországi Zóna és környezete). Igaz, mélyfúrásokkal ez a mélység-tartomány nem érhető el, így a kapcsolat genetikailag mélyfúrási adatokkal egyelőre nem bizonyítható. Az anomáliásávok egy része azonban már a 2 km-es mélység mágneses-anomália-térképén is felismerhető, így sok esetben a fúrások alapján feltételezhetjük, hogy ezeket az anomáliákat a kréta bazaltok és a neogén andezitek okozzák a Közép-magyarországi Zóna környezetében. Posgay 1967-ben készített értelmezése (Posgay 1966, 1967) is ennek megfelelő. Ez a lehetőség viszont nem áll rendelkezésre a mélyebb hatók esetében, amelyek összefüggő sávokat alkotnak a 11,2 km mélységű anomália térképén.

A szigetívekhez kapcsolódó akkréciós prizma tömegében, ill. a kollízió során felgyűrődő kőzetanyagban, takarókban is megjelenhetnek obdukált ofiolitok, melyek mágneses hatása szintén vonalas anomáliákat adhat. Ofiolitot a Vardar-zónában, a Balkánon (Ustaszewski et al. 2008) továbbá Erdélyben (Hoeck et al. 2009, Ionescu et al. 2009, Pospíšil et al. 2012) találunk nagyobb mennyiségben. Hazánkban felszínközeli, a Darnó-zóna mentén található bázisos

képződményeket (Szarvaskői Ofiolit Komplexum), és a gyódi szerpentinitet is ofiolit sorozat tagjaként értelmezik (Kovács 2007). Az eddig ismert fejlődéstörténet és a földtani képződmények hasonlósága alapján több szerző a Száva-egység és a Vardar-zóna kapcsolatát is feltételezi (pl. Haas et al. 2006, Ustaszewski et al. 2008).

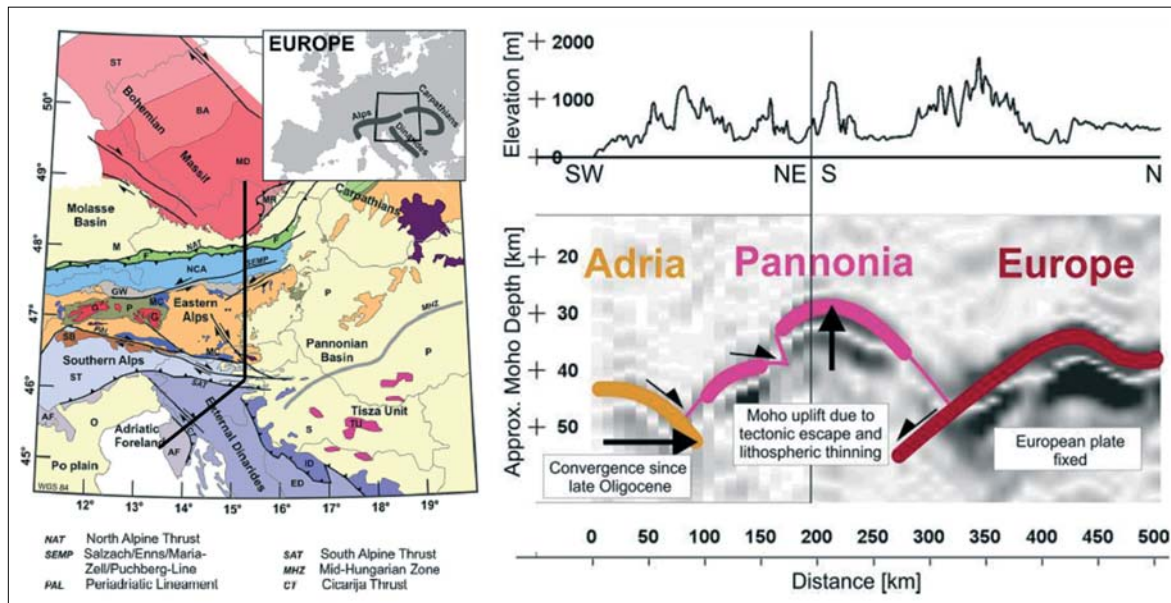
Harmadik lehetőségként meg kell említeni a riftzónákat. Az óceáni hátságok riftzónáiban a bazaltok látványos mágneses-anomália-rajzolatot mutatnak, feltételezhetően a kontinentális környezetben is anomáliákat fognak okozni a riftzóna mentén megjelenő bazaltok. Magyarország területén ezt elsősorban a mezozoos bazaltok hatásaként lehet jelen.

A kamcsatkai modellt (Dobretsov et al. 2012) figyelembe véve, s a Pannon-medence esetében a szubdukciós mechanizmus dominanciáját elfogadva felmerül a kérdés, hogy a szubdukciós vonala(ka)t a Pannon szutura zónában (azaz Közép-magyarországi Zónában), vagy a Kárpátok kollíziós zónájában kell keresni, vagy mindkettő annak tekinthető, csak eltérő idejük?

Mi, hol és merre szubdukálódott?

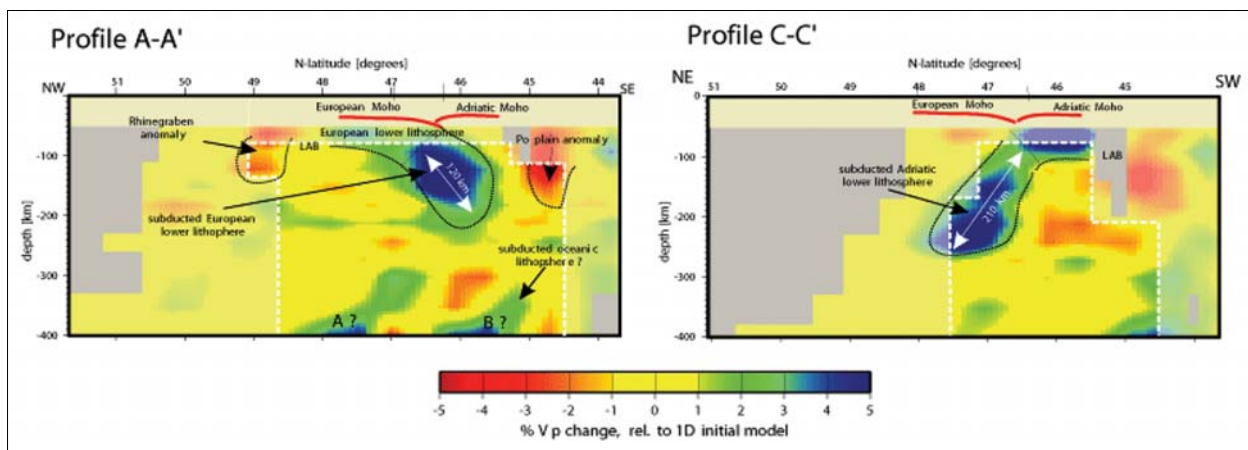
Geofizikai mérések

Brückl et al. (2006) és Behm et al. (2007) eredményei alapján mind az adriai, mind az európai lemez a pannóniai mikrolemez alá bukik. A két (adriai és európai) lemez egymáshoz viszonyított helyzete a CELEBRATION projekt szeizmikus mérései alapján tovább nem pontosítható (5. ábra).



5. ábra | Szeizmikus refrakciós tomográfia feldolgozási eredményei egy Szlovénián és Ausztrián áthaladó szelvény nyomvonalát mentén (Brückl et al. 2006)

Figure 5 | Results of seismic refraction tomography along a profile across Slovenia and Austria (Brückl et al. 2006)



6. ábra | Szeizmikus tomográfia eredményei 400 km mélységig az Alpokon keresztül (Lippitsch et al. 2003). (profil A-A': Ny-Alpok ÉNy-DK irányú szelvény, profil C-C': K-Alpok ÉK-DNy irányú szelvény)

Figure 6 | The results of seismic tomography until 400 km depth across the Alps (Lippitsch et al. 2003). (A-A': NW-SE oriented profile in the West-Alps, C-C' NE-SW oriented profile in the East-Alps)

A szeizmikus refrakciós tomográfia alapján nem zárható ki, hogy egy bonyolult, a szubdukciós zóna perifériáján (szélén, peremén vagy két típusú terület határán) elhelyezkedő átmeneti állapotot látunk, adott esetben a Kelet-Alpokban. Sajnos a mérések behatolási mélysége csak a kéreg mélységtartományában informatív, ami nem ad lehetőséget a teljes lemeztektonikai értelmezésre.

Kissling (2009) előadásában (több forrásmunkára alapozva, pl. Lippitsch et al. 2003) már egyértelműen azt jelzi, hogy az Alpok Ny-i és középső részén az európai litoszféra szubdukálódik az adriai alá, míg K-en az adriai lemez szubdukálódik az európai alá (6. ábra). Ez meglehetősen bonyolult háromdimenziós képet jelent az Alpok térségében egy leszakadó európai mikrolemez darabjal (7. ábra).

A Kárpátok térsége az Alpoknál fiatalabb, hiszen a paleogénben kezd csak el kialakulni (pl. Rosenbaum et al. 2002, Mantovani et al. 2002, Carminati, Doglioni 2004, Kuhlmann 2007, Horváth 2007), így a mikrolemezek egymáshoz viszonyított helyzetét is nehezebb tanulmányozni. A háromdimenziós kép (7. ábra) alapján a Ny-Kárpátok térségében úgy tűnik, hogy az adriai mikrolemez szubdukálódik az eurázsiai lemez alá, aminek Lippitsch et al. (2003) és Kissling (2009) az Alpok térségével foglalkozó munkáikban (Kissling 2009, Lippitsch et al. 2003 és 7. ábra) jelentőséget tulajdonítottak.

Janik et al. (2011) és Starostenko et al. (2013) munkái alapján a Pannon-medence belsejéből kifelé, az eurázsiai lemez felé haladva a kontinentális kéreg vastagsága megnő

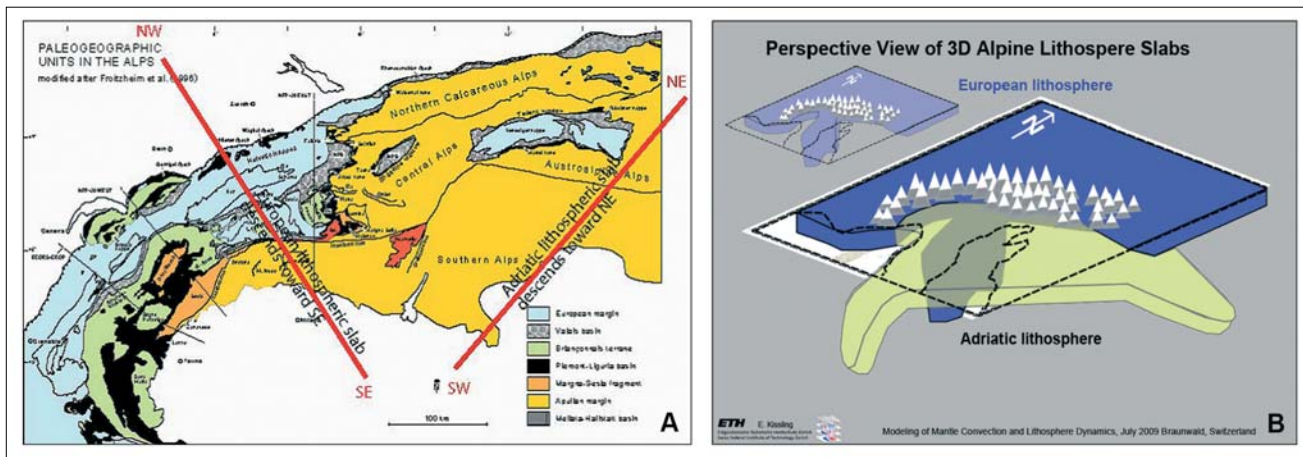


Figure 7 Location of seismic profiles of Fig. 6 (A) and the location of Adriatic (green) and European lithosphere (B) near the Alps (Kissling 2009)

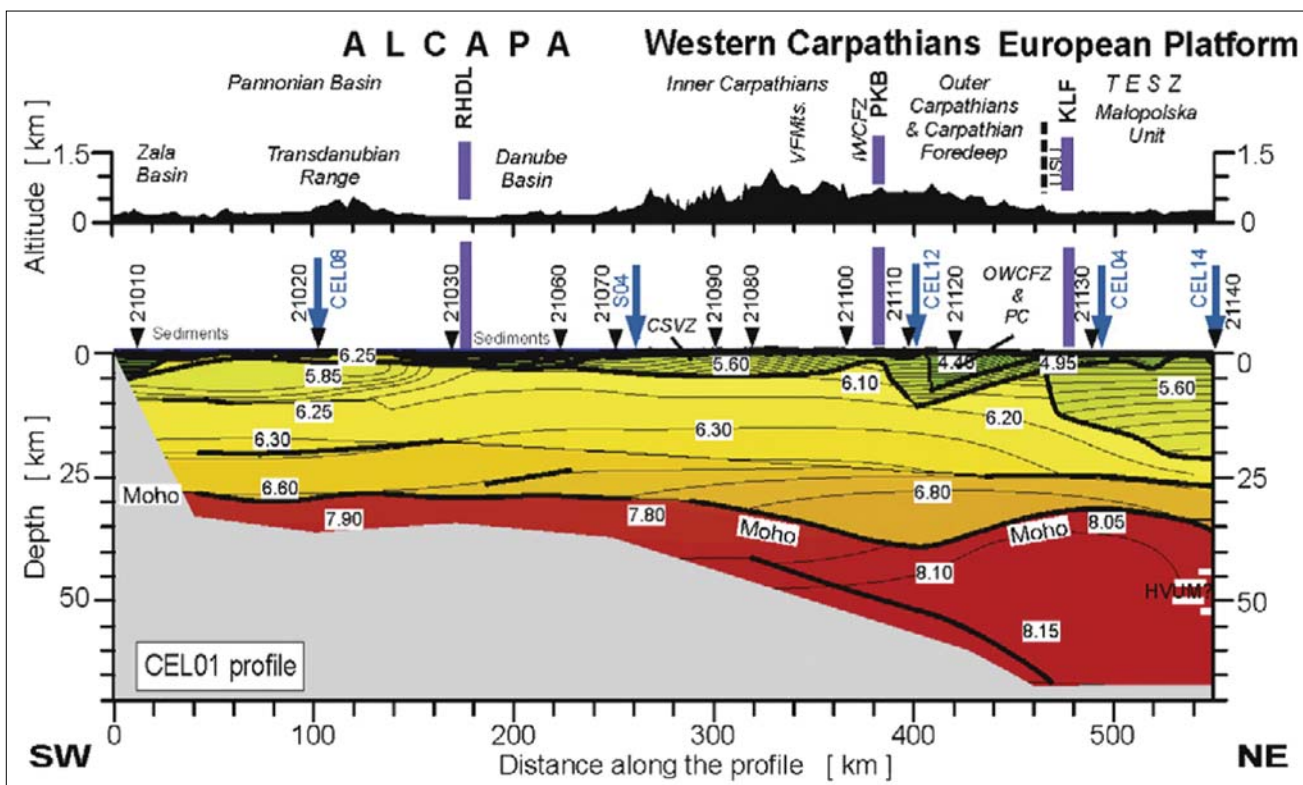
(CEL01 szelvény, 8. ábra és PANCAKE szelvény, 9. ábra, valamint 10. ábra).

A hegységrendszer alatt izosztatikus gyökérvóna is megjelenik anómáisan nagy (a felszínközelségben), majd anómáisan kicsi (a kéreg mélyebb részein) sűrűség-, illetve adott esetben sebességértékek alapján (pl. PANCAKE szelvény, 9. ábra).

Értelmezésünk szerint ez azt jelenti, hogy az orogénmozgások során felgyűrődő kőzetanyag egy része kiemelkedik (tömegettöbblet a tengerszintje felett – hegyvonulatok),

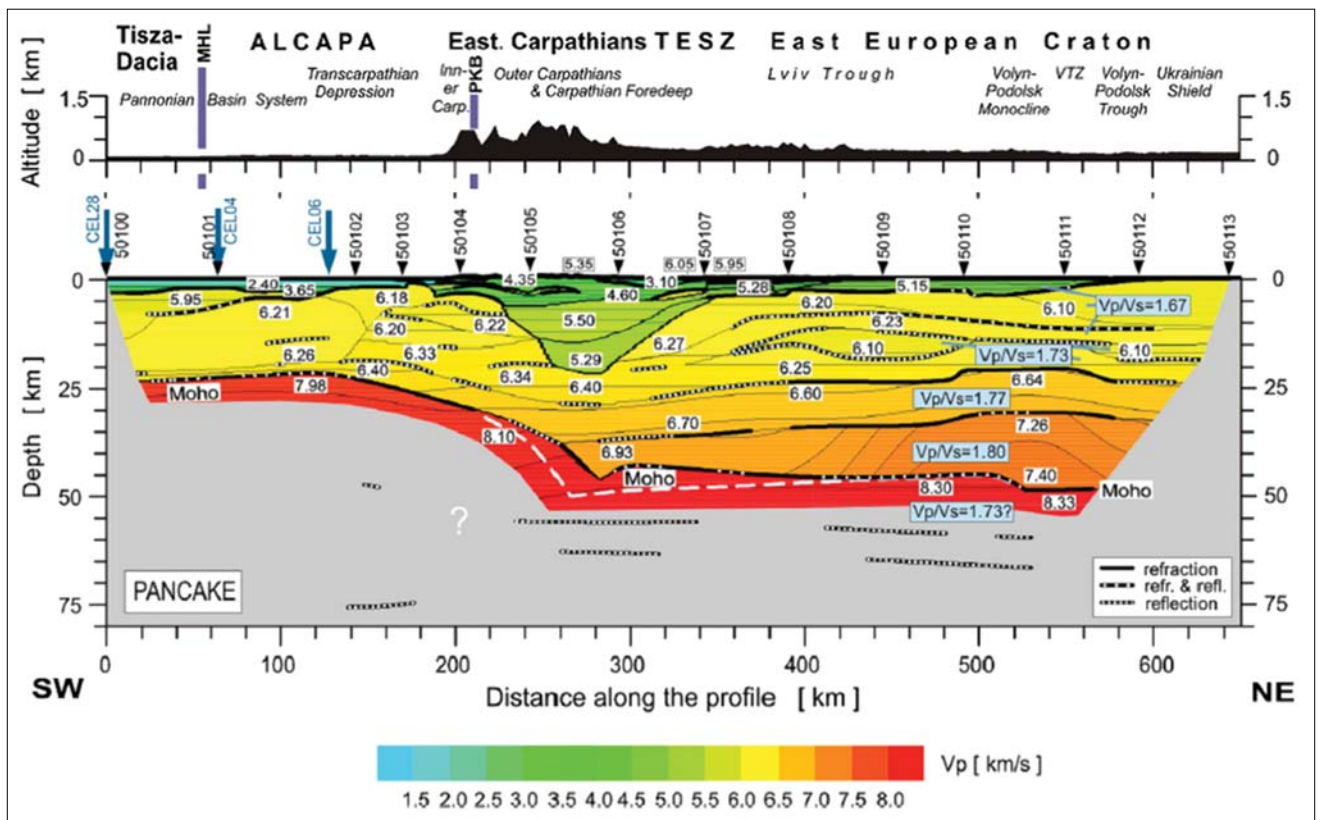
másik része az izosztatikus egyensúlyra törekvés miatt leüllyed (belenyomódik a kéregbe, köpenybe – izosztatikus gyökérvónak).

