

# A potenciáltér-anomáliák paraméterfüggősége és spektrális mélységmetszetek

KISS J.<sup>@</sup>, VÉRTESY L.

Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat (MBFSZ),  
1145 Budapest, Columbus u. 17–23.  
<sup>@</sup>E-mail: kiss.janos@mbfsz.gov.hu

A spektrálanalízis alkalmazása új lehetőségeket teremtett a geofizikai potenciáltér-feldolgozásokban. Ezeknek a lehetőségeknek egy részét hamar felismerték, világszerte kezdték alkalmazni, egy másik részére viszont a gyakorlati alkalmazás tapasztalatai alapján csak most érünk rá. A cikk gravitációs és mágneses adatok spektrálanalízisének alapuló feldolgozási és értelmezési lépéseket mutat be konkrét ÉK-magyarországi adatok alapján.

## Kiss, J., Vértesy, L.: The parameter dependence of potential field anomalies and the spectral depth sections

Using the spectral analysis in geophysical potential field methods has created new opportunities. Some of these were immediately recognized and applied everywhere, while others are only now being felt through practical experience. This article describes processing and interpretation steps of gravity and magnetic data based on spectral analysis on data of NE-Hungary.

*Beérkezett:* 2020. április 25.; *elfogadva:* 2020. június 2.

### Gravitáció

Alapképletek tartalmazzák a gravitációs erőter paramétereit és hatásuk mértékét (Takács 1977). A feldolgozási és értelmezési munkákban egyes tényezőknek speciális gyakorlati szerepük van a gravitációs anomáliák kialakulásában és azok földtani értelmezésében.

A gravitációs térerőt a tömegvonzási és a centrifugális erők vektorösszege határozza meg:

$$G = F_g + C.$$

A tömegvonzási erő képlete:

$$F = \frac{Mm}{r_t^2}. \quad (1)$$

A nehézségi erő képlete:

$$G = mg. \quad (2)$$

A centrifugális erő:

$$C = m\omega^2 r_t.$$

Mivel a  $C$  (centrifugális erő) az  $F_g$ -hez képest nagyon kicsi, így

$$F_g = \frac{Mm}{r_t^2} \gamma \cong mg,$$

és a gyorsulás:

$$g = \frac{M}{r_t^2} \gamma. \quad (3)$$

Egységnyi tömeg esetén:  $F_g = g$ .

A tömeg (anomális):

$$M = V\Delta\sigma, \quad (4)$$

a térfogat:

$$V \approx r_m^3, \quad (5)$$

ahol

$\gamma$  – gravitációs állandó,  
 $M$  – a Föld (vagy a kőzetek lokális) tömege,  
 $m$  – egységnyi (mérő)tömeg,

- $r_i$  – távolság dimenzió,
- $r_m$  – méret dimenzió;
- $\omega$  – forgási szögsebesség.
- $V$  – térfogat,
- $\sigma$  – sűrűség.

A Bouguer-anomália számításakor a Föld globális hatását eltüntetjük a mért gyorsulási adatokból (ún. normáltér- vagy szélességi korrekcióval). A különböző lokális korrekciók után előálló anomális tér már a kéreg inhomogenitásait tükrözi. Ebben az esetben az  $M$  már nem a Föld, hanem az észlelési tartományban a kérget alkotó kőzetek (hatók) tömegét jelenti.

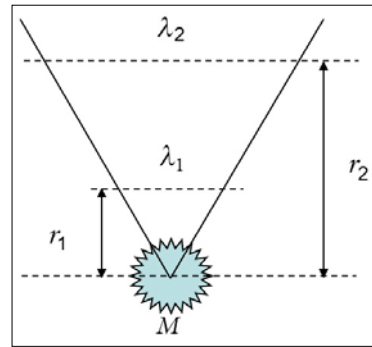
### A gravitációs hatást befolyásoló tényezők

Rögzítsünk néhány földtani szempontból is érdekes törvényszerűséget (továbbiakban „tsz”):

1. tsz. Az alapképletekből kiindulva, a mért nehézségi erő (1), (2) és gyorsulás (3) nagyságát legnagyobb mértékben az  $M$  tömeg (4) befolyásolja, amitől egyenes arányban függ. Arányossági tényezők a sűrűség és a térfogat (4), az a térfogat, amit egy méret (távolság) dimenzióval a köbével írhatunk le (5).
2. tsz. A második tényező az alapképletek alapján az észlelési távolság (1), (3) – ettől fordított arányban függ. Arányossági tényező a mérőponttól való távolság négyzete.

A gravitációs módszer behatolási mélysége<sup>1)</sup> minden mérési ponton ugyanakkorának tekinthető, így a mért Bouguer-anomáliaértékek ugyanakkora térrészre (térfogatra) vonatkoznak. A behatolási mélységen belül aztán vannak különböző lokális hatók, konkrét paraméterekkel – mélységgel, sűrűséggel és térfogattal –, amelyeket viszont nem ismerünk. Ezeket a lokális hatásokat próbáljuk azonosítani feldolgozásainkkal, és lehatárolni a testeket modellezésekkel, ahol már az összes paramétereknek szerepe van.

Megvizsgáltuk a képletek alapján a Bouguer-anomália amplitúdójának függését. Ezek a tényezők minden mérési



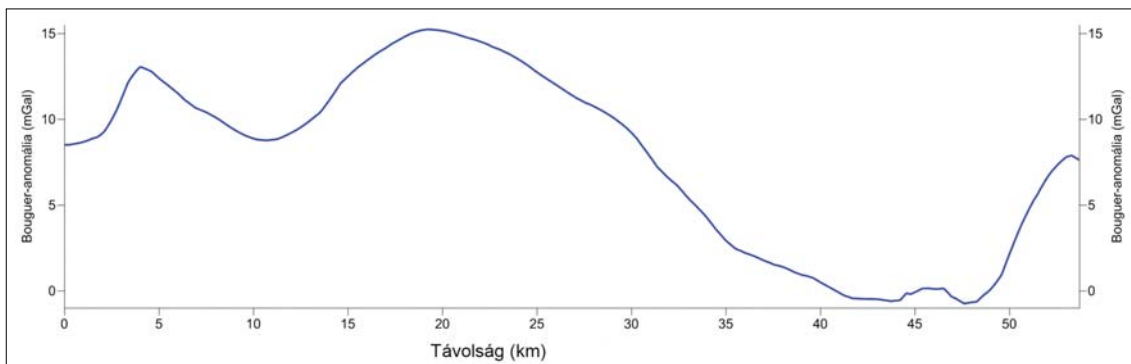
1. ábra A hatótól való távolság ( $r_1, r_2$ ) hatása az anomáliák hullámhosszára ( $\lambda_1, \lambda_2$ )

Figure 1 Effect of distance ( $r_1, r_2$ ) on the size of the wavelength ( $\lambda_1, \lambda_2$ ) of anomalies

pontban befolyásolják a mért értéket. A pontszerű mérési adatokból szelvények ( $x, \Delta g$  – kétdimenziós adat) és anomália-térképek ( $x, y, \Delta g$  – háromdimenziós adat) készülnek. Itt megjelenik egy, az alapképletekben közvetlenül nem szereplő paraméter, az anomáliák szélessége (hullámhossza, amely tulajdonképpen a hatás vízszintes érzékelhetőségének mérőszáma), avagy annak reciproka értéke, a térfrekvencia. Pontszerű, lokális gravitációs ható esetében ez a mennyiség csak a test települési mélységétől függ (1. ábra).

