

MAGYAR GEOFIZIKA

HUNGARIAN GEOPHYSICS

A MAGYAR
GEOFIZIKUSOK
EGYESÜLETÉNEK
FOLYÓIRATA



JOURNAL OF THE
ASSOCIATION
OF HUNGARIAN
GEOPHYSICISTS

A Szerkesztőség köszönete

A Magyar Geofizikusok Egyesületének
éves rendes közgyűlésének meghirdetése

Gondolatok egy elnökségi ülés kapcsán

Sokat köszönhetek dr. Tárczy-Hornoch professzornak

Háromdimenziós kéreganomália a magnetotellurika
alapján a Balaton-felvidéken

Tektonikai következtetések lehetősége
alaphegységi metamorf kőzetben

Gyémántlelőhelyek Jakutiában

In memoriam

Dr. Verő József
Szabó Zoltán



MAGYAR GEOFIZIKA

HUNGARIAN GEOPHYSICS

66. évfolyam (2025) 4. szám



A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK FOLYÓIRATA
JOURNAL OF THE ASSOCIATION OF HUNGARIAN GEOPHYSICISTS

TARTALOM • CONTENTS

SZERKESZTŐSÉGI ROVAT • EDITORIAL

- 113 A Szerkesztőség köszönete (Acknowledgments) – *Szerkesztőség*

MGE HÍREK • NEWS OF ASSOCIATION OF HUNGARIAN GEOPHYSICISTS (AHG)

- 114 A Magyar Geofizikusok Egyesületének éves rendes közgyűlésének meghirdetése (Announcement of the Assembly of AHG) – *Szerkesztőség*
- 115 Gondolatok egy elnökségi ülés kapcsán (Thoughts on a presidency meeting) – *Bodoky T.*
- 116 Sokat köszönhetek dr. Tárczy-Hornoch professzornak (Many thanks to Professor Dr. Tárczy-Hornoch) – *Deres J.*

TANULMÁNY • PAPER

- 117 Háromdimenziós kéreganomália a magnetotellurika alapján a Balaton-felvidéken (Three-dimensional crustal anomaly based on magnetotellurics in the Balaton Highlands) – *Kiss J.*
- 135 Tektonikai következtetések lehetősége alaphegységi metamorf kőzetben (Possibility of tectonic inferences in metamorphic rocks of base mountains) – *Zilahi-Sebess L., Szili Gy.-né*
- 155 Gyémántlelőhelyek Jakutiában (Diamond deposits in Yakutia) – *Kiss J.*

IN MEMORIAM

- 175 Dr. Verő József – *Szarka L. Cs.*
- 176 Szabó Zoltán – *Bodoky T.*

MAGYAR GEOFIZIKA

HUNGARIAN GEOPHYSICS

66. évfolyam (2025) 4. szám

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK FOLYÓIRATA
JOURNAL OF THE ASSOCIATION OF HUNGARIAN GEOPHYSICISTS

Főszerkesztő • Editor-in-Chief

DR. BODOKY TAMÁS

E-mail: mageofedit@gmail.com

Szerkesztőbizottság • Editorial Board

DR. GALSA ATTILA, DR. KISS JÁNOS, DR. LŐRINCZ KATALIN,

DR. PETHŐ GÁBOR, DR. SZABÓ NORBERT PÉTER

Technikai szerkesztő • Technical Editor

HOCK GÁBOR

E-mail: mageoftechn@gmail.com



Lapunk e számának megjelenését a
Magyar Tudományos Akadémia
támogatja

A szerkesztőség a szakcikkeket (tanulmányokat) szaklektorálás után közli. A szaklektorok névsorát az évfolyam záró számában tesszük közzé. A lapban megjelenő cikkek adatainak és állításainak helyességért, ill. közölhetőségéért kizárólag a szerzők tartoznak felelősséggel.

Kiadja a Magyar Geofizikusok Egyesülete

A kiadásért felel: Breitner Dániel

Szerkesztőség: 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Telefon: (06) 30-811-8819

Titkársági e-mail: geofizikusok@gmail.com

Honlap: www.mageofegy.hu

Megjelenik évente négyszer

INDEX: 26 507

HU ISSN 2677-1497 (online)

A Szerkesztőség köszönete

A *Magyar Geofizika* Szerkesztősége köszönetét fejezi ki a lap olvasóinak nevében is azoknak, akik a lap szerkesztésében, illetve színvonalának megőrzésében, javításában az elmúlt 2025. évben közreműködtek.

A tanulmányok, cikkek, hírek, beszámolók szerzőinek nevét mindig közöljük írásuk végén, így ezt nem ismételjük meg itt, de a köszönet természetesen nekik is szól.

Név szerint is szeretnénk megemlíteni itt azokat, akiknek a neve máshol nem jelent meg.

Köszönet a szakcikkek lektorainak! Ezt a sokszor sok vesződséggel járó munkát az elmúlt évben a következő kollégáink vállalták:

Bodoky Tamás, Draskovits Pál, Kovács Péter, Lőrincz Katalin, Nádas Endre, Pusztai Sándor, Szabó Norbert Péter, Szarka László Csaba, Zilahy-Sebess László

Köszönet a képek, beszámolók, hírek és búcsúztatók be-
küldőinek, illetve mindenkinek, aki valamilyen formában
hozzájárult a lap megjelenéséhez! 2025-ben megjelent szá-
mainkhoz a következő kollégák munkája járult hozzá:

*Andrássy László, Bodoky Tamás, Deres János, Draskovits
Pál, Galsa Attila, Hegybíró Zsuzsanna, Kis Károly, Kiss
János, Kovács István János, Kovács Péter, Molnár Bence,
Nádas Endre, Pethő Gábor, Petró Erzsébet, Szabó
Norbert Péter, Szanyi V. Béla, Szarka László Csaba,
Szűcs József Gábor és a GEOMEGA Kft. munkatársai*

Végül, de nem utolsó sorban köszönjük *Hock Gábor*
technikai szerkesztőnek a lap igényes külsejét és a szer-
kesztés magas minőségét, illetve *Petró Erzsébet*nek a lap-
pal járó adminisztráció gördülékeny intézését!

*A Magyar Geofizika
Szerkesztőbizottsága*



MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE ASSOCIATION OF HUNGARIAN GEOPHYSICISTS

Tisztelt Tagtársunk!

Értesítjük, hogy a Magyar Geofizikusok Egyesületének Elnöksége az Egyesület éves rendes Közgyűlését **2026. április 24-én 13³⁰** - kor tartja az OMBKE székházában,

Budapest, X., Hizláló tér 1.

A Közgyűlés akkor határozatképes, ha azon a tagság 50 %-a + 1 fő jelen van.

Határozatképtelenség esetén az Elnökség az ismételt közgyűlésre

2026. április 24-én 14⁰⁰ órára

hívja össze a tagságot. A megismételt közgyűlés az Alapszabály értelmében a jelenlévő tagok számától függetlenül határozatképes. A megismételt közgyűlés napirendje a meghíúsult közgyűlés napirendjével azonos.

Tervezett napirendi pontok:

- Elnöki megnyitó
- Titkári beszámoló és közhasznúsági jelentés az Egyesület
- 2025. évi tevékenységéről
- Az MGE Felügyelő Bizottságának beszámolója
- A Magyar Geofizikusokért Alapítvány Kuratóriumának beszámolója
- Hozzászólások
- Az Egyesület 2026. évi pénzügyi tervének előterjesztése
- Jelölő Bizottság előterjesztése az általános titkári posztra
- Szünet, szavazás
- Geofizikai érdekességek – szakmai előadás
- Kitüntetések, díjak átadása
- A Szavazatszámoló Bizottság jelentése a választás eredményéről
- Zárszó
- Kötetlen beszélgetés étellel és itallal

Alapszabályunk értelmében kérjük, hogy amennyiben a napirenddel kapcsolatban további javaslata van, azt szíveskedjék legkésőbb **március 20-ig írásban** a Magyar Geofizikusok Egyesülete Titkárságának címezve levélben, vagy email-ben megtenni.

Budapest, 2026. február 26.

Breitner Dániel sk.

Gondolatok egy elnökségi ülés kapcsán

Az EAGE (European Association of Geoscientists and Engineers) megalakulásának rövid története

Január 15-én volt az MGE-nek (Magyar Geofizikusok Egyesületének) elnökségi ülése, ahol többek között az Egyesület gazdasági kérdéseiről is szó esett. Az ott elhangzottak kapcsán jutott eszembe egy több mint harminc éves tanulságos történet.

1951-ben Hágában alakították meg az európai nyersanyagkutató (elsősorban kőolaj- és földgázkutató) geofizikusok egyesületét, az EAEG-t (European Association of Exploration Geophysicists). Ez az egyesület gyorsan nőtt, és amikor mi magyarok megismertük, már mintegy 5000 tagja volt. Az alapszabálya nagyon hasonlított az MGE jelenlegi alapszabályához, ami nem véletlen, mert 1990-ben az Egyesület új alapszabályának kidolgozásakor az EAEG alapszabályát tekintettük mintának. Az EAEG adminisztrációja is nagyon hasonlított az MGE mai titkárságához, Utrecht közelében, Zeistben, egy aprócska lakásban, Evert van der Gaag, egy nyugdíjas Shell-alkalmazott egyedül intézte az egyesület ügyeit. Az EAEG vezetősége elsősorban a nagy nyugati olajvállalatok magas beosztású munkatársai közül került ki. Magát az egyesületet is elsősorban ezek a vállalatok szponzorálták.

Az EAEG egyre növekvő éves nagy rendezvényei és más kisebb rendezvények egyre nagyobb terhet jelentettek az egyfős adminisztrációnak, a „Business Office”-t bővíteni kellett, ami viszont – ahogy én érzékelttem – nem igazán tetszett a szponzoroknak. A geofizika az olajkutatáshoz kapcsolódó tevékenységeknek csak egyike, a többi résztvékenységeknek is megvoltak saját egyesületeik és ezek is ugyanonnan várták az anyagi támogatást. Így a kilencvenes évek elején már hasonló anyagi jellegű aggodalmakkal nézett szembe az EAEG, mint most az MGE.

A probléma megoldása a kisebb egyesületek fúziójával kialakított ernyőszervezet létrehozása volt, 1995. január 1-jével megalakult az EAGE aminek a korábbi kis egyesületek önálló szakosztályai (division) lettek egy közös adminisztrációval. Létrehoztak egy nonprofit elven működő professzionális, adminisztrációs és rendezvényszervező „Business Office”-t, ahol megfelelő számú alkalmazott dolgozik. Ma Houtenben saját emeletes épülete van az EAGE Business Office-nak.

Jómagam 1991-ben kerültem be az EAEG elnökségébe (Council), 1993-ban Stavangerben választottak meg „Vice



Bécs, Austria Center, EAEG's 56th Meeting and Technical Exhibition, 1994. A Business Meeting elnökségi asztala (balról Gerard Grau, a Geophysical Prospecting főszervezője, Bodoky Tamás, az EAEG elnöke, Ingebrigt Gausland „Past President”, Jan Joost Nooteboom „Council Member”)

President”-nek, ami a következő évben automatikusan az elnökséget jelentette. 1995-ben az új szervezet elnöke a norvég Ingebret Gausland (Statoil) lett, én az „EAEG Division” (később Geophysical Division) elnökeként, majd „Past Chairman”-jeként folytattam a ciklust. 1966-tól 2004-ig az EAGE PACE alapítványának kuratóriumi tagja és pénztáros titkára (secretary-treasurer) voltam. Így nemcsak közről láttam, hanem aktív részese is lehettem ennek a vitathatatlanul sikeres átalakulásnak. Éjszakákat töltöttem az új szervezet alapszabályának alakításával.

Ugyanakkor azt is látni kell, hogy a gondok bár hasonlóak, de nem teljesen azonosak. Nálunk az olajiparban és az állami feladatok ellátásában működő intézmények egy

résének megszűnése az aktív szakemberek számának csökkenéséhez vezetett, ám úgy gondolom, ez még inkább indokolná egy közös adminisztrációval rendelkező ernyőszervezet létrehozását. Az egyesület sikeres első évtizedei alatt is pont egy ilyen ernyőszervezet alatt működött. Igaz, hogy a MTESZ-nek erős politikai ellenőrző szerepe is volt, ugyanakkor például a technika hálózataival komoly teret biztosított a kis egyesületek működésének.

El lehet gondolkozni rajta, hogyan jobb, együtt vagy egyedül, közösen vagy külön?

Bodoky Tamás

Sokat köszönhetek dr. Tárczy-Hornoch professzornak

Lapunk legutóbbi számában Kiss János féltő szavakkal ösztönöz a *Magyar Geofizika* közleményeinek szaporítására, a lap iráni érdeklődés fenntartására. A következő cikkben Szarka László emlékezik meg a Tárczy-Hornoch Antal születésének 125. évfordulójáról. Én koromnál fogva már nem tudok hozzájárulni a lap színvonalának emeléséhez, de e két írás kapcsán felidéződött bennem egy régi emlék, amely jól mutatja egykori tanárunk emberségét, de októmunkájának gyakorlati megvalósítását is.

A következőkben röviden ecsetelt komplex mérési, kiértékelési és fűrásellenőrző művelet sor eredményes volt. Sikerként a kitört fűrást a tárolórétben 8 m-re megközelíteni és a gáz beáramlást megszüntetni. Néhány éve Hajdúszoboszlón üdülve meglátogattam a kis krátert, amely az elsüllyedt fűróberendezést takarja. Gázszivárgásnak még nyoma sincs.

1959-ben, egy szép tavaszi délután gyakorlati foglalkozást tartott a Bányaméréstani Tanszék a Erdészeti Egyetem pincéjében kialakított tanbányában. Engem várt egy kislány az Erzsébet parkban, ennek tudható be, hogy a következő pontra álláshoz gyorsan felkaptam az állványba lazán beletett Wild T-2 teodolitot, amely hátam mögött a földre esett. Elgömbült az optikai tengelye.

Nagy botrány lett és tűnődés, hogy mi legyen a büntetésem. Mivel apám már 2 éve nyugdíjas volt, az anyagi kártérítés szóba sem jöhetett, mi több szükségem volt az ösztöndíjra is, ezért szerettem volna az egyébként megszolgált érdemjegyet megkapni. Így aztán nem fogadtam el a 4-est elméleti jegynek, viszont a professzor maga vizsgáztatott minden jelesre (és elégtelenre) álló hallgatót.

Tárczy azzal fogadott: „Szóval maga az a műszertörő!” Ezt követően tréfás kérdéseket tett fel, például: „Mit gondol, milyen nemzetiségű volt Süss Nándor (műszergyáros a XIX. század közepén, második felében)”. „Osztrák” – mondom. „Akkor miért írta a műszereire, hogy gyártotta Süss Nándor Bécsben?” Hallgatás. „Hát azért, mert tudta, hogy a szabadságharc után a nemzeti érzelmű magyarok így jobban megveszik.” Vagy: „Mit gondol hány példány-

ban készült a Cséti Ottó-féle szögmérő (a bányában mért ferde hosszak horizontálisra redukálásához használták)”. „Nem tudom professzor úr. 5 darabban, az egyik még itt van a szertárban, de használata nem terjedt el.” „De akkor miért szerepel 100 éve minden bányamérés tan jegyzetében?” „Mert oldalra fizetik a jegyzetet...”, és így tovább.

A büntetés azonban nem maradt el, gyakorlati ötösöm megszerzéséhez el kellett végezni egy hatszögű városfelmérés teljes kiegyenlítését. A központi szög 360°, a háromszögek belső szögei 180° stb. Két hétig tekertem a Brunsvigát, tyúkszemek nőttek az igénybe vett ujjaimra. Én mégis hálás voltam a tanszéknek és személy szerint Tárczy-Hornoch tanár úrnak az anyagi következmények elengedése, valamint tanulmányi eredményeim elismerése miatt.

És mit ad isten: 1961 nyarán, éppen munkába állásomkor, kitört a Hajdúszoboszló–36 jelű fűrás. Elfojtása a felszínről eredménytelen maradt, sőt az egész fűró berendezés elsüllyedt. A gázkitörés ugyan megállt, de a biztonságos zárás csak a bélésű termelő szakaszának elcementezésével volt kivitelezhető. Az e célból mélyített irányított ferde fűráshoz *Rozsly Pista* barátommal együtt engem telepítettek ki a ferdeségmérések elvégzésére és a furat térbeli helyének megadásához szükséges vetületek elkészítésére.

Ez volt az első irányított ferde fűrás hazánkban. A munka csak akkor érhetett el célját, ha a nyomásos cementezés jól (néhány méterre) megközelíti a mintegy 1200 méterben lévő beáramlási helyet. Mint botcsinálta „bányamérő” felismertem, hogy a lyukban meghatározott ferdeség- és azimut adatok feldolgozásánál a kiegyenlítési számítások egyik osztálya jól felhasználható. Bár erről a cégnél addig még senki sem hallott, a vállalat vezetése elfogadta érveimet, és vezényletemmel a bérelszámolás többször is napokig kiegyenlítő számításokat végzett. Ebből lett az első közleményem, amely a *Bányászati és Kohászati Lapokban* jelent meg Csókás professzor segítségével.

Deres János

Háromdimenziós kéreganomália a magnetotellurika alapján a Balaton-felvidéken*

KISS J.

Szabályzott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága (SZTFH), Földtani Igazgatóság,
1123 Budapest, Alkotás utca 50.
E-mail: janos.kiss@sztfh.hu

A magnetotellurikus (MT) mérési eredményeket a szakirodalomban főleg szelvények mentén látjuk megjelenni. A dunántúli MT mérési adatok is közel párhuzamos lefutású szeizmikus szelvények nyomvonalához kötődnek. Adódik tehát az ötlet/igény, hogy a szelvények közötti térrészt is megvizsgáljuk, azaz területi feldolgozást végezzünk a meglévő adatok alapján, ami a nagyszerkezeti felépítésben biztosan adhat új információkat. Mivel az MT szondázó jellegű mérés így a háromdimenziós megjelenítés is érdekes lehet.

Ezekhez nagy mennyiségű mérési adatnak egyidejű, egységes kezelését kellett megoldani. Az MT mérések EDI (ASCII) formátumban tárolt adatainak kezelése beépített Excel programok segítségével bárki számára elvégezhető, csak egy konvertáló programot kell készíteni, hogy az impedancia valós és képzetes részét (vagy további paramétereket), frekvenciánként, táblázatos formában kiírjuk (például XLS formátumban) az EDI fájlokból. Az Excel program beépített függvényei lehetővé teszik, hogy nagy mennyiségű szondázási adatot térképszerűen dolgozzunk fel (amelyből mélységmetaszetek, szinttérképek vagy 3D térrácsok állíthatók elő).

E munka során (váratlanul), egy háromdimenziós ismeretlen kéreganomália rajzolódott ki a magnetotellurika fázisparamétere alapján, a Dunántúl É-i részén.

Kiss, J.: Three-dimensional crustal anomaly based on magnetotellurics in the Balaton Highlands

Magnetotelluric (MT) measurement results are mainly presented in the literature along profiles. The MT measurement data from Transdanubia are also linked to the route of nearly parallel seismic profiles. This gives rise to the idea/need to examine the space between the profiles, i.e., to perform regional processing based on the existing data, which can certainly provide new information about the large-scale structure. Since MT measurements are probe-like in nature, three-dimensional visualization may also be interesting.

This required the simultaneous, uniform management of large amounts of measurement data. The management of MT measurements stored in EDI (ASCII) format can be performed by anyone using Excel's built-in programs. All that is needed is to create a conversion program to write the real and imaginary parts of the impedance (or additional parameters) for each frequency in tabular form (e.g., in XLS format) from the EDI files. The built-in functions of Excel allow us to process large amounts of survey data at once (from which depth profiles, contour maps, or 3D grids can be generated).

During this work (unexpectedly), a three-dimensional unknown crustal anomaly emerged based on the magnetotelluric phase parameters in the northern part of Transdanubia.

Beérkezett: 2026. január 13.; elfogadva: 2026. február 27.

1. Bevezetés

A „Földtani alapszelvények vizsgálata” téma (ELGI 1975) keretében a Kisalföld kutatása során – az elektromágneses mérések elterjedésével/fejlődésével – a szeizmikus szelvények nyomvonala mentén magnetotellurikus mérések is történtek (ELGI 1982). A korábbi MT alapkutatások (Ádám 1974–1983) egyedi pontok voltak, de ezek közel

párhuzamos szelvények formájában állnak rendelkezésre, viszonylag sűrű állomástávolsággal.

A Balatontól délre szintén vannak ilyen szelvények, amelyeket eltérő kutatási projektek során mértek elődeink. A Dunántúl tehát viszonylag sűrűn fel van mérve magnetotellurikus elektromágneses mérésekkel, amelyek összedolgozását és megjelenítését kezdtük el az archív mérési adatok újrafeldolgozása „Magnetotellurikus Országos

* Az MFT-MGE közös vándorgyűlésén 2025-ben elhangzott előadás alapján.

Alapszelvények” (röviden MTOA) kutatási témában, 2022-ben.

Vizsgáltuk az elsődleges, azaz a főimpedanciákból kapott mérési paraméterek eloszlását szondázásonként, szelvényenként és később háromdimenzióban. Ez rengeteg munkát és eredményt (mélységszelvények, mélységtérképek) jelent, amelyekből néhány szelvényt publikáltunk is (Kiss, Szebenyi 2023, Szebenyi et al. 2023, Kiss et al. 2024).

Az előzményekhez hozzátartozik, hogy korábban már történtek numerikus modellezések a háromdimenziós inhomogenitások kimutatására (Szarka, Fischer 1989, 1991, Szarka et al. 2004), aminek konklúziója az volt, hogy a felszíni változások alatti mélybeli modelleket legjobban az invariánsok közül, a $\det(\text{Re } Z)$ és a φ fázisparaméter adták vissza. Ezt a megállapítást a nagy mennyiségű terepi mérési adat feldolgozása alapján, a fázisparaméteren keresztül sikerült most megerősíteni.

Jelen tanulmányunkban, a Dunántúl területén meglévő, magnetotellurikus szondázások feldolgozásából kapott fázisparaméterre fogunk fókuszálni, mivel érdekes eredményt – egy háromdimenziós kéreganomáliát jelzett a Balatonfelvidéken.

2. Magnetotellurikus impedancia fázisparamétere

A magnetotellurikus mérések előfeldolgozása során az időtartományban végzett E_x , E_y , H_x , H_y , H_z komponensek mérési eredményeit frekvenciatartományba átszámoljuk (ATS–EDI konverzió). Ezzel előállítjuk a komplex impedancia- (impedanciatenzor- és fázistenzor-) értékeket.

A fázis a komplex impedancia képzetes ($\text{Im } Z$) és valós ($\text{Re } Z$) része közötti fázisszöget mutatja, amely a szakirodalom alapján a közeg vezetőképességétől függ (Berdicsevszkij 1968).

$$\varphi = \arg(Z) = \arctg(\text{Im}Z/\text{Re}Z).$$

Homogén feltér esetén, azaz ha nem változik a közeg fajlagos ellenállása (azaz $\rho_a = \text{állandó}$), akkor a fázis értéke konstans 45° értékű lesz. Amennyiben változik a fajlagos ellenállás ($\rho_a \neq \text{állandó}$), akkor a fázis (φ) értéke is változni fog. Ha csökken az elektromos vezetőképesség (vagy nő a fajlagos ellenállás), akkor a fázis értéke is csökken ($\varphi < 45^\circ$), ha nő a vezetőképesség (csökken a fajlagos ellenállás), akkor a fázis értéke nagyobb lesz ($\varphi > 45^\circ$), amint azt a szakirodalom már a kezdetektől ismerteti (Berdicsevszkij 1968).

A fázis szögét, az $\arg$ függvény definíciója szerint a valós tengelyhez viszonyítjuk, akkor értéke negatív lesz. A gyakorlat azonban azt mutatja, hogy csak a szög értékével kell számolni előjel nélkül, azaz $\varphi = |\varphi|$ – mivel az impedancia nagyságára, amely egy komplex szám – nincs hatással a fázis előjele.

A kutatás során az egyes rétegek pontos fajlagos ellenállását nem tudjuk, így a fázis csak a relatív változásokat fogja megmutatni, amelyet a mért látszólagos fajlagos

ellenállás értékek alapján tapasztalunk a környezethez képest. A fázis tehát a változásra, annak irányára lesz érzékeny, és nem függ attól, hogy milyen nagyságrendű értéken következik be a változás! További részleteket a fázis szerepéről egy korábbi cikkünkben publikáltuk (Kiss 2025).

3. Területi mérési adatok

2025-ben a magnetotellurikus területi vizsgálódásokat a Dunántúl területén végeztük, ahol az MTOA¹⁾ alapszelvények megjelenítései és feldolgozásai munkái, adatellenőrzései miatt már viszonylag nagyszámú (~800 pont) szondázást ellenőriztünk és tudtunk felhasználni (1. ábra).

Az MT mérések során, a H_x , H_y , H_z , E_x és E_y paramétereket mérjük és tároljuk (*.ats²⁾ állomány), de ezeket az adatokat – mivel időnként rendkívül hosszú idejű mérések hatalmas mennyiségű adata volt – korábban nem tárolták el, hanem csak az előfeldolgozás utáni eredményeket, és az ebből számolt paramétereket archiválták az *.edi³⁾ állományokba.

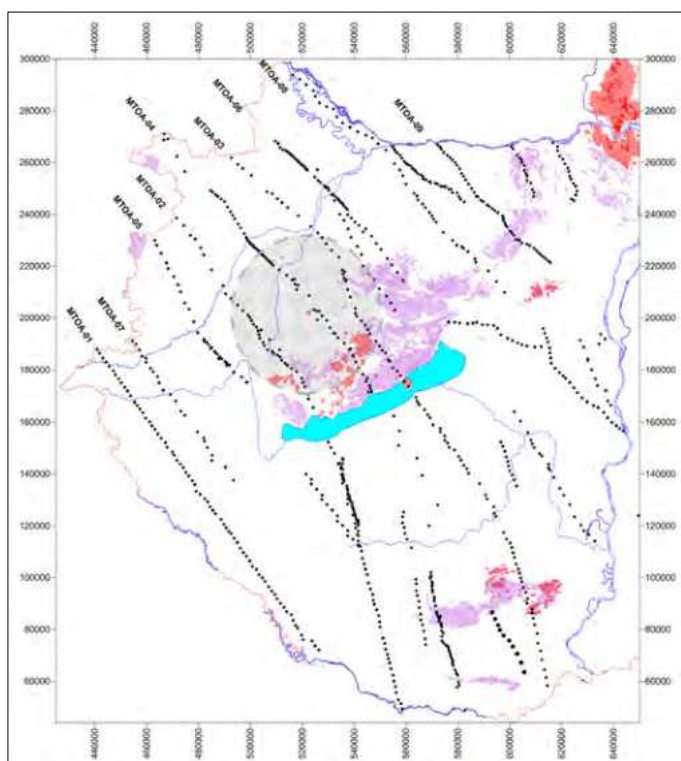
Régi MT mérések esetén az ATS–EDI konverzió (előfeldolgozás) még nem volt teljes (saját fejlesztésű műszer és saját készítésű programok miatt nem volt egységes), így az archív mérések esetén, ha csak az EDI file őrződött meg, bizonyos paraméterek (pl. tenzor és tipper paraméterek) meghatározása utólag már nem lehetséges. A mérési adatok is eltérő mintázásúak (frekvencia, azaz mélység szerint), azaz nem egységesen megmintázott adatrendszerrel kell például a területi feldolgozások esetén dolgozni.

A területi feldolgozás során nem foglalkoztunk az MT adatok rotációjával, noha az adatok körülbelül fele az előfeldolgozás vagy az inverzió előtt forgatva lett és a 14 darab *.arh kiterjesztésű állománynál is csak feltételezzük, hogy nem volt rotáció (ebben az archív formátumban a rotáció nem volt tárolva, valószínűleg a nyers mérési adatokat látjuk). A közel 400 db szondázás visszaforgatása egyenként az eredeti mérési irányokba elvileg lehetséges, de nagyon időigényes munka lenne.

Az első MTOA-szelvények feldolgozásával kapcsolatos tapasztalatok alapján, látszólagos fajlagos ellenállás és fázis mélységtérképeket szerkesztettünk, azaz az elektromágneses főimpedanciákból származó elsődleges mérési paramétereket jelenítettük meg. Ez azért volt különösen érdekes, mert a Dunántúl É-i részén mért mérési adatokon már a tellurikus mérések kezdetén (Ádám, Verő 1967, Takács 1968) jól vezető zónákat azonosítottak (Dunántúli Vezetőképesség Anomália, DVA), amit később szelvények mentén végzett MT mérések (Ráner et al. 1980, Ádám 1992) is megerősítettek.

3.1. A mérési adatok feldolgozása

A magnetotellurikus EDI-állományokból kigyűjtött adatokon elvégeztük a látszólagos fajlagos ellenállás (ρ_a), fázis (φ_{ij}) és Bostick-mélység- (H_{Bostick}) paraméterek⁵⁾ meg-



1. ábra Magnetotellurikus szondázási pontok, prekainozoos medencealjzat kibúvások (lila poligonok) és felszíni magmás képződmények (piros poligonok), valamint egy több paraméter alapján kimutatott körgyűrűs szerkezet (Bodoky, Kiss 2014, 2020) a Dunántúlon

Figure 1 Magnetotelluric sounding points, PreCenozoic basin floor outcrops (purple polygons) and surface magmatic formations (red polygons), as well as a circular structure detected based on multiple parameters (Bodoky, Kiss 2014, 2020) in Transdanubia

1. táblázat Területi feldolgozás különböző szintjeinek mélysége, adatszama és a kigyűjtött térképállomány forrásadatai (10 db). (H_{ave} – átlagos Bostick-mélység, ρ_{as} – látszólagos fajlagos ellenállás eredője, φ_{ave} – impedancia fázis átlagértéke, ρ_{xy} – látszólagos fajlagos ellenállás (E_x/H_y), φ_{xy} – impedanciafázis, ρ_{yx} – látszólagos fajlagos ellenállás (E_y/H_x), φ_{yx} – impedanciafázis, Z_{skew} – impedancia skew, Z_{ellipt} – impedanciaellipticitás, R_{AniMax} – fajlagos ellenállás anizotrópiamaximuma). Az adatszám alapján jól látszik, hogy a különböző időkből mért MT szondázások mintázása erősen változó még a mélységintervallumok alkalmazása mellett is! (~800 db szondázási pont felhasználásából)

Table 1 Depth of different levels of spatial processing, number of data points and source data for the collected map collection (10 items). (H_{ave} – average Bostick depth, ρ_{as} – apparent resistivity, φ_{ave} – average impedance phase, ρ_{xy} – apparent resistivity (E_x/H_y), φ_{xy} – impedance phase, ρ_{yx} – apparent resistivity (E_y/H_x), φ_{yx} – impedance phase, Z_{skew} – impedance skew, Z_{ellipt} – impedance ellipticity, based on the data, it is clear that the pattern of MT probes measured at different times varies greatly even when depth intervals are used! (based on the use of ~800 probe points)

No.	Mélységtartomány (m)	Középmélység (m)	Mélységköz (m)	Adatok száma	Paraméter
1	750–1000	875	250	2285	H_{ave} , ρ_{as} , φ_{ave} , ρ_{xy} , φ_{xy} , ρ_{yx} , φ_{yx} , Z_{skew} , Z_{ellipt} , R_{AniMax}
2	1000–1500	1250	500	3230	H_{ave} , ρ_{as} , φ_{ave} , ρ_{xy} , φ_{xy} , ρ_{yx} , φ_{yx} , Z_{skew} , Z_{ellipt} , R_{AniMax}
3	2000–2500	2250	500	1458	H_{ave} , ρ_{as} , φ_{ave} , ρ_{xy} , φ_{xy} , ρ_{yx} , φ_{yx} , Z_{skew} , Z_{ellipt} , R_{AniMax}
4	3500–4000	3750	500	784	H_{ave} , ρ_{as} , φ_{ave} , ρ_{xy} , φ_{xy} , ρ_{yx} , φ_{yx} , Z_{skew} , Z_{ellipt} , R_{AniMax}
5	5000–5500	5250	500	682	H_{ave} , ρ_{as} , φ_{ave} , ρ_{xy} , φ_{xy} , ρ_{yx} , φ_{yx} , Z_{skew} , Z_{ellipt} , R_{AniMax}
6	7000–7500	7250	500	553	H_{ave} , ρ_{as} , φ_{ave} , ρ_{xy} , φ_{xy} , ρ_{yx} , φ_{yx} , Z_{skew} , Z_{ellipt} , R_{AniMax}
7	10000–11000	10500	1000	786	H_{ave} , ρ_{as} , φ_{ave} , ρ_{xy} , φ_{xy} , ρ_{yx} , φ_{yx} , Z_{skew} , Z_{ellipt} , R_{AniMax}
8	14000–15000	14500	1000	530	H_{ave} , ρ_{as} , φ_{ave} , ρ_{xy} , φ_{xy} , ρ_{yx} , φ_{yx} , Z_{skew} , Z_{ellipt} , R_{AniMax}
9	20000–25000	22500	5000	1597	H_{ave} , ρ_{as} , φ_{ave} , ρ_{xy} , φ_{xy} , ρ_{yx} , φ_{yx} , Z_{skew} , Z_{ellipt} , R_{AniMax}
10	30000–35000	32500	5000	907	H_{ave} , ρ_{as} , φ_{ave} , ρ_{xy} , φ_{xy} , ρ_{yx} , φ_{yx} , Z_{skew} , Z_{ellipt} , R_{AniMax}
11	40000–45000	42500	5000	560	H_{ave} , ρ_{as} , φ_{ave} , ρ_{xy} , φ_{xy} , ρ_{yx} , φ_{yx} , Z_{skew} , Z_{ellipt} , R_{AniMax}
12	50000–55000	52500	5000	381	H_{ave} , ρ_{as} , φ_{ave} , ρ_{xy} , φ_{xy} , ρ_{yx} , φ_{yx} , Z_{skew} , Z_{ellipt} , R_{AniMax}
13	60000–65000	62500	5000	270	H_{ave} , ρ_{as} , φ_{ave} , ρ_{xy} , φ_{xy} , ρ_{yx} , φ_{yx} , Z_{skew} , Z_{ellipt} , R_{AniMax}
14	70000–75000	72500	5000	187	H_{ave} , ρ_{as} , φ_{ave} , ρ_{xy} , φ_{xy} , ρ_{yx} , φ_{yx} , Z_{skew} , Z_{ellipt} , R_{AniMax}

határozását. Mivel két irányban történtek mérések, így a kapott E - és H -polarizációs fázisértékekből számtani középértékeket képeztünk minden frekvencia (periódusidő) esetében. A Bostick-mélység a közeg fajlagos ellenállásától függően változhat, továbbá különböző mérési kampányokban nem ugyanolyan mintázással történtek (archiválódtak) a mérések, így a mintázat nem egyenközű. Ennek kiküszöbölésére és zajszűrés céljából adott mélységek esetén a $H \pm 125$ m-től a $H \pm 2500$ m-ig terjedő tartományok adatait gyűjtöttük ki (1. táblázat), s kerültek megjelenítésre az interpolálás után mint paraméterterkép.

A Bostick-mélységnek van még egy bizonytalansági faktora is, amit a mágnesezettség okoz. A mágneses paraméter megnöveli μ_r -szerevére a számolt látszólagos fajlagos ellenállást, ez a Bostick-mélységet is növelni fogja, ugyanakkor a Bostick- és a skin-mélység képletében négyzetgyökös alakban fordított arányossággal is megjelenik a mágnesezettség $[1/(\mu_r)^{1/2}]$, amely kisebb mértékben, de csökkenteni fogja a behatolási mélységet. Mivel a két polarizációból kapott mérési eredményeket együtt használjuk, így a Bostick-mélység és a fázis esetén is átlagértékeket használtunk (a látszólagos fajlagos ellenállás esetében vektorösszegzést).

A síkrács és a térrács mérete 2500 m-es, ami még e nagy érték ellenére – a terület felmérttségéhez képest ($2-5 \times 20-40$ km-es kváziháló) – is sűrűnek mondható. Ebből adódóan a finom földtani részletek nem fognak kirajzolódni, inkább csak egy elnagyolt robusztus képet látunk, amit az átlagolás is árnyal.

Az impedancia fázis paraméterére különleges figyelmet fordítottunk az MTOA alapszelvények mentén kapott feldolgozási eredmények miatt (2., 3., 4. ábra).

Az ábrákon, a Dunántúlon ÉÉNY-DDK irányban végigfutó szelvényeken, jól elkülönülő átlagfázis-anomáliákat kaptunk a Balaton és a Rába folyó között. A 45° -nál nagyobb értékkel jelentkező zóna a Dunántúli Vezetőképeség Anomália (DVA) megjelenéséhez kapcsolódik, de a korábbi fajlagosellenállás-metszeteknél szélesebben azonosítható. Vajon miért?

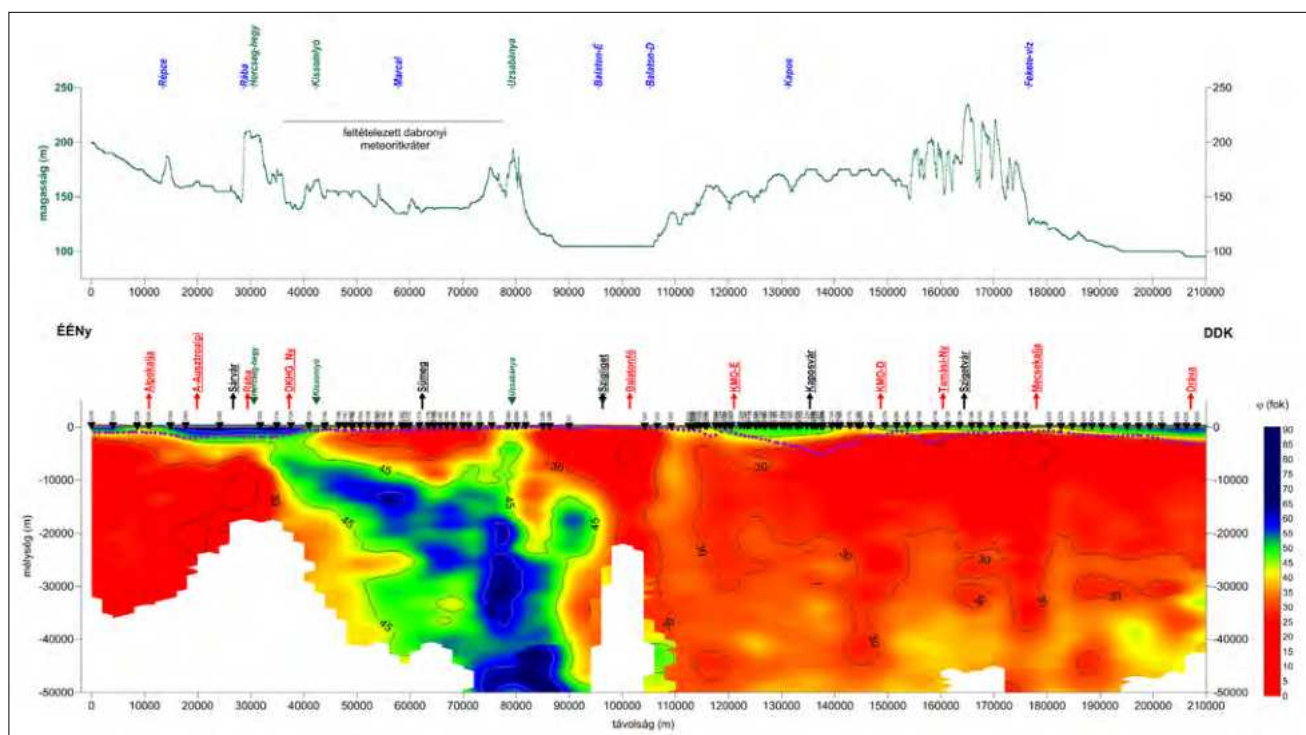
3.2. A skinhatás

Mielőtt elkezdjük boncolgatni az eredményeket, idézzük meg Nikola Tesla⁶⁾ életrajzi könyvében (Kocsis 2011) leírtakat:

„A nagyfrekvenciás áram a vezetőkben és az élő szövetekben a mágneses tér kiszorulása következtében nem a vezető anyag belsejében folyik át, hanem annak felszíne és a környező közege mentén. Ez a fajta áramvezetés ezért – az angol neve után – a skin- azaz bőrhatás elnevezést kapta, aminek megértésében Tesla kísérleteinek és bemutatóinak alapvető szerepe volt!”

A kétdimenziós szelvények tulajdonképpen ezt a Tesla-féle skinhatást mutatták ki a közel függőleges határfelületek mentén.