A klasszikus Airy-féle izosztatikus elmélet szerint a Moho szintjén jelentkező, köpenybe nyúló gyökérvónak kellene látnunk. A PANCAKE szelvény alapján a környezethez viszonyított kisebb sűrűség nemcsak a Moho szintjén, hanem már a kéregben is jelentkezik. Az adott mélységre jellemző hőmérséklet- és nyomásértékek a kőzetek sokkal nagyobb sűrűségét és sebességét valószínűsítik, mint



8. ábra A CEL01 szeizmikus sebességszelvény első 550 km-e a SEIS83 algoritmus alapján (Janik et al. 2011)

Figure 8 Seismic velocity section of the first 550 km of CEL01 profile getting by SEIS83 algorithm (Janik et al. 2011)



9. ábra | A PANCAKE szeizmikus sebességszelvény (Starostenko et al. 2013)

Figure 9 | Seismic velocity section of PANCAKE profile (Starostenko et al. 2013)

amelyet a hegységek alatt lesüllyedő (benyomuló) ösztetek mutatnak a mérések alapján (9. ábra). Az adott nyomásnak és hőmérsékletnek megfelelő sűrűséget és sebességet csak az izosztatikus kiegyenlítés után, jellemzően néhány millió év alatt/után érik el a kőzetek. A domborzati maximum és az izosztatikus gyökérzóna (minimum) vízszintes irányú elcsúszása (20–40 km), aszimmetrikus kéreg–köpeny mozgásra utal.

A szeizmikus szelvényeken, a szubdukcióra utaló szerkezeteknek és refraktáló felületeknek az azonosítása azonban nagyon bizonytalan, a mélyülési tendencia jelen van (ami magyarázható a kéreg kivastagodásával is), de jelenlétük a mérések kis behatolási mélysége (~50 km) miatt egyértelműen itt sem mutatható ki.

A bemutatott Pannon-medencei szelvények, a litoszférának csak a felső, néhány száz 10 km-es mélységét tárják fel, a lemeztektonikai mozgások azonban az egész litoszférára kiterjednek.

A Pannon-medence területén egy mobilis kontinentális litoszféra mikrolemez található, amely az afrikai lemez nyomásának hatására É-i irányban, az európai lemez (gyengébb, de az Atlanti-óceán kinyílása miatt folyamatos) nyomására K-i irányban mozog. A két mozgás eredője adja az ÉK-i irányt, a Közép-magyarországi Zóna irányát, amely a Pannon-medence nagyszerkezeti iránya.

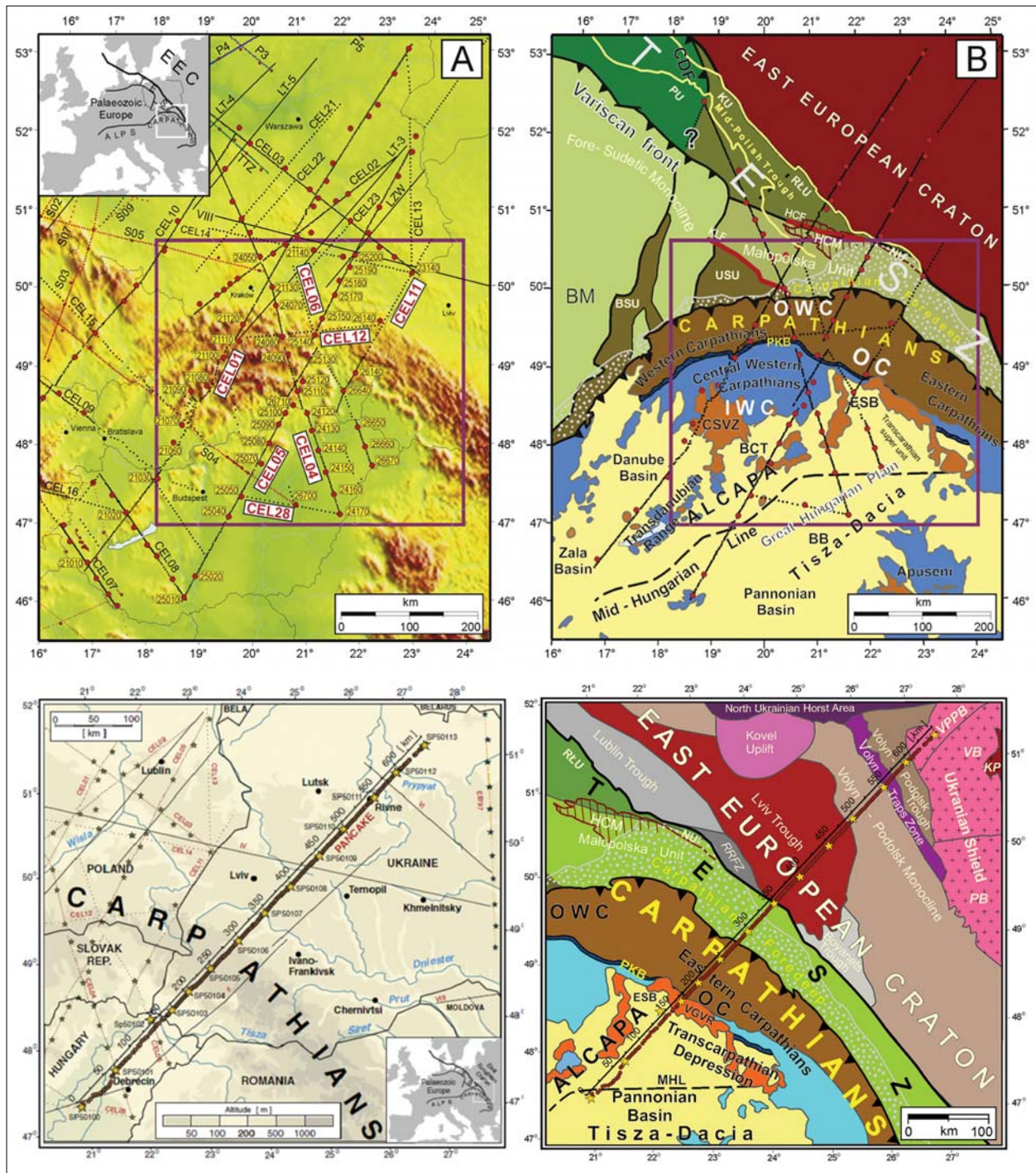
A kelet-európai tábla ősi, rideg, könnyű, de nagy vastagságú kontinentális lemez és Európa stabil részének tekinthető. A kelet-európai tábla és a Pannon-medence konver-

genciájának vannak szubdukcióra utaló jelei (mészalkáli vulkáni sorozat) és kollízióra utaló bélyegei (a felgyűrődő üledékes képződmények) egyaránt, amelyek az orogénmozgások során a Kárpátokat kialakították.

Az eurázsiai és az afrikai kontinentális lemezt egymástól – a Tethys mezozoos és kainozoos fejlődése során kialakult, különböző korú (Valais, Meliata, Pennini, Magura, Vardar stb.) – nem túl nagy kiterjedésű óceánág választotta el egymástól. Az óceáni lemezek a későbbi kéregmozgások miatt szubdukálódtak. Az óceáni lemezek korlátos méretük miatt „hamar” felemésződtek (konzumáció) és a kezdeti szubdukciót hamarosan kontinens–kontinens ütközés (kollízió) követhette, ez utóbbinak a nyomai a felszínen látványosabbak és jobban követhetők. Egy ilyen kollízióknak vagyunk tanúi napjainkban is a Kárpát-Pannon régióban, a valamikori szubdukció nyomait pedig, a Pannon-medence belsejében megtalálható mészalkáli vulkanitok jelzik.

Elméleti litoszféramodellek

A modellek felállítása során a problémát az jelenti, hogy óceáni lemezmaradványokat (akár takarók formájában) a Kárpátok mentén – jól azonosíthatóan – csak Erdélyben (Pospišil et al. 2012, Kovács J. Sz. 2012), és a D-i Kárpátok peremén, a Balkánon találunk (Ustaszewski et al. 2008), máshol már mindenhol tisztán kontinens–kontinens típusú varratvonalak vannak. A mészalkáli vulkanizmus ugyanakkor a szubdukció egyik jellegzetes kísérő jelensége, így



10. ábra | A CEL01 (felül) és a PANCAKE (alul) szelvények helyszínrajza (Janik et al. 2011, Starostenko et al. 2013)
 Figure 10 | Locations of CEL01 (above) and PANCAKE (below) profiles (Janik et al. 2011, Starostenko et al. 2013)

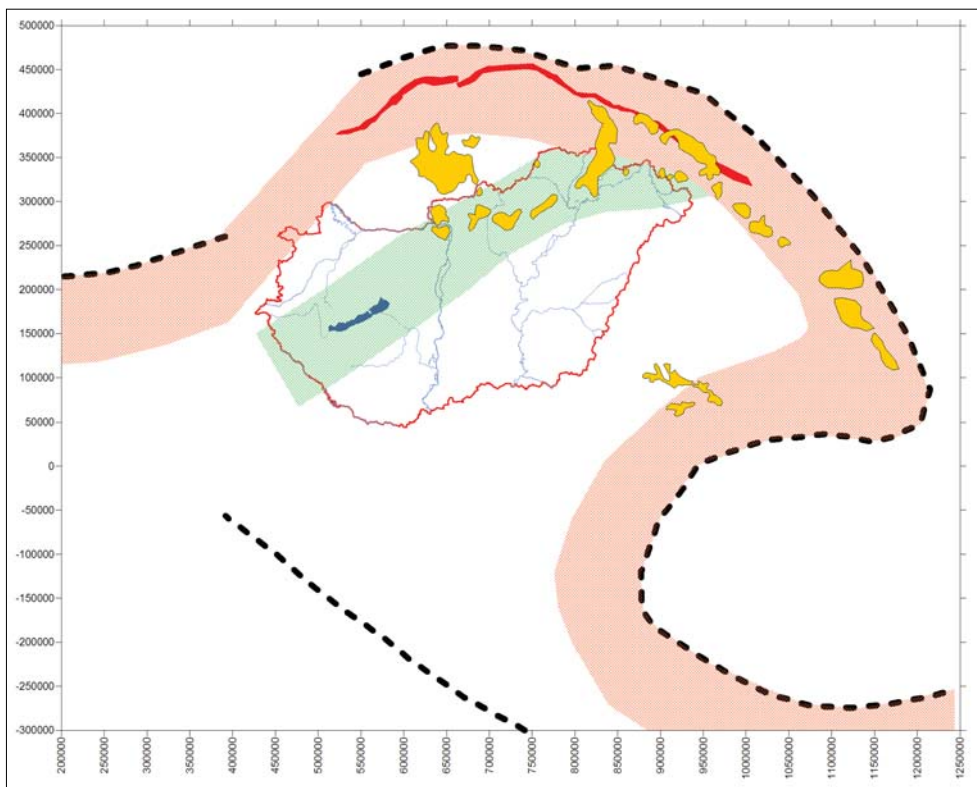
szubdukáló óceáni lemeznek is kellett lennie, még akkor is, ha ennek már nem sok nyomát látjuk.

A „Mi, hol és merre szubdukálódott?” kérdés megválaszolására elvileg a következő lehetséges változatok képzelhetők el:

1. változat (eddig a legelfogadottabb): A mészkáli vulkáni képződmények a Kárpátok ívén belül vannak. A Kárpátok üledékes kőzetredői és takarói a Pannon-medencéből kifelé mutatnak (vergencia a külső előtér felé). Ebből következően

a Pannon-medence É-ÉK-i részén D-DNy-i szubdukció tűnik valószínűnek.

K-en, a TISIA- és Dácia-mikrolemezek és a kelet-európai tábla ütköző zónájában a vulkanitok szintén a Kárpátok ívén belül vannak, azzal párhuzamosan, a kárpáti takarók konvergenciája itt is kifelé mutat, tehát a szubdukáló óceáni kéregnek itt, a TESZ (Trans European Suture Zone) vonalától Ny-i irányban kellett alábuknia, amely aztán több szerző (pl. Horváth 2007) véleménye alapján hátragördül (roll-back). Az alábukó lemez, egy Ny-K-i feltételezett köpeny-



11. ábra Az Alpok és a Kárpátok gerincevonalától és a Pannon szutura vonaltól mért 100 km-es zóna a feltételezhető szubdukció irányában
Figure 11 100 km wide zone along the ridges of mountains and from the Pannonian suture line in direction of supposed subduction

áramlás esetén fordulhat vissza K-i irányba, ez magyarázhatja a *roll-back* szubdukciót. (Az Alpoknak is van *roll-back* szubdukciója, amely Kissling (2009) szerint az adriai litoszféra északias mozgásának köszönhető.)

Tehát e modell alapján az óceáni kéreg szubdukálódott a Pannon-medence belseje felé, és mára szinte teljesen felémésztődött.

Kérdés maga a mozgás is. Valószínűleg a Pannon-szegmens mozgott ÉK-i irányban, de mivel ez egy kontinentális mikrolemez, így az óceáni (Magura) lemez – amely passzív lemezhatárral kapcsolódott az eurázsiai lemezhez – szubdukálódott, s ahogy fogyott, úgy vándorolt a szubdukció, illetve az utána bekövetkező kollízió frontja is.

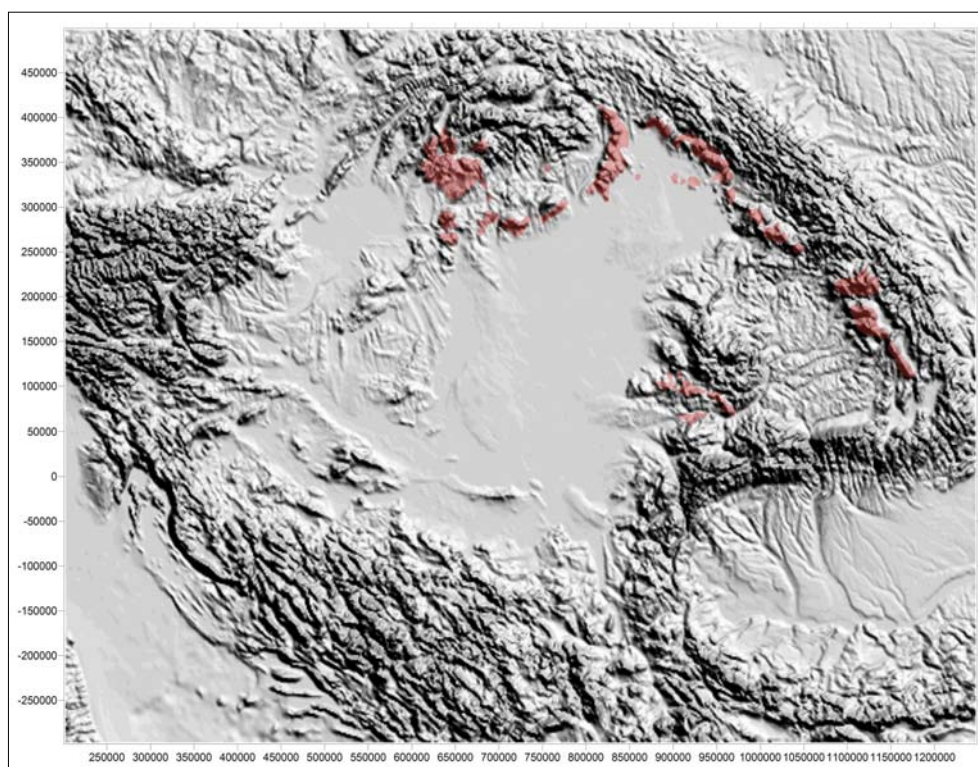
A mozgás mindig relatív fogalom, és mindig csak valamihez viszonyítva (adott koordináta-rendszerben) lehet értelmezni. Így elvileg mindegy, hogy az óceáni lemez mozgott DNy-i irányban, vagy inkább a vele ütköző kontinentális lemez mozgott ÉK-i irányban, a kísérő jelenségek, pl. redőzés, mészkalkáli vulkanizmus ugyanolyanok lesznek. Vagy mégsem?

A „mi történik” kérdés valójában ott merül fel, ahol két különböző vastagságú és konszolidációjú (reológijú) kontinentális tábla ütközik egymással, mert a relatív mozgás a méretből, tehetetlen tömegeből, ridegségből származó stabilitással együtt már meghatározza a litoszférában játszódó folyamatokat. S éppen ez az, ami miatt ez a modell kissé ellentmondásosnak tűnik: a szubdukálódó óceáni kéreg

mára már nincs meg a felszínen, a kelet-európai tábla viszont túl idős, vastag, masszív és rideg ahhoz, hogy szubdukálódjon. A kollízió során pedig a Pannon-mikrolemeznél feltételezhetően nagyobb tömeggel, tehetetlenséggel és vastagsággal rendelkező kelet-európai táblával kell számolni.

Ha a Dobretsov-féle szubdukciós modellt vesszük alapul, akkor a kontinentális lemezperemtől befelé körülbelül 100 km (11. ábra) esetleg 200 km távolságra kell keresnünk a szubdukcióval kapcsolatosan megjelenő szubdukciós eredetű vulkanitokat. Mivel a lemezperemek helyzete bizonytalan, így a hegyek gerincevonalától mértük ezt a távolságot (rózsaszín sáv). Jól látható, hogy a K-Kárpátok esetében a felszíni vulkanitok az adott 100 km-es sávban sorakoznak. Ugyanez nem mondható el a Ny-Kárpátok esetében és a Kárpátok déli részén sem. Látszik, hogy a vulkanitok elterjedésének törvényszerűségeit ilyen egyszerűen nem kaphatjuk meg. Ha azonban az ALCAPA és TISIA mikrolemezeket elválasztó Pannon szutura^o vonalat (Balla 1990) is behúzzuk – egy 100 km-es sávval (11. ábra, zöld sáv) –, akkor már a vulkanitok nagy részét lefedtük. Növelve a zóna szélességét 200 km-re, tovább nő a lefedettség is. Ebben a sávban található az összes magyarországi, főleg mélyfúrásból ismert eocén–oligocén andezit.

Az ilyen módon meghatározott sávokból már csak a Szlovák-érchegység és az Erdélyi-érchegység „lóg ki”, később erre is próbálunk magyarázatot adni.



12. ábra | A Kárpát-Pannon régió domborzati térképe (mészalkáli vulkáni hegyek pirossal kiemelve)
Figure 12 | Shaded relief map of topography (the calc-alkaline volcanic mountains signed by red colour)

A mészalkáli vulkanitok helyzete alapján tehát elképzelhető egy idősebb belső szubdukciós zóna is a Kárpát-medencében.

2. változat (hipotetikus, de vannak adatok, amelyek alapján ez sem zárható ki): Lillie et al. (1994) szerint az Apulia mikrolemez É-ÉK-i mozgásának hatására az Alpoknál 175 km-es, a Kárpátoknál 50 km-es kéregrövidülés valószínűsíthető. Ezek a hiányzó köztömegek a szubdukció során süllyedtek le a köpenybe, illetve a kollízió során gyűrődtek fel kialakítva az Alpok és a Kárpátok ívét. A Kárpátok esetén a mozgás irányából adódóan az Apulia által tolt Magura-óceáni lemeznek az ÉK-i (K-i) irányú szubdukciója is feltételezhető, amit az 1. változatban, a „roll-back szubdukció” alapját képező mélybeli felépítés is megerősít.

A Kárpátok vonulatának jellegzetes íve szintén ezt az ÉK-i (K-i) lemezmozgást valószínűsíti a kialakulása során. Gondoljunk csak arra, hogy amikor a kezünket a víz felszínéről indulva, nem túl nagy szögben lefelé végighúzzuk a vízben, olyan hullámfrontok (gyűrődések) alakulnak ki, amelyek körbeveszik a kezünket (egy hajó orra előtt kialakuló hullámfront is a támadási pontot öleli körül, ahol a hajó haladása során, felfelé mozogva belesüllyed az előtte lévő víztömegbe). Tehát a kialakuló formát a stabil és a mozgó részek közötti fellépő erők kölcsönhatása határozza meg, valamint a blokkok fizikai, reológiai jellemzői.

Az Alpok és Nyugat-Kárpátok között töréses oldalelmozdulás történt (Bécsi-medence környéke), az aktív lemezhatárokon (Keleti-Kárpátok) szubdukció következett be és vulkanizmus. A fel nem emésztődött óceáni kéregmaradvá-

nyok már csak valahol a mélyben (a köpenyben) maradhattak meg.

