

# A CEL08 szelvény geofizikai vizsgálata<sup>1</sup>

KISS JÁNOS<sup>2</sup>

2005-ben, a Magyar Geofizikában megjelent egy cikk a CEL07 szelvény feldolgozásáról. Ennek a feldolgozási munkának folytatásaként bemutatjuk a CEL08 szelvény vizsgálatát. A két szelvény között földtani szempontból a legjelentősebb különbséget a CEL08 szelvény mentén megjelenő pannon vulkanizmus adja, amely a feldolgozások alapján befolyásolja a mágneses anomáliatér mellett a szeizmikus sebességviszonyokat is. A tektonika felszabdálja a Dunántúli-középhegységet, a törérendszerek csökkent sebességű zónák formájában jelentkeznek, amelyek nagy mélységig nyomon követhetők.

A CEL08 litoszféra kutató szeizmikus tomografikus szelvény vizsgálata során több geofizikai módszer (több fizikai paraméter) adatait együttesen vettük figyelembe. Az „újonnan” mért szeizmikus adatokhoz — az együttes értelmezés céljából — elkészítettük a meglévő gravitációs és mágneses adatok feldolgozását is. Kihhasználva a digitális feldolgozási eljárások — szűrések, transzformációk, automatikus hatókijelölések és inverziók — lehetőségeit, új földtani ismereteket sikerült szerezni az évtizedek óta rendelkezésre álló gravitációs és mágneses adatokból. Az új erőter-geofizikai eredmények megbízhatóságát éppen a szeizmikus „háttér” adatok biztosítják, mert a különböző geofizikai módszerekből származó feldolgozási eredmények egymást kiegészítik.

## J. Kiss: Study of the geophysical data along the CEL08 deep seismic lithospheric profile

In 2005, the interpretation of the CEL07 profile was published in Hungarian Geophysics. Now, this paper presenting the interpretation of CEL08 profile can be regarded as a continuation of that previous work. The most important difference between the two CEL profiles from point of view of geology is the presence of Pannonian volcanism along CEL08 profile. These mafic volcanic bodies generate geomagnetic anomalies and high seismic velocity zones as it is shown by the results of magnetic and seismic measurements. The tectonic movements disintegrated the block of the Transdanubian Central Range and some low seismic velocity zones connected with them are traceable until big depths.

The geological interpretation of the tomographic sections of deep seismic profiles takes an interesting turn because of the comparison with potential field data, which is presented in this paper.

## Bevezetés

A CELEBRATION szeizmikus litoszféra kutató program fő kutatási célkitűzései — Magyarország szempontjából — a litoszférának, a geodinamikai folyamatoknak, és az egész Kárpát-medence kialakulásának megismerése volt [GUTERCH et al. 2001, BODOKY et al. 2001]. A program keretében le-mért CEL08 szeizmikus szelvény a Hanságtól a mohácsi Dunáig húzódik, több mint 200 km hosszan — ez a legsűrűbben mintavételezett magyarországi szelvény. A szelvény közel merőlegesen metszi a Rába-, a Balaton-, a Közép-Magyarországi- és a Mecsek-alja-vonalat, keresztezve az Ausztróalpi-egységet, a Dunántúli-középhegységi-egységet, a Szávai-egységet és a Tisza-egységet, áthaladva a Mórággyi-rögön.

A CEL08 szelvény mentén csak a felső néhány kilométeres mélységről, és ott is csak szakaszosan állnak rendelkezésre mélyfúrás adatok. A mélyfúrások zöme a bakonyi bauxitkutatás során mélyült le, viszonylag közel esnek egymáshoz egy-egy kutatási területen belül csoportosulva. Az egyéb fúrások 20–40 km-re találhatók egymástól és csak néhány esetben mélyebbek, mint 1 km.

A CEL08 szeizmikus szelvény mentén rendelkezésre állnak a gravitációs és földmágneses mérési adatok is (1. ábra), így lehetőség nyílt a többféle adat együttes vizsgálatára. A potenciáltér feldolgozások 10–15 km-es, a szeizmikus litoszféra kutató mérések tomografikus feldolgozásai mintegy 50 km-es mélységig adnak információt.

## Gravitációs és mágneses anomáliák a CEL08 szelvény mentén

Az Alsó-Ausztróalpi-egység CEL08 szelvényre eső szakasza minimumként jelenik meg a gravitációs anomáliagörbén (2. ábra). A Felső-Ausztróalpi-egység egy maximum vonulatként, a Mihályi, vagy Büki maximumként jelentkezik. A Kisalföld területe minimumzóna, bár a medencealjzat valódi mélységét nem tükrözi teljes mértékben a Bouguer-anomália, aminek a 2,5 km-nél mélyebb medence az oka. Ebben az esetben a medencét kitöltő üledék és a medencealjzat közötti sűrűségkontraszt a medence mély részein az üledék kompakciója miatt már nem elegendően nagy ahhoz, hogy a felszíni mérési adatok alapján (vizuálisan) kimutatható legyen.

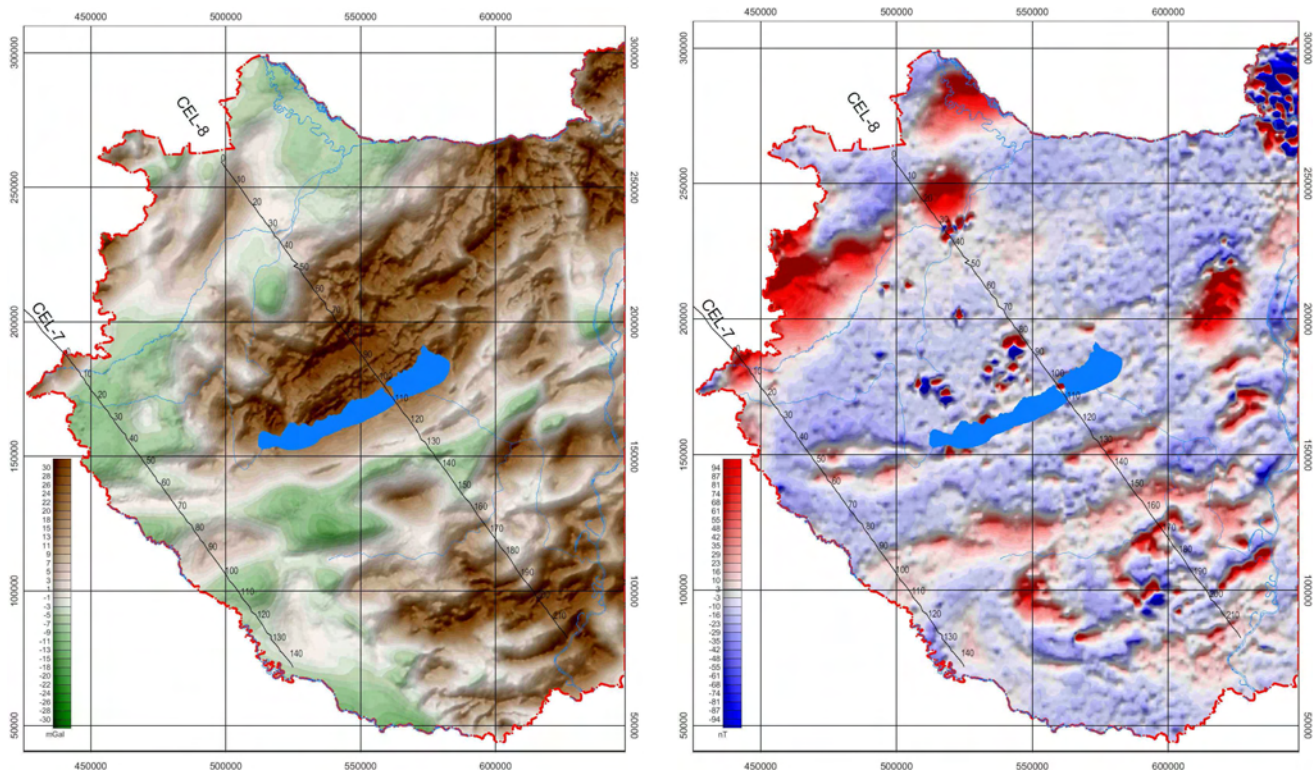
A Dunántúli-középhegység maximum zónaként jelentkezik, a felszínen is megtalálható vastag mezozoós összletnek köszönhetően. A Balaton-vonal és a Közép-magyarországi-vonal között a szelvény legerősebb minimuma húzódik. A Tisza-egységre hullámzó anomáliák jellemzők, ahol a minimumokat olyan lokális medencék okozzák, amelyek: paleozoós és mezozoós self képződ-ményekkel vannak feltöltve. A Balaton-vonal D-i peremétől, a legkisebb Bouguer-értéktől a Mórággyi-rög okozta maximumig, egy folyamatos növekedő tendenciájú regionális hatás jellemzi a gravitációs képet.

A nagyszerkezeti blokkok egy része a CEL08 szelvény mágneses anomáliái alapján is elkülöníthető. Az Ausztróalpi-egység (0–35 km) és a Tisza-egység területén (130–240 km) a mágneses anomáliák hullámszáma (3. ábra) mágneses képződ-ményekre esetleg az alaphegység mágnesezettségére utal.

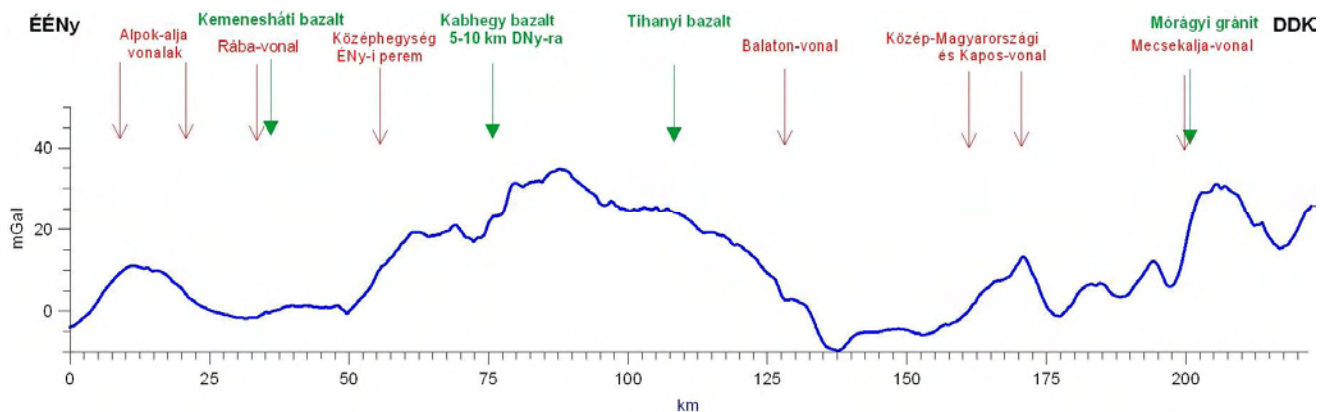
<sup>1</sup> Beérkezett: 2009. 07. 24-én, részlet a szerző PhD dolgozatából