A skineffektus olyan jelenség, amely során, a vezetőn átfolyó váltakozó áram, a vezető felületének közelében koncentrálódik, ahelyett, hogy egyenletesen oszlana el a keresztmetszetben. Ez azt jelenti, hogy az áramsűrűség a



2. ábra Az MTOA-02 szelvény átlagfázis mélységmetszete a domborzattal (Kiss et al. 2024C)

Figure 2 Average phase depth section of the MTOA-02 profile with relief (Kiss et al. 2024C)

Figure 3 Average phase depth section of the MTOA-03 (CEL08) profile with relief

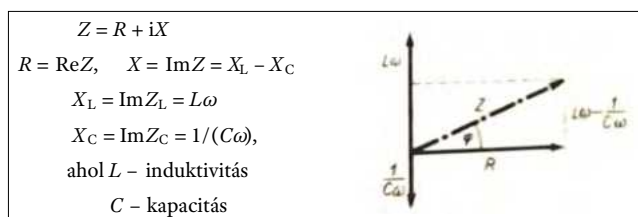
A határfelületek átmeneti zónájában tehát, mindig meg fog jelenni a 45°-os fázisérték! A határfelület egyik oldalán ennél nagyobb, a másik oldalán ennél kisebb fázisértékekkel – „a fázis a mérleg nyelve”! A skinhatást az elektromos vezetőképesség, a mágneses permeabilitás és a permitti-

Egy hengerpalást formájú test (mágneses/vezetőképességi anomália) bármilyen irányú metszete párhuzamos határfelületeket ad. Ezek a határfelületek a skinhatás miatt

Figure 4 Average phase depth section of the MTOA-04 profile with relief

egy nagy (földtani) kondenzátor fegyverzeteként működnek a váltóáramú elektromágneses térben. A fegyverzetek között a fázis alapján megnövekedett vezetőképességet gyanítunk, de az MT modellezések alapján homogén feltérben a mágneses permeabilitás megjelenése is növeli a látszólagos fajlagos ellenállást és növeli a behatolási mélységet is. Így egy mágneses közettest megjelenésekor kialakulhat a skineffektus és a kapacitív impedancia jelensége is.

A komplex impedancia (mint bármely komplex mennyiség) valós ($\text{Re } Z$) és képzetes ($\text{Im } Z$) részre bontható. Valós része a hatásos ellenállás (rezisztencia), jele R ; képzetes része a meddő ellenállás (reaktancia), jele X (5. ábra).



5. ábra Az impedancia, annak valós ($\text{Re } Z$) és képzetes ($\text{Im } Z$) része az induktivitás és kapacitás függvényében (Budó 1979)

Figure 5 Impedance and its real ($\text{Re } Z$) and imaginary ($\text{Im } Z$) parts as a function of inductance and capacitance (Budó 1979)

A váltóáramú elektronikában a meddő ellenállásnak ($\text{Im } Z$) az előjele meghatározza az impedancia jellegét. A képzetes komponens ($\text{Im } Z$) iránya ennek megfelelően az induktív és a kapacitív impedancia eredőjéből adódik, amit vektoros összeadással érhetünk el. Az eredő impedancia az induktív $\text{Im } Z_L$ és kapacitív $\text{Im } Z_C$, valamint az ohmos $\text{Re } Z$ vektorösszegéből adódik (5. ábra).

Mindezekből adódik, hogy az impedanciákat a képzetes tengelyhez képest a következőképpen írhatjuk fel:

ha $\text{Im } Z > 0$, az impedancia induktív jellegű,⁷⁾

ha $\text{Im } Z < 0$, az impedancia kapacitív jellegű,⁸⁾

ha $\text{Im } Z = 0$, nincs váltóáramú impedancia,
az impedancia tisztán ohmos jellegű.

Az $\text{Im } Z$ paraméter pozitív és negatív irányú is lehet, a $\text{Re } Z$ (ohmos ellenállás) paraméter csak pozitív, de az Im és a Re tengelyek között 90° szögkülönbség van. A váltóáramú impedancia a két összetevő vektorösszege.

A fázisparaméter ebből a szempontból földtani információt is hordozhat. Mivel nincsenek pontos közetfizikai információink a földtani közegekről, amit vizsgálunk, így az induktív és kapacitív jellegének ismerete maximum érdekesség, de érdemben ma még nem tudjuk felhasználni. Viszont a komplex impedancia (a Z amplitúdó értéke) kiszámítását nem befolyásolja a fázisszög előjele, így a fázisszög megjelenítését a magnetotellurikus kutatás során célszerű előjel nélkül (avagy abszolút értékben) használni, azaz csak az $|\text{Im } Z|$ és $|\text{Re } Z|$ közötti szög (0° – 90°) nagysága az érdekes számunkra. A helyzetet tovább bonyolítja, hogy

az ohmos, az induktív és a kapacitív ellenállások eredője az összetevők kölcsönös helyzetétől (soros, vagy párhuzamos kapcsolás) is függhet.

4. A mérési adatok térképi megjelenítése (a fázisgrid)

A következőkben bemutatjuk a korábban bemutatott váltogatás (1. táblázat) alapján előálló átlagfázis mélységtérképeket.

A helyszínrajzot, a magnetotellurikus mérési pontok térképét a 1. ábra mutatja, amin megjelenítettük a felszíni medencealjzat-kibúvások és a felszíni magmás képződmények poligonjait, valamint a feltételezett meteorit-beecsapódás helyén, a több paraméter alapján megjelenő körgyűrű formájú kontúrt. Az φ_{ave} átlagfázis⁹⁾ adatok térképi megjelenítését mutatja különböző mélységekre a 6. és a 7. ábra. A fázisparaméter átlagértékével, az adott ponton különböző E - és H -polarizációkban megjelenő változások egységesítését, összevethetőségét akartuk elérni – egyetlen értékkel jellemezni az adott mérési pontot.

Minden térkép megjelenítésekor ugyanazt a színskálát alkalmaztuk, így összevethetők a különböző mélységmetrizetek adatai. A térképek egyedi értékelésével most nem foglalkozunk, egyrészt mert túl ritka a mérési adatrendszer, így az adatok csak robusztus összevetésre alkalmasak. Másrészt túl nagy területnek a földtani forrásadatát kéne elemezni, amire most még nem vagyunk felkészülve.

Ennek ellenére végignézve a térképeken bizonyos tendenciák és változások jól követhetők, s ezt a fázistérképek (6., 7. ábra) és a háromdimenziós térrács bemutatásán keresztül fogjuk szemléltetni.

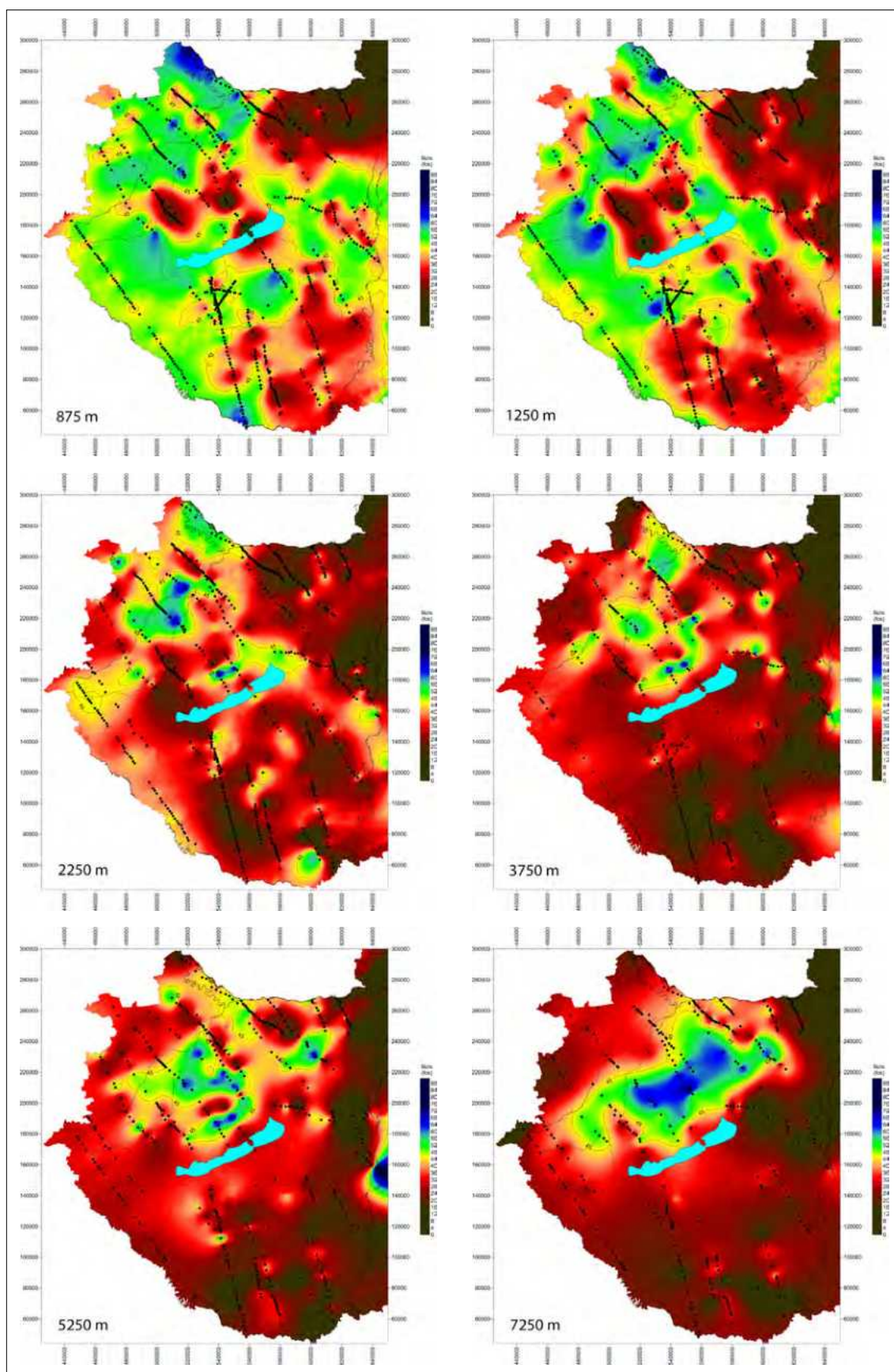
Az impedanciák átlagos fázisparamétere alapján a DVA sokkal határozottabban és nagyobb, összefüggő területen jelenik meg.

Felszínközélen a Rába-vonal DNY–ÉK-i zónája jelenik meg határozottan, aztán ahogy egyre mélyebbre megyünk, a fázisparaméterekből kirajzolódó jól vezető zóna bekúszik a Balatonfelvidék alá, és kapcsolatot mutat a bazaltos előfordulásokkal vagy éppen a nem bizonyított, feltételezett dabronyi meteorit becsapódás (Bodoky, Kiss 2014, 2020) helyével.

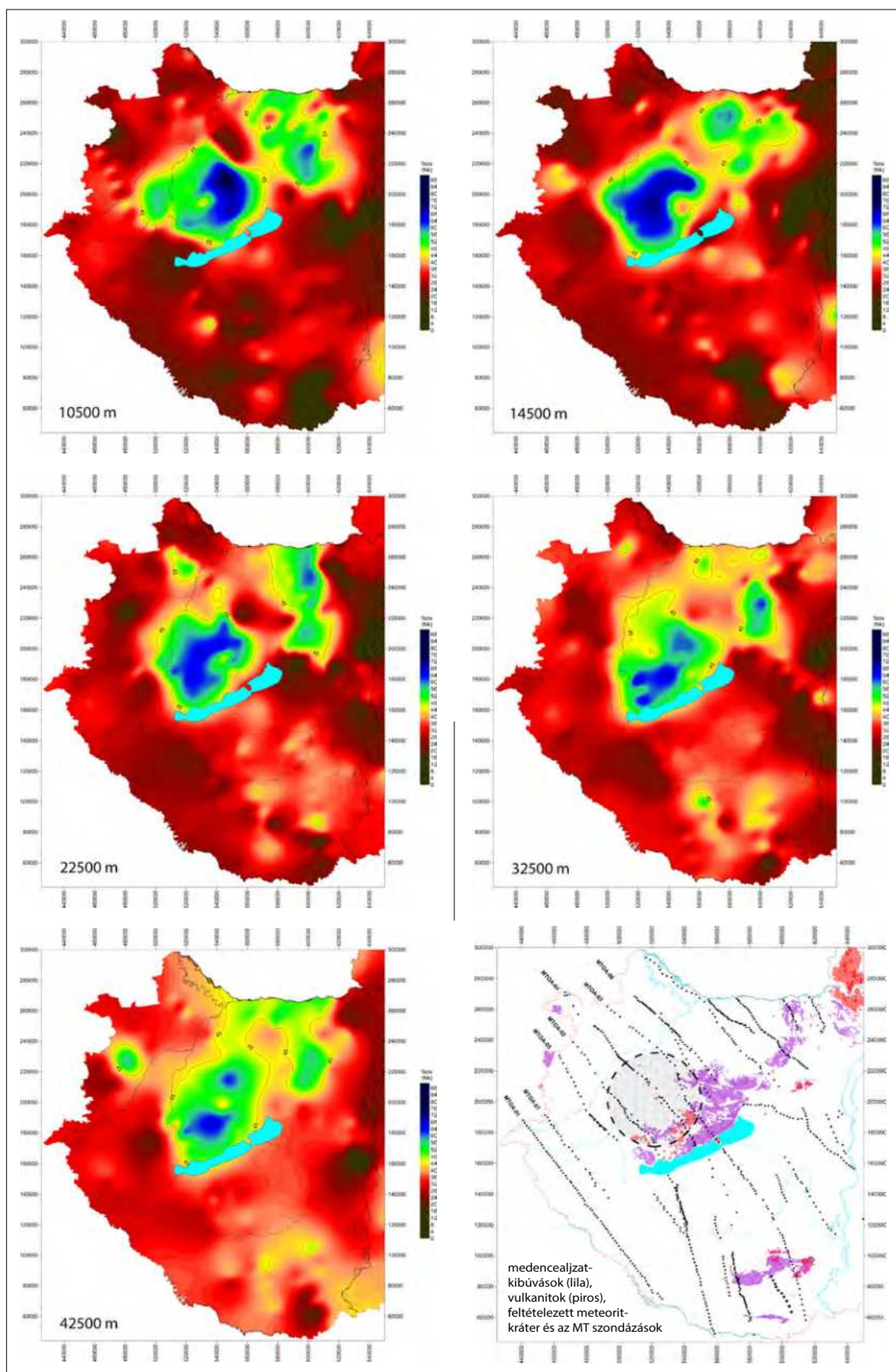
Adódik tehát a kérdés, hogy mi okozza az MT fázis által jelzett jól vezető vagy mágneses hatást? Szerkezeti zónához, litológiai felépítéshez, fluidumtartalomhoz (oldott sótartalma miatt) esetleg magmás tevékenységhez vagy vulkanizmushoz kapcsolódik?

A mélységtérképek vizsgálata vezetett el minket a háromdimenziós megjelenítés szükségességéhez. A sok átlagfázistérképet bélyegtérképként mutatjuk be, a jobb áttekinthetőség miatt és azért is, mert a háromdimenziós megjelenítés fogja megadni a térbeli képet.

Mivel szondázó jellegű területi adatokról van szó, így a szinttérképek és a forrásadatok alapján 3D térrácsot készíthetünk, azaz meg tudjuk jeleníteni háromdimenziós képként is a 45° -nál nagyobb értékkel jelentkező fázisparamétereket.



6. ábra | A magnetotellurikus impedancia φ_{ave} átlagfázistérképe különböző mélységekre I.
 Figure 6 | Map of the φ_{ave} average phase of magnetotelluric impedance at different depths I.

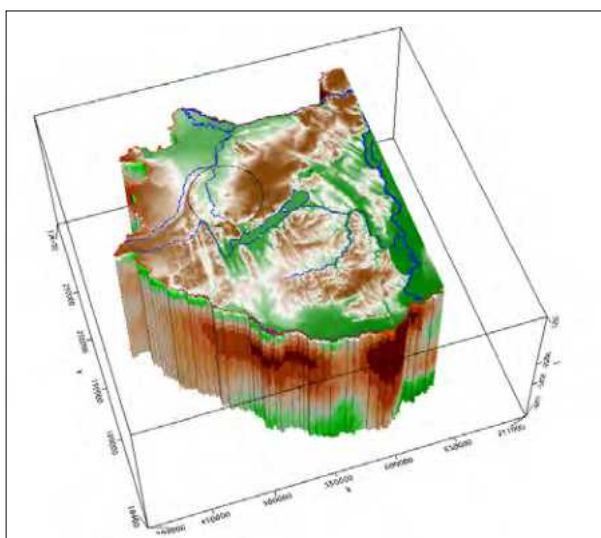


7. ábra | A magnetotellurikus impedancia φ_{ave} átlagfázistérképe különböző mélységekre II.
Figure 7 | Map of the φ_{ave} average phase of magnetotelluric impedance at different depths II.

Az egyedi magnetotellurikus szondázások, a szelvények adatsora és az elkészített szinttérképek adatai alkotják majd a háromdimenziós térrács bemenő input állományát. Mivel a fázist átlagoltuk, így a különböző polarizációkban kapott Bostick-mélységeket is átlagolni kellett.¹⁰⁾

5. A mérési adatok térbeli háromdimenziós megjelenítése (fázistérrács)

A magnetotellurikus szondázások adataiból és az elkészített térképi adatrendszerekből Oasis Montaj (Geosoft, Seequent) programmal 2500 m ráctávolságú háromdimenziós rács (voxel) interpolálható (8. ábra).



8. ábra Az impedancia háromdimenziós átlagfázis térrácsa a domborzattal

Figure 8 Three-dimensional average phase voxel of impedance with relief

A programrendszer lehetővé teszi, hogy a háromdimenziós rácsot szeleteljük x , y és z irányokban (9., 10. ábra), vagy a negyedik paraméter (pl. átlagfázis) alapján izofelületeket rajzoljunk ki (10., 11. ábra).

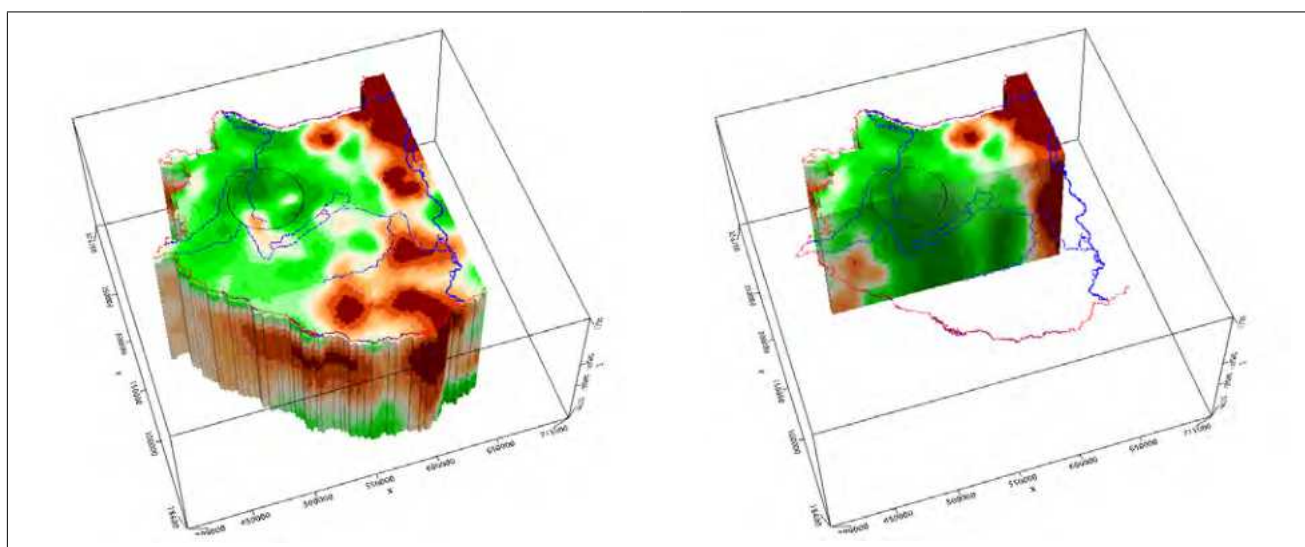
A földtani megfeleltetéshez érdemes tehát elkészíteni a háromdimenziós térrácsot (9. ábra), amelyből sima lefutású izofelületeket lehetett készíteni, például különböző fázisértékekre. A 9. és 10. ábra mutatja a felülről és délről megvágott térrácsot, amit azért vágunk meg, hogy láthatóvá váljanak az izofelületek. A 45, 48, 50, 52 és 54° fázisfelületeket szeparáltuk el különböző színekkel, hogy később a legkisebb értéktől indulva lehámozzuk a felületeket egymásról, vizsgálva a kapott alakzatokat (11. ábra).

A 12. és 13. ábra segítségével azt vizsgáltuk, hogy milyen mélységtartományban jelenik meg a háromdimenziós test és milyen mélységig követhető.

A fázis-izofelületek által jelzett vezető zónák alapján az látszik, hogy a felületek az ismert bazaltos előfordulásokkal korrelálnak, az alakzatok geometriája talán azok elhelyezkedésének felel meg legjobban.

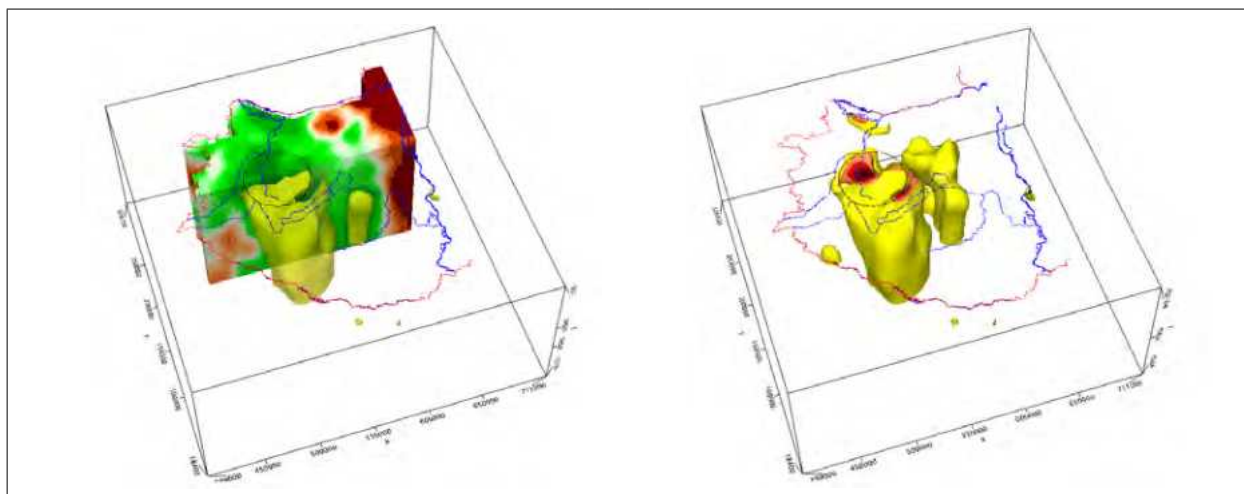
A 10. ábra sárga felületén belül megjelenő nagyobb fázisértékek rajzolata a felszínközelségben, a Kabhegy–Csohány vonulattal, illetve az Egyházaskesző–Kemenesmagasi (Kemeneshát) vulkánmezővel azonos. Feltételezve a bazaltvulkanizmus és a fázisparaméterek kapcsolatát, ahogy mélyebbre megyünk, e két terület közötti részen rajzolódik ki egy közös gyökérzóna, amelyből kiágaznak balatonfelvidéki kitörések és a Kemeneshát bazaltjai (Kemenesmagasi, Pásztori). Ezek egy közös mélységi kamrából kiindulva érik el a felszínt, a csatornák többé-kevésbé azonosíthatóak a 11. ábra alapján.

Érdekes módon a mágneses anomália térképen (14. ábra, Kiss, Gulyás 2006) csak a felszíni tanúhegyek látszanak, a mélyen elhelyezkedő „fáziskamra” nem azonosítható. Felmerül tehát a gyanú, hogy nem a mágnesezettséggel, hanem a kitörés következtében kialakuló közettani változá-



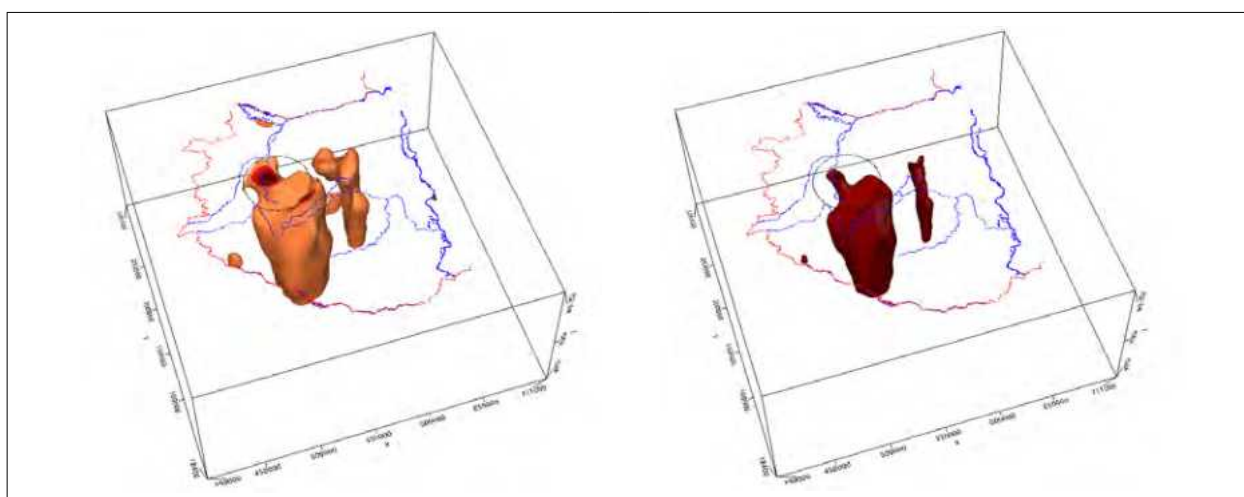
9. ábra Az impedancia háromdimenziós átlagfázis térrácsa a domborzat nélkül (balra) és szeleteléssel (jobbra)

Figure 9 Three-dimensional average phase voxel of impedance without relief and with slicing



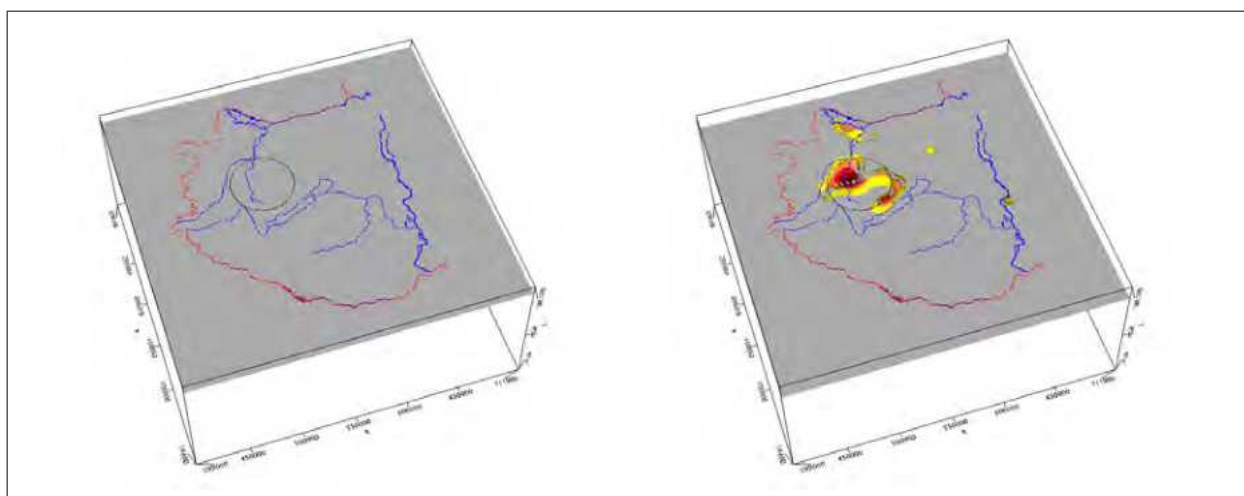
10. ábra Az impedancia háromdimenziós átlagfázis térrács szeletelése és $\varphi = 45^\circ$ (sárga) felület (balra) és annál nagyobb fázisértékek határfelületei (jobbra)

Figure 10 Three-dimensional average phase voxel slicing of impedance and boundary surfaces of phase values greater than 45° (yellow)



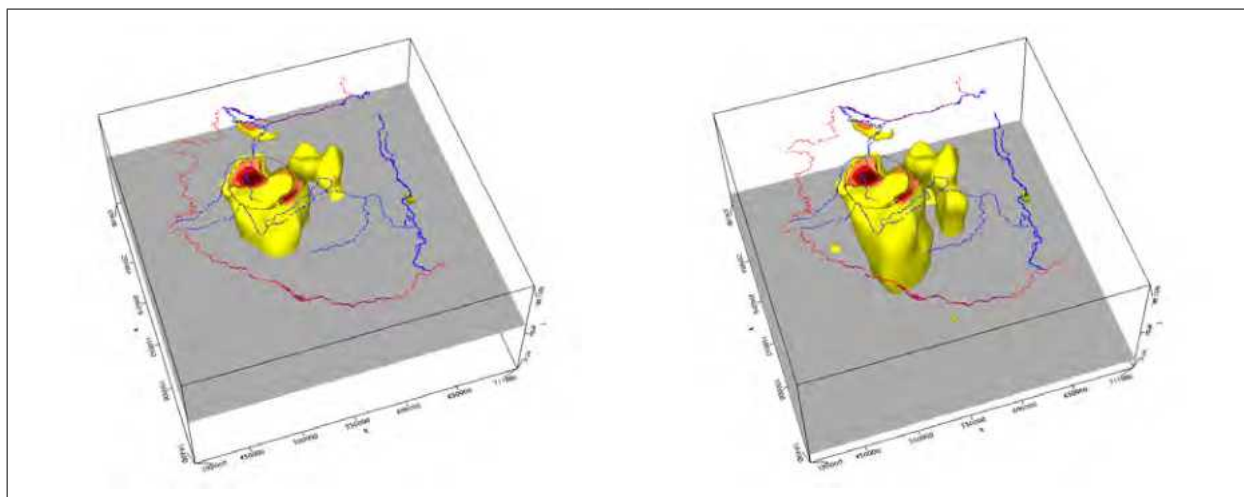
11. ábra Az impedancia háromdimenziós átlagfázistérrácsa a $\varphi = 48^\circ$ (narancs) és nagyobb, valamint a $\varphi = 52^\circ$ (barna) fázisértékek határfelülete

Figure 11 Boundary surfaces of phase values greater than 48° (orange) and 52° (brown) from the three-dimensional average phase voxel



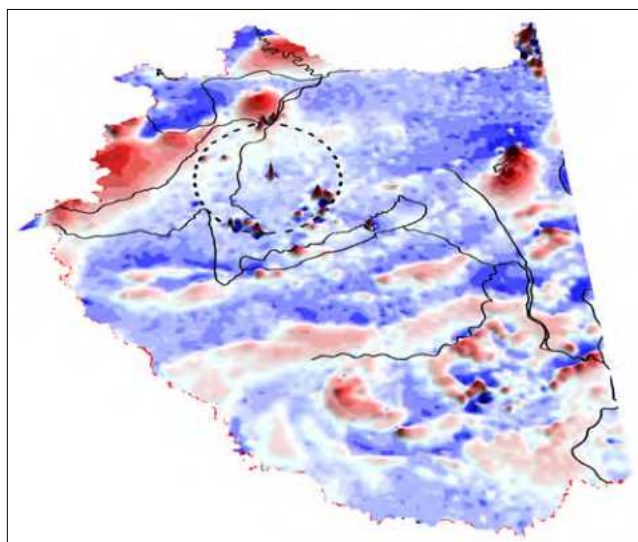
12. ábra A háromdimenziós test megjelenése a fix mélységsíkok esetén (2500 m és 5000 m mélység)

Figure 12 Appearance of the three-dimensional body in the case of fixed depth planes (depths of 2500 m and 5000 m)



13. ábra A háromdimenziós test megjelenése a fix mélységsíkok esetén (–20 000 m és –40 000 m)

Figure 13 Appearance of the three-dimensional body in the case of fixed depth planes (–20,000 m and –40,000 m)



14. ábra A mágneses ΔT anomália-térkép a területről

Figure 14 Magnetic ΔT anomaly map of the area

sokkal (kataklazitok, fluidumok, kőzetolvadék) lehet kapcsolatban a mélybeli fázisanomália. A helyzetet tovább bonyolíthatja, hogy korábbi vizsgálataink alapján a Dabrony közelében található gravitációs minimum, tellurikus vezetőképesség maximum, valamint a domborzat és a bazaltos tanúhegyek körgyűrűs elhelyezkedése alapján felmerült a földtörténeti múltban történt, meteoritbecsapódás gyanúja (Bodoky, Kiss 2014, 2020). Ez a földkérget ért sokkhatás megmagyarázhatja a több 10 km-es mélységű fázis alapján kijelölhető vezetőképesség-anomáliát.

Szintén érdekes, hogy az Alpok-alja mágneses anomáliái, a D-Dunántúl mágneses anomáliái vagy a Velencei-hegység bázisos magmás képződményei (kiömlési andezit és mélységi diorit) alatt sem látszik hasonló fázisanomália a magnetotellurikus mérések alapján. Tehát vagy nincs megfelelő térfogatú mágneses anyag, vagy az anomáliákat

– a nyilvánvaló kapcsolat ellenére – nem a mágnesezettség okozza!

A Velencei-hegység esetében nincsen magnetotellurikus mérési adatunk. Ha volt is mérés, az adatok nagyon rosszak/zajosak voltak. Ez összeköthető azzal is, hogy felszínközeli mágneses határfelületek mentén nagyon „zajossá” válhatnak a mérések. Így, ebben az esetben, ha voltak is mérések, azokat használhatatlannak ítélték meg elődeink és törölték azokat!

Felmerül a gyanú, hogy csak a fázisparaméterek átlagképzése és a mélységtartományok szerinti adatgyűjtés miatt véletlenszerűen állt össze a jól vezető zóna, de ezt az MTOA-02 (2. ábra), MTOA-03 (3. ábra) és MTOA-04 (4. ábra) szelvények menti fázis mélységmetaszetek megcáfolják, mivel azokon is jól azonosítható ez a mélyzóna.

A mágneses anomália-térkép (14. ábra) alapján lokális, nagyfrekvenciás anomáliák mentén egy gyűrűs szerkezetet ki tudunk mutatni, de összefüggő anomáliát/magmakamrát nem! Ennek magyarázata az lehet, hogy a bázisos magmakamra a Curie-mélységnél (~15–18 km) nagyobb mélységben van, és ott az anyag már elveszítette egységes mágnesezettségét, ezért a mágneses anomália-térképen nem jelentkezik. A mágnesszuszceptibilitás-paraméter jelen lehet ennél nagyobb mélységekben is – mivel a ferromágneses nikkelt (Ni) 358 °C, vas (Fe) 770 °C, a kobalt (Co) 1130 °C Curie-hőmérsékletű, így lehetnek olyan nem vas, hanem kobalt elemtartalmú földtani képződmények, amelyek ennél mélyebben is megőrzik mágneses tulajdonságaikat, ami megmagyarázhatja a magnetotellurikus mérések fázisparaméterét.

A Dunántúl É-i felének sajátos felépítése már többször okozott zavart. A domborzati térkép alapján a középhegységi zóna (Balaton-felvidék, Bakony, Vértes, Gerecse, Dunazug) kiemelt röghegység, azaz már az alpi orogén előtt is létezett – korábban alakult ki. Az izosztáziaelmélet alapján itt gravitációs minimumra számítanánk, de a kibúvások részek gravitációs maximumként jelentkeznek (Kiss, Gu-

lyás 2005). Ezt a „rendellenességet” még meg tudjuk magyarázni a kéreg-köpeny határon vagy az alsó kéregben található bazalt magmakamrával, ami a geokémiai vizsgálatok alapján feltárt, tanulmányozott köpenyzárványok és Embey-Isztin et al. (1990) vizsgálatai alapján valahol a mélyben jelen lehet.

Az alsókéreg-xenolitok forrását Dobosi és Embey-Isztin (2004) a következőképpen határozza meg:

„A Panon-medence alsókéreg-eredetű metamagmás granulitxenolitjainak kémiai összetétele arra utal, hogy protolitjaik primitív, vagy enyhén frakcionált, tholeiites affinitású bázisos magmás kőzetek lehettek (Embey-Isztin et al. 1990), amelyek Kempton et al. (1997) szerint valószínűleg egy nagy tömegű olivin-tholeiit összetételű magma köpeny/kéreg határra történt benyomulása, úgynevezett magmás alapárnázás (underplating) révén keletkeztek”.

„A Moho elmélyülése a középhegység alatt és a vastag kéreg-köpeny átmeneti zóna (Mituch, Posgay 1972) a bázisos és ultrabázisos kőzetek összetett rétegződésével függ össze, ami más kontinentális területek példája alapján magas hőáramlással jellemezhető” (Embey-Isztin et al. 1990). Ez a magas hőáram, ha jelen van, lokális kőzetolvadékat hozhat létre, amelynek fizikai paraméterei az eredeti kőzettől (a környezettől) eltérőek lesznek.

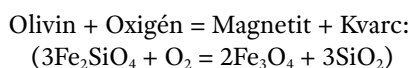
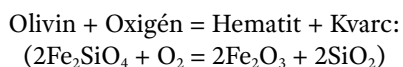
Érdekes módon a CEL08 (vagy MTOA-03) szelvény mentén a szeizmikus tomográfia sebességszelvénye (Kiss 2009A, 2009B, Kiss, Prácsér 2017) határozottan jelzi az izosztatikus gyökérszónát és benne a bázisos anyag lokális, felszínre emelkedési helyeit (bazaltos tanúhegyek). A kivastagodó felső kéreg helyzete az MT fázisanomáliának megfelelő, bár kicsit szélesebben jelentkezik.

6. Kőzetfizikai megfontolások

Fontos szerepe lehet itt annak a felismerésnek, hogy a bazaltokban lévő peridotit-zárványok (régi nevükön „olvincsomók”¹²⁾ vagy „olivinbombák”, Embey-Isztin 2017) a Föld köpenyéből származnak.

„Hazánk mindkét alkáli olivin bazalt területén, a Dunántúlon és Nógrád megyében egyaránt megtalálhatók a szóban forgó zárványok. A dunántúli zárványok néhány helyen bőven és több kg-os súlyban is jelentkeznek...” (Embey-Isztin, 1976).

A Balaton-felvidéken a zárványok egyik fontos kísérő ásványa az olivin, továbbá ismert, hogy a magnetit- és hematitásványok az olivin oxidációjából keletkezhetnek (Kiss et al. 2011) a mélybeli bázisos kőzetek exhumálódásakor (oxidációs zónába történő felemelkedésekor):



Ha tehát az olivin a köpenyanyag felemelkedésekor az oxidációs zónába kerül, akkor hematit és magnetit képződhet belőle. Mindkét ásvány az elektromosságot fémesen vezeti, továbbá mindkét ásvány mágneses tulajdonságokkal is rendelkezik, azaz alkalmasak mágneses és elektromos vezetőképesség-anomáliát, azaz kisebb-nagyobb relatív változást okozni, amely változást a magnetotellurika fázisparamétere érezheti legjobban!

A Balaton-felvidék alatti „magma-alapárnázódás”, vagy a (részleges) kőzetolvadék, amely magas hőmérséklet miatt alakulhat ki, esetleg a köpenyanyag oxidációs zónába emelkedése szintén relatív változásokat idézhet elő a kőzetek elektromos vezetőképességében. Mivel az MT fázisparaméter a relatív változásokra érzékeny csak, azaz a környezetben csökken vagy nő a fajlagos ellenállás – függetlenül attól, hogy mindez 50 Ωm -en vagy 5000 Ωm -en következik be – a változás kimutathatóvá válik.

7. Összefoglalás

Az archív magnetotellurikus mérések ritka hálóban ugyan, de lefedik a Dunántúl területét. 2022-ben elkezdtük a Magnetotellurikus Országos Alapszelvények (MTOA) összeállítását a különböző időkben, eltérő projektekben, más-más mérőcsapatokkal (régi nevükön MTA-GGKI¹³⁾, MNE¹⁴⁾ és ELGI¹⁵⁾) és nem azonos mérőműszerekkel leért magnetotellurikus (MT) elektromágneses szondázási adatokból. Ennek előfeltétele volt, hogy az MT mérési adatok a SEG szabvány szerinti EDI formátumban rendelkezésre álljanak.