A K-i (D-i) Kárpátokhoz kapcsolódó gravitációs izosztatikus minimumok is a hegy gerincvonala mentén, attól K-re (D-re) található, azaz a felszíni alakzat és a nagyobb mélység gyökérvonala között horizontális elcsúszás van, ami például egy K-i irányú, mélybeli kéreg-, köpenymozgással magyarázható (szubdukció?). Ez az izosztatikus gyökérvonálnak a K-re (D-re) tolódását magyarázhatja. A nagy gravitációs minimumok^{d)} korábbi értelmezése a Kárpátok előtéri süllyedékével (vastag laza törmelékes összlet) nem megalapozott. A törmelékes üledékek 2-3 km-es mélységben eléri a kristályos kőzeteknek megfelelő sűrűséget (az üledékek sűrűsége nem konstans, hanem a mélységgel arányos, exponenciális növekedést mutat), azaz szinte megszűnik a különbség a medencealjzat és a medenceüledék sűrűsége között. Az a kevés eltérés, amely megmarad, csak igen nagy vastagság esetén lehet mérvadó. A PANCAKE szelvényen gyönyörűen látszik, a K-i köpenyáramlás miatt eltolódott izosztatikus gyökérvonala (9. ábra). Itt fontos azonban megjegyezni, hogy más szerzők éppen az előtéri üledékek alacsony sűrűségével magyarázták a gravitációs minimumot (Lillie et al. 1994, Szafián et al. 1997).

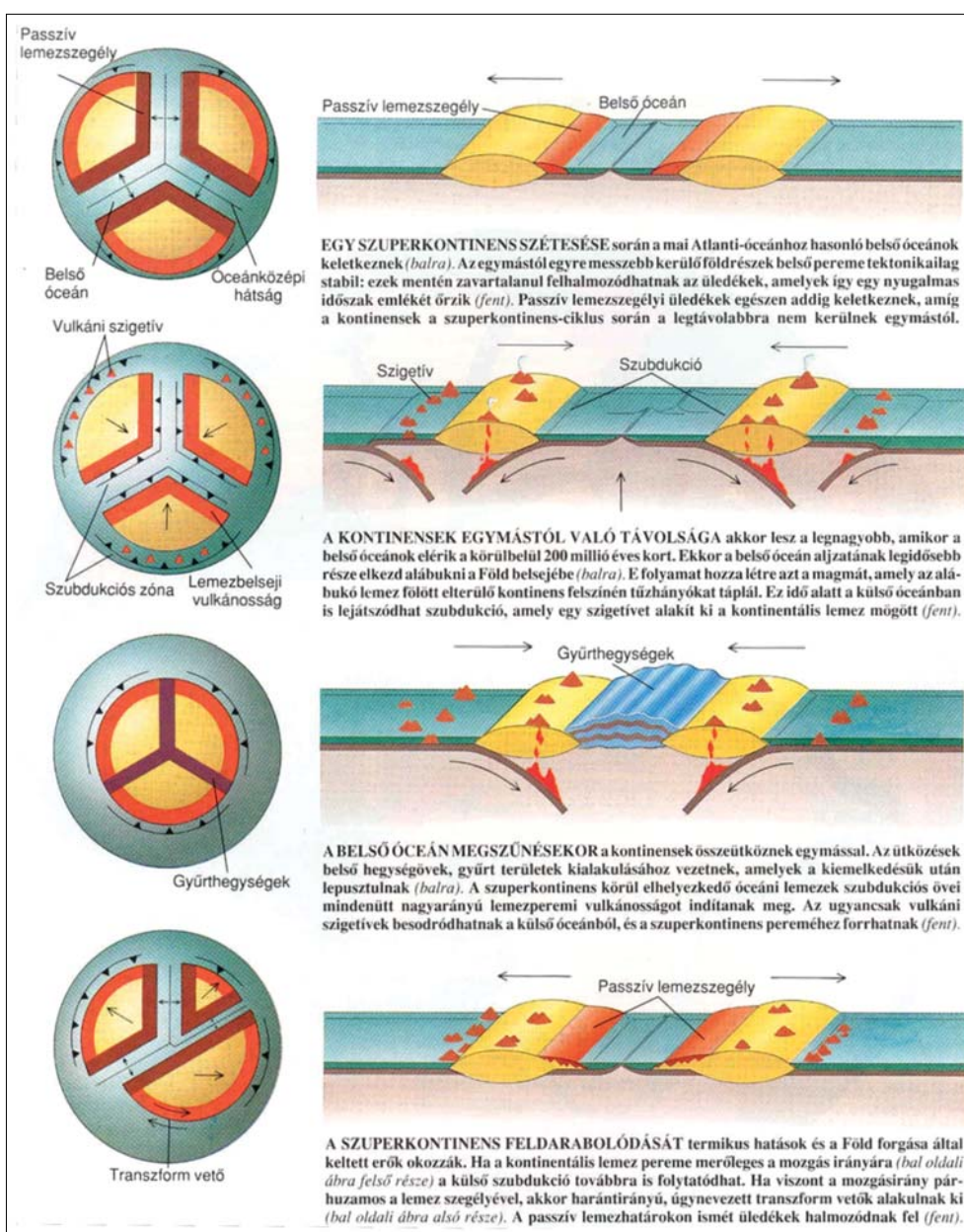
Diaconescu et al. (1996) szerint a K-Kárpátokban maximum 8–10 km mély a neogén törmelékes összlet, ugyanakkor pl. az Alföld mélymedencei hasonló mélységűek, de felettük nincs nagy gravitációs minimum. Ha ez utóbbit a köpeny eredetű diapírral akarjuk magyarázni, akkor azal az izosztatikus gyökérvonálnak szerepét igazoljuk, azaz egy mélybeli hatást.

Egyes szerzők, pl. Pospišil et al. (2012) vagy Kovács J. Sz. (2012) ráadásul Erdély egy részét óceáni kéregmaradványként, mások óceáni takaróként (lásd 3. ábra modellje) értelmezik. Ebben a felfogásban Erdély peremén volt vagy kellene lennie egy szubdukciónak (persze kérdés, hogy mikori). Az Alföld irányában nincsenek erre utaló információk (néhány földrengéstől eltekintve). D-i irányban lehetne még szubdukció, de erre sincsenek adataink. Ha ezek az óceáni kéregmaradványok takaró jellegű obdukáló ofiolitok, akkor azok elterjedésének és irányítottágának fontos lemeztettonikai szerepe van, amit tovább kellene vizsgálni, de a rossz felbontású romániai mágnesesanomália-térkép (lásd később) ezt nem teszi lehetővé.

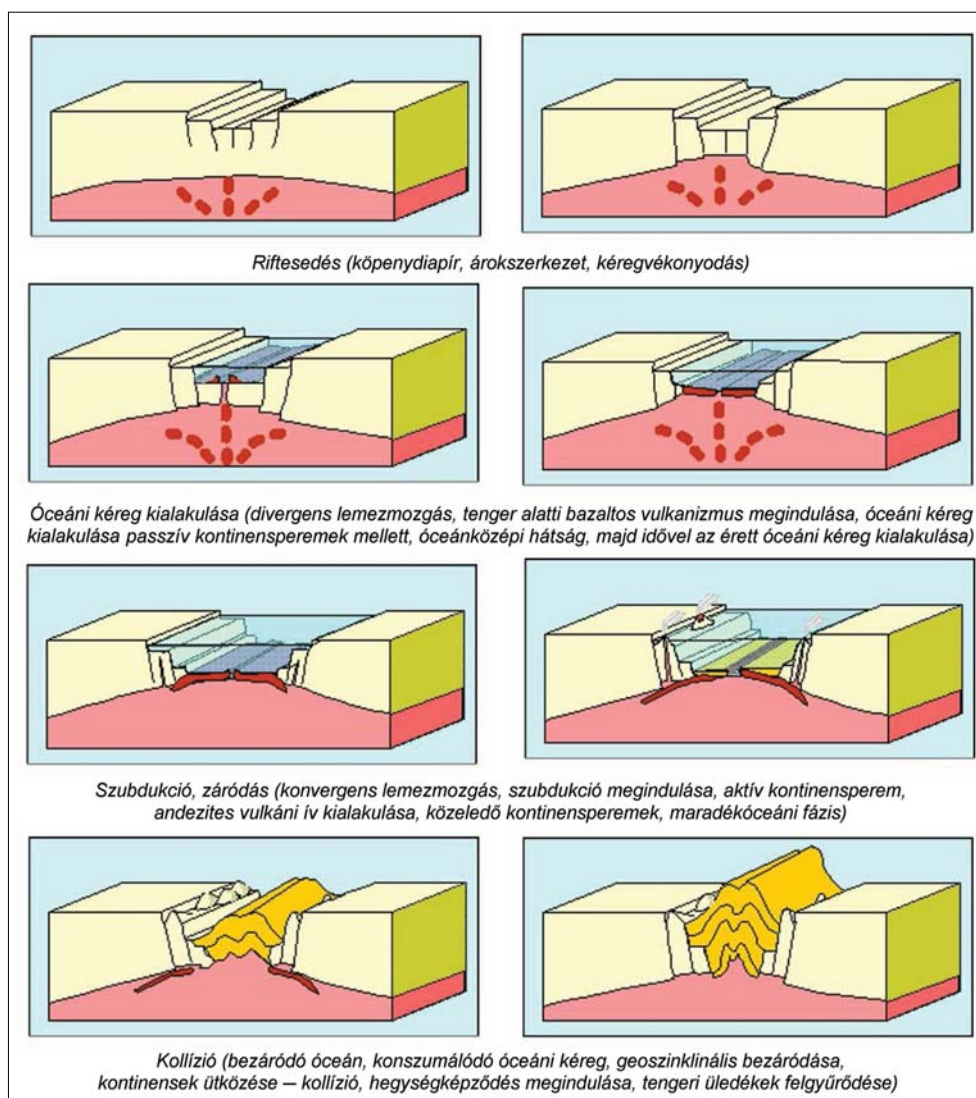
Ennek a modellnek a neogén mészkáli vulkanitok és a fliszóna pillanatnyi helyzete ellentmond. Az mindenesetre el-

gondolkodtató, hogy a K-Kárpátokban a vulkáni eredetű hegyek vonulata elkülönül a Kárpátok fő tömegétől, annak Ny-i peremén önálló vonulatként jelentkezik (12. ábra). Lehet, hogy a vulkáni ív és a Kárpátok fő tömegének kialakulása független geodinamikai folyamatok eredménye, azaz a vulkáni vonulat egy óceán-óceán típusú szubdukció eredménye, amely később került úgy kontinentális táblák közé, hogy az óceáni kéreg körülötte teljesen felemésződött? Mindenesetre a szubdukciós mozgás irányának a vulkáni ívre (a takaró csapásirányára) közel merőlegesnek kellett lennie.

3. változat (az első két változat hipotetikus hibridje): Hogyan lehetne feloldani az előző két változat közötti ellentmondást, mármint az ÉK-i kéreg-, köpenymozgás, és a Ny-i irányú szubdukció közötti ellentmondást?



13. ábra | Belső óceán megszűnése, gyűrthegységek kialakulása (Wilson-ciklus). (A folyamatoknak szinte bármilyen egymásutánosságát megengedi!)
 Figure 13 | Cessation of inner ocean, forming of folded mountains (Wilson cycle). (Any order of processes is possible)



14. ábra | A Wilson-ciklus fázisainak szemléltetése (Konrád 2009)

Figure 14 | Presentation of different phases of Wilson cycle (Konrád 2009)

Az Alpok és a Kárpátok legszembevetőbb vonása, hogy É–ÉK felé behajló hatalmas íveket alkotnak. Ha a hegyláncozatot egy észak felől mozgó lemez süllyedése vagy felgyűródése hozta volna létre, akkor az ellenkező irányban kellené kiöblösödniük.

Az alpesi görbület is fordított, aminek Hsü és Schlanger (1971) szerint az a magyarázata, hogy az eocén időszak végén és az oligocén időszak elején, úgy 40 millió évvel ezelőtt a lemezek mélybe süllyedésében hirtelen átfordulás következett be (kollízió kezdete?). A kezdetben északra mozgó óceáni lemez beásta magát a Helvét-lemez alá, majd az óceáni kéreg felemésztődése után a Helvét-lemez kezdett alásüllyedni a Pennini-lemez alá. Ennek az átfordulásnak köszönhető többek között az, hogy nincsenek mészkalkáli, szubdukciós eredetű vulkanitok az Alpok mentén – mert hogy a mélybe süllyedő lemez magával vitte a vulkáni ívet. Talán ezt az átmenetet követhetjük nyomon időben az Alpok gerince mentén, a kezdetben D-i majd É-i szubdukcióra utaló jelek alapján. Ez lehet az a folyamat, amely elő-

ször rátolta, majd eltüntette a vulkáni ívet az alpi kollíziós zónából.

Lehet, hogy a Kárpátokban is valami ilyesmivel állunk szemben, azaz a Magura-óceáni kéreg kezdeti süllyedése (szubdukciója) után, amikor a kontinentális lemezek elérték egymást és ütköztek, akkor a litoszféralemezek mozgása (süllyedése) részben átfordult? Ez magyarázatot adhat a felszíni megfigyelések és a mélybeli kéreg-, köpenyáramlások közötti ellentmondásra. Továbbá magyarázatot adhat arra is, hogy miért nincs a Ny-Kárpátokban mészkalkáli vulkanit: a kollízió során átfordult mozgás a haránt irányú lemezperem mentén magával vitte a vulkáni ív egy részét a mélybe. A K-Kárpátokban megmaradt a vulkáni ív, rá van nyomva a szubdukció és kollízió által kialakított orogén vonulatra, de néhány száz 10 millió év hatása talán ezt is eltüntetné.

Egy ilyen magyarázat jelzi, hogy a litoszféralemezek inhomogenitásai (kor, vastagság, összetétel, ridegség, képlékenység és hőmérséklet) milyen fontos szerepet játszhatnak egy térség lemeztectonikai, vulkanológiai fejlődése során,

és jelzi azt is, hogy valószínűleg bonyolult kéregmozgások alakították ki azokat az alp-kárpáti szerkezeteket, amelyeknek fejlődését próbáljuk megfejteni, például a geofizikai adatok alapján.

4. változat (a lemeztektónikai mozgások folyamatos változása): Felmerül még egy lehetőség, amely a Wilson-ciklus^{e)} fejlődési fázisaival magyarázná a gyűrt hegységek, a vulkanizmus és a szubdukció kapcsolatát. Ez keretet ad azoknak a komplex folyamatnak, amely az Alpok-Kárpátok térség földtani felépítését kialakította.

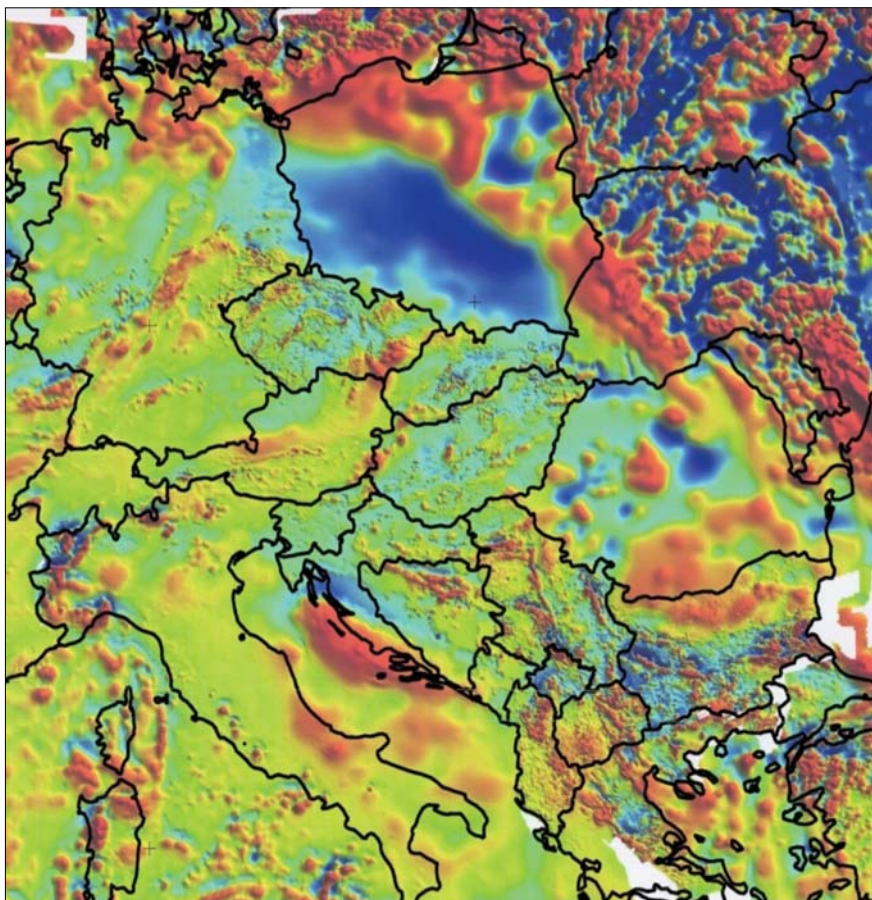
A Wilson-ciklus az orogén rendszerek kinyílási és bezáródási szakaszait írja le, melynek eredményeképpen két kontinentális tábla között egy harmadik, fiatalabb felgyűrődött kontinentális mikrolemez jön létre (13., 14. ábra). Az így kialakuló kép hasonlít a Brückl et al. (2006) által a refrakciós tomográfiából kapott képhez (5. ábra), az adriai és az európai mikrolemez közé gyűrődött „Pannon-szegmenssel” a Kelet-Alpok területén. Mindazonáltal úgy tűnik, hogy a Wilson-ciklus modelljének csak egy része azonosítható a Kárpát-Pannon régió földtani felépítésében. A kinyílás során lehetőség van több, vonal menti riftesedésre, a folyamat lehet időben elhúzódó, többciklusú, átmeneti abortálódásokkal, és lehet térben aszimmetrikus is (pl. Pálfy 2011, Konrád 2009). Lehetnek aktív és passzív lemezszegélyek,

szubdukciók és kollíziók, amelyeket mélybeli konvekciós áramlások mozgatnak, alakítanak ki.

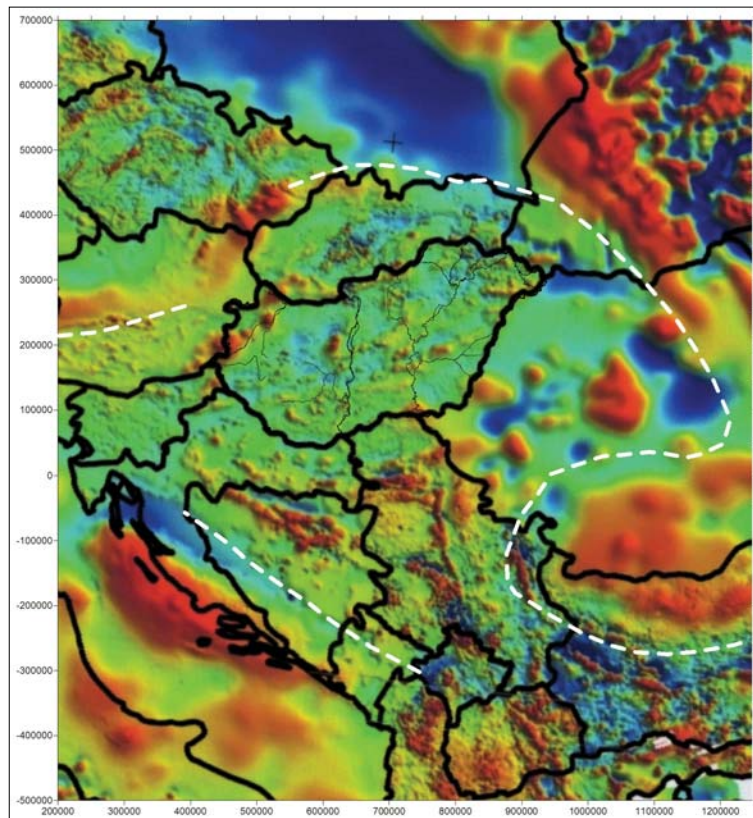
A Kárpát-Pannon régióra vonatkoztatva megállapítható, hogy a ciklus ábráival összevetve, megvan az adriai és az európai kontinentális tábla, a maradékozóán (pl. Magura), amelynek az óceáni kérge a kontinentális tábla alá szubdukálódik, és megvan az aktív kontinensperemen az andezites vulkanizmus, továbbá vannak passzív kontinensperemek is, ahol nincs mészkálai vulkanizmus. Szóval, a kirakós kocka összes eleme megvan, de az eredeti állapotokat az utólagos földtani mozgások annyira megváltoztatták, hogy a kevés információból nehéz visszaállítani azt.

