

Tisia^{a)} a geofizikai adatok tükrében és a litoszférakutató szelvények szeizmikusan nagy sebességű zónáinak értelmezése^{b)}

KISS J.[@], VÉRTESY L., FANCSIK T., KOVÁCS A. CS., MADARASI A.[†], GULYÁS Á.

Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat (MBFSZ), 1145 Budapest, Columbus u. 17–23.

[@]E-mail: kiss.janos@mbfsz.gov.hu

A Tisia nagyszerkezeti egység jellegzetességei a geofizikai paramétertérképeken is azonosítható nyomokat hagynak. Ilyen jellegzetességek a szerkezeti jellegű változások, például a Tisia északi határvonalának lefutása. A tellurikus, gravitációs és mágneses anomália-térképeken megvizsgáltuk azokat az anomáliákat, amelyek földtanilag beazonosíthatók és kapcsolatban lehetnek a Tisia peremével.

Az anomális jelenségek nagy része a medencealjzatnál mélyebb eredetű hatásokat tükröz, inhomogenitásokat, esetenként köpenyfelboltozódásokat. Ezek a mélybeli felépítésből származó hatások, noha látszanak a térképi adatrendszeren, mégis az alapszelvények mentén elvégzett feldolgozások tárják fel azokat részletesen. A litoszférakutató szeizmikus mérések – mint például a PGT, illetve a CEL szelvények – eredményeinek felhasználásával tanulmányozhatjuk a mélybeli földtani felépítést és azonosíthatjuk a földtani szempontból különösen érdekes kéreganomáliákat.

Kiss, J., Vértesy, L., Fancsik, T., Kovács, A. Cs., Madarasi, A.[†], Gulyás, Á.: Tisia – in the light of geophysics and the interpretation of high seismic velocity zones in the crust

There are some special characteristics of Tisia megaunit which are identifiable on the geophysical parameter maps, too. These characteristics can be bound to structural changes, like the Northern borderline of Tisia. We studied those characteristic anomalies appearing on the telluric, gravity and magnetic maps to identify the boundary of Tisia.

The geophysical anomalies mostly reflect underbasement effects, inhomogenities, sometimes mantle updoming. Although these effects of deep structures can be seen on the geophysical maps too, only data processings carried out along the regional profiles can reveal them in details. One can study those deep structures and detect some geologically interesting crustal anomalies by using the results of the deep seismic profiles – like PGT and CEL profiles – which explored the lithosphere.

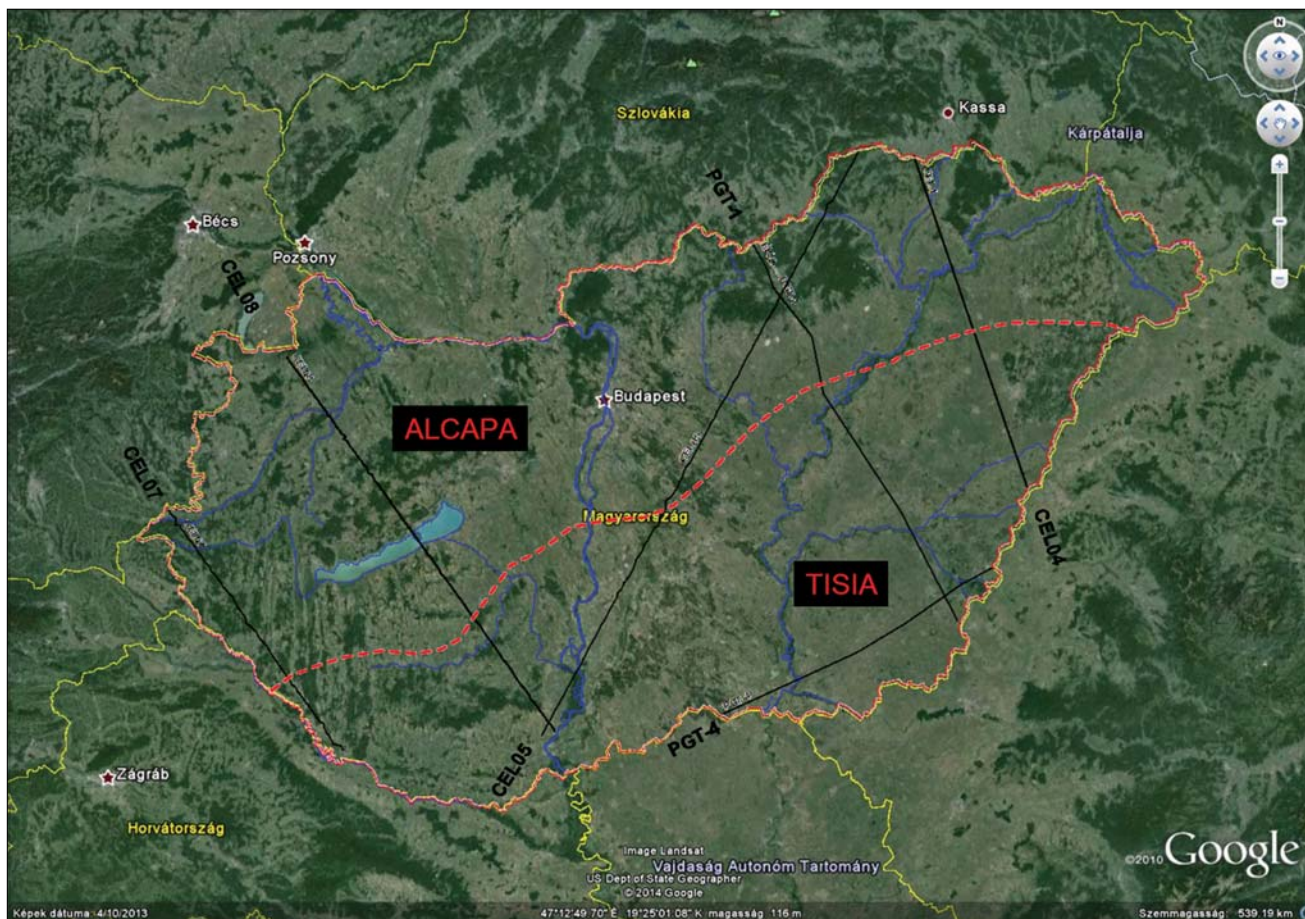
Beérkezett: 2017. november 15.; *elfogadva:* 2018. február 21.

1. Bevezetés

Magyarország földtani kifejlődés szempontjából két, esetleg három részre osztható. Az első egység az európai lemezhez tartozó Tisia (vagy Tisza) nagyszerkezeti egység D-en. Ettől É-ra van az ALCAPA nagyszerkezeti egység, amely kifejlődése alapján az adriai lemezhez tartozik. A két nagyszerkezeti egység között van egy széles átmeneti vagy mobilis zóna, amelyet közép-magyarországi zónaként ismerünk. Az egységek ismertetése és megismerésének főbb lépései megtalálhatók Haas et al. (2014) Magyarázó

„Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez” című tanulmányban.

A földtani térképek szerkesztésekor mindig nagy dilemma, hogy hol van az adott földtani egység pontos térbeli határa, ha a mélyfúrási adatok nem fedik le kellő sűrűséggel a területet. Ebben nyújthat segítséget a geofizika, amelynek mintavételi sűrűsége esetenként nagyságrendekkel nagyobb, mint a mélyfúrásoké, és a mélység irányában is sokkal tágabbak a lehetőségei. Sokszor ugyan a geofizikai (pozitív–negatív) anomáliák megjelenése nem következetes egy nagyszerkezeti vonal mentén, de egy



1. ábra Helyszínrajz a Tisia É-i határvonalával (piros szaggatott) és a felhasznált litoszférautató szelvények nyomvonalával (fekete) a Google Earth felületén

Figure 1 Location map with the borderline (dashed red line) of Tisia and the deep seismic profiles (black lines) on the Google Earth surface

több 100 km-en keresztül követhető szerkezeti elem (pl. nyírási zóna), rengeteg haránt irányú szerkezettel terhelt, így ez törvényszerű.

A Tisia nagyszerkezeti egységet, annak határait és mélységi felépítését vizsgáltuk a geofizikai adatok alapján. A Tisia nagyszerkezeti egységet É-ről lehatároló vonalat Haas et al. (2010) „Magyarország pre-kainozoos földtani térképe (M = 1:500 000)” forrástérképről vettük át. (A Tisia egység D-i pereme az országhatárokon kívül fut, így azzal érdemben nem tudunk foglalkozni.) Megvizsgáltuk, hogy hogyan jelenik meg ez a földtani határvonal (1. ábra) a geofizikai paraméterterképeken, és milyen kimutatható változásokkal jelentkezik ez a határvonal.

2. Geofizikai adatok

2.1. Tisia a geofizikai térképeken

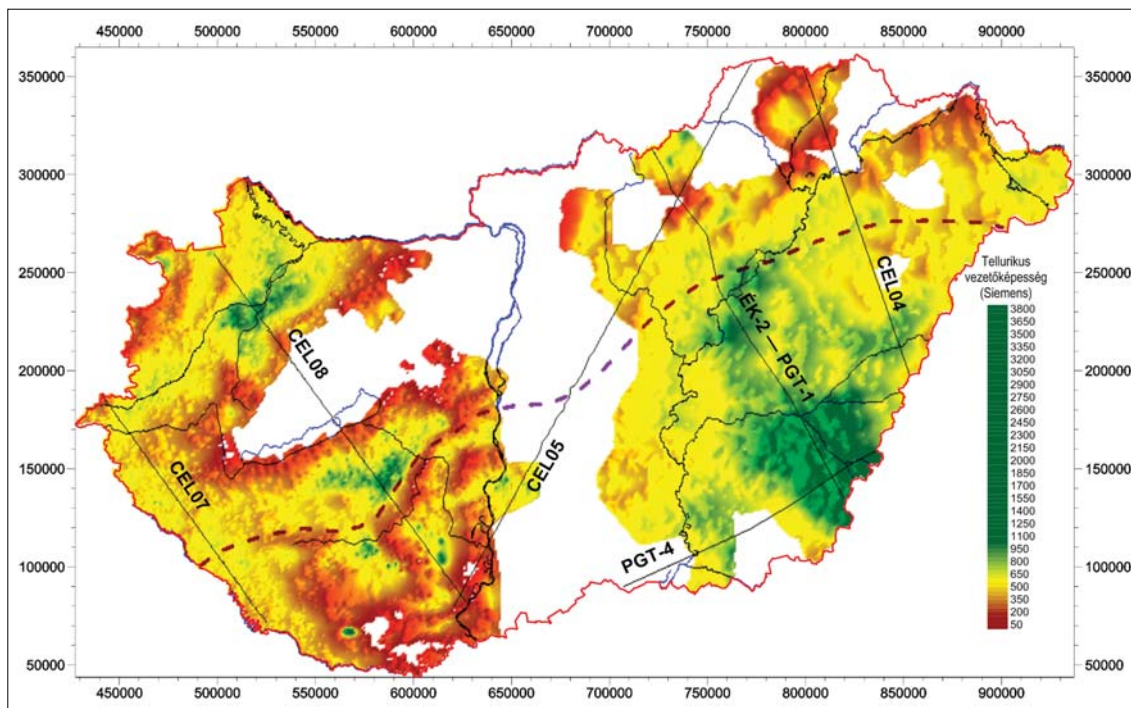
A Tisia nagyszerkezeti egység határát többé-kevésbé minden geofizikai térképen azonosítani lehet, de mivel a földtani képződmények számos mélység- és paraméterbeli változása bonyolítja az anomáliaképet, így az azonosítása – ahogy már korábban is jeleztük – nem triviális.

A tellurikus vezetőképesség-térkép (2. ábra, Nemesi et al. 2000, Madarasi et al. 2006), amely a legjobban leképezi a medenceterületeket, a Dunántúlon egyértelműen használható a Tisia É-i határának kijelölésére. Az Alföld területén már bizonytalanabb az azonosítás, mivel nem jelentkezik karakteres vált(oz)ás a nagyszerkezeti egység határán, aminek egyik oka lehet a vulkanitokat is tartalmazó, kivastagodó neogén-kvarter üledék.

A mágneses anomália-térképen (3. ábra; Kiss, Gulyás 2006) több, hosszan nyomon követhető anomális zóna található a Közép-magyarországi vonal irányítottságának megfelelően, amelyek kapcsolatot mutatnak a nagyszerkezeti felépítéssel. Az anomáliák eredete azonban sok esetben ismeretlen, és többféle értelmezési lehetőség is elképzelhető.

A gravitációs Bouguer-anomáliatérkép (4. ábra; Kiss, Gulyás 2005) alapján az É-i határvonal a Dunántúlon teljes hosszában nyomon követhető, de a Dunától K-re már nem ilyen egyértelmű a helyzet. A változások jellege nem következetes, így a gravitációs Bouguer-anomáliatérkép, noha tartalmazza ennek a határfelületnek a hatását, szintén nem alkalmas a határvonal direkt azonosítására.

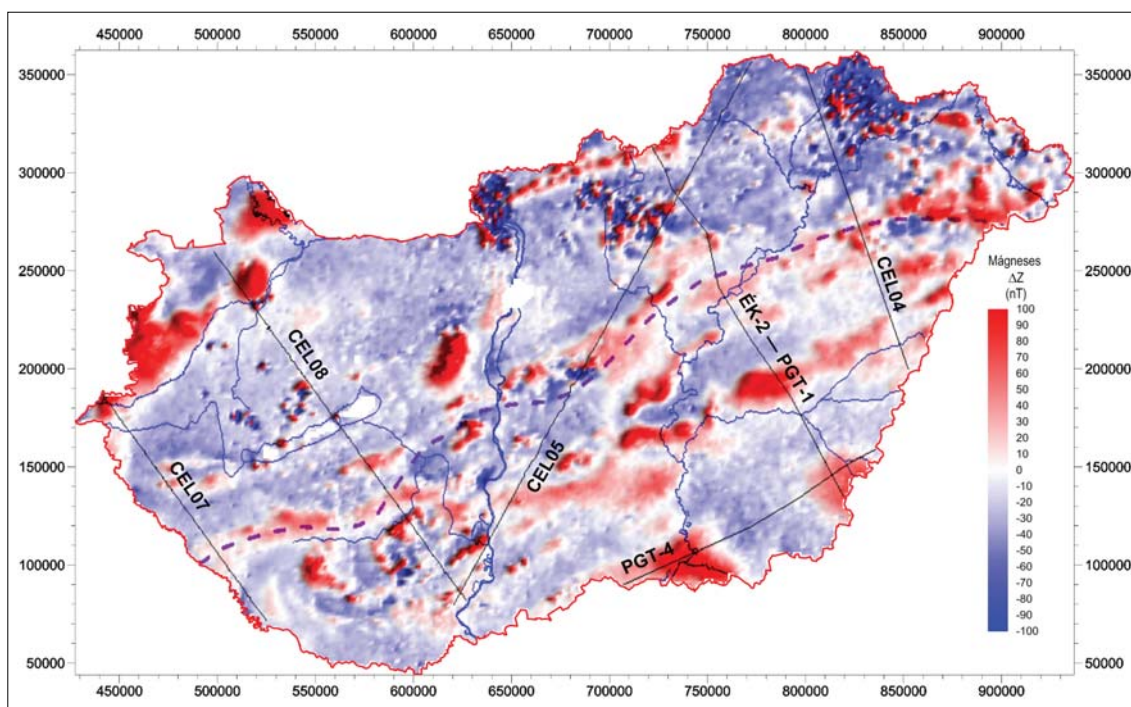
A gravitációs és mágneses adatokból származtatott egyesített hatóperemterkép (Kiss 2006, Kiss 2013) a