3. tsz. Az anomália hullámhossza függ a ható települési mélységétől, minél mélyebben van a test, annál nagyobb lesz az általa okozott anomália hullámhossza. A test mérete is hatással van, de az anomáliagörbe meredekségét (illetve szinuszgörbe alapján) ebben az esetben is a mélység határozza meg.

A vizsgált közeg különböző méretű és sűrűségű térrészekből épül fel, amelyek szuperponáló gravitációs tere bonyolult erőteret eredményez. A különböző (méretű és sűrűségű) térrészek elkülönítése, amely a hatékony földtani értelmezés alapja, nem triviális feladat. Egy dolog biztos, egy nagyfrekvenciás anomália csak egy adott mélységből jelentkezhet és nem mélyebbről! A kisfrekvenciás anomáliákról ugyanez már nem mondható el, leginkább a szuperpozíció miatt. Egy hullámzó felület



2. ábra Eredeti Bouguer-anomáliagörbe

Figure 2 Bouguer anomaly curve

(vagy összeálló lokális pontszerű hatók) kis mélységben okozhat olyan jellegű hatást, mint amelyet egy nagy mélységű, lokális ható idézne elő – fordítva viszont nem, nagy mélységből nem származik nagyfrekvenciás jel. A hatások szétválasztására a spektrálanalízis ad egyfajta megoldást.

A Bouguer-anomália adatrendszerének (2. ábra) hullámhossz/térfrekvencia szerinti bontása megadja azokat a mélységeket, amelyek a térképi/szelvénymenti adatsorban, a jelfrekvencia alapján elvi hatómélységként szerepelhetnek.

A spektrális szűrés során az anomáliákat az adatrendszer spektruma alapján meghatározható, különböző mélységtartományok hatásaira bontjuk (Kiss 2013). A kijelölt spektrális mélységeket a hatók legvalószínűbb helyzetének tekinthetjük, de közvetve meghatározható a hatás minimális és maximális mélysége is.

A spektrális szűrésből kapott, eltérő mélységtartományokra vonatkozó Bouguer-anomáliák eltérő nagyságú amplitúdóval jelentkeznek (3. ábra). A felszínközeli mélységtartományok anomáliái kis amplitúdóval (alig észrevehetően) jelentkeznek, míg a nagyobb mélységek irányában egyre nő az észlelhető amplitúdók nagysága.

A kisfrekvenciás anomália egybeesése az eredeti görbén (2. ábra) és a szűrt görbék közül a 4500 m-es mélység görbében (3. ábra) világosan mutatja, hogy a gravitációs szelvényen (vagy térképen) a meghatározó domináns anomáliák rendszerint nagyobb mélységek hatásával vannak kapcsolatban.

A szűrt anomáliák amplitúdóját a fentebb leírtak alapján, a mélység és a sűrűségkontraszt mellett a vizsgált térrész térfogati paramétere határozza meg. A sűrűség változása, az ismert földtani modellekben korlátozott. Medencéket kitöltő üledékes sorozat esetén csak mintegy 3500 m mélységig számolhatunk a mélység felé csökkenő mértékű sűrűségnövekedéssel. A sűrűség, a kivételes sűrűség-határfelületektől (medencealjzat, Moho-felület) eltekintve nem fog jelentős eltérést mutatni (maximum  $1100 \text{ kg/m}^3$  mértékű változás<sup>2)</sup> várható, a felső kéregben a sűrűség  $1900\text{--}3000 \text{ kg/m}^3$  között változik). Ebből és a korábban felsorolt képletekből következik, hogy az amplitúdó válto-

zását a szűrt térképek esetében leginkább a térképre jellemző mélységtartomány térfogata befolyásolja.

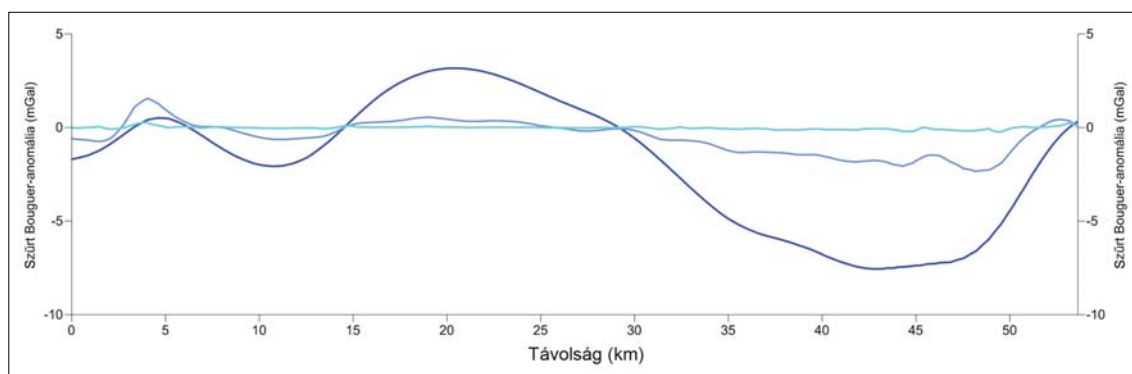
Vagyis a gravitációs Bouguer-anomália-térképeket meghatározó, nagy amplitúdójú, nagy hullámhosszú anomáliák mélybeli, nagy térfogatú objektumok hatásaként értelmezendők. Ezek leválasztása után lehetővé válik kisebb méretű, s így kisebb anomáliát okozó testek elkülönítése is.

4. tsz. A mélységszeletelt (szűrt) gravitációs térképeknél/görbékénél az amplitúdók dinamikája erősen eltérő, ezt elsősorban az érintett közettérfogatok különbözősége okozza. A mélységszeletelés a kis dinamikájú, kisebb mélységben lévő változások láthatóvá tételét, értelmezését segíti a relatív változások kiemelésével.

Az értelmezést egy további feldolgozási lépésként a normálás nagyban segíti. A szűrt anomáliákat az eredeti amplitúdó helyett 0 és 1 értéktartományra normálva jelenítjük meg. A 4. ábra a korábbi 3. ábra adataira elvégzett normálás eredményét mutatja. Az 1300 m mélységre szűrt kék görbe, illetve a 200 m mélységre szűrt világoskék görbén számos olyan anomália is jól látszik, amelynek hatója most már mélységben is elhelyezve értelmezhetővé válik.

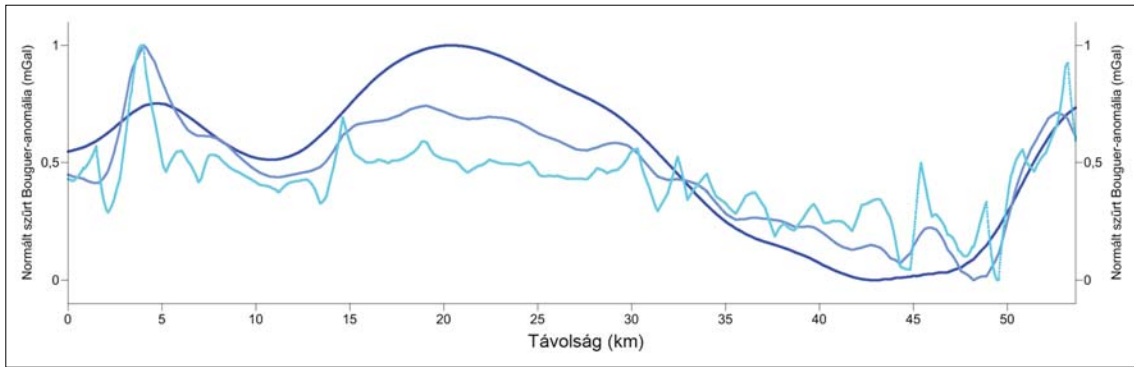
Tulajdonképpen egy szelektív dinamikaerősítést alkalmazunk, hasonlóan ahhoz a térképi megjelenítéshez, amikor minimum–maximum érték között színezzük a térképi adatokat, egy standard színskála segítségével. Ez a „színezés” tulajdonképpen egy rácsadatokon (térképi adatrendszeren) elvégzett normálásnak tekinthető.