<sup>2</sup> Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet

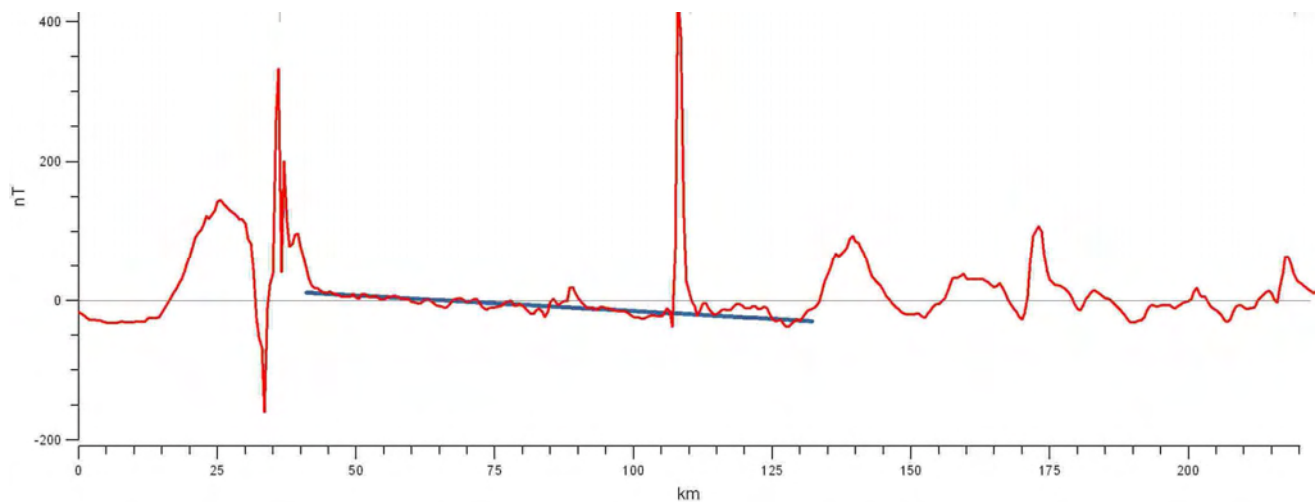
H-1145, Budapest, Kolumbusz utca 17–23. e-mail: kiss@elgi.hu



1. ábra. CEL07 és CEL08 szelvények a gravitációs (a) és a mágneses (b) anomália térképen  
 Fig. 1. CEL07 and CEL08 profiles on gravity and magnetic anomaly maps



2. ábra. Gravitációs Bouguer-anomália a CEL08 szelvény mentén (a főbb szerkezetek és vulkáni képződmények helyével)  
 Fig. 2. Gravity: Bouguer anomaly values along the CEL08 profile (with locations of main tectonic structures and mafic volcanic formations)

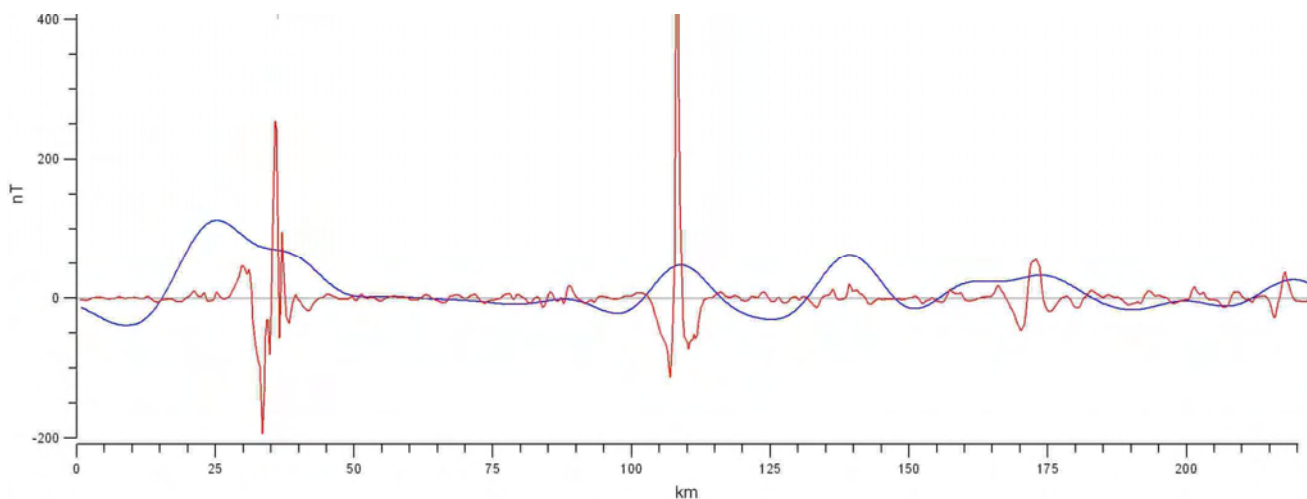


3. ábra. Mágneses  $\Delta T$  anomália a CEL08 szelvény mentén (kék-vonal — regionális hatás a Dunántúli-középhegységi és a Szávai-egységen)  
 Fig. 3. Magnetic  $\Delta T$  anomaly values along the CEL08 profile (blue line — regional magnetic anomaly on the profile)

Ezzel szemben a Dunántúli-középhegységi-egység és a Szávai-egység területe (40–130 km) — a tanúhegyek lokális, felszíni hatásait nem számítva — gyakorlatilag anomáliamentes. A Dunántúli-középhegységi-egység ÉNy-i és DK-i pereme (40 és 110 km-nél) a felszíni, vagy nagy térfrekvenciás hatóktól származó mágneses anomáliák alapján (4. ábra), míg a Dunántúli-középhegységi-egység, a Szávai-egység együttes területének határa a mélybeli, vagy kis térfrekvenciás mágneses hatások alapján (3. ábra) határolható le. Ez a két blokk alapvetően nem mágneses (vastag, biogén eredetű üledékes mezozoós összletek jellemzik), és ennek megfelelően nincsenek mágneses anomáliák. Van egy alig észrevehető regionális

hatás, ami a Dunántúli-középhegységi-egységre és a Szávai-egységre kiterjedően jelentkezik. E két blokkon a kijelölhető mágneses alapszint ÉNy-on magasabban található, mint DK-en: az eltérés 30–40 nT körüli (3. ábra, kék vonal).

Az átmenet gyakorlatilag lineáris, amit mágneses szempontból csak egy közel szintes regionális mágneses ható felszíne okozhat (pl. mágneses alaphegységi képződmény), amely ÉNy-ról DK felé mélyül (esetleg vékonyodik). A ható peremét az Ausztralpi-egység nagy mágneses anomáliái és a Szávai-egységet lezáró mélyhatóktól származó anomáliavonulat jelentheti — itt lehet törése, szakadása az esetleg összefüggő mágneses rétegnek.



4. ábra. Frekvenciaszűréssel (Low-pass, High-pass) elkülönített regionális (kék) és lokális (piros) mágneses anomáliák

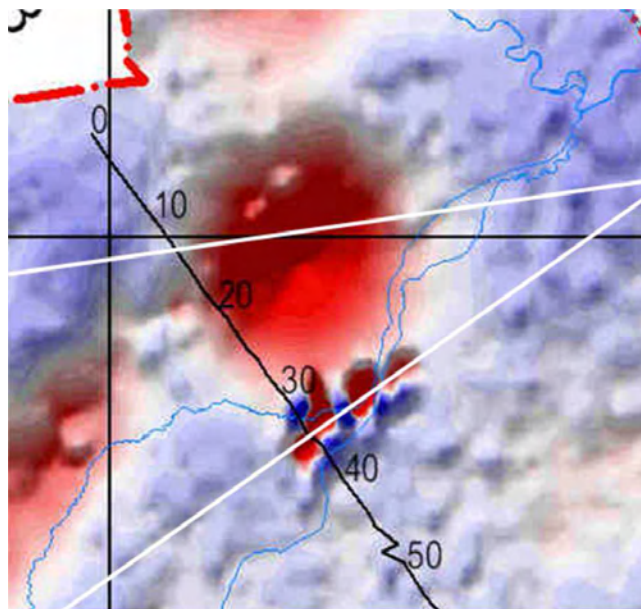
Fig. 4. Regional (blue) and local (red) magnetic anomalies separated by frequency (Low-pass, High-pass) filtering

A vastag mezozoós összleteket „pontoszerűen” törik át a pannonban a bazaltos vulkanizmus képződményei köpenyxenolitokat hozva a felszínre, ami nagyon gyors mozgást, és nagyon mély gyökérzónát — törérendszereket — feltételez, ezeket a zónákat a felszínközeli mágneses hatásoktól származó nagy térfrekvenciájú mágneses anomáliák jelzik.

A mágneses anomália szelvényen (3. ábra, 4. ábra) a Kemeneshát (35 km) és Tihanyi-félsziget (107 km) vulkanitjainak hatása látszik, a többi tanúhegyet a szelvény közvetlenül nem érinti. A Kab-hegyhez közel fut a CEL08 szelvény nyomvonala, de a bazaltok a szelvénytől DNy-ra, 5–10 km távolságra vannak, ezért a mágneses hatásuk már nem jelentkezik a szelvényen.

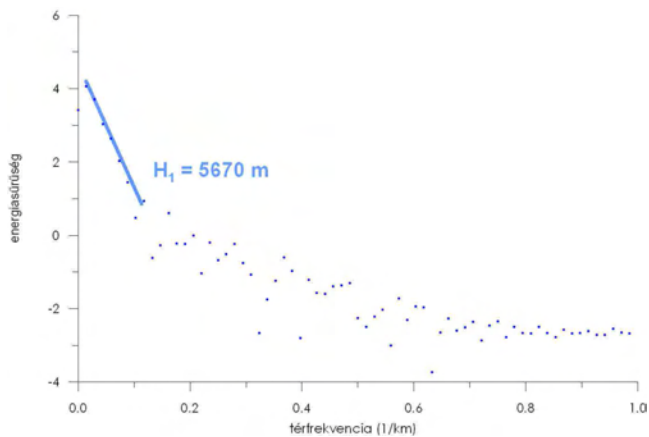
Érdekes jelenség 20–40 km között egy mélybeli (valószínűleg medencealjzatbeli ható — metavulkanit) és egy felszíni pannon bazaltos ható együttes anomáliája (3. ábra). A két eltérő frekvenciájú hatás, ami az anomália térkép alapján vizuálisan is jól elkülöníthető (5. ábra), digitális adatfeldolgozással, pl. frekvenciaszűréssel szétválasztható (4. ábra).