Európa és a Mediterrán térség mágneses anomália-térképe (EMMP)

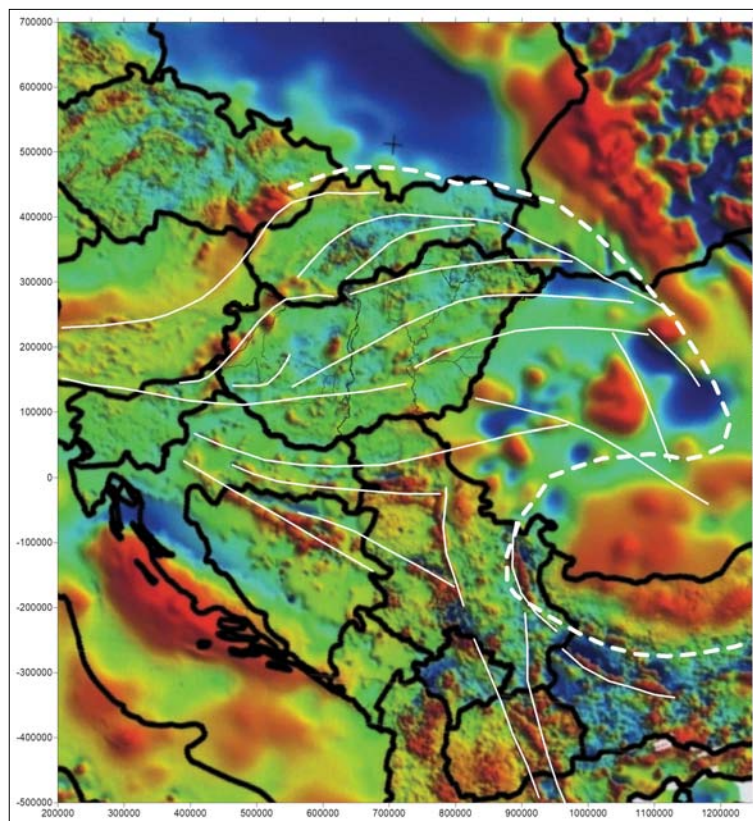
Ilyen előzmények mellett különösen érdekes és fontos a mágneses anomália-térkép vizsgálata, hiszen a térkép a felszíni és az eltemetett mágneses hatókról (elsődlegesen bázisos magmás kőzetekről, másodlagosan azok metamorf megfelelőiről) hordozhat információkat. Noha a Kárpát-Pannon régiót lefedő, megfelelő felbontású mágneses adat-rendszerrel nem rendelkezünk, a képformátumban rendelkezésre álló európai mágneses térkép (15.,



15. ábra | Részlet az Európát lefedő (EMMP) mágneses anomália-térképből
 Figure 15 | Fragment of Magnetic anomaly map of Europe (EMMP)



16. ábra | A Kárpát-Pannon régió mágnesesanómália-térképe a hegységek gerincvonalával (szaggatott vonal)
Figure 16 | Magnetic anomaly map of Carpathian-Pannonian Region with the main mountain ridges (by dashed lines)



17. ábra | A Kárpát-Pannon régió mágnesesanómália-térképe a rajta azonosítható mágneses (fehér) lineamentek
Figure 17 | Magnetic anomaly map of Carpathian-Pannonian Region by the identified magnetic (white) lineaments

16. ábra, European and Mediterranean Magnetic Project, EMMP, Fletcher et al. 2011) digitális adatfeldolgozásra (szűrések, transzformációk, hatóperem-kijelölések) nem alkalmas.

A térkép a gondos előkészítés és összedolgozás ellenére sem egységes, ami alapvetően az eltérő mérési pontsűrűség és néhány, csupán feltételezhető (pl. „mágneses normál tér” vagy „mágneses alapszint”) probléma miatt áll fenn. Hasonló problémákkal az országos mágneses adatbázis építése során is meg kellett küzdeni (Vértesy et al. 2005, Sörös et al. 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011, 2012, 2013), így az ebből eredő hibák azonosításához megvannak a szükséges analógiák.

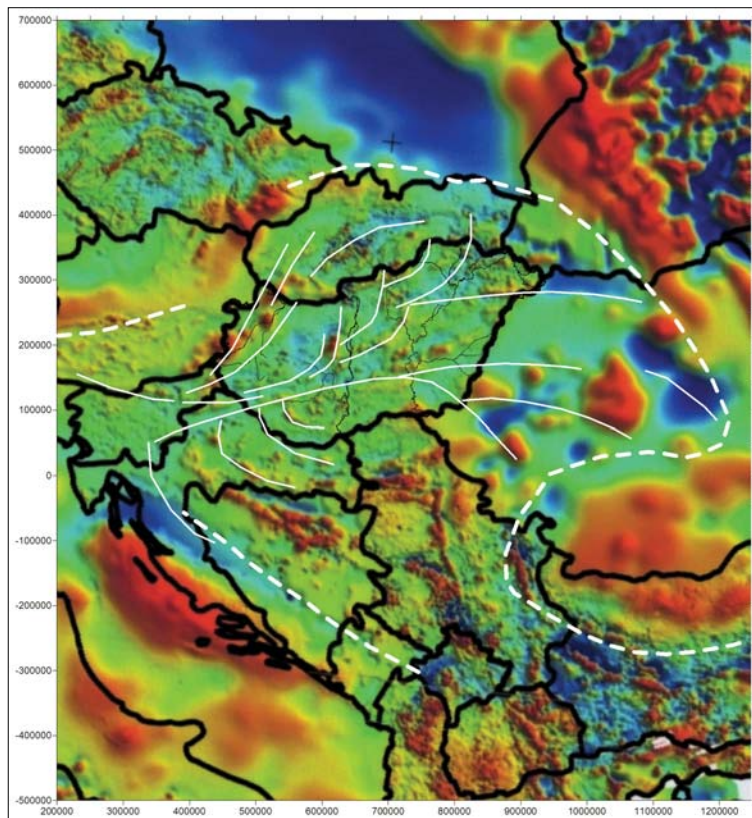
A térkép felbontása helyenként nem mondható ideálisnak (noha az adatrendszer sűrű, 1×1 km-es), ráadásul a kelet-európai táblán jelentkező nagyon nagy értékek elnyomják a kis amplitúdójú változásokat, vizuális értelmezésre mégis használható. (Digitális adatrendszer megléte esetén ezeket a hibákat talán korrigálni lehetne.)

A mágneses térkép legjelentősebb texturális eltérése a TESZ vonala mentén jelentkezik. Itt erős váltás van, mind a mágneses anomáliák amplitúdójában (a kőzetek mágneses tulajdonságában), mind frekvenciájában (15. ábra). Ez a vonal a magas hőmérsékletű, vékony kéreggel rendelkező, paleozoos, gyengén mágneses Ny-európai platformot választja el az alacsony hőmérsékletű, vastag kéreggel rendelkező, erősen metamorfizálódott és erősen mágneses, idősebb kelet-európai kratontól (Fletcher 2011).

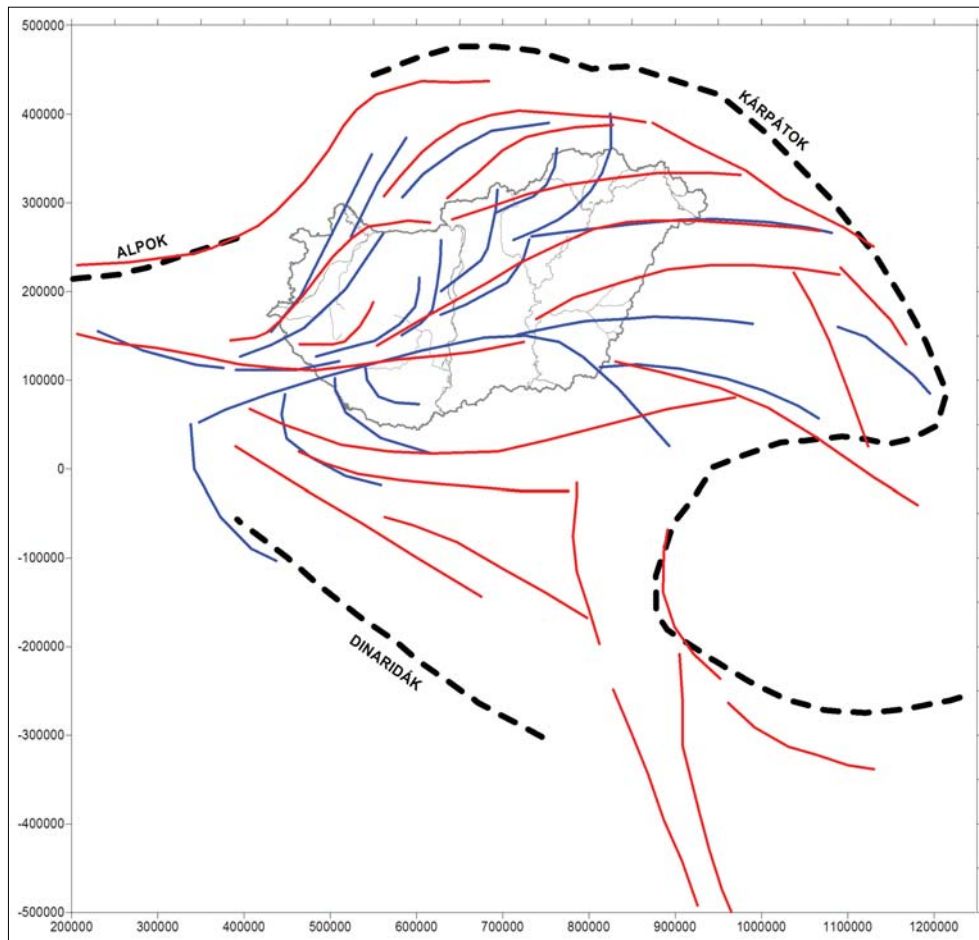
A Balkánon az ofiolitoknak köszönhetően részletgazdag mágneses anomália-vonulatok azonosíthatók, míg Európa nagy részét elmosódó foltok jellemzik. Lengyelország és Románia ritka ponthálózatú adatokból készült térképe nem teszi lehetővé az anomáliák finom változásainak azonosítását. Mi sem szemlélteti ezt jobban, mint az, hogy a felszíni, miocén, pliocén andezitek hatása a K-Kárpátok belső íve mentén nem látszik(?), miközben az országos mágneses anomália-térkép alapján hazánkban ezek a legfőbb mágneses hatók – elsősorban felszíni helyzetük miatt.

A magyarországi mágneses adatokból (Kiss, Gulyás 2006), illetve a publikált szlovákiai mágneses térképből kiindulva (Kubeš et al. 2010), jellegzetes anomáliaváltásokat, nagy gradiensű helyeket és a nagyfrekvenciás anomáliáknál a maximum–minimum vonulatokat követve készítettünk egy vizuális értelmezést – lineamens¹⁾ kijelölését – az egész régióra (17. ábra). Természetesen a lineamens kijelölése is léptékfüggő, kis méretarányánál csak vázlatot készíthetünk, míg nagy méretarány esetén a finomabb részletek is megjelennek²⁾.

Mivel az anomáliák a magmás kőzetekhez vagy metamorf zónákhoz kapcsolódó ferromágneses anyag dúsulását jelzik, a mágneses lineamens a gravitációs feldolgozásokkal összevetve a lehetséges szerkezeti határok, mágneses jellegéről tanúsíthatnak. A gravitációs (18. ábra) és mágneses (17. ábra) lineamens ugyan nincsenek teljes fedésben, de azok lefutása nagy hasonlóságot mutat (19. ábra). A lineamens ebben a léptékben közvetve vagy közvetlenül

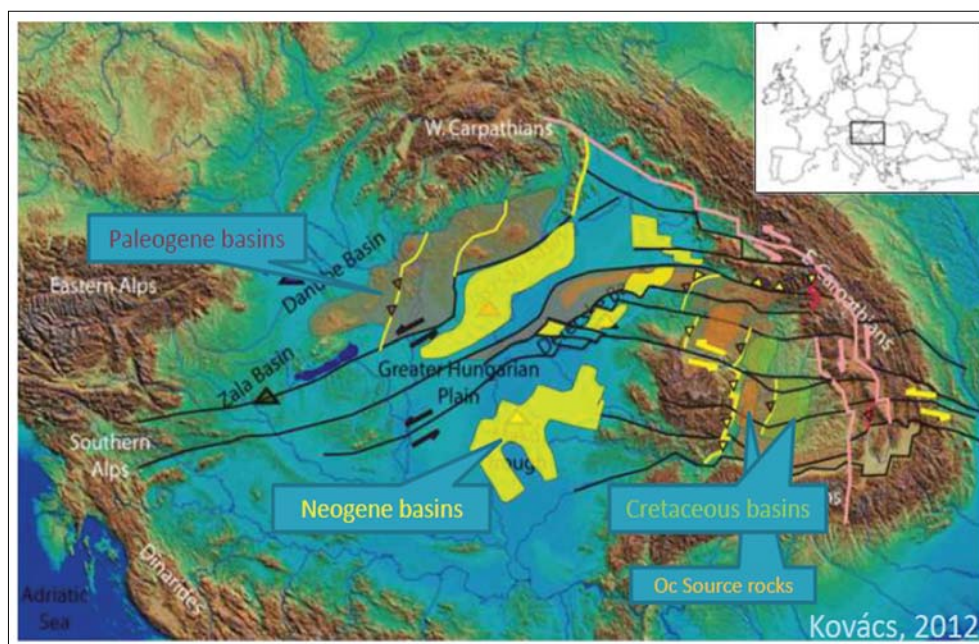


18. ábra | A Kárpát-Pannon régió mágneses térképe a főbb gravitációs (fehér) lineamenssekkel (Kiss 2013c)
Figure 18 | Magnetic anomaly map of Carpathian-Pannonian Region by the identified gravity (white) lineaments (Kiss 2013c)



19. ábra Gravitációs (kék) és mágneses (piros) lineamentek a Kárpát-Pannon régióban a hegyvonulatok gerincvonalával (fekete)

Figure 19 Identified gravity (blue) and magnetic (red) lineaments of the Carpathian-Pannonian Region with the ridge of mountains (black)



20. ábra Oldalelmozdulásos vetők a Pannon-medence térségében (Kovács J. Sz. 2012)

Figure 20 Lateral motion faults of in the Pannonian Basin (Kovács J. Sz. 2012)

regionális jellegű kéregmozgásokkal, illetve azokhoz kapcsolódó földtani jelenségekkel lehetnek összefüggésben.

A mágneses anomáliák lefutása alapján az Alpok központi vonulatának (K-i Mészköalpok) folytatását – legalábbis mágneses szempontból – Csehország DK-i részén (Ny-Kárpátokban) vagy Szlovákiában kell keresni, s a Pannon-medencebeli ALCAPA a Déli-Alpok K-i folytatásaként értelmezhető (16., 17. ábra).

A részletesebb vizsgálódások során olyan mágneses lineamenseket lehet azonosítani, amelyek tölcészerű rajzolatot alkotnak, amely tölcésnek a torkolata Szlovénia területén van, a kinyíló rész pedig, a Pannon-medencében, a Kárpátok ívéen belül található. A belső mágneses lineamensek a Kárpátok ívéhez közelítve, Ny-ról K-felé haladva K–DK-i irányban, a Vrancea-zóna irányába befordulnak.

A Pannon-medencében az ívek gyengén és szakaszosan követhetők, de a tölcés szerkezeten kívül, a Balkánon nagyon karakteres mágneses lineamenseket találunk, amelyek ofiolitokhoz kapcsolódnak. Ha Romániából hasonló minőségű mágneses adat-rendszerünk lenne, akkor valószínűleg az ottani ofiolitok és vulkanitok is azonosíthatóak lennének a mágneses hatásuk alapján.

Kovács J. Sz. (2012) előadásában az erdélyi oldalmozgásokat megjelenítve a gravitációs és mágneses lineamensek által jelzett szerkezeti irányokat igazolta (20. ábra). A Kárpát-Pannon régió gravitációs feldolgozásáról szóló cikk (Kiss 2012) és Kovács J. Szilamér (2012) előadása azonos

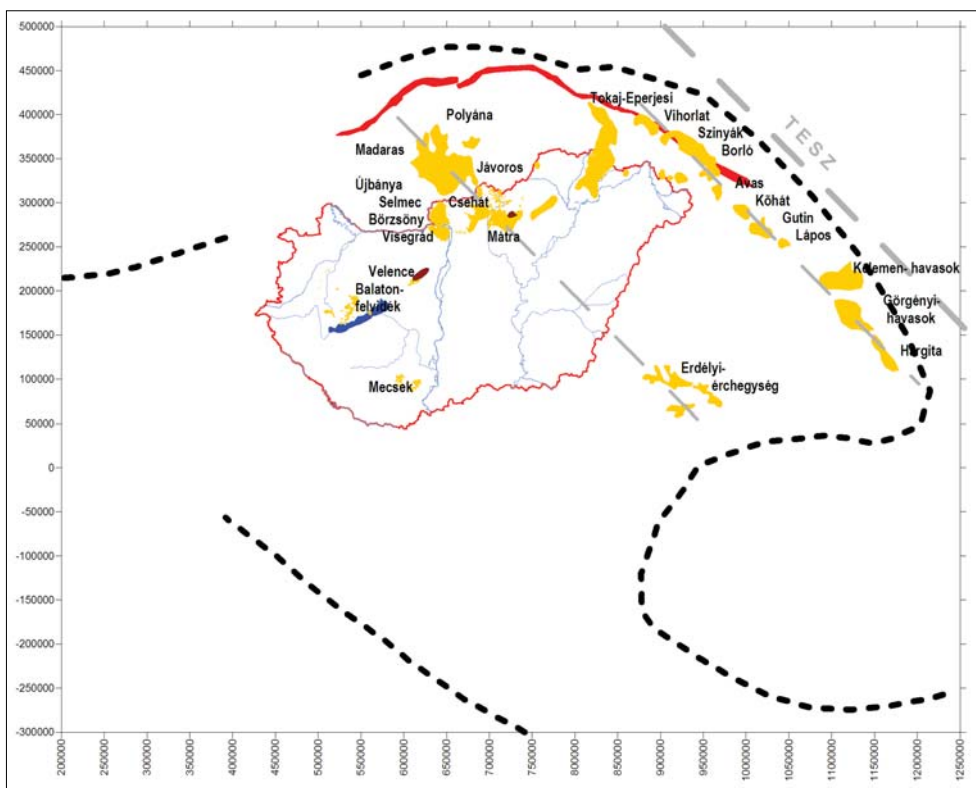
időben született, egymástól függetlenül, de hasonló eredményekkel. Ezt a fajta rajzolatot most a mágneses lineamensek is megerősítik.