A kis hatások kiemelésének az adatsűrűség és minden mérési adatrendszert terhelő zaj szab korlátokat. Az adatok zajszintjének megállapítása, azaz annak eldöntése, hogy a legkisebb mélységet jelző szűrt térkép anomáliája földtanilag értelmezhető változásból vagy zajból származik, az elsősorban az értelmező geofizikus, illetve geológus feladata és felelőssége. Az adatsűrűsége és adatminősége túlmenően ez már jelentős részben az adott hely és földtani-geofizikai modell függvénye.



3. ábra A spektrális szűrés után előállt három különböző mélység Bouguer-anomáliagörbéi (világoskék: felszínközeli – 200 m, kék: közepes – 1900 m, sötétkék: nagy mélység – >4500 m hatásai)

Figure 3 Anomaly curves of different depths based on spectral filtering (light blue: near surface – 200 m, blue: deeper – 1900 m, dark blue: deepest – >4500 m effects)



4. ábra | Spektrálisan szűrt görbék a normalítás után (világoskék: felszínközeli – 200 m, kék: közepes – 1300 m, sötétkék: nagy mélység – >4500 m hatásai)

Figure 4 | Normalized, filtered gravity anomalies (light blue: near surface – 200 m, blue: deeper – 1300 m, dark blue: deepest – >4500 m effects)

A normált módosított görbék a modellezésre már nem lesznek alkalmasak a sztenderd kereskedelmi programokkal, de az automatikus feldolgozási rutin eljárások, amelyek a görbealak vizsgálatán alapulnak, a szűrt, de még nem normált adatokon továbbra is alkalmazhatók (pl. szerkezet- és hatóperem-kijelölések)!

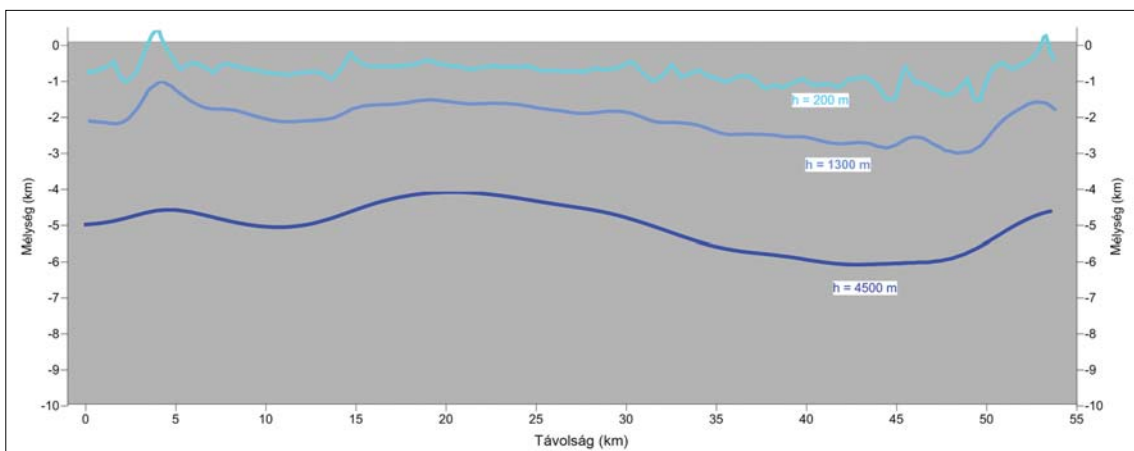
### Spektrális sűrűségi mélységmetszet

A szűrt térképek/szelvények minimum- és maximum-értékeit felhasználva, 0 és 1 értéktartományra normalva, nyomon tudjuk követni a kisebb relatív változásokat is.

A szűrések eredményeképpen egy adott mélységtartományban elhelyezkedő, adott méretű közettömegek hatását, a sűrűség relatív változását kapjuk meg. A minimális hatás 0 körüli normálértéket, a maximális hatás 1 körüli normálértéket jelent – függetlenül a közettömeg valós sűrűség- és térfogatmennyiségétől és függetlenül az anomáliák amplitúdójától. A paraméterváltozásokat plasztikusan, mélységhelyesen látjuk. Noha a normált értékek együttes értelmezése nem egyértelmű, a különböző szintek

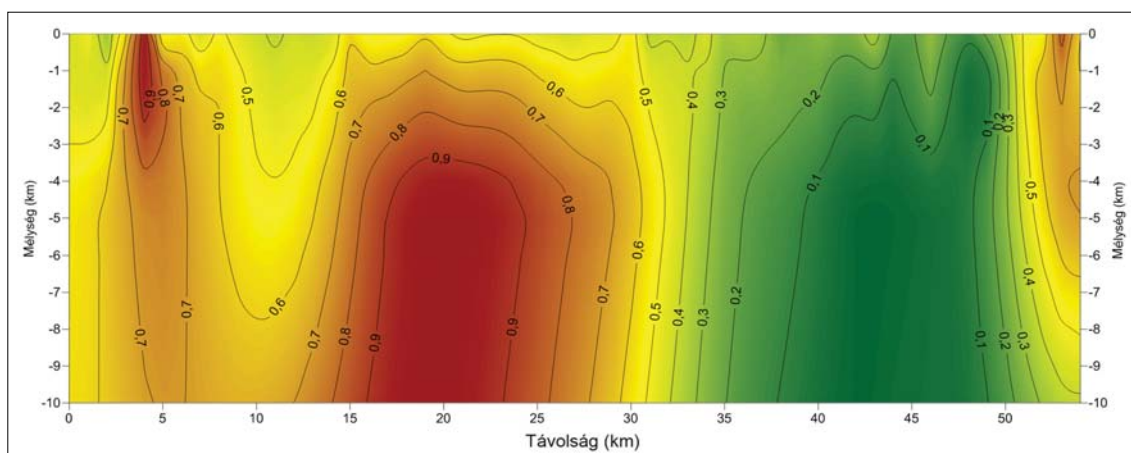
relatív változásai mégis egységes képpé állnak össze. Segítheti a földtani értelmezést, hiszen a gravitációs paraméterek változásai, mint más geofizikai adatrendszer esetében is, a földtani kutatásban közvetlenül vagy közvetve földtani különbözőségekre utalnak.