Az anomália térképek alapján jól látszik, hogy van ÉNy-on egy regionális anomália, míg ennek az anomáliának DK-i peremén egy felszínközeli lokális mágneses hatás. A különböző mélységű hatók együttes megjelenését érdemes részletesebben is megvizsgálni. Az anomáliákon keresztül két szelvény mentén spektrális mélység-meghatározás segítségével megbecsülhető a mágneses hatók mélysége (6. ábra).



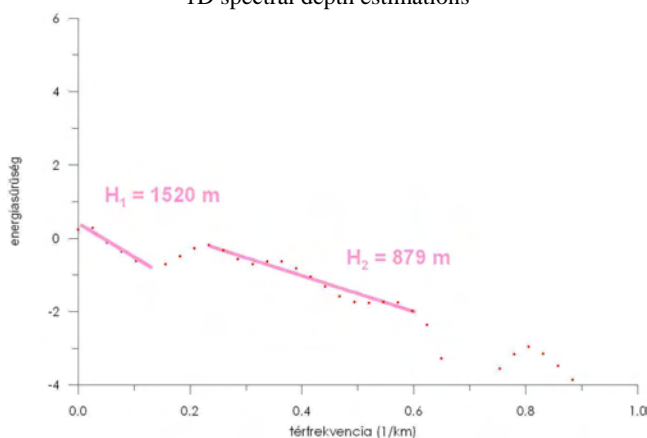
5. ábra. Mágneses anomália térkép a CEL08 szelvény kezdeti részén (a fehér vonalak a szelvénymenti spektrális vizsgálatok nyomvonalait mutatják)

Fig. 5. Magnetic anomaly map at the beginning of the CEL08 profile (White line shows the profiles of 1D spectral depth estimations)



6. ábra. Energiasűrűség spektrum az É-i nyomvonalon végzett spektrális vizsgálatok adatai alapján

Fig. 6. Power density spectrum of the North magnetic profile of 1D spectral depth estimations



7. ábra. Energiasűrűség spektrum a D-i nyomvonalon végzett spektrális vizsgálatok adatai alapján

Fig. 7. Power density spectrum of the South magnetic profile of 1D spectral depth estimations

A két energiasűrűség-spektrum csak a kis térfrekvenciás (0,0–0,1 km<sup>-1</sup>) tartományban tér el egymástól. Az azonos mélységből származó hatások a spektrumon egyenes vonalat rajzolnak ki [SPECTOR és GRANT 1970, MESKÓ 1983]. Ezen szakaszok kijelölése után a meredekségből a mélység meghatározható. Az É-i szelvény spektrumán kijelölhető egy 5670 m-es mélységű, feltételezhetően medencealjzati hatás. A D-i szelvény adataiban ennek a mély hatásnak nyoma sincs. A legmélyebb hatás ebben az esetben 1520 m-en jelentkezik, aminek hatója a medencealjzat felett, az üledékben van! A spektrum további 0,2–0,6 térfrekvenciájú része hasonló lefutást mutat (azaz É-i szelvényen is valószínűleg jelen vannak a D-i szelvény mentén kijelölhető 879 m mélységű mágneses hatók). A ritka adatrendszer miatt nem zárható ki ennél magasabb helyzetű mágneses ható, ezt azonban csak sűrűbben mért adatok alapján lehetne kimutatni.

A mágneses adatok alapján feltételezett földtani felépítést a szeizmikus sebességszelvényen is ellenőrizhetjük. A mélyből felnyúló nagy sebességű zónák — a helyzetük alapján — egyértelműen összefüggésbe hozhatók a felszíni tanúhegyekkel (Kemeneshát 35 km-nél, Kab-hegy 75 km-nél, Tihany 107 km-nél) azaz a szelvény mentén a közel vertikális nagy sebességű zónák megjelenését a tanúhegyek gyökérszónái okozzák. Ez az egyik legérdekesebb jellegzetessége a CEL-8 szeizmikus szelvénynek (8. ábra).

A szeizmikus sebességszelvényen érdekes, és talán a legnagyobb szeizmikus sebességű kéreg-rendellenesség a 150–160 km-nél jelentkező nagy sebességű zóna (8. ábra), ami egy hosszan követhető mágneses anomáliavonulathoz kapcsolódik (1. ábra). A felszíni, néhányszor 10 nT-ás anomáliavonulat alatt, egy 3 km-től, több mint 15 km mélységig kimutatható, környezeténél nagyobb sebességű zóna található, aminek az eredete nem ismert. 190 és 200 km között egy hasonló, de talán kevésbé mély „nyúlvány” látszik, amelynek felszíni folytatása a Mórággyi-rög.

A nagysebességű zónák, úgy tűnik, jól azonosítható kapcsolatot mutatnak a földtörténet különböző időszakában, a kéregben megjelenő magmás képződményekkel.

## A földkéreg felépítése a CEL08 szelvény mentén

Az első beérkezések szeizmikus tomográfia a mérési adatokból a ZELT-féle [ZELT és SMITH 1992, ZELT 1993] algoritmus alapján határozza meg a sebességeloszlást (8. ábra). A CEL08 szelvényen az átlagos kéregsebesség-modell [CHRISTENSEN és MOONEY 1995, VÖLGYESI 2002] alapján a CONRAD-mélység 5–20 km mélységben jelentkezik (9. ábra).

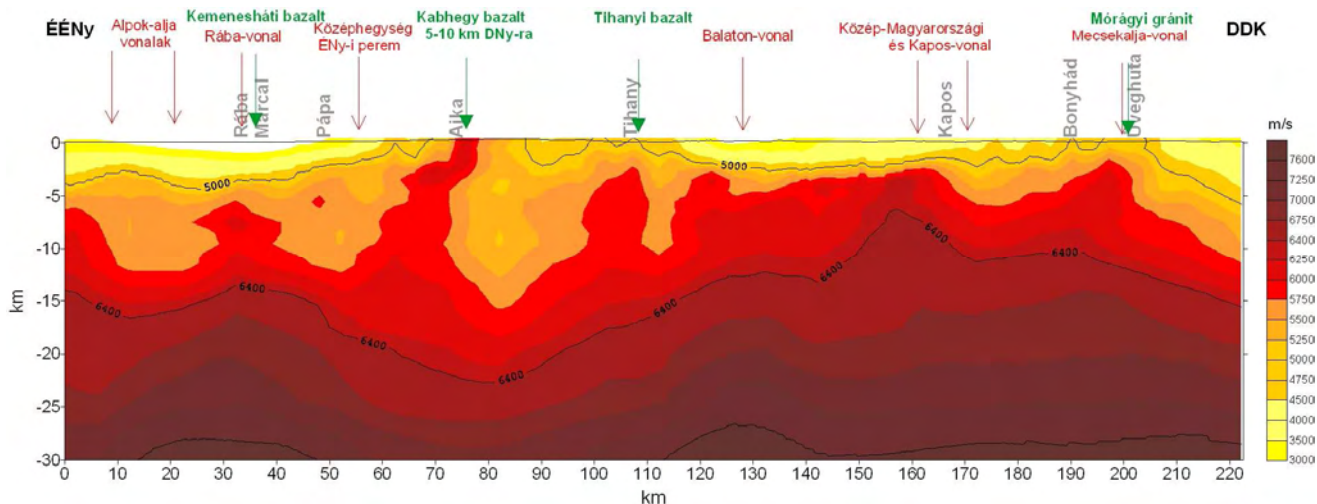
Szint	Üledékek	Conrad-diszkontinuitás	Moho-diszkontinuitás	Köpeny	Hivatkozás
Sebesség (m/s)	Max. 5000	6400	7600	8090	CHRISTENSEN és MOONEY [1995]
	Max. 5000	6300	7500	8000	
Sűrűség (g/cm <sup>3</sup> )	2,40	2,70	2,90	3,30	VÖLGYESI [2002]
	2,45	2,70	2,90	3,35	KABAN [2001]

1. táblázat. A földkéreg átlagos paraméterei amerikai, magyar és orosz források alapján

A CEL08 sebesség-szelvényen jól látszik egy, az izosztatikus gyökérszónának megfelelő, csökkent sebességű zóna a Duna-túli-középhegység alatt (a kéreg fizikai paramétereivel benyomul a mélyebben elhelyezkedő köpenybe). Ez mind a CONRAD-, mind pedig a MOHO-felületek lefutásában azonosítható. Ez szép példája annak, amit a korábbi kéregkutató szelvények már kimutattak [POSGAY et al. 1991], hogy egy alacsony röghegység alatt is megtalálható az izosztatikus gyökérszóna!

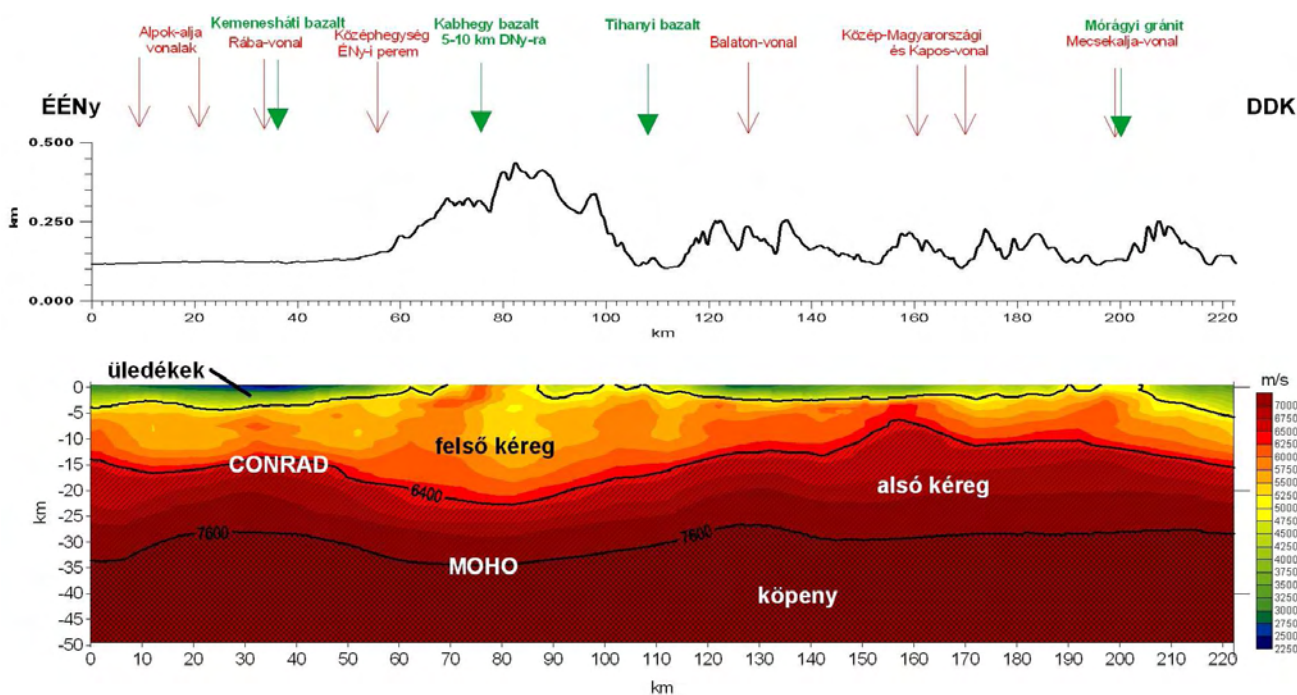
A jelölt határfelületek alapján azt mondhatjuk, hogy a méréseinkkel kimutatott legjelentősebb sebesség-változások a felső kéregben, 10–15 km mélységig találhatók. Ez azt is jelenti, hogy pl. a vulkáni gyökérszónák a CEL08 szelvényen (8. ábra) a felső kéregben azonosíthatók, de valószínűleg a CONRAD-diszkontinuitás alatti szférákból táplálkoznak. Egy másik kutatási módszer — a bazalt-xenolitok vizsgálata — alapján FALUS és SZABÓ [2004] hasonló következtetésre jutottak:

„A tihanyi vulkán (a CEL08 szelvény 110 km-nél) több kitérés központból álló maar komplexuma a Bakony-Balaton-felvidéki vulkáni terület legidősebb alkáli bazaltos vulkánja (7,5–8 millió év). A magmás aktivitás során, a terület alatti felső köpeny és alsó kéreg anyaga felszakított kőzetdarabok (xenolitok) formájában a felszínre került, lehetőséget nyújtva ezzel a felső köpeny és alsó kéreg 8 millió évvel ezelőtti állapotának vizsgálatára”.



8. ábra. CEL08 szeizmikus sebesség szelvény

Fig. 8. CEL08 seismic velocity section



9. ábra. A földkéreg szerkezete a mért sebességek alapján a domborzattal a CEL08 szelvény mentén [szeizmikus kétdimenziós inverzió: KOVÁCS Attila Csaba 2001]

Fig. 9. The structure of the crust based on the seismic velocity section and the topography along CEL08 profile [seismic 2-D inversion: KOVÁCS Attila Csaba 2001]

A gravitációból kapott szerkezetek (lásd később) szintén nem nyúlnak le a CONRAD-féle felület alá, ami arra utalhat, hogy a feldolgozások mélységi határát nem az anomáliák hullámhosszából származó legnagyobb behatolási mélység, hanem a CONRAD-féle határfelület jelenti (A CHRISTENSEN és MOONEY-féle kéregmodell és a NYIKOLAJEVSZKIJ-féle kéregtektonikai hipotézis<sup>1</sup> egymást erősíti).

<sup>1</sup> Nyikolajevszkij [2001] szerint a kőzetek deformációja a mélységben függőleges (litosztatikus és hidrosztatikus) és vízszintes (kompressziós) közetnyomással (feszültséggel) van összefüggésben. Általánosan feltételezi, hogy a vízszintes (tektonika okozta) feszültség sokkal gyorsabban nő a mélységgel, mint a függőleges irányú

### A medencealjzat mélységének meghatározása

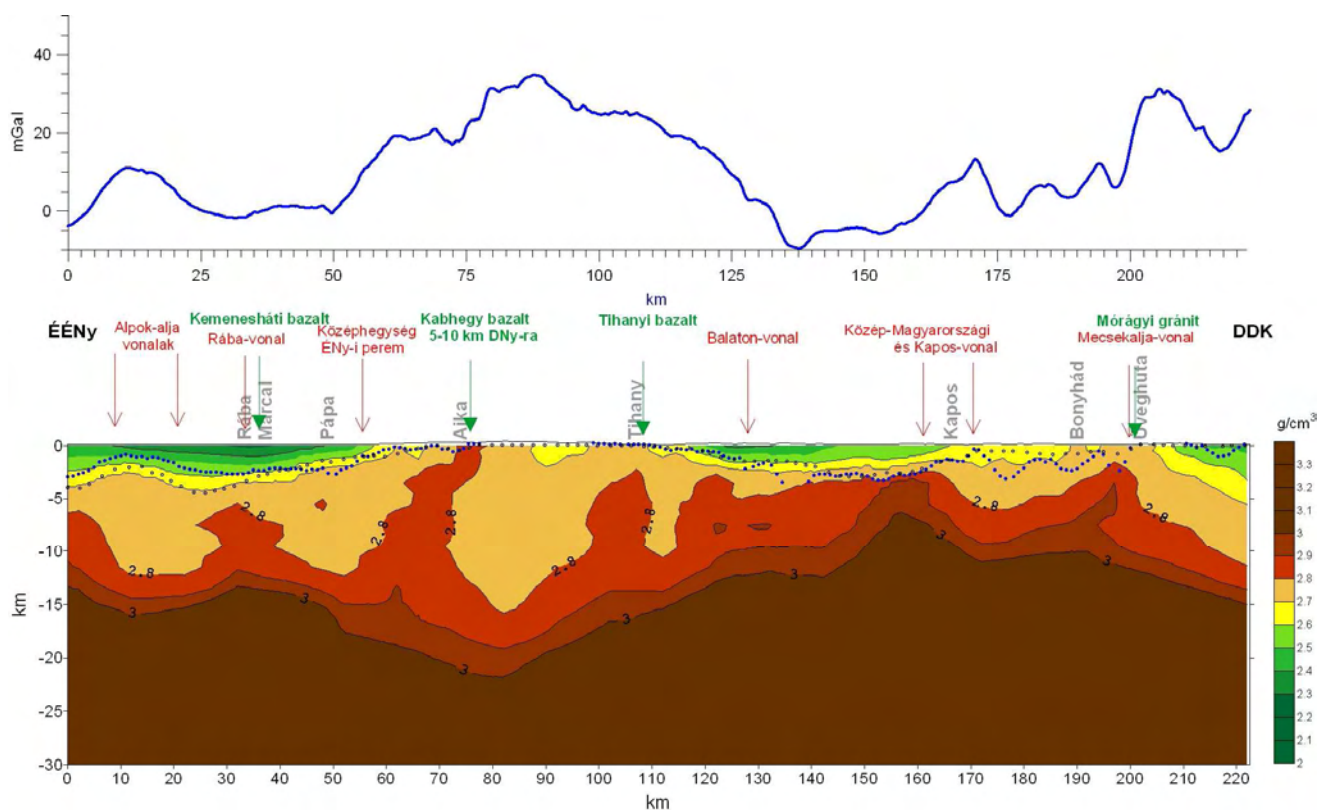
Gravitációs szempontból a magyarországi földtani felépítés megközelítőleg kétréteges modellnek felel meg — felül a medence laza üledékei, alul a nagy sűrűségű kristályos medencealjzat. Ebből adódóan ennek a viszonylag egyszerű modellnek a segítségével a Dunántúl területére

(litosztatikus és/vagy hidrosztatikus) közetnyomás. A törések, amelyek kataklasztikus feldarabolódott anyaggal töltődnek fel, a domináns horizontális nyomás hatására a kéreg középső részében vízszintesen elfeksznek, és szerinte ezek gyökérszónái adják azt az ugrásszerű határvonalat, amelyet Conrad-felületként ismerünk.

meghatározható, hogy milyen mélyen van a határvonal a két réteg között. A fedőüledékek és a medencealjzat közötti sűrűségkülönbséget (sűrűségkontrasztot) megbecsülhetjük, illetve az egyszerű modellből adódóan többféle értéket is használhatunk a mért gravitációs anomália tér modellezéséhez.

A gravitációs CORDELL–HENDERSON-féle [1968] mélységinverzió eredménye a KILÉNYI–ŠEFARA [1991] mélységterképhez hasonló medencealjzat-lefutást mutat  $0,25 \text{ g/cm}^3$ -es sűrűségkontraszt alkalmazásakor a CEL08 szelvény mentén (10. ábra). Ez azt jelenti, hogy az ebben az esetben homogénnek feltételezett medencealjzat és a szintén homogénnek feltételezett fedő között  $0,25 \text{ g/cm}^3$  sűrűségkülönbség van — a fedő- és az aljzat- képződmények sűrűsége átlagosan ennyire tér el egymástól (10. ábra). Ez természetesen csak egy durva közelítés, amit csak regionális szelvények esetében alkalmazhatunk.

Az illeszkedés a szelvény elején, a Kisalföld ÉNy-i részén (0–35 km) nem tökéletes, ahol a gravitációs mélység kisebb, mint ami a KILÉNYI–ŠEFARA [1991] mélységadatokból rajzolódik ki. A valós mélységet esetünkben akkor kapnánk meg, ha a sűrűségkontrasztot az Ausztróalpi egységen  $0,25 \text{ g/cm}^3$ -nél kisebbre vennénk. Ez azonban nem jó megoldás, mivel a paleozoós medencealjzat felett kivastagodó negyedidőszaki és pannon összeletek miatt a nagyobb sűrűségkülönbség lenne indokolt. A megoldás inkább az lehet, hogy a földtani felépítés nem közelíthető kétréteges modellel, azaz a medencealjzat sűrűsége alapján nem tekinthető homogénnek, hanem egy további nagyobb sűrűségű összlettel is számolnunk kell a behatolási mélységen belül. Ez a mélybeli hatás megemeli a gravitációs szintet, ezért a fúrési adatok alapján meghatározott medencealjzat nem illeszkedik a gravitációból — az egyszerűsített kétréteges modellel — meghatározott mélységhez.