A magnetotellurikus adatbázisban a mérési adatok ATS¹⁶⁾, EDI¹⁷⁾ és ARH¹⁸⁾ formátumú állományokban őrződtek meg. Az ATS fájlok a legteljesebbek, az időtartománybeli mérési-észlelési adatokat tárolják (a nagy méretük miatt csak az utóbbi kb. 10 év adata van meg ebben a formátumban). A frekvenciatartománybeli mérési adatokat az EDI-állományok jelentik, ez a feldolgozó programok (GeoTools, WinGlink, Phytion) forrás-adatrendszerre, amelyet az ATS fájlokból konvertálva kaptunk meg az előfeldolgozások során. Ez lett a magyarországi magnetotellurikus adatbázis szabvány formátuma is. Vannak ARH-állományok, amely még az EDI szabványformátum megjelenése előtt, az ELGI által kifejlesztett mérőműszerhez és feldolgozórendszerhez kialakított házi formátum volt (bináris állomány). A több mint 4400 szondázást tartalmazó digitális adatbázisban a legtöbb szondázási adat vagy az előfeldolgozás után rögtön EDI-ben készült, vagy utólag át lett konvertálva. Volt azonban 93 szondázás, amelyek csak ARH formátumban álltak rendelkezésre, ezeket konvertálni kellett EDI formátumba – megmentve a mérési adatokat.

A Dunántúlon a térképszerű megjelenítéshez az alapszelvények mentén közel 800 db szondázási adatot használtunk fel.

Az MT mérési adatok feldolgozása és az impedancia átlagfázisértéke alapján, a Dunántúlon egy háromdimenziós test rajzolódik ki, aminek eredete lehet:

- Feszültségtérrel kapcsolatos gyengeségi zóna (katak-lazit, fluidum feláramlással) – A Pannon bazalt nyilván tektonikailag preformált gyengeségi zónákban tört fel, ami sűrűn behálózta a Balaton-felvidéket. Ezekben a gyengeségi zónákban, csomópontokban a fluidumok is közlekedhettek;
- Egy ősrégi meteorit becsapódás relikuma (fellazulási zóna, fluidumok) – A geometriai formán túl, szinte semmilyen más információ nem szól a meteoritkráter mellett. Viszont bejöhethet a képbe a CUDO meteorit (Compact Ultrahigh Density Object, Jan Rafelski 2019), ami egy furcsa, sötét anyaghoz kötött neutroncsillag- (mikro-„fekete lyuk”-) töredék becsapódási nyoma;
- A felső kéregbe (vagy alsó kéregbe) benyomuló alsó kéreg (vagy köpeny) anyaga okozza, egy diapír, bázisos (ultrabázisos) képződmény, kaotikus mágnesezettségű kőzetanyaggal;
- Egy magmás benyomulás a kéreg-köpeny határon (mágneses, gravitációs hatások) – ezek a xenolitokban megjelennek. A bazalt egy része megállt ott, és kikristályosodott durvaszemcsés piroxenit, amfibol-piroxenit, illetve amfibol és klinopiroxén megakristályok formájában;
- Egy mélyben rekedt nagyobb bázisos kőzetolvadék test (ősi hotspot vagy magmakamra), amely későbbi Pannon bazaltvulkanizmussal (és köpeny xenolitokkal) hozható összefüggésbe (kőzettani hatás). Az alsó kéreg olvadása során keletkező olvadékok is elindulhattak fölfelé még a bazalttevékenység előtt. Ezek az olvadékok kisebb mélységi magmás testekként és a repedésekben, törésekben dájék vagy kisebb nagyobb érhalózat kitöltő magmás anyagként megjelenhetnek ebben a zónában. Ilyen xenolitokat is ismerünk.

A háromdimenziós testről tanúskodhatnak az MT mérések után:

- A körgyűrű formájú földtani, domborzati, továbbá geofizikai alakzatok, anomáliák (Bodoky, Kiss 2014, 2020);
- A területen található vulkanitok, a bennük található köpenyxenolitokkal, olivinbombákkal, peridotitokkal (Embey-Isztin 2017);
- A Balaton-felvidék lehetséges posztvulkáni gázkiáramlásai (várjuk az eredményeket), [HUN-REN, Badaconyitördemic gázkromatográfiai mérőállomás].

Az MFT-MGE vándorgyűlésen elhangzott előadás és jelen tanulmány is problémafelvetés is egyben, hogy közösen próbáljuk meg meghatározni ennek a földkéregben található testnek a földtani eredetét, összetételét és lehetséges kifejlődését! (A témában eddigi segítőim Zilahi-Sebess László, Szarka László, Török Kálmán és Szebenyi Renáta voltak.)

A tanulmány szerzője

Kiss János

Jegyzetek

- ¹⁾ MTOA – MagnetoTellurikus Országos Alapszervény
- ²⁾ *.ats – Advance Time Series, MT mérési adatok formátuma (standard műszeroutput)
- ³⁾ *.edi – Electronic Data Interchange, MT archiválási adatok formátuma, nemzetközi szabvány
- ⁴⁾ *.arh – az ELGI saját magnetotellurikus bináris archiválási formátuma
- ⁵⁾

$$\rho_a = \frac{1}{\omega \mu_0} |Z_{ij}|^2; \quad \varphi_{ij}(\omega) = \arctg \left(\frac{\text{Im}(Z_{ij}(\omega))}{\text{Re}(Z_{ij}(\omega))} \right);$$

$$H_{\text{Bostick}} = \sqrt{\rho_a / \omega \mu_0}$$
- ⁶⁾ Nikola Tesla a váltóáramú eszközök, gépek, transzformátorok, azaz a modern, váltóáramú elektromosság első felhasználója, mérnök, fizikus, feltaláló, természettudós és filozófus.
- ⁷⁾ Induktív impedancia (induktancia): Ha növeljük a frekvenciát, a tekercs ellenállása is növekszik. Egyenárammal szemben nincs ilyen többletellenállás. A tekercsnek a váltakozó árammal szemben tanúsított többletellenállása az önindukció következménye. Ezt az ellenállást induktív ellenállásnak (induktív reaktanciának) nevezzük, és X_L -el jelöljük. $X_L = (\omega L)^+$, ahol L az induktivitás (vagy $+\text{Im } Z$)
- ⁸⁾ Kapacitív impedancia (kapacitancia): A kondenzátornak az a tulajdonsága, hogy váltóáramoknál úgy viselkedik, mint egy ellenállás, de a frekvencia függvényében. Nagy frekvenciáknál kisebb, kis frekvenciáknál nagyobb ellenállást képvisel. X_C -vel jelöljük. $X_C = (\omega C)^-$, ahol C a kapacitás (vagy $-\text{Im } Z$)
- ⁹⁾ $\varphi_{\text{ave}} = (\varphi_{xy} + \varphi_{yx})/2$ (számtani átlag)
- ¹⁰⁾ $H_{\text{ave}} = (H_{\text{Bostick}_{xy}} + H_{\text{Bostick}_{yx}})/2$
- ¹¹⁾ Az a hőmérséklet, amelynél a ferromágneses anyagok elveszítik a ferromágnességüket és paramágnessé válnak. A nagy hőmérséklet okozta plusz energia miatt a doménszerkezet először kaotikussá válik, majd szétesik.
- ¹²⁾ Ezek a csomók gyakoribbak vulkáni termékekben mint a mélységi eredetű masszívumokban (Lacroix 1893).
- ¹³⁾ MTA-GGKI (MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet) – ma HUN-REN Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet.
- ¹⁴⁾ NME (Nehézipari Műszaki Egyetem) – ma Miskolci Egyetem.
- ¹⁵⁾ ELGI (Eötvös Loránd Geofizikai Intézet) – ma Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága.
- ¹⁶⁾ ATS – Advance Time Series
- ¹⁷⁾ EDI – Electromic Data Interchange standard (SEG standard, Wight 1991)
- ¹⁸⁾ ARH – archívum, bináris állomány (ELGI standard)
- ¹⁹⁾ Az *.arh kiterjesztésű bináris adatok dekódolása (megfejtése) régi Fortran segédprogramokban meglévő formátum adatok alapján történt.

Hivatkozások

- Ádám A. (1992): A dunántúli elektromos vezetőképesség-anómália földtani és módszertani jelentősége. Akadémiai székfoglaló: 1990. szeptember 24. Értekezések, emlékezők. Akadémiai Kiadó, Budapest. ISBN 963-05-6403-3
- Ádám A., Verő J. (1967): A magyarországi elektromágneses mérések újabb eredményei. Geofizikai Közlemények, 16/1–2, 25–52.

- Ádám A. (1974–1983): Jelentés a dunántúli magnetotellurikus alap kutatásokról. Kézirat, MTA-GGKI, MFBGA Adattár
- Berdicsevszkij M. N. (1968): Geoelektromos kutatások magnetotellurikus szelvényezéssel. Nyedra Kiadó, Moszkva, p. 255.
- Bodoky T., Kiss J. (2014): A dabronyi negatív gravitációs anomália vizsgálata: eltemetett meteorkráter? Magyar Geofizika, 55/2, 82–87.
- Bodoky T., Kiss J. (2020): Újabb vizsgálatok a feltételezett dabronyi becsapódási szerkezettel kapcsolatban. Magyar Geofizika, 61/1, 19–27.
- Budó Á. (1979): Kísérleti Fizika II. Tankönyvkiadó, p. 396.
- Dobosi G., Embey-Isztin A. (2004): A Pannon-medence alatti alsókéreg jellemzői és eredete a granulitxenolitok alapján – áttekintés. Földtani Közlöny 134/4, 481–498.
- ELGI (1975): A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1975. Évi Jelentése. <https://epa.oszk.hu/03100/03104>
- ELGI (1982): A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1982. Évi Jelentése. <https://epa.oszk.hu/03100/03104>
- Embey-Isztin A. (1976): Felsőköpeny eredetű lherzolitzárványok a magyarországi alkáli olivinbazaltos, bazanitos vulkanizmus közeleiben. Földtani Közlöny, 106, 42–51.
- Embey-Isztin A. (2017): Köpenyeredetű kőzetek felismerésének története és szerepe a geológiai gondolkodás fejlődésében. Földtani Közlöny, 147/4, 415–422.
- Embey-Isztin A., Scharbert H. G., Dietrich H., Poulitidis H. (1990): Mafic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary): implications for the deep structure of the Pannonian Basin. Mineralogical Magazine, 54, 463–483.
- Rafelski J. (2019): <http://www.physics.arizona.edu/rafelski/PS/1906CUDOinBalaton.pdf>
- Kiss J. (2009A): Gravitációs és mágneses feldolgozások és modellezések a földtani környezet megismerése céljából. Doktori (PhD-) értekezés, NyME Kitaibel Pál Környezettudományi Doktori Iskola, Sopron.
- Kiss J. (2009B): A CEL08 szelvény geofizikai vizsgálata. Magyar Geofizika, 50/2, 59–74.
- Kiss J. (2025): Magnetotellurika a gyakorlatban – az impedancia fázisparamétere. Magyar Geofizika 66/2, 54–66.
- Kiss J., Gulyás Á. (2005): Magyarország gravitációs Bouguer-anomália-térképe, M = 1:500 000-es nyomtatott térképe. ELGI kiadvány
- Kiss J., Gulyás Á. (2006): Magyarország mágneses ΔZ anomália térképe, M = 1:500 000-es nyomtatott térkép. ELGI kiadvány
- Kiss J., Prácser E. (2016): Szelvény mentén végzett adatfeldolgozási eljárások – hatókijelölés, frekvenciaszűrés és mélységfókuszálás – alkalmazása a CEL08 vonalon. Magyar Geofizika 57/2, 69–87.
- Kiss J., Prácser E. (2021): Kétdimenziós magnetotellurikus modellezés – irányanizotrópiából származó hatások vizsgálata. Magyar Geofizika 62/1, 43–60.
- Kiss J., Szarka L., Prácser E. (2023): Mágneses torzulások a magnetotellurikában – A klasszikus MT feldolgozási eljárások várható torzulásai mágneses közeg megjelenése esetén, 2D direkt modellezés eredményei extrém nagy mágneses permeabilitás esetén. Magyar Geofizika, 64/1, 1–15.
- Kiss J., Szebenyi R.M. (2023): Dunántúli magnetotellurikus MTOA-01 alapszelvény (CEL07 litoszférakutató szeizmikus-tomográfia-szelvény mentén). Magyar Geofizika, 64/2, 78–94.
- Kiss J., Szebenyi R., Lukács T. (2024C): Magnetotellurikus Országos Alapszelvények – a Dunántúli MTOA-02 szelvény komplex feldolgozása. Magyar Geofizika, 65/4, 138–152.
- Kiss J., Zilahi-Sebess L., Szarka L. (2011): A mágnesség jelensége és a Hopkinson-effektus. Magyar Geofizika, 52/3, 151–169.
- Kempton P. D., Downes H., Embey-Isztin A. (1997): Mafic granulite xenoliths in Neogene alkalibasalts from the western Pannonian Basin: Insights into the lower crust of a collapsed orogen. J. Petrol. 38, 941–970.
- Kocsis G. I. (2011): Nikola Tesla és az Univerzum titkai. Dürer Nyomda, Gyula, p. 494.
- Lacoin A. (1893): Les enclaves des roches volcaniques. Annales de l'Académie de Mâcon, Protat frères. Mâcon, 710 p.
- Mituch E., Posgay K. (1972): The crustal structure of central and southeastern Europe based on the results of explosion seismology, Hungary. Geofizikai Közlemények (Special ed.) 118–129.
- Ogawa Y. (1987): MT 2D forward program code [partial derivatives with respect to mesh parameters (resistivity) are calculated].
- Prácser E. (2007): Modified MT 2D forward program code of Uchida (using magnetic permeability too for the model).
- Ráner G., Tátrai M., Varga G. (1980): Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata. MÁELGI Évi Jelentése, 40–45.
- Szarka L., Fischer G. (1989): Surface electromagnetic parameters in terms of the distribution of current at depth. Geophysical Transactions 35/3, 157–172.
- Szarka L., Fischer G. (1991): Subsurface electromagnetic parameters in terms of the distribution of current. Geophysical Transactions 37/1, 25–38.
- Szarka L., Zhang D., Ádám A. (2004): How magnetotellurics is able to see through 3D near surface inhomogeneities? Acta Geod. Geoph. Hung., 39/4, 381–394.
- Szebenyi R. M. (2023): Magnetotellurikus adatok feldolgozása a Dunántúlon, egy mintaszelvény alapján. Diplomamunka, ELTE, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest, p. 49.
- Takács E. (1968): Anomalous conductivity of the upper crust in the NW foreground of the Bakony Mountains. Acta Geod. Geoph. Mont. Hung., 3, 155–160.
- Uchida T. (1994): Modified MT 2D forward program code of Ogawa (ABIC installed, Misfit corrected, Tipper disabled, Tipper revived)

Függelék

Magnetotellurikus modellezési eredmények

Érdekes az átlagfázis viselkedését a mágneses kontaktus környékén (15. ábra) megvizsgálni, mert arról csak keveset tudunk. Már 2009-ben elkezdtük a kétdimenziós MT modellezéseket a fajlagos ellenállás és a fázis paraméter vizsgálatára – Ogava Y. (1987) véges differenciás algoritmusának Uchida T. (1994) és Prácser E. (2007) által feljavított változatával – amelyről publikációk is készültek (Kiss, Prácser 2021, Kiss et al. 2023).

Egy elektromos vezetőképesség szempontjából homogén féltérbe helyzetünk el egy mágneses testet, amelynek az elektromos vezetőképessége a homogén féltérrel egyező, de a mágneszettsége eltérő és modellezéssel vizsgáltuk a kialakuló EM teret a kontaktus környezetében.

A programmal, a kontaktus modellt használtuk (15. ábra), kisebb mágneses permeabilitású ($\mu_r = 2$) felszíni testtel, homogén elektromos vezetőképességű ($\rho = 10 \Omega\text{m}$) féltérben vizsgálva az impedancia fázis viselkedését.

A különböző polarizációkban eltérő hatásokat tapasztalunk a látszólagos fajlagos ellenállás (ρ_{TE} és ρ_{TM}) értékekben (16. ábra). Mindhárom görbe menetére meg lehet adni a magyarázatot.

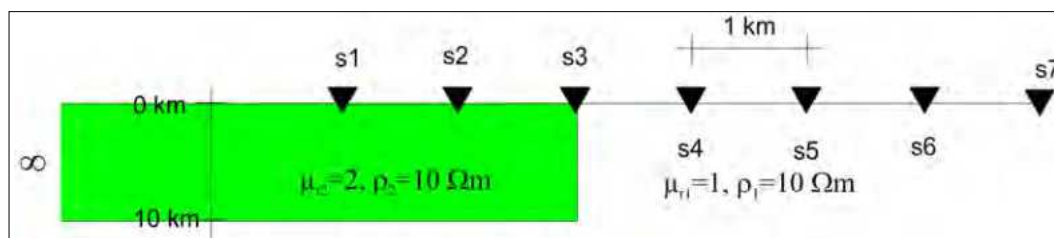
A mágneses test feletti 2-es ponton a felszíni mágneses permeabilitás megnöveli a fajlagos ellenállás értékét, amely

a nagy mélységek (kis frekvenciák) irányában mindhárom görbe esetén közelít a mágneses test alatti féltér fajlagos ellenállásához (16. ábra).

A kontaktuson (3-as pont) a felszínközeli 10 Ωm -nél nagyobb (TM), illetve kisebb (TE) az értékek, az átlagfázis pedig 10 Ωm körül fele-fele arányban szerepel, felül a nagyobb értékek (16. ábra, középen).

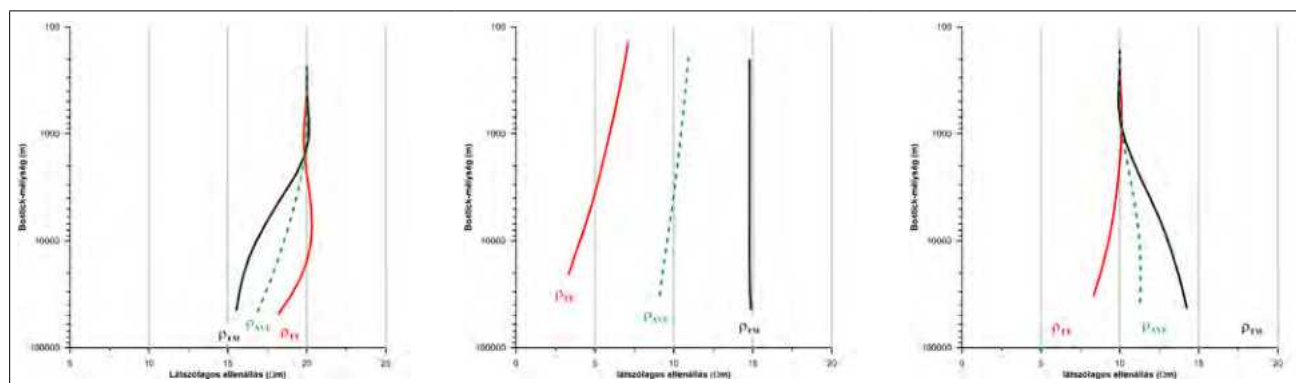
A mágneses test nélküli homogén féltérben (4-es pont) a fajlagos ellenállás 10 Ωm a felszínközeli, majd 1000 m mélységben szétnyílnak a görbék. TE¹ módban csökkenő értékkel, TM² módban és átlagfázis esetén oldalhatásként megjelenik a mágneses test okozta megnövekedett fajlagos ellenállás érték (16. ábra, jobbra).

A kontaktus környezetében a különböző polarizációkban a fázis görbék (φ_{TM} és φ_{TE}) eltérő menetet mutatnak (17. ábra). Az átlagfázis (φ_{AVE}) görbe a mágneses test felett 45° értékről indulva egyre nagyobb értéket vesz fel. A kontaktus felett már a kezdőfrekvencián (mélységen) is 45° feletti értékeket mutat, míg a mágneses testtől távolodva a görbe kezdeti értékeire a 45° alatti értékek lesznek jellemzőek a mágneses test vastagságának megfelelő mélyséig. A TE és TM fázisgörbék menete változékony és nagyon függ attól, hogy a kontaktushoz képest milyen helyzetben/távolságra vannak.



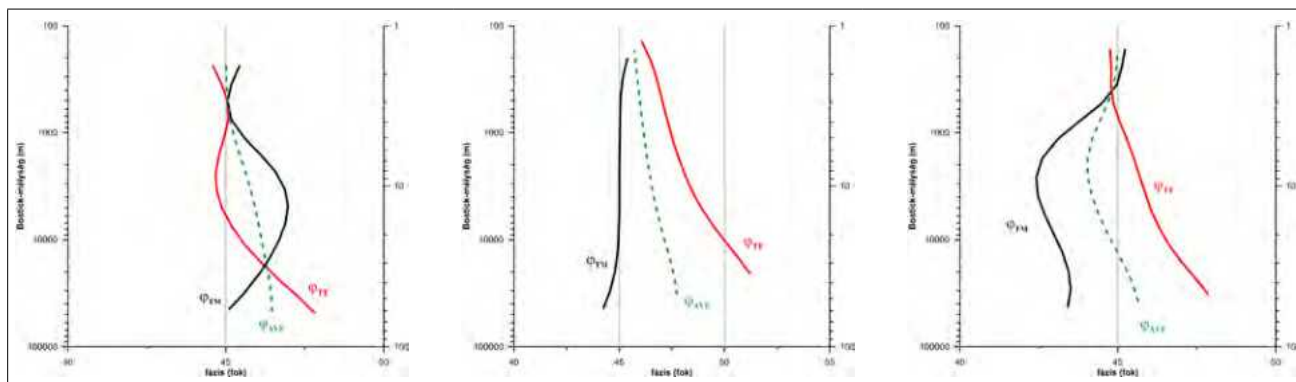
15. ábra A modellben az elektromos vezetőképesség szempontjából homogén féltérbe ($\rho = 10 \Omega\text{m}$, $\mu_r = 1$) mágneses testet ($\mu_r = 2$) helyeztünk, és 7 szondázási ponton vizsgáltuk a hatást

Figure 15 In the model, we placed a magnetic body ($\mu_r = 2$) in a homogeneous half-space in terms of electrical conductivity ($\rho = 10 \Omega\text{m}$, $\mu_r = 1$) and examined the effect at 7 probe points



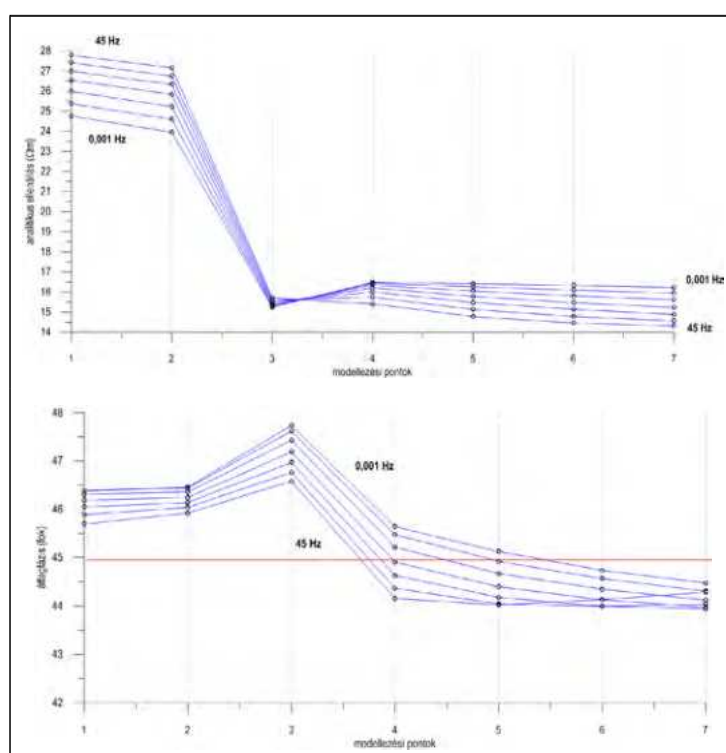
16. ábra A mágneses modell felett kapott látszólagos fajlagosellenállás-görbék menete a 2-es, 3-as és 4-es ponton

Figure 16 Apparent resistivity curves obtained above the magnetic model at points 2, 3, and 4 (TE – E-polarization, TM – H-polarization)



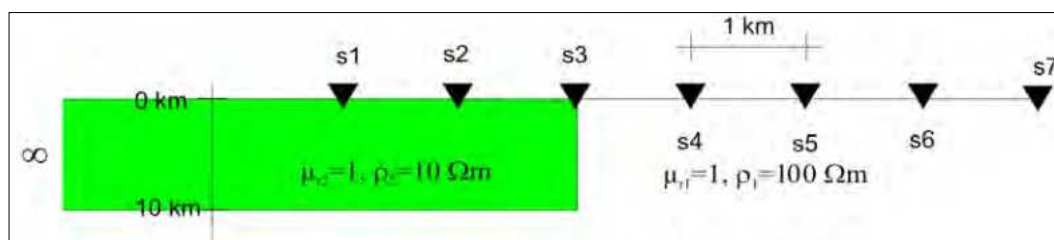
17. ábra A mágneses modell felett kapott fázisgörbék a 2-es, a 3-as és a 4-es ponton

Figure 17 Phase curves obtained above the magnetic model at points 2, 3, and 4 (TE – E-polarization, TM – H-polarization)



18. ábra Az analitikus látszólagos fajlagos ellenállás³⁾ (felül) és az átlagfázis (alul) menete a modellszelvény mentén a mágneses modell esetén – a pontról pontra a változások egyenletes tendenciát mutatnak

Figure 18 The analytical apparent resistivity (top) and average phase (bottom) along the model section in the case of the magnetic model – point-to-point changes show a uniform trend



19. ábra A modellben a mágneses permeabilitás szempontjából homogén féltérbe ($\mu_r = 1$, $\rho = 100 \Omega\text{m}$) elektromosan vezető testet ($\mu_r = 1$, $\rho = 10 \Omega\text{m}$) helyeztünk és 7 szondázási ponton vizsgáltuk a hatást

Figure 19 In the model, we placed an electrically conductive body ($\mu_r = 1$, $\rho = 10 \Omega\text{m}$) in a homogeneous half-space in terms of magnetic permeability ($\mu_r = 1$, $\rho = 100 \Omega\text{m}$) and examined the effect at 7 probe points

A fázis egyrészt érzékeny a vezetőképesség megváltozására (Berdicsevszkij 1968), másrészt érzékeny a mágneses permeabilitás megváltozására is, amit a kétdimenziós modellezések mutatnak (Kiss 2025).

A mágneses permeabilitás növekedése homogén feltér esetében a látszólagos fajlagos ellenállás növekedését, azaz szigetelő hatást okoz, addig paradox módon a fázisparaméter esetében 45° -nál nagyobb fázisértékeket, azaz jól vezető, ellentétes hatást eredményez a kontaktus környezetében. A kontaktus környékén tehát bonyolulttá válik a helyzet, a két polarizációban eltérő módon változnak a paraméterek. Az átlagfázisgörbék azonban valamelyest egyszerűsítik a helyzetet.

A 18. ábra mutatja a látszólagos fajlagosellenállás- és a fázisértékek menetét a modellezett szelvény mentén pontról pontra. A felszíni mágneses test nagy frekvenciákon növeli a fajlagos ellenállás értékét, ami a mágneses testtől eltávolodva a kisfrekvenciás értékekre még gyenge hatással van, miközben a nagyfrekvenciás részekben már érződik. Ez a törvényszerűség, a frekvenciák sorrendjét módosítja a mágneses és nem mágneses test felett (18. ábra). A váltáspont ebben az esetben a kontaktus felett található. A fázis menete a kontaktus környezetében sokkal egyenle-

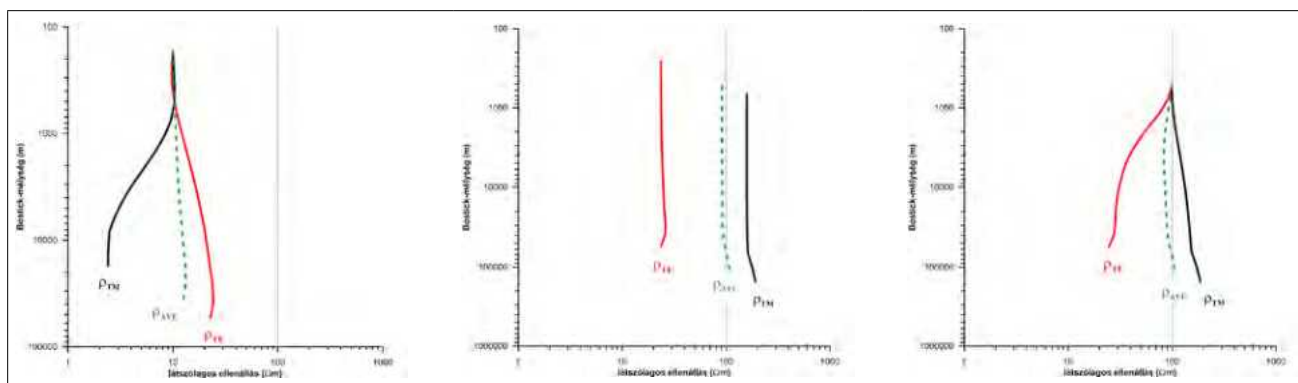
tesebb: monoton, bár a kontaktus felett túllövés (3-as pont) látszik.

Ez azt jelenheti, hogy az átlagfázisértékek felhasználhatók a magnetotellurikus mérési adatok földtani értelmezése során, a mágneses határfelületek azonosítására is.

Nézzük meg azonban, hogy egy nem mágneses közegben az elektromos vezetőképesség értékek változása (függőleges határfelület) esetén (19. ábra) mi történik!

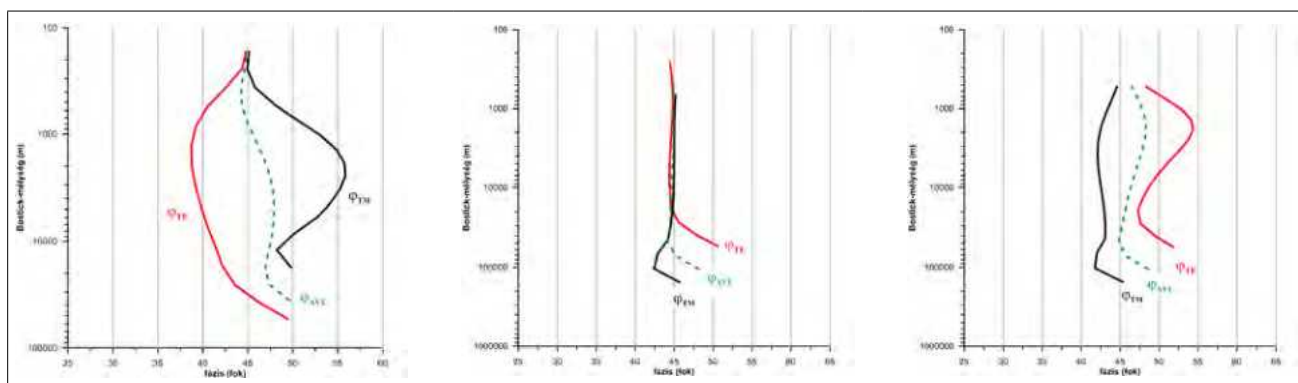
A látszólagos fajlagosellenállás-görbék viselkedése szinte ugyanazt a trendet mutatja, mint a mágneses test kontaktusa esetében. Az E - és H -polarizációs látszólagos fajlagosellenállás-görbék ugyan eltérő módon viselkednek a kontaktuson és annak két oldalán a modell felett (20. ábra), de a legérdekesebb a kontaktus felett, ahol a görbék különböző fajlagosellenállás-értékkel (20, 100 és 200 Ωm), de homogén jellegű féltérre jeleznek. Az átlagos fajlagosellenállás-értékkel értelmezhető a modell legegyszerűbben, ami a jól vezető test felett 10 Ωm , máshol 100 Ωm értékekkel jelentkezik.

A fázis viselkedése is érthetővé válik, ha végiggondoljuk, hogy a különböző polarizációkban hogyan fognak elhelyezkedni az elektródák (E -polarizációban kontaktussal párhuzamosan, H -polarizációban kontaktusra merőlegesen), és hogyan változik a vezetőképesség. Érdekes mó-



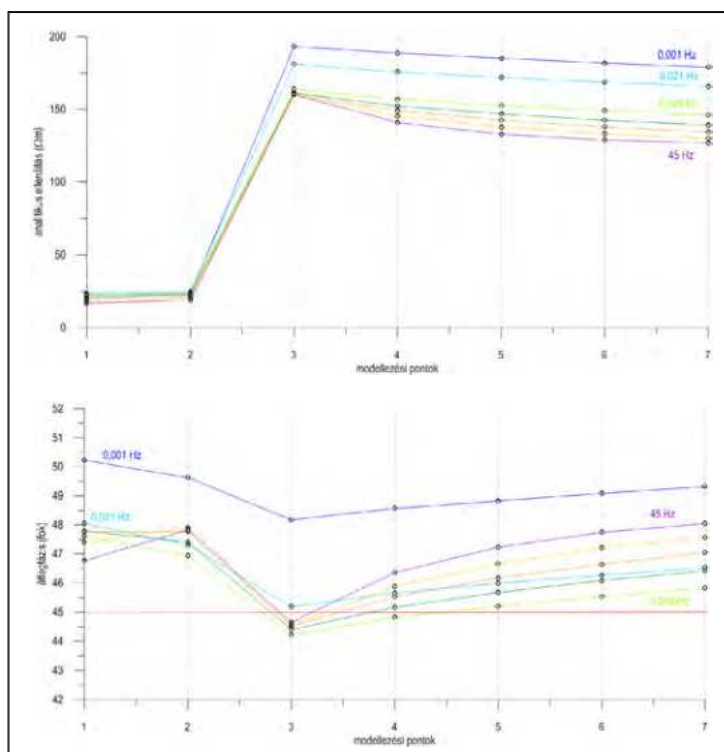
20. ábra | A jól vezető modell felett kapott látszólagos fajlagosellenállás-görbék a 2-es, a 3-as és a 4-es ponton

Figure 20 | Apparent resistivity curves obtained above the well-conducting model at points 2, 3, and 4



21. ábra | A jól vezető modell felett kapott fázisgörbék menete a 2-es, 3-as és 4-es ponton

Figure 21 | Phase curves obtained above the well-conducting model at points 2, 3, and 4



22. ábra Az analitikus látszólagos fajlagos ellenállás (felül) és az átlagfázis (alul) menete a szelvény mentén a jól vezető modell esetén – a pontról pontra történő változások a fajlagos ellenállás esetében egyenletes, a fázis esetében ettől eltérő változást mutatnak

Figure 22 The course of the analytical apparent resistivity (top) and the average phase (bottom) along the section in the case of a well-conducting model – point-to-point changes are uniform in the case of resistivity, but show different changes in the case of phase

don a kontaktus felett mindhárom görbe beáll 45° -ra (21. ábra) és csak 10 km mélység után jelenik meg a nagyobb fajlagos ellenállás hatása először a φ_{TE} görbén. A φ_{AVE} és φ_{TM} görbéken ez sokkal mélyebben következik be.

A szelvény nyomvonalán a vezetőképesség növekedése a látszólagos fajlagos ellenállás csökkenését okozza (22. ábra), s az átlagfázis 45° -nál nagyobb értékeket vesz fel, a kontaktus kivételével, szinte az egész modellszelvény mentén. A kontaktus felett az fázis érték 45° alá megy (22. ábra).

Ezek a modellezési eredmények azért voltak fontosak, hogy a feldolgozás során kapott mélységtérképeket vagy a térrácsokat, az azokban megjelenő változásokat értelmezni tudjuk. Itt rögtön felmerül az is, hogy a Földben folyó tellurikus áram vízszintes terjedési iránya miatt más ered-

ményt fogunk kapni a vízszintes és a függőleges/ferde határfelületek esetén. Az is érdekes, hogy az indukált és remanens mágnesezettség irányítottságának és a test geometriájának (forma, legnagyobb kiterjedési irány) is szerepe lehet a kialakuló EM torzulásokban. Ezek a paraméterek azonban többnyire ismeretlenek számunkra!

Jegyzetek

- ¹⁾ TE vagy E -polarizáció – a kontaktussal párhuzamos irány
- ²⁾ TM vagy H -polarizáció – a kontaktusra merőleges irány, azaz szelvényirány
- ³⁾ Analitikus fajlagos ellenállás – az egymásra merőleges ρ_{TE} és ρ_{TM} vektorösszege (frobeniuszi vagy euklideszi norma)

Tektonikai következtetések lehetősége alaphegységi metamorf kőzetben

ZILAHÍ-SEBESS L.[@], SZILI GY.-NÉ^{*}

[@]E-mail: zilahisebessl@gmail.com; ^{*}E-mail: sziligy7@t-online.hu

Tanulmányunkban összefoglaljuk, (kísérletet teszünk) a tektonikai értelmezés lehetőségeit alaphegységi metamorf kőzetekben fúrásból származó információk alapján. Közvetlenül tektonikára utaló nyomokat elsősorban csak fúrómagokon lehet vizsgálni, az összes többi módszerrel csak közvetett úton lehet rá következtetni. Azonban önmagában a fúrómagvizsgálatok korrelációja a fúrások között nem rétegzett közegben kétséges, ha a fúrások túl messze vannak egymástól, és a képződmény felszínétől számítva nem ugyanazt a mélységszakaszt képezik le. A hagyományos mélyfúrási geofizikai méréseken általában direkt módon nem lehet kijelölni biztos tektonikai nyomokat, viszont a mérés-görbe jellegzetességei alapján lehet következtetni rá. A fúrómagok állapota és a geofizikai paraméterek az alaphegységi kőzetekben többnyire korrelálnak egymással, így a bontott, tektonizált zónák azonosíthatóak. Több szelvény együttes alkalmazásával nemcsak a kőzet mechanikai és kémiai bontottságára lehet következtetni, hanem a fúrómagvizsgálatok alapján megállapított fő kőzettípusokra is. A mélyfúrási-geofizikai szelvények alapján elkülöníthetők a metamorf kőzet egykori felszínhez kötött mélységtől függő mállási fokozatai. A görbekorreláció alapján következtetni lehet elsősorban vertikális tektonikai mozgásokra is.

Zilahi-Sebess, L., Szili, Gy.-né: Possibility of tectonic inferences in metamorphic rocks of base mountains

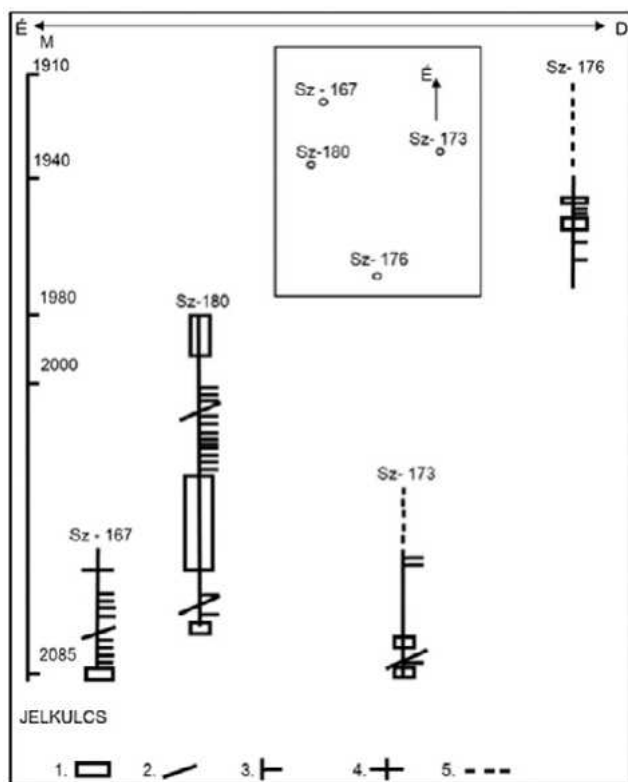
In our study, we summarize (make an attempt) the possibilities of tectonic interpretation based on information from drilling in metamorphic rocks of the base mountains. The main contradiction of tectonic studies is that traces directly referring to tectonics can only be examined on drill cores and can only be inferred indirectly by all other methods. On the other hand, the correlation of drill core studies in a non-stratified medium between boreholes is doubtful if the boreholes are too far apart and do not map the same depth section from the surface of the formation. In traditional deep-borehole geophysical measurements, it is usually not possible to directly designate certain tectonic traces, but it can be inferred based on the characteristics of the measurement curve. The mechanical condition of the drill cores and the geophysical parameters in the bedrock rocks are mostly correlated with each other, so the decomposed, tectonized zones can be identified. By using several sections together, not only the mechanical and chemical decomposition of the rock can be deduced, but also the main rock types determined based on drill core studies. Based on the deep borehole geophysical sections, the weathering stages of the metamorphic rock can be distinguished, depending on the depth bound to the former surface. Based on curve correlation, it is possible to draw conclusions, primarily, on vertical tectonic movements.