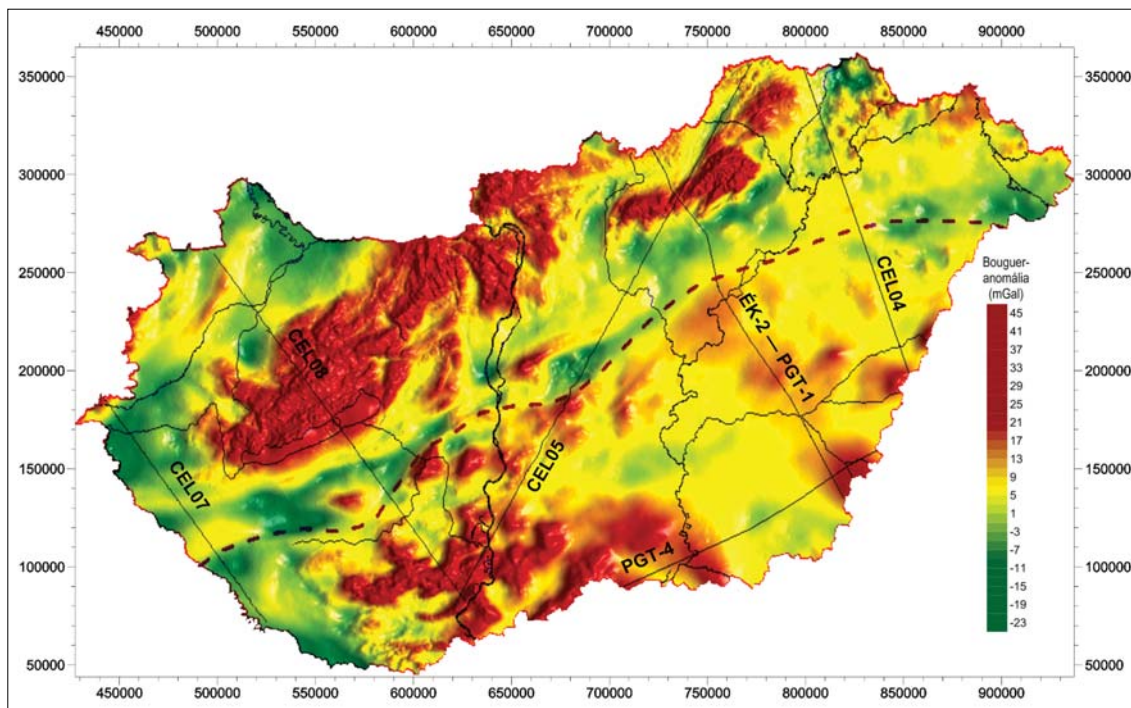
2. ábra | Tellurikus vezetőképesség térkép ($T = 25$ s), a Tisia É-i határvonalával (piros szaggatott) és a litoszférakutató szelvények (fekete) nyomvonalával (árnyékolt megjelenítés)
 Figure 2 | Telluric conductance map (time period of 25 sec) with the northern borderline of Tisia and the locations of the deep seismic profiles (black lines)

határvonal szinte teljes hosszában mutat hatóperemeket, lineamenteket (5. ábra). A hatóperemek a felszíni változások mellett a több kilométeres mélységek hatását

is megmutatják. Nyilvánvaló, hogy a Dunántúlon (felszínközeli hatások) elsősorban a gravitáció alapján azonosítható a Tisia egység, ugyanakkor az Alföldön, a több



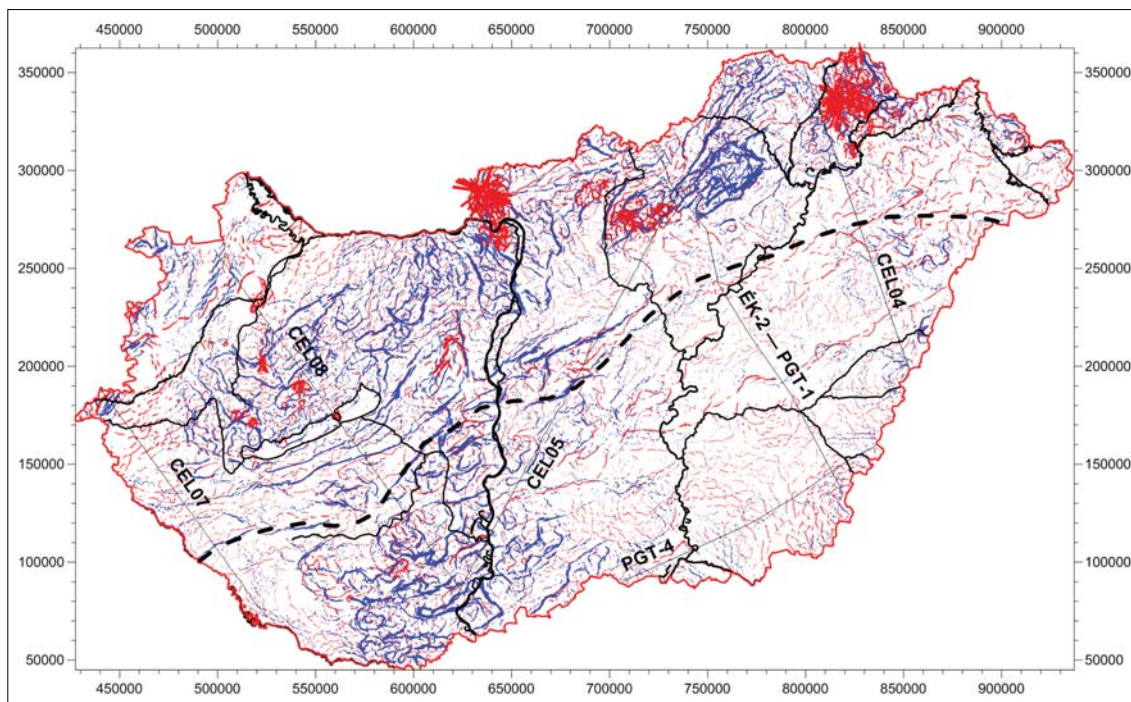
3. ábra | Mágneses ΔZ anomáliatérkép, a Tisia É-i határvonalával (piros szaggatott) és a litoszférakutató szelvények (fekete) nyomvonalával (árnyékolt megjelenítés)
 Figure 3 | Magnetic ΔZ anomaly map with the northern borderline of Tisia (dashed red line) and the locations of the deep seismic profiles (black lines)



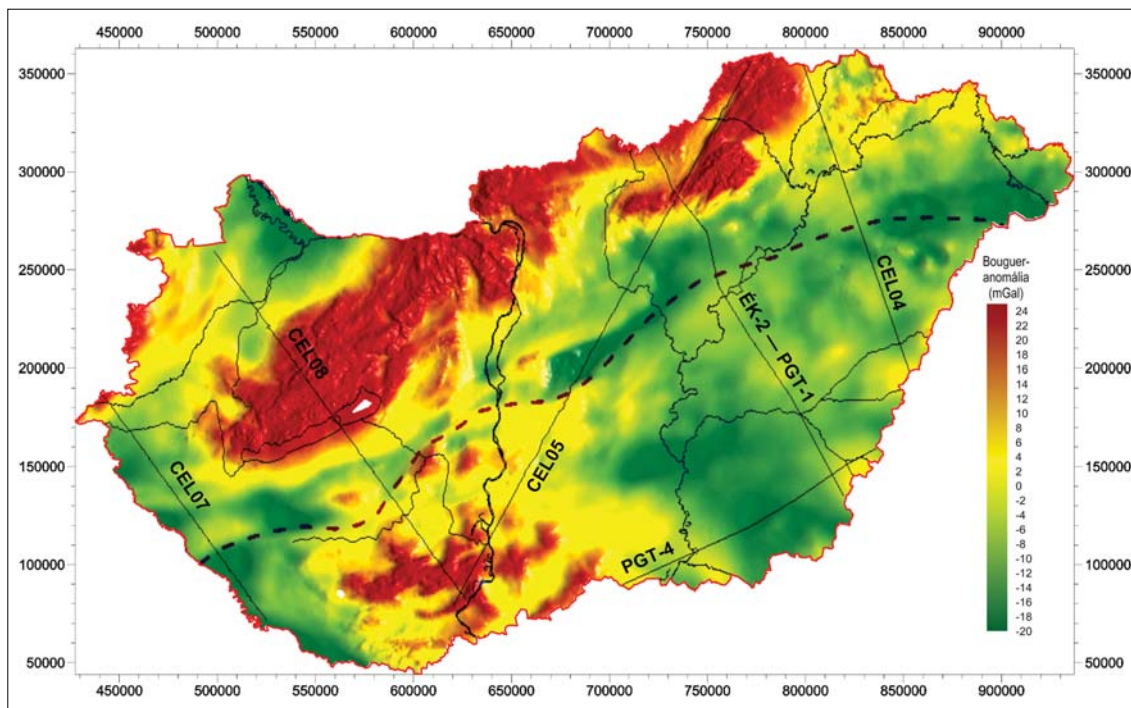
4. ábra | Gravitációs Bouguer-anomáliatérkép, a Tisza É-i határvonalával (piros szaggatott) és a litoszférakutató szelvények (fekete) nyomvonalával (árnyékolt megjelenítés)
Figure 4 | Gravity Bouguer anomaly map with the northern borderline of Tisza (dashed red line) and the locations of the deep seismic profiles (black lines)

kilométer vastag neogén–kvarter üledékek miatt ez eleve kizárt. Itt elsősorban a mágneses hatóeremek tükrözik a mélybeli földtani felépítés változását.

A Bouguer-anomáliatérkép izosztatikus korrekciója – Moho-felszín hullámzó hatásának eltávolítása (Kiss 2009a, 2010) – csökkenti a gravitációs térképen a határvonal mentén megjelenő anomáliák kontrasztját (6. ábra), ami



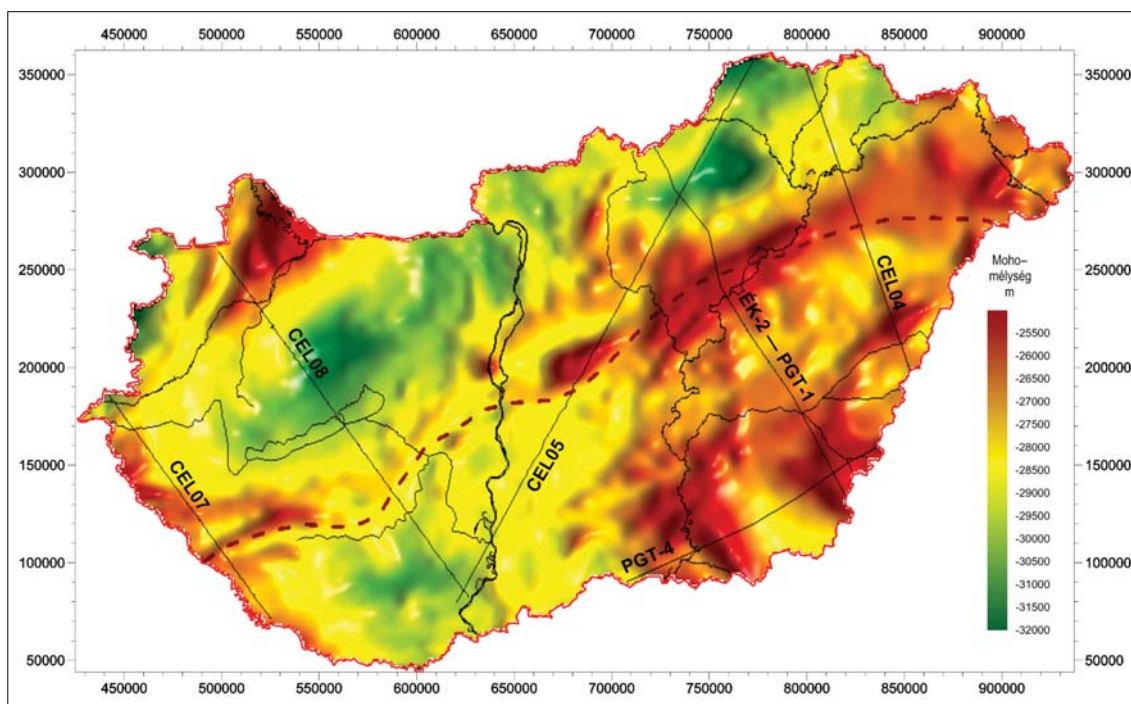
5. ábra | Gravitációs (kék) és mágneses (piros) hatóeremek a Tisza É-i határvonalával (fekete szaggatott vonal)
Figure 5 | Gravity (blue) and magnetic (red) edge detections with the northern boundary of Tisza (black dashed line)



6. ábra | Izosztatikusan (Airy–Heiskanen) korrigált Bouguer-anomáliatérkép a Tisia É-i határvonalával (szaggatott vonal) és a litoszférakutató szelvények nyomvonalával (fekete vonal)
 Figure 6 | Airy–Heiskanen isostatic map with the borderline of Tisia (dashed line) and the locations of the deep seismic profiles (black lines)

jelzi, hogy a Tisia egység É-i pereme mélybeli földtani felépítéssel van szoros kapcsolatban.

A Tisia É-i határvonala tehát egy – a Dunántúlon a felszínközeli képződmények alapján is azonosítható – mély-



7. ábra | Moho-mélységtérkép (az izosztázia alapján) Tisia (szaggatott) határvonalával és a vizsgált alapszelvények nyomvonalával (5 km-es árnyékoló grid). A mély medencék és a mély nyírás zónák szinte kivétel nélkül Moho-kiemelkedésekkel vannak kapcsolatban az izosztikus kompenzáció miatt
 Figure 7 | Map of the Moho surface (5 km grid, based on isostasy) with the northern borderline of Tisia (dashed red line) and the locations of the deep seismic profiles (black lines). Almost every deep sedimentary basin and deep shear zone of Hungary are connected to the updoming of Moho discontinuity because of the isostasy

hatás. A geofizikai anomáliatérképeket vizsgálva azonban azt látjuk, hogy a Tisia nagyszerkezeti határvonal mentén tapasztalható anomáliáknál jellegzetesebb anomáliák is vannak országos viszonylatban.

Airy–Heiskanen lokális izosztatikus modelljét felhasználva és feltételezve az izosztatikus egyensúlyt, kiszámítottuk a Moho felszínének várható mélységét az ország területére (Kiss et al. 2015). Ehhez a domborzatra (pl. DTA-50 vagy SRTM), az üledékes medencék mélységére (Kilényi et al. 1991) és az üledékek átlagsűrűségére volt szükségünk (Kiss 2009a, 2010), amely sűrű adatrendszerként – sűrűbb, mint ahogyan ezt a gravitációs mérésekből megkaphatnánk – állt rendelkezésünkre. A kapott izosztatikus Moho-felszínt a szeizmikus mérések mélységadatai alapján lineáris korrekcióval pontosítottuk (7. ábra).

Az 5 km rácsváltságú Moho-térképről látható, hogy Magyarország alatt a kéregvastagság eléggé változatos. A Moho felszínének hullámzását vizsgálva, a Tisia határvonala mentén, azzal párhuzamosan egy szinte összefüggő Moho-kiemelkedést, egyfajta gerincvonalat lehet tapasztalni, legkontrasztosabban éppen az alföldi területeken, amit az „újkori” litoszférakutató szeizmikus alapszelvények nyomvonala mentén ellenőrizhetünk is.

2.2. Regionális geofizikai szelvények

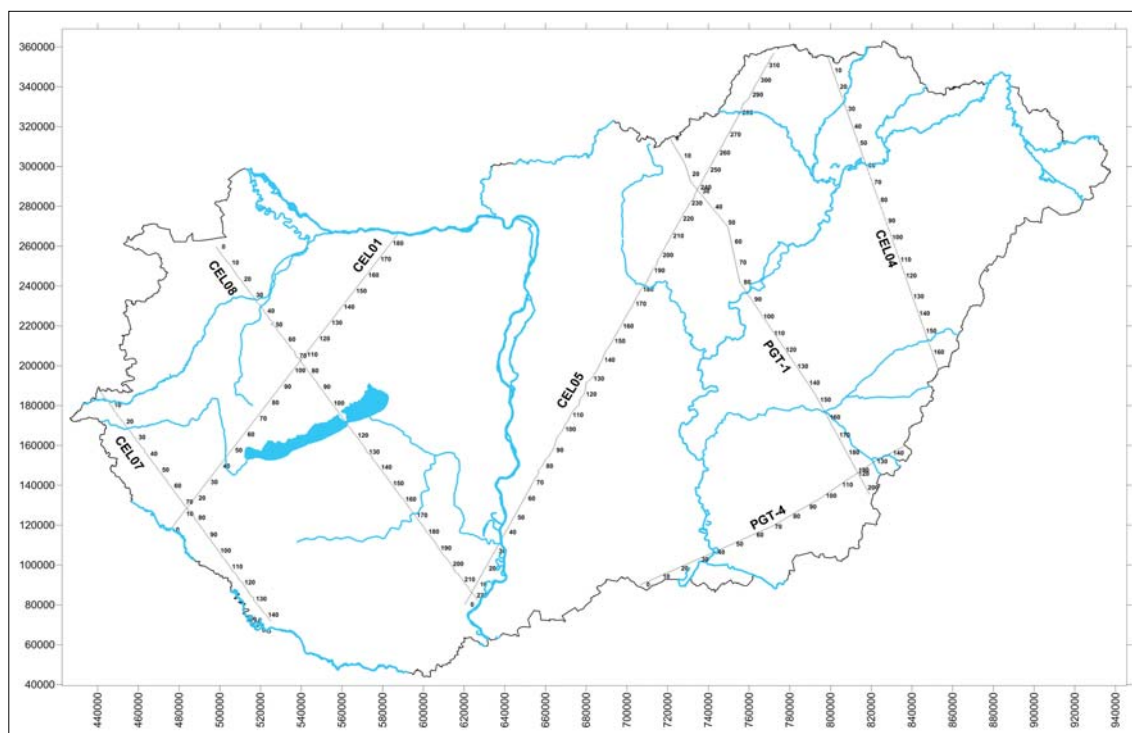
Több litoszférakutató szeizmikus szelvény (8. ábra) is rendelkezésre áll a gerincvonal, a Tisia É-i peremének tanulmányozására, mint pl. CEL04, CEL05, CEL07, CEL8, PGT-1, PGT-2 (Posgay et al. 1995, Guterch et al. 2000, Bodoky et al. 2001, Guterch et al. 2003, Ádám et al. 2005,

Hegedűs 2005, Grad et al. 2006, Gúthy 2014). A szelvények szeizmikus adatfeldolgozása a litoszférakutatói projekt keretében már jóval korábban megtörténtek, így a szelvények 40–50 km-es mélységig mutatják a hullámterjedési sebességeket. A sebességparaméterek alapján a földkéreg felépítését kapjuk vissza a szelvényeken, bár meg kell említeni, hogy ezeken a sebességszelvényeken sem a Conrad-, sem a Moho-szint nem jelentkezik éles sebességugrással, ami az alkalmazott feldolgozásból, a Zelt–Smith-féle inverziós eljárásból adódik (Zelt, Smith 1992, Zelt 1993).