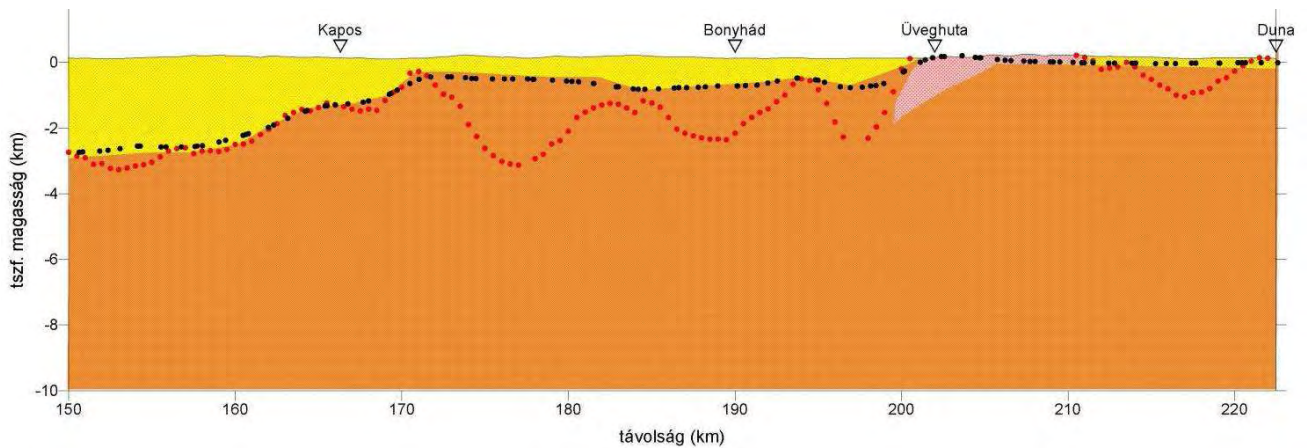
10. ábra. Bouguer-anomália (felül) és a gravitációs mélységinverzió eredménye a sebességből számított sűrűség-mélység szelvényen a CEL08 mentén (kék pontok — CORDELL–HENDERSON mélységinverzió eredménye, fekete körök — KILÉNYI–ŠEFARA medencealjzat térkép mélység adatai)

Fig. 10. Bouguer anomaly values (above) and depth values got by gravity inversion with density data calculated from seismic velocities along the CEL08 profile (blue dots — depth from CORDELL–HENDERSON inversion, black circles — depth data of the KILÉNYI–ŠEFARA basement map)

A másik eltérés a Mecsek É-i előterében (170–190 km) jelentkezik, ahol a gravitációból kapott inverziós mélységek „zsebszerű” bemélyedéseket mutatnak, amely a KILÉNYI–ŠEFARA-féle [1991] aljzattmélységen nem látszik (10. ábra, kinagyítva 11. ábra). Ez azt jelezheti, hogy nem mindegyik mezozoós medencealjzat-képződmény sűrűsége éri el az átlagos aljzatsűrűség-értékét. Magyarázattal a mezozoós képződmények litológiája szolgálhat. A Dunántúli-domb-ság területén ugyanis a mezozoikum nem mélytengeri kifejlődésű, hanem self-képződmények alkotják, amelyek

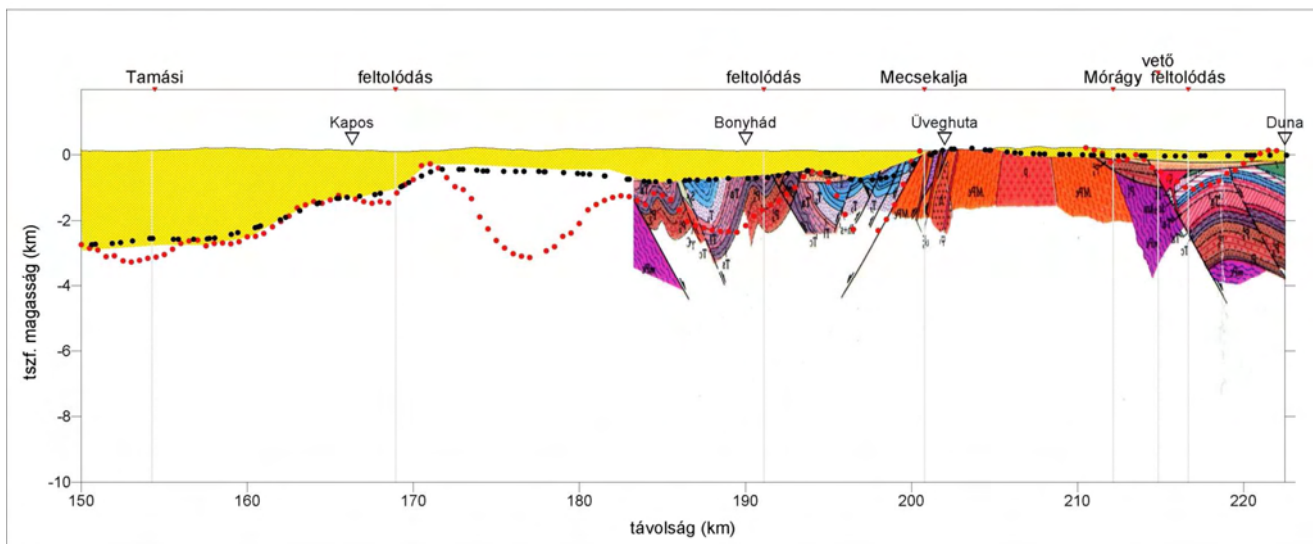
tömörödöttsége esetenként nem olyan mértékű, mint a középhegységi mezozoikum képződményeké.

A szelvény D-i részén a 200 000-es földtani térkép [WEIN et al. 1963] 1–2 földtani szelvénye közel párhuzamosan halad. A szelvény irányának átfordításával a különböző forrásból származó adatok összevethetőkké váltak. A földtani szelvény kék jura képződményei (12. ábra) és a gravitációs mélységinverzióból kapott aljzattmélység lefutása kísértetiesen hasonló, az eltérések a nem teljesen egyező nyomvonalból és a ritka fúrési hálóból adódnak.



11. ábra. Gravitációs inverziós medencealjzat mélység és a KILÉNYI-ŠEFARA mélységek eltérése a CEL08 szelvény déli részén (fekete körök — KILÉNYI-ŠEFARA medencealjzat mélység, piros körök — gravitációs medencealjzat mélység, lila szín: a gránitok valószínű helyzete)

Fig. 11. Differences between inverted gravity depth data and the KILÉNYI-ŠEFARA basement depths on the South part of CEL08 profile (black circles — KILÉNYI-ŠEFARA depth, red circles — gravity depth, violet colour — supposed location of granites)



12. ábra. Mélységinverzió eredménye a CEL08 szelvény mentén a párhuzamos földtani szelvény bevetítésével (fekete kör — KILÉNYI-ŠEFARA mélység, piros kör — gravitációs mélység, háttér kép — a 200 000-es földtani térkép 1–2 földtani szelvénye)

Fig. 12. Results of gravity inversion along CEL08 projected on a parallel running geological section (black circles — KILÉNYI-ŠEFARA depth, red circles — gravity depth, background picture — geological section 1–2 from geologic map sheet of 1:200 000 scale)

A szeizmikus sebesség (8. ábra) alapján az esetek többségében kijelölhető a medencealjzat felszíne. Az 5000 m/s sebességhatár vagy a sebességgradiens maximuma mutatja a laza medenceüledék és a kristályos medencealjzat közötti határfelületet. Az 5000 m/s sebességszint alkalmazásával egy általánosan elfogadott közetfizikai sebességhatárt használtam az üledékvastagság szeizmikus meghatározására.

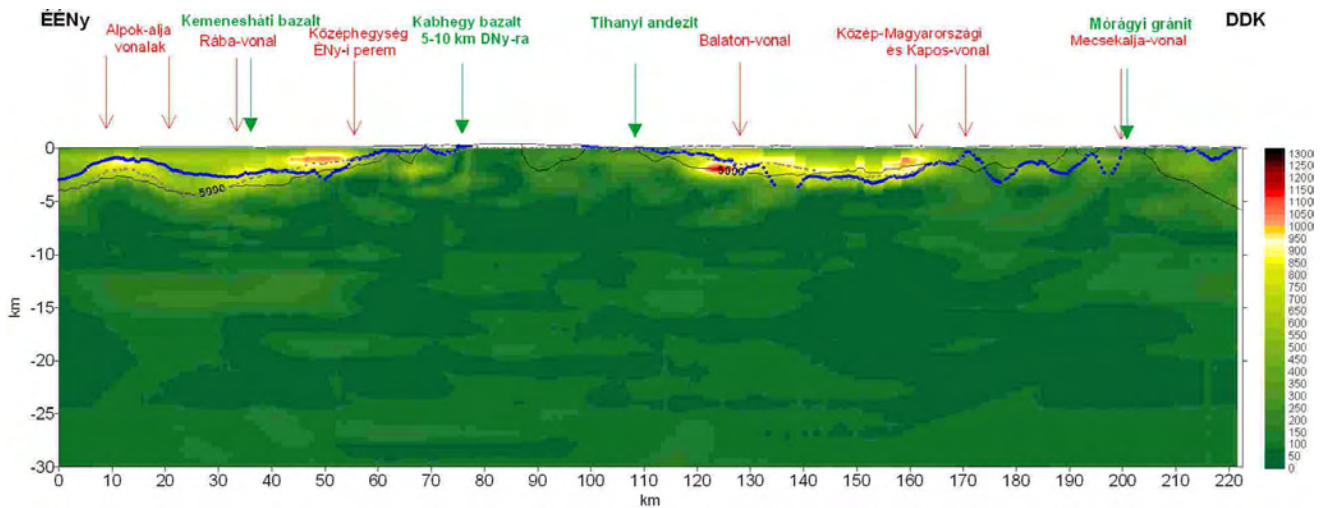
A gradiens értéke nem mindig az 5000 m/s-os medencealjzatnál jelentkezik, hanem gyakran fölötté, pl. az Ausztrál-egység esetében is, a gravitációs CORDELL-HENDERSON inverziós szinttel közel azonosan jelentkezik (13. ábra).

### Szerkezeti elemek kimutatása

A különböző módszerek mérési eredményeinek összevetésével a tektonikai zónák, vonalak jól azonosíthatók.

A nagy szerkezeti vonalak csökkent sebességű zónákként jelentkeznek. Ezt a jelenséget legjobban az 5500 m/s sebességértékű izovonal lefutásán lehet követni (5000 m/s az üledékes és a kristályos kőzetek közötti határsebesség). Úgy tűnik, hogy ahol az 5500 m/s sebességű izovonalnak mélybeli nyúlványa van, ott egy tektonikai szempontból megbolygatott zóna található (14. ábra).

A gravitációs megoldások megerősítik ezt az elképzelést, mivel a laterális sűrűségváltozások többször ezekhez a nyúlványokhoz kapcsolódnak. Ez alól csak a Kapos- és a Mecsekalja-vonal a kivétel: ezeknél a gravitáció alapján meghúzható szerkezeti vonalak 5500 m/s-nél nagyobb sebességtartományban jelentkeznek. A gravitációs megoldások a főbb szerkezeti vonalakat jól azonosíthatóan kijelölik, ez alól csak az Ajkától DDK-re jelentkező szerkezetek (14. ábra) jelentenek kivételt.



13. ábra. Szeizmikus sebesség gradiens szelvény (zx síkbeli) a CEL08 szelvény mentén, az 5000 m/s sebességszinttel (fekete) és a gravitációs inverziós szinttel (kék)

Fig. 13. Seismic velocity gradient section (zx planar) with the 5000 m/s velocity isoline (black) and the result of gravity depth inversion (blue) along CEL08 profile

A tektonikai értelmezés során olyan rendellenességeket keresünk, amelyek a szerkezeti zónákra jellemző — tört, feldarabolódott — kőzetekre utalnak, azaz a kőzeten belül a sebesség megváltozásával járnak, így a feldolgozások során a figyelem középpontjába a sebesség anomális megváltozásának kimutatása került.