Beérkezett: 2025. június 5.; elfogadva: 2026. február 26.

Bevezetés

A szeghalmi alaphegységi kiemelkedés legnagyobb (Halom–1.) telepe készletének jelentős része a kristályos alaphegységben volt található. A szeghalmi kutatási terület a Tiszántúlon helyezkedik el a Körös-Berettyó folyók vidékén és a Tiszai-főegységhez tartozik [2]. A jelenleg 2000 m körüli mélységben található metamorf aljzat a Pannon-medence keletkezése előtt sokáig felszínen volt. A fedetlen időszakban a kristályos aljzat felszíne, a felszíni erők hatá-

sára bizonyos mértékben felaprózódott, lepusztult. Miocén, faunával bizonyítottan bádenien kőzetekkel kezdődően fedik üledékes kőzetek a kristályos aljzatot. Egy fúrás pedig az aljzat felett feltehetően bazalt előfordulást tárt fel. Az Sz–167, –173, –176, –180. fúrások folyamatos magfúrással mélyültek az 1980-as évek végén. A többi fúrástól lényegesen nagyobb magnyereséggel (33,5 m, 27 m, 29,3 m, 49,9 m) tárták fel a metamorf aljzatot (1. ábra), amelybe 2100 m-ig fúrtak bele, kivéve az Sz–176-os fúrást, ahol mindössze 8 m hiányzott az említett értékhez.



1. ábra Az Sz-167, -180, -173, -176. fúrások szerkezeti sémája és területi elhelyezkedése. *Jelkulcs:* 1. sikertelen magkihozatal, 2. vető, 3. breccásodott sáv, 4. közel vízszintes elmozdulás, 5. nem történt magfúrás. A fúrások mélységintervalluma a variszkuszi felszíntől a magfúrás aljáig tart (Szerkesztette: Szili Györgyné 2023, digitalizálta: Kakuk Zénó, 2025)

Figure 1 The structural scheme and territorial location of the boreholes Sz-167, -180, -173, -176. *Key:* 1. unsuccessful core recovery, 2. fault, 3. brecciated bands, 4. near horizontal displacement, 5. core drilling did not happen. The depth interval of the boreholes runs from the Variscan surface to the bottom of the core drilling (Edited by Györgyné Szili 2023, digitized by Zénó Kakuk 2025)

A fúrások variszkuszi kőzetmagjain megfigyelt töréses szerkezeti formákat, a levonható tektonikai következtetéseket és vázlatosan a kutatástörténetet Szili Györgyné ismertette [9].

A metamorfitonokon észlelhető töréses szerkezeti formák feltehetően több nem egyidejű tektonikai események nyomait regisztrálják, amelyekből az események idejére, egymásutánosságára nem lehet egyértelműen következtetni. A fúrómagleírást a kőzet állagát kifejező kódokkal egészítettük ki. A kódokból készített szelvények egyezést mutatnak a karotázsgörbékkel. Annyi bizonyossággal megállapítható, hogy a variszkuszi felszín egy diszkordancia felület, amely valószínűleg a meredek dőlésű vetődések miatt az egyes fúrásokban eltérő mélységben található, és ezzel összefüggésben a többszörös tektonikát elszenvedett kőzet-típusok is eltérő mélységbe kerültek. A több egymás utáni nem egyidejű tektonika ellenére lokálisan lehetséges, hogy a kőzettípusok megőrizték települési viszonyaikat.

Véleményünk szerint radiometrikus korral lehetne bizonyítani, hogy a variszkuszi felszínhez viszonyítva, fúrás-

sokként eltérő mélységű szerkezeti helyzetbe került kőzet-típusoknak fennmaradt-e a települési viszonya. A kevés számú fúrás nagyrészt az alaphegység mállási zónáját tárta fel, ezért többféle értelmezési felfogás szerint lehet azokat kiértékelni.

Néhány kőzettani jellegzetesség

A folyamatos magfúrással feltárt Sz-167, -173, -176, -180. fúrások magjainak kőzettani vizsgálata [5, 7] alapján megállapítható, hogy az első, progresszív metamorfóziskor keletkezett ásványi elegyrészek többsége kissé vagy néhol teljes átalakulást szenvedett a retrográd metamorfózis során, mely utóbbi ritkán történik, mivel a reakciók alacsonyabb hőmérsékleten lassabbak, és a fluidumok gyakran hiányoznak.

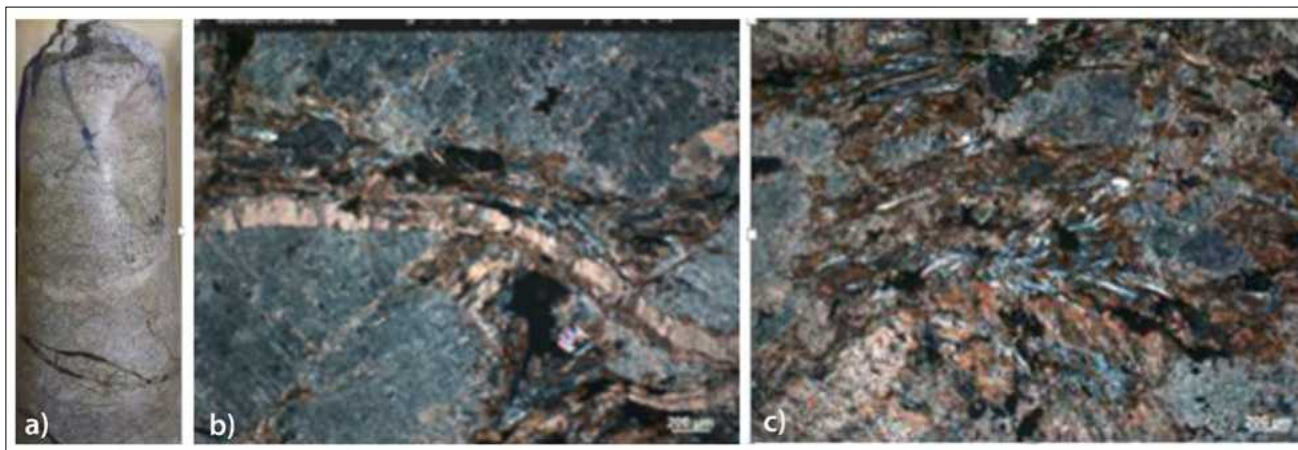
Az említett fúrások kőzetmagjai repedéseiből, fellazult kőzetrészeiből származó mintákban Tasnádi Eleonóra és Kiss Sándor elemezték [8] a röntgenvizsgálattal definiált agyagásványokat a gneiszes szerkezetben (illit, kaolinit és alárendelten Na-montmorillonit), ami összhangban van azzal, hogy karotázsszelvények értelmezése alapján is kimutatható az agyagásványosodás.

Az Sz-173. fúrás amfibolit összetételében csak az 1. mintában lehetett meghatározni nyomokban illitet. Vékony-csiszolati vizsgálat alapján az ásványi elegyrészek üde állapotban vannak több mintában az összetétel teljesen átjáró repedezettség ellenére.

Az agyagásványok keletkezésében bizonyára szerepet játszhattak az egykori felszíni, ill. felszínközeli szerkezeti helyzetből adódóan a mállási folyamatok, de hidrotermális fluidumból történő kiválás sem zárható ki, azonban az illit nagyon kis fokú metamorfózist jelölhet. Az Sz-180. fúrásban még 79 m-rel a variszkuszi felszín alatt is meghatározható illit.

Agyagásványok a szilikátok – elsősorban földpátok – kémiai mállása során keletkeznek, nem magas hőmérsékleten. A kémiai mállás alapvető folyamata a hidrolízis, amely úgy zajlik, hogy a szén-dioxidban gazdag, enyhén savas víz reakcióba lép a földpát szerkezetével, és az oldatba kerül. Ezekből az oldatokból új ásványok, köztük agyagásványok kristályosodnak ki.

Az agyagásványosodás azért következik be, mert a szilikátszerkezetek nagy mennyiségű kötött vizet vesznek fel, miközben a szerkezet stabilizálását biztosító interlayer kationok kioldódnak és távoznak belőle. Ezek egy része kálium, amelyben a K-40 izotóp radioaktív. A kötött víz mennyiségének növekedése mellett csökken a természetes gamma. Ezért a hidrogéntartalommal arányos neutronporozitás és a természetesgamma-érték hányadosa arányos az agyagásványosodás mértékével. Mivel a természetes gamma jellemző értéke kőzettípusonként tág tartományban változhat, a hányados közvetlen használata zavaró lenne, ezért a bontottság mértékét célszerű inkább az $\arctg(N_{\text{por}}/GR)$ kifejezéssel jellemezni. Ez lényegében egy látószöget jelent a $N_{\text{por}}-GR$ crossplot origójából nézve.



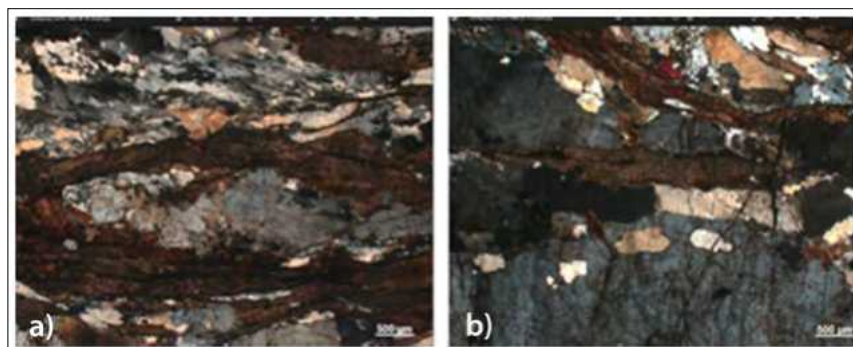
2. ábra a) Világos színű gneisz (Sz-167). b), c) Átkristályosodott gneisz szövete. Másodlagos elegyrészekből álló mátrixban (szericit, illit, kaolinit, karbonát), átalakult ásványok töredékei és karbonáttal kitöltött repedések láthatók, az epoxigyantás átítástól a csiszolat kékre színeződött (+N, 200 millimikron, Sz-167)

Figure 2 a) Light colored gneiss (Sz-167). b), c) Texture of the recrystallised gneiss. In the matrix consisting of secondary components (sericite, illite, kaolinite, calcium carbonate) fragments of altered mineral and cracks filled with carbonate are visible, the thin section turned blue due to the epoxy resin impregnation (+N, 200 millimikron, Sz-167)

A legnagyobb magnyereséggel (49,9 m) rendelkező Sz-180. fúrás kőzetmaggal harántolta a bádenien-variszkuszi határt. Az 1 m vastagságban feltárt bádenien homokkő és a 20 cm-es variszkuszi amfibolit szorosan kötődnek egymáshoz, képződménysort alkotva. Mivel az amfibolit metamorf kőzet, a 2. magrész 20 cm-es amfibolitja indokolhatja a bádenien-variszkuszi határ kijelölését annak ellenére, hogy alatta 10,8 m-en át nem lehetett magot fúrni a kőzet rossz állékonysága miatt. Az is lehetséges, hogy az amfibolit folytatódott, amely hajlamos erős felaprózódásra. A magfúrás Sz-173. fúrásban 19 m-rel, az Sz-176. fúrásban 26 m-rel a fúróállalat által kijelölt variszkuszi határ alatt kezdődött.

Az Sz-167. fúrás az egyetlen, amely 1 m-es eltéréssel, a fúróállalat által meghatározott variszkuszi felszíntől tárt

fel folyamatos magfúrással az aljzat gneisses szerkezetét (M. Tóth szerint ortogneisz [3]) 33,5 m-es magnyereséggel. Szili Gy.-né vizsgálati jelentését [5] alapul véve a felső, egykor fedetlen variszkuszi felszínnek tekinthető, 2049–2067 m közötti 18 m-es szakasz (1. és 2. mag) nagy mértékű retrográd átalakulást és kémiai mállást szenvedett, amely jelenség más fúrásban ilyen vastagságban magvizsgálati alapon nem tapasztalható. A kőzetszakasz lényegében nem tartalmaz színes elegyrészt, és uralkodóan világos színű (2a. ábra). Vékonycsiszolati vizsgálat alapján a kvarcon kívüli főelegyrészek szinte teljesen átalakultak. A földpátok kémiai mállásának egy részletét szemlélteti a 2b. ábra vékonycsiszolati képe. Az átalakulási termékek alapján nem valószínűsíthető, hogy tartalmazott amfiból ásványt.



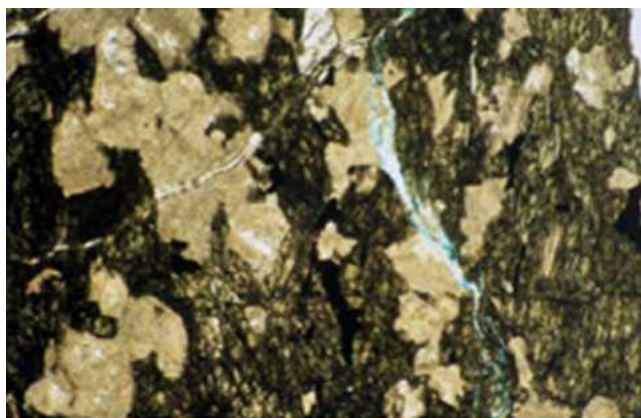
3. ábra Sávós szerkezetű biotit gneisz szövete. a) Halformát alkotó biotitok által közrefogott földpátok és kvarcsejtségek sávja látható (+N, Sz-176, 500 millimikron). b) Az ortoklász hasadási nyomvonalai által bezárt 90° szög jól felismerhető, valamint karbonáttal kitöltött mikrorepedés (+N, Sz-176, 500 millimikron)

Figure 3 a) Texture of the banded structure biotite gneiss. Feldspars enclosed by biotites forming a fish-like shape and band of quartz grains can be seen (+N, Sz-176, 500 millimikron). b) The 90° angle formed by the cleavage traces of orthoclase is clearly recognizable, as well as microcracks filled with carbonate (+N, Sz-176, 500 millimikron)



4. ábra Amfibolit hornblende ásványi elegyrészei (+N, 500 millimikron, Sz-176)

Figure 4 Hornblende mineral components of amphibolite (+N, 500 millimikron, Sz-176)



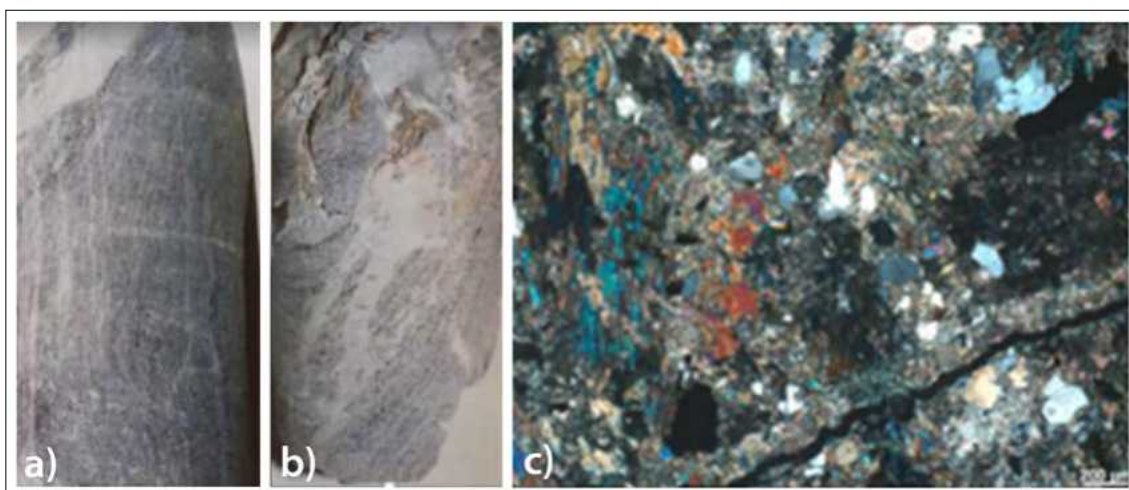
5. ábra | Amphibolit földpát, hornblende ásványi elegyrészei (1N, N 50x, Sz-180., 2. mag)
Figure 5 | Feldspar, hornblende mineral components of amphibolite (1N, N 50x, Sz-180., 2.core)

2067 m alatt (3, 4 mag) változó mértékű az átkristályosodás, és amfiból ásvány határozható meg, amely az alsó 9 m-en a kvarccal, biotittal, földpáttal együtt lényeges ásványi elegyrészként fordul elő. 2067–2076 m között gyakran tagolt granitoid telérekkel.

Az Sz-167. fúrás esetéből arra lehet következtetni, hogy az aljzat felső kb. 18 m körüli vastagságú zónája különösen érintett lehet a felszíni mállási folyamatok által, amelyet az agyagásványosodás jelez.

Az Sz-167, -176, -180. fúrásokban megállapítható a kőzettípusok vertikális váltakozása, a biotit gneiszes szerkezetet különböző vastagságban főleg amfibolit tagolja. Az Sz-167. fúrásban a gneiszes szerkezetnek csak az alsó szakaszán, 2073–2073,4 m között van egy vékony amfibolitsáv, kb. 80 fok dőlésű vetődési nyommal.

A 29,3 m-es magnyereségű Sz-176-os fúrás biotit gneisz összletét földpát+kvarc- és biotitdús sávok, lencsék alkot-



6. ábra | a) Gneiszes szerkezet (Sz-180). b) Palás szerkezet (Sz-180). c) Átkristályosodott amfibolit(?), vagy amfibólos gneisz(?) kissé kataklasztosodott szövete, az amfibolból megőrződtek maradványok a földpátok sericités, agyagos (illit) átalakulási termékeiben (+N, 200 millimikron, Sz-180. 7. mag)
Figure 6 | a) Gneiss structure (Sz-180). b) Foliate structure (Sz-180). c) Slightly cataclastic texture of recrystallised amphibolite(?), or amphibole gneiss (?), remains have been preserved from the amphibole in sericite, clayey (illite) transformation products of feldspars (+N, 200 millimikron)



7. ábra | a) Amfibolit, elvált repedés mentén eltolódott leukosávval (Sz-173). b) Átkristályosodott amfibolit szövete, az amfiból szinte teljesen karbonáttá, epidottá alakult (+N, 200 millimikron, Sz-173)
Figure 7 | a) Amphibolite with displaced leuco band along a separated crack (Sz-173). b) Texture of the recrystallised amphibolite, the amphibole has almost completely transformed into carbonate and epidote (+N, 200 millimikron, Sz-173)

ják. A sávok képlékeny deformáció következtében palásság szerint orientáltak, többnyire „kihengerelt” szerkezetűek. Ilyen megjelenés felfedezhető néhol az Sz-180, -167. fúrásokban is. Az Sz-176. fúrás vékonycsiszolati képei (3a,b. ábra) érzékeltetik a „kihengerelt” szerkezetet.

A biotit gneisz összlet, 1956 m alatt, max. kb. 1 m vastag, leukoeres, gránátartalmú amfibolittal (4. ábra) vagy amfibolos gneisszel tagolt.

Az Sz-180. fúrás legfelső, maghiányt követő 1992–2001 m közötti szakaszára az amfibolit (5. ábra) és amfibolos gneisz a jellemző.

Az alatta lévő sillimanit tartalmú biotit gneissben (6a. ábra), kvarc, biotit összetételű, vékony, csillámpala (6b.

ábra) közetsávok fordulnak elő, az amfibolit sávok mellett. Az 6c. ábra a diaforitosodott amfibolit(?), vagy amfibolos gneisz(?) ásványainak kémiai mállását mutatja be a 7. magban.

A fúrásban 1981,20–1992m és 2027–2054m között nem történt magfúrás, ezért a 10,8m-es és 27m-es szakasz közötti ismertetése hiányzik.

Az előző fúrásoktól eltérően az Sz-173. fúrás gránát-tartalmú amfibolit összletet (7a. ábra) tárt fel 2049–2083 m között, 27 m magnyereséggel, amelyben néhol erős mértékű retrográd átalakulás előfordul (7b. ábra). Helyenként a kvarctartalom lényeges elegyrészként határozható meg, és a kőzet rész feltehetően inkább amfibolos gneissnek nevezhető.

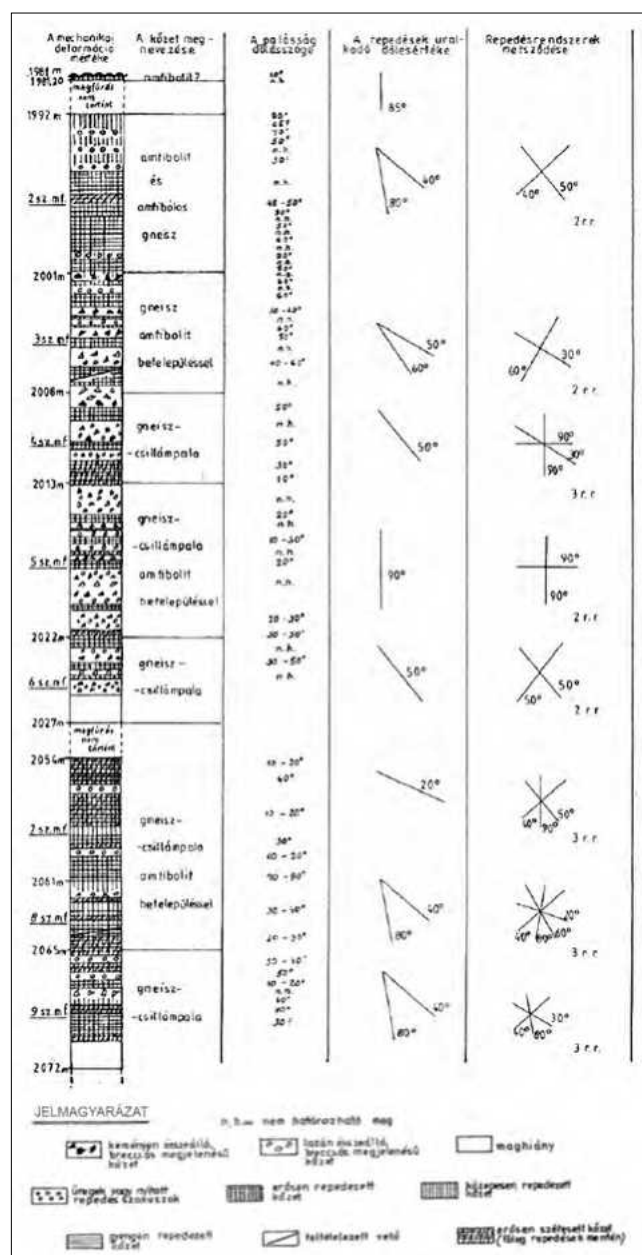
Az amfibolit összletben vékonycsiszolati vizsgálattal meghatározott granitoid telér [9] legnagyobb vastagságban 2049,5–2051 m között észlelhető, amely laza breccsás megjelenésű. Az amfibolitban felfedezhetők valószínűleg metamorf differenciáció eredményeként keletkezett vékony leukosávok, erek is, amelyek jól jelzik a képlékeny deformáció által kialakult gyűrt szerkezetet.

Granitoid sávok leggyakrabban az Sz-167. fúrás gneisszes szerkezetében és az Sz-173. fúrás amfibolit összletében találhatók, amelyek bizonyára könnyen illóiban gazdag magma telérközetei és posztmetamorf képződménynek tekinthetők [9].

Az egymás közelében lévő Sz-180. és -167. fúrásokban gyakori a breccsás szerkezet (1. ábra). Az Sz-180. fúrás legtöbb, uralkodóan vékony breccsásodott sávot tartalmazó 2001–2027 m közötti, sillimanittartalmú szakasza magában foglalja a 3., 4., 5., 6. magokat, amelyek a 6. mag kivételével, 100%-os magnyereségűek.

A 67%-os magnyereségű 6. mag rossz állékonyságú, magfúrásra alkalmatlan, kb. 2025–2027 m közé tehető maghiányos része, kezdete a 27 m vastag, 2054 m-ig tartó kőzetmag nélküli szakasznak (8. ábra, amelyen a 10,8 m és 27 m kőzetmag nélküli szakaszok nem méretarányosan szerepelnek a szelvényen).

Az Sz-167. fúrásban a gneisszes szerkezet 2067 m fölötti és alatti szakaszának közös jellemzője a breccsásodott vékony sávok (9. ábra) megjelenése, amelyek 2061,75 m-től kezdődnek és 2080,70 m-ig tartanak. Tektonikai mozgások



8. ábra Az Sz-180. fúrás földtani szelvénye. (Szerkesztette: Szili Györgyné, 1989)

Figure 8 Geological section of borehole Sz-180. (Edited by Szili Györgyné, 1989)



9. ábra Brecciaszerkezet (Sz-167., 2. mag)

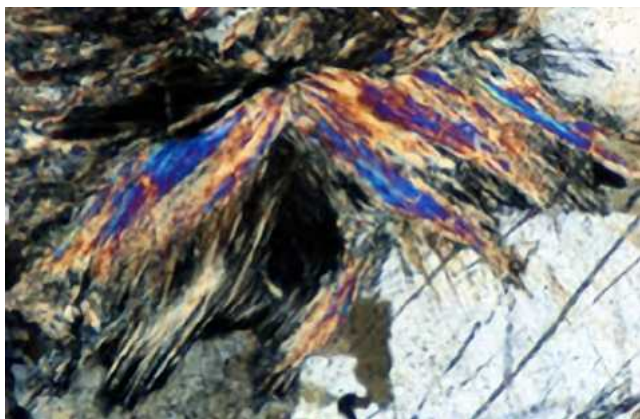
Figure 9 Breccia structure (Sz-167, 2. core)

nyomát regisztrálják a 4. mag alsó részén előforduló, kissé fényes, rovátkolt, kb. 50 fokos dőlésű csúszási felületek.

Az Sz-167. és -180. fúrások közötti 67 m-es vetődésre utal, a kőzettani eltérésen túlmenően, az Sz-167. fúrásban lévő, magátmérőt meghaladó, legkarakteresebb meredek vetődési nyom és a Sz-180. fúrásban lévő vetődési nyomok is, a többi kis méretű vetődéses deformációval együtt.

Az Sz-180. fúrásban vékonycsiszolati vizsgálat alapján a breccsaszerkezet köztes anyagában a mikrobrecsa megjelenésén kívül nyírásos erőhatásra utaló, irányított jellegű mikroszöveti elem is előfordul, amely a makroszkópos megjelenésre nem jellemző.

A fúrások kőzettani tagolódása bizonyára visszavezethető a protolitra, vagyis az üledékes, magmás eredetű vagy azok keveredéséből álló premetamorf litofáciesre, amely a Winkler-kritériumok (1976) szerint, közepes fokú Barrow-típusú metamorfózist szenvedett, közepes, néha magas hőmérséklettel. A 10. ábrán látható a magas hőmérsékleten keletkezett sillimanit vékonycsiszolati képe. M. Tóth meghatározása [3] alapján, a sillimanittartalmú gneiszben kianit is található.



10. ábra | Sillimanit, kéveszerű, szál-as rostos megjelenése (+N, N = 60×, Szegehalom)

Figure 10 | Sillimanite, appearing as thread-like fibrous mineral (+N, magnification 60×, Szegehalom)

A kőzetmagok fontosabb tektonikai jellegzetességei

A metamorfitonokon észlelhető töréses szerkezeti formák feltehetően több, nem egyidejű tektonikai események nyomait regisztrálják, amelyekből az események idejére, egymásutánosságára nem lehet egyértelműen következtetni. A kőzet állagát és a tektonizáltságot kifejező nyomok kódjai jó egyezést mutatnak a karotázsgörbékkel.

Annyi bizonyossággal megállapítható, hogy a variszkuszi felszín egy diszkordanciafelület. Az 1. ábra szemlélteti, hogy az Sz-167, -173, -176, -180. fúrásokban valószínűleg a meredek dőlésű vetődések miatt fúrásokként a variszkuszi felszín eltérő mélységű szerkezeti helyzetbe került. Ennek következtében a többszörös tektonikai hatást elszenvedett, vertikálisan váltakozó kőzettípusok is. Lehetséges, hogy a kőzettípusok megőrizték települési viszonyait. Zilahi Sebess László szerint radiometrikus

korral lehetne bizonyítani, hogy a variszkuszi felszínhez viszonyítva fúrásokként eltérő mélységű szerkezeti helyzetbe került kőzettípusoknak fennmaradt-e a települési viszonya.

A töréses szerkezeti formák eredményezték a CH-tárolásra alkalmas másodlagos porozitás kialakulását, amelynek volumenét csökkentik az ott kivált ásványok.

A szeghalmi területen, anyagvizsgálat alapján [6] a magasabb rendű repedési síkok dőlésértékei főleg vetőket és alárendelten laposszögű elmozdulásokat jelezhetnek, ami összhangban van a területet érintő, Albu és Pápa [1], Redlerné és Kummer [4] által végzett szeizmikus értelmezésekkel. Az egész területen előforduló nyírásos repedési síkok kapcsolt repedésrendszere és az Sz-180. fúrásban megjelenő nyírásos mozgási felületek, valamint mikroszkópos vizsgálat alapján észlelt, nyírási zónára jellemző, porfiroklasztokat körülölelő újrakristályosodott kvarcsávcskák „folyási szerkezete” utalhat arra, hogy nyírásos jellegű mozgások történtek, amelyek szerepet játszhattak a kőzetek bizonyos mértékű felaprózódásában, elmozdulásában is [9].

Az Sz-180. fúrás földtani szelvényének (8. ábra) [8] egyik oszlopa tartalmazza a magasabb rendű repedési síkok uralkodó dőlésértékeinek változását. Lehetséges, hogy azok különböző dőlési értéket eredményező mozgások nyomainak tekinthetők, amelyeket felülírhatták a későbbi, a területen uralkodó jellegű, az aljzat jelenlegi szerkezeti helyzetének kialakításában kulcsfontosságú meredek dőlésű vetődések (1. ábra).

Kőzetmagok vizsgálata alapján, az 1. ábra a mélységnek megfelelően hitelesen szemlélteti azokat a szakaszokat, ahol a magkihozatal sikertelen (10,8 m és 27 m) vagy nem 100%-os volt, továbbá a breccsásodott sávokat, vetődési nyomokat és a közel vízszintes elmozdulást. A kőzetmagban a vetődés nyoma, a mikrovetődéses deformáción túlmenően ritkán több centiméteres, az Sz-167. fúrásban a magátmérőnél nagyobb, kb. 80 fokos dőlésű vetődést mutat [9].

Feltehetően a lapos szögű elmozdulásoknak a néhány centiméter átmérőjű magban nem marad a vetődésekhez hasonló karakteres nyoma. Nagyjából vízszintes elmozdulás nyoma a 167-es fúrás első magjában észlelhető. Az eltolódás nagyobb távolságban történhetett a magátmérőnél, mivel a közel vízszintes, alacsonyabb rendű, vékony repedés elvágja a szintén alacsonyabb rendű meredek dőlésű vékony repedéseket, és a folytatásuk nem figyelhető meg a magátmérőn belül, azonban makroszkóposan meghatározható felaprózódás nem kíséri. Ugyanakkor láthatók olyan meredek dőlésű repedések, amelyek mentén a közel vízszintes repedések kb. 0.5 cm-t eltolódtak. Másrészt helyenként előfordulnak repedések, amelyek jól észlelhető dőlése kb. 80, 70, 45, 35, 20 fokos értéket mutat a sokféle tektonikának köszönhetően.

A vetők jelentős mértékben hozzájárulhattak a magfúráshoz alkalmatlan, rossz állékonyságú szakaszok és breccsásodott sávok (1. ábra) létrejöttéhez. Ezek keletkezése, az erőhatások bizonyos mértékéig összefügghet a kőzetek szerkezeti sajátosságaival, az uralkodó ásványi elegy-

részeivel is. A metamorfózis fokát meghatározó index-ásványok szórványos vagy kis mennyiségben történő előfordulásuk miatt bizonyára nem lehetnek befolyásoló tényezők.

Uralkodóan amfiból-földpát összetételű képződményekben erőhatásra erős felaprózódás léphet fel, de megközelíthetik a porhoz hasonló fizikai állapotot és rossz állékonyságúvá, magfúrással alkalmatlanná válhatnak.

A breccsaszerkezet kialakulásának kedvez, a földpáton kívül uralkodó elegyrészként szereplő kvarc és a mozgást jól közvetítő biotitban dús sáv.

A metamorf aljzat fizikai fellazulása lehetővé teszi fluidumok áramlását, de az ásványok kémiai bontottságára vonatkozó információt nem ad. A 167-es fúrás 1. és 2. magja jól példázza, hogy a kémiai mállás termék cementálja az erősen repedezett gneiszes szerkezetet. Ugyanakkor az Sz-173. fúrás amfibolitösszlete, palásság és repedések mentén a magkihozatal során szétesett a többi fúrásnál jóval nagyobb mértékben a nem elégséges cementálódás, ill. annak hiánya miatt. Tehát, az Sz-167-hez hasonló intenzitású kémiai mállás nem működhetett.

Rossz állékonyságú, magfúrással alkalmatlan szakaszok, a nem 100%-os magnyereségű helyek maghiányos részén és az Sz-180. fúrásban 10,8 m és 27 m vastagságban fordulnak elő (8. ábra). Ezek mentén a metamorfitek nagy mértékű fellazulása és elmozdulása történhetett. A sikertelen magvételt és breccsásodást jelölő szakaszok, regionálisan, a négy fúrás esetében nem képeznek mélységintervallummal jellemezhető zónát (1. ábra). Ez megerősítheti, hogy kialakulásukat befolyásolhatták a fúrásoként eltérő szerkezeti helyzetbe került, vertikálisan váltakozó közettípusok.

Az aljzat és a közvetlen rátelepülő miocén üledékes kőzetek eltérő törési igénybevétele alapján, az aljzati törési szerkezetek kialakulása feltehetően nagyrészt a miocén előtt történhetett, a törési szerkezeti zónában, a terület süllyedésével járó tengerelöntés előtt, a miocén üledékes kőzetek kialakulását megelőzhatték. Egybeeshettek a Tiszai főegység alsó miocénben, a jelenlegi helyére történő megérkezése előtti takaró képződéssel járó globális tektonikai mozgásokkal.

Tektonikai jelenségek azonosítása különböző mérettartományokban

Mielőtt bármilyen tektonikai következtetést tennénk, először tisztázni kell, hogy a legutolsó működő tektonikát, vagy egy tektonikatörténetet akarunk-e rekonstruálni. Ehhez külön-külön kell megvizsgálni a különböző módszerek lehetőségeit. A módszerek legfontosabb tulajdonsága az információ kiterjeszthetőségének szempontjából a felbontóképesség és a kutatási mélység. Meg kell különböztetni a fúrásos módszerekkel megállapítható tektonikai jelenségeket a tektonikai rekonstrukciótól, amit első sorban szeizmikus szelvények alapján lehet megtenni. Azonosítható bontási jelenségek az alaphegységi meta-

morfitokban a felszínközeli fellazulási trendek és a tektonikai törésszónák. Ezek a különböző vizsgálati módszerekkel vizsgálva különbözőképpen jelennek meg. Ez azt is jelenti, hogy nemcsak a mérettartománybeli különbségekről van szó, hanem mérési körülmények különbözőségeiből eredő eltérésekről is.

Szeizmika. A tektonikai vizsgálatok legfőbb eszköze. Előnye, hogy még a hagyományos szeizmika is kétdimenziós képet ad. 2000 m mélységben alaphegységi kőzetben 40–50 m-es felbontóképességgel. Általában a közel horizontális váltásokat mutatja ki. A lapos szögű feltolódásokat direkt módon mutatja ki, de a meredek szögű vetődéseket másodlagosan lehet kimutatni azzal, hogy a horizontok megszakadnak és más mélységben folytatódnak. A szeizmikus időszelvényt mélységszelvénné az idő mélységszelvény alapján alakítják át a VSP-mérés alapján.

Mélyfúrási geofizika. Mélység szerinti fizikai paraméterváltozásokat ír le egy a fúrás adta vonal mentén módszertől függően 10–50 cm-es felbontással. Önmagában első sorban a korreláció révén azonosítható vele tektonika. A hátránya, hogy egy mélységpont a térképen horizontálisan pontszerű az információ, így az információ fúrások közötti térbe történő kiterjesztésének elsődleges eszköze a fúrások közti réteggkorreláció.

Gravitációs felszíni módszer. Nagyobb léptékű változások bemutatására alkalmas általában, de a nagyobb léptékű tektonika következtethető belőle.

Magleírás. Tektonika okozta elváltozásokat lehet azonosítani vele, azokat kor szerinti sorrendbe lehet állítani. A hátránya, hogy a vizsgált magszakaszok hossza általában nem reprezentatív nagyobb léptékben, emiatt nem köthető önmagában össze szerkezetté. Ahhoz, hogy ebből tektonikai következtetést lehessen levonni, fel kell használni az aljzati képződmény tetőmélységét és egyéb korrelálható jellegzetes pontot a fúrómag mentén, adott mélységig, amely összemérhető a fúrások távolságával. Közvetlen korrelációs lehetőség a mélyfúrási geofizikával úgy lehetséges, hogy a magon megállapított tektonizált szakaszok a karotázsszelvényen gyengeségi zónaként jelentkeznek. A magon tapasztalható különböző korú tektonikai dölések és irányok egy nagyobb kőzetblokkra jellegzetes, rózsadiagrammon ábrázolható eloszlást adnak, ami a neotektonika szempontjából egy mintázat, és ennek alapján megállapítható, hogy két egymással érintkező blokk elmozdult-e egymáshoz képest. Szeghalom esetében a magokon tapasztalt tektonikai meredekségek jóval nagyobbak, sem hogy a fúrások közt közvetlenül korrelálni lehetne.

Vékonycsiszolatok. Elsősorban az anyagi minőség ásványos összetételének meghatározása a cél, a karotázssal az átlagos összetételt akkor lehet összevetni, ha az megfelelő mennyiségű, és mintavételi stratégiával készültek a vékonycsiszolatok.

A földtani objektumok lépték szerinti vizsgálhatósága

A jelenségek lépték szerinti vizsgálhatósága összefügg a vizsgálati módszerek felbontóképeségével és a leképezett tartomány a vizsgálandó objektumhoz képest mért nagyságával. Ha egy objektum vagy jelenség mérete meghaladja a módszer által vizsgált tartomány kiterjedését, akkor az csak megfelelő mintavételi stratégiával vizsgálható.

Ilyen jellegű objektumok, például a tömörödési [17] és a fellazulási trendek, amelyek csak akkor észrevehetőek, ha legalább olyan vagy inkább nagyobb hosszúságú fúrási adatrendszer vizsgálunk. A tektonikai jelenségek abba a körbe tartoznak, amelyek minden nagyságrendben megnyilvánulnak [15]. Egy bizonyos erőterhez egy meghatározott iránystatisztika tartozik, amelynek fő elemei kis méretarányban is hasonló irány statisztikával jellemezhetőek, mint nagy léptékben (a fő feszültség iránya és az arra merőleges legkisebb feszültségi irány és nyírási igénybevétel esetén a Riedel-törések rendszere)

Mélyfúrásokban, ha nincs iránystatisztika, csak dőlése-eloszlás, akkor csak a fúrások közti korreláció alapján lehet azonosítani a tektonikai jelenséget, amennyiben a korrelálandó fúrások harántolták ugyanazt a tektonikai elemet. Ha nem harántolták, akkor még az egyetlen erőterhez tartozó iránystatisztika is csak egy, a területen uralkodó, feszültségtér jellemzője. A probléma elsősorban a különböző léptékben észlelt jelenségek együttes értelmezésénél az, hogy a kis mérettartományt vizsgáló módszerek önmagukban nem okvetlenül reprezentálják a nagyobb térfogat tulajdonságait, míg a nagyobb léptékű vizsgálat viszont a kis léptékű változásokat csak átlagolva mutatja. Ha többféle tektonikai erőter működött, akkor a rezervoártulajdonságok vizsgálata szempontjából a feladat a neotektonikai irány kiválasztása. A metamorf kőzetek esetében gyakori, hogy a váltakozó kőzettípusok palásága nem egyezik, és a tektonikai hatásra létrejött repedezettség nem követi a paláság irányát. Ez összeegyeztethető a kőzetmag leírásokkal.