A vulkanitok térbeli helyzetének elemzése

Felszíni vulkanitok

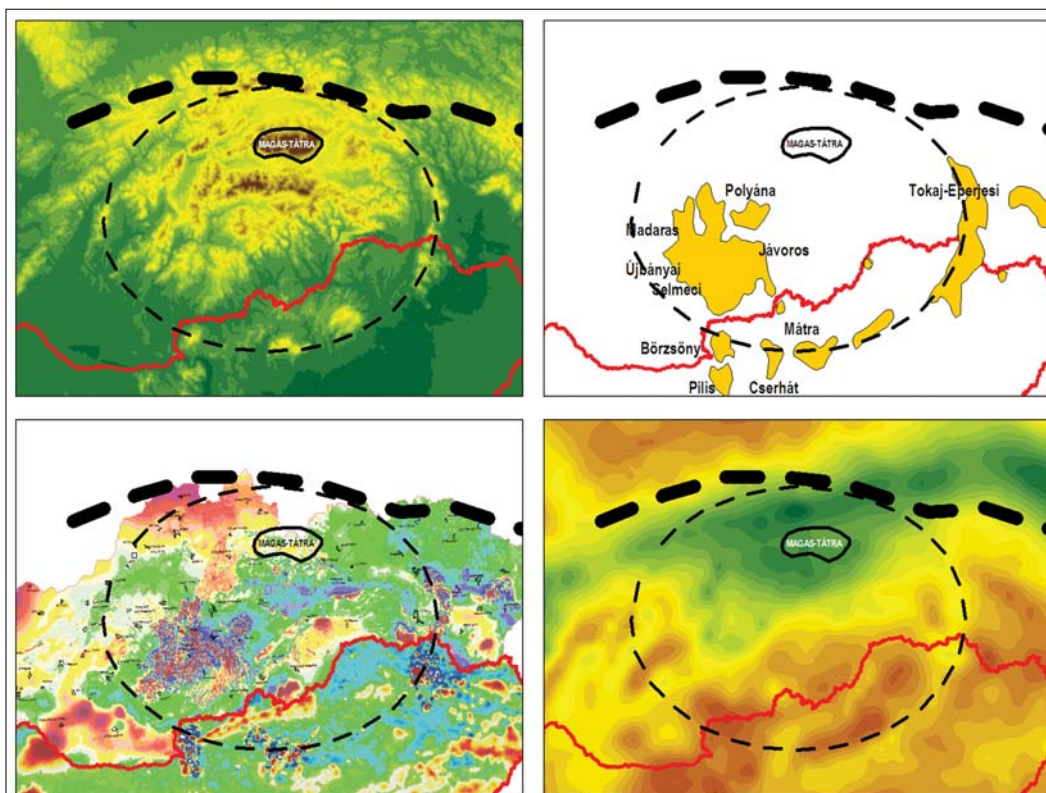
A mágneses térkép értelmezéséhez kezdetben gyűjtöttük a különböző szerzők által publikált felszíni és mélybeli vulkanitelterjedési térképeket, de azok vagy nagyon vázlatosnak tűntek, vagy sok esetben olyan preconcepciót tartalmaztak (képződményelterjedés szempontjából), amelyet a háttér információk hiányában sajnos nem tudtunk elfogadni.

A legbiztosabbnak a neogén vulkanitok felszíni elterjedése tűnt, a Kárpát-Pannon régió területén, amelyet a 21. ábra mutat. Ezek közé tartoznak az eocén, oligocén andezitek, miocén riolitok, andezitek, dácitok és (pannon) bazaltok. A kirajzolódó kép egy összefüggő (bár nem egyetlen ív mentén) megjelenő vulkáni vonulatot mutat Selmecebányától Hargitáig. Egy, a Magas-Tátrát körülölelő vulkáni ív (Szlovák-érchegység, Börzsöny, Visegrádi-hegység, Cserhát, Mátra, Bükkalja, Tokaj-Eperjesi hegység) adja meg a nyugati részt, majd a Vihorlat-Hargita vonulat adja a keleti részt.



21. ábra Neogén felszíni vulkanitok a Kárpát-Pannon régióban (sárga – miocén, barna – eocén–oligocén vulkanit, piros – Kárpáti Szirtöv)

Figure 21 Neogene near surface volcanoes in the Carpathian-Pannonian Region (yellow – miocene, brown – eocene-oligocene vulcanite, red – Klippen Belt)



22. ábra A Magas-Tátra a domborzati térképen (balra fent), mészalkáli vulkáni képződmények körülveve (jobbra fent), a szlovák-magyar mágneses anomália-térképen (balra lent) és a Bouguer-anomáliatérképen (jobbra lent)

Figure 22 Topography map (upper left), locations of volcanites (upper right), magnetic anomaly map of Hungary and Slovakia (lower left) and Bouguer-anomaly map around High-Tatras area

Az Erdélyi-érchegység vulkanitjai kicsit elszakadva a többiektől, a Szlovák-érchegységből a TESZ vonalával (K-Kárpátokkal) párhuzamosan húzott képzeletbeli vonalon találhatóak, a Kárpát-medence DK-i részén. A K-Kárpátok mészalkáli vulkanitjaira szintén illeszthető egy ilyen irányított vonal (21. ábra), amelyet kisebb keresztirányú elmozdulások tarkítanak (pl. Drago Voda Fault, 24. ábra). A Dinári-hegység gerincvonulata szintén a TESZ vonalával párhuzamos, és ez az irány durván merőleges a Közép-magyarországi Zónára!

A Szlovák- és az Erdélyi-érchegység összekötése azért érdekes, mert a felszíni vulkanitok helyzetét elemezve megállapítható, hogy azok a TESZ vonalától nagyjából azonos távolságra vannak. Ez a geometrián alapuló elképzelés lehetővé tette volna, hogy a Szlovák- és Erdélyi-érchegységet valamint a K-i Kárpátok mészalkáli szubdukciós vulkanizmusát geometriailag egyetlen ÉNy-DK-i szubdukciós (vulkáni) ívhez kapcsoljuk, amelyek csak később távolodtak el egymástól. Sajnos az ismert vulkanitok koradatai (Pécskay 2006), alapján ez feltételezés túlzott egyszerűsítésnek tűnik, bár nem zárható ki teljesen.

Egész más értelmezést adnak például Seghedi és munkatársai (2007), ők az Erdélyi-érchegység andezitjeit nem szubdukciós eredetűnek tartják.

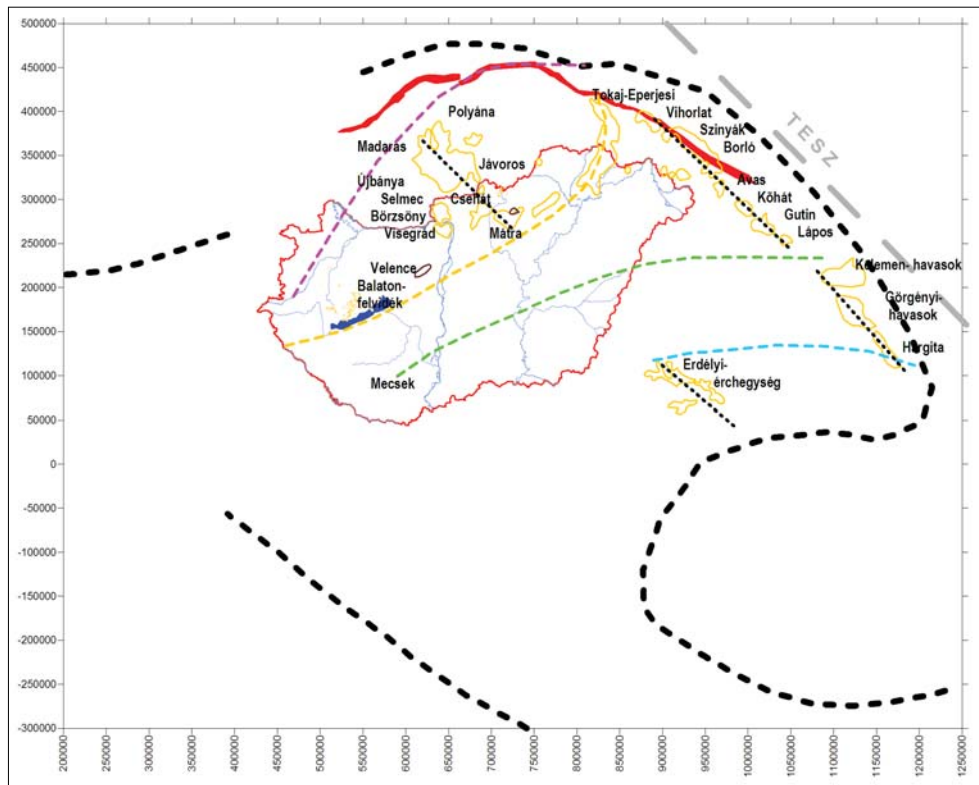
A Magas-Tátra a kárpáti ív legmagasabb szigetegysége, magassága a 2650 m-t is meghaladja, egy ellipszis alakú domborzati elemnek az aszimmetrikusan elhelyezkedő

magjaként jelentkezik a Ny-Kárpátokban (lásd domborzati térkép, 22. ábra).

A gránit a Magas-Tátra területén kiemelt helyzetben, a felszínen tanulmányozható. A gránit korát a radiometriai kormeghatározások alapján 320–330 millió évre teszik (Burda et al. 2013), a Neo-Tethys rendszer preorogén aljzatkomplexumának részét képezte. A Magas-Tátra az ALCAPA kialakulásának és mozgásának hatására került jelenlegi helyére (a Kárpáti Szirtövtől D-re található, tehát része az ALCAPA blokknak) és az alpi orogénmozgásoknak köszönhetően emelkedett ki.

A Magas-Tátrához kapcsolódó, domborzati szempontból egy egységként kezelhető (morfológiailag összetartozónak tűnő) kiemelkedéseket D-i irányból mészalkáli vulkanitok (miocén vulkánok) veszik körül (22. ábra). Ezek a mészalkáli vulkanitok szubdukálódó lemezszegélyt jeleznek és körbeveszik a „gránitos mag”-ot. A vulkanitok szabályos ellipszis alakú elhelyezkedését térben csak a Szlovák-érchegység zavarja meg. Az érchegység területi vulkanizmusára már a domborzati ellipszisformán belül van. Úgy néz ki, mintha egy DNy–ÉK irányú mozgás beljebb nyomta volna az ellipszisperemi helyzetből.

A 22. ábra a Magas-Tátrát és a körülötte lévő ellipsziszzerű gyűrűt mutatja a domborzati adatok alapján (balra fent), majd a felszíni mészalkáli vulkanitok elterjedését látjuk (jobbra fent), amelyek D-ről és K-ről az ellipsziszíven sorakoznak. A következő térkép a mágneses anomáliákat



23. ábra A rendezetlen mészkáli vulkanitok „sorba rendezése” – egy lehetséges változat. (Paleogén vulkanitok barna, neogén vulkanitok narancssárga vonallal megjelenítve)

Figure 23 Supposed connection between the anarchically located volcanoes – first version. (Paleogene volcanites by brown, neogene volcanites by orange colour)

mutatja a magyarországi és a szlovákiai adatok alapján (balra lent), s végül az utolsó a gravitációs Bouguer-anomáliát (jobbra lent) az adott kivágatra.

A mágneses anomália-térképen a nagyfrekvenciás jelek alapján lehet felismerni a felszíni vulkanitokat (ezek többnyire miocén andezitek), a gravitációs térképen a Magas-Tátra, a Kárpátok izosztatikus minimumzónája mentén, hasonló amplitúdójú lokális minimumként jelentkezik, ami jelentős kéregkivastagodást, izosztatikus gyökérszót jelez a Magas-Tátra környezetében is.

A vulkanitok elhelyezkedését, a Magas-Tátrával kapcsolatos megjegyzéseink folytatásaként érdemes elemezni, felhasználva Balla Zoltán (1982) értelmezési vonalait: eocén-miocén vonalat (23. ábra, narancssárga szaggatott vonal) és kréta–paleocén vonalat (23. ábra, zöld szaggatott vonal) és néhány újabb értelmezési vonalat is alkalmazva.

Azt láthatjuk, hogy Ny-on a mészkáli vulkanitok körülrajzolják a Magas-Tátrát (Börzsöny–Cserhát–Mátra–Bükkalja–Tokaj-Eperjesi vonulat), majd a Viharlattól a Hargitáig, a K-Kárpátok vonulatával párhuzamosan (kisebb oldalirányú eltolódásoktól eltekintve) egy egyenes vonal mentén jelennek meg. Ettől elszakadva találjuk az Erdélyi-érchegység vulkanitjait szintén egy adott irány mentén elnyúlva.

Az elsőre rendezetlen helyzetűnek tűnő mészkáli vulkanitokat sorba rendezhetjük, amelyhez egyrészt az Alpokjáról indítva a Kárpáti szirtöv megtöréséig (23. ábra,

lila szaggatott vonal), másrészt Erdélyben (23. ábra, kék szaggatott vonal) az Erdélyi-érchegységtől a K-Kárpátokig húztunk egy-egy feltételezett segédvonalat.

Az első vonalat a mágneses anomália-térképből származtattuk. A vonal a magyar területeken, az anomáliatérkép alapján jól követhető (17. ábra), szlovák területeken minél északabbra megyünk, annál gyengébben azonosítható.

Ez a vonal adja a Szombathely-hédervári kicsit cikk-cakos anomáliavonalat Magyarországon, amely átnyúlik Szlovákiába. Ebbe beletartozik a pásztori mágneses anomália is (mivel mély vulkano-tektonikai, kéregszerkezeti vonalról beszélünk, több km széles zóna is lehet) majd ez a vonal (más formában, de hasonló irányban) a Szlovák-érchegység Ny-i peremével párhuzamosan halad kb. 60–100 km hosszúságban, amely gyenge mágneses átmeneti zónaként követhető. Ezután már mágnesesen (főleg ebben a felbontásban) nem követhető, de irány szerint oda fut be, ahol a kárpáti szirtöv (nyilván nem véletlenül) megtörik. Nevezhetnénk Rába-vonalnak ezt a vonalat, de a lefutása nem egyezik meg a magyarországi földtani térképeken, a Kisalföld középvonalában meghúzott szerkezeti vonallal. A mágnesesen hiányzó szakaszt Szlovákiában Balla (1988) vetőként jeleníti meg (26. ábra), és ezzel párhuzamosan ott fut a Rába-vonal is. Csontos et al. (1992) munkájában szintén megjelenik a Szlovák oldalon ez a szerkezet! Lexa et al. (2010) több vonallal szerkezeti zónaként mutatja (28. ábra). Nyilván eltérés van a földtani és geofizikai adatok alapján

behúzott szerkezeti elemek között, például a mintázás eltérő mélysége miatt, amely egy ferdén dőlő szerkezet esetén jelentős horizontális eltérést eredményezhet.

Előtérbe került a „pásztori vulkán” problémája is, amelyre ki kell térni. A pásztori mágneses anomália környezetében csak a fúrások alapján legalább 3 különböző típusú (és mélységű) vulkanit van jelen. „A Rába-vonal, a földtörténet során, többször is aktív lehetett, ezt mutatja a Tét (TET-4), Szany (SZA-1) és Pásztori környéki (PA-4) mélyfúrások maganyaga, mivel három szintben jelennek meg a magmás képződmények. A legelső egy paleozoikumai anchimetamorf diabáz 2957 m mélyen (TET-4 fúrás), majd 2032 m-en miocén andezit és trachit (SZA-1 fúrás) és a legfelső szint, a Kemeneshát pannon bazaltja. A pásztori nagy mágneses anomáliáért felelős ható mélysége a spektrális mélységbecslés szerint 5 km körüli, tehát a nagy mágneses anomáliáért felelős hatót a mélyfúrások valószínűleg nem érték el, és a fúrásokból ismert mágneses kőzetek alatt esetleg egy ismeretlen hatóval kell számolni.” (Kiss et al. 2009). Ezek alapján nem lehet arról beszélni, hogy a pásztori vulkán 10 millió éves, mert az csak egy kort ad meg, a három-négy lehetséges kor helyett. Félrevezető azért is, mert a nagy hullámhosszúságú mágneses anomália valószínűleg nem a miocén andezittől, vagy a pannon bazalttól (amelyek kis hullámhosszúságú anomáliái jól elkülönülnek), hanem sokkal inkább a paleozoos diabázról (metabazittól) származik, amely képződmény a Sárvár és Szombathely környéki mágneses anomáliáért is felelős lehet! Tehát a kapcsolat az Alpokalja mágneses hatói között megvan, még akkor is, ha Pásztori

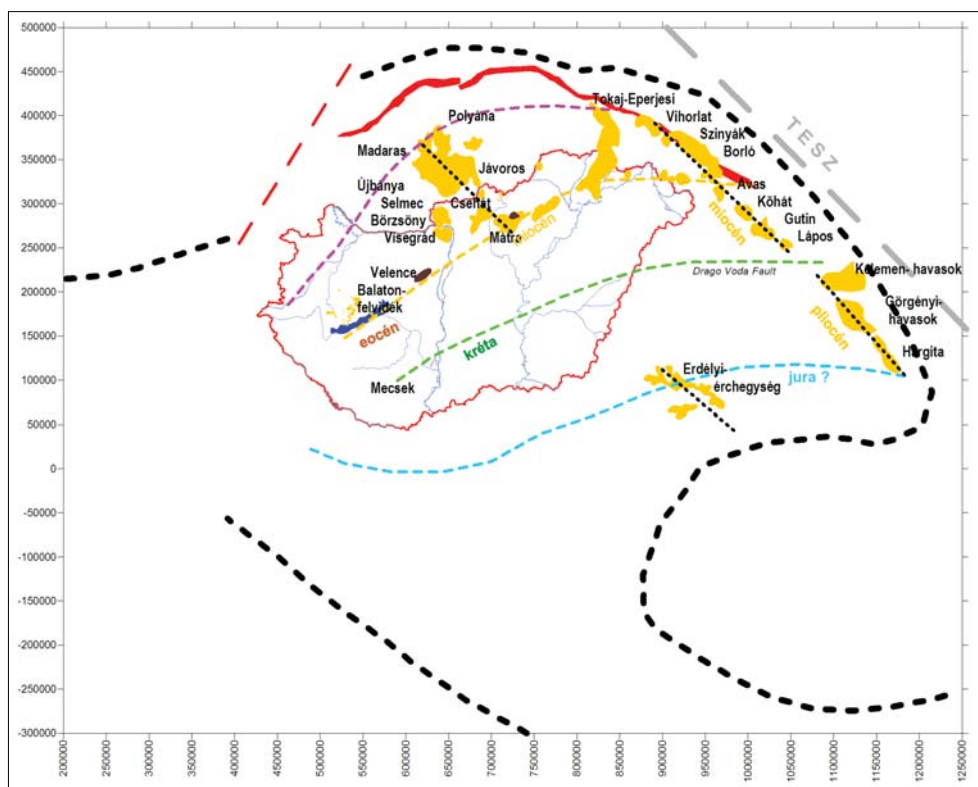
környékén a régi magmacsatornák felújultak a miocén folyamán.

Az erdélyi vonal szintén egy feltételezett segédvonal, amit alapvetően a felszíni mészkálai andezitek eltérő helyzete alapján, illetve a mágneses és gravitációs lineamentek, továbbá Kovács J, Sz. (20. ábra) szerkezeti vázlata és a Pannon szegmens mozgása alapján feltételezünk. A vonal iránya a D-Kárpátok ívének megfelelő, de közel párhuzamos az erdélyi, részben eltemetett obdukált jura ofiolit zónával (Ustaszewski et al. 2008, Ionescu et al. 2009). A vonal ugyanezzel az irányítottsággal Csontos et al. (1992) munkájában is megjelenik, bár kicsit délebbre (a Vardar, Meliata Mura és Olt mezozoos óceáni takaró D-i peremeként, de az É-i perem közel azonos a mi vonalunkkal).

A lila segédvonal és az eocén–miocén vonal (narancssárga szaggatott vonal) között a Szlovák-érchegység és a Mátra alkot egy elterjedési tengelyvonalat (23. ábra, fekete pontvonal), körülötte 50–100 km-es sávban vannak a felszíni vulkanitok, ami alól csak az eocénképződmények jelentenek kivételt a Dunántúlon.