A sebességszelvényen nagyon egyértelműen látszik az az általános tendencia, hogy a sebesség értéke a mélységgel nő. Ez egy általános sebességtrend — vagy ha úgy tetszik, „normális sebesség menet”. Úgy tűnt, hogy ennek a normál menetnek a kiszűrése jelentősen javítja az anomális részek kijelölésének lehetőségét és esetleg az értelmezést, mivel a „normál menet”-hez hozzáadódó laterális eltérések ilyen módon felerősíthetők.

A sebességtrend kiszűrésére több eljárás is létezik [KISS 2005]. Az egyik a szelvény trendszűrése (Gauss-féle legkisebb négyzetes felületközelítés és maradékképzés) a másik az egyedi pontok sebesség–mélység összefüggése alapján határozható meg. Ebben az esetben a sebesség–mélység grafikon ponthalmazára illesztett polinom adja meg az összefüggést, az általános vertikális sebességtrendet. Ez utóbbit minden pontban eltávolítva az eredeti sebességeloszlásból egy sebesség-anomália szelvényhez jutottam.

A sebesség-anomália szelvény (15. ábra) a gravitációból kapott automatikus feldolgozási eredményekkel sokkal szorosabb kapcsolatot mutat, mint a normál sebességszelvény (14. ábra). A sebesség-anomália szelvényen a legjelentősebb változás az, hogy a medencealjzat jelentős sebességugrásként jelentkezik és alatta kisebb-nagyobb vastagságú maximum sávokat azonosíthatunk (15. ábra). A törések jelentős része ennek a sávnak csökkent sebességű zóná-hoz köthető.

A gravitáció alapján kimutatható szerkezetek többnyire csökkent sebességű zónákkal mutatnak kapcsolatot. Azokon a helyeken, ahol a medencealjzat szerkezeti mozgás vagy litológiai váltás jellemzi, ott a szeizmikus sebesség lecsökken, ami a sebesség-anomália szelvényen jól kivehető. Ezeket a csökkent sebességű zónákat a kőzetek feldarabolódása és a permeábilis szerkezeteken geotermikus hatá-

sokra megjelenő magasabb hőmérséklet okozzák. A gravitációból kapott automatikus Euler- és Werner-megoldások (laterális sűrűség-inhomogenitások) is jelzik ezeket a csökkent sebességű zónákat.

A vulkáni tevékenység, a Föld folyékony forró anyagának a felszínre ömlése, annak felszíni megnyilvánulásai szerkezeti elemekhez, vetőkhöz és képződményhatárhoz köthetők. Vannak közöttük nagyon mély és vannak olyan felszíni vulkanitok, amelyek hatása csak a felső laza törméléses összletben jelentkezik.

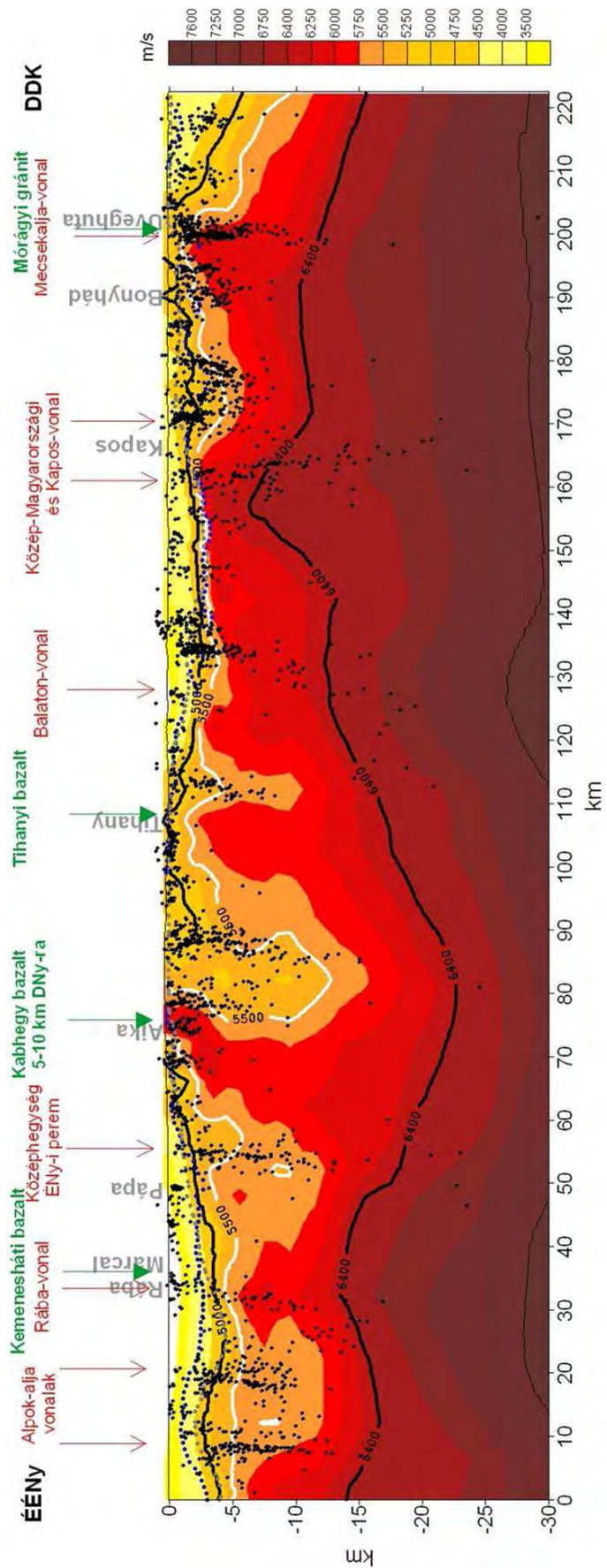
Érdekes módon a felszíni bázikus tanúhegyek pontra nagy sebességű zónák felett vannak. A magmás képződmények megjelenése a szelvényen nagy sebességű zónákhoz kötődik. Célszerű megnézni, hogy a mágneses anomáliák feldolgozása, azaz az automatikus eljárások hol fogják jelezni a mágneses hatókat.

A pásztori mágneses anomália a Kisalföldön (a Rába-vonalhoz kapcsolódóan), a szelvény 20–40 km közötti szakaszán jelentkezik egy nagy sebességű zóna 7 km mélységben (16. ábra). A mágneses megoldások alapján ÉÉNy-ról nagyon mély, 10–15 km-es határfelületet látszik, amihez DDK-en egy 7 km-ig azonosítható határfelület kapcsolódik. A viszonylag nagy kiterjedésű mágneses ható e két határfelület között van. A határfelületek kontaktusként értelmezhető modellek, a mágneses ható a két kontaktus között jelenik meg.

Ehhez, mélységben csak a Balaton-vonal menti mágneses megoldások hasonlítanak. A tihanyi, a Kapos-vonali és a bonyhádi anomáliák esetében a mágneses megoldások körülbelül 5 km-es mélységig azonosíthatók és lokálisnak („vékony lemez modell”-nek) számítanak a Rába- és Balaton-vonal mentén jelentkező anomáliákhoz képest. Ez a megállapítás a szűrt mágneses anomáliák, azaz a domináns hullámhosszúság alapján is belátható.

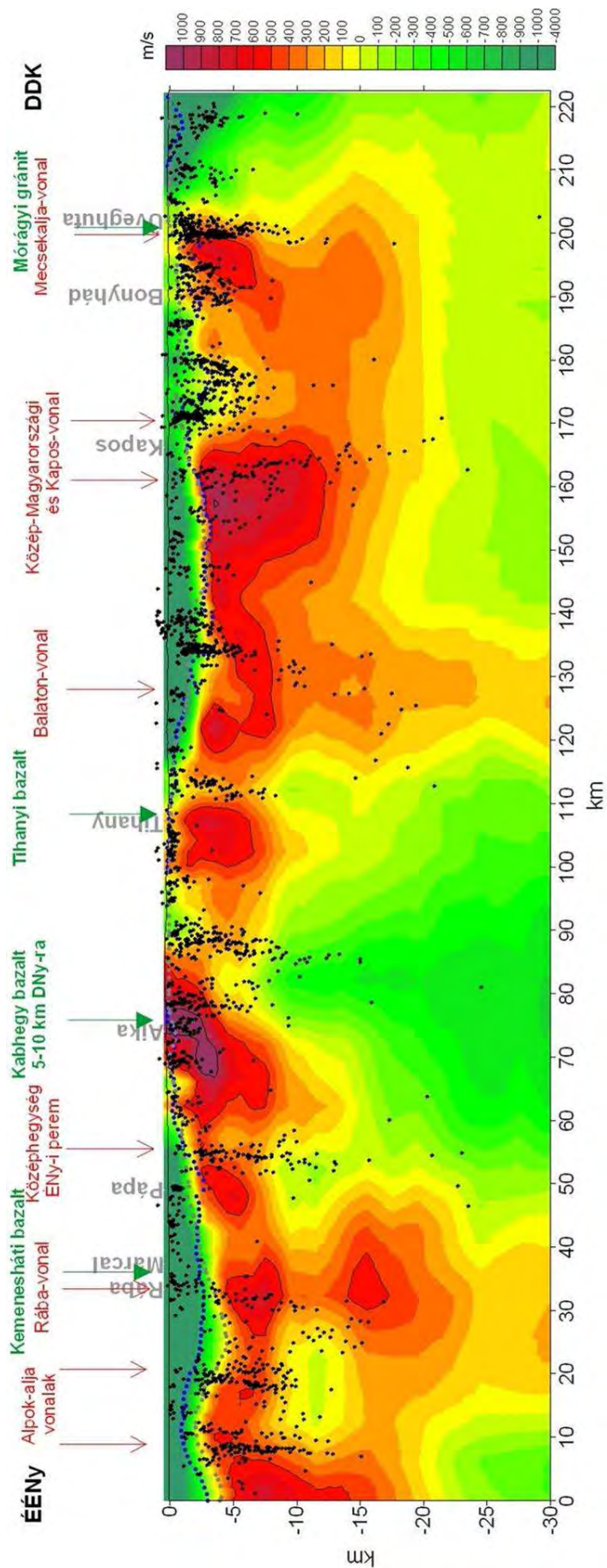
A nagy sebességű aljzathoz köthető sebesség maximum-sávot a mágneses megoldások is felszabdadják (17. ábra), de hatásuk gyengébb mint a tektonikai vonalaké. Ez azonosítható 20 km környékén, Tihanyánál (110 km), és Kapostól D-re (175 km), a Közép-magyarországi-vonalnál (170 km) és a Mórággyi-rög D-i peremén (200 km-nél).