A szűrt és normált görbék adatait a megfelelő spektrális mélységhez hozzárendelve (5. ábra) és interpolálva meghatározzuk a gravitáció alapján várható  $x-z$  síkú sűrűségmenetet (6. ábra). Feltételezve, hogy az egyes szintek sűrűségváltozásai a másik szint sűrűségváltozásáig folyamatos átmenetet képeznek. A sűrűségmenet a görbék értékei alapján 0 és 1 között fog változni. A kép földtani realitását javítja, ha üledékes környezetben figyelembe vesszük a kompaktióból adódó ismert átlagos tömörödési trendet. A korábbi tömörödésitrendvizsgálatok (pl. Gardner et al. 1984, Sobolev és Babeyko 1994, Christensen és Mooney 1995, Szabó 1993, Szabó és Páncsics 1999 vagy Mészáros és Zilahi-Sebess 2001) alapján meg tudjuk határozni a laza üledékek, de még a kristályos kőzetek átlagos tömörödési trendjét is. Ez a szelvények esetében a sűrűségnek a mélységtől függő változását (7. ábra) adja meg.



5. ábra | A mélységszeletelés után előálló szűrt-normált anomáliagörbék, a rájuk jellemző mélységben elhelyezve

Figure 5 | Filtered and normalized gravity anomaly curves generated after depth slicing, placed at their characteristic depth

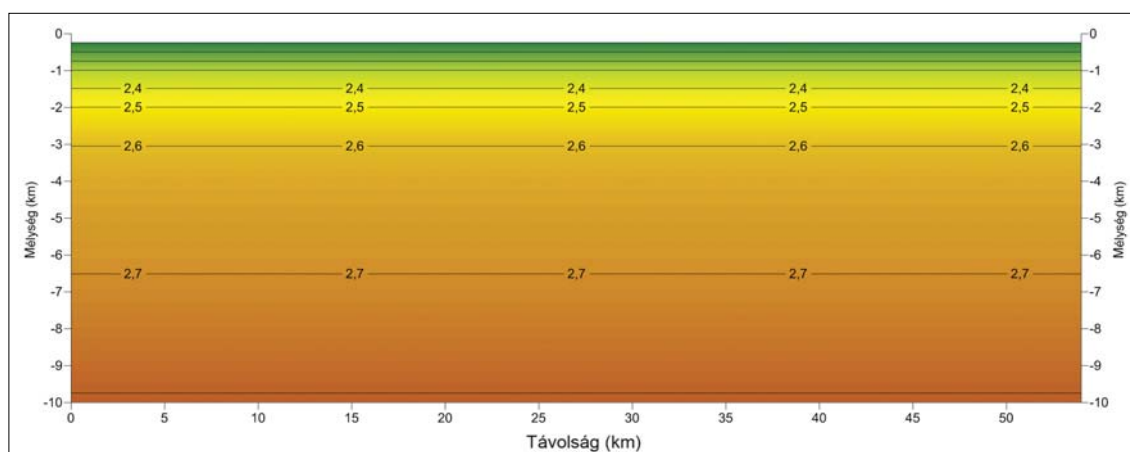


**6. ábra** | A sűrűségmenet az adott mélységek normált anomáliagörbéi alapján

**Figure 6** | Variation of density along the section based on the normalized anomaly curves of the given spectral depths

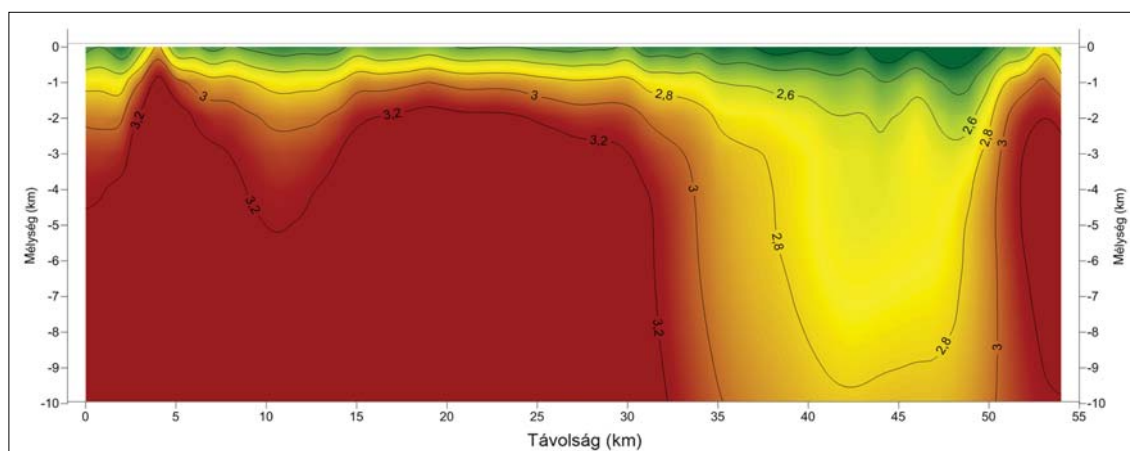
A sűrűségmenet és a sűrűségtrend összege megadja a mélységmetszetet (8. ábra). Egy feldolgozási sor utolsó lépéseként az eljárás a spektrális feldolgozás által meg-

valósítható mélységszeletelést, a normálásból adódó felbontásjavítást egészíti ki egy, az értelmezést segítő vizualizációval.



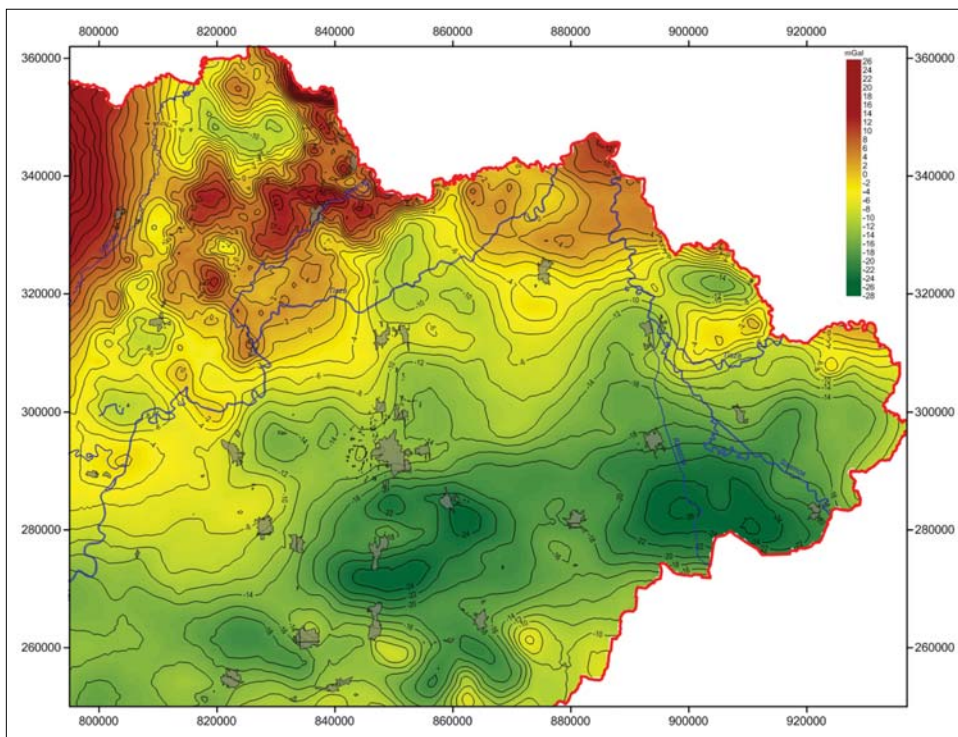
**7. ábra** | Normál tömörödésből származó sűrűségtrend Mészáros és Zilahi-Sebess (2001) képlete alapján

**Figure 7** | Trend for normal compaction based on formula of Mészáros and Zilahi-Sebess (2001)



**8. ábra** | Relatív sűrűségi mélységmetszet (változás + trend)

**Figure 8** | Relative density depth section (variation + trend)



9. ábra | A Nyírség Bouguer-anomália-térképe  
 Figure 9 | Bouguer anomaly of Nyírség area

Nevezzük el a kapott rácsot „spektrális vagy relatív sűrűségi mélységmetszet”-nek! A sűrűségmetszet a szeizmikus reflexiókkal, magnetotellurikus látszólagos ellenállás-szelvényvel, földtani információkkal együtt megjelenítve új eszközként segítheti a szelvények mentén végzett földtani értelmezést.