Komplex geofizikai adatfeldolgozások is készültek az MFGI módszertani, és mélyföldtani kutatási projektjei keretében, amelyek kézirat formájában, az MBFSZ adattárában elérhetők. A CEL07, CEL08 és PGT-1 szelvények komplex feldolgozásának ismertetése a *Magyar Geofizikában* is megjelentek (Kiss 2005, Posgay et al. 2007, Kiss 2009b, Kiss, Madarasi 2012). Magnetotellurikus mérések csak a CEL07, PGT-1 és PGT4 szelvények mentén történtek, így a geoelektromos mérési adatokkal ebben a cikkben most nem foglalkozunk.

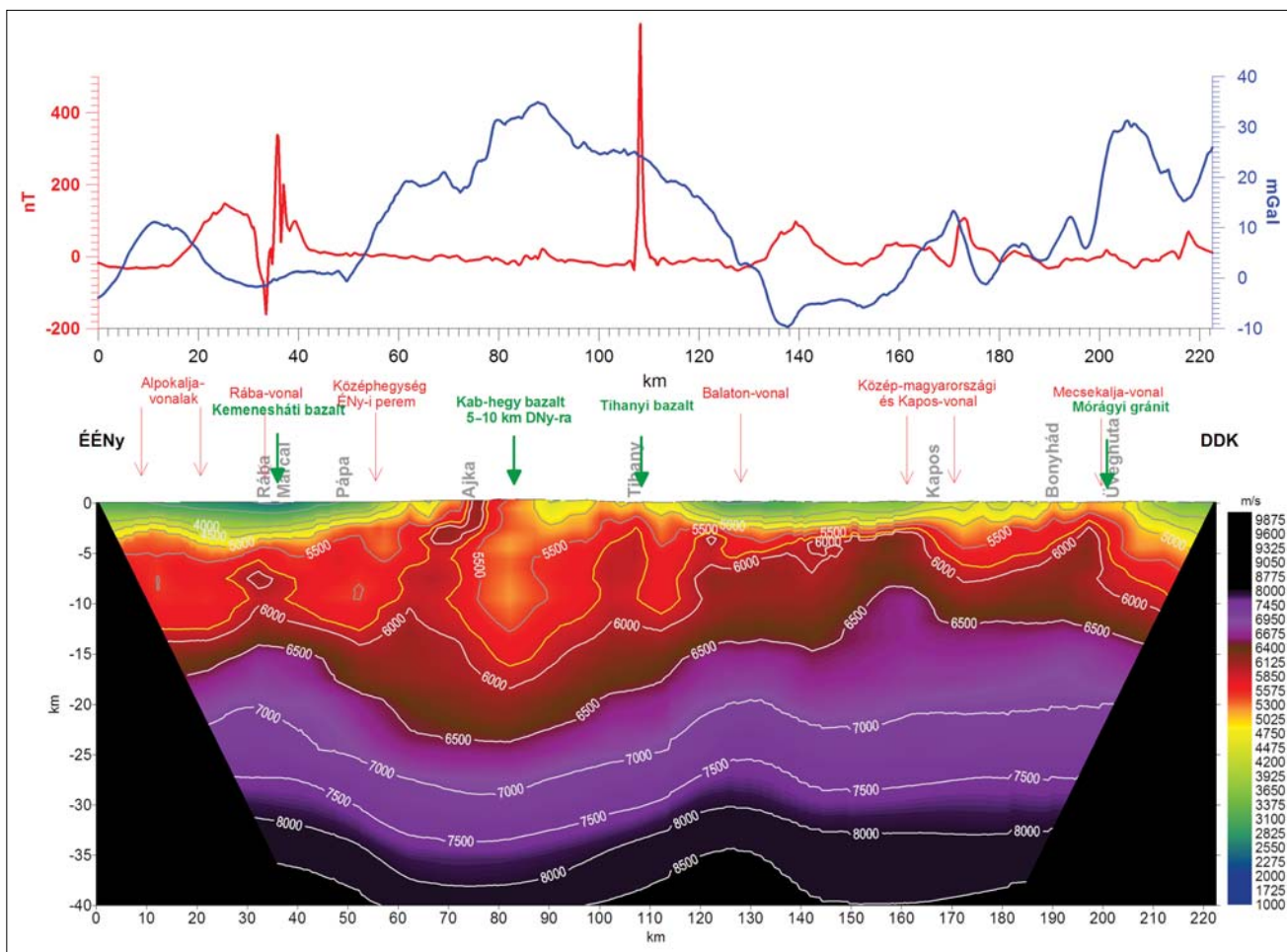
A szeizmikus sebességszelvényeken elsősorban a kéreg inhomogenitásai látszanak. Kisebb mélységek (pl. üledékes medencék) bontásához nem elég sűrű a mintavételezés, nagyobb mélységek (pl. köpeny) vizsgálatához pedig, sokkal hosszabb terítésre (szelvényre) lett volna szükség, hogy a hullámutak megfelelő mélységig, kellő átfedéssel álljanak rendelkezésre.

A szelvények tanulmányozása során nagy sebességű, az alsó kéreg sebességét megközelítő zónákat azonosítottunk a felső kéregben, helyileg ott, ahol az izosztázia alapján Moho-kiemelkedésekre számítottunk. (A Moho mély-



8. ábra
Figure 8

Litoszférakutató szeizmikus szelvények (Pannon Geotraverz és a CELEBRATION projektek)
Deep seismic profiles exploring the lithosphere (Pannonian Geotraverse and CELEBRATION projects)



9. ábra A Litoszférakutató CEL08 szeizmikus szelvény tomografikus sebességszelvénye alul, a gravitációs Bouguer-anomália (kék) és a mágneses ΔT anomália (piros) görbével felül. A sebességszelvényen a zöld-sárga szín az üledékes medencét, a piros szín a felső kérget, a lila szín az alsó kérget jelöli, alatta a Moho- és a felső köpeny a fekete szín megjelenésétől várható. A felső kéreg bázisosabb tartományait (a 6000–6500 m/s-os tartományt) a piros szín elsötétedése jelzi. A hullámterjedésből adódó jelszegény szakaszokat (a szelvény elején és végén) fekete színnel kifedték. A szelvény kétszeres kimagasztású

Figure 9 Tomographic velocity section of the CEL08 deep seismic profile with the gravity Bouguer anomaly (blue) and magnetic ΔT anomaly (red) curves above it. The green-yellow colours indicate the sediments, the red colour the upper crust, the violet the lower crust and below that the black colour the Moho surface. The mafic upper crust (with 6000–6500 m/s velocity) is shown by dark red. At both ends of the section black denotes lack of data. The vertical scale is doubled

ségében, a kéreg–köpeny határon már nem volt megfelelő a szeizmikus fedettség, így azt nem tudtuk érdemben vizsgálni.)

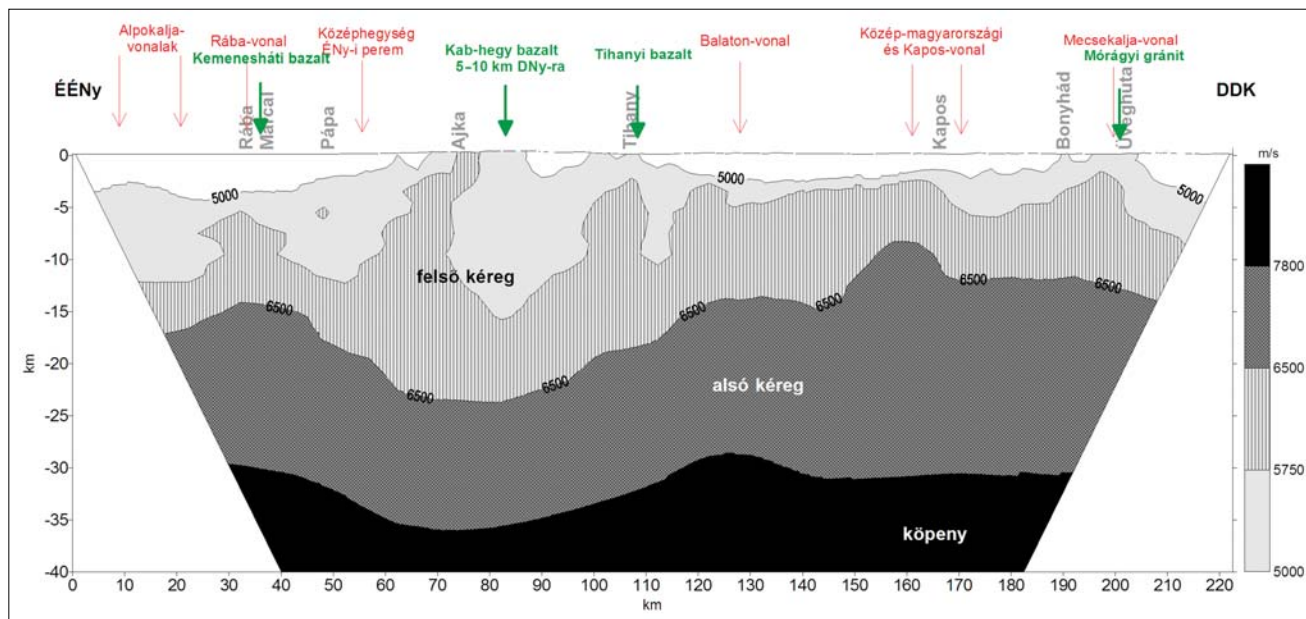
A CEL08 sebességszelvényt a 9. ábra mutatja. A felső kéreg 5000–6500 m/s tartományát az összes szelvényen elsötétedő piros színnel emeltük ki, jelezve a változékony részt. A Közép-magyarországi vonal mentén a 6000 m/s sebességű tartományok 5 km-es mélységig feljönnek, nagy sebességű zónát alkotva a közép-magyarországi zóna vagy Mórággyi-rög alatt. Hasonló jelenség tapasztalható egy keskenyebb zónában, valamivel kisebb sebességekkel, a Dunántúl bazaltos tanúhegyei (Kemeneshát, Kab-hegy és Tihany) alatt is.

A CEL08 szelvény egyszerűsített változatát mutatja a 10. ábra, ahol a laza üledékes medencét, a felső kérget, az alsó kérget és a köpenyt különítettük el különböző fehér-fekete színátmenettel, felhasználva a szakirodalmak alapján meghatározott átlagos v_p sebességeket. A felső kéreg-

ben külön sraffozással jeleztük az anomális nagy sebességű zónát, ami a bázisos képződményekre utal.

Mivel a nagy sebességű zónák és a felszíni bázisos vulkanitok erős korrelációt mutatnak, így arra lehet következtetni, hogy a zónák anyaga nagy valószínűséggel bázisos, ultrabázisos jellegű (bazalt-gabbro-granulit típusú) kőzet, ami az alsó kéregre jellemző. Mélyebben, a felső köpenyben ez az anyag már peridotit vagy eklogit lehet. A köpenybeli bázisos anyag felemelkedett, benyomult a felső kéregbe, különféle kéreganomáliákat és helyenként felszíni vulkanizmust okozva. A bazaltos tanúhegyek bázisos képződményei mágneses anomáliákat okoznak, így minden nagy sebességű zóna esetében felmerül a mágneses-anomália-térképpel való kapcsolat lehetősége.

A CEL08 szelvényen tapasztalt jellegzetességek – amelyek egy részét a felszíni adatok alapján sikerült földtanilag is beazonosítani, feltételezve az analógiát – segíthetnek a többi CELEBRATION szelvény értelmezésében. Mielőtt a



10. ábra A litoszféra felépítése az átlagos sebességértékek alapján a CEL08 szelvény mentén. Izosztikus gyökérzóna látható a középhegységi zóna alatt és kiemelt helyzetű alsó kéreg a Rába-vonal mentén és a Balaton-vonaltól D-re. A felső kéregben megjelennek a nagy sebességű zónák (függőleges sraffozás), amelyek az alsó kéregből eredeztethetők

Figure 10 Structure of the lithosphere along CEL08 profile using the average velocity values of the crust. Isostatic root can be seen below the mountain range and updoming of lower crust at Rába-line and on the south from Balaton-line up to the end of the profile. High velocity zones appear in the upper crust (with vertical hatch) which originated from the lower crust

szelvényeket elkezdjük tanulmányozni, azokat a tényezőket vizsgáljuk meg, amelyek hatással vannak a szeizmikus hullámterjedési sebességére.

2.2.1. Kőzetfizikai tényezők

A relatív sebességváltozásnak négyféle forrása lehet:

Összetétel: A felső kéreg savanyú, gránitos (SiAl) összetételű kérgének helyére bázisosabb (pl. bazalt-gabbro anyagú, SiMa) kőzet nyomul, amelynek az összetételből adódóan nagyobb lesz a sűrűsége és a sebessége. Vizsgáljuk meg, hogy milyen változást eredményezhet ez! A közeg (kőzetmátrix) összetétele alapján (savanyútól a bázisosig) a sebességnövekedés a longitudinális hullámok

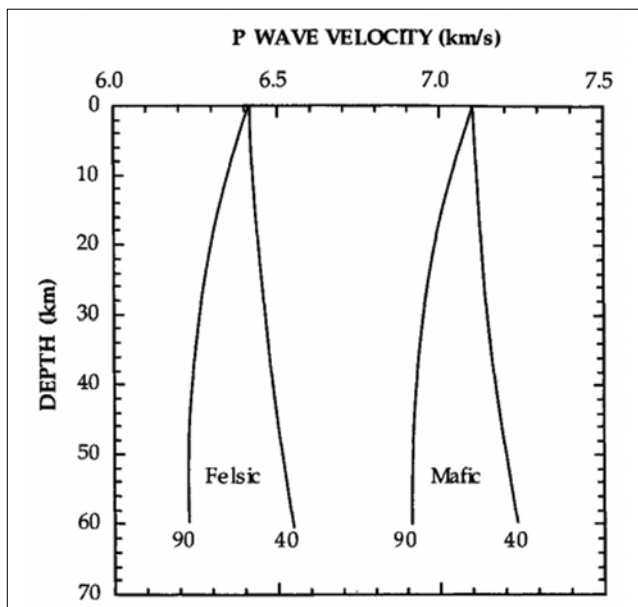
esetén 64%, a transzverzális vagy nyíró hullámok esetén 44% mértékű. A sűrűség kevésbé érzékeny az összetételből adódó változásokra, ott ez az érték csak 22% körüli (1. táblázat). Az összetételbeli változásokat tehát a P hullámsebesség alapján tudjuk legpontosabban vizsgálni, kicsit gyengébb a kontraszt az S hullámsebesség esetén, és a legrosszabb kontrasztot a sűrűségnél tapasztaljuk.

Hőmérséklet: A mélység növekedésével a tömörödöttség miatt a sebesség elvileg nő, de a hőmérséklet megnövekedése a sebesség csökkenését okozza, azaz a termikusan anomális helyeken a közeg sebessége is megváltozik (12. ábra), pl. egy hotspot vagy forró fluidumfeláramlás valószínűleg sebességcsökkenést idéz elő.

1. táblázat Mélységi magmás kőzetek sűrűsége és sebessége és annak százalékos változása a savanyútól az ultrabázisos összetételig (Dobrinyn et al. 1991, Ádám 1987 alapján módosítva)

Table 1 Density and velocity of abyssal magmatic rocks and the rate of change from the felsic to the ultramafic ones (based on Dobrinyn et al. 1991, Ádám 1987)

Kőzet	Longitudinális v_p (m/s)	Növekedés Δv_p (%)	Transzverzális v_s (m/s)	Növekedés Δv_s (%)	Sűrűség (g/cm ³)	Növekedés $\Delta \sigma$ (%)
Gránit	5000	0	3200	0	2,62	0
Granodiorit	5950	19	3350	5	2,67	2
Szienit	6150	23	3250	2	2,70	3
Diorit	6200	24	3550	11	2,80	7
Gabbro	6400	28	3650	14	2,90	11
Amfibolit	6800	36	4200	31	3,10	18
Peridotit	8200	64	4600	44	3,20	22



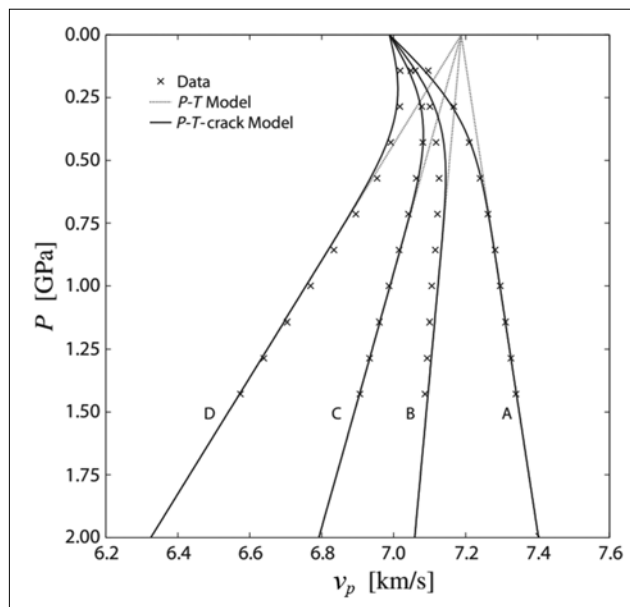
11. ábra Savanyú (felsic) és bázisos (mafic) kőzetek v_p sebességének megváltozása 40–90 mW/m² esetén (Chapman, Furlong 1992)
Figure 11 Variation of compressional wave velocity for typical felsic and mafic rocks as a function of depth in the crust for geothermal gradient corresponding to surface heat flow values of 40 and 90 mW/m² (Chapman, Furlong 1992)

A nagy geotermikus gradiens esetén (a hőfluxus változása 40 mW/m²-ről 90 mW/m²-ra) a sebesség a 11. ábra alapján 10–20 km mélységtartományban a kőzet összetételétől függetlenül 100–200 m/s változást idézhet elő a P hullámsebességben. Ez az 1. táblázat alapértékei alapján 4%-os sebességsökkenést jelent, ami elenyésző az összetételbeli változásokhoz viszonyítva.