A mérési adatok reprezentativitása

A reprezentativitás (az információ kiterjeszthetősége) függ a közegtől is. Üledékes kőzeteknél a rétegzettség eleve adott, ezért a reprezentált térfogat adott esetben több nagyságrenddel nagyobb lehet, mint a ténylegesen megmért. A metamorf alaphegységi kőzetek esetében paláságról lehet beszélni. A rétegzettség legfeljebb csak gyenge metamorfózis esetén észlelhető, de itt nem ez az eset áll fenn. A korrelálhatóság attól függ, hogy mit akarunk korrelálni: a kőzetanyagot vagy a porozitással repedezettséggel összefüggő fizikai paramétereket [11]. Ha csak elektromosellenállás- és akusztikussebesség-mérések állnak rendelkezésre, a kőzetanyag szerinti korreláció geofizikai szempontból kétséges, amennyiben nincs valamilyen előzetes információ arról. Anyagi minőség szerinti azonosítást alaphegységi kőzetekben olyan mérések alapján le-

het tenni, amelyek a kőzetváz tulajdonságaira is érzékenyek. Ilyen a neutronporozitás, sűrűség, természetes gamma. Önmagában véve a mérések – ha nem lennének korrelálható elemek – csak a megmért térfogatra lennének reprezentatívak. Ebből azonban nem következik, hogy a rétegzetlen közegek megismerhetetlenek lennének. Megfelelő mintavételi stratégia mellett legalább az átlagos tulajdonságok megismerhetőek. Megfelelő az a mintavételi stratégia, amelyiknél egy bizonyos térfogat esetében a minták fizikai tulajdonságainak átlaga hibahatáron belül egyezik egy másik ugyanolyan térfogat mintáinak átlagával. Ha ez teljesül, akkor a kiválasztott mintasokaság paraméterátlaga reprezentatív mind a két részmintasokaságot tartalmazó térfogatra. Amikor hibáról beszélünk egy földtani közeg megismerésénél, akkor nem a mérés hibákról, hanem a földtani közeg paramétereinek fluktuációjáról van szó.

Korreláció definiálása metamorf kőzetösszletben

A tektonikai értékelés fontos eleme, hogy találjunk korrelálható elemeket, amelyekhez hozzátartozik a magokon észlelt tektonikai jelenségek, a paláság és a mélyfúrás-geofizikai mérés görbék korrelációja is. A metamorfit összletben többféle módon definiálhatjuk a korrelációt. A neotektonika szerinti korreláció, amely szerint a kőzetblokkok tektonikus eredetű repedésrendszere a blokkra jellemző mintázatot ad.

A kőzetanyag szerinti korreláció, amely a kőzet ásványos összetételének változását követi. Ezt a geofizika a sűrűség, a neutron és a természetes gamma együttes alkalmazásával tudja kimutatni. Ez nem állt rendelkezésre a négy maggal vizsgált fúrás esetében, viszont a Szeghalom–50 jelű fúráson igen. Amennyiben ezt kapcsolatba lehet hozni valamilyen a bontottságot kifejező paraméterekkel, akkor lehetséges rétegszerűen korrelálni, ami nagyon nagy mértékben eltérhet a paláság adta strukturától. Ilyet lehetett tapasztalni a KTB fúráson (Bajorország), ahol a mélyfúrás-geofizika a sűrűség és neutronporozitás mérések alapján egy rétegisméltódéseket tartalmazó struktúrára lehetett egyértelműen következtetni, miközben a szeizmikus horizontokon egy viszonylag nyugodt, vízszinteshez közeli rétegzettség látszik.

A paláság szerinti értékelés

A hagyományos karotázs felbontóképesége nem elég jó a paláság közvetlen kimutatásához, erre csak a lyukfal-leképező módszerek, mint az akusztikus lyukfal TV alkalmasak [13]. A hagyományos karotázsmódszerek a fúrás-palás kőzetre gyakorolt fellazító hatását tudják kimutatni az adott módszerre érvényes felbontóképeség szerint átlagoltan. Ezért a magon észlelt paláság dőlésszögét lehet összevetni a mélyfúrás-geofizikai mérésekkel, elsősorban az akusztikus és elektromos mérésekkel, mivel a nagyobb dőlésszögű paláság mellett a kőzet nagyobb fellazulása várható a lyukfal közvetlen környezetében.

A 167-es fúrásban a palásság meredeksége szerint a 2049–2058 m közti magszakasz valószínűleg diszkordán-san érintkezik az alatta levő résszel, mert az azt létrehozó stressz iránya biztosan különbözött a 2058–2076 m közti szakasztól. Az említett irányváltás egybeesik az elektromos ellenállás minimumával, ami valószínűsíti a tektonikai érintkezést. Valószínű, hogy valamilyen, a metamorfózis koránál jóval későbbi tektonikáról van szó. Az alsó magszakasznál (2076–2085 m) közt körülbelül 10–50 fok között változó, átlagosan 30° dőlésű a palásság. Sziliné 2067–2076 m között granitoid teléreket említ [9]. (A 176-os fúrásnál a nagyobb palásságmeredekségű szakasz a mechanikai állapot szerinti rosszabb szakasszal esik egybe.)

A metamorf alaphegységi kőzetek egykori felszínközeli bontottsági öve

Hasonlóan a bátaapáti gránithoz [18], a szeghalmi metamorfit komplexumot is vastag mállási öv fedi. A kristályos kőzetek vagy csak általában a kemény formációk mállási kérgében a fizikai paraméterek többé-kevésbé hasonlóan változnak, mint egy konszolidálatlan üledék tömörödési [17] trendje esetében. Természetesen ezek a paraméterváltozások gyorsabbak és kevésbé egyértelműen mélységfüggők, mint a kompaktációs trendek esetében. Ennek oka, hogy nincs osztályozottság, mivel a folyamat egyfajta bomlás, nem pedig törmelékfelhalmozódás. A kőzet átalakultsága főleg repedezettségben és kémiai mállottságban nyilvánul meg.

A fizikai paraméterek mélység szerinti változása és azok egymás közti kapcsolatai alapján a metamorfit anyagú alaphegység mállási zónáját két fő részre lehet tagolni. A bátaapáti gránitra alkalmazott négy bontottsági övet [14] (GI homok, murva G II törmeléktől a kötött breccsáig G III, kémiaiilag némileg bontott, de már az akusztikus nyíró hullámokat vezető kőzet G IV erősebben repedezett közel a bontatlan kőzethez hasonló szónikus sebességű zóna) nem lehet egy az egyben alkalmazni. Ennek egyik oka, hogy még a mélyfúrás-geofizikai mérések intervalluma sem érte el az egykori felszíni bontottságtól érintetlen kőzeteket, másik oka pedig a 2000 m közeli fedettség és az ebből eredő fizikai változások. Ezzel együtt feltételezhető, hogy a felszínközeli bontási trend alja alatt a kőzet nagyjából a G III-nak esetleg a G IV-nek megfelelő bontottsági fokú.

A mállási zóna vagy bontottsági öv felső részében a kőzetnek jelentős porozitása és vízáteresztő képessége van, a fizikai paraméterek változása a mélységgel nagymértékű. A kőzet többé-kevésbé durvatörmelékcsiszoltságú, helyben maradt üledékekhez hasonló – lényegében ettől válhat rezervoárrá. A bontott övezet alsó, nagyjából hányadában a repedések csak kis porozitást képviselnek, a fizikai paraméterek mélységi változása csak kismértékű, a kőzet repedezett sziklakőzetnek tekinthető, melynek nagyság-

rendekkel kisebb a vízáteresztő képessége, mint a felső résznek.

Metamorf kőzetek agyagásványos bontottságának kimutathatósága mélyfúrásgeofizikai mérésekkel

Figyelembe véve, hogy minden földtani jelenséget az elektromos és a szonikus hullámterjedésen alapuló módszerek lényegében a kőzet folytonossági hiányai és azok kitöltöttségi fokán keresztül tükröznek vissza – az anyagi minőség változásai elhanyagolhatók –, eleve hasonlóság kell legyen a bontott kristályos kőzetek és az üledékek fizikai modelljében. A mállási kéregben szinte minden repedés nyitottnak tekinthető, és ezért minimális a tortuozitás. Ez azt eredményezi, hogy az elektromos ellenállás sokkal kevésbé érzékeny a repedés geometriai változásaira, mint a kőzet cementáltsági állapotára jóval érzékenyebb akusztikus mérés.

A korrelálhatóság és ezzel a tektonikai értékelés lehetséges eleme a bontott zónák korrelálhatósága. A metamorf és magmás kőzetek esetében az agyagásványosodás azért következik be, mert a szilikátszerkezetek nagy mennyiségű kötött vizet vesznek fel, miközben a szerkezet stabilizálását biztosító interlayer kationok kioldódnak és távoznak belőle. Ezek egy része kálium, amelyben a K-40 izotóp radioaktív. A kötött víz mennyiségének növekedése mellett csökken a természetes gamma. Ezért a hidrogéntartalommal arányos neutronporozitás- és a természetesgamma-érték hányadosa arányos az agyagásványosodás mértékével. Gyakorlati okokból a bontottság mértékét célszerű inkább az $arctg(N_{por}/GR)$ kifejezéssel jellemezni. A neutronporozitás hiányában vagy a mellett is, az akusztikus mérésekből is lehet következtetni az agyagosságra kissé hasonló logikával, azaz az $arctg(Ak_{por}/GR)$ -t használni bontottsági indexként.

Az agyagosság a mért V_p sebességből számított porozitás és a kőzet sűrűségporozitása közti különbséggel arányos. Tiszta agyag esetén ez a különbség 14–15%. Üledékes kőzetek esetében a mért akusztikus porozitás és az agyagmentes porozitás tömörödési trend [17] közti különbséggel arányos, mert az akusztikus hullámterjedési sebességre is hatással van az adszorpciósan kötött víz jelenléte.¹⁾ Alaphegységi metamorf és magmás kőzetek esetében a teljesen repedezésmentes bontatlan kőzet sebessége és az agyagra jellemző mátrixsebesség közti különbséggel arányos a számított agyagosság. Röviden összefoglalva az akusztikus porozitás hasonlóan a neutronporozitáshoz tartalmazza az adszorpciós víz térfogatát is.

Karotázsszelvények értelmezése

A Karotázs szelvények értelmezése két fő részből áll:

- I. Mélyfúrás-geofizikai mérések és a magvizsgálatok együttes vizsgálata
- II. Mélyfúrásgeofizikai mérések egyedi értelmezése és korreláció

I. Mélyfúrás-geofizikai mérések és a magvizsgálatok együttes vizsgálata

A fúrómagok állapota azok tagoltsága kapcsolatban van a kőzet eredeti mechanikai állapotával [12, 19]. A karotázs-szelvényekkel mért fizikai paraméterekkel való összehasonlíthatóság érdekében a fúrómagokat a következő kategóriák szerint kódoltuk a kőzet Szeghalmi fúrások magleírásában szereplő kategóriáknak megfelelően úgy, hogy az várhatóan a magok mechanikai állagát tükrözze:

- 10 keményen összeálló,
- 9 gyengén repedezett,
- 8 közepesen repedezett,
- 7 erősen repedezett,
- 6 üregek vagy nyitott repedés szakaszok,
- 5 lazán összeálló breccsás megjelenésű,
- 4 erősen széteset kőzet,
- 3 feltételezett vető,
- 2 maghiány.

A kőzetek elektromos ellenállása és az akusztikus hullámterjedési sebesség tükrözik vissza leginkább a kőzet *in situ* mechanikai állapotát. Természetesen nem várható a teljes egyezés, mivel a vizsgálatok körülményei nagyon különbözőek. A magelváltozások egy része a kihozatal körülményeivel függ össze szükségszerűen különbözik az *in situ* vizsgálat eredmény a labor méréstől [16].

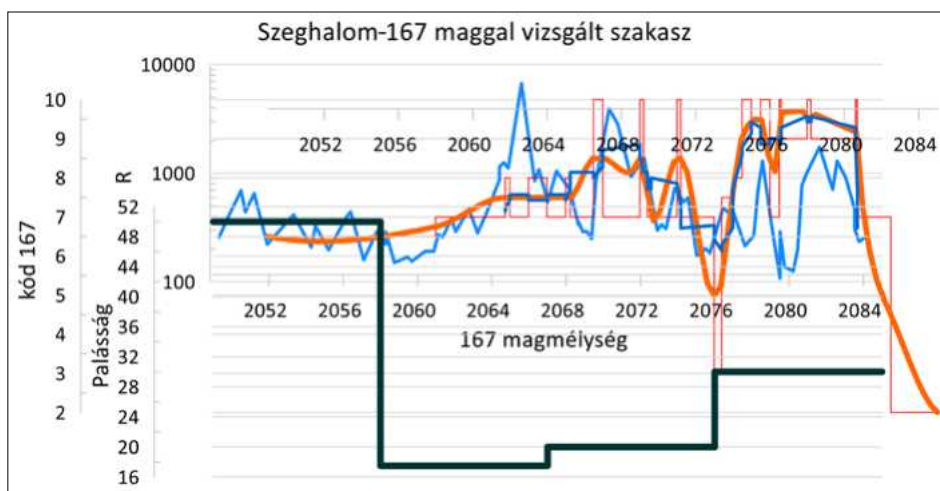
A magokat 2000 m-ről körülbelül 500 bar nyomásról hozzák fel, ezért természetes, hogy a magvizsgálat eredményei különbözhetnek az *in situ* vizsgálatétól. A sebességben ez azt jelenti, hogy amit a fúrásban 4000 m/s azt a fúrómagon 2000–2500 m/s-nak mérik, ha egybeálló a mag. Tapasztalat szerint a nagyon ép repedésmentes magok esetében a fúrásban mért hangterjedési sebesség és a magon mérhető közt körülbelül 5000 m/s-nál egyezik. A lényeg, hogy az *in situ* mechanikai különbségek akár a kétszeresére is nagytódva jelentkeznek a magon. A kémi-

ai mállást a szeizmikusan mélységgel már kemény G-III zóna esetében eredetileg úgy definiáltuk, hogy a különféle részköltések oldódnak ki vagy agyagásványosodnak. A szeizmikusan kemény azt jelenti, hogy az akusztikus hullámképen a nyíróhullám beérkezése is már kimutatható. A teljes tömegben való átalakulás legfeljebb a G-I homok murvaállagú zónára sem biztos, hogy jellemző. A geofizikai mérések alapján megállapítható bontottsági zónákat csak trendek, mivel a bontottság fizikai paraméterekben való megnyilvánulásának való tendenciáját fejezi ki. Ebbe belefér az is, hogy a kőzet nagyobb akár 10 cm-es nagyságrendű darabokat tartalmaz még a G-II (törmeléktől a breccsáig). A kémiai jellegű mállást egyébként csak következtetni lehet pusztán ellenállásmérés alapján, a teljes egzaktáshoz sok egyéb mérésre lenne szükség, amelynek nem vagyunk a birtokában (pl. spektrálgamma, neutronporozitás, sűrűség), így csak analógiákra tudunk támaszkodni, lényegében ezért szükségesek a pillérfúrások.

Mindegyik fúrásban a mechanikai állapot szerinti kódokból alkotott szelvények LOESS közelítéssel (Locally Weighted Regression and Smoothing Scatterplots, helyi súlyozott regresszió) lettek szűrve, hogy a karotázs-szelvényhez hasonlóak legyenek. Ez egy helyi súlyozott átlagot alkalmazó simító szűrést jelent.

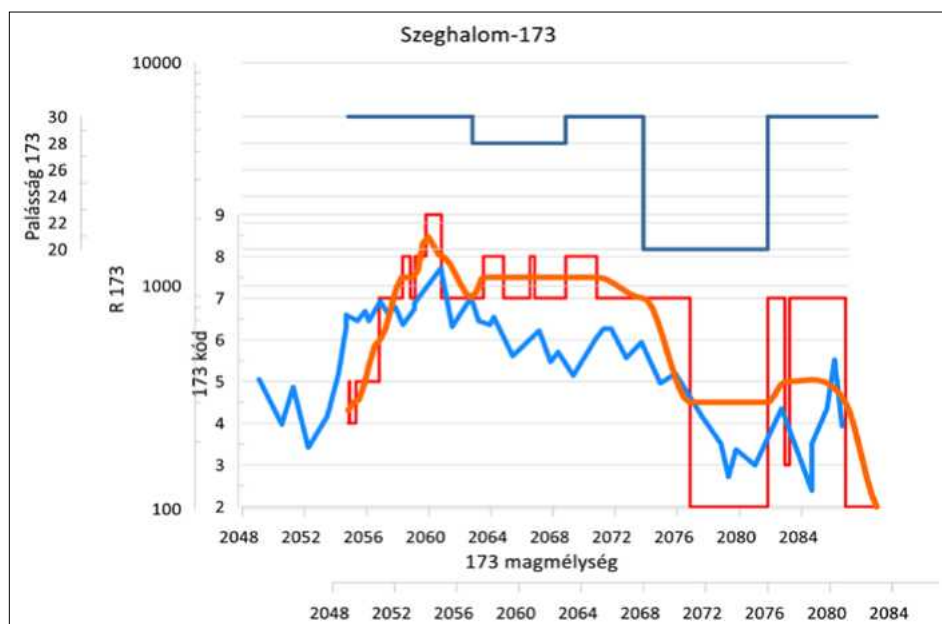
A Szeghalom-167 fúrás maggal vizsgált szakaszán (11. ábra) az ellenállásgörbe nagyjából 2 m-rel kisebb mélységgel illeszkedik a kódolt görbéhez. Figyelembe kell venni, hogy az ellenállásváltozás még logaritmikus léptékben is jóval nagyobb amplitudóval mutatja a mechanikai állapotbeli különbségeket.

A 2049–2067 m mélységközben diaforitosodott szürkésfehér gneisz található. Az 1. és 2. mag határán (2058 m) a palásság lefelé 50 fokról 15–20 fokra változik, ami diszkordáns érintkezésre utal (valószínűleg az 1. mag aljához közel a valódi határ). A nagy irányváltásból és a fajlagos ellenállásra való kis hatásból következtethető, hogy



11. ábra Fúrómagállapot és mélyfúrás-geofizikai ellenállásmérés közti egyeztetés a Szeghalom-167 fúráson. Piros: szűrt fúrómagállapot kód, kék: elektromos ellenállás

Figure 11 Fitting between the core condition and the deep borehole-geophysical resistivity measurement at the borehole Szeghalom-167



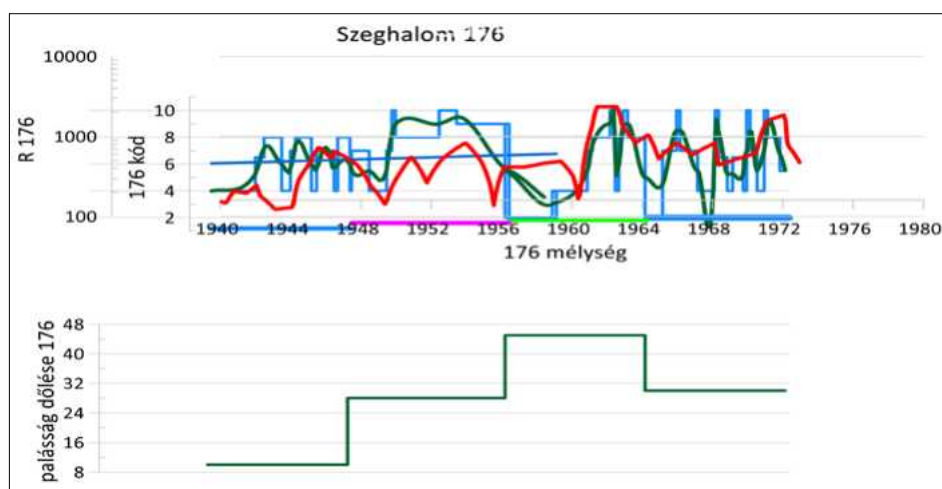
12. ábra Fúrómagállapot és mélyfúrás-geofizikai ellenállásmérés közti egyeztetés a Szeghalom-173 fúráson. Piros: szűrt fúrómagállapot kód, kék: elektromos ellenállás

Figure 12 Fitting between core condition and deep borehole-geophysical resistivity measurement at the borehole Szeghalom-173

ez a diszkordancia nem tartozik a neotektonikához, a Pan-non-medence beszakadásánál régebbi.

A 2067–2085 m mélységközben a fúrás zöldes sötétszürke, változó mértékben diaforitosodott gneiszt harántolt a fúrás, amelyben 2067–2076 m közt gyakoriak a leukosávok, 2076-nál a palásság szerint diszkordáns az érintkezés az alatta levő szakasszal. Ezt megerősíti, hogy 2076 m-nél ellenállásminimum van, amely egy 2068–2073 m mélységközben azonosított ellenállás-csökkenési trend alsó vége. Feltételezhető, hogy ahol alul van a minimum, az normál meredek vetőre utal.

A 2062,5–2066 m között a 2068–2073 m közti trendhez hasonló normál vetőre utaló ellenállástrend látható, amely a magállapot kódoló görbén 2069 m-nél jelenik meg. Az ellenállásminimum alapján feltételezett vetőtől felfelé a mag állaga átlagosan rosszabb, mint alatta. A 2076 m-ben azonosított palásság szerinti diszkordancia ugyan csak kicsi, viszont éppen ezért valószínű, hogy itt a meredek normál vető, amelyre a karotázs görbe alakjából lehet következtetni, az árokképződéssel kapcsolatos, vagyis neogén mozgás nyoma lehet. Ezt az állítást az erősíti, hogy az ellenállásgörbén azonosítható jelenség a felszínről induló



13. ábra Fúrómagállapot és mélyfúrás-geofizikai ellenállásmérés közti egyeztetés a Szeghalom-176 fúráson. Piros: elektromos ellenállás, zöld: szűrt fúrómagállapot kód

Figure 13 Fitting between core condition and deep borehole geophysical resistance measurement at the borehole Szeghalom-176

mélységrendbe már nem esik bele az Sz-167. fúrásban. Az Sz-167. fúrás gneiszes szerkezete 2076 m alatt 9 m vastagságban amfibólos gneisznek tekinthető [9]. A normál vetőnél nincs rétegismétlődés, nem fordul meg a sorrend, viszont korábbi tektonikus mozgás eredményeképpen előfordulhat.

A 173-as fúrásban az említett az egykori felszínközeli bontástól legkevésbé érintett G III vagy G IV szakaszt fúrómaggal vizsgálták. A magállapot szerinti kódolás összhangban van az ellenállás változásaival a magmélység és a mélyfúrás-geofizika közt valószínűleg vonatkoztatási pont különbség miatt 6 m különbség van (12. ábra).

A 167-es fúráshoz hasonlóan itt is az ellenállás-csökkenési trendek legalsó pontján harántolhatta vetődés a fúrást, ami itt egybeesik a maghiányos szakasszal. A palásság dőlésszögátlagja az egész maggal vizsgált szakaszon egységesen 30 fok, kivéve a maghiányt tartalmazó szakaszon, ahol az átlag 10 fokkal kevesebb, amit az is valószínűsít, hogy az ellenálláson 2080 m körül azonosítható a fúrást harántoló vetődéstől felfelé van maghiány, és afelett van elvonszolódáshoz kapcsolódóan az átlagos palássági dőléstől laposabb szögű palásság. A vetődés felett hosszan követhető ellenállástrend a kódolt kőzetállapoton kevésbé azonosítható. Nagy valószínűséggel ez is meredek szögű, közel vertikális a Pannon-medence lesüllyedése közben létrejött vető.

A Szeghalom-176 fúrás maggal vizsgált részén (13. ábra) a legrosszabb állapotú szakasz a legmeredekebb átlagos palássági dőlés környezetében található. Lehetséges, hogy a nagyobb észlelt palásság valójában meredek normál vetődéshez kapcsolódó elvonszolódás hatását tükrözi a palásságon, amit a Szeg-176 fúrásban mért rétegdőlésmérés (Szeghalom-176 mérések, SZTFH adattár) is alátámaszt.

A Szeghalom-180 fúráson (14., 15. ábra) mélységegyeztetés után a magállapotot jellemző kódolt görbe jól

egyezik az ellenállásgörbével. A kőzet rossz állaga miatt 2027 m-től 2054 m-ig 27 m maghiány van. Ezért a mélységegyeztetést is két részletben ábrázoljuk.

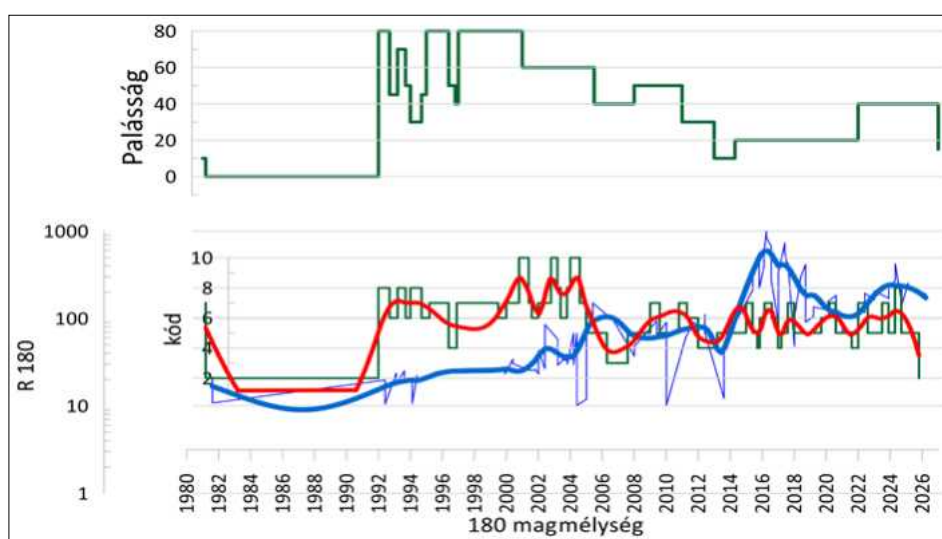
A felső maghiányos szakaszon az elektromos ellenállásgörbén minimum van. 1992-től a mag állaga ott válik jobbá, ahol az ellenállás meghaladja a 20 ohmm-t. 1992–2014 m között a felfelé egyre meredekebbé váló palássággal az ellenállás felfelé egyre kisebb. Ez meredek dőlésű tektonikai zónára utal (a vető dőlése valószínűleg 80 fok lehet), viszont a palásság valódi dőlésértéke valószínűleg 20–40 fok között van.

A Szeghalom-180 alsó maggal vizsgált szakaszán (15. ábra) a magállapot (piros) és az ellenállás (kék) jobban illeszkedik egymáshoz, mint a felső maggal vizsgált szakaszon, a palásság kisebb dőlés értékei inkább lokális ellenállásmínimumokhoz köthetők. Megjegyezzük, hogy a variszkuszi tetőt 1981 m-ben a többi fúrástól eltérően fúrómag harántolta. Azonban az 1. mag fúrását 2081,20 m alatt a kőzet rossz állékonysága miatt nem lehetett folytatni a kristályos aljzatban. Mindössze egy 20 cm-es amfibolitréz tudott hozzákötődni a bádénien homokkőhöz.

Összegezve a négy maggal vizsgált fúrás esetében a legvalószínűbb palásságdőlés-érték maximum 40 fok körüli, ami ennél nagyobb, az utólagos tektonikai hatás lehet.

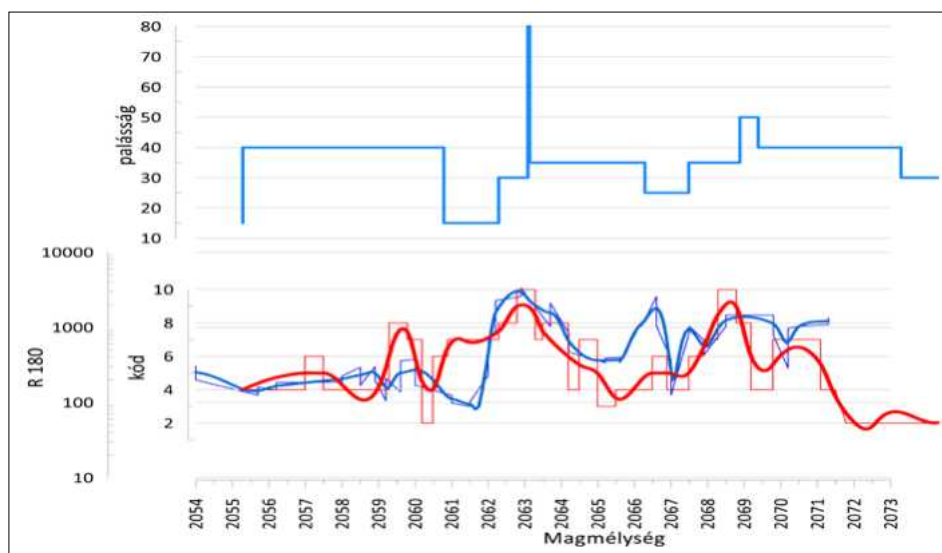
II. Mélyfúrásgeofizikai mérések egyedi értelmezése és korrelációs lehetőségei

A négy legtöbb maggal mért fúráson nem állt rendelkezésre olyan digitalizált mélyfúrásgeofizikai szelvény, mint a Szeghalom-50 fúráson, ahol az elektromos ellenálláson kívül természetesgamma- (GR), sűrűség- (DEN), akusztikus dt-, SP-mérést is végeztek. Ezért a Szeghalom-50 fúrás példáján mutatjuk be az alaphegységbeli agyagosság érté-



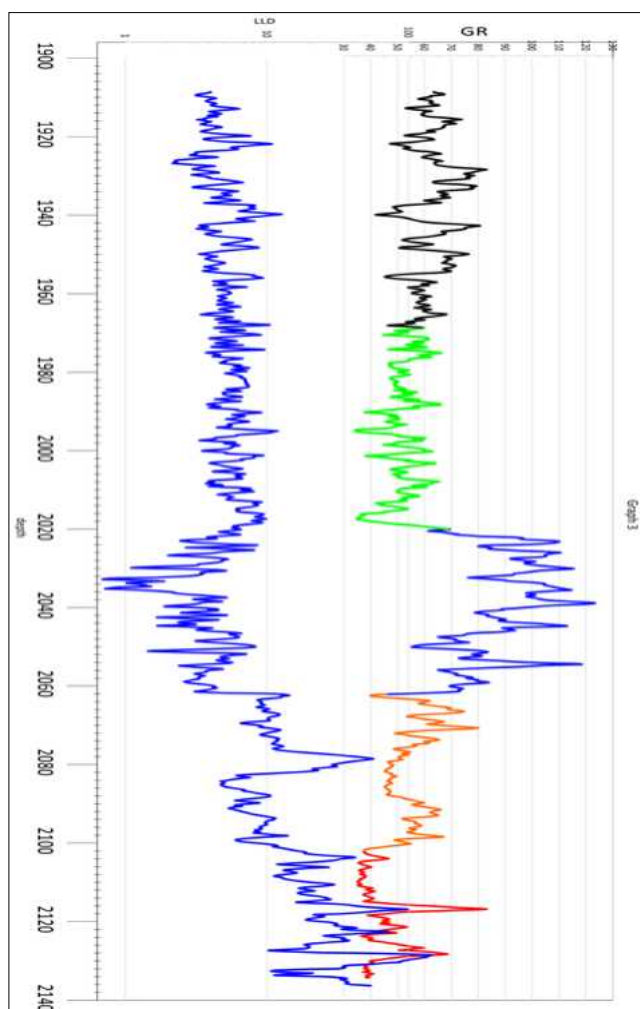
14. ábra Fúrómagállapot és mélyfúrás-geofizikai ellenállásmérés közti egyeztetés a Szeghalom-180 fúráson az 1981–2027 m mélységszakaszon. Piros: szűrt fúrómagállapot kód, kék: szűrt elektromos ellenállás

Figure 14 Fitting between core condition and deep borehole geophysical resistance measurement at the borehole Szeghalom-176, in the section 1981–2027 m



15. ábra Fúrómagállapot és mélyfúrás-geofizikai ellenállásmérés közti egyeztetés a Szeghalom–180 fúráson a 2054–2073 m közötti szakaszon. Piros: szűrt fúrómagállapot kód, kék: szűrt elektromos ellenállás

Figure 15 Fitting between core condition and deep borehole geophysical resistance measurement at the borehole Szeghalom–180, in the section 1981–2027 m



16. ábra A Szeghalom–50 mérés görbéi
Figure 16 Measurement curves of Szeghalom–50

kelését az üledékes kőzetekben szokásos agyagindikátorkokhoz képest. A természetes gamma-szelvényen (GR) a fekete és a zöld szakasz aljái (2022 m-ig) alsó-Pannon, szarmata átmenetnek felelnek meg.

A piros szakasz (16. ábra) a metamorf alaphegységben lett mérve. A kék színű szakasz (2020–2062 m) és a narancs színű szakasz (2062–2102 m) felelnek meg együttesen a bádeni korú összletnek.

Az Sz–50. fúrás eredeti fúrómagok szerinti leírása:

1. mag: 2047–2053 m (6,0 m)

1/1 rész 0,25 m márga

1/2 rész (0,5 m) homokkő

1/3 rész (5,25 m) meszes aleurolit, agyagmárga

Kor: bádeni-szarmata átmenet, gazdag fauna alapján

2. mag: 2076–2078 m (2,0 m) homokkő

Kor: miocén fauna alapján

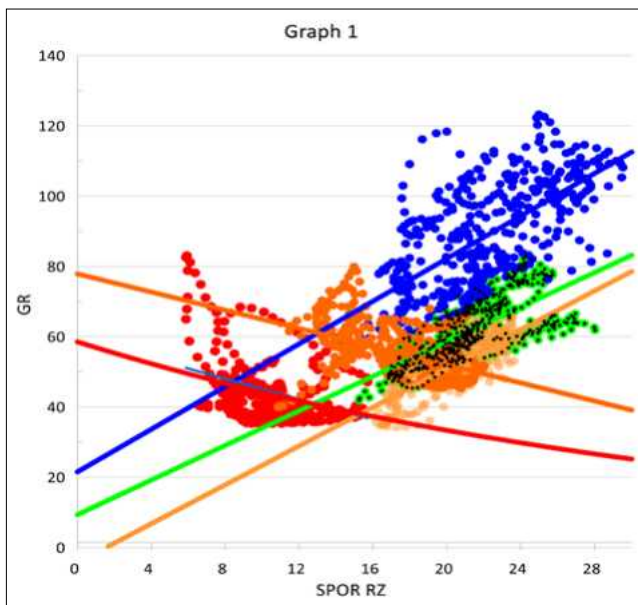
3. mag: 2138–2141 m (2,8 m)

erősen diaforitosodott amfibólos gneisz?, amfibolit?

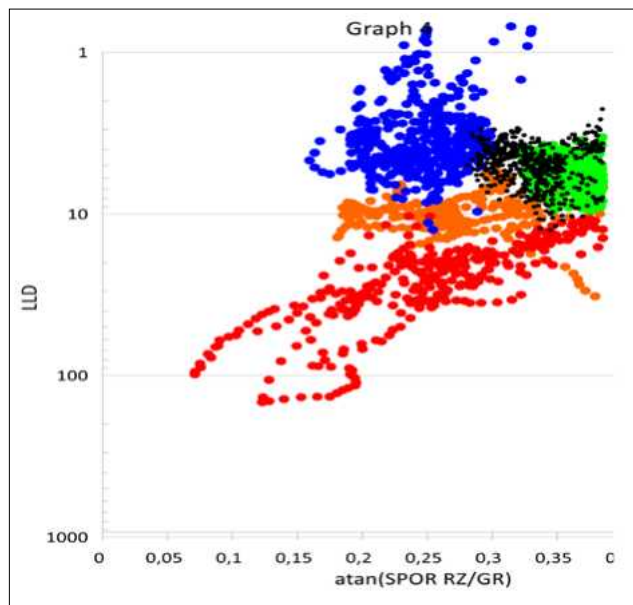
Korbeosztás: 2022 m-ig alsó-pannóniai, 2022–2102 m

bádeni-szarmata átmenet, 2102–2141 m prekambrium²⁾

A bádeni-szarmata átmenet határozottan két részre különül a természetes gamma (GR) szerint, amit külön szín jelez (16. ábra). A felső rész túlnyomóan agyagmárga, az alsóban több a homok. Ami viszont méginkább különbözönek mutatja a két részt, az az elektromos ellenállás és a GR viszonya. Az összes pontról készített crossploton (17. ábra) ez jól látszik. A crossploton a pontok színe a görbén színnel jelölt intervallumaira utal. Mindegyik intervallumon a pontokra illesztett lineáris regresszió is fel van tüntetve. Ez alapján a miocén alsó része (narancs színű) esetében a porozitás növekedésével csökken a természetes gamma ugyanúgy, mint a metamorfit összletben, ami azt jelenti, hogy a szállítási távolság nem lehetett nagy.



17. ábra | A Szeghalom-50 akusztikus porozitás-GR crossplot
Figure 17 | Szeghalom-50 acoustic porosity-GR crossplot



18. ábra | Szeghalom-50 bontottsági index – elektromos ellenállás crossplot

Figure 18 | Szeghalom-50 alteration index – electrical resistivity crossplot



19. ábra | Bontottsági index a Szeghalom-50 fúrás metamorfitot harántolt szakaszán

Figure 19 | Alteration index of the well Szeghalom-50 metamorphite in its transverse section acoustic porosity-GR crossplot

A fentiek alátámasztására mutatjuk be a bontottsági index ($\text{atan}(\text{SPOR RZ}/\text{GR})$) és az elektromos ellenállás kapcsolatát (18. ábra). Látható, hogy a metamorfit összlet (piros) esetében az elektromos ellenállás annál kisebb, minél nagyobb a bontottság, a fedő miocén bádeni alsó része (narancssárga) majdnem közömbös, kb. 10 ohmm körüli az ellenállás függetlenül a bontottsági indextől. A fedő üledékes kőzet többi részében úgy néz ki, mintha az ellenállás gyengén növekvő tendenciát mutatna, azaz lényegében egyáltalán nem érvényes rá az alaphegységre érvényes összefüggés.

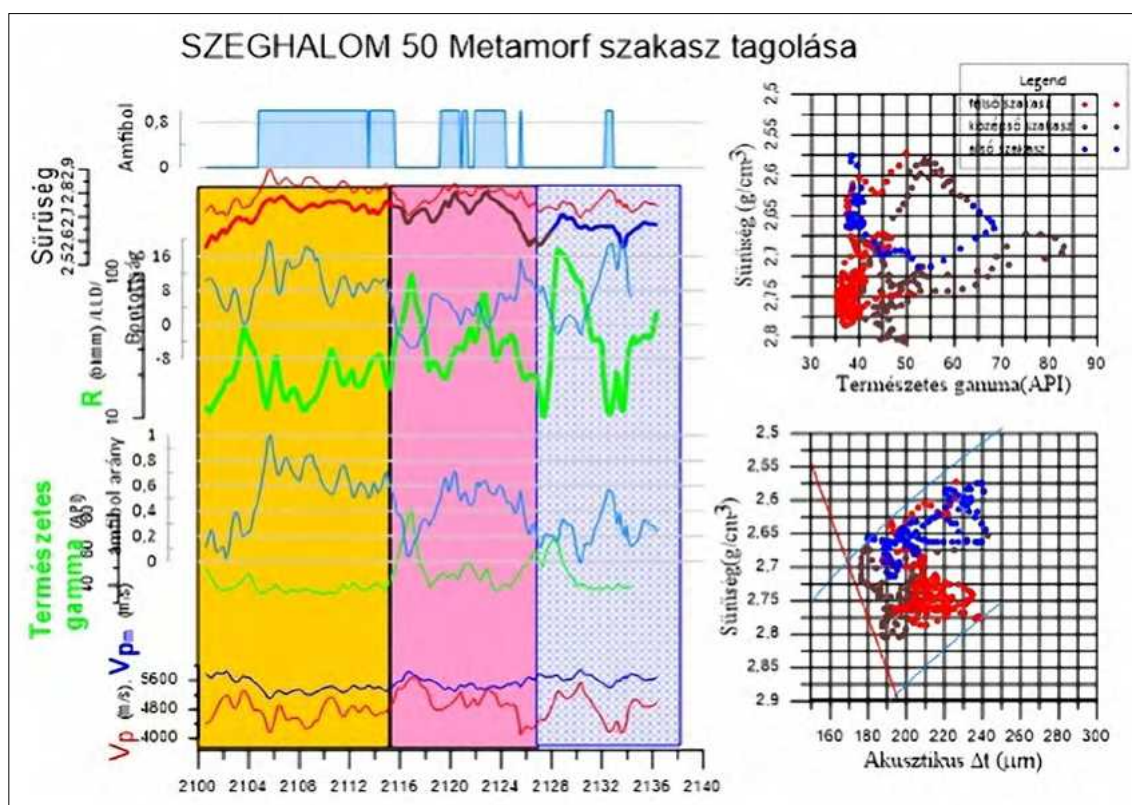
A 19. ábra a Szeghalom-50 fúrás metamorfit szakaszán a bontottsági index (piros) és az elektromos ellenállás (LLD) (kék) korrelációját mutatja be kiegészítve az akusztikus sebesség (zöld) és az SP-mérésgörbével. Szembetűnő, hogy a fordított skálán ábrázolt ellenállásgörbe jól korrelál

az akusztikus porozitásból és a természetes gammából számított bontottsági indexszel, vagyis valóban az agyagásványosodást fejezi ki.