Ettől K-re a mészkálai vulkanitok az eocén–miocén vonal (23. ábra, narancssárga szaggatott vonal) mentén vannak, egészen a Tokaj-Eperjesi vonulat északi végéig.

Az eocén–miocén vonal (narancssárga szaggatott vonal) és a kréta–paleocén vonal (zöld szaggatott vonal) között, a Keleti-Kárpátokban, a Vihorlattól a Láposig van a következő tengelyvonal (fekete pontvonal), majd egy kisebb K-i eltolódás után a kréta–paleocén vonaltól (zöld szaggatott



24. ábra | A vulkanitok összekapcsolása és elválasztó vonalai – egy másik változat
Figure 24 | Supposed interfaces and connection lines of volcanites – another version

vonaltól az erdélyi segédvonallig (kék szaggatott vonal) húzódik a következő tengelyvonaltól (23. ábra).

Az erdélyi segédvonal után már csak az Erdélyi-érchegység vulkanitjai következnek, jóval nyugatabbra, de a vulkanitok megjelenése, tengelyiránya a korábbi tengelyekkel megegyező.

Összességében egy közös, a TESZ vonalával párhuzamos, megjelenési tengelyt lehet kimutatni a Kárpát-medencei neogén vulkanitok esetében, ami alól csak a Bükkalja–Tokaj–Eperjesi vulkáni vonulat jelent kivételt, egyfajta átmenetet. Geometriailag a tengelyek párosíthatók, mert az északi és déli szinte egyetlen vonal mentén van, a két középső, egy kisebb eltolódástól eltekintve, szintén egy vonalnak tekinthető. A tengelypárok egymástól való távolsága kb. 200 km.

Ha ránézünk a 23. ábra által mutatott képre, akkor a mészkáli vulkanitok helyzete alapján úgy tűnik, mintha egy KÉK–NyDNY irányú szubdukcióval lenne dolgunk, amelynek nyomai kéregbeli inhomogenitások (Magas-Tátra, Erdélyi-középhegység és talán a Mecsek) – vagy utólag jelentkező KÉK-i irányú kéregmozgások miatt – nem egyetlen összefüggő ív mentén jelentkeznének. A Mátra–Tokaj–Eperjesi vonulat látványban ugyan kilóg ebből a képből, de azt az ALCAPA blokk CCW rotációs kéregmozgásai megmagyarázhatják (Ravasz 1984), illetve elvileg egy idősebb eocén szubdukció helye a miocénben is felújulhatott.

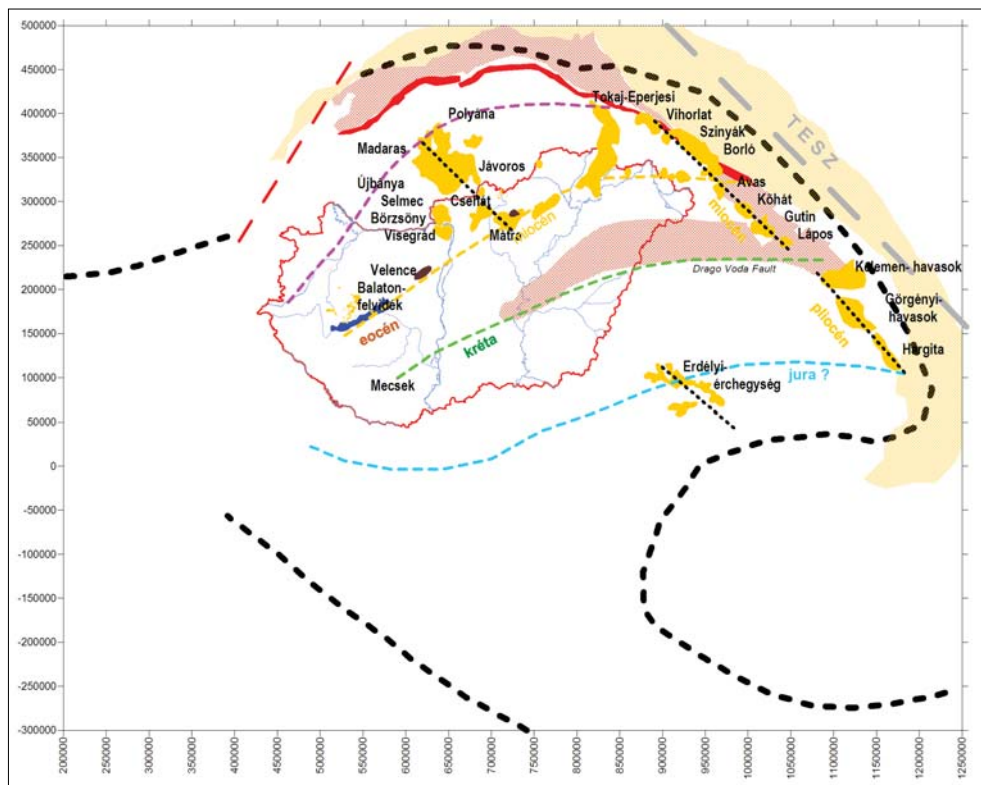
Ez a modell megmagyarázhatja részben azt is, hogy a Ny-Kárpátok főgerince mentén miért nincsenek meg a szubdukcióra utaló mészkáli vulkanitok.

Ha a néhány eltemetett, de mélyfúrásokból ismert vulkáni képződmény (például kréta, jura vulkanitok, ofiolitok) elterjedését is figyelembe vesszük, akkor egy másik változatot is készíthetünk, amelyet a 24. ábra mutat.

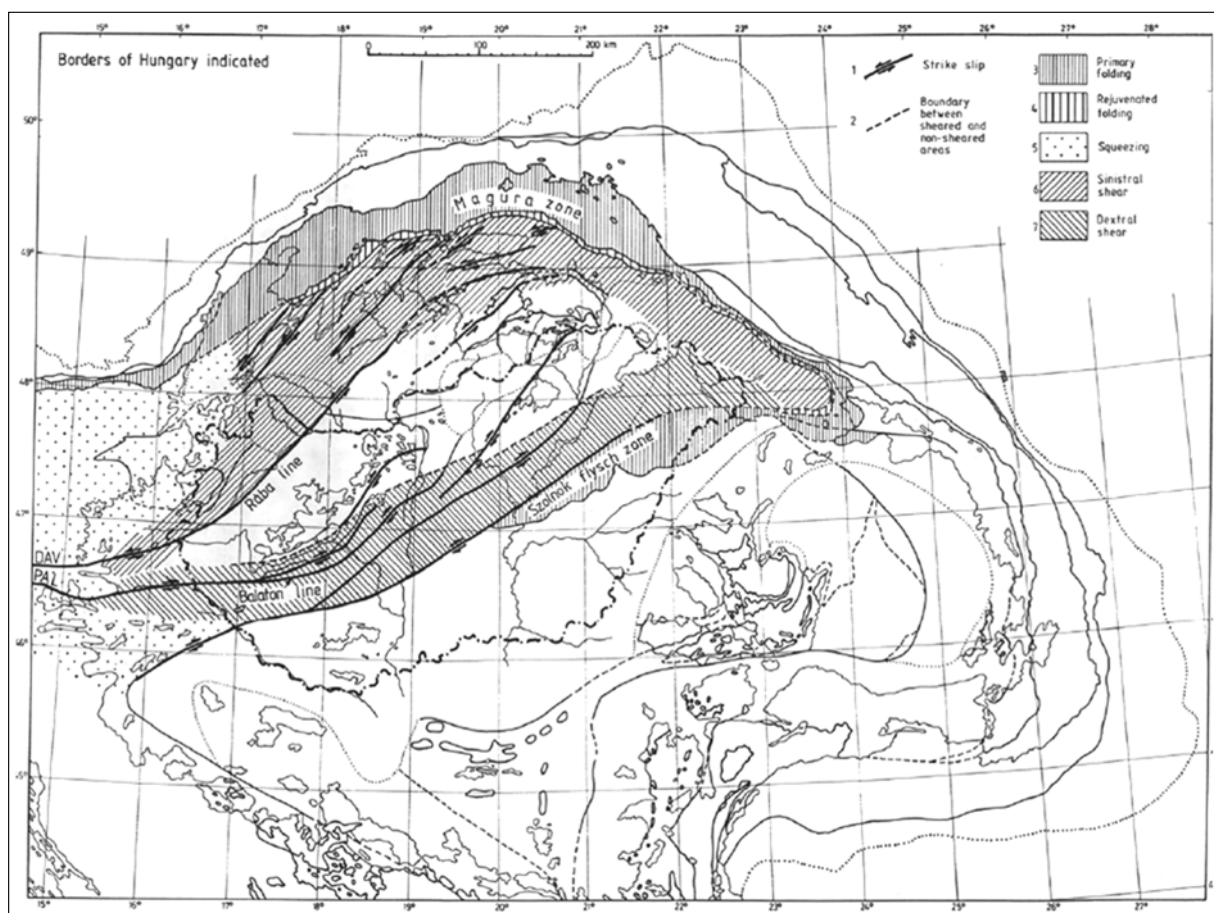
Az Erdélyi-középhegységben ismertek a jura szigetvilág vulkanitok és ofiolitok (Ustaszewski et al. 2008, Ionescu et al. 2009), ami alapján a korábban behúzott erdélyi segédvonalat kicsit délebbre húzva akár jura (ofiolit-) határvonalnak is nevezhetnénk. Ilyen módon DK-ről ÉK-re haladva először a jura vonalat (Erdélyi-középhegység D-i része), aztán a kréta–paleocén vonalat (Mecsek, D-Alföld) érjük el, majd legvégül az eocén–miocén vonalat (Balaton mentén és az Északi-középhegység D-i pereme mentén). Északon az Alpok segédvonal, az eocén–miocén, a kréta–paleocén valamint a jura vonalak egységes NyDNY–KÉK vonalrendszer alkotnak, ami K-Kárpátokhoz közeledve egyre inkább K-i irányba fordul. A jura, kréta bazaltok több szerző véleménye alapján kontinentális riftesedéssel függenek össze. Ez az irány a miocén vulkanitok előfordulási tengelyirányára nagyjából merőleges.

A vonalakat vizsgálva arra a következtetésre juthatunk, hogy a jura, kréta, eocén vonalakat (irányuk az Alpok gerincvonalával megegyező) azonos erők és mozgások generálták, de ezután, az eocén–miocén határán valami drasztikusan megváltozott, és a felszíni miocén vulkanitok elterjedési iránya az idősebb irányokra merőlegessé válik.

Természetesen ez jelentős leegyszerűsítése a valóságnak, és a függőleges irányú mozgásokat nem is vettük figyelembe. Szigetszerűen több helyen is megjelenhetnek az ofio-



25. ábra | A 24. ábra kiegészítve a különböző fliselterjedéssel
 Figure 25 | The same as Fig. 24 with the spreading of flysch formation



26. ábra | Az ALCAPA egység határai széles nyíró zónát alkotnak Balla (1988) szerint
 Figure 26 | Wide shear zones on both side of the ALCAPA unit after Balla (1988)

litok, például Szarvaskő vagy a Mecsek, de talán kezdetben, a folyamatok elemzésekor nem érdemes a finom részletekkel túlbonyolítani a modellt, az egy későbbi értelmezési fázishoz kell.

„Az iniciális magmás tevékenység – a kezdeti szakasz – már a mezozoikumban megfigyelhető, ekkor a TISIA mikrokontinensen. A paleogén kezdetén az Eurázsia-tábla e darabja betolódott az Afrika-tábla alá, az ekkor kialakuló paleogén vulkáni ív az utolsó ofiolitövhöz nagyon közel, a Balaton-felvidék korai tűzhányóit működtette. Ez egy jellegzetes szubdukciós vulkanizmus, a betolódó litoszféra nyelv megolvadt végeitől felszálló magmából ered. A miocénben a szubdukció előrehaladtával, a PELSO-tömb és TISIA összeolvadásával már együttesen nyomultak az európai lemez alá, egy másik vonal, a belső-kárpáti vulkáni ív vált aktívvá. A pliocénben az ív nagy részén folytatódott a vulkanizmus, de újabb góccok is kialakultak a Felvidéken, ezek jórészt már a szubszekvens szakaszhoz tartoznak” (Budai és Konrád 2011). Azt hiszem, hogy ez az idézet is hasonlóan próbálja érthetővé egyszerűsíteni a bonyolult fejlődéstörténetet.

Balla (1982, 1984) megállapításai, valamint Budai és Konrád (2011) fenti idézete is kettős szubdukciót jelez, a mezozoos bazaltövevel azonos irányú paleogén és a TESZ vonalával párhuzamos neogén szubdukciót.

A külső és belső fliszónák (akkréciós prizmák, Lexa et al. 2010) megjelenítése (25. ábra) is segíthet a földtani helyzet értelmezésében. Az ábrán a belső, a külső és a kárpátaljai fliszónákat jelenítettük meg. A Kárpát-medencei belső flist és a kárpátaljai flist, valamint a Magura takaróképződményekből álló flist soroltuk egy csoportba (világosbarna színnel, 25. ábra) elsősorban a helyzetük alapján (a Kárpátok gerincvonalon belül találhatóak). A külső flis (Kraszna-Sziléziai takaró és a Moldáviai takaró) jelenti a másik csoportot (sárga színnel, 25. ábra).

Az elkülönítés nem önkényes, hanem a flis kora alapján történt, az első csoport kora kréta – oligocénre tehető (Nagymarosy et al. 2008) és az iránya alapvetően NyDny–KÉK, míg a másik csoport kora (átfedéssel) inkább kréta–miocén, és az iránya a K-Kárpátok gerincével párhuzamos, ÉK–Dny irányú. Ez a külső fliszóna északon részben átfedésbe kerül a Magura-takaróval, ami a kialakuláskor jellemző geodinamikai mozgások folyamatos átmenetére utal. A Szlovák-érchegység és az Erdélyi-érchegység összekötő vonala a belső flis Ny-i elterjedési határának is tekinthető. A flis kora azt mutatja, hogy milyen típusú üledékek vannak benne, de az utolsó áthalmozás a belső flis esetében paleogén korú, a külső flis esetében neogén korú, ami szintén a paleogén és a neogén közötti fejlődésbeli eltérésre hívja fel a figyelmet.

Fontos kiemelni, hogy a kőzet rétegtani és üledékes szekvencia szerinti hasonlóságai a Pieniny szirtövívvel és a máramarosi flissel egyaránt azt erősítik meg, hogy a Szolnoki Flis nem a külső kárpáti flis óceánban képződött, hanem peremi helyzetben, a kontinentális lemez szegélyén (Nagymarosy et al. 2008).

Ugyanezt a rajzolatot mutatja Balla (1988) megjelenítésében a 26. ábra, ahol a fliszónák mellett fel vannak tüntetve az ALCAPA-t határoló nyírási zónák, amelyeket a gravitációs Bouguer-anomáliaminimumok alapján szintén feltelítettünk.

A Balla-féle értelmezéshez viszonyítva a korábban meghatározott vonalainknak a következő értelmezést adhatjuk:

- az Alpok–Kárpátok szakadási vonala (25. ábra, piros szaggatott vonal) és az Alpokalja határvonal (25. ábra, lila szaggatott vonal) közötti területrészt az ALCAPA északi peremének nyírási zónája (26. ábra, *sinistral shear*);
- az eocén–miocén vonal (25. ábra, narancssárga szaggatott vonal) és a kréta–paleocén vonal (25. ábra, zöld szaggatott vonal) között található területrészt az ALCAPA déli pereméhez kapcsolódó nyírási zóna (26. ábra, *dextral shear*), amely a Közép-magyarországi Zónának felel meg.

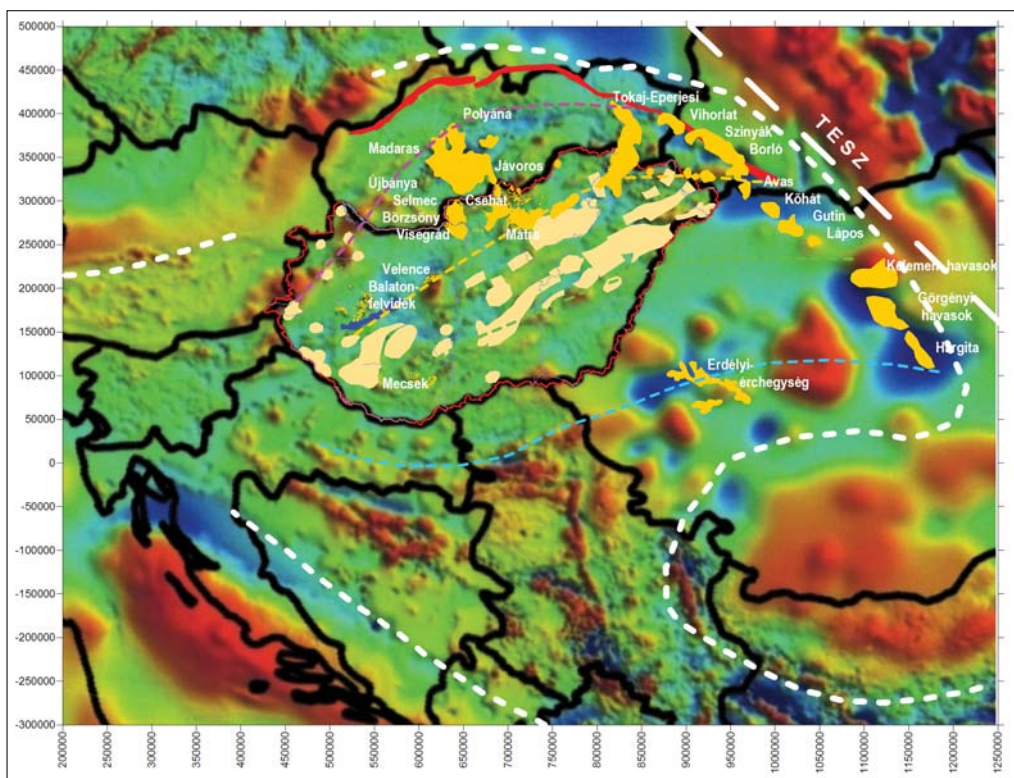
Eltemetett vulkanitok

Az eltemetett vulkanitok helyzetével – nyilván a kevés információ miatt – országos szinten alig néhány cikk foglal-

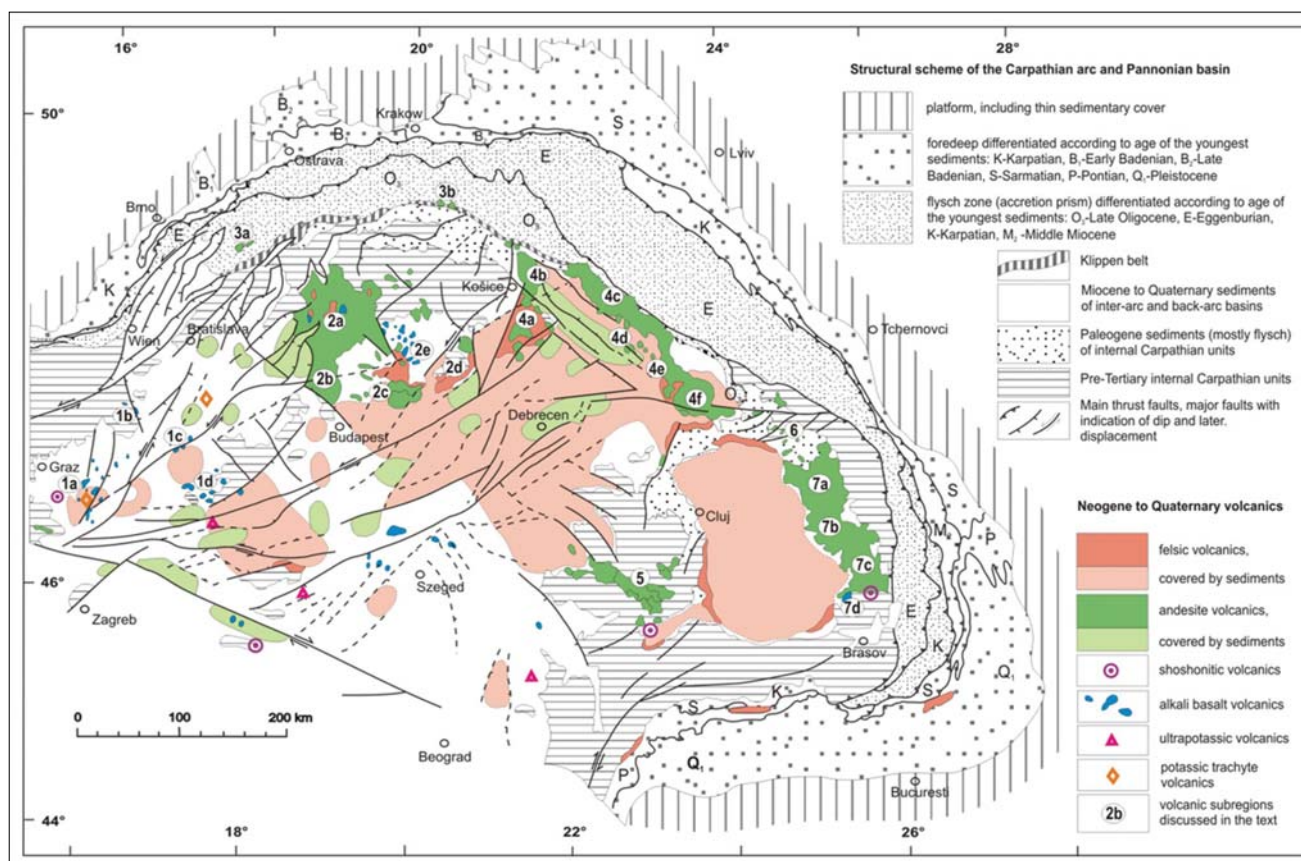
kozott földtani oldalról (Balla 1982, Ravasz 1984, Zelenka et al. 2004, Széky-Fux et al. 2007), illetve mágneses adatok értelmezésének oldaláról (Posgay 1962, 1966, 1967). Részterületeken természetesen folytak földtani értelmezési munkák még az utóbbi évtizedben is, bevonva a mágneses adatokat, megpróbálva lehatárolni a mélybeli magmás kőzeteket, ilyen volt például a Tokaji-hegység (Zelenka et al. 2007, Kiss, Zelenka 2009, Zelenka et al. 2012) vagy a Mátra és környéke (Kiss et al. 1996, Zelenka et al. 2001, Zelenka, Kiss 2008) és néhány nem nyilvános MOL érdekeltségű terület, de ezeken a lemezttektonikai vonatkozásokat nem vizsgálták.