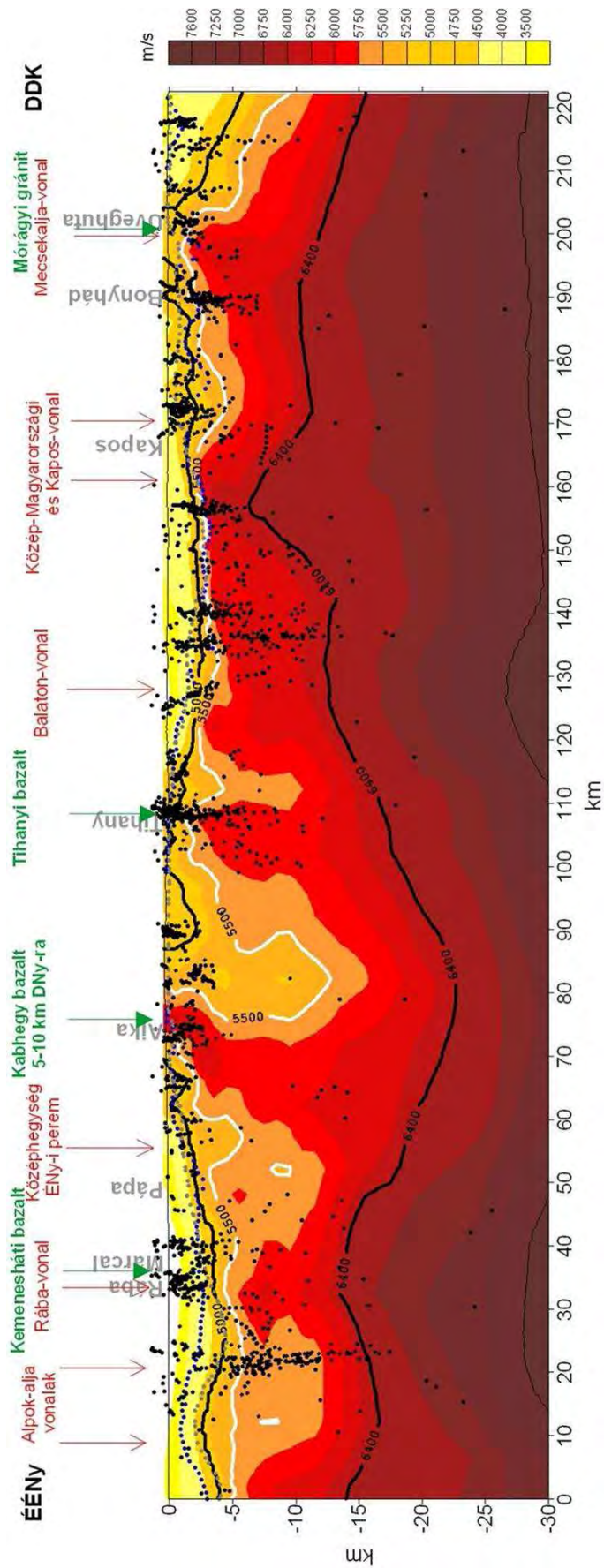


14. ábra. Gravitációs Euler- és Werner-megoldások a CEL08 sebesség szelvényen [szeizmikus kétdimenziós inverzió: KOVÁCS Attila Csaba 2001]

Fig. 14. Gravity Euler and Werner depth solutions along the CEL08 velocity section [seismic 2-D inversion: KOVÁCS Attila Csaba 2001]

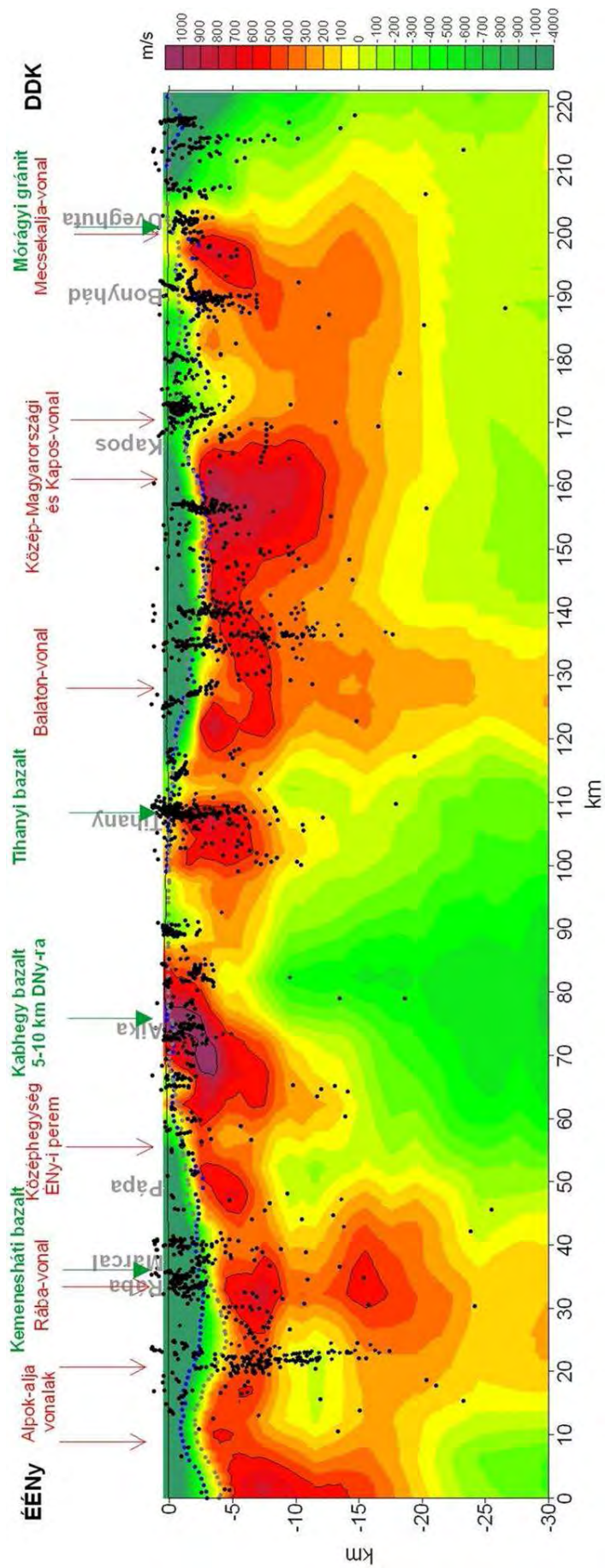


15. ábra. Gravitációs Euler- és Werner-megoldások a CEL08 sebesség-anomália szelvényen  
 Fig. 15. Gravity Euler and Werner depth solutions along the CEL08 velocity anomaly section

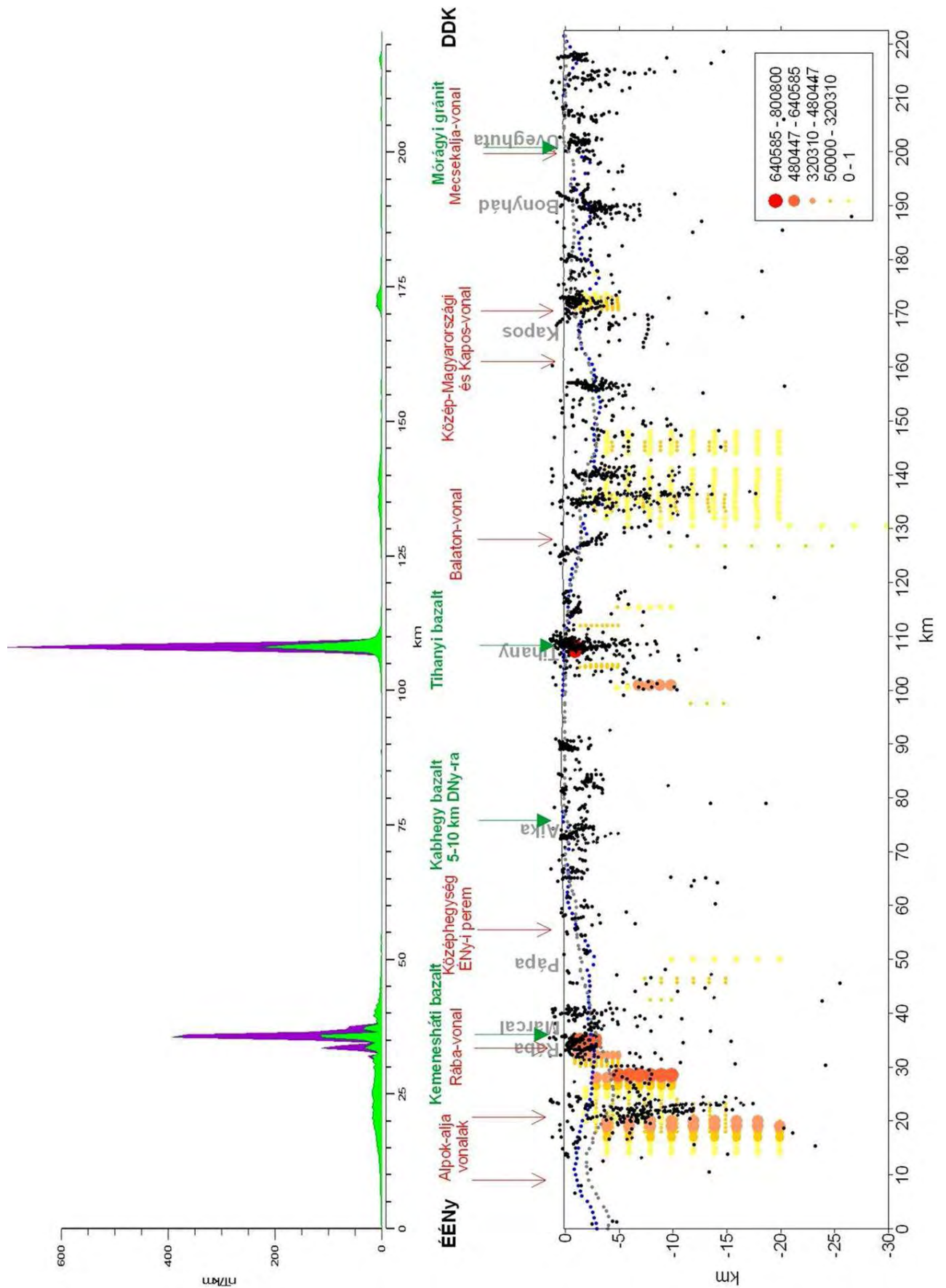


16. ábra. Mágneses Euler- és Werner-megoldások a CEL08 sebesség szelvényen [szeizmikus kétdimenziós inverzió: KOVÁCS Attila Csaba 2001]

Fig. 16. Magnetic Euler and Werner depth solutions along the CEL08 velocity section [seismic 2-D inversion: KOVÁCS Attila Csaba 2001]