Metamorf kőzetek litológiai komponensek szerinti értelmezése

A természetes gamma a sűrűség- és akusztikus mérések alapján két mátrixkomponens aránya lett számolva (amfibolarány) (20. ábra). A két komponens az amfibolitnak megfelelő $2,9 \text{ g/cm}^3$ sűrűségű, $195 \text{ } \mu\text{s/m}$ (5128 m/s) fajlagos terjedési idejű összetevő és a (vagy másként, a fizikai paraméterek szerint a felsőkéreg granitoidjainak) megfelelő $2,68 \text{ g/cm}^3$ sűrűségű, $172 \text{ } \mu\text{s/m}$ (5814 m/s). A mátrixkomponensek fizikai paraméterei a mérésadatokról felvett crossplot alapján lettek felvéve. Messze vannak az amfibolitra vonatkozó elméleti értéktől, viszont ha a sarokparaméter egy alapvetően granitoid összetételnek megfelelő kőzet, színes elegyrészekkel lényegében elvi értékek [10].

Ez alapján az amfibolitkomponens valójában amfibolos gneisznek felel meg. A sarokpont számított értéke, ami a méréspontfelhő érintő porozitásmentes pontok halmazát tartalmazó egyenes metszés pontja a porózus anyagnak megfelelő függvénygörbével. A mátrixkomponensek alapján a metamorfitot harántolt szakasz három részre osztható, ami az amfibol fejlécű szelvényen jelenik meg. A sűrűség mellett ugyanazzal a fejléccel a mátrix sűrűsége is meg lett jelenítve. Ugyanígy a mért V_p -vel együtt a számított mátrix V_p görbe is megjelenik (V_{pm}). A 20. ábrán látható a bontottság ($\text{atan}(\text{SPOR RZ}/\text{GR})$). A görbék alapján az amfibolszakaszokon kisebb az ellenállás, nagyobb a bontottság, nagyobb a mátrixra jellemző sűrűség, viszont ki-



20. ábra | Litológiai komponensek számítása a metamorf anyagú aljzatban mélyfúrásgeofizikai mérésekből
Figure 20 | Calculation of lithological components in the metamorphic material substrate from well logs

sebb a mátrixsebesség. A gneiszkomponensre nagyobb természetes gamma, nagyobb mátrix sebesség, de kisebb sűrűség jellemző.

Korreláció mélyfúrás-geofizika alapján

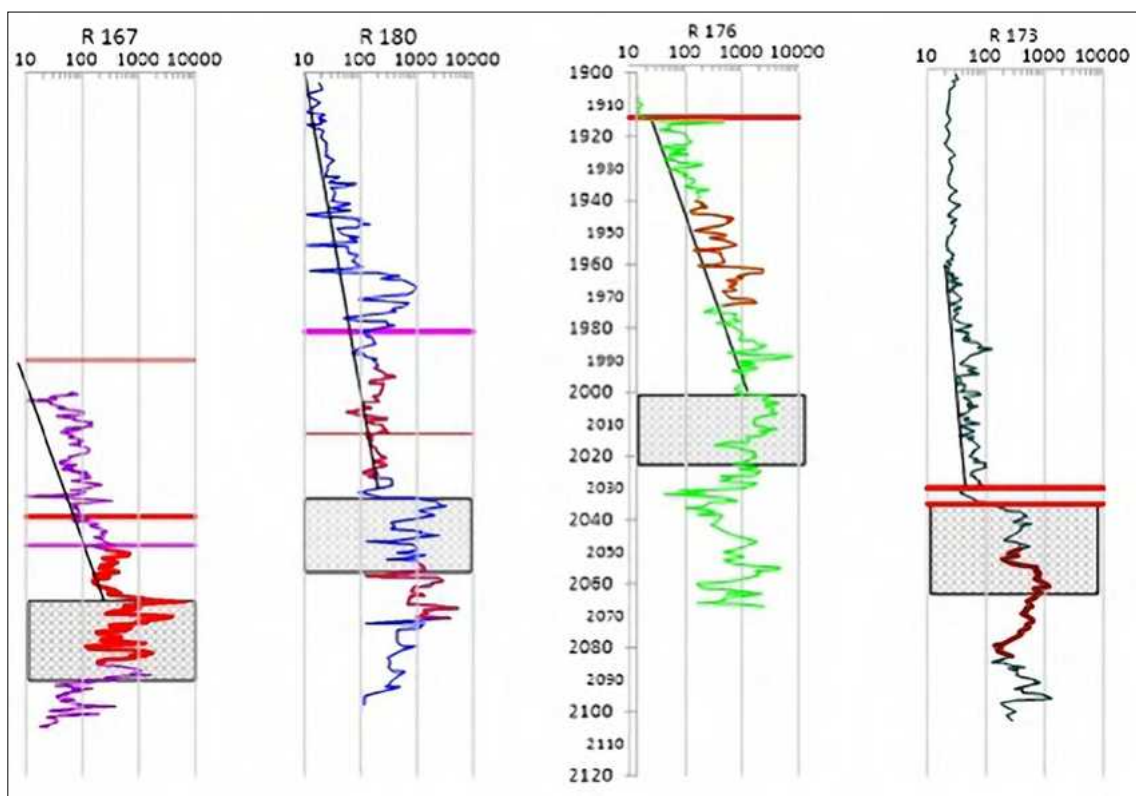
Üledékes környezetben a rétegleírásból kapott információk alapján a fúrásokat korrelálni lehet egymással, alaphegységi kőzetekben ez nem annyira egyértelmű. A korrelációhoz szükséges valamilyen rétegszerű alakzat. Ilyen lehet a felszínközeli bontottsági zóna. A szálban álló aljzat legfelső zónája különösen érintett lehet a felszíni mállási folyamatok által, amely a szeizmikus sebesség alapján nem különül el egyértelműen a fedő üledékes kőzettől. Az ellenállásgörbén a konszolidációs trend azért látható, mert a bontott alaphegységi kőzet belső fajlagos felülete kisebb, mint a felette lévő üledékes kőzeteké, így nagyobb az elektromos ellenállása [18].

Az ellenállásgörbék alapján a bontottsági zónát fel lehet osztani egy felszíntől induló mélységrenddel jellemezhető fellazulási trendre és a felszíni hatásoktól közvetlenül nem érintett részre. Feltételezhető, hogy a felszínről induló bontási hatások nagy valószínűséggel mindenhol hasonló mélységig értek le. Ezért a valószínű tektonika megállapításához mélységrendek alatti felszíni hatásoktól nem érintett kőzet tetejét használtuk. A 21., 22. ábrán sraffozott téglalappal jelöltük a legfőbb korrelálható elemet. Ha a mért görbéket mélység szerint egy szintbe toljuk el úgy,

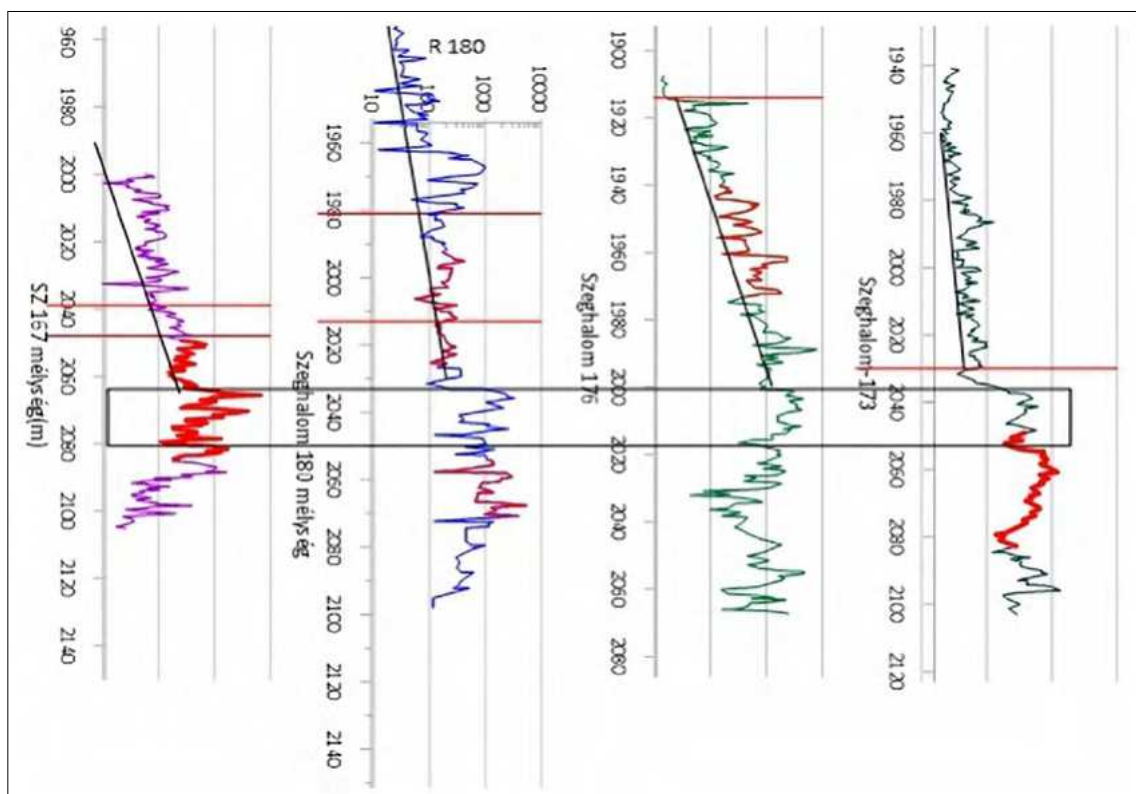
hogy bejelölt elemek egy szintbe essenek az eltolás mértékéből megkapjuk a vélt vertikális tektonikai elmozdulás mértékét (22. ábra).

A variszkuszi tető megállapítása magvizsgálatok alapján meglehetősen bizonytalan, mivel egyedül a 180-as fúrásban van egy 20 cm-es magdarab, amely a bádeni-variszkuszi határt bizonyítja. (Meg kell említeni azonban, hogy ez alatt 10 m maghiány van, mert a kőzet rossz állékonysága miatt nem lehetett folytatni az 1. sz. mag fúrását.)

Az 21. ábra alapján megállapítható, hogy a fúrómaggal vizsgált szakaszok (a görbéken piros színnel jelölve) más-más részét mintázzák meg a mállási övnek, ezért az ilyen alapú korrelációjuk önmagában nem elvárható. Ebből a szempontból érdemes megvizsgálni a 167-es és a 173-as fúrások közti korrelációt. Megemlítjük, hogy önmagában a mélyfúrás geofizika alapján meghatározható variszkuszi tető meghatározás is bizonytalansággal terhelt, mivel az alaphegységi kőzet fellazulási trendje hasonló a fedő miocén bádeni, főleg metamorf törmelékből álló homokkő felfelé finomodó összletként értelmezhető ellenállás-csökkenési trendjéhez. A 21. ábrán látható, hogy a 167-es és 176-os fúrásban a fellazulási trend szinte ugyanazzal a függvénnyel írható le. A 180-as fúrásban és a 173-asban az utóbbi mélységrendje egyértelműen már üledékre utal, míg az előbbi egy erősen fellazult, de szálban álló kőzetre.



21. ábra Korreláció ellenállásgörbék szerint
Figure 21 Correlation between wells according to resistivity curves



22. ábra A görbekorreláció szerint legvalószínűbb neotektonikai elmozdulások rekonstruálása
Figure 22 Reconstruction of the most likely neotectonic displacements according to the curve correlation

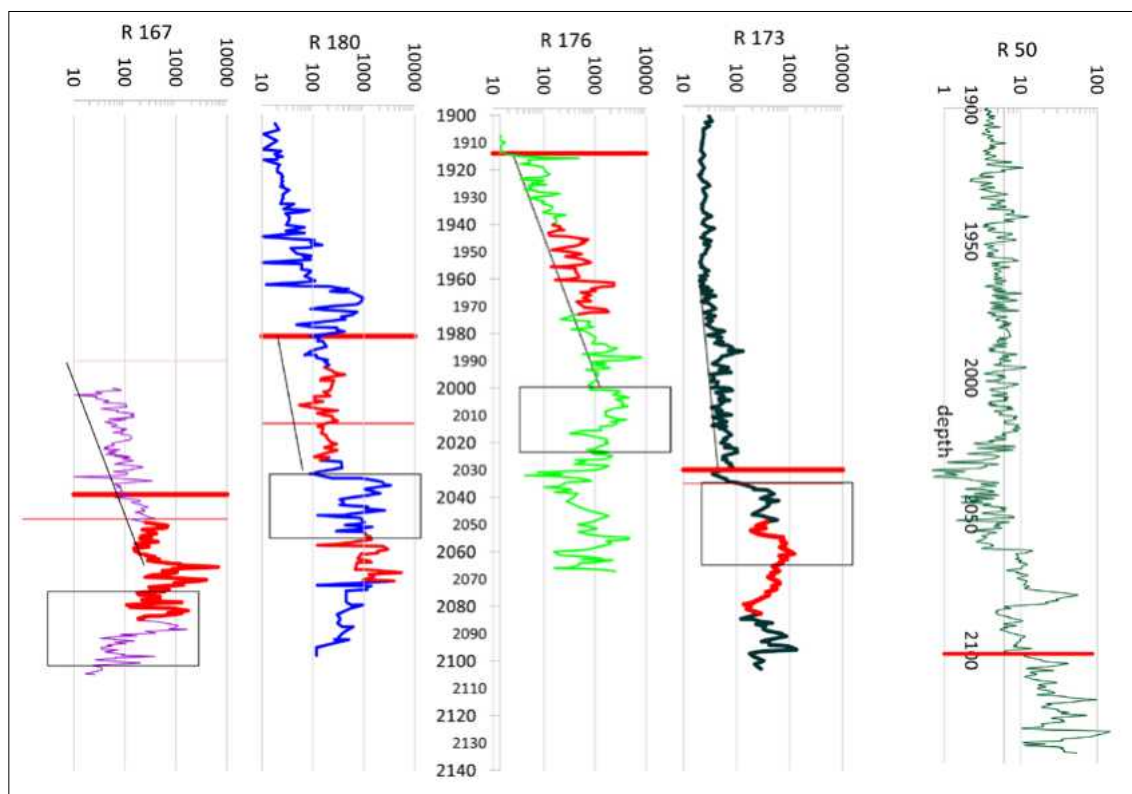
Mind a négy fúrásnál megfigyelhető, hogy a téglalappal megjelölt szint alatt, a fúrás talpa felett fellazulásra utaló ellenállás minimum található. A 167-es és 180-as fúrásban ez lefelé csökkenő ellenállástrendet jelent. Fúrás mélységben ez a 167-esben a 2090–2105 m mélységközt jelenti, a 180-asban pedig a 2070–2100 m szakaszt. A 176-os és a 173-as fúrásban a másik kettőhöz hasonló helyzetben szintén található a téglalappal jelölt egység alatt szintén megtalálható lefelé csökkenő ellenállástrend, azonban ez csak a 173-asban egyértelmű 2060–2080 m között. A 176-os fúrásban ez csak akkor áll össze trenddé, ha 2010–2030 m közt vesszük. Sokkal dominánsabb jelenség mindkét fúrásban az említett trendek alatt található, lefelé ellenállás-növekedési trend, amely inkább kompresszióra feltolódásra utal. A 176-os fúrásban 2030 m-nél tételezhető fel, hogy vető harántolja a fúrást a 173-asban pedig 2080-ban. A két fúrásban csak akkor tartozhat össze a két vető, ha azok közel horizontálisak, azaz egy korábbi tektonikára utalnak.

Az eredeti négy fúrást korreláltuk a Szeghalom–50 fúrással. A Szeghalom–50 fúrás metamorfitot harántolt szakasza 2100 m alatt kezdődik. Az értelmezés szerint a metamorfit felső része döntő részben „amfibolit”, és az alsó részen 2126 m-től lefelé gneiszt harántolt.

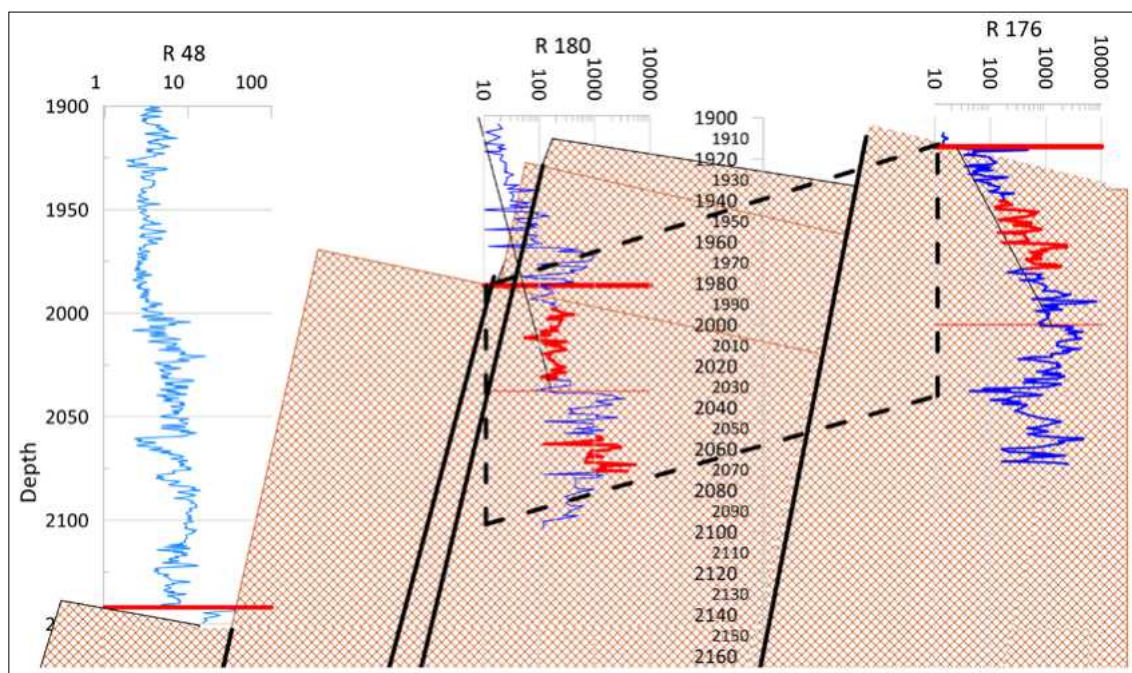
A vastag piros vízszintes vonalak a variszkuszi tetőt jelzik. A 23. ábrán az Sz–176, Sz–173 fúrások és az Sz–50 esnek egy vonalba a valóságban. Feltűnő, hogy az Sz–173 fúrásban a téglalappal jelölt egység felett rögtön az üledé-

kes összlet következik kis gradiensű konszolidációs trenddel, azaz hiányzik a metamorfit bontottsági övének konszolidációs trenddel jellemezhető része. Ebből következtethető, hogy az általános az Alföld aljzatának lesüllyedésével kapcsolatos tektonikához igazodva meredek vetődések sorozatával magyarázható a korreláció.

A 24. ábrán az Sz–180-as fúráshoz közeli Sz–48 fúrással együtt az Sz–50, Sz–180, Sz–176 korrelációs vonalon található elektromos ellenállás-görbék alapján jelenítettük meg a normál vetők eredményeként kialakult lépcsőzetes aljzati geometriát. Ábrázolásunk szerint az Sz–50 fúráson a metamorfit fölött diszkordanciával következik az üledékes kőzetösszlet, nincs átmenet. Az Sz–180 fúrás valószínűleg egy meredek vető közvetlen közelében helyezkedik el, és valószínűleg az harántolta is. Az Sz–176 fúrásban a bontottsági zóna fellazulási trenddel jellemezhető felső része vastag, valószínű ez a fúrás nem harántolt nagyobb meredek vetőt. Valószínű, hogy a lépcső tetejéhez közel vastagabb az aljzaton belüli bontott zóna felső része, miközben a lépcsők tövében a klasztikus üledékes kőzet összlet vastagabb. A bádeni homokkőösszlet alsó része eszerint nagyon közelről származó metamorfittörmelék, viszont a felső rész messzebből szállított. Ezt a 17. ábra crossplotja támasztja alá, aminek értelmében a metamorfit anyagú üledékes kőzetben a látszólagos porozitással csökken a természetes gamma. A távolabbról szállított üledékből származó kőzetekben ez fordítva van (ezért lehet a természetes gamma agyagindikátor távol a forráskőzetektől). Az így felvázolt



23. ábra Korreláció a Szeghalom–50 fúrással mint pillérfúrással kiegészítve
Figure 23 Correlation with the well Szeghalom–50 as a pillar well



24. ábra | A szeghalmi fúrásokból következtethető tektonikai stílus
Figure 24 | Tectonic style inferred from the boreholes at Szeghalom

tektonikai stílus a rezervoár szerkezete szempontjából lényegében azt jelenti, hogy az alaphegységi kőzetekben egy nagyobb rezervoár sok, egymással viszonylag gyenge hidraulikai kapcsolatban lévő kis rezervoárokból áll.

A vastag vízszintes piros vonal jelzi a variszkuszi tetőt, a vastag fekete vonalak jelzik a feltételezett meredek vetőket. Az ellenállásgörbéken pirossal van jelölve a maggal vizsgált szakasz.

Összefoglalás

A szeghalmi területen folyamatos magfúrással mélyült Sz-167, -173, -176, -180. fúrásokban, 33,5 m, 27 m, 29,3 m, 49,9 m vastagságban feltárt variszkuszi felszíni, felszínközeli metamorf kőzetmagok és a fúrások teljes hosszán mért karotázsmérések a jelenlegi állapotot tükrözik.

A fúrások metamorf képződményei heterogén jelleget mutatnak, a kőzettípusok vertikális váltakozása, az eredeti metamorf ásványok különböző mértékű retrográd átalakulása, kémiai mállása, a sokféle tektonikai mozgás által kiváltott elmozdulások, vetődések, gyakori töréses szerkezeti formák miatt.

Közel függőleges vetődések következtében jelentős mértékű fizikai fellazulás a magfúrásra alkalmatlan, rossz állékonyságú szakaszokon történhetett meg, elmozdulást eredményezve és a vetőbreccsának tekinthető breccsásodott sávokban.

A szeghalmi terület egészére vonatkozó meredek dőlésű vetődések túlsúlya kulcsfontosságú lehet az aljzat szerkezeti helyzetének kialakításában.

Nyírásszerű mozgások is szerepet játszhattak a kőzetek bizonyos mértékű felaprózódásában, elmozdulásában.

A retrográd metamorfózis és az egykori fedetlen felszíni kitértség miatti mállási folyamat egyaránt az ásványok kémiai mállását eredményezte, az utóbbi főleg a földpátok kémiai lebontását, agyagásványosodását.

A metamorf aljzat bontottsági öv alatti fellazult zónáinak kialakulása főleg a neogén előtti tektonikai mozgások következménye lehet, amelyek megelőzhatték a miocén üledékes kőzetek kialakulását. Erre utalhat a szeghalmi kristályos aljzat és a közvetlen rátelepülő miocén üledékes kőzetek eltérő töréses tektonikai igénybevétele. Egybeeshettek a Tiszai főegység alsó miocénben, a jelenlegi helyére történő megérkezése előtti takaróképződéssel járó globális tektonikai mozgásokkal.

A Pannon-medence süllyedése során, amely az Alpi kompressziós tektonika után történt, az Alföldön elsősorban extenziós jellegű tektonika történt, ezért a neogénban nem valószínű, hogy a térségben feltolódásos jellegű tektonika lett volna. A takaróképződésnek a miocén előtt kellett létrejönnie. Általánosságban, ha megfelelően hosszú mélységszakaszt fúrtak volna, takaróképződés során rétegismétlődést kellene látnunk. Ezt fúrásban csak kevés helyen igazolták, mert az aljzatba csak kevés helyen fúrtak bele olyan hosszúságban, hogy ez egyértelmű legyen. Az egyik kivétel a Sáránd-1 fúrás, ahol 924 m vastagságban feltárt metamorfit összlet után megint mezozoós rétegek következtek. A Battonyai-hát területén több helyen a mezozoikumon belül van réteggösszlet-ismétlődés. A miocénben az andezites vulkánosság befejeződése után kezdődött a medence süllyedése. A süllyedés során elsősorban

meredek dőlésű vetők jöhetnek létre, ami lépcsőzetes alaphegységi domborzatot hozott létre, és ennek következtében a rezervoár erősen széttagolt, hidraulikailag egymással gyenge kapcsolatban álló részekből áll.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönik szépen dr. Bodoky Tamás főszerkesztőnek az előzetes véleményezését tanácsait, a bírálók és a tisztelt Szerkesztőbizottság és a technikai szerkesztő munkáját.

Szili Györgyné: Részemről hálás köszönet illeti Lukács Andreát és Nusszer Andrást, akik részt vettek az Sz-167, -173, -176. fúrások ásványos összetételének vékonycsiszolati meghatározásában, Tasnádi Eleonórárt és Kiss Sándort néhány kőzetminta röntgenvizsgálataért, Hámor Nándornét a 8. ábra megrajzolásáért és Kakuk Zénó unokámat az 1. ábra digitalizálásáért. Szeretettel gondolok férjemre a hasznos tanácsaiért, bírálatáért.

A tanulmány szerzői

Zilahi-Sebess László, Szili Györgyné

Rövidítések

Akdt, dt – fajlagos akusztikus hullámterjedési idő ($\mu\text{s}/\text{m}$)
 $A_{k_{\text{por}}}$, SPOR RZ – az akusztikus dt-ből számított porozitás
 GR – Gamma Ray ($\mu\text{R}/\text{h}$)
 TG – Természetes Gamma ($\mu\text{R}/\text{h}$)
 Fiads – adszorpciósan kötött vízzel kitöltött porozitás
 V_p – akusztikus kompressziós hullámterjedési sebesség

Jegyzetek

¹⁾ Ha az üledékes vagy a magmás és metamorf kőzetek átlagos ásványszemcséit átlagos fajlagos akusztikus hullámterjedési idővel (dt) jellemezzük, az nagyjából a homokszemcsékre jellemző, körülbelül $170 \mu\text{s}/\text{m}$ (kb $6000 \text{ m}/\text{s}$ sebesség). Ha az ásványszemcsé sűrűségéből számítunk porozitást, akkor a homok és az agyagszemcsék sűrűségét egyenlőnek véve kapjuk a sűrűségporozitást. Agyag esetében a sűrűségporozitás a kapillárisban kötött porozitást jelenti, amely azonban nem tartalmazza az adszorpciós víz által elfoglalt pórustérfogatot, amit úgy is lehet tekinteni, mint a homokok esetében az effektív porozitást. A homok és a bontatlan metamorf és magmás kőzetek esetében a sűrűségéből számított porozitás, az effektív porozitás megegyezik a totálporozitással, mert egyéb vízzel kitöltött pórustér nincs. Adszorpciós vízmentes kőzetek esetében ugyanez vonatkozik az akusztikus dt-ből számított porozításra is.

Az agyagszemcsék fajlagos akusztikus hullámterjedési ideje (dt) az adszorpciós vízzel kitöltött porozitással számítva az akusztikus porozitást számító képlet inverze alapján adódik, ha tudjuk mennyi az adszorpciós víz tartalma egy agyagásványszemcsének. Ha az agyagásványok ($2,62 \text{ g}/\text{cm}^3$) szilikátvázának sűrűségét a csillámokéval egyenlőnek (kb. $2,9 \text{ g}/\text{cm}^3$) vesszük, akkor kb. 15% Fiads-nál, kb. $265\text{--}285 \text{ ms}/\text{m}$ dt adódik ($3500\text{--}3800 \text{ m}/\text{s}$ sebesség) a szemcsékre jellemző fajlagos terjedési időre.

²⁾ A prekambrium szerepel az eredeti leírásban a jelenleg helyesnek tartott paleozoós variszkuszi megnevezés helyett.

Hivatkozások

- [1] Albu L., Pápa A. (1992): Application of high-resolution seismics in studying reservoir characteristics of hydrocarbon deposits in Hungary. *Geophysics*, 57/8, 1068–1088.
- [2] Magyarország prekainozoos medencealjzatának földtana, Magyarázó „Magyarország prekainozoos földtani térképéhez” (1:500000) Szerkesztette: Haas János, Budai Tamás. Írta: Haas János, Budai Tamás, Csontos László, Fodor László, Konrád Gyula, Koroknai Balázs, 2014.
- [3] M. Tóth T. (2008): Repedezett metamorf fluidumtárolók az Alföld aljzatában. MTA doktori értekezés.
- [4] M. Tóth T., Redlerné Tátrai M., Kummer, I. (2008): A Szeghalom környéki metamorf aljzat kiemelkedés szerkezetfejlődése és felépítése kőzettani és szeizmikus adatok alapján. *Magyar Geofizika*, 49/4.
- [5] Szili Gy.-né (1988a): Jelentés a Sz-167, -173, -176. sz. paraméterfúrások 13 db magintervallumból származó mintáinak kőzettani vizsgálatáról. OKGT Kézirat. 74 o. +melléklet
- [6] Szili Gy.-né (1988b): A szeghalmi Halom-1 szénhidrogéntelepet felépítő kőzetek repedezettségének vizsgálata. *Kőolaj és Földgáz*, 21. (121.) évf., 10. sz. 306–311.
- [7] Szili Gy.-né (1989a): Jelentés az Sz-180 sz. paraméterfúrás 9 db magintervallumból származó mintáinak kőzettani vizsgálatáról. OKGT Kézirat. 59 o. + melléklet
- [8] Szili Gy.-né (1989b): A metamorf tárolókőzet petrográfiai jellemzése a Halom-1. (Szeghalom) telepben mélyített paraméterfúrások anyagai alapján. *Kőolaj és Földgáz*, 22. (122.) évf., 7. sz. 201–207.
- [9] Szili Gy.-né (2022): Variszkuszi aljzat töréses szerkezeti formái a szeghalmi kutatási területen. – *Magyar Geofizika*, 63/1, 34–44.
- [10] Western Atlas Log Interpretation Charts
- [11] Zilahi-Sebess L. (2009): A repedezettség hatása a mélyfúrás-geofizikai mérésekre. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2009.
- [12] Szongoth G., Hegedűs S., Zilahi-Sebess L., Buránszkij, Perlaky F. (2009): Kőzetállapot-előrejelzés mélyfúrás-geofizikai mérések alapján. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2009.
- [13] Szongoth G., Zilahi-Sebess L., Szűcsi P. (2003): Mélyfúrás-geofizikai mérések a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2003.
- [14] Zilahi-Sebess László, Rigler György, Szongoth Gábor (2000): Division of the weathering crust of the Üveghuta granite based on well logging data (Az üveghutai gránit mállási kérgének tagolása mélyfúrás-geofizikai adatok alapján). Annual Report of the Geological Institut of Hungary, 1999 (A Magyar Állami Földtani Intézet Jelentése 1999-ről), 2000, pp. 213–224.
- [15] Zilahi-Sebess László, Mészáros Ferenc, Szongoth Gábor (2000): Characterisation of fracture zones in granite, based on well-logging data (A gránit töréses öveinek jellemzése mélyfúrás-geofizikai adatok alapján az üveghutai telephelyen). Annual Report of the Geological Institut of Hungary, 1999 (A Magyar Állami Földtani Intézet Jelentése 1999-ről), 2000, pp. 253–266.
- [16] Zilahi-Sebess László: Mélyfúrás-geofizikai adatokból kapott geomechanikai paraméterek összevetése laboratóriumi adatokkal és a magmintatöredezettség-adatokkal az

- üveghutai mélyfúrásokban (A kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Az R. 4. 09/94 PHARE-projekthez kapcsolódó földtani kutatás, 2001, Budapest, Geo-Log Kft. p. 10)
- [17] Mészáros Ferenc, Zilahi-Sebess László (2001): Compaction of the sediments with great thickness in the Pannonian Basin (Nagy vastagságú üledékek kompakciója a Pannon-medencében), 2001. Budapest Geophysical Transaction, Vol. 44 No. 1, pp. 21–48.
- [18] Zilahi-Sebess László, Mészáros Ferenc (2002): Mélyfúrás-geofizikai módszerfejlesztés. Repedezett kristályos elsődleges porozitással nem rendelkező kőzetek vizsgálata II. (Mélységi paraméter változási trendek. Jelentés a 2002. évi feladatok megvalósításáról, Budapest, 2001, MGSZ Adattár)
- [19] Szongoth Gábor, Zilahi-Sebess László, Szücsi Péter (2004): Geotechnikai jellemző (RMR) meghatározása mélyfúrás-geofizikai mérésekből, 2004. Jelentés az RHK. Kht. és a Bátoratom Kft. megbízásából. Kézirat Geo-Log Kft., Budapest.

Gyémántlelőhelyek Jakutiában

Kiss J.

Szabályzott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága (SZTFH), Földtani Igazgatóság,
1123 Budapest, Alkotás utca 50.
E-mail: janos.kiss@sztfh.hu

A közelmúltban a „Természetismeret” internetes weboldalon¹⁾ futottam bele egy írásba, amely régi emlékeket hozott fel bennem. A cikk a jakutiai „Mírnij” (azaz Békés) településen található „Mír” (Béke) nevű kimberlitbányát mutatta be. Diplomagyakorlatom idején jártam Jakutiában, Mírnijben, a Mír kimberlitbányánál és még néhány másik kimberlitkürtő külfejtésénél is... 1986-ban szakdolgozatomat a kimberlitkürtők geomágneses kutatásáról írtam. A kimberlit²⁾ a természetes gyémántok elsődleges anyakőzete, azaz ez a kőzet volt a gyémántkutatás fő célpontja, a távoli Jakutföldön, a tundra-tajga határzónájában, az örökké fagyott altalaj birodalmában. Fontos ásványi nyersanyag egy emberek által alig járt/lakott területen, azaz „vad természetnek lágy ölében”. (A mérési terület megközelítése Tu-154, illetve AN-2 repülőgépekkel, majd Mi-8 helikopterrel és „mindenjáró” láncfalpas terepjáróval történt, csak hogy jellemezzem a távlatokat és a lehetőségeket.)

1980-as években járunk, nincs GPS, nincs okostelefon, nincs internet és nincs digitális fényképező, nem volt Google Earth és a személyi PC-k akkor kezdtek kifejlődni,³⁾ valamint ekkortájt jelentek meg az első kisebb, kézi programozható zsebszámológépek. Ezekben az időkben a terület zártsága (titkossága) miatt tilos volt fényképezni a kimberlitbánya környékén (ezért nem volt saját fotóm a kürtőről), s gyakorlatilag minden elérhető földtani, geofizikai és földrajzi térkép titkosnak minősült, vagy titkosítva volt (például nem volt rajta koordináta, csak néhány „szálkereszt”). A kimberlitkürtők neveire csak kezdőbetűvel volt szabad hivatkozni. A dolog érdekessége, hogy erre a területre a szovjet diákokon kívül, csak a testvéri szocialista országok diákjai mehettek gyakorlatra, mindenki másnak a terület zárva volt.

A másik érdekesség – ez már szakmai szempontból –, hogy a kutatási terület egybeesett a szibériai trappbazaltok⁴⁾ elterjedési területével. Mivel mindkét kőzet – a kimberlit és a bazalt is – mágneses, adódott, hogy a legolcsóbb geofizikai módszernek, a mágneses módszernek fontos szerepe volt/lett a gyémántkutatásban. Ennek alapja az eltérő mágnesezettség, eltérő geometria és az eltérő mélységi elhelyezkedés volt. Ezeknek a paramétereknek fontos szerepe volt a részletező geomágneses kutatásban. A továbbiakban, a tanulmányban a kimberlit-, a gyémánt- és a nyersanyagkutatás mellett leginkább a saját emlékeim jelennek meg, néhány újonnan végzett modellezési eredménnyel.

Kiss, J.: Diamond deposits in Yakutia

Recently, I came across a report on the website “Természetismeret” (Nature Studies) that brought back old memories. The article presented the “Mír” (Peace) kimberlite mine located in the Yakutian settlement of “Mírnij” (i.e., Peaceful). During my diploma internship, I visited Yakutia, Mírnij, the Mír kimberlite mine, and even a few other kimberlite pipe open pits... In 1986, I wrote my theses on geomagnetic research of kimberlite pipes. Kimberlite is the primary source rock for natural diamonds, which means that this rock was the main target of diamond exploration in the remote Yakutia region, on the border between the tundra and the taiga, in the realm of permafrost. It is an important mineral resource in an area rarely visited or inhabited by humans, i.e., in the “gentle embrace of wild nature”. (The measurement area was approached by Tu-154 and AN-2 aircraft, then by Mi-8 helicopters and all-terrain tracked vehicles – just to give you an idea of the scale and possibilities.)

It's the 1980s, there's no GPS, no smartphones, no internet, and no digital cameras. Google Earth didn't exist, personal computers were just starting to develop, and the first small, handheld programmable pocket calculators were appearing on the market. At this time – due to the restricted nature (confidentiality) of the area – photography was prohibited in the vicinity of the kimberlite mine (which is why I did not have my own photo of the pipe), and virtually all available geological, geophysical, and geographical maps were classified or redacted (for example, they did not show coordinates, only a few “crosshairs”). The names of the kimberlite pipes could only be referred to by their initial letters. It was interesting also that, apart from Soviet students, only students from fraternal socialist countries were allowed to go to this area for practical training; the area was closed to everyone else.

Another interesting fact – from a professional point of view – is that the research area coincided with the distribution area of Siberian Trapp basalts. Since both kimberlite and basalt are magnetic, it was natural that the cheapest geophysical method, the magnetic method, played an important role in diamond exploration. This was based on their different magnetization, different geometry, and different depth locations. These parameters played an important role in detailed geomagnetic exploration. Beyond kimberlite, diamonds, and raw material research, this study will mainly focus on my own memories, with some newly completed modelling results.

Beérkezett: 2025. november 18.; elfogadva: 2026. március 2.

Néhány kép és részlet az internetes cikkből

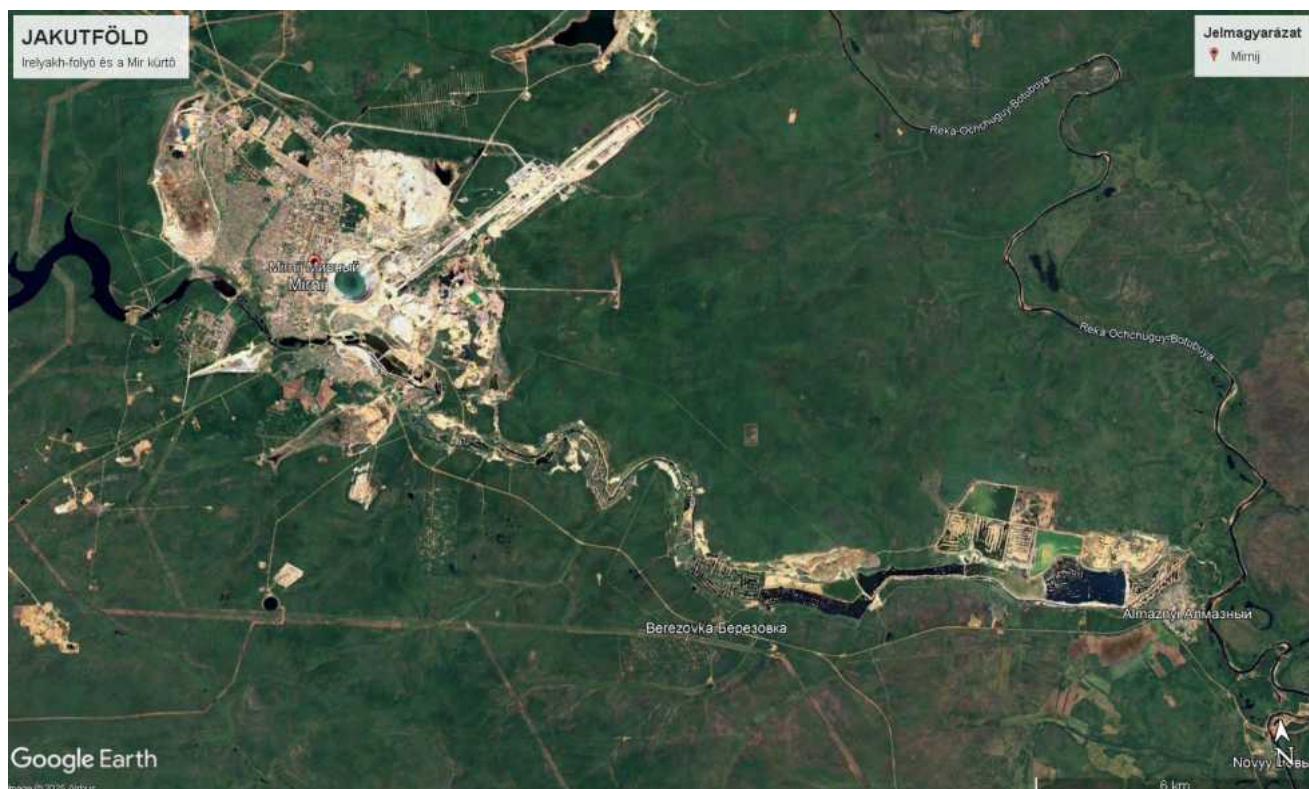
„Szibériában, egészen pontosan Jakutföldön, Oroszország távoli részén, hátborzongató lyuk tátong: a Mírnij nevű település⁵⁾ mellett egy kimberlitbánya. Az 525 méter mély és 1,2 km széles gödör a világ negyedik legnagyobb bányáját rejt, és egyben a világ egyik legnagyobb üregét, amelyet valaha ember készített. Nem véletlenül nevezik a gödröt a Földünk legmélyebb sebének.”