Felhasználva a Kárpát-medence ismert vulkanitelterjedési térképeit, valamint az eltemetett neogén vulkanitokra Zelenka et al. (2004) által elsősorban fúrások adata alapján végzett lehatárolásokat készítettünk egy összegző ábrát (27. ábra). Látszik, hogy az ismert felszíni vulkanitok és a nagyfrekvenciás mágneses anomáliák szépen, fedésben jelennek meg elsősorban ott, ahol a mágneses mérési pontok sűrűsége ezt lehetővé teszi (ilyen például Szlovákia és az Északi-középhegység területe). Persze vannak helyek (már korábban is utaltunk rá), ahol a ritka mérési pontháló nem teszi lehetővé a pontos azonosítást (pl. Ukrajna és Románia területe, azaz a Keleti-Kárpátok belső íve).

A Zelenka et al. (2004) által országosan, illetve Széky-Fux et al. (2007) által K-Magyarországon, elsősorban a Közép-magyarországi Zónában lehatárolt szarmata és bádeni vulkanitok lefedik azokat a területeket, ahol a párhuzam-



27. ábra Neogén vulkanitok a Pannon-medencében. (Felszíni neogén vulkanitok – narancssárga; eltemetett neogén vulkanitok – világosabb narancssárga; háttér: mágneses térkép)
Figure 27 Neogene volcanic rocks in the Pannonian Basin. (Surface neogene volcanites – orange; buried neogene volcanites – light orange; background: magnetic anomaly map)



28. ábra | Neogén mészalkáli vulkanitok a felszínen és eltemetve (Lexa et al. 2010)
 Figure 28 | Neogene calc-alkaline volcanic rocks on the surface and covered by sediments (Lexa et al. 2010)

mos mágneseanomália-vonulatok a jellemzők (27. ábra). Ezek a vulkanitok azonban, a Duna-Tisza Közét kivéve, D-i irányban egy adott határon túl (a TISIA területén) már nem találhatóak meg (a határvonal a kréta bazaltok és diabázok elterjedési vonalával megegyező). Ezeknek a vulkanitoknak nagy része savanyú (riolitos), és főképpen tufa (28. ábra). Sem a riolit, sem pedig a tufa nem bír jelentős mágnese hatással, főleg akkor, ha mélyen el van temetve, vagy át van halmozva. Ezek a képződmények azért őrződtek meg foltokban, jelentős vastagágban, mert a mobilis Középmagyarországi Zóna süllyedékében csapdázódtak, míg a zónán kívül ezek az összletek nagy valószínűséggel lepusztultak, áthalmazódtak.

A mobilis zóna pedig, ahol az eltemetett neogén vulkanitok megjelennek, az ALCAPA lemezt határoló északi és déli nyírási zóna (Balla 1988) – ezt azonban csak a hazai vulkanit elterjedés alapján állíthatjuk.

Egy, a Föld mélyében megrekedt magmának a korát sztratigráfiai alapon, a környezetével való kapcsolata alapján határozhatjuk meg, annak alapján, hogy milyen korú kőzeteken ment keresztül – azokkal egyidős vagy fiatalabb lehet csak. A mélységi magmás képződmény korát csak a kőzetmintán elvégzett kormeghatározással pontosíthatjuk.

Az eltemetett miocén vulkanitoknak kitorési központjairól nincsenek közvetlen információink. Olyan jellegű mágnese anomáliákat, mint amilyeneket a felszíni vulkáni hegyeinknél (vulkáni kitorési központjainknál) megfigyel-

hetünk, még ha feltételezzük is az eltemetődés miatti kisebb amplitúdókat (és szélesebb anomáliákat), akkor sem nagyon találunk Magyarországon területén. Amit találunk, az inkább korábbi, például eocén kitorési központ (Velencei-hegység) vagy kréta korú bazaltok, diabázok megjelenési helyei (Tiszaalpár, Túrkeve), esetleg az Alpokalja metabazitjai, mely magmacsatornák újra aktivizálódhatnak, és a mélyben a miocén magmás képződmények is jelen lehetnek.

Kivétel ez alól a Nyírség területe, ahol jelentős vastagságú vulkáni összlet halmozódott fel, bár a földtani–geofizikai kutatás még a mai napig sem jutott el odáig, hogy e képződmények települési és vastagsági viszonyait meghatározza, lehatárolja.

A nyírségi terület a Tokaji-hegység folytatása, és a miocén andezitek valóban jelentős vastagságban jelen vannak. Sajnos részletes mágnese adat Románia területéről nincs, emiatt nem tudjuk követni a nyírségi andeziteket a határ túloldalán. A hazai mágnese kép alapján valószínűleg horizontálisan elnyújtott lemezszerűen (sztrato- vagy rétegvulkáni sorozatként) jelentkeznek az andezitek, ezt mutatja a felettük kialakuló mágnese anomália jellege is. Az andezit és a riolit keveredése, a többfázisú kiömlés is tompíthatja a mágnese hatást. Azt, hogy miért nem jelenik meg a nyírségi vulkanizmus hatása erősebben a mágneseanomália-térképen, arról csak ötleteink vannak, bizonyosságunk nincs.

Úgy néz ki tehát, hogy a nagyobb mennyiségű miocén andezites lávát termelő vulkáni központjaink (a Curie-

hőmérséklet feletti tartományból) a felszíni földtani adataink alapján valószínűleg ismertek (ide számítva a Nyírséget is), és a mágneses anomália-térkép alapján nem is nagyon várható újabb. A Curie-mélység alatti tartományban természetesen lehetnek magmakamrák, gyökérvonalak és plutoni, szubvulkáni testek, de azoknak a mágneses anomália-térre már nem lesz hatásuk.

A riolitos és gránitos kőzetek általában szubdukciós övezetekben, mégpedig aktív kontinentális szegélyeken találhatóak (Harangi 2013), de ezek nem okoznak anomáliákat a mágneses térben, így azokat a mágnességük alapján nem tudjuk vizsgálni. Pedig a savanyú magmák elhelyezkedése is fontos lemeztektonikai információkat szolgáltatnak, mivel a gránitok másik fő előfordulási területe az úgynevezett kollíziós zónák térsége, ahol két kontinentális kőzetlemez feszül egymásnak, és ennek következtében magas hegylancok jönnek létre, mint például az Alpok vagy a Himalája (Harangi 2013).

A munka folytatása tehát, a mélyfúrásban megjelenő vulkanitok részletes tanulmányozása, a lehetséges mágneses hatók azonosítása, megjelenítése és az anomáliatérképpel végzett összevetés alapján azok jellemzése lehet.

A korábbi cikkünkben (Kiss 2013a) az anomáliák hatómélységének vizsgálatakor látszott, hogy a hazai mélyfúrásokból kinyerhető adatok csak a felső két (1 és 2 km körüli) mélységtartomány hatóinak vizsgálatára adhatnak kiegészítő információt. A harmadik, 11 km-es szint mélysége a fúrások számára gyakorlatilag elérhetetlen, és hazánkban olyan litoszféra kutató mélyfúrási projekt nem volt, amely ezt a mélységtartományt megközelítette volna, így erről pontos képet nem kaphatunk.

A savanyú vulkanitok helyzetének vizsgálata a mélyfúrásokban lemeztektonikai szempontból mindenképpen érdekes lehetne. Ennek szerteágazó vizsgálata és ismertetése azonban már egy következő cikk megírását tételezi fel.

Konklúzió

A Kárpát-Pannon régió gravitációs anomália-térképének vizsgálata és értelmezése után ebben a cikkben megvizsgáltuk a térség mágneses anomália-térképét, és az anomáliák lehetséges lemeztektonikai vonatkozásait próbáltuk feltárni. A gravitációs és a mágneses anomáliák alapján meghatározott lineamensek a terület geodinamikai mozgásaival lehetnek összefüggésben, és a feszültségtérnek, a közetsűrűségi és mágneszettségi paraméterek alapján kirajzolódó képét mutatják. A gravitáció alapján kialakított geodinamikai modell felveti más alternatív lemeztektonikai fejlődéstörténet lehetőségét, amelyet elvi modellek szintjén vizsgáltunk is.

A (mészalkáli) vulkanitok térbeli elhelyezkedése nem a véletlennek köszönhető, hanem valószínűleg lemeztektonikai folyamatoknak az eredménye. Ennek az elhelyezkedésnek a geometriai szabályszerűségét, kialakulásának lehetőségét is elemeztük. Természetesen a mágneses lineamensek és a térbeli geometria alapján tett megállapítások nem versenyezhetnek az objektív közettani és a geokémiai

ismeretekkel, de talán ezek számbavétele sem haszontalan. Az ezzel kapcsolatos megállapítások megítélése során nem szabad elfelejteni, hogy a földtani információk döntő többsége a felszínről származik (vagy nagyon kis mélységből), miközben a potenciáltér-anomáliák és a lineamensek a kéreg felső részének összegzett hatását mutatják, azaz olyasmint látunk a geofizika révén, amiről esetleg földtani szempontból még nincsenek is ismereteink.

A mészalkáli vulkanitoknak (pl. andezit) jellemző megjelenési helye lemeztektonikai szempontból az óceáni-kontinentális lemezek ütközése mentén található szubdukciós zóna. Egy ilyen képződési helyről, az Andok hegységéből kapta a nevét is a kőzet. Az andezit a magyarországi tapasztalatok alapján az egyik fő mágneses ható, így a mágneses anomália-térkép értelmezésekor az andezit elterjedésének ismerete fontos. Viszont emiatt feltételezhető, hogy az andezitek – a mágneses anomália-térkép rajzolatai – és a lemeztektonika magyarországi megjelenési formái között kapcsolat lehet, amelyet érdemes megvizsgálni.

A bazaltok esetenként pontszerűen, néha szerkezeti vonalak mentén jelentkeznek, ez utóbbi megjelenési forma a riftesedéssel függ össze. Az obdukciós zónák ofiolitjai szintén okozhatnak sávós mágneses anomáliákat, de az obdukált ofiolitok szórványosan is megjelenhetnek (ez utóbbiakat az értelmezésekben nehéz kezelni).

A riolitos és gránitos kőzetek általában szubdukciós övezetekben, mégpedig aktív kontinentális szegélyeken találhatóak. A gránitok másik fő előfordulási területe az úgynevezett kollíziós zónák térsége, ahol két kontinentális kőzetlemez feszül egymásnak, de sem a riolitok, sem a gránitok nem okoznak jelentős mágneses anomáliákat.

A vizsgálatok során kezdetben a felszíni neogén vulkanitok elterjedéséből indultunk ki, ami a mágneses anomáliák és lineamensek egy részét megmagyarázta. A nagyobb (pl. 11 km körüli) mélységek mágneses anomáliáinak hatómeghatározásában még sok a bizonytalanság. Ezek részben a mezozoos bazaltok, ofiolitok elterjedéséhez kötődhetnek, amit csak szórványos adatok alapján feltételezhetünk. Így ezeknek a mágneses anomáliáknak az értelmezése során nem zárható ki a szárazföldi riftesedés eredményeként megjelenő bazalt, vagy az obdukálódó, illetve az akkréciós zónában megjelenő óceáni kéregmaradvány sem.

A mágneses anomáliák és a felszíni vulkanitok elterjedése alapján éles eltérés látszik a miocén és az annál idősebb vulkanitok megjelenésében (irányítottságban), ami a Kárpát-Pannon régió kialakulásának mezozoos és kainozoos fejlődéstörténetével lehet összefüggésben.

A mágneses anomália-térkép értelmezésekor fontos a tágabb környezet adatainak ismerete, mert a magmás kőzetek megjelenése komplex földtani események következményének tekinthető, így a lemeztektonikai jelenségekhez kapcsolódó mágneses anomáliák is csak megfelelő lépték mellett ismerhetők fel.

Vizsgálataink alapján a következő neogén kifejlődés feltehető:

– Az adriai lemez az ÉK-i mozgása során eléri az „álló” Magura-óceáni lemezt.

- A találkozás következtében az óceáni lemez a kontinentális lemez alá bukott (szubdukálódott, mert nehezebb és vékonyabb), miközben a kontinentális tábla folytatta É-i illetve ÉK-i mozgását.
- A szubdukció hatására savanyú (riolitos, dácitos) vulkanizmus kezdődött, majd ez egyre bázisosabbá vált (ahogy az alábukó lemez egyre mélyebbre került, lásd Dobretsov-féle modellt), néhány helyen az utolsó fázis, köpenyeredetű bazalt vulkanizmusa is megjelenik.
- A szubdukciós zóna DNy-ről ÉK-re mozog, létrehozva a riolit-dácit-andezites vulkáni képződményeket a Pannon-medence területén, miközben az óceáni lemez felemész-tődik.
- A szubdukciós zóna (a vulkáni ívvel) tovább mozog ÉK-i irányban, a litoszféra inhomogenitásától függően, eltérő sebességgel.
- A pannon mikrolemez a mozgása során a TESZ vonalát ferde szögben éri, így a szubdukció és az azt záró kollízió Ny-ről K-re, illetve É-ről D-re haladva egyre később következik be.
- Az óceáni lemez felemész-tődése után a szubdukció megszűnik, elkezdődik a kollízió. Amikor a pannon mikrolemez eléri a kelet-európai táblát, a lemezek mozgásában változás áll be.
- A vastag és rideg európai lemez nem tud a mozgó pannon mikrolemez alá bukni (követve a Magura-óceáni lemez mozgását), így elkezdődik a kontinentális lemezek ütközése, és a pannon mikrolemez delaminációja. A kollízió során a kéreg felső része felgyűrődik (orogénmozgások), az alsó része pedig az adriai lemez mozgásáért felelős köpenyáramlást követve a mélybe bukik.
- Ennek az alábukásnak a következményeként a Ny-Kárpátok mentén a mészkálai vulkanitok egy része az európai lemez alá süllyedve eltűnik, a K-Kárpátok területén pedig a vulkáni ív rátalálódik az orogén zónára, egyfajta előhegységet képezve.

Köszönetnyilvánítás

Köszönet elsősorban Zelenka Tibornak, akivel egy OTKA-pályázat kapcsán volt lehetőségünk bepillantást nyerni a Tokaji-hegységben hosszú évtizedeken keresztül végzett földtani–vulkanológiai kutatások eredményeibe és módszertanába. Neki volt köszönhető az is, hogy az eltemetett vulkanitok problémájára felhívta a figyelmet, és cikkében (Zelenka et al. 2004) szerzőtársaival több mélybeli vulkanit vagy magmás test ismertetését is megadta fúrési és geofizikai mérési eredmények alapján.

Meg kell említenem Balla Zoltánt is, aki kellően kritikus szemmel, de mindig figyelemmel kísérte a geofizikai mérési eredményeket, és megpróbálta jó érzékkel beépíteni azokat a Kárpát-Pannon régió földtani értelmezéseibe (pl. Balla 1982, 1984, 1988).

Ezt a munkát folytatta geokémiai szempontok és adatok alapján Kovács István János szerzőtársaival (Kovács et al. 2007, Kovács, Szabó 2008).

Horváth Ferenc eszmetörténeti tanulmánya és geofizikai szintézise a Pannon-medence geodinamikai fejlődéséről adott érdekes összefoglalót, és tulajdonképpen a régióra vonatkozó újabb gravitációs és mágneses adatfeldolgozás-hoz ez adta meg a kezdő lökést.

Köszönet illeti továbbá Harangi Szabolcsot, akinek munkássága egy új, érdekes világot nyitott meg előttünk: a magmás közettan és annak kapcsolata a lemeztektonikával (Harangi et al. 2013), amelynek ismerete a földtani–geofizikai értelmezésekhez elengedhetetlennek tűnik.

Végül, de nem utolsó sorban megköszönöm Püspöki Zoltánnak és lektoraimnak a szakmai tanácsokat és a kritikákat, amelyeket a kézirat átolvasása során fogalmaztak meg.

A fentebb felsorolt kollégákkal folytatott beszélgetések mindig kellően inspirálóak voltak, és felhívták a figyelmet arra, hogy a geofizikai adatok nem kellően ismertek és talán nem eléggé feldolgozottak, noha igen sok kérdés megválaszolásának lehetőségét hordozzák magukban.

A cikket dr. Antal Sándornak és Németh Mártának, földtantanárainak ajánlom, akik középiskolai diákéveim alatt a Szabó József Geológiai Szakközépiskolában meghatározó szerepet játszottak szakmai, földtani érdeklődésem kialakulásában. Hála és köszönet érte!

A tanulmány szerzője

Kiss János

Megjegyzések

^{a)} Ralph R. B. von Freese PhD, professzor (geofizikus, matematikus); ADMAP program: Az Antarktisz mágnesesanomália-térképe, M = 1:10 000 000 – POGO, MagSat és Oersted műholdas adatok alapján, OSU-BPRC

^{b)} A. Wegener (1912)

^{c)} A szutura definíciója: „In structural geology, a suture is a joining together along a major fault zone, of separate terranes, tectonic units that have different plate tectonic, metamorphic and paleogeographic histories. The suture is often represented on the surface by an orogen or mountain range.” (Harris et al. 1988)

^{d)} Az Alpok nagy gravitációs minimuma a hegység alatt található, akkor vajon ez is az előtéri süllyedéknek köszönhető, vagy inkább az izosztatikuss gyökérzónának? Ha az Alpokban gyökérzóna van, akkor a Kárpátokban miért nincs, miközben a gravitációs minimumzóna és a hegykoszorú kapcsolata triviális?