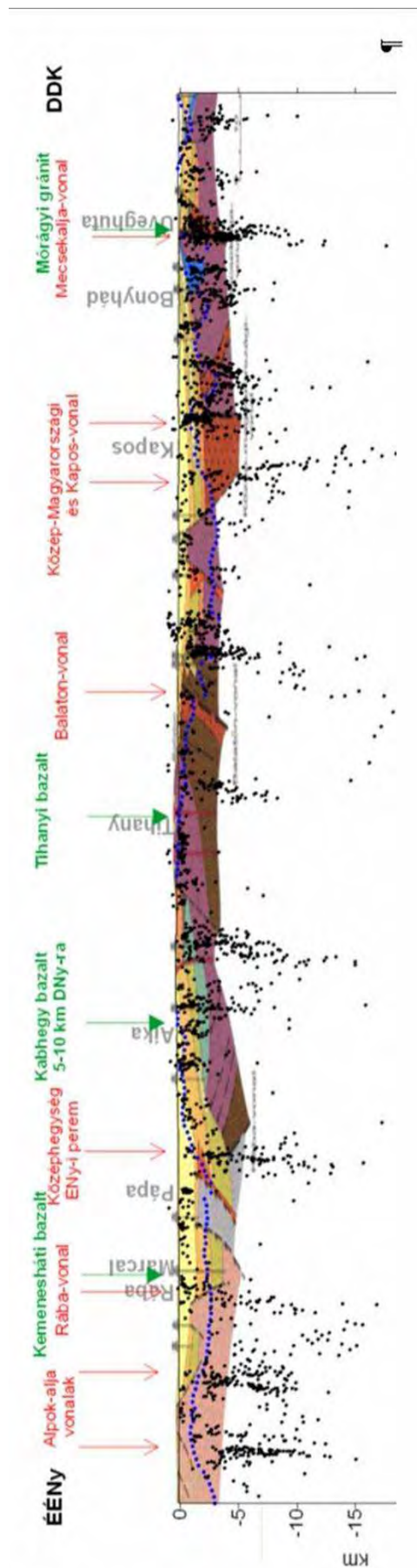


17. ábra. Mágneses Euler- és Werner-megoldások a CEL-8 sebesség-anomália szelvényen  
 Fig. 17. Magnetic Euler and Werner depth solutions along the CEL08 velocity anomaly section



18. ábra. Mágneses Naudy- (sárga-piros pontok), Euler- és Werner-megoldások (fekete pontok) a CEL08 mentén, felül a mágneses térgradiens görbék lemez (zöld) és kontaktus (lila) modellre számítva

Fig. 18. Magnetic Naudy (yellow-red dots), Euler and Werner depth solutions (black dots) along the CEL08 profile, above: magnetic analytical signals calculated for sheet (green) and contact (violet) models



19. ábra. Elvi földtani szelvény a Soproni-hegységtől a Villányi-hegységig a gravitációs megoldásokkal  
 Fig. 19. Theoretical geologic section from the Sopron-hills to the Villány-hills with gravity solutions

Az egyszerűbb anomália rajzolatok eléréséhez felhasználtam a mágneses szelvénymenti adatfeldolgozási eljárások közül az analitikus jelképzést is [NABIGHIAN 1972, 1974]. Ezt a feldolgozási eljárást magyarul térgradiens vagy totál gradiens számításnak szoktuk nevezni. Kiszámoltam a térgradiens nagyságát, az analitikus jelet az eredeti anomália értékek alapján — ez a görbe a „lemez modell”-re érzékeny és azokat az anomáliákat mutatja, ahol ilyen modell várható. A horizontális gradiensek alapján kiszámított analitikus jel a „kontaktus modell” felett ad anomáliát (18. ábra).

A lemez és kontaktus modell elnevezés relatív — erősen mélységfüggő. Egy nagy mélységű lemez modellt felszínre emelve, a peremei mentén már a kontaktus modellként fog jelentkezni, mert a test horizontális vastagsága és a mélységi helyzete együttesen határozza meg a lemez és kontaktus típusjellegét. A számításból adódóan a térgradiens csak pozitív értékekből áll. A kapott anomália görbén ott jelentkezik anomália — nullától különböző érték, ahol mágneses ható van. Ez a nagy előnye a térgradiens görbék alkalmazásának, a frekvenciaszűrt görbékkel (4. ábra) szemben.

Akár a térgradiens görbék ellenőrzéseként a mágneses hatókat a Naudy-megoldásokon keresztül meg is tudjuk jeleníteni (18. ábra). Ennél a feldolgozásnál is különböző ablakméretekkel dolgoztam és az eredményeket egy megbízhatósági paraméter alapján rangsoroltam. A kapott eredmények a többi feldolgozással összhangban, de nemcsak a ható várható peremeit, hanem az egész mágneses testet „megjeleníti”. A térgradiens görbék anomáliái a hatók felett vannak, és a mélységi elkülönülés is látszik — más a pannon bazaltok és a metabazitok mélysége és térgradiens anomáliája is.

A Soproni-hegységtől a Villányi-hegységig a CEL08 szelvénytől DNy-ra, kb. 25 km távolságra a mélyfúrások alapján elvi földtani szelvény készült [GLATZ et al. 2002]. A szelvények 25 km-es egymástól való távolsága ellenére érdemes volt összevetni a CEL08 szelvényen kapott gravitációs szerkezet-kijelöléseket és a földtani szelvényt. Ezt mutatja be az utolsó 19. ábra.

A gravitációs feldolgozások elsősorban a közel függőleges szerkezeteket tudják pontosan leképezni, ebből adódik, hogy a gravitációból kapott dölések nem pontosak. Minél laposabb egy szerkezet, annál bizonytalanabb a meghatározása. A földtani szelvény mentén is nagyon kevés valós dőlés adatunk van, a nagyobb mélységek esetén — néhány mélyfúrási adattól eltekintve — nincs is szerkezeti és azon belül is valós dőlés adatunk.

A gravitációs szerkezetkijelölés és földtani szelvény közötti alapvető különbség ezekből származik és a szelvények között lévő 25 km-es távolságból.

### Következtetések

Nagy regionális (pl. CELEBRATION 2000) litoszférakutató projektek szelvényeinek vizsgálata során több geofizikai módszer (több fizikai paraméter) adatait együttesen vettük figyelembe. Az „újonnan” mért szeizmikus adatokhoz — az együttes értelmezés céljából — elkészítettük a meglévő gravitációs és mágneses adatok feldolgozását is. Kihasnálva a digitális feldolgozási eljárások — szűrések, transzformációk, automatikus hatókijelölések és inverziók — lehetőségeit, új földtani ismereteket sike-

rült szerezni az évtizedek óta rendelkezésre álló gravitációs és mágneses adatokból. Az új erőter-geofizikai eredmények megbízhatóságát éppen a szeizmikus „háttér” adatok biztosítják.

A különböző geofizikai módszerekből származó feldolgozási eredmények egymást kiegészítették:

- csökkentették az egyes feldolgozási eredményekben meglévő bizonytalanságokat (a gravitációs és mágneses megoldások bizonytalanságát a nagyobb mélységek esetén);
- egyes módszerek értelmezési problémáit sikerült a másik módszer eredményeivel megmagyarázni (pl. a nagy szeizmikus sebességű függőleges zónák és a bazaltos tanúhegyek gyökérzónáinak azonosítása a mágneses feldolgozások alapján);
- a kis sebességű zónák (szeizmika) egybeesése a gravitációs határfelületekkel lehetővé teszi a nagyszerkezeti változások, vagy tektonikai zónák eltérő geofizikai paraméter alapján történő megbízható azonosítását.

### HIVATKOZÁSOK

- BODOKY T., BRUECKL E., FANCSIK T., HEGEDŰS E., POSGAY K., CELEBRATION 2000 Szervezőbizottság és Munkacsoport, 2001: CELEBRATION 2000 — nagyszabású ezredzáró projekt a litoszféra kutatásban. Magyar Geofizika **42**, 1, 15–21.
- CHRISTENSEN N. I., and MOONEY W. D. 1995: Seismic velocity and composition of the continental crust: a global view. J. Geophys. Res. **100**, B7, 9761–9788
- CORDELL L. and HENDERSON R. G. 1968: Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer. Geophysics. **33**, 596–601
- FALUS GY., SZABÓ CS. 2004: Felsőköpeny eredetű xenolitikok Tihanyról: nyomkövethető litoszféra-fejlődés a Bakony–Balatonfelvidék vulkáni területen? Földtani Közöny **134**, 4, 499–520
- GLATZ F., MÉSZÁROS E., SCHWEITZER F. 2002: Magyar Tudománytár 1., Föld, víz, levegő. MTA Társadalomkutató Központ, Kossuth Kiadó
- GUTERCH A., GRAD M., KELLER G. R., and CELEBRATION 2000 Organizing Committee and CELEBRATION 2000 Experiment Team. 2001: Seismologists Celebrate the New Millennium with an Experiment in Central Europe. EOS, Transactions, American Geophysical Union, **82**, 45, 529–535
- KILÉNYI É., ŠEFARA 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 sebességanomália fogalma. Magyar Geofizika **46**, 1, 25–34
- MESKÓ A. 1983: A frekvenciatartomány felhasználása gravitációs és mágneses térképek lineáris szűrésében. Magyar Geofizika **24**, 2, 43–75
- NABIGHIAN M. N. 1972: The analytical signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section; its properties and use for automated anomaly interpretation. Geophysics **37**, 3, 507–517
- NABIGHIAN M. N. 1974: Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. Geophysics **39**, 1, 85–92
- NYIKOLAJEVSKI V. N. 2001: Kéregtörések és tektonikai hullámok. Vesztyuk OGGGN Orosz tudományos Akadémia, No. 1.

- (НИКОЛАЕВСКИЙ В. Н. 2001: Разломы земной коры и тектонические волны „Вестник ОГГГН РАН” No1.)
- POSGAY K., ALBU I., MAYERKOVA M., NAKLADALOVA Z., IBRMAJER I., BLIZKOVSKY M., ARIC K., GUTDEUTSCH R. 1991: Contour map of the Mohorovičić discontinuity beneath Central-Europe. *Geophysical Transactions* **36**, 1, 7–13
- SPECTOR A., GRANT F.S. 1970: Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* **35**, 293–302
- WEIN GY. RÓNAI A. és MOLDVAY L. 1963: Magyarország földtani térképe, 200 000-es sorozat, L-34-XIII-PÉCS
- VÖLGYESI LAJOS 2002: *Geofizika*. Műegyetem Kiadó, Budapest
- ZELT C. A., SMITH R. B. 1992: Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys. J. Int.* **108**, 16–34
- ZELT C. 1993: RAYINVR: 2-D travel time inversion and amplitude modeling programs, FAST: 3-D First Arrival Seismic Tomography programs.  
<http://terra.rice.edu/departament/faculty/zelt/>