1. ábra | Légi felvétel a külfejtésről, a bányagödörről
Figure 1 | Aerial photograph of the open pit mine



2. ábra | Űrfelvétel a bányagödörről és a környező településről
Figure 2 | Aerial photograph of the mine pit and the surrounding settlement



3. ábra | A kibányászott Mír kimberlitkürtő a Google Earth felületén is azonosítható (balra Mírnij település benne a Mír kimberlitkürtő, jobbra az Irtyakh folyó⁶⁾ menti torlatkitermelés nyomai az Almaznij (magyarul Gyémántos) nevű településsel)
Figure 3 | The mined Mir kimberlite pipe can also be identified on Google Earth (on the left is the town of Mirny, inside the Mir kimberlite pipe, and on the right are traces of tailings mining along the Irtyakh River, with the town of Almazny, meaning “Diamond”)

A kimberlit egy vulkáni kőzet, a peridotit ritka változata. Leggyakrabban a gyémánt-előfordulások fő kőzetmátrixa. Nevét a dél-afrikai Kimberley városáról kapta, amely a jól ismert „Big Hole” kimberlitkürtő otthona. A dél-afrikai Pretoria közelében lévő Cullinan gyémántbánya egy másik példája a nemzetközileg elismert kimberlitkürtőknek.

Számos kimberlit répaalakú, függőleges benyomulásként helyezkedik el, magyarul kürtő, angolul „pipe”, oroszul „трубка” (trubka) néven. Ez a klasszikus répaforma a kimberlitmagma összetett felemelkedési folyamata miatt alakul ki, amely a rendszerben jelenlévő nagy mennyiségű CO₂-nek (alacsonyabb mennyiségű H₂O-nak) köszönhető, amely a felszínhez közeledve egy bizonyos lehűlési szint és függőleges kőzetnyomás-csökkenés után, a forráspont elérésekor robbanásszerű kitörést eredményez.

A felszín 1,5–2 km-es körzetében a nagy nyomású magma felfelé robban, és kúpos-hengeres diatrémává tágulva a felszínre tör. A felszíni morfológia a kürtők idős kora miatt ritkán őrződik meg, de általában egy maar vulkánhoz hasonlít. A kimberlit feláramlási csatornák vékonyak lehetnek (1–4 méter), míg felszínközeli a kürtők átmérője 75 méterről 1,5 kilométerig terjedhet.

A bánya formája nem véletlen, hiszen a gyémántok elsődleges anyakőzete a kimberlit, amely kürtő, azaz tölcser-



4. ábra | Mírnij település és a „Mír” kimberlitbánya (Nyugat felől)

Figure 4 | The settlement of Mirny and the Mir kimberlite mine (from the west)



5. ábra | Mírnij település és a „Mír” kimberlitbánya (Északnyugat felől)

Figure 5 | The settlement of Mirny and the Mir kimberlite mine (from the northwest)



6. ábra | A gödör közelebről (ijesztő mélységgel), 8–10 emeletes házakkal

Figure 6 | A closer look at the pit (at a frightening depth), with 8–10-story buildings



7. ábra | A bányagödör és az emberi település vékony rétege a felszínen

Figure 7 | The mine pit and the thin layer of human settlement on the surface

szerű formában jelenik meg a földkéregben (1.– 7. ábra). A kőzet leművelésekor egy lefelé fokozatosan csökkenő átmérőjű bányagödör alakul ki. A levegőből, repülőgépről vagy helikopterből nézve a gödör – az ívelt panoráma mellett – olyan látványt nyújt, mintha egy meglékelt dinnyét látnánk.

„Mírnij városának kb. 30 000 lakója az északi sarkkör közelsége és a kietlen, távoli fekvés ellenére viszonylagos jólétet élveztek a bánya miatt. Ezen a helyen nyáron a Nap 20 órán keresztül van fenn az égbolton, ennek ellenére az átlaghőmérséklet $-20 \div -30$ °C. A várost 1955-ben alapították, miután egy expedíció nagy mennyiségű torlatgyémánt-

tot (Ileryakh folyó) és annak elsődleges anyakőzetét, a kimberlit nevű kőzetet, pontosabban a „Mír”-nek elnevezett kimberlitkürtőt megtalálták. A kimberlit egy alkáli magmás kőzet, a Föld elsődleges gyémántlelőhelyei szinte kizárólag ehhez a kőzettípushoz kapcsolódnak.

A település szinte összes épülete acéloszlopon nyugszik, vagy mélyebben helyezkedik el, ott, ahol a permafroszt-réteg⁷⁾ már nem tud felolvadni. Ma már nemcsak a bánya van használaton kívül, de a légtér is le van zárva a légi közlekedés elől, a balesetek elkerülése céljából. A kimberlit-bányát 2011-ben végleg bezárták.”

Kutatási előzmények

1941-ben nyár elején az Irkutszki Egyetem diákjai⁸⁾ a felderítetlen Jakutia (a Közép-szibériai-fennsík,⁹⁾ 8. ábra) területének megkutatását tervezték. A világháború közbeszólt, de 1946 tavaszán a Tunguzka-expedíció elkezdte a kutatásokat, elsősorban a folyók mentén, ahol a torlatokat vizsgálták arany és drágakövek, például gyémánt után kutatva. Körülbelül 1 évre rá, megtalálták az első igen apró gyémántkristályokat. A kutatásokat 1949-ben a Viljui folyó irányába kiterjesztették. Ennek az expedíciónak a neve Amaka-expedíció¹⁰⁾ lett. Ez az expedíció, a Viljui középső folyása mentén, a nyár folyamán 25 gyémántkristályt talált. Ez egyértelmű jele volt annak, hogy valahol a közelben az anyakőzet, a kimberlit is jelen van. Ezzel kezdődött a Jakutföld gyémántlelőhelyek kutatásának története.

1950-re az Amaka Geológiai Expedíció kutatói tovább kutatva a Közép-szibériai-fennsík területén, több helyen is gyémántot, valamint piropot¹¹⁾ (élénkpiros színű gránatkristályokat) találtak, például a „Marha” – a Viljui folyó bal oldali mellékfolyója és később 1951-ben a „Morkoka” – a Marha folyó jobb oldali mellékfolyója torlatásványai között.

1951 nyarán, az egyetem elvégzése után Nyikolaj Bobkov¹²⁾ az Amaka-Expedícióban kezdett dolgozni. Akkorra már több ezer torlatból származó kisebb-nagyobb gyémántkristályt találtak, de nem sikerült megfejtetni, hogy honnan kerülhetett be a gyémánt a folyók torlataiba. A gyémántok aprólékos morfológiai elemzése alapján megállapította, hogy a gyémántok bölcsője – a legnagyobb méret és legkevésbé koptatott gyémántok alapján – a Malo-Botuobija (a Viljui bal oldali mellékfolyója) medrében vagy annak környékén keresendő.

1952-től kezdődött a terület földtani felmérése, megkutatása, több szovjet földtani kutatóintézet által, a gyémántok eredetének és forráskőzetének meghatározására. 1954-ben találták meg az első, „Z” nevű¹³⁾ kimberlitkürtőt, s ennek hatására indult meg a kimberlitkürtők szisztematikus földtani és geofizikai kutatása a Malo-Botuobija és a Daldin-Alakit¹⁴⁾ elnevezésű kutatási területen (8. ábra).

A kutatások eredményeképpen 1955 folyamán további 7 kimberlitkürtőt azonosítottak, amelyek közül az egyik a „Mír” elnevezésű kimberlitkürtő volt (1. ábra), amelyre az Ileryakh folyó gazdag torlatgyémántjai hívták fel a figyelmet (3. ábra). 1961 és 1963 között további 2 kürtőt



8. ábra A Közép-szibériai-fennsík – a szakmai gyakorlat két kutatási területe (1 – Malo-Botuobija, 2 – Daldin-Alakit)
Figure 8 Central Siberian Plateau — two research areas for professional practice (1 – Malo-Botuobija, 2 – Daldin-Alakit)

sikerült azonosítani a meglehetősen kiterjedt, ~8 millió km²-nyi kutatási területen (8. ábra).

Azóta rengeteg kisebb-nagyobb kürtőt azonosítottak, de a kimberlitkürtők gyémánttartalma erősen ingadozó. Időnként a kisebb geometriájú test tartalmazott nagyobb arányban gyémántkristályokat, amit alapvetően a keletkezési körülmények határoztak meg. Ebből adódik, hogy egy hatalmas területet kellett költséghatékonyan, nagyon részletesen megkutatni. A kimberlitkürtők művelőségét elsősorban nem a mérete, hanem a gyémánttartalma határozza meg.

A kutatásba a teljes módszerarzenált bevetették, klaszikus földtani térképezés, távérzékelési módszerek, terepi és légi geofizikai (gravitációs, mágneses és elektromágneses) mérések, szeizmikus mérések és geokémiai kutatások.

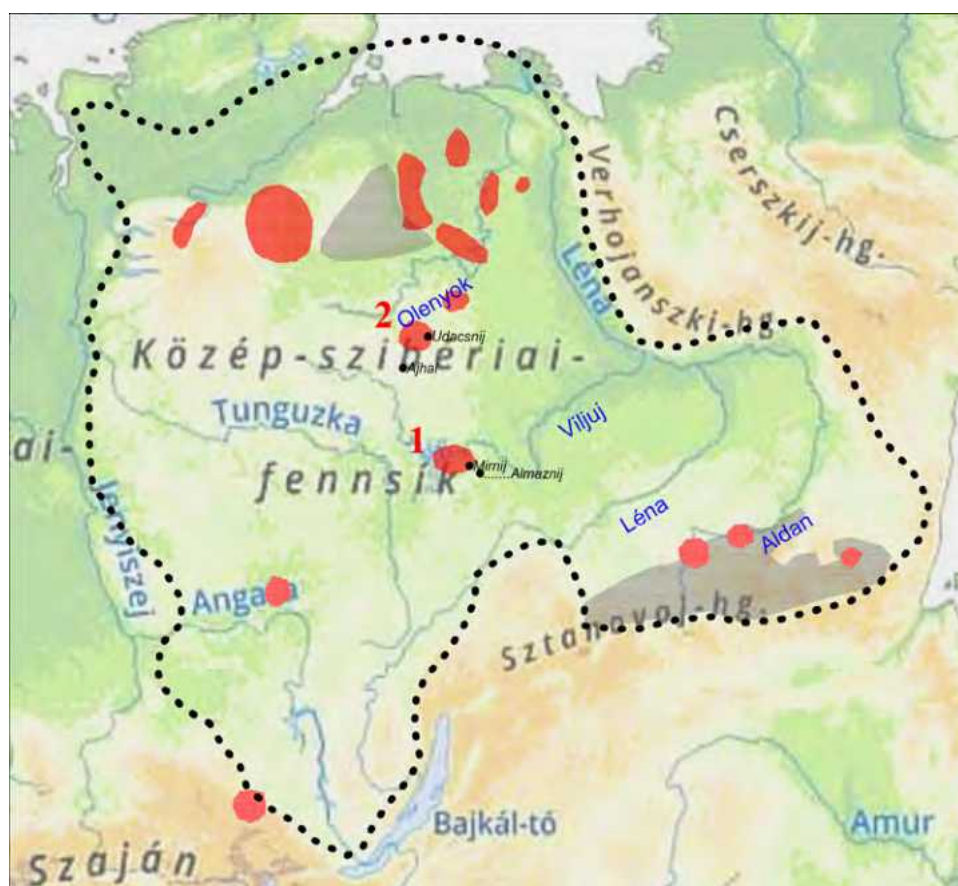
A szakmai terepgyakorlat során ebbe a kutatásba¹⁵⁾ kapcsolódtunk be geofizikai oldalról, részletező terepi mágneses háromkomponenses (vektoros) és több magasságon elvégzett gradiens mérésekkel a Malo-Botuobija és a Daldin-Alakit elnevezésű részterületeken (Kiss 1986).

A terepi csoport 5–7 fős volt, kidobtak minket valamilyen szállítóeszközön („mindenjáró” láncaltapas terepjárón, GAZ tehergépkocsin, Mi–8 helikopteren), a szállás

sátrakban, étkezés önellátóan, többnyire a csoport hölgytagjai második műszakként, váltásban főztek ránk. Fürdőszoba a patak partja vagy egy kisebb tavacska, s mivel közel voltunk a sarkkörhöz, bádoglemezes kályhafűtés és a fiúknak kikapcsolódásként a napi robot után, állandó favágás volt a feladatuk. (Ajánlanám mindenkinek fogyókúra helyett – egyetlen probléma, hogy kicsit nehéz eljutni a területre!)

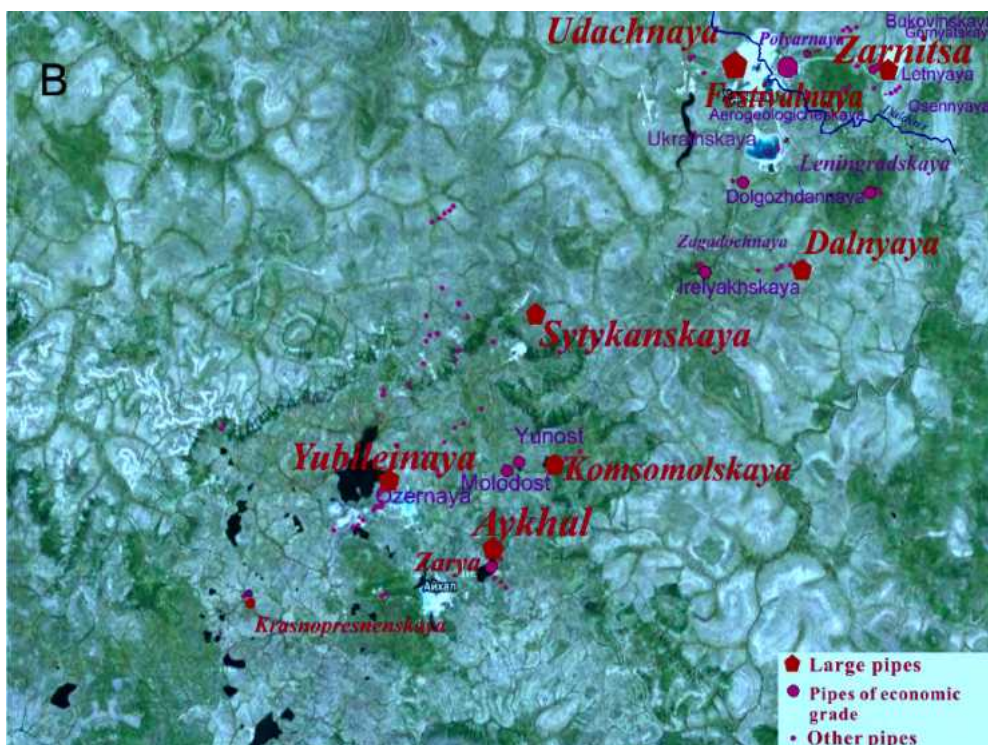
Több kisebb részterületen végeztünk módszertani (szelvény menti és területi) méréseket, amihez az irkutszki Kelet-Szibériai Tudományos Kutató Intézetben kifejlesztett, házi készítésű, háromkomponenses fluxgate-típusú magnetométert¹⁶⁾ használtunk. A terület nagy része ekkorra már felderítő, előkutatói és részletező légi és földi mágneses felméréseken is átesett,¹⁷⁾ így a kürtőgyanús, potenciálisan szóba jöhető néhány érdekesebb részterület volt a vizsgálódás tárgya.

A terepen mágneses háromkomponenses gradiens méréseket végeztünk, diákként elsajátítva a mérés szabályait, technológiáját (mágnestelenített észlelő- és mérőműszer, műszertájéolás és szintezés, valamint szelvények kitézése és műszerbeállítások), a mágneses tér fix kontrolponton történő mérését (napi variációk rögzítése), megismerve az adatok előfeldolgozását (mágneses tér napi járásának



9. ábra A Közép-szibériai-fennsík a kimberlit-előfordulásokkal (piros poligon), valamint a prekambriumi pajzsok felszíni kibúvásaival (szürke poligonok), 1 – Malo-Botuobija és 2 – Daldin-Alakit mérési területekkel (Dawson 1980)

Figure 9 The Central Siberian Plateau with kimberlite occurrences (red polygons) and surface outcrops of Precambrian shields (grey polygons), with 1 – Malo-Botuobija and 2 – Daldin-Alakit survey areas (Dawson 1980)



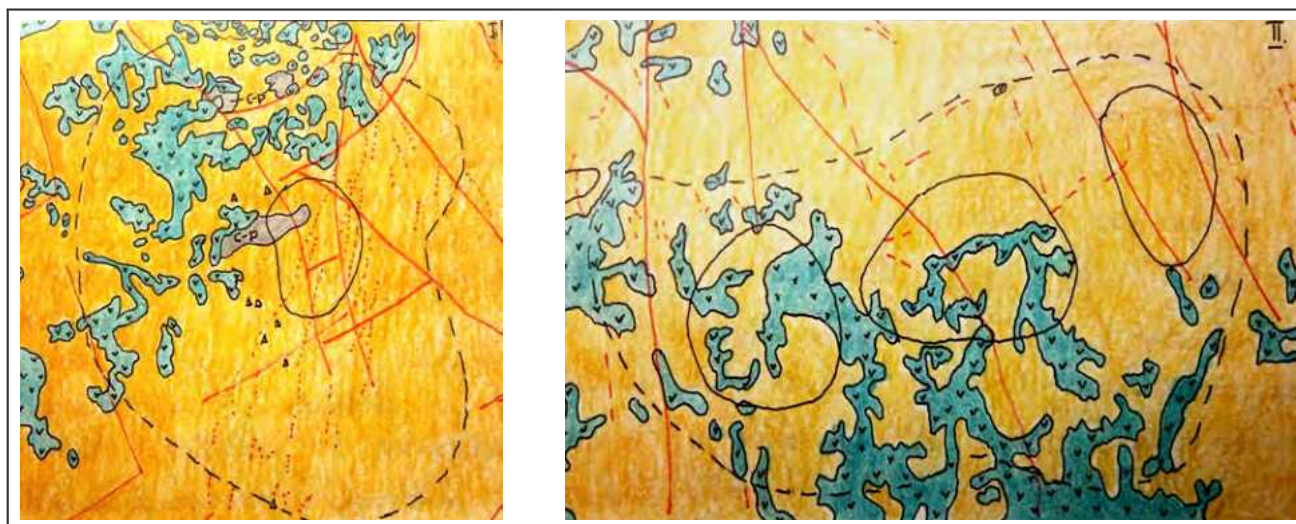
10. ábra A Daldin-Alakit kutatási terület közel 100 kimberlitkürtője piros/lila szimbólummal (Ashchepkov et al. 2016). Az Ajhal és az Udacsnaja kürtők mutatják a két település helyét

Figure 10 The Daldin-Alakit research area with nearly 100 kimberlite pipes marked with red/purple symbols (Ashchepkov et al. 2016). The Ajhal and Udacsnaja pipes indicate the locations of the two settlements



11. ábra A trappbazalt és tufa (tufit) elterjedése a Közép-szibériai-fennsíkon (Czamanske, Fedorenko: www.mantleplumes.org/Siberia.html)

Figure 11 The distribution of Trapp basalt and tuff on the Central Siberian Plateau (Czamanske, Fedorenko: www.mantleplumes.org/Siberia.html)



12. ábra Felszíni földtani vázlat. Trappbazalt képződményekkel való fedettség a Daldin-Alakit (I) és a Malo-Botuobija (II) kutatási területeken (vaktérkép, Kiss 1986, zöldeskék szín – a bazalt lávaképződmények, lilás árnyalat – szálban álló karbon-perm képződmények, narancssárga szín – üledékes, vulkáni törmelékes összletek, háromszögek – effuzív tufakürtők)

Figure 12 Surface geological sketch. Coverage with Trapp basalt formations in the Daldin-Alakit (I) and Malo-Botuobija (II) research areas (blank map, Kiss 1986, greenish-blue colour – basalt lava formations, purple hue – carbon-perm formations in strands, orange colour – sedimentary, volcanic debris accumulations, triangles – effusive tuff cones)

korrekciója, műszer drift) és a mérés minőségének ellenőrzését. Mindezt még az analóg, XX. századi körülmények között, azaz papíron. A nagy mennyiségű mérési adat feldolgozása és értelmezése nem a rövid, sarkkörközeli nyár másfél hónapos terepi szezonja alatt történt, hanem később, irodai (kamerális) munkaként, a téli időszakban. Terepen csak a mérési adatok és a kontrollponton mért mágneses napi variáció és a műszer driftellenőrzése történt meg.

Nekünk, diákoknak – különösen, ha a szakdolgozat témája lett a terepi gyakorlat – a kutatási háttér adatok, módszertani tapasztalatok összegyűjtése volt a cél, illetve a közetfizikai paraméterek feldolgozása, statisztikai elemzése és a kutatási módszertan megismerése esetleg annak javítása, a feltárt összefüggések alapján. Bonyolította a helyzetet az akkor még érvényben lévő titkosítás, azaz a titkosüggyirat-kezelés (a „TÜK”).

Földtani felépítés

Földtani szempontból a Közép-szibériai-fennsík kutatásának elindítása annak volt köszönhető, hogy a regionális földtani felépítés a dél-afrikai gyémántlelőhelyekkel megegyező. A szibériai és az afrikai pajzsok hasonlóak, amit az Aldar (D-en) és Anabar (É-on) prekambriumi képződmények felszíni kibúvási bizonyítanak (9. ábra) és a köztük húzódó Viljui riftzóna.

A területen csak kevés 400–600 m-es talpmélységű fúrás mélyült, ezért a földtani ismeretek eléggé hiányosak voltak. A devonban kialakult kimberlitkürtöket paleozoos (ordovicium, szilur, karbon és perm) sekélytengeri karbonátos és törmelékes üledékes összletek fedik.

A földtani kutatást bonyolítja, hogy a perm-triász határán¹⁸⁾ 2 millió évig tartó bazaltvulkanizmus folyt, aminek terméke a szibériai trappbazalt, diabáz (dájkok és hatalmas rétegszerű testek, kiterjedésüket a 11., 12. ábra szemlélteti). Rengeteg lávakőzet fedi a fennsík nagy részét, de a vulkáni törmelékes összletek (tufa, agglomerátum és piroklasztitok) szinte mindenhol ott vannak, és fedőképződményei a különböző paleozoos üledékes kőzeteknek.

Az első kimberlitkürtöket éppen azokon a helyeken találták meg, ahol az kevésbé volt fedve vulkáni képződményekkel. Adódott viszont a torlatásványok elhelyezkedése alapján, hogy a meg nem talált kürtők jelentős része fedett helyzetben lehet, a majdnem összefüggő bazalttakaró alatt. Ez komoly módszertani kihívást jelentett, amit csak a képződmények fizikai paramétereinek megismerése után lehetett többé-kevésbé megoldani.

A terület földtani felépítését, a különböző földtani formációk közetfizikai paramétereit és a geofizikai mérések főbb tapasztalatait különböző publikált információk alapján lehetett összeszedni, de ezekre most részletesen nem térünk ki.

Mágneses paraméterek

A rengeteg mérési adatot most nem ismertetünk, megpróbálunk a mágneses közetfizikai paraméterekre koncentrálni, amelyek a kutatásunk alapját képezték.

Az 1985 körül elérhető közetfizikai mérési adatok alapján a mágneses szuszceptibilitás értéke alapján közel háromszoros ($\kappa_k/\kappa_b = 3$) eltérés van a kimberlit és a bazalt között. Az ultrabázisos kimberlit értelemszerűen erősebben mágnesezhető, mint a bázisos bazalt.

Figyelembe véve azt is, hogy a trappbazaltok vízszintes kiterjedése nagyobb, mint az összlet vastagsága és a kimberlitkürtőknek a vertikális kiterjedése nagyságrendekkel haladja meg a vízszintes kiterjedés nagyságát, az indukált mágnesezettség alapján a két kőzettest egymástól elvileg elkülöníthető. A problémát a remanens mágnesezettség jelentheti.

A fiatalabb trappbazaltok jelentős remanens mágnesezettséggel (I_r) rendelkeznek, miközben az idősebb kimberlitek a koruk miatt elvesztették remanens mágnesezettségüket (vagy gyengébb volt?) és azoknál az indukált mágnesezettség (I_i) dominál. Jelentős eltérés van tehát a kétféle mágneses ható mágnesezettségében, amelyet a Königsberger-aránnyal¹⁹⁾ szoktunk jellemezni.

Számszerűsítve:

- a trapp-bazaltokra $Q = 5-21$, miközben
- a kimberliteknél ez $Q = 0,25-0,4$ körüli.

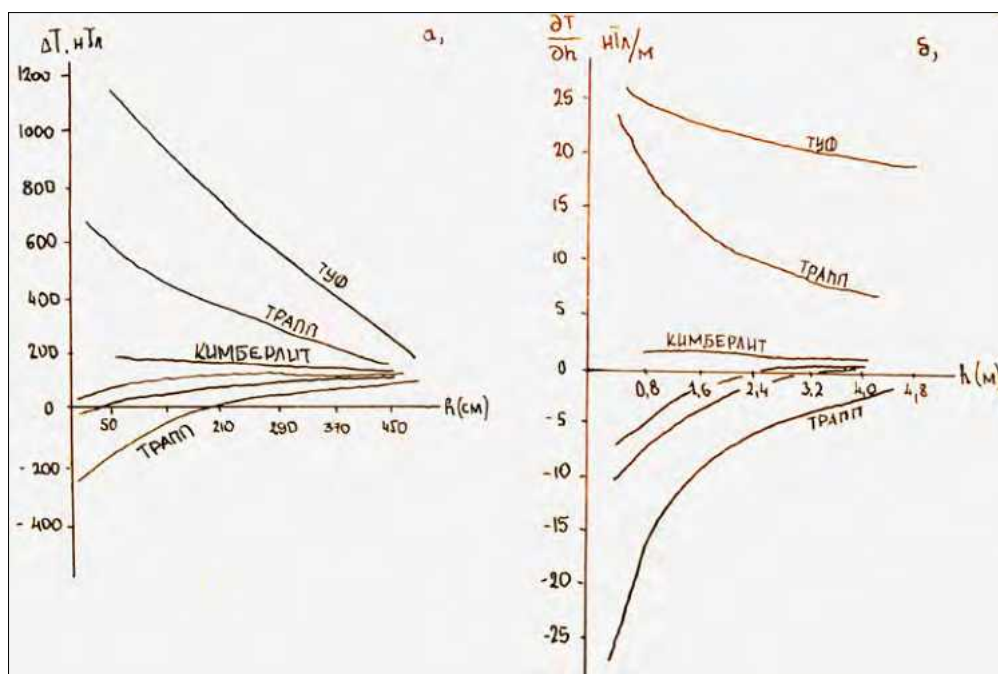
Adódik tehát, hogy a két kőzet eltérő módon mágnesezett, a kimberlit esetében számolhatunk fix indukált mágnesezettséggel, miközben a trappbazaltok esetén – feltételezve a reverz remanens mágnesezettséget – a nagy Königsberger-arány miatt a mágnesezettsége kaotikus lesz, helyről helyre változhat. A nagy Q érték azonban azt is jelenti, hogy a remanens mágnesezettségből a bazaltoknak az indukáló tér értékével kiszámított virtuális mágneses szuszceptibilitása 5–21-szerese lehet a kimberlit szuszceptibilitásának.

Ezekből az adatokból egyértelműen kirajzolódik, hogy fontos szerepe lehet egyrészt a mágneses mérési adatok feldolgozásakor a mágneses térerővektor irányának, mert a kimberlittestek felett a vektor beáll a közel függőleges irányba (függőleges mágneses dipól) – közel vagyunk az északi sarkhoz, a normáltér közel függőleges ($I = \sim 75^\circ$), és a kimberlitkürtő geometriája miatt a vertikális kiterjedése nagyságrendekkel meghaladhatja a vízszintes kiterjedését. A trappbazaltok mágnesezettsége változó lehet és a bazaltok geometriája miatt a vízszintes méret nagyságrendekkel meghaladja a bazaltok vertikális kiterjedését (vízszintes mágneses dipól).

További fontos következmény, hogy a mágneses térerőnek a mérési magasságtól függő változása a kimberlitkürtő nagy mélységi kiterjedése miatt sokkal kisebb, azaz lassabban cseng le, mint a felszínközeli fedőbazalt rétegek esetében, amelyek erősen változó, gyorsan lecsengő anomáliákat okoznak. Természetesen a mélységi helyzet is befolyásolja az anomáliák amplitúdóját és az anomáliák sávszélességét, de a takaró jellegű bazaltképződmények mindig a kimberlitkürtők felett helyezkednek el.

A módszertani következtetés: háromkomponenses gradiens (két vagy több magasságon elvégzett) mérésekre van szükség, amelynek eredményei mindkét jelenséget leírhatják!

A 13. ábra mutatja a mágneses anomáliatér (ΔT) és a mágneses vertikális gradiens (ΔT_z) változását a különböző földtani képződmények esetén a mérési magasság függ-



13. ábra A mágneses anomália-tér (ΔT) és a mágneses vertikális gradiens (ΔT_z) változása a mérési magasság függvényében. A trappbazaltok változatosságát (megíratlan görbékkel) a remanens mágnesezettség okozza. (Nyikulin 1982 alapján, Kiss 1986 – ТУФ = tufa, ТРАПП = trappbazalt, КИМБЕРЛИТ = kimberlit)

Figure 13 Changes in magnetic anomaly (ΔT) and magnetic vertical gradient (ΔT_z) as a function of measurement height. The variability of trapp basalts (unmarked curves) is caused by remanent magnetization. (Based on Nyikulin 1982, Kiss 1986 – ТУФ = tuff, ТРАПП = Trapp basalt, КИМБЕРЛИТ = kimberlite)

vényében. Mindkét ábra azt mutatja, hogy a különböző mérési magasságokon (0–4,5 m tartományban) elvégzett mérések a kimberlit esetében szinte érzéketlenek a mérési magasság változására, ami a kimberlitek mágnesezettségének és függőlegesen elnyújtott geometriájának köszönhető.

A (normál és reverz mágnesezettségű) bazalt láva- és tufaképződmények eltérően, de viszonylag gyors anomáliatér-lecsengéssel jellemezhetők, azaz a felszínen nagyon erős mágnesezettség a mérési magasság növelésével nagyon gyorsan gyengül (a megírt „TPAIII” és megíratlan görbék alapján).

Ez a gyakorlatban azt jelenti, hogy a különböző magasságban elvégzett mérések különbségét képezve, vagy a vertikális gradienst mérve, ahol az eltérés nulla lesz, ott nagy valószínűséggel a kimberlit mágnese hatását detektáljuk és nem a fedő bazaltok vagy tufák erősen változó mágnese anomáliatérét.

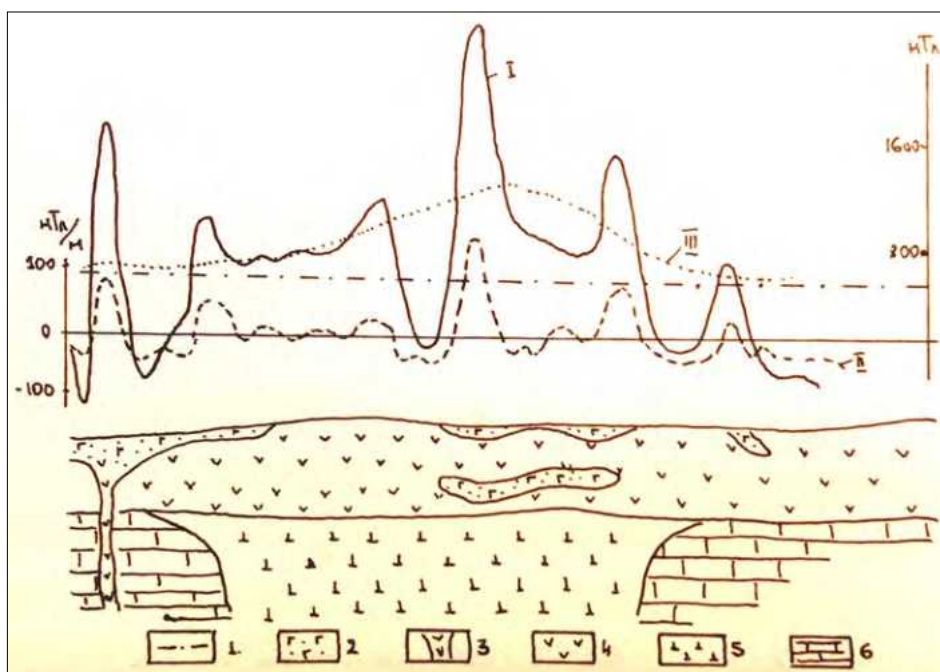
A 14. ábra bemutat egy szelvény mentén végzett mágneses mérési eredményt, rajta a mágnese ΔT anomáliatér görbáját (I), a ΔT_z gradienstmérés eredményét (II) és azt a görbét (III), amelyet a gradiens nulla értékek helyén a ΔT görbéből kapunk. Ennek a görbének az a sajátossága, hogy egy közel függőleges kiterjedésű hengeres test (kürtő) mágnese hatását tükrözi vissza a sarkkör környéki közel függőleges normáltér paraméterek mellett. Egy mély hatást ír le, kedvező geometriai és mágnesezettségi viszonyok mellett.

A terület titkosítása miatt az adatokat nem kaptuk meg, így utólagos feldolgozással nem tudtunk foglalkozni. Terepi körülmények között a meglévő tárolt energiakapacitásainkat (akkumulátorok és elemek) a mérésre és a rádiós kapcsolattartásra kellett fenntartani, mert nemhogy bolt, de még település sem volt 100 km-es körzetben. Kis programozható zsebszámológépek ekkortájt jelentek meg, de a favágás miatt erre, ott kint a terepen, idő sem lett volna.

Mai ismereteink alapján a feladat spektrálanalízis segítségével elvégezhető lenne, azaz a felszíni erős nagyfrekvenciás jelek és a mélybeli kisfrekvenciás jelek elkülönítése és a különböző mélységű hatások megjelenítése (lásd Kiss 2013) napjainkban már megoldható.

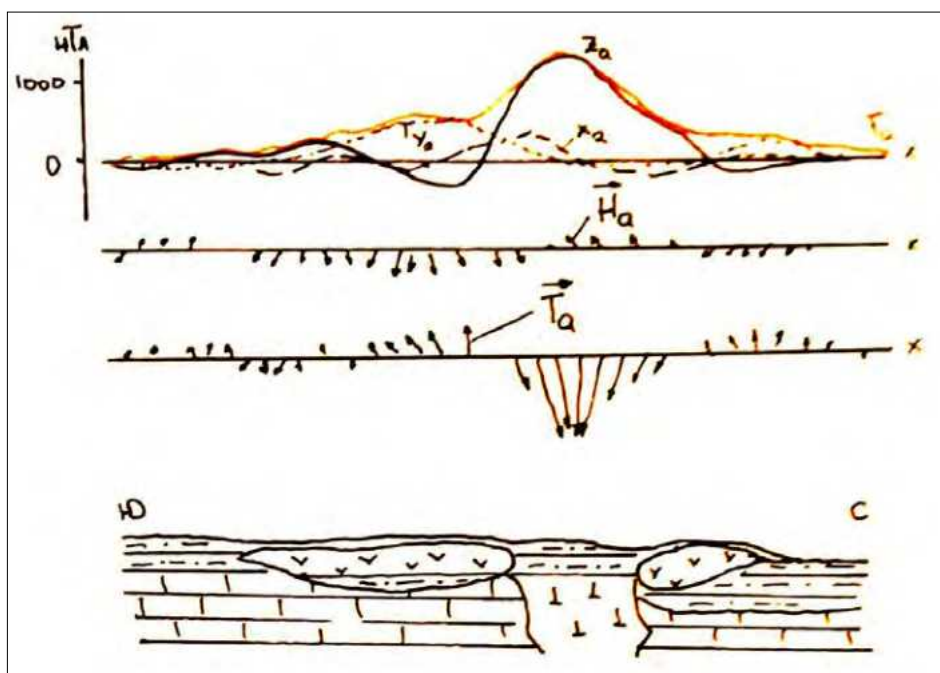
1985-ben a részletező mágnese mérések folyamatban voltak így a kutatási terület nagysága miatt az egységes mágnese anomália térkép még nem készülhetett el – ilyen jellegű digitális spektrális adatfeldolgozásra nem volt lehetőség. A ma ismert mágnese feldolgozási eljárások elméletben már megvoltak, de az algoritmusok a Fourier-transzformációra alapozott frekvenciatartománybeli feldolgozások valamikor ezidőtájt kezdtek kialakulni, elterjedni a geomágneses adatfeldolgozásban.