^{e)} Wilson J. T. (1966) által megfogalmazott „könnyen érthető, új elv” az óceánok keletkezésének és megszűnésének folyamatát, illetve az orogén rendszerek kinyílási és bezáródási folyamatának a törvényszerűségeit foglalja térben változó, de időben ciklikus rendszerbe.

^{f)} A lineamens fogalma O’Leary (1977) megfogalmazása szerint: „A lineamens olyan egyszerű, vagy összetett lineáris jelenség, amely a környezetétől jól elkülönülő folyamatok alakzattá áll össze, és feltehetően felszín alatti jelenséget tükröz.”

^{g)} A vizuális lineamens kijelölés mindig hordoz bizonyos szubjektívítást annak ellenére, hogy a térképekkel kapcsolatos sok éves munka és tapasztalat vezet a kiértékelő kezét, és a maximális objektivitásra törekszik.

Hivatkozások

- Agard P., Lemoine M., 2005: Faces of the Alps: Structure and geodynamic evolution. Commission for the geological map of the world (CCGM), 48 pp.
- Balla Z., 1982: Development of the Pannonian Basin basement through the Cretaceous-Cenozoic collision: a new synthesis. *Tectonophysics* 88, 61–102
- Balla Z., 1984: The Carpathian loop and the Pannonian basin: A kinematic analysis. *Geophysical Transactions* 30/4, 313–353
- Balla Z., 1988: On the origin of the structural pattern of Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 31, 53–63.
- Balla Z., 1990: On the origin of Carpathian mantle diapir, Symposium on Diapirism. National Geoscience Database of IRAN, <http://www.ngdir.ir/papers/PapersDetail.asp>
- Balogh K., Pécskay Z., 2001: K/Ar and Ar/Ar geochronological studies in the Pannonian-Carpathians-Dinarides (PANCARDI) region. *Acta Geologica Hungarica* 44/2, 281–299
- Behm M., Brückl E., Chwatal W., Thybo H., 2007: Application of stacking and inversion techniques to three-dimensional wide-angle reflection and refraction seismic data of the Eastern Alps. *Geophysical Journal International* 170, 275–298
- Brückl E., Behm M., Bleibinhaus F., Grad M., Guterch A., Keller G. R., Thybo H., CELEBRATION 2000 & ALP2002 Working Groups, 2006: Tectonic interpretation of a 3D seismic model of the Eastern Alps, EGU poster
- Budai T., Konrád Gy., 2011: Magyarország földtana. Egyetemi jegyzet földtudományi, geográfus és környezettudományi szakos hallgatók számára, Pécsi Tudományegyetem, Természettudományi Kar, 107 o.
- Burda J., Gawęda A., Klötzli U., 2013: U-Pb zircon age of the youngest magmatic activity in the High Tatra granites (Central Western Carpathians). *Geochronometria* 40/2, 134–144
- Carminati E., Doglioni C., 2004: EUROPE/Mediterranean tectonics and neotectonics. Article Number: GEOL: 00135, http://tetide.geo.uniroma1.it/sciterra/sezioni/doglioni/Publ_download/CarminatiDoglioniMediterTectonics.pdf
- Csontos L., Nagymarosy A., Horváth F., Kovács M., 1992: Tertiary evolution of the incarpethian arc: a model. *Tectonophysics* 208, 221–241
- Csontos L., Vörös A., 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210, 1–56
- Diaconescu C., Raileanu V., Diaconescu M., Radulescu F., Pompilian A., Biter M., 1996: Seismic data of the Carpathian foredeep basement (Romania). In: *Basement Tectonics 11 Europe and Other Regions. Proceedings of the International Conferences on Basement Tectonics Vol. 5*, 125–140
- Dobretsov N. L., 2010: Petrology, geochemistry, and geodynamics of subduction magmatism. *Petrologiya* 1, 1–24
- Dobretsov N. L., Koulakov I. Yu., Litasov Yu. D., 2012: Migration paths of magma and fluids and lava compositions in Kamchatka. *Russian Geology and Geophysics* 53, 1253–1275
- Fletcher K. M. U., Fairhead J. D., Salem A., Lei K., Ayala C., Cabanillas P. L. M., 2011: Building a higher resolution magnetic database for Europe for resource evaluation. *First Break* 29, 41–47
- Haas J., Görög Á., Kovács S., Ozsvárt P., 2006: Displaced Jurassic foreslope and basin deposits of Dinaridic origin in Northeast Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 49/2, 125–163, DOI: 10.1556/AGeol.49.2006.2.3
- Harangi Sz., Szakmány Gy., Józsa S., Lukács R., Sági T., 2013: Magmás kőzetek és folyamatok – gyakorlati ismeretek magmás kőzetek vizsgálatához. TÁMOP-4.1.2.A/1-11/1-2011-0073, ELTE „internetes jegyzetek”
- Harris A. L., Fettes, D. J., 1988: The Caledonian-Appalachian orogen published for the Geological Society by Blackwell Scientific Publications, Oxford, England, p. 4, ISBN 978-0-632-01796-6
- Hoeck V., Ionescu C., Balintoni I., Koller F., 2009: The Eastern Carpathians „ophiolites” (Romania): Remnants of a Triassic ocean. *Lithos* 108, 151–171.
- Horváth F., 2007: A Pannon-medence geodinamikája: eszméletörténeti tanulmány és geofizikai szintézis. MTA doktori értekezés, Budapest, 1–238 o.
- Hsü K. J., Schlanger S. O., 1971: Ultrahelvetic flysch sedimentation and deformation related to plate tectonics. *Geological Society of America Bulletin* 82, 1207–1218
- Ionescu C., Hoeck V., Tomek C., Koller F., Balintoni I., Besutiu L., 2009: New insights into the basement of the Transylvanian Depression (Romania). *Lithos* 18, 172–191
- Janik T., Gradb M., Guterch A., Vozarc J., Bielik M., Vozarova A., Hegedűs E., Kovács Cs. A., Kovács I., Kellerg G. R., CELEBRATION 2000 Working Group, 2011: Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications. *Journal of Geodynamics* 52, 97–113
- Karátson D., 1998: Vulkanológia I. (vulkánosság és lemezttektonika; a magma; a vulkánosság fő folyamatai és típusai). ELTE Eötvös Kiadó, Budapest
- Kiss J., 2012: A Kárpát-Pannon régió Bouguer-anomáliatérképének frekvenciatarománybeli vizsgálata és értelmezése, *Magyar Geofizika*, 53/4, 236–257
- Kiss J. (2013a): Geomágneses adatok feldolgozása és értelmezése: spektrális mágneses adatfeldolgozás és képfeldolgozás, *Magyar Geofizika*, 54/2, 89–114
- Kiss J. (2013b): A Pannon-Kárpát Régió gravitációs képe – geodinamikai vonatkozások. Szóbeli előadás, Földtudományi Vándorgyűlés és kiállítás, 2013. július 4–6, Veszprém (http://www.foldtan.hu/portal_engine/shpicsr.php?projekt=PR66&node=3110296&type=dl)
- Kiss J. (2013c): Kárpát-Pannon régió gravitációs képe – geodinamikai vonatkozások. MFGI 2013. évi jelentés, (megjelenés alatt)
- Kiss J., Gulyás Á., 2006: Magyarország mágneses ΔZ anomália-térképe. M = 1:500 000-es nyomtatott térkép, ELGI kiadvány
- Kiss J., Gulyás Á., Madarasi A., Füsü B., Lendvay P., Detzky G., Pataky P., Paszera Gy., 2009: Jelentés az állami geofizikai adatszolgáltatás, informatika, térképezés 2009. évi elvégzett feladatairól. Kézirat, ELGI Adattár
- Kiss J., Vető-Ákos É., Síkhegyi F., Zelenka T., 1996: Volcanic Structures, Alpine Metallogeny and Tectonics in the South-Eastern-Mátra Mts., NE-Hungary. UNESCO IGCP Project No 356, Plate Tectonics and Metallgeny Conference, IGCP Congress Proceedings, pp. 145–155, Sofia, Bulgaria
- Kiss J., Zelenka T., 2009: Geological features, geophysical measurements and interpretation at the Telkibánya research area. In: *Geosciences, Telkibánya Geology*, Proceedings of the University of Miskolc, Series A, Mining, Vol. 78
- Kissling E., 2009: Alpine Lithosphere Tectonics and Geodynamics. 11th Workshop of Mantle Convection and Lithosphere Dynamics, Braunwald, Switzerland
- Konrád Gy., 2009: Környezettan, 8. fejezet: A Wilson-ciklus. PTE jegyzet, <http://tamop412a.ttk.pte.hu/files/kornyezettan9/www/out/html-chunks/ch08.html>
- Kovács I., Csontos L., Szabó Cs., Bali E., Falus Gy., Benedek K., Zajacz Z., 2007: Paleogene – early Miocene igneous rocks and geodynamics of the Alpine–Carpathian–Pannonian–Dinaric region: An integrated approach. *Geological Society of America, Special Paper* 418, 93–112

- Kovács I., Szabó Cs., 2008: Middle Miocene volcanism in the vicinity of the Middle Hungarian zone: Evidence for an inherited enriched mantle source. *Journal of Geodynamics* 45, 1–17
- Kovács G., 2007: A gyódi szerpentinit test fejlődéstörténete és környezetföldtani vonatkozásai. Doktori (PhD) értekezés, SZTE, Szeged
- Kovács J. Sz., 2012: Oldalelmozdulásos vetők térmenedzsmenete – kulcs az erdélyi-medencéhez. Székely Erőforrás Kft., SZGT 2012, Marosvásárhely (előadás anyag), <http://uzonkatasosveny.files.wordpress.com/2012/10/szgt20121.pdf>
- Krassay Z., 2010: Large-scale Miocene igneous activity at the NE part of the Carpathian-Pannonian Region, Central Europe, Geochemical implications for tectonic processes. PhD Dissertation, Graduate School of Science and Technology, Chiba University, Japan
- Kubeš P., Bezák V., Kucharič L., Filo M., Vozár J., Konečný V., Kochut M., Gluch A., 2010: Magnetic field of the Western Carpathians (Slovakia): reflections on the structure of the crust. *Geologica Carpathica* 61/5, 437–447
- Kubovics I., 2008: Általános közettan, földövek közettana. *Mundus Magyar Egyetemi Kiadó*, Budapest
- Kuhlemann J., 2007: Paleogeographic and paleotopographic evolution of the Swiss and Eastern Alps since the Oligocene. *Global and Planetary Change* 58, 224–236
- Lexa J., Seghedi I., Németh K., Szakács A., Konečný V., Pécskay Z., Fülöp A., Kovács M., 2010: Neogene-Quaternary Volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Central European Journal of Geosciences* 2/3, 207–270. DOI: 10.2478/v10085-010-0024-5
- Lillie J. R., Bielik M., Babuska V., Plomerova J., 1994: Gravity modelling of the lithosphere in the Eastern–Alpine–Western Carpathian–Pannonian Basin region, *Tectonophysics* 231, 215–235
- Linzer H.G., Frisch W., Zweigel P., Girbacea R., Hann H.P., Moser F., 1998: Kinematic evolution of the Romanian Carpathians. *Tectonophysics* 297, 133–156
- Lippitsch R., Kissling E., Ansorge J., 2003: Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research* 108. DOI: 10.1029/2002JB002016, ISSN: 0148-0227
- Mantovani E., Albarello D., Babbucci D., Tamburelli C., Vitti M., 2002: Trencharc-backarc systems in mediterranean area: Examples of extrusion tectonics. *Journal of the Virtual Explorer* 8, 125–141
- Nagymarosy A., Báldiné Beke M., Horváth M., 2008: A Szolnoki Flis: sztratigráfia, biofácies, litofácies és ősföldrajzi kapcsolatai. K 47 107 sz. kutatási projekt rövidített zárójelentése, Eötvös Loránd Tudomány Egyetem Általános és Történelmi Földtani Tanszék
- Neubauer J., 2002: Contrasting Late Cretaceous with Neogene ore provinces in the Alpine–Balkan–Carpathian. Dinaride collision belt. In: Blundell D. J., Neubauer F., Quadt A. (eds) 2002. *The Timing and Location of Major Ore Deposites in an Evolving Orogen*, Geological Society, London, Special Publications, 204, 81–102. 0305-8719/02/\$15.00, The Geological Society of London
- O’Leary D. W., et al., 1977: Remote Sensor Applications to Tectonism and Seismicity in the Northern Part of the Mississippi Embayment. *Geophysics* 42/3, 542–548
- Pálfy J., 2011: Bevezetés a földtörténetbe (még egy kicsit az ősföldrajzról és a lemeztectonikáról). BSc 1-6. Wilson-ciklus, ELTE
- Pécskay Z., Lexa J., Szakács A., Balogh K., Seghedi J., Konečný V., Kovács M., Márton E., Kaliczak M., Székyné-Fux V., Póka T., Gyarmati P., Edelstein O., Rasu E., Zec B., 1995: Space and time distribution of Neogen-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* 7/2, 15–28
- Pécskay Z., Lexa J., Szakács A., Seghedi I., Balogh K., Konečný J., Zelenka T., Kovacs M., Póka T., Fülöp A., Márton E., Panaiotu C., Cvetkovic V., 2006: Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. *Geologica Carpathica* 57/6, 511–530
- Piaz G. V. D., Bistacchi A., Massironi M., 2003: Geological outline of the Alps. *Episodes* 26/3
- Posgay K., 1962: A magyarországi mágneses hatók áttekintő térképe és értelmezése. *Geofizikai Közlemények* 11/1–4, 77–99
- Posgay K., 1966: A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata. Kandidátusi értekezés
- Posgay K., 1967: A comprehensive survey of geomagnetic masses in Hungary. *Geophysical Transactions* 16/4, 1–118
- Pospišil L., Hefty J., Hipmanova I., 2012: Risk and geodynamically active areas of the Carpathian lithosphere on the base of geodetic and geophysical data. *Acta Geod. Geoph. Hung.* 47/3, 287–309, DOI: 10.1556/AGeod.47.2012.3.2
- Ravasz Cs., 1984: Neogén vulkanizmus Magyarországon. *Magyar Állami Földtani Intézet évi jelentése* 70, 275–279
- Seghedi I., Bojar A.-V., Downes H., Rosu E., Tonarini S., Mason P., 2007: Generation of normal and adakite-like calc-alkaline magmas in a non-subductional environment: An Sr-O-H isotopic study of the Apuseni Mountains neogene magmatic province, Romania. *Chemical Geology* 245, 70–88.
- Seghedi I., Ersoy Y. E., Helvaci C., 2013: Miocene-Quaternary volcanism and geodynamic evolution in the Pannonian Basin and the Menderes Massif: A comparative study. *Lithos* DOI: 10.1016/j.lithos.2013.08.017
- Sörös L., Gulyás Á., Kiss J., Lendvay P., Madarasi A., Tóth Z., Detzky G., Vértesy L., 2006: Jelentés, Adatbázisok (1.1 téma). Kézirat, ELGI Adattár
- Sörös L., Vértesy L., Madarasi A., Kiss J., Lendvay P., Gulyás Á., 2007: Jelentés az Adatbázisok témában (1.1.) 2007-ben végzett munkáról. Kézirat, ELGI Adattár
- Sörös L., Kiss J., Madarasi A., Lendvay P., Gulyás Á., Füsü B., 2008: Jelentés az Országos földtani – geofizikai infrastruktúra fenntartása, üzemeltetése (1.), Adatbázisok (1.1.) témában 2008-ban végzett munkáról. Kézirat, ELGI Adattár
- Sörös L., Kiss J., Madarasi A., Lendvay P., Lukácsy J., 2010: Jelentés az „Országos földtani – geofizikai infrastruktúra fenntartása, üzemeltetése (1.)”, „Adatbázisok (1.1.)” témában 2010-ben végzett munkáról. Kézirat, ELGI Adattár
- Sörös L., Kiss J., Madarasi A., Lendvay P., Lukácsy J., 2011: Jelentés a Geofizikai adatkezelés és informatikai nyilvántartás (1.1.): Geofizikai adatbázisok (1.1.1.) témában 2011-ben végzett munkáról. Kézirat, ELGI Adattár
- Sörös L., Lukácsy J., Madarasi A., Kiss J., Lendvay P., Boda E., Jencsel H., 2012: 1.1.1. Adatbázisok. Kézirat, MFGI Adattár
- Sörös L., Lukácsy J., Madarasi A., Kiss J., Lendvay P., 2013: 2.2. Geofizikai adatszolgáltatások és adatbázis-fejlesztés. Kézirat, MFGI Adattár
- 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., Hegedüs 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*
- Sullivan W., 1985: A vándorló kontinensek. *Gondolat Kiadó*, Budapest

- Szabó Cs., 2013: KPR az alpi-mediterrán régióban III. Egyetemi előadásjegyzet (PPT bemutató), ELTE
- Szaifan P., Horvath F., Cloetingh S., 1997: Gravity constraints on the crustal structure and slab evolution along a Transcarpathian transect. *Tectonophysics* 272/2–4, 233–247
- Széky-Fux V., Püspöki Z., Kozák M., 2007: Covered neogen magmatism in Eastern Hungary. *Acta Geographica and Geologica et Meteorologica Debrecina, Geology, Geomorphology, Physical Geography Series (Debrecen University)* 2, 79–104
- Tari G., Horváth F., 2010: A Dunántúli-középhegység helyzete és eoalpi fejlődéstörténete a Keleti-Alpok takarós rendszerében: egy másfél évtizedes tektonikai modell időszerűsége. *Földtani Közlemény* 14/4, 483–510
- Ustaszewski K., Schmid S. M., Fügenschuh B., Tischler, Kissling E., Spakman W., 2008: A map-view restoration of the Alpine-Carpathian-Dinaridic system for the Early Miocene. *Swiss J. Geosci.* 101, Suppl. 1, S273–S294, 1661-8726/08/01S273-22, DOI 10.1007/s00015-008-1288-7, Birkhäuser Verlag, Basel
- Vértesy L., Kiss J., Kummer I., Madarasi A., Sörös L., Tóth Z., Redlerné Dr. Tátrai M., Varga G., Detzky G., 2005: Jelentés a „Geofizikai térképezés” témában 2005-ben végzett munkáról. Kézirat, ELGI Adattár
- Vine F. J., Matthews D. H., 1963: Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature* 199, 947–949
- Wilson J. T., 1966: Did the Atlantic close and then re-open? *Nature* 211, 676–681, DOI: 10.1038/211676a0
- Wegener A., 1912: Die Entstehung der Kontinente. *Geologische Rundschau* 3, 276–292, DOI: 10.1007/BF02202896
- Zelenka T., Balogh K., Kozák M., Pécskay Z., Ravasz Cs., Újfalussy A., Balázs E., Kiss J., Nemesi L., Püspöki Z., Széky-Fux V., 2004: Buried Neogen volcanic structures in Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 47/2–3, 177-219
- Zelenka T., Gyarmati P., Kiss J., 2012: Paleovolcanic reconstruction in the Tokaj Mountains. *Central European Geology* 55/1, 49–84, DOI: 10.1556/CEuGeol.55.2012.1.4
- Zelenka T., Gyarmati P., Kiss J., Vértesy L., Horváth I., Pécskay Z., Szalay E., 2007: A Tokaji-hegység paleovulkáni rekonstrukciója. Kézirat (MTA Geokémiai Bizottsági beszámoló) 1–55 o.
- Zelenka T., Kiss J., 2008: The structure of the Reck Paleogene magmatites from the aspects of geophysical and geological data. In: *Geosciences, Reck and Lahóca Geology of the Paleogene Ore Complex*, Proceedings of the University of Miskolc, Series A, Mining, Vol. 73
- Zelenka T., Pécskay Z., Kiss J., 2001: Miocén vulkanizmus a Mátra hegységben. MFT Vándorgyűlése, Miskolc