Nyomás: A mélységgel arányosan nő a nyomás értéke. A nyomás megnövekedése átrendeződést, vagy akár átkristályosodást (metamorfózist) eredményez, ami a sebesség növekedésével jár, és kőzettani változásokat eredményez. A kompressziós (például az alpi orogén) zónában az ilyen változások mindenhol feltételezhetőek.

Magyarországon a felszínen 100 kPa (0,1 MPa) nyomás van, az átlagos függőleges nyomásgradiens [$p = (2670 \text{ kg} \times 9,8085 \text{ m/s}^2)/1 \text{ m}^2 = 26,2 \text{ kPa/m}$], ebből 10 km mélységre 262 MPa, 20 km-re 524 MPa nyomás számítható. A Moho mélységtartományában az 1. táblázat alapján a nyomásnövekedés egyértelműen repedezett/porózus kőzetmátrix esetén $\Delta v_p < 100 \text{ m/s}$ sebességnövekedést idéz elő, de tömör kőzetmátrixnál a geotermikus viszonyoktól függően növekedést vagy csökkenést is okozhat. Magyarországon a nagy geotermikus gradiens miatt a nyomásnövekedés sebességsökkenéssel jár, amelynek a mértéke elhanyagolható, vagy legalábbis a hőmérsékleti hatásnál kisebb, ami meglepő eredmény!

Pórustérfogat: Ez a paraméter elsősorban a laza törmelékes üledékek esetében, a kéreg legfelső szintjén domináns. A pórustérfogat a mélység növekedésével gyakorlatilag meg-



12. ábra Sebesség–nyomás összefüggés a hőmérséklet függvényében. Matematikai modellezés eredménye a gabbro esetén (Christensen, Mooney 1995), 20 °C-ról indulva, 0 K/km (A), 8,9 K/km (B), 15,2 K/km (C) és 26,9 K/km (D) geotermikus gradiens esetén

Figure 12 Velocity–pressure relation depending on temperature for gabbro as it is given by a mathematical model (Christensen, Mooney 1995). Starting temperature is 20 °C, geothermal gradients are 0 K/km (A), 8,9 K/km (B), 15,2 K/km (C) and 26,9 K/km (D)

szűnik, és nagyobb mélységekben már csak nyírási zónákban megjelenő változásoknak köszönhetően jelentkezhet ismét olyan pórustérfogat, amely a sűrűsre, esetleg sebességre is kihat. A nyomás hatásának vizsgálatakor láttuk, hogy a tömör és a repedezett (vagy pórustérfogattal rendelkező) kőzetmátrix esetén a nyomás eltérő változásokat okoz. Nyilván arról van szó, hogy a nyomás növekedése kezdetben a hézagterfogat megszüntetésére használandó el (12. ábra, 0–0,5 GPa tartomány), és csak ennek teljes megtörténte után, a tömör kőzetmátrix esetében jelenik meg a hőmérséklet és a nyomás együttes, komplex sebességmódosító hatása.

A négy tényezőt különválasztottuk, de ezek mindig együttesen vannak jelen és okoznak jelentős kőzettani és többek között sebesség- és sűrűségváltozásokat. Az egyik paraméter növeli, a másik csökkenti a sebességet, de mindig a négy paraméter együttes hatása határozza meg az adott mélységben lévő kőzet hullámterjedési sebességét.

A felszín közelében a pórustérfogat és az összetétel együttesen határozza meg a közeg sűrűségét és sebességét. Nagyobb mélységekben, kristályos kőzetek esetén, az összetételből származó sebességnövekedés okozza a legjelentősebb változást (1. táblázat), ami a bázisos és savanyú kőzetek között 500–1000 m/s sebességeltérést jelenthet.

Lehetnek persze más tényezők is, például a nyírási zónákban összetöredezett kataklazitok (mechanikai felapró-

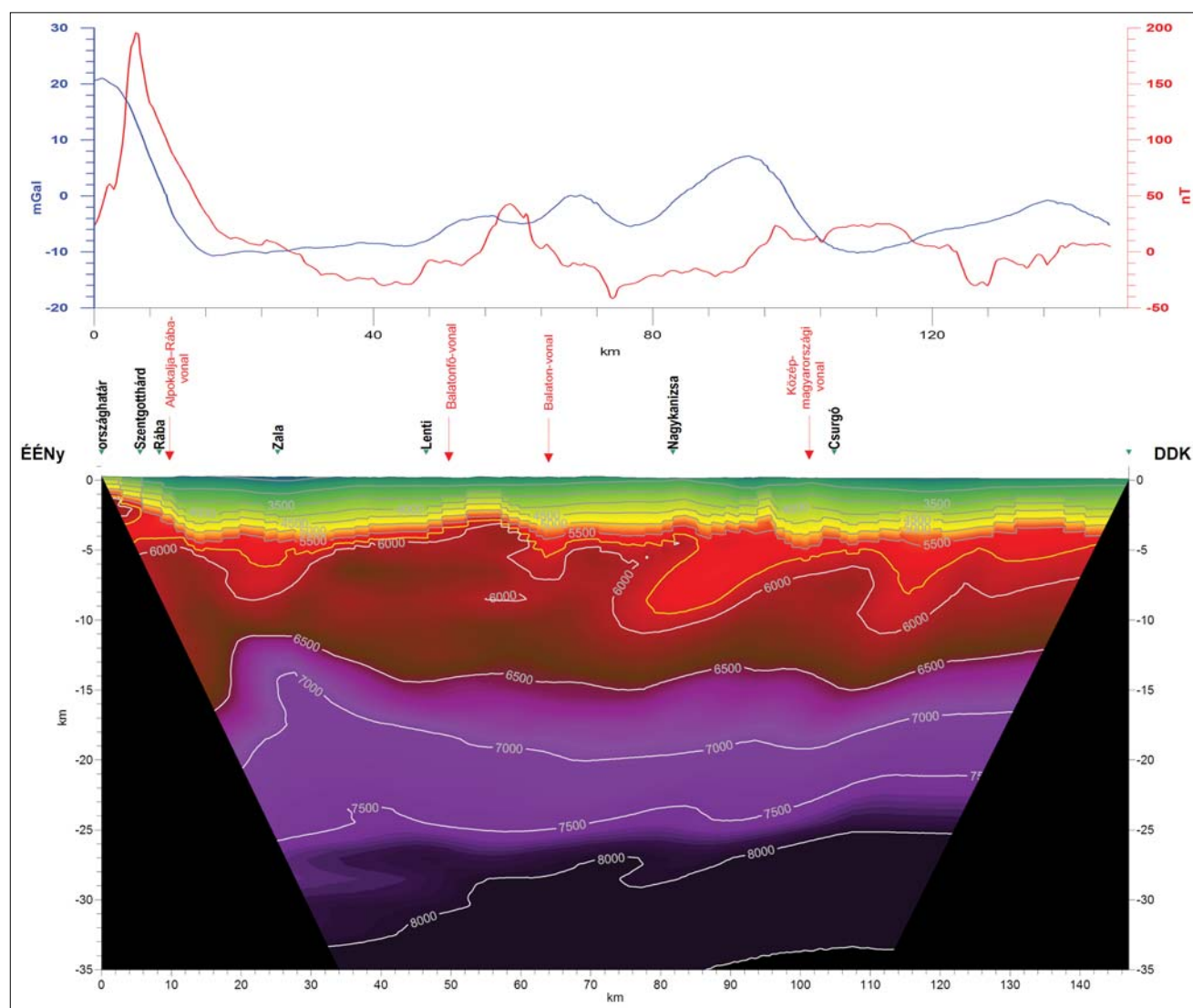
zódás, pórusterfogát megjelenése), amelyek szintén csökkenthetik a sebességet, ugyanakkor a nagy nyomáson átkristályosodással (fázisátalakulással) kialakult metamorf kőzetek sebessége nagyobb lehet, mint a kiindulási anyakőzeteké.

Az alsó és felső kéreg határán kimutatott nagy sebesség-anomáliák, valószínűleg a Moho szintjén is jelen vannak. Ez viszont azt is jelentheti, hogy ezeken a helyeken a köpeny (ultrabázisos peridotit) közelebb van a felszínhez (potenciális hőfeláramlási zóna).

A szeizmikus sebesség fontos paraméter, de háttérinformációk hiányában nehéz egyértelműen értelmezni, mert a változásai (anomáliái) több paramétertől függenek, még akkor is, ha bizonyos mélységtől az összetétel dominál leginkább. A vizsgált mélységtartományból nem mindig áll rendelkezésre közvetlen földtani vagy kőzetfizikai adat.

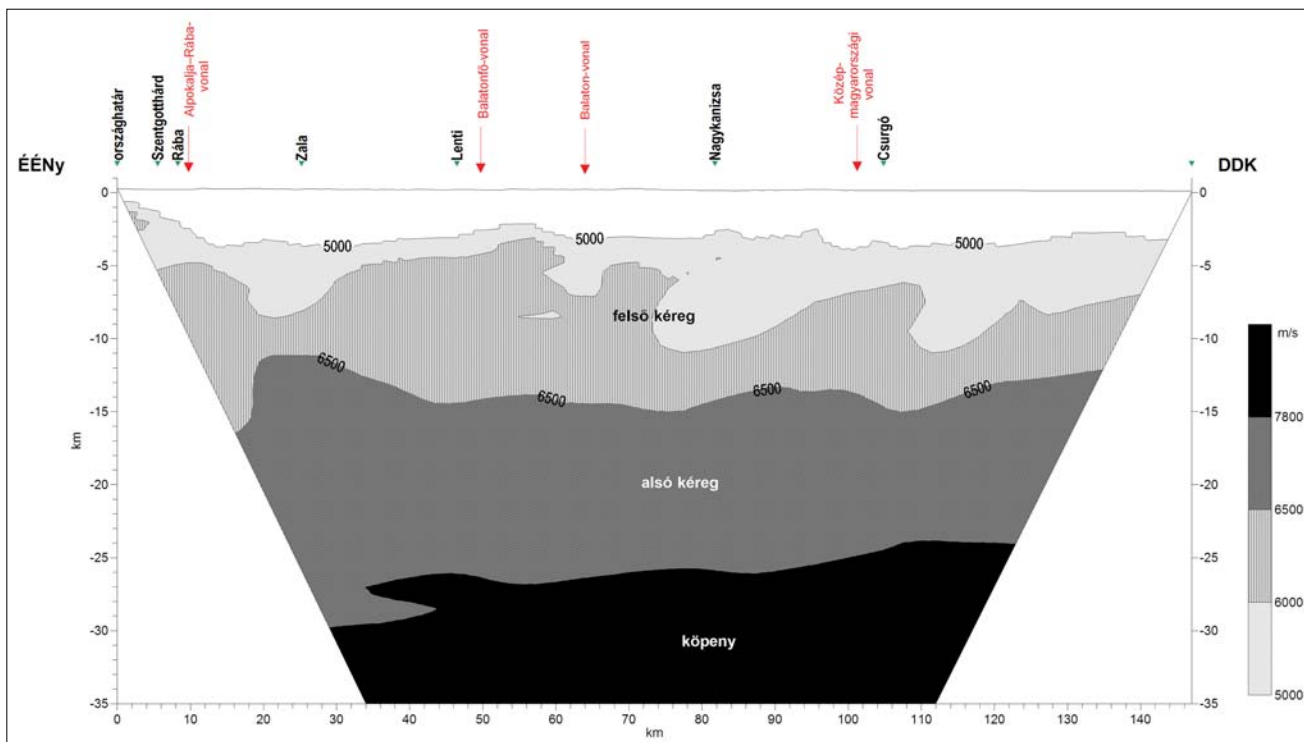
Vannak viszont más geofizikai adataink, amelyek szintén tartalmazhatják az adott mélység paramétereit által meghatározott jellegzetességeket. A bázisos földtani képződmények egészen a Curie-hőmérséklet mélységéig mágneses hatókként jelentkeznek, s ezt felhasználhatjuk a kéreg sebességanomáliáinak vizsgálatához.

A CEL08 szelvény (9. ábra) tomografikus P hullám-sebesség-tere és a felszínről ismert magmás, elsősorban vulkáni képződmények kapcsolata azt mutatja, hogy a felsőkéreg nagy sebességű, bázisos része felett a magmás kőzetek megjelenése törvényszerűnek tekinthető. Ez nem mindig nyilvánul meg közvetlenül a felszínen, mert sokszor a vastag, laza törmelékes összlet alján intruzív vagy szubvulkáni képződmények formájában megreked a bázisos anyag (pl. közép-magyarországi zóna). Máshol viszont, pl. a Balatonfelvidék a felszínig jelen lévő rideg, kristályos kőzet deformációra kevésbé hajlamos, ezért inkább törik,



13. ábra A litoszférakutató CEL07 szeizmikus tomografikus sebességszelvénye alul, a gravitációs Bouguer-anomália- (kék) és a mágneses ΔT anomália- (piros) görbével felül. További részletek és jelmagyarázat a 9. ábra szerint

Figure 13 Seismic tomographic velocity section along the CEL07 deep seismic profile with the gravity Bouguer anomaly (blue) and magnetic ΔT anomaly (red) curves above. Legend: see Fig. 9



14. ábra | A litoszféra felépítése az átlagos sebességértékek alapján a CEL07 szelvény mentén. A felső kéregben megjelennek a nagy sebességű zónák (függőleges sraffozás), amelyek az alsó kéregből eredeztethetők

Figure 14 | Structure of the lithosphere along CEL07 profile based on the average velocity values of the crust. High velocity zones appear in the upper crust (with vertical hatch) which originated from the lower crust

reped, és ezeken a kinyíló csatornákon a magmaanyag könnyen a felszínközelsébe kerülhet. Mivel a magma felemelkedése gyors, ezért nem olvasztja be a környezetét, és a bázisos jellege megmarad.

A Kárpát–medence kialakulása után jelentkező geodinamikai mozgások „araszoló hernyóra” emlékeztető módon kompressziós (szinklinális) és extenziós (antiklinális) zónákat alakítottak ki a litoszférában. Ennek következtében a mély törések a kompressziós zónában felfelé elzáródnak, az extenziós zónában felfelé kinyílnak, ez utóbbinál megteremtve a magma felfelé áramlásának lehetséges útvonalát.

Nem mindenhol azonosítható azonban bázisos jellegű, bazaltos vagy andezites vulkáni képződmény, mert a bázisos anyag a felemelkedés során a környezetét beolvasztva/feloldva összetételben megváltozhat, elsavanyodhat és akkor dácit vagy riolit keletkezik belőle, arról nem is beszélve, hogy mindez földtani időben elnyúlva, változó intenzitással jelentkezik.