A gravitációs hatást okozó paraméterek fentiekhez hasonló vizsgálata az alábbi értelmezési következtetéseket engedi meg:

A Bouguer-anomália-térképeken (9. ábra) vannak olyan anomáliák, amelyek a nagy mélységű, nagy térfogatú hatók hatásaként értelmezendők. A 3500 m feletti várható aljzatmélység és az ezzel járó erős közettani kompaktió megkérdőjelezi az aljzatomborzat változásaként való értelmezést. Ezek az anomáliák nagy közettömegeket érintő mély fellazulási zónákkal lehetnek összefüggésben. Itt a földtani felépítés, az anomália geometriája (alakja, mérete) határozza meg, hogy a hatást eltérő kéreganyagként, szerkezeti (nyírási zóna) vagy vulkáni tevékenység hatására fellépő, szerkezeti fellazulásként értelmezzük.

Megfelelő adatsűrűség esetén a spektrális szűréseket alkalmazva az aljzat feletti mélységtartomány is kutathatóvá válik a gravitációs módszerrel, ami így a Nyírségi modell kutatásában különösen nagy segítséget adhat.

### Mágnesesség

Az alapképletek tartalmazzák a Föld mágneses erőterének összefüggéseit (Takács 1977, Logacsov és Zaharov 1979),

de érdemes azokat is áttekinteni. A Föld mágneses tere a következő képlettel írható le:

$$F_m = \frac{M}{r_i^3} [1 + 3 \cos^2 \theta]^{1/2}, \quad (6)$$

$$F_m = T,$$

általános formában:

$$T = \frac{M}{r_i^3} c, \quad (7)$$

ahol

- $F_m$  vagy  $T$  – a földi mágneses totáltér,
- $\theta$  – mágneses szélesség,
- $M$  – a Föld (vagy a kőzetek lokális) mágneses momentuma,
- $r_i$  – távolság dimenzió,
- $c$  – változó, többtényezős koefficiens lokális hatók esetén,

$$M = VJ, \quad (8)$$

ahol

$J$  – egységnyi térfogatú kőzet mágneszettsége,

$$J = J_i + J_r,$$

ahol

- $J_i$  – indukált mágneszettség,
- $J_r$  – remanens mágneszettség,

$$J_i = \kappa H,$$

ahol

$\kappa$  – mágneses szuszceptibilitás,  
 $H$  – indukáló földi mágneses tér,  
 $V \approx r_m^3$  – térfogat,  
 $r_m$  – méret dimenzió.

A mágneses totáltér ( $T$ ) képlete (7) kísértetiesen hasonlít a gyorsulás képletére (3). A különbség csak a nevező hatványértékében van: a mágneses tér gyorsabban cseng le, mint a gravitációs tér. Ebben az esetben is igaz az, hogy ha a normáltér-korrekciót elvégezzük, azaz a Föld globális mágneses hatását eltüntetjük, akkor a mágneses momentum ( $M$ ) értéke a kéreg mágneses kőzeteitől fog származni. Az analógia a térfogattal kapcsolatban is fennáll, lásd az (5) és (8) képletet. Azaz, a mágneses anomália függ a mágnesezettségtől ( $J$ ), a térfogattól ( $V$ ) és a távolságtól, azaz ugyanolyan a paraméterfüggőség, mint a gravitáció esetében, csak a térrő gyorsabban cseng le a köbös távolságparaméter miatt. Ha megvizsgáljuk a mágneses és gravitációs potenciálokat, hasonló eltérést látunk.

A mágneses potenciál:

$$P_m = J \int_V \frac{dV}{r^2} \cos \theta, \quad (9)$$

a gravitációs potenciál:

$$P_g = \gamma \sigma \int_V \frac{dV}{r}, \quad (10)$$

a Poisson–Eötvös-összefüggés:

$$P_m = \frac{J}{\gamma \sigma} \frac{\partial P_g}{\partial z}. \quad (11)$$

A mágneses potenciál (9) és a gravitációs potenciál (10) között ugyanaz a különbség jelenik meg, mint az erőterek képleteiben. Ezt mutatja a (11) Poisson–Eötvös-összefüggés is (Takács 1977, Grinkevics 1979, Znamenszkij 1980).

## A mágneses hatást befolyásoló tényezők

A földtani szempontból érdekes törvényszerűségek mágneses szempontból is kiemelhetők.

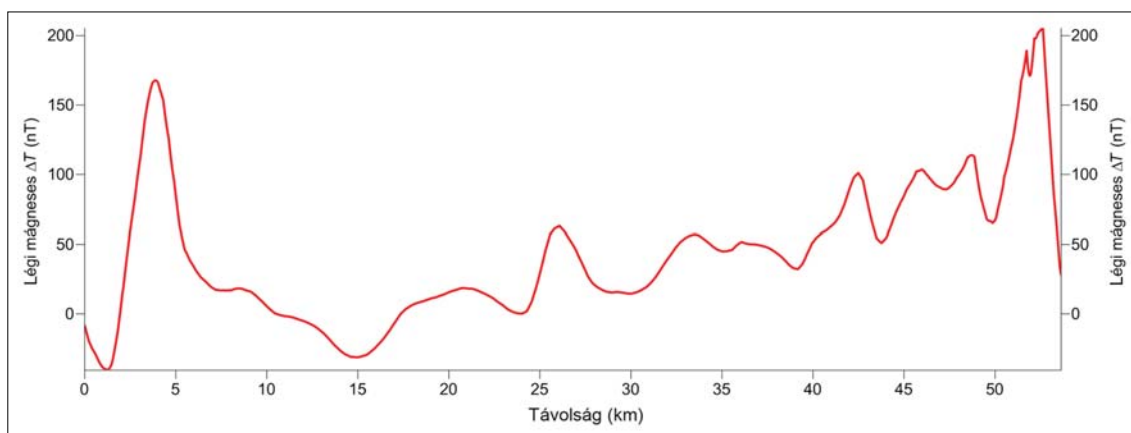
*A képletek szerint, a korábban megállapított 1. törvényszerűség (1. tsz.), a mágnesség esetében is igaz. A 2. tsz. anyagban módosul, hogy az arányossági tényező a mérőponttól mért távolság köbe.*

*A szelvény menti és térképi adatok esetében a 3. tsz. és 4. tsz. szintén igazak lesznek. A gravitációs szűrt és normált adatok alapján elkészített mélységmetaszetre a mágneses tulajdonságok alapján is lehetőség nyílik, ehhez azonban még egy transzformációt el kell végezni, ez pedig, a dipólus jellegből adódó ambivalens anomáliátér egyszerűsítése. Ehhez meg kell határozni a szűrt mágneses anomália-görbe változékonyságát, és ezeket az értékeket kell normálni.*

A vizsgált közeg a mágnesezettség szempontjából is eltérő térrészekből épül fel, ezek szuperponáló mágneses tere bonyolult erőteret eredményez, amelyet a mágneses tér dipólus jellege tovább bonyolít. A különböző méretű és mágnesezettségű térrészek elkülönítése nagymértékben segíti a közeg földtani értelmezését. Ebben az esetben is igaz hogy egy nagyfrekvenciás anomália csak egy adott mélységből jelentkezhet és nem mélyebbről! A kisfrekvenciás anomáliákról ugyanez már nem mondható el a szuperpozíció miatt.