2.2.2. Nagy sebességű zónák a CEL szelvényeken

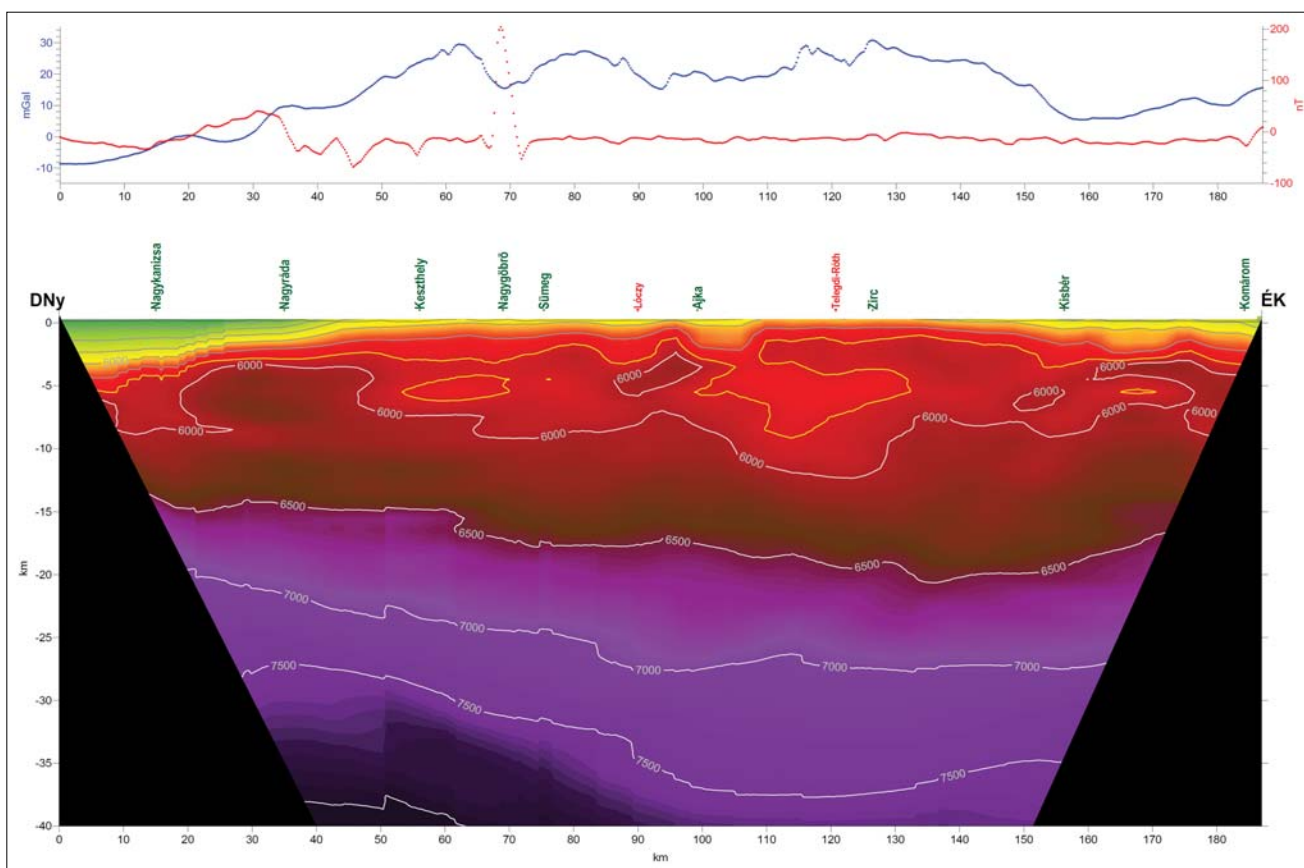
A CEL07 szelvény (13., 14. ábra) sebességviszonyait vizsgálva a 6000 m/s-nál nagyobb sebességű zónák felnyúlnak akár 5 km-es mélységig, például az Alpokalja/Rába-vonal mentén (10–15 vkm^o), a Zala folyótól D-re (~30 vkm-től) egészen Nagykanizsáig (~75 vkm-ig). Máshol csak 7 km-es mélységig, például Csurgó alatt (105 vkm környékén),

illetve 125 vkm-nél. 15 km mélységben már 6500 m/s feletti sebességeket mutatnak a szeizmikus adatok, sőt az Alpokalja/Rába-vonal mentén a sebesség eléri a 7000 m/s értéket. Még ha feltételezzük azt, hogy a sebességek nem abszolút értékkel jelentkeznek a méréseinkben, a relatív sebességnövekedés mindenképpen azonosítható a szelvények mentén.

Ezekon a helyeken (kivéve a 105 vkm környékét) a mágneses mérések is anomáliát mutatnak, jelezve a mágneses anyag / bázisos földtani képződmények jelenlétét. Ezek közül a legjelentősebb az 5–10 vkm-nél jelentkező anomália az Alpokalja/Rába-vonal mentén, amelyhez egy gravitációs lépcső is kapcsolódik. Később Zalában, a Balatonfő- és a Balaton-vonal között húzódik a következő anomália.

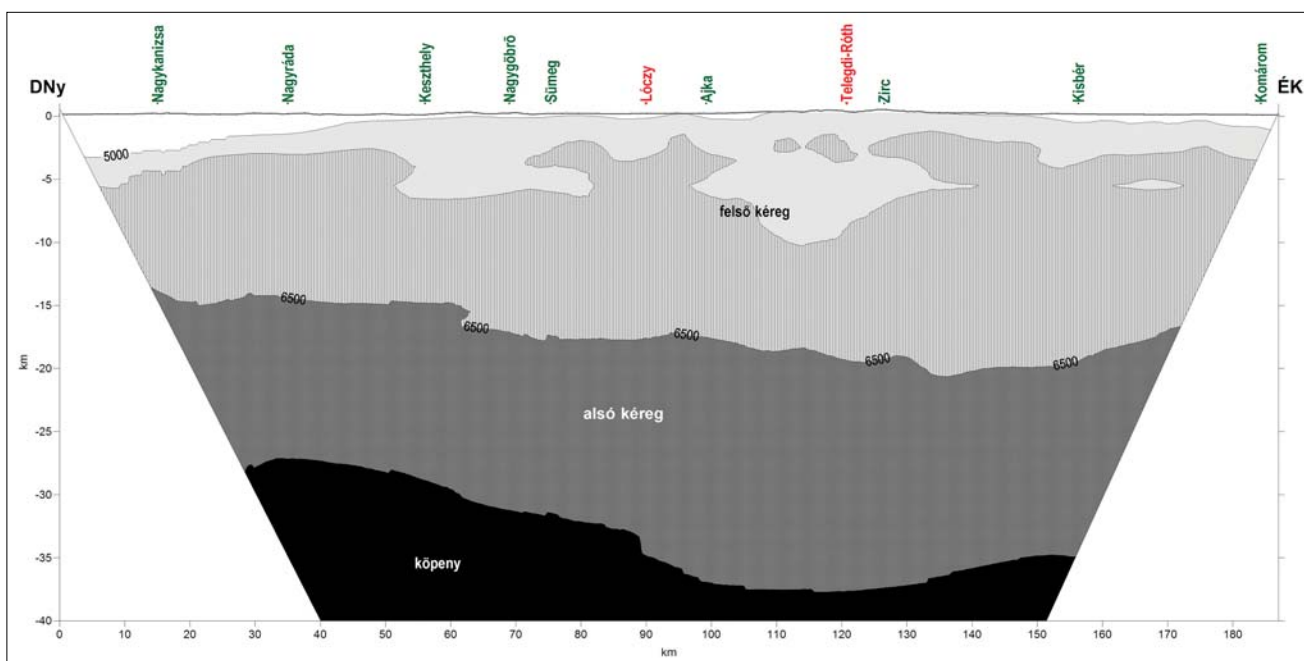
A következő szelvény a CEL01 (15., 16. ábra), amelynek a nyomvonala a nagyszerkezeti zónával (középhegységi vonulat csapásával) közel párhuzamos, ami az értelmezés és feldolgozás szempontjából kedvezőtlen. Így ezen a szelvényen várhatóan eltérő sebességértékeket fogunk tapasztalni (bár lehet, hogy ezek a pontosabbak), ami a szintek helyzetét is módosítja, de a relatív sebességkontraszt nem torzul.

A 6000 m/s-os szintet 5–10 km-es mélységben Nagyráda térségében (20–50 vkm), Ajka előtt (90–100 vkm között) és Kisbér után találunk (150–187 vkm). 15 km mélységben a 6500 m/s-os szint a szelvény elején, egészen Nagyöböröig azonosítható, s ettől ÉK-re a szint egyre mélyebb helyzetben jelentkezik.



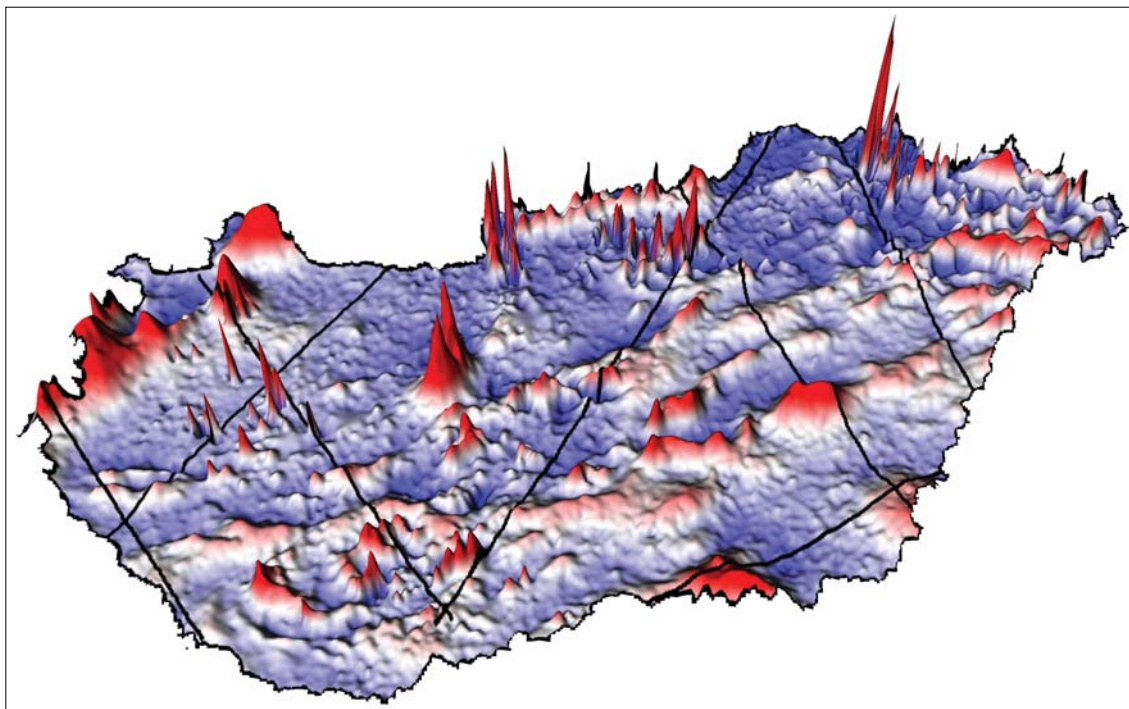
15. ábra A litoszférakutató CEL01 szeizmikus vonal tomografikus sebességszelvénye alul, a gravitációs Bouguer-anomália- (kék) és a mágneses ΔT anomália- (piros) görbével felül. További részletek és jelmagyarázat a 9. ábra szerint

Figure 15 Tomographic velocity section along the CEL01 deep seismic profile with the gravity Bouguer anomaly (blue) and magnetic ΔT anomaly (red) curves above. Legend, see in Fig. 9



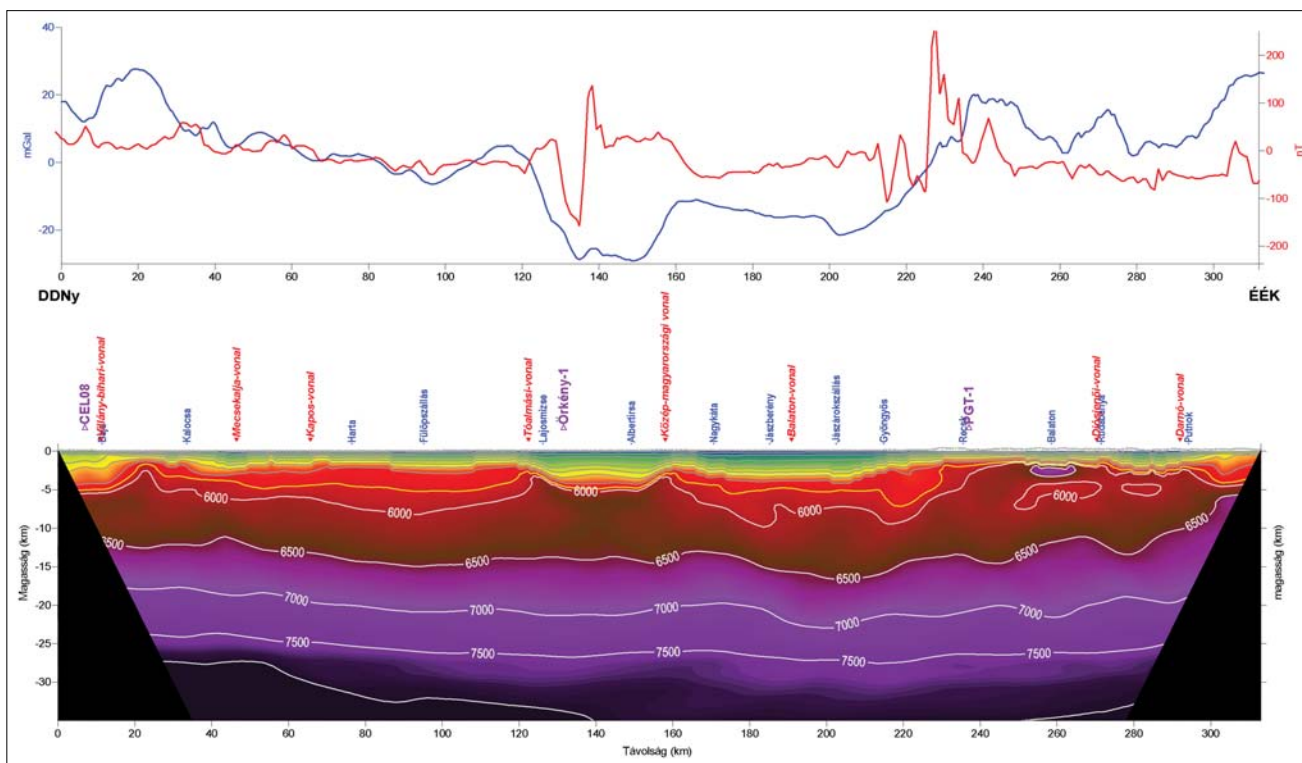
16. ábra A litosféra felépítése az átlagos sebességértékek alapján, a CEL01 szelvény mentén. A felső kéregben megjelennek a nagy sebességű zónák (függőleges sraffozás), amelyek az alsó kéregből eredeztethetők

Figure 16 Structure of the lithosphere along CEL01 profile based on the average velocity values of the crust. High velocity zones appear in the upper crust (with vertical hatch) which originated from the lower crust

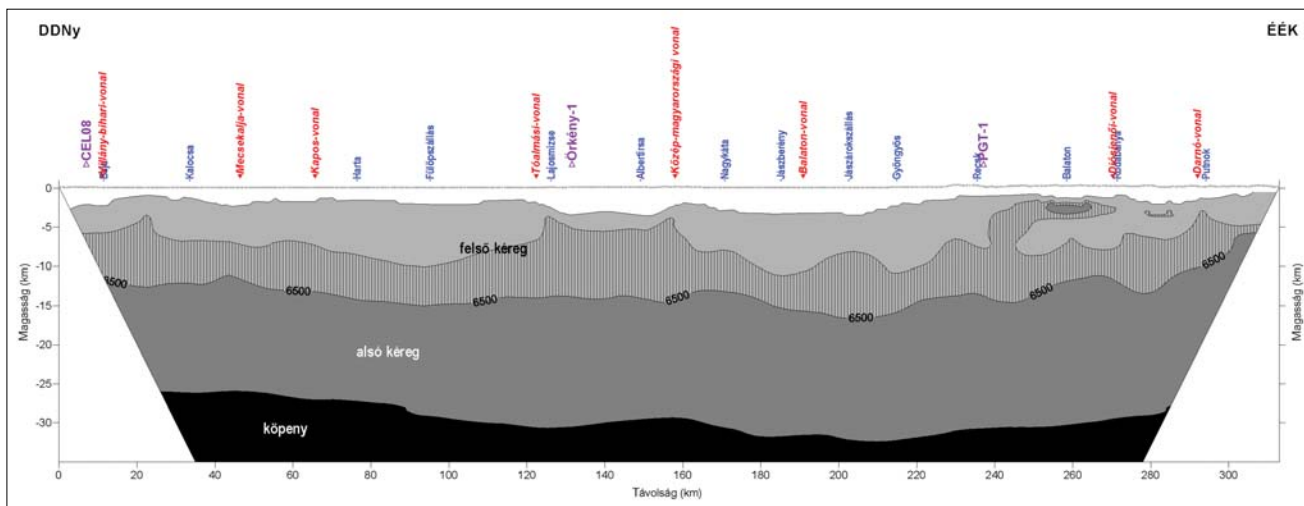


17. ábra | A mágneses ΔT anomáliatérkép háromdimenziós megjelenítése a litoszférakutató szelvények nyomvonalával
 Figure 17 | Three-dimensional view of magnetic ΔT anomaly map with the locations of the deep seismic profiles exploring the lithosphere

Mélybeli mágneses anomália csak Nagyráda környékén, az Alpokalja/Rába-vonal nyírási zónája mentén azonosítható. A Nagygöbrönél jelentkező nagy amplitúdójú mágneses anomália lokális felszíni hatótól származik, je-