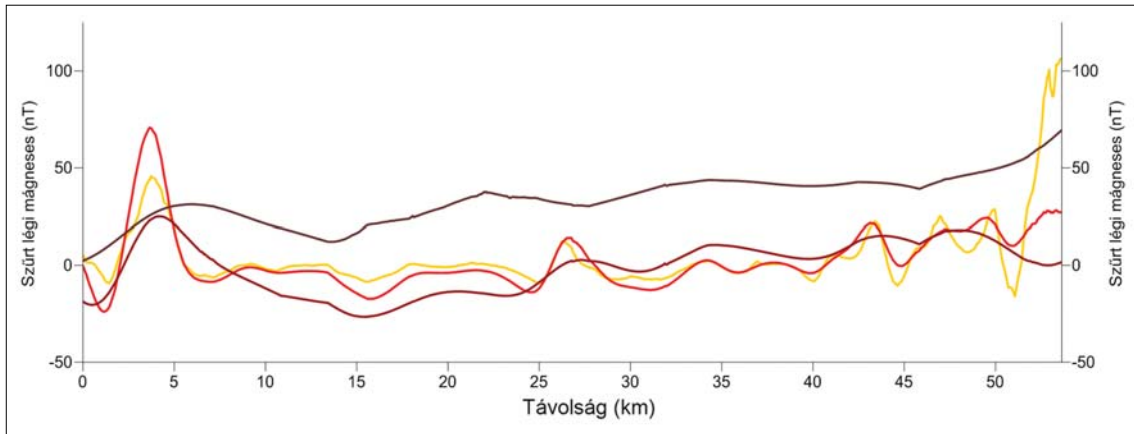
A hatások mélységbeli elkülönítésére mágneses rácsadatokat esetében is a spektrálanalízist alkalmazzuk (Kiss 2013). A hatások elkülönítése után adott szelvény mentén kivágott (10. ábra) különböző mélységtartományokra szűrt (11. ábra) görbékben az is látszik, hogy az amplitúdók itt nem térnek el olyan erősen köszönhetően annak, hogy a mágneses szuszceptibilitás változása a különböző kőzetek között (egységnyi sűrűségváltozással szemben) akár 4-5 nagyságrendű is lehet.

*Az anomália-térképet és az értelmezést jelentősen befolyásolja a természetben előforduló földtani képződmények szuszceptibilitásának lényegesen nagyobb dinamikája a sűrűséghez képest (pl. Kiss et al. 2019).*



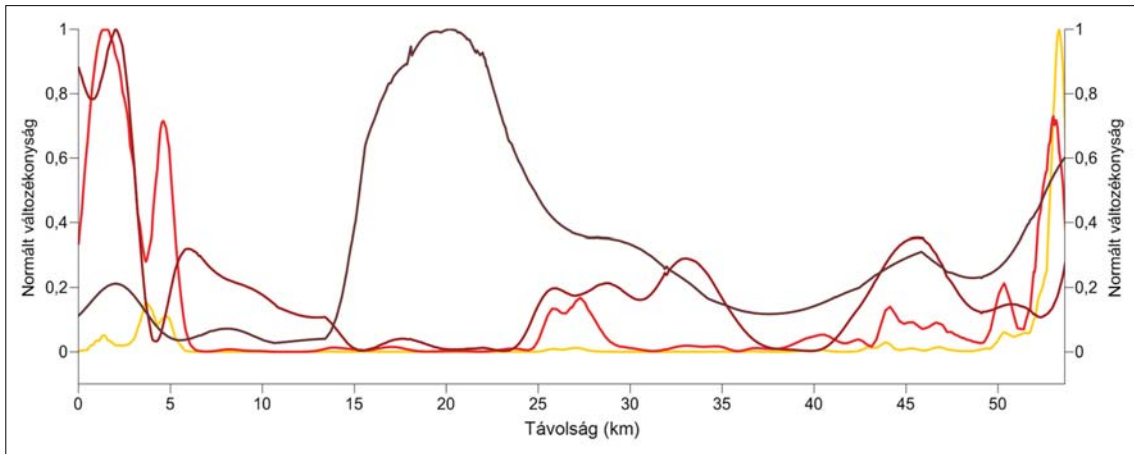
10. ábra | A légi mágneses  $\Delta T$ -anomáliagörbe

Figure 10 | Airborne magnetic  $\Delta T$  anomaly curve



**11. ábra** | Spektrális szűréssel előállított légi mágneses  $\Delta T$ -anomáliák a 400 m (narancssárga), 1500 m (piros), 4000 m (barna) és 9000 m (sötétbarna) mélységszinteken

**Figure 11** | Anomaly curves of different 430 m (orange), 1360 m (red), 4500 m (brown) and 9000 m (dark brown) spectral depths



**12. ábra** | Normált mágneses változékonysági görbék adott mintavételi ablak mellett a 430 m (sárga), 1360 m (piros), 4500 m (barna) és 9000 m (sötétbarna) mélységszinteken

**Figure 12** | Normalized, filtered magnetic changeability curves of filtered magnetic anomalies, 430 m (yellow), 1360 m (red) 4500 m (brown) and 9000 m (dark brown) spectral depths

Így a kis térfogatú, felszínközeli mágneses hatók is domináns hatásokat okozhatnak az eredeti és a szűrt anomáliaértékek esetén is. A 400, illetve 1500 m-es mélység hatásai (sárga és piros görbék) határozottan megjelennek az eredeti görbén. A nagyobb mélység hatóit jelző 4000 m-es spektrális mélység görbében (11. ábra, barna görbe) kívül még egy sokkal mélyebb hatás is jelentkezik, ami a mágneses alapgörbén 15 vm-től 45 vkm-ig egy monoton növekedést eredményez. Ez a mélység a 9 km-es mélység, amire éppen a spektrális elemzés mutat rá.