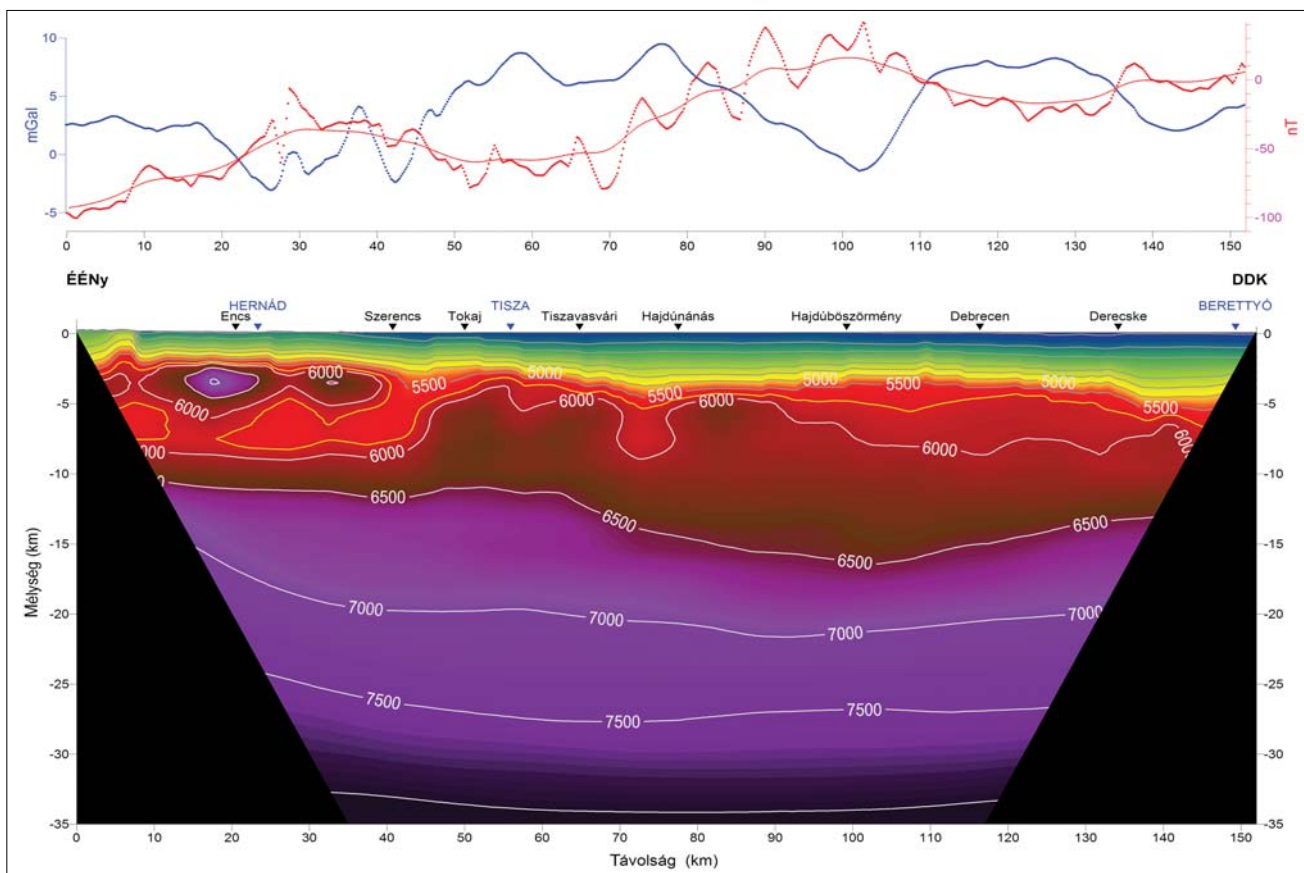
18. ábra | A litoszférakutató CEL05 szeizmikus tomografikus sebességszelvénye alul, a gravitációs Bouguer-anomália- (kék) és a mágneses ΔT anomália- (piros) görbével felül. További részletek és jelmagyarázat a 9. ábra szerint
 Figure 18 | Seismic tomographic velocity section along the CEL05 deep seismic profile with the gravity Bouguer anomaly (blue) and magnetic ΔT anomaly (red) curves above. Legend, see in Fig. 9



19. ábra | A litoszféra felépítése az átlagos sebességértékek alapján, a CEL05 szelvény mentén. A felső kéregben megjelennek a nagy sebességű zónák (függőleges sraffozás), amelyek az alsó kéregből eredeztethetők
 Figure 19 | Structure of the lithosphere along CEL05 profile based on the average velocity values of the crust. High velocity zones appear in the upper crust (with vertical hatch) which originated from the lower crust

lentos gyökérzónája nincsen. Mindez persze nem meglepő, hiszen a Dunántúli-középhegység ÉNy-i lábánál fut a szelvény, jelentős vastagságú mezozoos képződményeken.

A Kab-hegy példája alapján azt is tudjuk, hogy a szeizmikus mérések azokat a változásokat is érzékelik, amelyek a mágneses szondák érzékenységi határán kívül (azaz távolabb) vannak. Nyilvánvaló, hogy ezek a szeizmikus mé-



20. ábra | A litoszférakutató CEL04 szeizmikus tomografikus sebességszelvénye alul, a gravitációs Bouguer-anómia- (kék) és a mágneses ΔT anomália- (piros) görbével felül. További részletek és jelmagyarázat a 9. ábra szerint
 Figure 20 | Seismic tomographic velocity section along the CEL04 deep seismic profile with the gravity Bouguer anomaly (blue) and magnetic ΔT anomaly (red) curves above. Legend, see in Fig. 9

rések nagyobb térrészt látnak, mint a mágneses mérések. Nem lesz tehát minden nagy sebességű zóna felett mágneses anomália, még akkor sem, ha a közzetani összetétel indokolná ezt. A mágneses anomália-térkép és a szelvény-nyomvonalak együttes háromdimenziós megjelenítése (17. ábra) mutatja a legszebben, hogy a mágneses anomália-vonulatok összefüggőnek látszanak, ugyanakkor a litoszférakutató-szelvények nyomvonala nem mindig a jellegzetes mágneses anomáliákon mennek keresztül, hanem gyakran egy lokális plusz-mínuszos átmeneti zónában, ahol a szelvények nyomvonalában gyakorlatilag nincs mágneses anomália. Ez a mágneses vektortér irányától és a mágneses ható távolságától függően változhat.

Ilyenek például a CEL08 szelvény mentén a Kab-hegy vagy a Mecsekalja-zóna, a Kelet-Máttra vagy a diósjenői diszlokációs zóna a CEL05 szelvény mentén és a CEL04 szelvény mentén pedig a Tokaji-hegység egyes részei. A szeizmikus háromdimenziós feldolgozások ugyanakkor jelzik ezeket a nagy sebességű térrészeket, a Dunántúlon (Fancsik et al. 2003), a Kelet-Mátrában vagy a Tokaji-hegység (Hegedűs 2005) és a Nyírség területén (Hajnal et al. 2004).

A 17. ábra mutatja a mágneses ΔT anomáliatérkép háromdimenziós megjelenítését. A térkép alapján szinte nem is hinnénk, hogy például a Kab-hegy bazaltjait a CEL08 szelvény mágneses anomáliái alapján nem lehet azonosítani. Vagy a CEL05 szelvény (18., 19. ábra, 220–240 vkm) mágneses adatain a Kelet-Máttra éppen csak megjelenik és a CEL04 szelvényen (20., 21. ábra, 20–40 vkm) a Tokaji-hegység andezitjei szinte nem is látszanak,

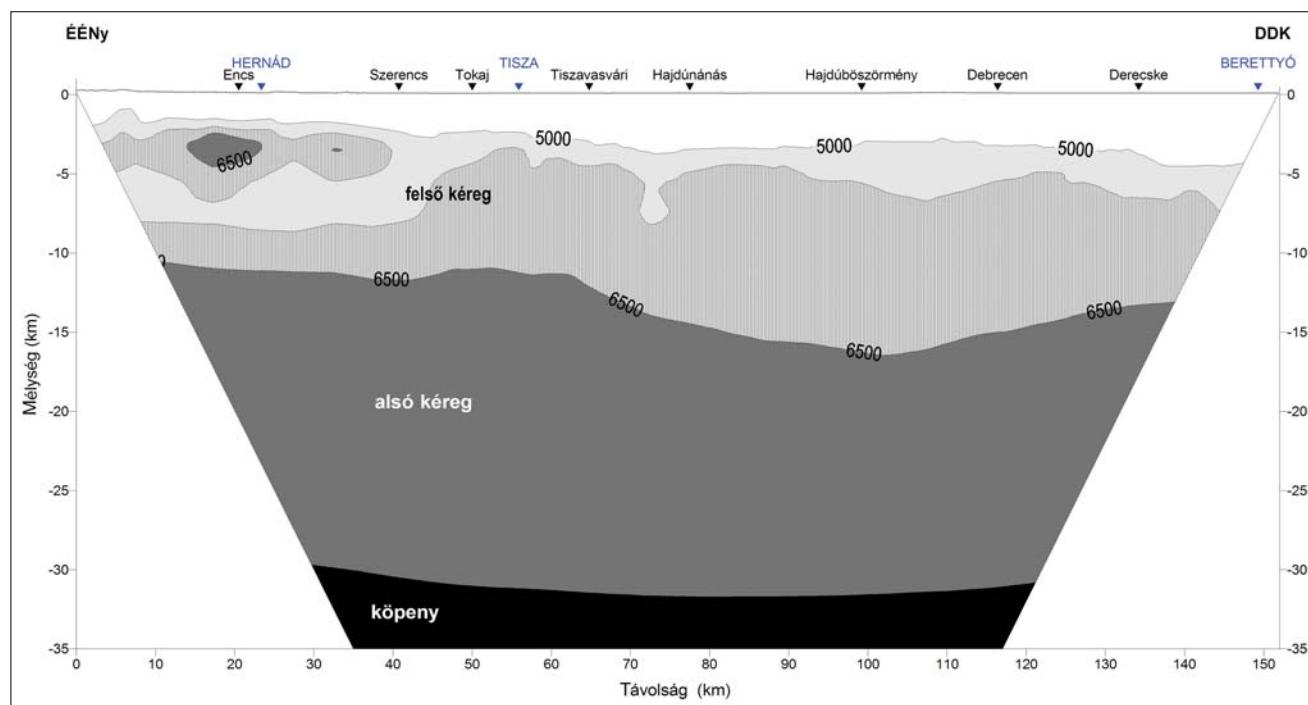
miközben a sebességszelvényen ezek a nagy sebességű zónák mindenhol azonosíthatóan jelen vannak.

A 18., 19. ábrán a CEL05 szelvény sebességviszonyait látjuk. Ezen a szelvényen a közép-magyarországi zóna és az Északi-középhegység megjelenése érdekes a felső 10 km-es tartományban. A közép-magyarországi zóna szeizmikus leképzése alapján egy 3–4 km mély, árkos szerkezet, amely fiatal, laza törmelékes üledékkel van kitöltve, s alatta nagyon gyorsan, 1 km-en belül megjelenik a környezetétől jól elkülönülve egy nagy, 6000 m/s sebességű közzettest (ez a sebesség már alsó kéreghez közeli, ami az árok alatt 5–6 km-től azonosítható). Az árokban nem folytonosan, de több helyen kimutathatóan bázisos magmás kőzetek is jelen vannak (pl. Kiss et al. 2016). Az egész egy kontinentális riftzónára emlékeztet.

Meglepő módon a Conrad- és Moho-felületeknek megfelelő sebességszinteken a felső kéregben jól látszó anomális szerkezetek jelentős része nem jelenik meg, aminek (földtani/mérési/feldolgozási) oka egyelőre ismeretlen. A litoszférakutató CEL szelvények alapján azonban látszik a változatos felső kéreg, amelynek részletesebb, sűrűbb mintázása még több információt adhatna kezünkbe a Kárpát-Pannon régió földtani felépítéséről.

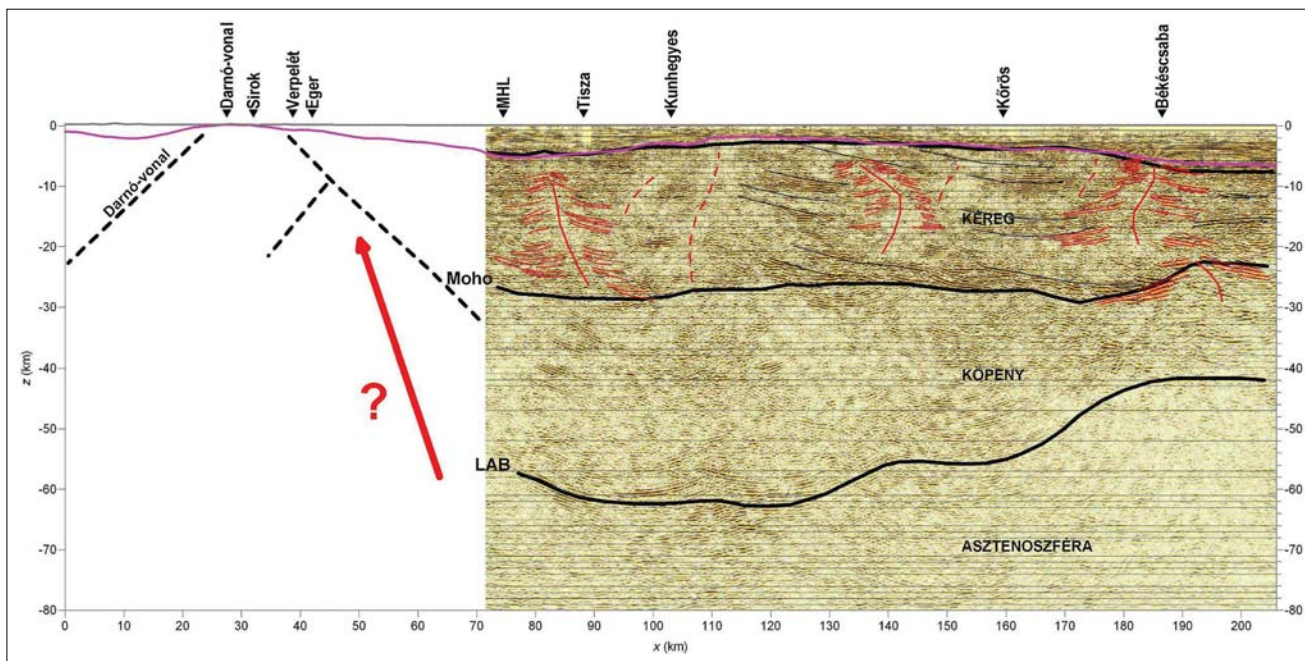
2.2.3. PGT szelvények, feláramlási zónák

A PGT-1 szelvény komplex feldolgozása a *Magyar Geofizikában* korábban megjelent már (Kiss, Madarasi 2012), amelyet szintén fel tudtunk használni az értelmezésekhez. A szeizmikus reflexiós szelvényen kimutattunk ún.



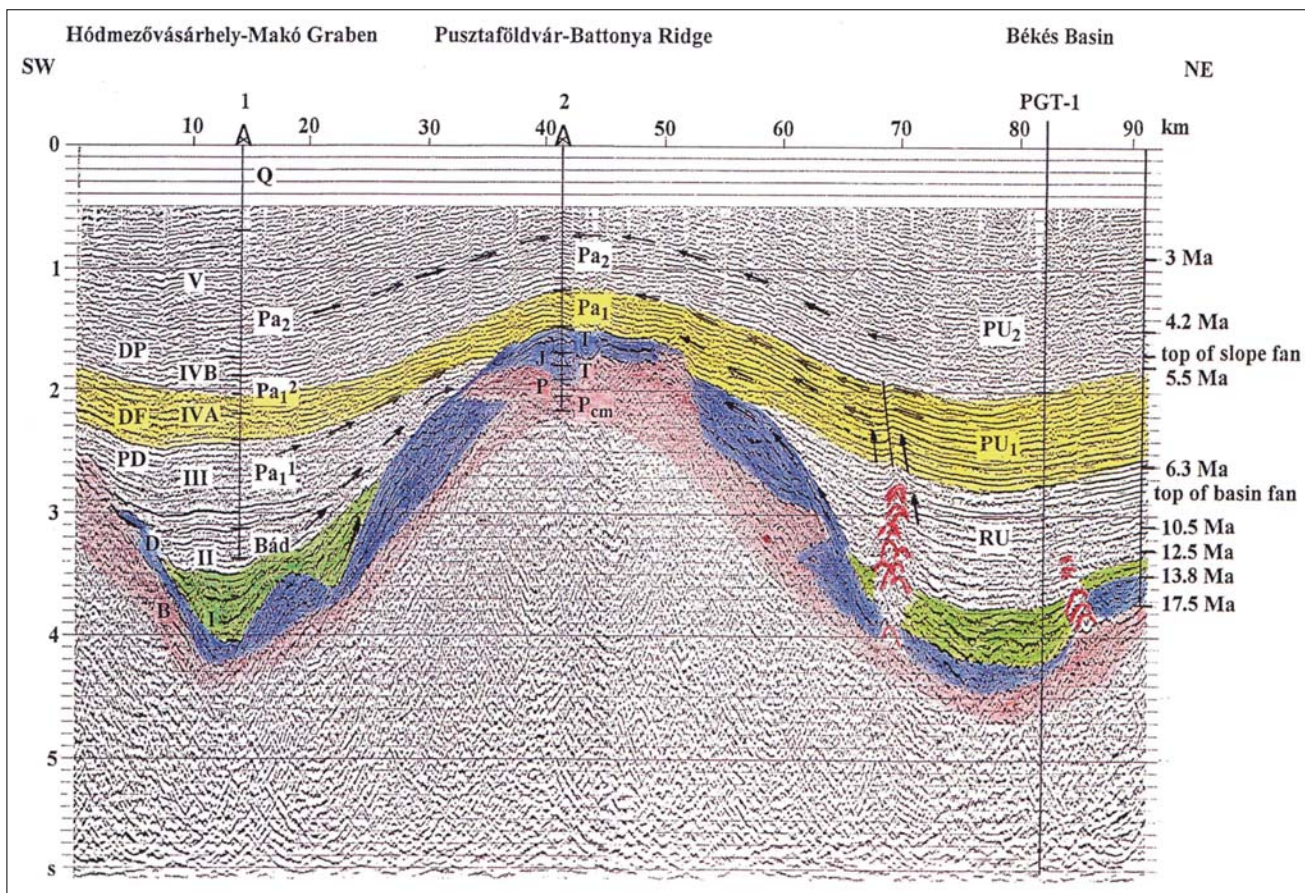
21. ábra A litosféra felépítése az átlagos sebességértékek alapján, a CEL04 szelvény mentén. A felső kéregben megjelennek a nagy sebességű zónák (függőleges sraffozás), amelyek az alsó kéregből eredeztethetők