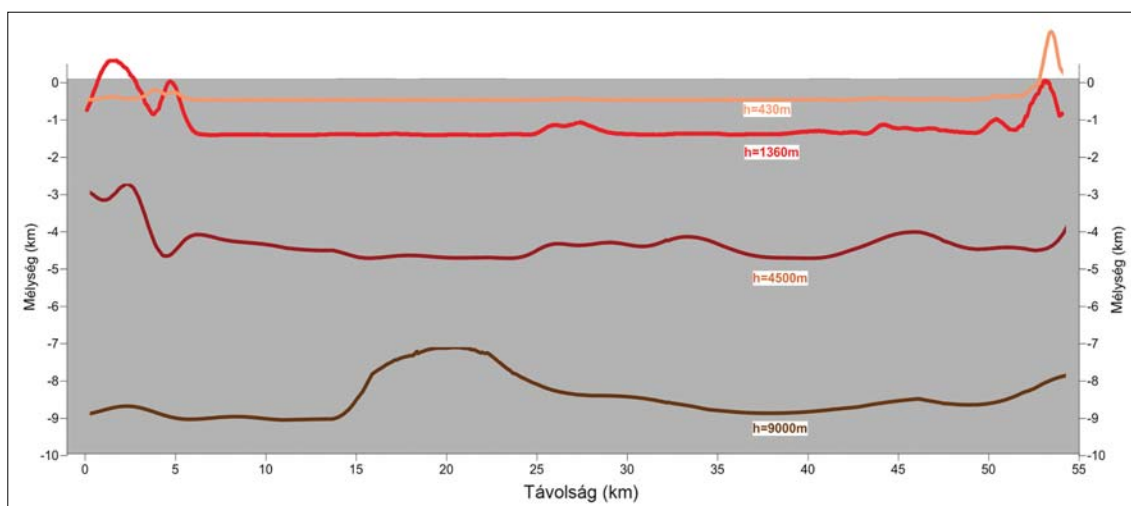
Az anomáliatér legnagyobb változásai jelzik a mágneses hatók legvalószínűbb helyét és a változékonyság paramétert vizsgálva (12. ábra), eltűnik az anomáliák negatív-pozitív dipólusjellege. Ahol nincs ható, ott nincs változékonyság, azaz az érték nulla körüli lesz, mindenhol más-hol a változékonyság nullától különböző. Az eredeti görbén a mágneses ható okozhat maximumot és minimumot is, a test geometriájától és a mágnesezettségétől függően,

a változékonysági görbe azonban ezeket a jellegzetességeket együttesen figyelembe veszi. A hatók felett és a főleg a határfelületeken lesz a legnagyobb a mágneses görbe gradiense (változékonysága), így kisméretű testek egyetlen maximummal jelentkeznek, de nagyméretű testek esetén a változékonysági görbe kettős maximumot eredményezhet.

### Spektrális mágnesezettségi mélységmetszet

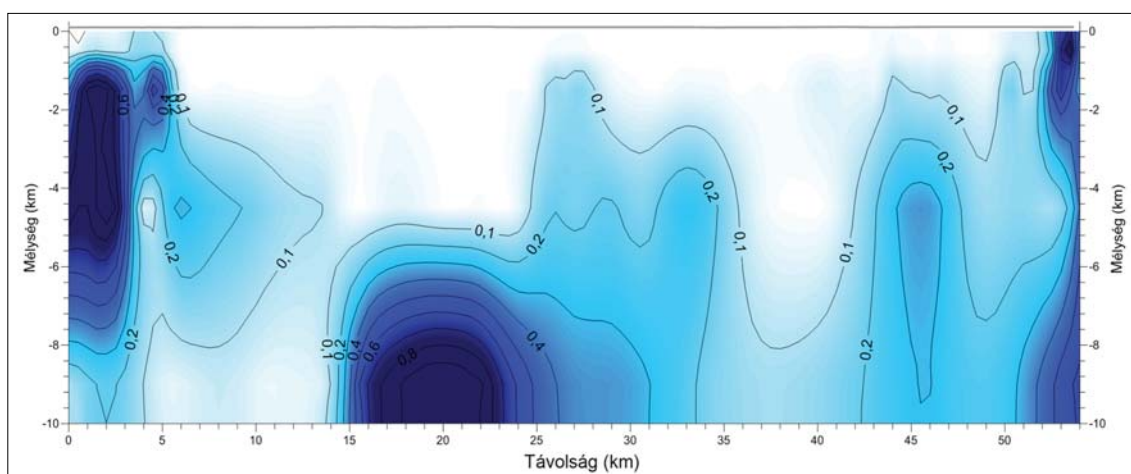
A különböző spektrális mélységekben jelentkező relatív változások felerősítéséhez a változékonysági értékek esetében is szükség van a 0–1 tartományra történő normalizálásra. A kapott szelvény menti vonalkilométer-értéket az adott mélységértékkel kiegészítve kapjuk meg a relatív mágnesezettségi menetek elkészítéséhez szükséges alapadatokat (13. ábra).





**13. ábra** A mélységszeletelés után előálló szűrt-normált mágnesesváltozékonyság-görbék, a rájuk jellemző mélységben

**Figure 13** Filtered and normalized magnetic changeability curves generated after depth slicing, placed at their characteristic depth



**14. ábra** A relatív mágnesezettségi mélységmetszet a szűrt-normált változékonysági görbék alapján

**Figure 14** Depth section of magnetization based on the filtered and normalized magnetic changeability curves

A Nyírség légi felméréseinek spektrálisan szűrt mágneses adatai (Kiss et al. 2019) az országos földi mágneses felmérésnél sűrűbben mintavételezettek, viszont területileg csak a Nyírséget és az attól É-ra lévő területeket fedi le. A mérésekben egy nagy, 9 km-es spektrális mélység adatai is benne vannak, aminek anomális hatása megjelenik, a 13. ábra alján barna színnel megadva a területre jellemző regionális mágneses alapszintet.

A 14. ábra a 13. ábra görbéiből készült relatív mágnesezettségi mélységmenetet mutatja. Ez a szelvény már használható földtani értelmezésre, illetve más adatokkal (szeizmikus reflexiók, magnetotellurikus látszólagos fajlagos ellenállás) való összevetésre, együttes ábrázolásra.

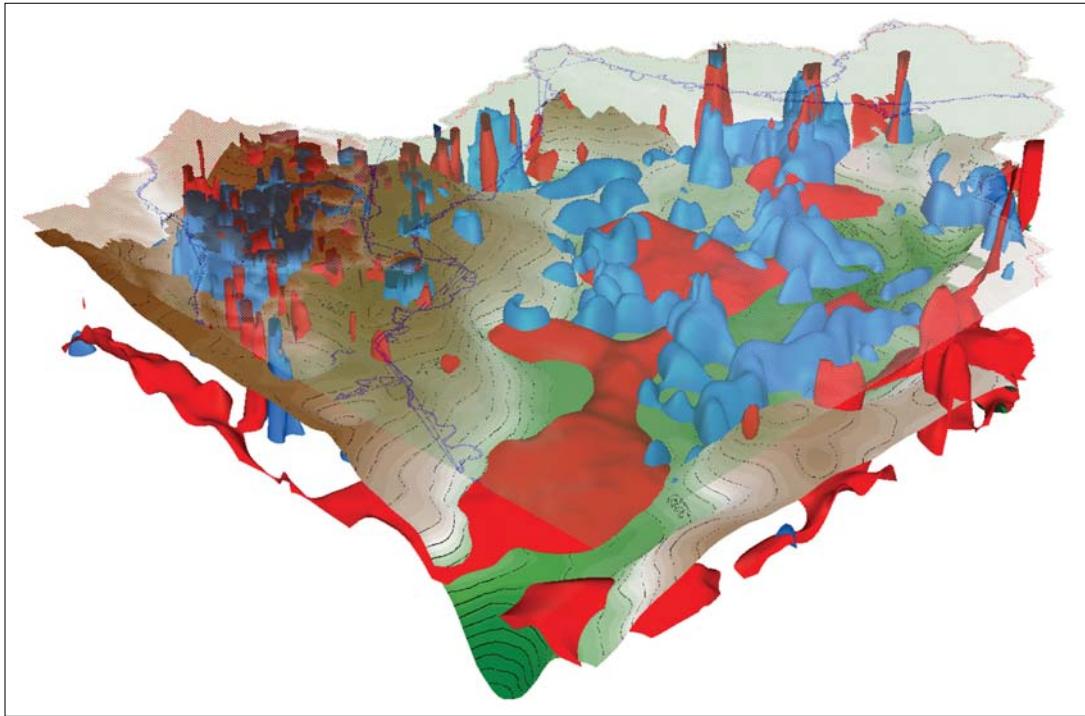
A 14. ábra jelzi a szelvény nyomvonalában a mélybeli mágneses hatók valószínű megjelenési helyét és lehetséges kiterjedését. Ez a mélységmetszet csak az azonos szinteken lévő közzétömegek relatív mágnesezettségi viszonyát tük-

rözi, ezzel azonban nagy segítséget nyújt az eltemetett bázisos vulkanitok, metamorfítok beazonosításában.