Figure 21 Structure of the lithosphere along CEL04 profile based on the average velocity values of the crust. High velocity zones appear in the upper crust (with vertical hatch) which originated from the lower crust



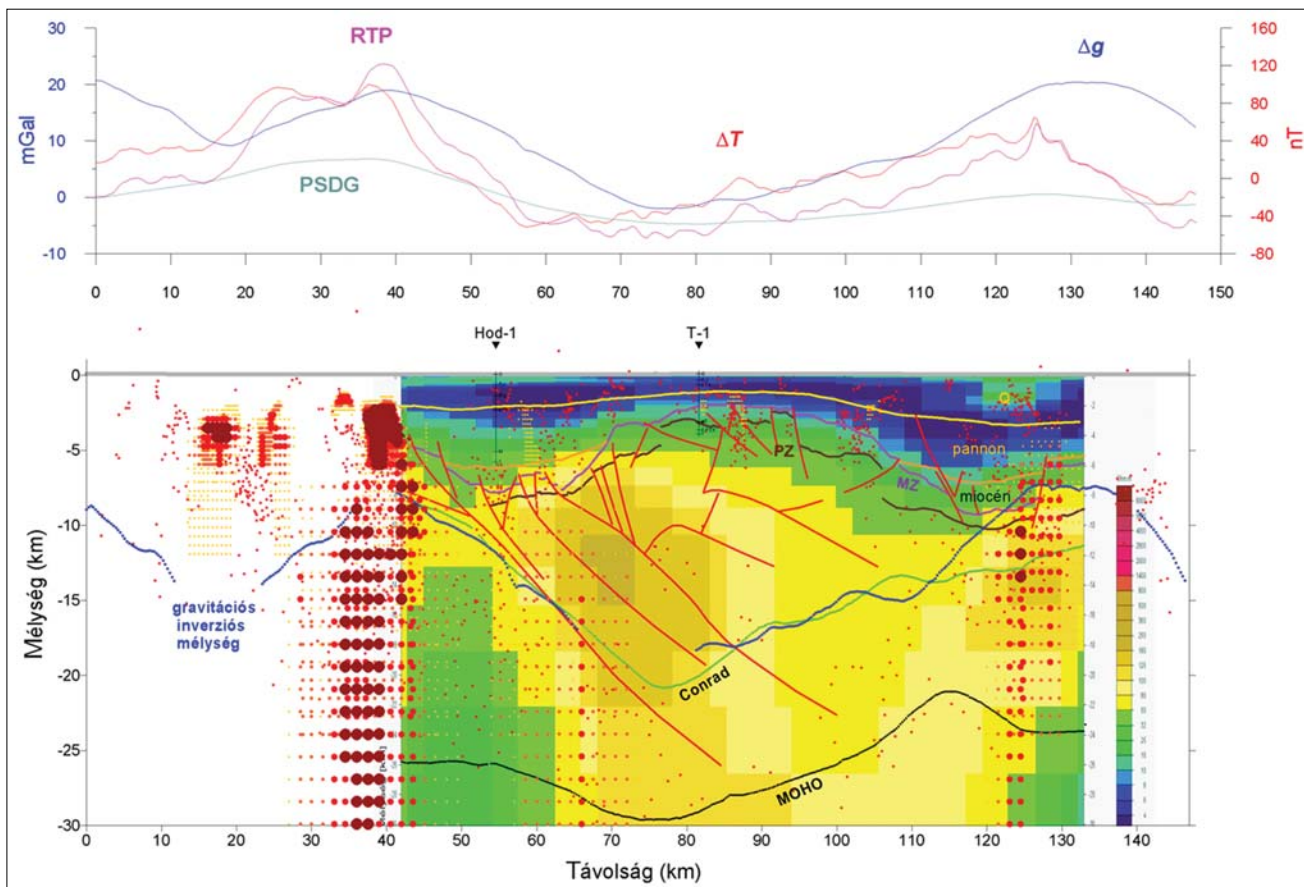
22. ábra | A határokig meghosszabított PGT-1 szeizmikus reflexiók mélységsvény értelmezése a „szeizmikus fenyők” pirossal kiemelve (Kiss, Madarasi 2012)

Figure 22 | The interpreted PGT-1 seismic reflection depth section, “seismic pines” are enhanced by red (Kiss, Madarasi 2012)



23. ábra | PGT-4 szeizmikus reflexiók szelvény (Posgay et al. 1996)

Figure 23 | Seismic reflection section PGT-4 (Posgay et al. 1996)



24. ábra A határokig meghosszabbított PGT-4 komplex geofizikai szelvény. Felül: gravitációs, mágneses anomália-görbék (RTP – pólura redukált mágneses és PSDG – pszeudogravitációs anomália), Alul: szeizmikus értelmezés (vonalak) az MT fajlagosellenállás-szelvényen, automatikus Naudy és Werner-hatókijelölések (pont szimbólumok) és a gravitációs mélységinverzió (kék pontvonal) eredményével

Figure 24 Complex geophysical section PGT-4. Above: gravity, pseudogravity, magnetic and reduced to the pole magnetic anomaly curves. Below: Seismic interpretations (by lines) on the MT apparent resistivity section with magnetic Naudy and Werner solutions (by points) and the result of gravity depth inversion (by blue dotted line)

„szeizmikus fenyők”-et. Ezek a helyeken a reflexiók felfelé áramlásra jellemző irányokat mutatnak, amit kőzetolvadék, esetleg magma anyag benyomulása okozhat. Mivel alulról felfelé irányul, ezért feltételezhető, hogy a környezeténél bázisosabb, és ebből adódóan nagyobb sebességű anyagról van szó (22. ábra). A szeizmikus szelvényen ezek a feláramlási zónák feltételezhetően ugyanolyan anomális zónák lehetnek, mint amit a sebesség-tomográfia alapján tapasztaltunk a CEL szelvények esetében.

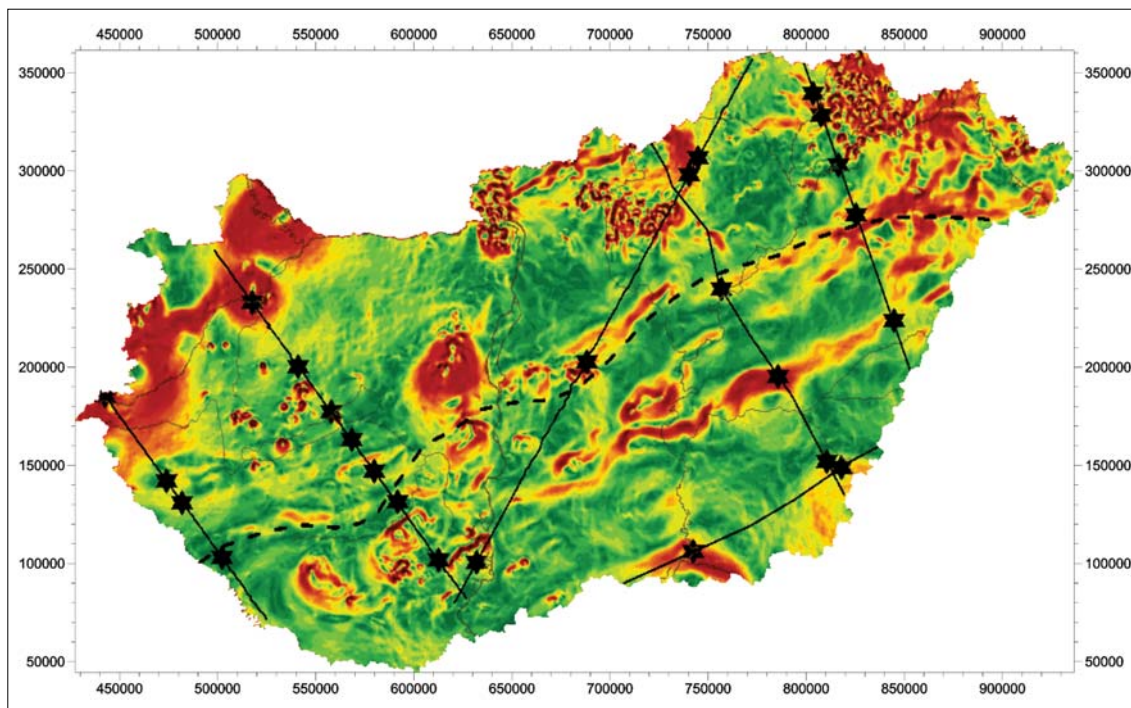
A medencealjzat, a Moho és a LAB^d határfelülete jól azonosítható volt már a szeizmikus feldolgozások kezdetén (Posgay et al. 1995), de Conrad-felület kijelölése nem történt meg, feltételezhetően a részletes sebességanalízis hiánya miatt.

A PGT-4 szelvény feldolgozását is Posgay és kollégái végezték, az eredményeket a *Geophysical Transactions*ban publikálták (Posgay et al. 1996). A szelvényen kéregbeli magmás intrúziókat azonosítottak, amelyet 70 és 83 vonal km környékén pirossal ki is emeltek (23. ábra). Itt a 3,5 km mély medence felett a mágneses mérések is maximumokat mutatnak bázisos magmás kőzetek miatt. A szelvény eleje

is egy ilyen mágneses blokkon található, amelyet a határokig meghosszabbított szelvényen (24. ábra) lehet jól azonosítani. Figyeljük meg, hogy a PGT-4 szelvény mentén a gravitációs maximum és az abból kapott inverziós mélységgörbe a szeizmikus Conrad- (vagy Moho-) felülettel korrelál, és antikorrelál a Makói-árok – Battonyai-gerinc – Békési-medence szerkezeteket leképező medencealjzat-mélységgel. A mágneses anomáliák is a gravitációs maximumhoz kapcsolódnak, azaz a Conrad-felület lefutásával mutatnak hasonlóságot.

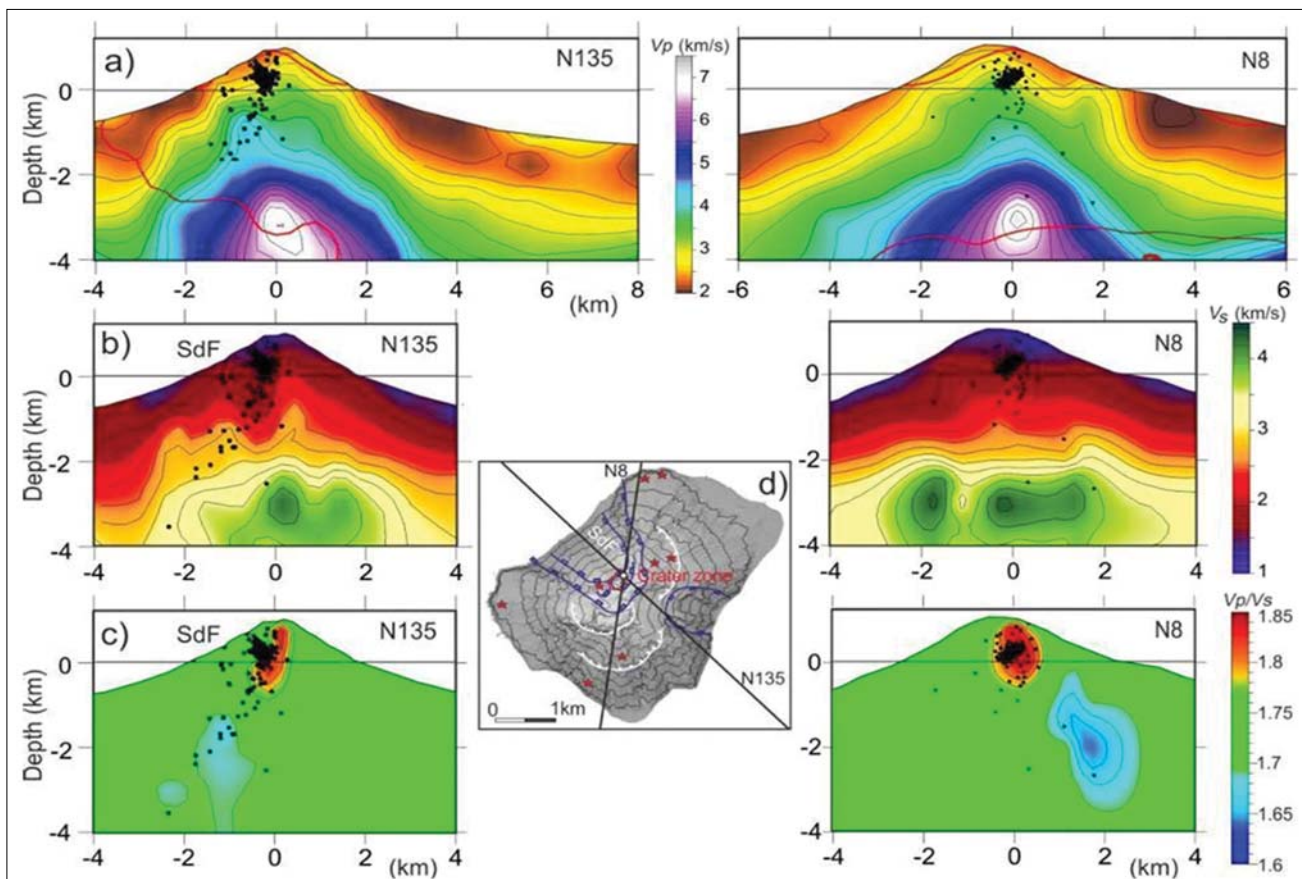
A 8. ábra litoszférakutató szelvényeit módszeresen végigvizsgálva azt tapasztaltuk, hogy ahol a kéregbeli nagy sebességű zónák a szeizmikus szelvényeken kimutathatók, ott a mágneses anomália-térképen kisebb-nagyobb anomáliavonulat van (25. ábra). Néhány esetben ez pontszerű (tanúhegyek), de az esetek többségében a szelvény mentén jelentkező nagy sebességű zónák egybeesnek a Magyarországot DNY–ÉK irányban átszelő mágneses anomália-páztákkal, amelyek a nagyszerkezeti vonalakkal párhuzamosan jelentkeznek.

Ezek az anomáliák nem egyszer gravitációs minimum-zónára esnek, amelyekben 2–3 km vastagságú üledék alatt



25. ábra Nagy sebességű zónák helyei (csillaggal jelölve) a transzformált mágneses anomália-térképen (Kiss 2015, 2016). Szeizmikus szelvények Ny-ról K-re: CEL07, CEL08, CEL05, PGT-4, PGT-1, CEL04

Figure 25 Places of high velocity zones on the transformed magnetic anomaly map (Kiss 2015, 2016). Seismic profiles from W to E: CEL07, CEL08, CEL05, PGT-4, PGT-1, CEL04



26. ábra A Stromboli vulkán szeizmikus sebsségsszelvényei (Patenè et al. 2017)

Figure 26 Seismic velocity sections across Stromboli volcano (Patenè et al. 2017)

alig néhány kilométerre, már ezeket a nagy sebességű zónákat lehet azonosítani (pl. Örkényi-árok). Ezekben a feltételezhetően mély nyírási zónákban (ezért gravitációs minimum) több helyen is megjelennek a felszínen a vulkanitok (kréta, paleogén, miocén, pannon), ami jelzi a zóna mentén a megemelkedett köpenyből származó bázisos, ultrabázisos anyag közelségét.

Mindezek összességében azt jelentik, hogy sikerült a szeizmikus adatok alapján megoldani a hosszú mágneses anomáliavonulatok rejtélyét, azaz kimutatni a bázisos-ultrabázisos összetételű földtani képződményeket (nagy sebességű mágneses hatókat) és lokalizálni azok körülbelüli mélységét.

3. Egy „élő” vulkán tomografikus sebességviszonyai – Stromboli

Napjainkban jelent meg egy 2000 éve folyamatosan aktív vulkánnak, a Stromboli vulkánnak az aktív és passzív szeizmikus felméréséről egy cikk (Patenè et al. 2017). Ebben háromdimenziós képek és kereszt-szelvények (pl. N8 és N135) mutatják be a vulkáni felépítmény sebességviszonyait, azaz a v_p és v_s sebességeket, illetve a két sebesség hányadosát (26. ábra).