### 3D relatív paraméterter

A spektrális sűrűség vagy mágnesezettség mélységmenet/mélységmetszet fogalma a háromdimenziós tértartományba is kiterjeszhető. A kiindulási adatok a spektrálisan szűrt, különböző mélységekhez hozzárendelhető anomália-térképek. Az egyes térképekhez rendelve a spektrális mélységet, olyan adatrendszert kapunk, amely kiindulási állománya lehet a háromdimenziós interpolálásnak, a kapott voxel pedig, sokoldalú térbeli elemzést tesz lehetővé.

A Nyírség területén például a fedőben megjelenő nagy sűrűségű, vagy nagy mágnesezettségű hatók (vulkáni lávaanyag) kimutatását teszi lehetővé (15. ábra).



**15. ábra** A Nyírség területének háromdimenziós tömbje (5-szörös kimagasítás) sűrűség és mágneses határfelületekkel, a Kilényi és Sefara (1991) prekainozoos medencealjzat-felszín (zöld-fehér-barna színekkel) és az áttetsző domborzat a fontosabb folyókkal és országhatárral. A két felület között, a fedőben jelennek meg az anomáls sűrűségű (piros színnel) és mágnesezettségű (kék) felületek, amelyek vulkanitokra utalnak

**Figure 15** Three-dimensional block of Nyírség area with density and magnetization interfaces (vertical exaggeration = 5). Surface of Pre-Cenozoic basement (Kilényi and Sefara 1991, with green-white-brown colours) and the transparent surface relief with main rivers and national boundary, between them the anomalously dens (red) and magnetized (blue) bodies in the sediment (supposedly volcanites)

## Konklúzió

A Nyírség és a hozzá hasonló felépítésű, kevés fúrással feltárt, hagyományos geofizikai módszerekkel nehezen kutatható terület megismerésre ajánlunk potenciáltér-adatok feldolgozásán és értelmezésén alapuló eljárást.

Az ismertetett eljárásban először a spektrálanalízis (Kiss 2013, Kiss et al. 2019) segítségével 3-4 mélység-szinten gravitációs és mágneses hatásokat különítettünk el a területi adatok alapján.

Módszertani alátámasztást adtunk a különböző mélységben és amplitúdóval jelentkező anomáliák értelmezéséhez, miszerint a Bouguer-anomália-térkép legjelentősebb méretű anomáliái szükségszerűen nagy mélységű hatások (regionális szerkezeti zónák, részben medencealjzat domborzat) eredménye. A kisebb méretű gravitációs anomáliák, például miocén medencekitöltésen belüli lávatestek hatása, amely a mélységselektív szűrt mágneses anomáliákkal együtt értelmezve alkalmas a medenceüledékek, valamint a savanyú és bázisos láva testek elkülönített lehatárolására.

Bevezettük a relatív sűrűség, illetve relatív mágnesezettségi mélységmetszet, illetve tér fogalmát, amely azonos szinten a relatív változásokat emelik ki. A relatív sűrűség és mágnesezettségi tér bemutatott 3D reprezentációja a fenti értelmezési ajánlásokkal remélhetőleg javítja az ér-

telmező munka hatékonyságát, például 3D szeizmikus adatrendszer értelmezése vagy akár a kutatás tervezése során.

## A tanulmány szerzői

Kiss János, Vértesy László

## Jegyzetek

<sup>1)</sup> A behatolási mélység a gravitáció esetében inkább kimutathatósági határ, mivel még a legtávolabbi gravitációs ható hatása is elvileg benne van az erőterben. A kérdés csak az, hogy a mérőműszereink pontosságával és a többi (esetleg nagyobb) hatástól elkülönítve ki tudjuk-e azokat mutatni.

<sup>2)</sup> A maximális sűrűségkontraszt ( $1100 \text{ kg/m}^3$ ) és egy jelentéktelen  $100 \text{ m}$  élhosszúságú kocka térfogati hatását ( $100 \times 100 \times 100 = 1\,000\,000 \text{ m}^3$ ) számszerűen összevetve, az eltérés a tömegváltozást vizsgálva 3 nagyságrendnyi a két paraméter között az  $m = V\Delta\sigma$  mennyiségre nézve! Tehát az összevetés alapján a sűrűségkontraszt hatása a tömegre elenyésző, amennyiben a térfogatot is figyelembe kell vennünk.

## Hivatkozások

Christensen N. I., Mooney W. D. (1995): Seismic velocity and composition of the continental crust: a global view. *J. Geophys. Res.*, 100/B7, 9761–9788.

- Gardner G. H. F., Gardner L. W., Gregory A. R. (1984): Formation velocity and density – The diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39, 770–780.
- Grinkevics G. I. (1979): Mágneses kutatási módszer – Egyetemi tankönyv. Nyedra, Moszkva, 3. kiadás, p. 256. (Гринкевич Г. И., 1979: Магниторазведка, Недра, Москва)
- 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. (2013): Magyarországi geomágneses adatok és feldolgozások: spektrálanálízis és térképi feldolgozások. *Magyar Geofizika*, 54/2, 89–114.
- Kiss J., Vértesy L., Zilahi-Sebess L., Takács E., Gulyás Á. (2019): A Nyírség geofizikai kutatása. *Magyar Geofizika*, 60/3, 103–130.
- Logacsov A. A., Zaharov V. H. (1979): Mágneses kutatómódszer. Nyedra Kiadó, Moszkva (Логачёв А. А., Захаров В. П., 1979: Магниторазведка, Недра, Москва)
- Mészáros F., Zilahi-Sebess L. (2001): Compaction of the sediments with great thickness in the Pannonian Basin. *Geophysical Transactions*, 44/1, 21–48.
- Sobolev S., Babeyko A. Y. (1994): Modelling of mineralogical compositions, density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks. *Surveys in Geophysics*, 15, 515–544.
- Szabó Z. (1993): Magyarország üledékhatással javított gravitációs térképe. Kézirat, ELGI adattár, p. 14.
- Szabó Z., Páncsics Z. (1999): Rock densities in the Pannonian Basin – Hungary. *Geophysical Transactions*, 42/1–2, 5–28.
- Takács E. (1977): Geofizika I. Egyetemi jegyzet, Tankönyvkiadó, Budapest, p. 408.
- Znamenszkij V. V. (1980): Terepi geofizika. Egyetemi tankönyv, Nyedra Kiadó, Moszkva, p. 351. (Знаменский В. В., 1980: Полевая Геофизика, Недра, Москва)