Az ábrán felül a v_p , alatta a v_s és még lejjebb a két sebesség hányadosának eloszlásértékét mutatják be. Figyeljük meg a v_p sebességviszonyokat a szelvények mentén, hogy a vulkáni kúp alatt 2,5 km mélységben már 6000 m/s sebességértékeket tapasztalunk és nagyon gyors sebességnövekedést. Ez a sebesség a felszínre emelkedő kőzetolvadék (magma) jellemzője lehet. A felszíni kitorési kürtő feláramlási csatornáját a v_p/v_s sebességhányados maximális értékeinél valószínűsítik a szerzők.

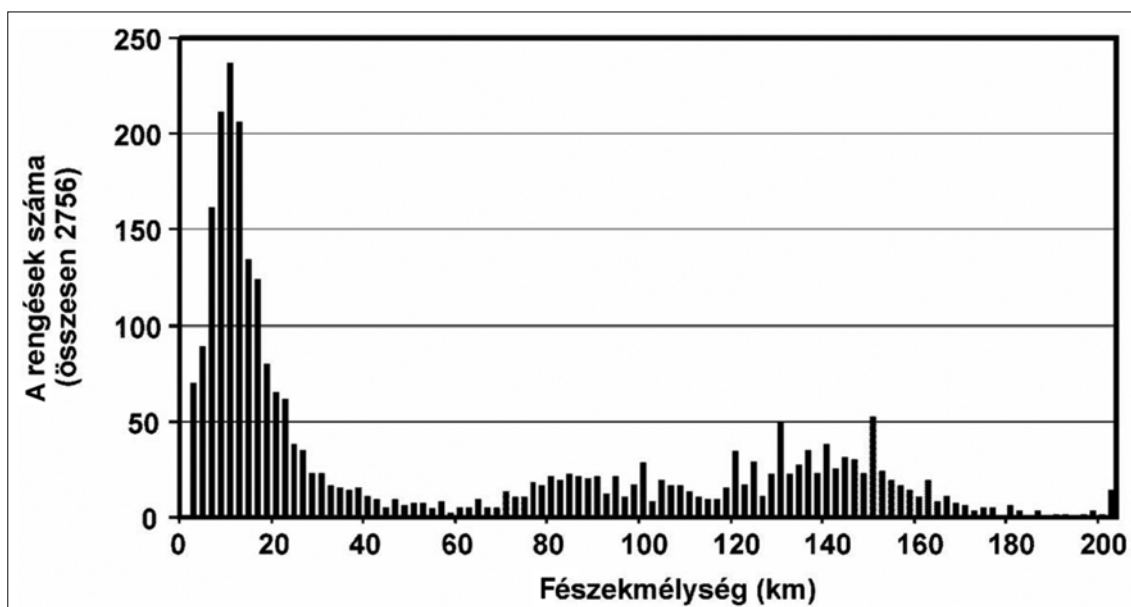
Stromboli vulkán káliumdús bazaltból és andezitből áll,⁶⁾ azaz bázisos magmás kőzetekből. A mi szempontunkból a 6000 m/s feletti sebességértékek azért érdekesek, mert a CEL szelvények mentén több esetben is azonosíthatunk hasonló sebességviszonyokat, és a tanúhegyekkel, valamint a mágneses anomália-térképpel való szoros kapcsolat miatt itt is feltételezhető, hogy a sebességanomália alsó kéreg eredetű bázisos-ultrabázisos kőzeteknek köszönhető.

Magyarország nem egy aktív vulkáni terület, de a Kárpát-medencei köpenydiapír miatt az analógia nem vethető el teljes mértékben. A v_p/v_s hányados értékének ismerete a CEL szelvények esetében a földtani értelmezés szempontjából nagyon érdekes lenne.

4. Összegzés és javaslatok

A Tisia nagyszerkezeti egység É-i határának vizsgálata során a feldolgozásaink a mélybeli földtani felépítésre irányították figyelmet. A szeizmikus litoszférakutató szelvények sebességeloszlása, az izosztázia alapján meghatározott Moho-mélység és a mágneses mérések kis amplitúdójú anomáliázónái kapcsolatot, közös eredetet jeleztek.

A szeizmikus szelvényeken a Moho-kiemelkedéseknél, a felső kéregben jellegzetes nagy sebességű (>6000 m/s) anomáliákat tapasztaltunk. A sebességanomáliák térképi megjelenítése során a sávós mágneses anomáliák rajzolatát kaptuk vissza. A sávós mágneses anomáliák olyan kéreganomáliák, amelyek spektrálanalízissel meghatározott mélysége 10 km körüli. Ezek a sávós anomáliák főleg a Tisia nagyszerkezeti egységekre jellemzőek, de az Északi-középhegységben is található ilyen, például a diósjenői diszlokációs zóna vagy Dunántúlon az Alpokalja-vonal.



27. ábra | A földrengések mélységének eloszlása a Kárpát–Pannon régióban (Tóth, Zsíros 2000)

Figure 27 | Distribution of depth of the earthquakes in Carpathian–Pannonian region (Tóth, Zsíros 2000)

Itt érdemes megjegyezni, hogy Tóth László és Zsíros Tibor szerint (Tóth, Zsíros 2000) Magyarország területére a 6–15 km közötti mélységben kipattanó földrengések a legjellemzőbbek (27. ábra). Ez a mélység cikkünk eredményeivel összevetve a savanyú és bázisos kéreg találkozásánál (Conrad-határfelület), az összetétel-különbségből származó háttérjelenségekre hívja fel a figyelmet. Ebből adódóan érdemes lenne a litoszférakutató szeizmikus vonalak tomografikus sebességszelvényeit (CEL szelvények) és a földrengések hipocentrum adatait – ahol pontos mélységek állnak rendelkezésre – összevetni, illetve együtt vizsgálni.

A sebességszelvények részletesen mutatják ezeknek a nagy sebességű zónáknak a helyzetét a 5–15 km-es mélységtartományban (ennek a mélységtartománynak az alsó határa Magyarországon a Curie-mélységnek felel meg). A nagy sebességű zónák felett, a felszínen különböző korú vulkanizmus jelei azonosíthatók, tehát a felszíni földtani értelmezés szempontjából fontos lehet ezeknek a mélyzónáknak az ismerete. Ahol a Conrad-határfelület az összetétel és hőmérséklet által determinált Curie-mélység fölé emelkedik, ott a bázisos alsó kéreg anyaga már mágneses hatóként jelentkezik (Curie-mélység alatt még nem!). Az anomális mágneses hatást a Hopkinson-effektus tovább erősítheti.

A litoszférakutató szeizmikus mérések mellett egyre inkább elterjednek a passzív szeizmikus mérések és a szeizmikus zajtomográfia. A v_p/v_s hányados értékét a litoszférakutató szelvények esetében még nem vizsgáltuk. Pedig az aktív és passzív szeizmikus mérési eredmények összevetése fontos lenne, ami például a Dunántúlon végzett CEL mérések és a passzív szeizmikus mérések (pl. Ren et al. 2013, Hetényi et al. 2015, Szanyi 2017) eredményei alapján elvileg lehetséges. Napjainkban is folynak olyan kutatások (pl. Alp-Array), amelyek a szükséges v_s sebességadatok mérésével foglalkoznak.

A tanulmány szerzői

Kiss János, Vértesy László, Fancsik Tamás, Kovács Attila Csaba, Madarasi András[†], Gulyás Ágnes

Jegyzetek

- ^{a)} Prinz Gyula (1926) hívta először a Kárpátok és a Dinaridák közötti közbenső tömeget „Tisia”-nak. Ma már csak a Középmagyarországi vonaltól D-re található egységet hívjuk így, amely elkülönítésben Telegdi Roth Károlynak (1929) van úttörő szerepe. Geofizikai azonosítása Scheffer Viktorhoz (1960) köthető. További részletek Horváth Ferenc (2007) akadémiai doktori értekezésében olvashatók összegyűjtve.
- ^{b)} A Tisia Konferencián (Pécs 2015. február 27–28.) elhangzott előadás (Kiss et al. 2015) kibővített anyaga
- ^{c)} vkm – vonalkilométer, a szelvény nyomvonal mentén az északi/nyugati kezdőponttól mért távolság
- ^{d)} LAB – Lithosphere–Asthenosphere Boundary (litoszféra–aszténoszféra határfelület)
- ^{e)} <http://geology.com/volcanoes/stromboli/>

Hivatkozások

- Ádám O. (1987): Szeizmikus kutatás. Tankönyvkiadó, Budapest, p. 337.
- Ádám A., Novák A., Szarka L. (2005): Tectonic weak zones determined by magnetotellurics along CEL 7 deep seismic profile. *Acta Geod. Geoph. Hung.*, 40/3–4, 413–430
- Bodoky T., Brueckl E., Fancsik T., Hegedűs E., Posgay K., Szervezőbizottság és munkacsoport (2001): CELEBRATION 2000 – nagyszabású ezredzáró projekt a litoszférakutatásban. *Magyar Geofizika*, 42/1, 15–21
- Chapman D. S., Furlong K. P. (1992): Thermal state of continental lower crust. In: Fountain D. M., Arculus R., Kay R. W. (eds.), *Continental Lower Crust*. Elsevier Science, Amsterdam, pp. 179–199
- Christensen N. I., Mooney W. D. (1995): Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research*, 100/B7, 9761–9788
- Dobrinyn B. M., Vendelstein B. J., Kozsevnyikov D. A. (1991): *Petrofizika*. Nyedra Kiadó, Moszkva, p. 368.
- Fancsik T., Kovács A. Cs., Csabafi R., Kiss J., Hegedűs E. (2003): Three-dimensional seismic modelling of crustal structures in the West-Pannonian Basin (Trans-Danubia) based on CELEBRATION 2000 data. AGU, San Francisco
- Grad M., Guterch A., Keller G. R., Janik T., Hegedűs E., Vozár J., Ślaczka A., Tiira T., Yliniemi J. (2006): Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. *Journal of Geophysical Research*, 111, B03301, doi: 10.1029/2005JB003647
- Guterch A., Grad M., Keller G. R., Posgay K., Vozár J., Spicak A., Brueckl E., Hajnal Z., Thybo H., Selvi O. (2000): CELEBRATION 2000: Huge seismic experiment in Central Europe. *Geologica Carpathica*, 51/6, 413–414
- Guterch A., Grad M., Keller G. R., Posgay K., Vozár J., Spicak A., Brückl E., Hajnal Z., Thybo H., Selvi O., CELEBRATION 2000 Experiment Team (2003): CELEBRATION 2000 Seismic Experiment. *Stud. Geophys. Geod.*, 47, 659–669
- Gúthy T. (2014): A kontinentális Moho természete és eredete a legújabb külföldi és hazai megfigyelések alapján. PhD értekezés, ELTE Földtudományi Doktori Iskola, Budapest
- Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád Gy. (2010): Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, M = 1:500 000. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest
- Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád Gy., Koroknai B. (2014): Magyarország prekainozoos medencealjzatának földtana. Magyarázó „Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez” (1:500 000). Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest, p. 71
- Hajnal Z., Hegedűs E., Keller G. R., Fancsik T., Kovács A. Cs., Csabafi R. (2004): Low-frequency 3-D seismic survey of upper crustal magmatic intrusions in the northeastern Pannonian basin of Hungary. *Tectonophysics*, 388, 239–252
- Hegedűs E. (2005): Seismic probing of the Pannonian lithosphere from the Basin substratum down to the lower crust. PhD dissertation, Warsaw
- Hetényi Gy., Ren Y., Dando B., Stuart G. W., Hegedűs E., Kovács A. Cs., Houseman G. A. (2015): Crustal structure of the Pannonian Basin: The AlCaPa and Tisza Terrains and the Mid-Hungarian Zone. *Tectonophysics*, 646, 106–116
- Horváth F. (2007): A Pannon-medence geodinamikája, Eszmetörténeti tanulmány és geofizikai szintézis. Akadémiai doktori értekezés, MTA, Budapest, p. 239

- Kilényi É., Sefara J. (1991): Pre-tertiary basement contour map of Carpathian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. *Geophysical Transactions*, 36/1–2
- Kiss J. (2005): A CELEBRATION-7 szelvény komplex geofizikai vizsgálata, és a „sebesség-anomália” fogalma. *Magyar Geofizika*, 46/1, 1–10
- Kiss J. (2006): Magyarország gravitációs lineamentstérképe – első eredmények. *Magyar Geofizika*, 47/2, 71–79
- Kiss J. (2009a): Regionális gravitációs anomáliák, izosztikus hatások Magyarországon. *Magyar Geofizika*, 50/4, 153–171
- Kiss J. (2009b): A CEL08 szelvény geofizikai vizsgálata. *Magyar Geofizika*, 50/2, 59–74
- Kiss J. (2010): Mély medencék izosztikus hatása. *Magyar Geofizika*, 51/3, 1–13
- Kiss J. (2013): Magyarországi geomágneses adatok és feldolgozások: spektrálanalízis és térképi feldolgozások. *Magyar Geofizika*, 54/2, 89–114
- Kiss J. (2015): A Pannon-medence geomágneses anomáliái és a mélyfúrással feltárt bázisos földtani képződmények kapcsolata. *Magyar Geofizika*, 56/1, 21–42
- Kiss J. (2016): A gravitációs és mágneses anomáliák átfogó értelmezése a Kárpát–Pannon-régióban. *Földtani Közlöny*, 146/3, 275–298
- Kiss J., Gulyás Á. (2005): Magyarország gravitációs Bouguer-anomáliatérképe. M = 1:500 000-es nyomtatott térképe. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest
- Kiss J., Gulyás Á. (2006): Magyarország mágneses ΔZ anomáliatérképe, M = 1:500 000-es nyomtatott térkép. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest
- Kiss J., Gúthy T., Zilahi-Sebess L. (2015): A Mohorovičić-határfelület magyarországi kutatása – módszerek, mérések, eredmények. *Magyar Geofizika* 56/3, 152–178
- Kiss J., Madarasi A. (2012): A PGT-1 szelvény komplex geofizikai vizsgálata (nem szeizmikus szemmel). *Magyar Geofizika*, 53/1, 29–54
- Kiss J., Vértesy L., Gulyás Á., Madarasi A. (2015): Tisia – a geofizikai adatok tükrében. pp. 25–28. TISIA Konferencia kiadványa, p. 76, ISBN 978-963-8221-56-8
- Madarasi A., Nemesi L., Varga G. (2006): Telluric map of East Hungary. *Geophysical Transactions*, 45/2, 65–98
- Nemesi L., Varga G., Madarasi A., (2000): Telluric map of Transdanubia. *Geophysical Transactions*, 43, 169–204
- Patanè D., Barberi G., De Gori P., Cocina O., Zuccarello L., Garcia-Yeguas A., Castellano M., D’Alessandro A., Sgroi T. (2017): The shallow magma chamber of Stromboli volcano (Italy). *Geophysical Research Letters*, 44, doi: 10.1002/2017GL073008.
- Posgay K., Bodoky T., Hegedüs E., Kovácsvölgyi S., Lenkey L., Szafián P., Takács E., Timár Z., Varga G. (1995): Asthenospheric structure beneath the Neogene basin in southeast Hungary. *Tectonophysics*, 252, 467–484
- Posgay K., Kovács A. Cs., Csabafi R., Bodoky T., Hegedüs E., Fancsik T., Rigler B. (2007): A CEL07 mélyszeizmikus szelvény újraértékelése. *Magyar Geofizika*, 48/3, 87–99
- Posgay K., Takács E., Szalay I., Bodoky T., Hegedüs E., Jánváriné Kántor I., Timár Z., Varga G., Bérczi I., Szalay Á., Nagy Z., Pápa A., Hajnal Z., Reilkoff B., Mueller S., Ansorge J., De Iaco R., Asudeh I. (1996): International deep reflection survey along the Hungarian Geotraverse. *Geophysical Transactions*, 40/1–2, 1–44
- Prinz Gy. (1926): Magyarország földrajza. I. kötet: Magyarország földjének származása, szerkezete és alakja. Danubia könyvkiadó, Pécs, p. 202
- Ren Y., Grecu S., Stuart G., Houseman G., Hegedus E., South Carpathian Working Group (2013): Crustal structure of the Carpathian–Pannonian region from ambient noise tomography. *Geophys. J. Int.*, <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggt316>
- Szanyi Gy. (2017): A Pannon-medence S-hullám-sebességterének vizsgálata. PhD értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földtudományi Doktori Iskola
- Scheffer V. (1960): A magyar „közbülső tömeg” kérdéséhez. *Geofizikai Közlemények* IX/1–2, 55–68
- Telegdi Roth L. (1929): Magyarország geológiája, I. rész. A Magyar föld és az azt környező területek hegység szerkezetének kialakulása. Tudományos Gyűjtemény. Danubia Könyvkiadó, Pécs, p. 170
- Tóth L., Zsíros T., (2000): A pannon-medence szeizmicitása és földrengéskockázata. <http://www.sze.hu/ed/TothZsiros.doc>
- Zelt C. A. (1993): RAYINVR, 2-D travel time inversion and amplitude modeling programs, FAST: 3-D First Arrival Seismic Tomography programs. <http://terra.rice.edu/departments/faculty/zelt/>
- Zelt C. A., Smith R. B. (1992): Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys. J. Int.*, 108, 16–34