1985-ben azonban semmilyen szinten nem voltunk képesek a nagy mennyiségű digitális mágnese adatok kezelésére és feldolgozására. A diplomamunkában végzett számítások, a mágnese anomáliatér kiszámítása, kis programozható zsebszámológéppel történtek szelvények mentén, egyszerű geometriájú testekre. (Hát ezek a lehetőségek



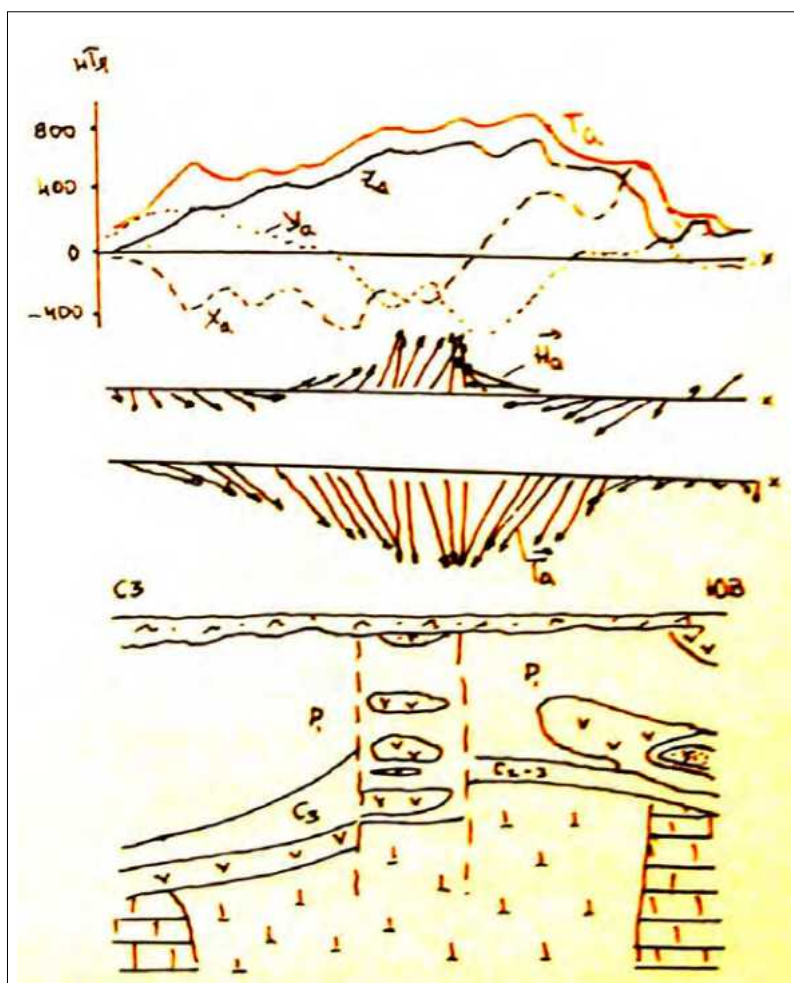
14. ábra Mintaszelvény – a vertikális gradiens mérés használatának bemutatása (Nyikulin 1982 alapján, Kiss 1986). *Jelmagyarázat:* I – ΔT anomáliatér-görbe, II – vertikálisgradiens-görbe, III – mélybeli mágnese hatás anomáliagörbéje, 1 – mágnese alapszint, 2 – tufás homok, 3 – mikrodolerit, 4 – trappbazalt, dolerit, 5 – kimberlit, 6 – szilurképződmények

Figure 14 Sample section – demonstration of the use of vertical gradient measurement (based on Nyikulin 1982, Kiss 1986). *Legend:* I – ΔT anomaly field curve, II – vertical gradient curve, III – deep magnetic effect anomaly curve, 1 – magnetic baseline, 2 – tuffaceous sand, 3 – microdolerite, 4 – Trapp basalt, dolerite, 5 – kimberlite, 6 – Silurian formations



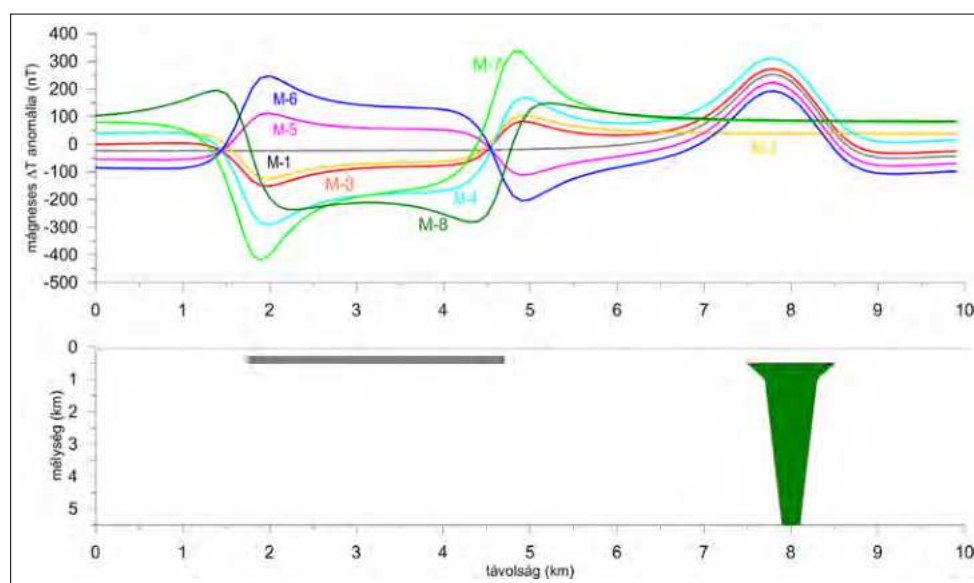
15. ábra Háromkomponenses mágneses mérés eredménye egy D-É irányú szelvény mentén egy ismert kimberlitkürtő felett (Nyikulin 1982 alapján, Kiss 1986)

Figure 15 Results of three-component magnetic measurements along a D-E section above a known kimberlite pipe (based on Nyikulin 1982, Kiss 1986)



16. ábra Háromkomponenses mágneses mérés eredménye egy ÉNy-DK irányú szelvény mentén egy, a mérések alapján feltételezett kimberlitkürtő felett (Nyikulin 1982 alapján, Kiss 1986)

Figure 16 Results of three-component magnetic measurements along a NW-SE section above a kimberlite pipe inferred from the measurements (based on Nyikulin 1982, Kiss 1986)



17. ábra A takaró trappbazalt (balra) és a kimberlitkürtő (jobbra) anomális mágneses tere. A trappbazaltok remanens mágnesezettsége miatt erősen változó mágneses anomáliák jellemzik, míg a kimberlitek anomális tere stabil, mivel jelentéktelen a remanens mágnesezettsége

Figure 17 The anomalous magnetic field of the Trapp basalt (left) and the kimberlite pipe (right). Due to the remanent magnetization of Trapp basalts, they are characterized by highly variable magnetic anomalies, while the anomalous field of kimberlites is stable because their remanent magnetization is insignificant

1. táblázat Modelllezési paraméterek (x szelvényirány észak–dél, a testek y csapásiránya kelet–nyugat)

Table 1 Modelling parameters (x section direction north–south, y strike direction of bodies east–west)

No	Test	IN. szuszceptibilitás	x méret (km)	y méret (km)	méllység (km)	vastagság (km)	IN.deklináció (fok)	IN.inklináció (fok)	RM.deklináció (fok)	RM. szuszceptibilitás
No1	K-1	0,003	0,2–1	1	0,5	3	73			
	B-1									
No2	K-2									
	B-2	0,003	3	1	0,3	0,2	0			
No3	K-3	0,003	0,2–1	1	0,5	3	73			
	B-3	0,003	3	1	0,3	0,2	73			
No4	K-4	0,003	0,2–1	1	0,5	3	73			
	B-4	0,006	3	1	0,3	0,2	73			
No5	K-5	0,003	0,2–1	1	0,5	3	73			
	B-5	-0,003	3	1	0,3	0,2	73			
No6	K-6	0,003	0,2–1	1	0,5	3	73			
	B-6	-0,006	3	1	0,3	0,2	73			
No7	K-7	0,003	0,2–1	1	0,5	3	73			
	B-7	0,003	3	1	0,3	0,2	73	3	45	0,003
No8	K-8	0,003	0,2–1	1	0,5	3	73			
	B-8	0,003	3	1	0,3	0,2	73	3	135	0,003
No9	K-9	0,003	0,2–1	1	0,5	3	73			
	B9	0,003	1–4,7	1	0,1–0,3	0,1–0,3	73			

bizony messze vannak napjaink PC, vagy okostelefon lehetőségeitől!)

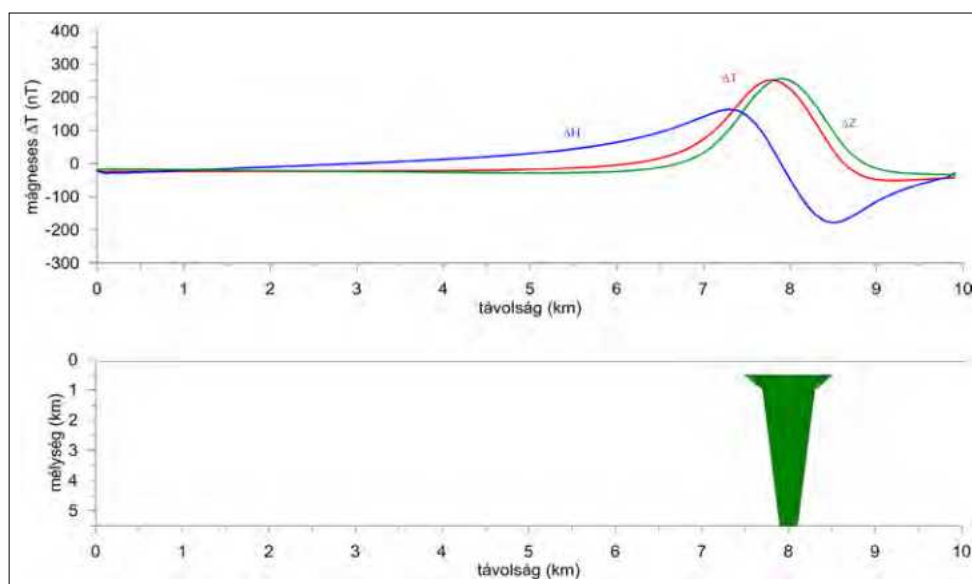
A terepen háromkomponenses méréseket végeztünk, azaz rendelkezésre állt a mért Δx , Δy és Δz komponens, amelynek a feldolgozásából a szelvény irányában (nevezük H_a -nak) és a háromdimenziós térbeli anomális térerővektor (T_a) kiszámítható és megjeleníthető volt (16. ábra).

Látszik, hogy a mágneses térerővektor a közel függőleges geometriájú és közel függőleges mágnesezettségű kimberlitiek esetében az ultrabázisos csillámperidotit- (kimberlit-) testek helyét mutatja. A háromkomponenses mágneses mérés szemléltetését modellek szintjén tudom be-

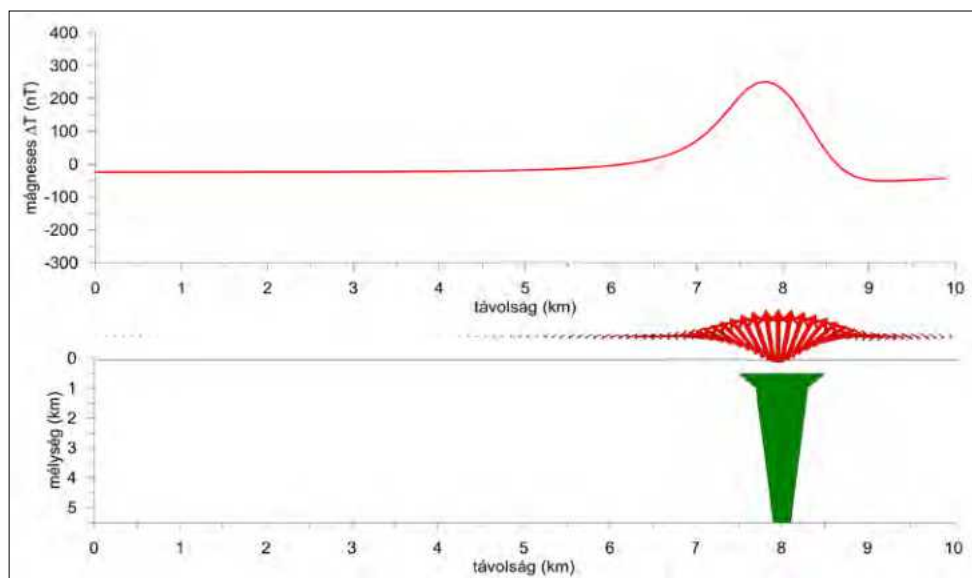
mutatni. A bázisos trappbazalt- és az ultrabázisos kimberlitkőzetekről korábban már ismertetett geometria és mágnesezettségi adatok alapján elvégzett modellszámításokat mutatják a következő ábrák.

A 17. ábra mutatja az árnyékoló, fedő bazalttakaró és a közel függőleges kimberlit test mágneses anomália görbéit. A kimberlit mágnesezettsége indukált, ezzel szemben a bazaltoknak remanens mágnesezettsége is van, s ezen belül a remanens mágnesezettség is lehet normál és reverz, bonyolult anomáliákat okozva.

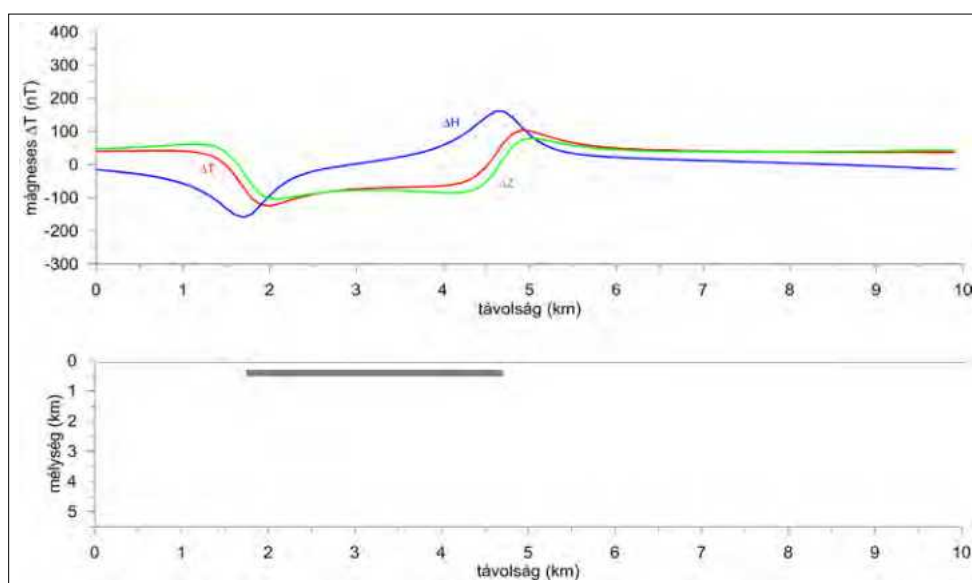
Az 1. táblázat paramétereivel modelleztük a ΔT anomáliateret (17. ábra), majd kiszámoltuk a ΔZ és ΔH komponenseket (ΔH alatt jelen esetben, a szelvény menti ΔX -et



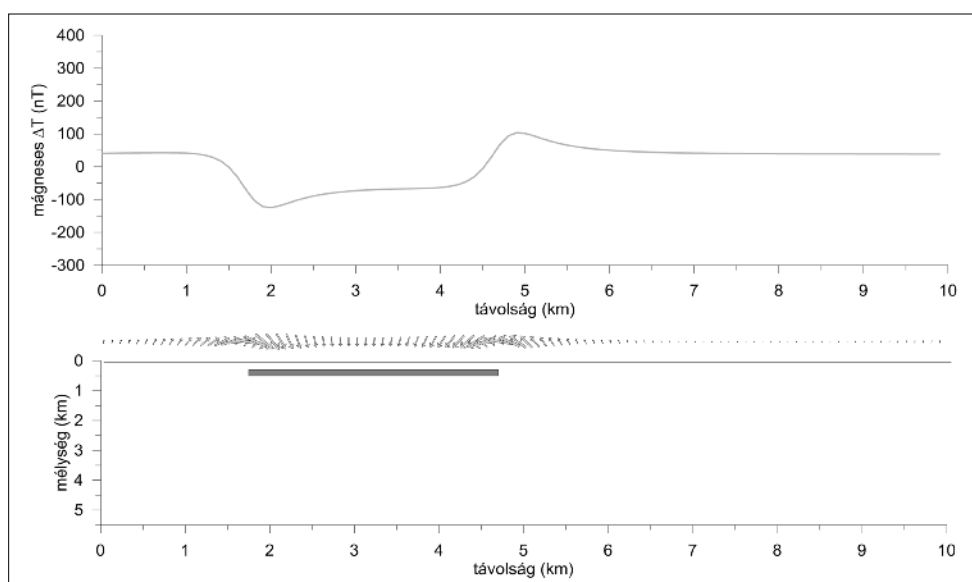
18. ábra | A kimberlitkürtő (No1) modellezése a különböző mágneses komponensek (ΔT , ΔZ , ΔH) meghatározásával
Figure 18 | Modelling of the kimberlite pipe (No1) by determining the various magnetic components (ΔT , ΔZ , ΔH)



19. ábra | A kimberlitkürtő (No1) mágneses ΔT görbéje és a ΔH és ΔZ komponensek alapján meghatározott mágnesezettségi vektorokkal
Figure 19 | Magnetic ΔT curve of the kimberlite pipe (No1) and magnetization vectors determined based on the ΔH and ΔZ components



20. ábra | A trappbazalt (No2) modellezése a különböző mágneses komponensek (ΔT , ΔZ , ΔH) meghatározásával
Figure 20 | Modelling of Trapp basalt (No2) by determining various magnetic components (ΔT , ΔZ , ΔH)



21. ábra | A trappbazalt (No2) modell mágneses ΔT görbéje és a ΔH és ΔZ komponensek alapján meghatározott mágnesezettségi vektorokkal
Figure 21 | Magnetic ΔT curve of the Trapp basalt (No2) model and magnetization vectors determined based on the ΔH and ΔZ components

kell érteni!). A kimberlittest mágneses komponenseit, azaz a mágneseztérerő-görbéket mutatja a 18. ábra.

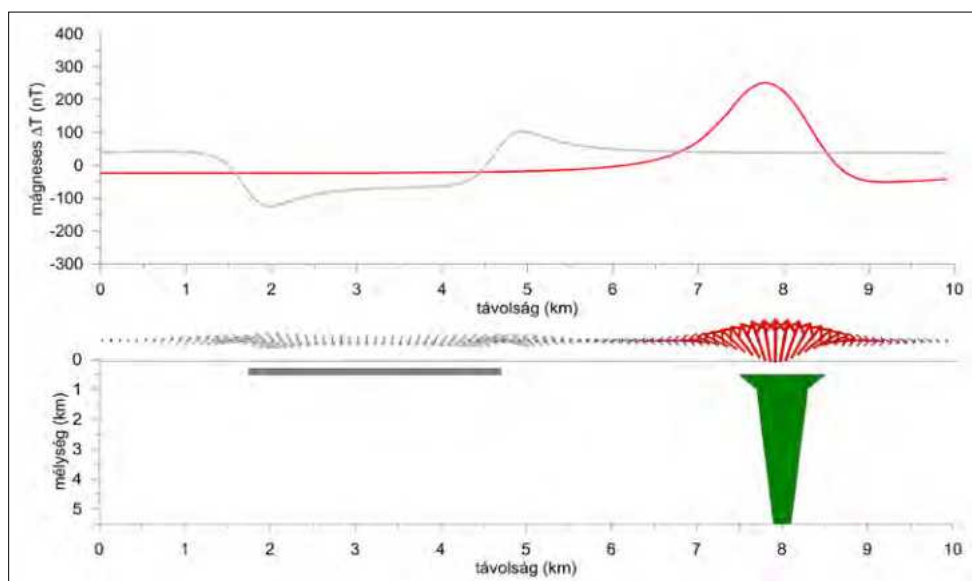
Ha ismerjük a különböző térkomponenseket, akkor a szelvény mentén a mágnesezettségi vektort is meg tudjuk határozni. A 19. ábra mutatja a kimberlit test (No1) modellje felett kialakuló ΔT anomáliát és alatta a mágnesezettségi vektort. (A mágnesezettségi vektor irányát elmentésre változtattuk, hogy az anomáliagörbével összhangban legyen: ahol maximum van, ott felfelé mutat a vektor, ahol minimum, ott lefelé.)

Ugyanezt a műveletet minden modellre (1. táblázat) elvégeztük, a trappbazalt (No2) modelljének térkomponenseit mutatja a 20. ábra. A 21. ábra pedig a ΔT

anomáliagörbét és alatta mágnesezettségi vektort mutatja.

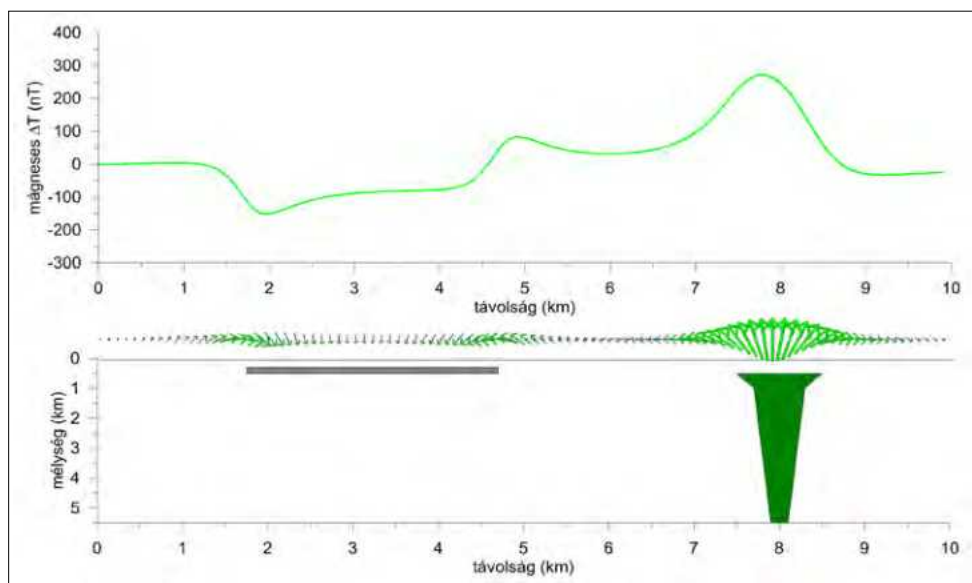
Az erőter a geofizika esetében az ismert szuperpozíció elve, ami azt jelenti, hogy a különböző testek hatása összeadódik, és csak a végeredményt látjuk. Ezt az egyesítést mutatja be a 22. és a 23. ábra, amelyeken a No1 és No2 modellek hatását látjuk. A 22. ábra még különböző színű görbékkel mutatja be a hatásokat, de a 23. ábra már a mérések során kapott eredő mágneses teret és az abból meghatározható mágneseztérerő-vektorokat mutatja.

A No1 és No2 esetében azonos indukáló mágneses térrel számoltunk (1. táblázat) a trappbazalt és a kimberlit esetében is, eltérés csak a testek formájában és kiterjedésében



22. ábra A trappbazalt- (szürke) és a kimberlitkürtő- (piros) modell mágneses ΔT görbéje és a ΔH és ΔZ komponensek alapján meghatározott mágnesezettségi vektorokkal (külön-külön)

Figure 22 Magnetic ΔT curve of the Trapp basalt (grey) and kimberlite pipe (red) models and magnetization vectors determined based on the ΔH and ΔZ components (separately)



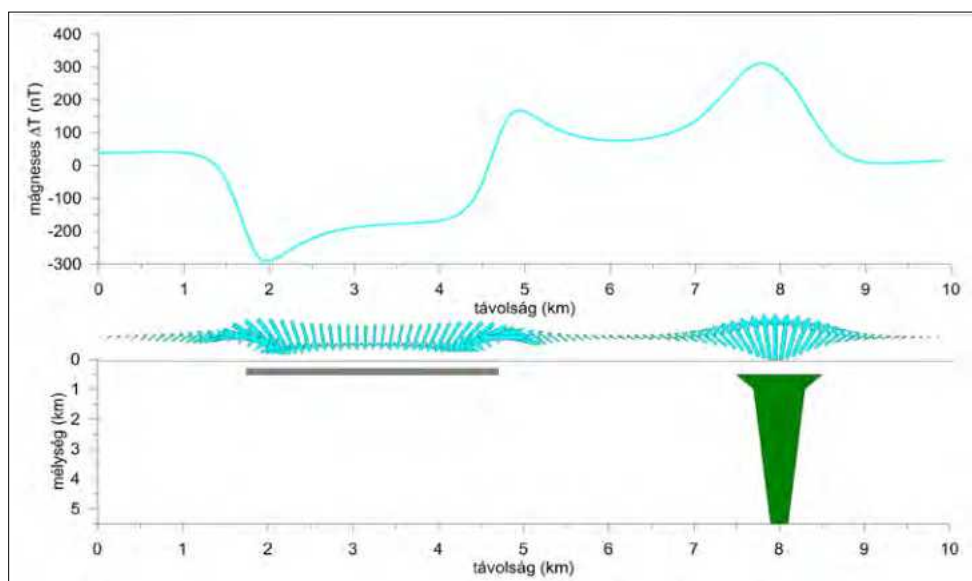
23. ábra A trappbazalt- és a kimberlitkürtő- (No3) modell mágneses ΔT görbéje és a ΔH és ΔZ komponensek alapján meghatározott mágnesezettségi vektorokkal (összhatás)

Figure 23 Magnetic ΔT curve of the Trapp basalt and kimberlite pipe (No3) model and magnetization vectors determined based on the ΔH and ΔZ components (total effect)

van. Ebből a geometriai eltérésből adódóan azonban a mágneses hatások eltérőek. Ha a kimberlit hatását pozitívnak vesszük (a test feletti vektorok felfelé mutatnak), akkor azt láthatjuk, hogy a bazalttest felett a vektorok lefelé irányulnak! Azaz, ha csak indukált mágnesezettsége lenne a bazaltnak, akkor a jól elkülöníthető lenne a kimberlittestek által okozott anomáliáktól.

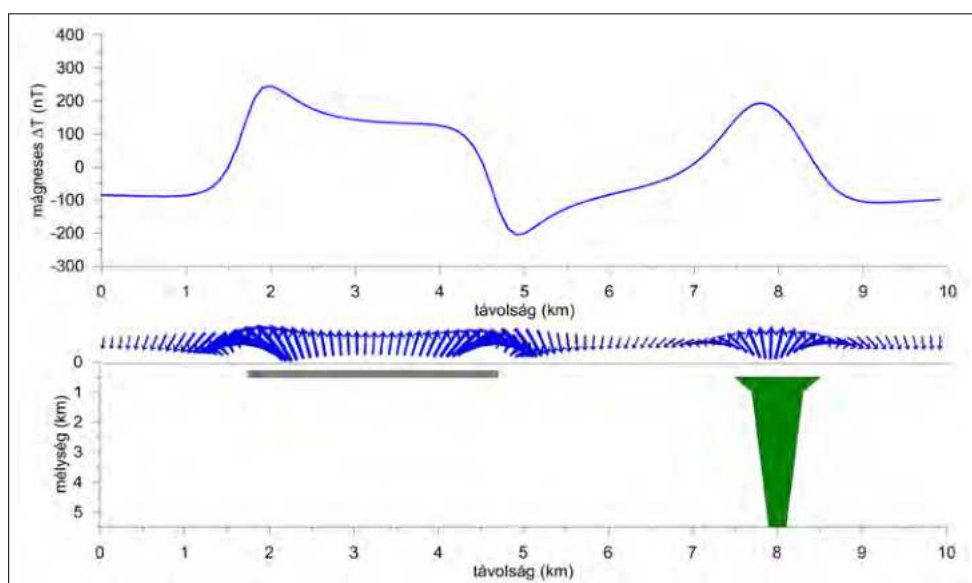
Ha a bazalt remanens mágnesezettsége erősebb, de a normál tér irányának megfelelő, a mágneses hatások össze-

adódnak (modell No4), és akkor kapjuk meg a 24. ábra ΔT anomáliagörbét és mágnesezettségi vektorait. Látható, hogy a kimberlit és a bazalt hatása a görbék alapján kevésbé, de a mágnesezettségi vektor alapján jól elkülöníthető. Ha viszont reverz remanens mágnesezettség jelenik meg, és az sokkal erősebb, mint az indukált mágnesezettség (No5, No6), akkor előállhat olyan eset, amikor sem az anomáliagörbe, sem a mágnesezettségi vektor alapján nem tudjuk elkülöníteni a kimberlit és a bazalt hatását (25. ábra).



24. ábra A trappbazalt- és a kimberlitkürtő- (No4) modell mágneses ΔT görbéje és a ΔH és ΔZ komponensek alapján meghatározott mágnesezettségi vektorokkal

Figure 24 Magnetic ΔT curve of the Trapp basalt and kimberlite pipe (No. 4) model and magnetization vectors determined based on the ΔH and ΔZ components

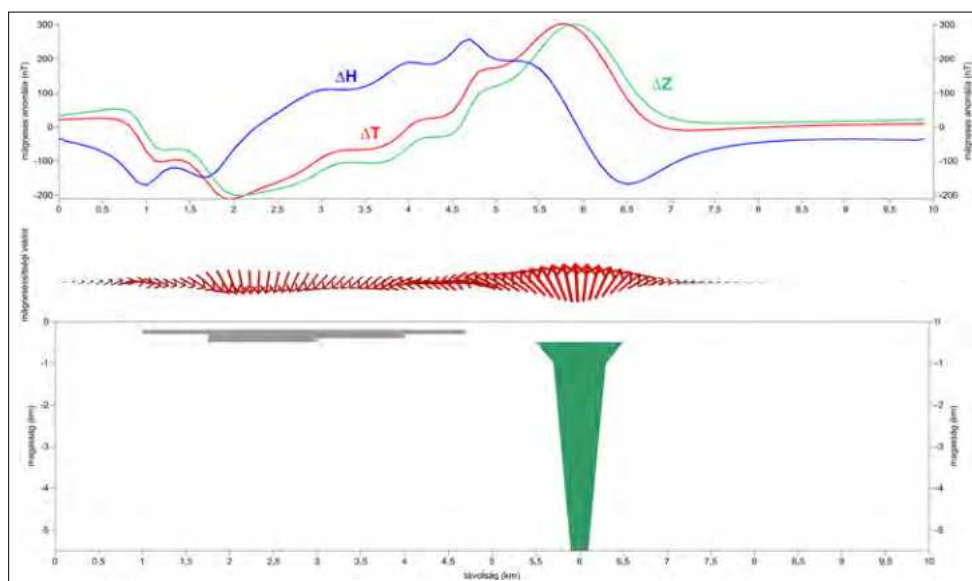


25. ábra A reverz mágnesezettségű trappbazalt- és a kimberlitkürtő- (No6) modell mágneses ΔT görbéje és a ΔH és ΔZ komponensek alapján meghatározott mágnesezettségi vektorokkal

Figure 25 Magnetic ΔT curve of the reverse magnetized Trapp basalt and kimberlite pipe (No6) model and magnetization vectors determined based on the ΔH and ΔZ components

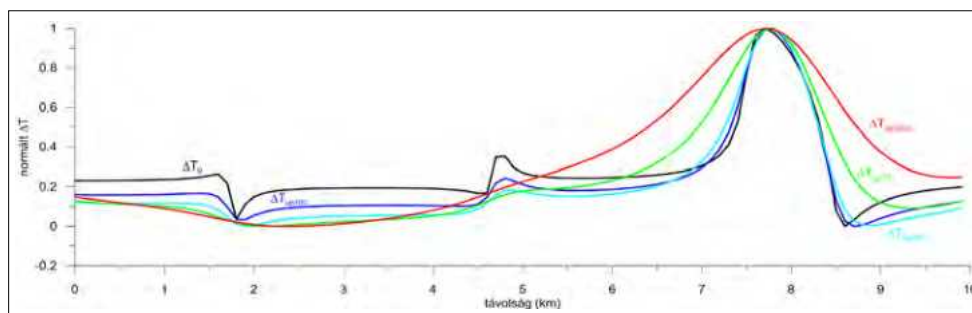
Ilyenkor a mágneses anomália térképi feldolgozása/értelmezése segíthet, mivel a kimberlit függőleges, nem túl nagy kiterjedésű, közel izometrikus formájú test, miközben a bazalt az elnyújtott, nagy kiterjedésű, de szabálytalan forma a jellemző, helyenként bazaltos kitörési kürtőkkel. Az anomália a kiterjedt bazaltok esetében mindig a test peremén fog jelentkezni, míg a kimberlitek esetén a kürtő felett. A mágneses anomália-térkép tanulmányozása/értelmezése ezeknek a jellegzetességeknek a felismerésével sokat segíthet.

Eddig egy egyszerű geometriájú bazalttesttel foglalkoztunk, de a valóságban a takaróbazaltok formája kellően változatos lehet. Erre is mutatunk be példát (26. ábra), ahol a bazalttest vastagsága lépcsősen változik. Normál mágnesezettség mellett a mágnesezettségi vektor itt is segít, de reverz mágnesezettség esetén, már jelentősen bonyolódik a helyzet. Szükség van tehát még egy eljárásra, amellyel a kétféle magmás képződményt elkülöníthetjük!



26. ábra A változó geometriájú trappbazalt- és a kimberlitkürtő- (No9) modell mágneses ΔT , ΔH és ΔZ görbéje és a komponensek alapján meghatározott mágnesezettségi vektorok

Figure 26 Magnetic ΔT , ΔH , and ΔZ curves for the variable geometry Trapp basalt and kimberlite pipe (No9) models and magnetization vectors determined based on the components



27. ábra A trappbazalt és a kimberlit eltérő geometriájából és mélységéből származó vertikálisgradiens-hatások vizsgálata a modellezett anomália-görbék alapján [ΔT alapgörbe (fekete), felfelé folytatott görbék 100 (kék), 200 (világos kék), 500 (zöld) és 1000 m-re (piros)]

Figure 27 Examination of vertical gradient effects resulting from the different geometries and depths of Trapp basalt and kimberlite based on modelled anomaly curves [ΔT base curve (black), upward curves 100 (blue), 200 (light blue), 500 (green) and 1000 m (red)]

Egy ilyen lehetőség az elkülönítésre, az anomáliák mélységfüggése alapján történhet, azaz a mágneses gradiens mérésével, a vertikális gradiens meghatározásával. A bazalt takaróként borítja a felszínt, vagy kisebb mélységben van jelen, ezért a nagyfrekvenciás jelek a jellemzőek rá, a magassággal gyorsan lecsengő anomáliatérrel. A kimberlitekre a nagy mélységi kiterjedés miatt a lassabban lecsengő (13. ábra), nagyobb hullámhosszúságú jelek lesznek jellemzők, amelyek esetén a vertikális gradiens is lassabban változik.

Az elemző vizsgálatot a mágneses anomáliatér felfelé folytatásával végezhetjük el. A hatók modellezett terét (mágnesezettség a No3 modell szerint) felfelé folytattuk 100, 200, 500 és 1000 m-re. A modellezéséhez az eredeti modellt közelebb hoztuk a felszínhez (trapp mélysége 50 m, vastagsága 50 m, a kimberlit mélysége 100 m) valamint, hogy az amplitúdó csökkenését kiküszöböljük, „min-max

normalizálást” végeztünk. Az eredményt a 27. ábra mutatja.

Az ábráról az olvasható ki, hogy amikor a felfelé folytatás mértéke eléri a bazaltok alsó peremének megfelelő mélységértéket (100 m), a hatás nagyon erőteljesen gyengül, és 1000 m esetén már ki sem mutatható, miközben a normált görbén a kimberlit mágneses hatása gyakorlatilag alig változik (az anomália szélesedik, mivel egyre nagyobb mélység hatását érzékeljük). A modellezés során viszonylag nagy magasságkülönbség értékeket használtunk, de a terepi gradiensmérések során ez a törvényszerűség kisebb magasságok esetén is jelentkezni fog. Ha ezt sikerül a terepi mérésekkel kimutatnunk és a mágnesezettségi vektor is lokális, közel függőleges mágnesezettséggű testet mutat, akkor a mágneses mérések alapján nagy eséllyel kimberlitet találtunk. Persze a sikeres kutatást csak a mélyfúrás eredménye igazolhatja.

A természet sokszor teremt bonyolultabb helyzeteket, például azért, mert a bazaltoknak is van/volt kiömlési csatornájuk, amelyeket szintén nem ismerünk, és paramétereikben ezek már erős átfedést mutatnak a kimberlitkürtők anomális terével. De ilyen jelenség lehet a szerkezeti zónák mentén fluidumok hatására kialakult hidrotermális ércesedés is, ami hasonló geometriát és paramétereket okozhat.

Nem sikerült teljes mértékben megoldani a kimberlitkürtők kimutatásának feladatát, de módszertani szempontból ez érdekes megközelítése a problémának. Figyelembe veszi a keresett ható geometriáját, mélységi elhelyezkedését, mágnesezettségét a környezethez képest és a mágneses térérő reagálását ezeknek a paramétereknek a megváltozása esetén.

Összefoglalás

A földtörténet során, a Közép-szibériai-fennsíkon több helyen, nagyobb mélységből ultrabázisos magma nyomult a Föld felszín felé, majd csillámperidotit (kimberlit) képződött belőle. A hirtelen felemelkedés és nagy nyomás miatt a szénvegyületekből gyémánt és kísérő ásványai (pl. pirop nevű gránát) kristályosodtak ki. A kőzet mállása során a gyémántok egy része torlatásványként

felhalmozódott a helyi folyók üledékekben, amit aztán az 50-es években a szovjet geológusok több helyen meg is találtak.

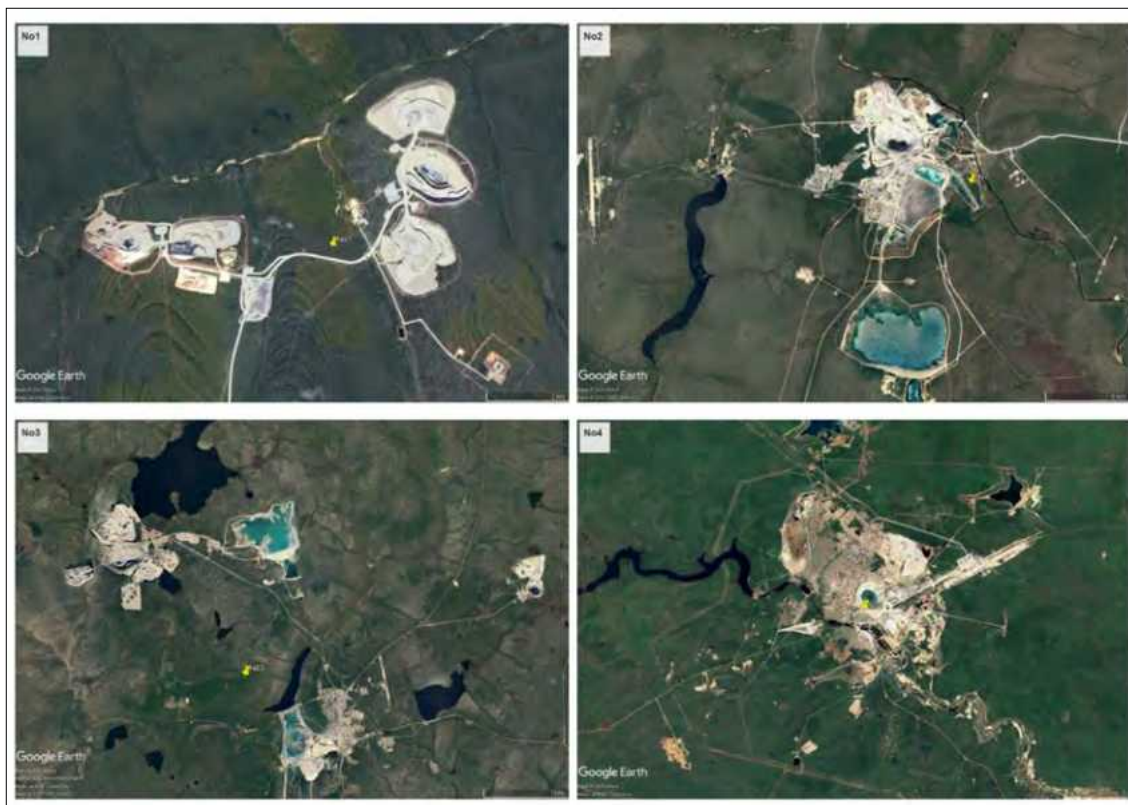
Megindult az ipari léptékű kutatás ezen a távoli – északi tagja és tundra jellegű – területeken, hogy az anyakőzetet, a kimberlitet is megtalálják. Azokon a helyeken, ahol nem fedte vastag bazalttakaró a kimberlitkürtőket, ezeket különböző geológia, geokémiai vagy geofizikai módszerek alkalmazásával a direkt kutatások során meg is találták, de mivel stratégiai fontosságú ipari nyersanyagról volt szó, a kutatások a bazaltok által fedett területekre is kiterjedtek, ami komoly kihívást jelentett a szakmának – még a szovjet szisztematikus, tervszerű kutatások esetében is.

Különböző elméleteket, módszereket és módszertani eljárásokat fejlesztettek ki a hatékonyabb kutatómunka érdekében, amelyekből ebben a tanulmányban csak egy szeletet, a mágneses módszer alkalmazását mutathattuk be – főleg modellezési eredmények alapján, mivel valós mérési adatokhoz jutni a 80-as évek közepén egy titkos nyersanyagkutatásról nem nagyon lehetett.

A terepen dolgozó szakemberek elhivatottsága, szakmai tudása, leleményessége viszont példamutató volt egy kutatói munkára készülő egyetemi hallgató számára! Külön köszönet jár Vlagyimir Ivanovics Nyikulinnak, a „ВостСиб-НИИГИМС”²⁰⁾ intézet szibériai expedícióvezetőjének a segítségével, szakmai és emberi nagyságáért!

Utóirat

Rengeteg kimberlitkürtőt feltártak, ezek közül néhány a Google Earth felvételeken is azonosíthatunk – íme néhány közülük:





28. ábra Kimberlitkürtők a Google Earth felvételeken: No1 – Ismeretlen nevű; No2 – Udacsnaja, Polarnaja, Zarnyica; No3 – Ajhal No4 – Mír; No5 – Internacionalnaja; No6 – Ismeretlen nevű; No7 – Szütükanskaja

Figure 28 Kimberlite pipes on Google Earth images: No. 1 – Unknown name; No. 2 – Udachnaya, Polarnaya, Zarnytsa; No. 3 – Ayhal; No. 4 – Mír; No. 5 – Internacionalnaya; No. 6 – Unknown name; No. 7 – Sutukanskaya

A tanulmány szerzője

Kiss János

Jegyzetek

- ¹⁾ <https://termeszeti.hu/felelmetes-lyukkent-tatong-a-mirnij-gyemantbanya-525-meter-mely-godre-amely-helikoptereket-szippantott-be/>
- ²⁾ Kimberlit (csillámpéridotit): ultrabázisos alkáli magmás vulkáni kőzet
- ³⁾ 1981-ben jelent meg az OSBORNE1, az hordozható számítógép az USA-ban.
- ⁴⁾ Trappbazalt: nagy területet lefedő bazalt- vagy dolerittípusú bázisos vulkáni kőzet
- ⁵⁾ Mírnij (Békés) nevet a településen (alatt) található Mír (Béke) nevű kimberlitkürtőről kapta.
- ⁶⁾ Ileryakh folyó: a Malo-Botuobija bal oldali mellékfolyója (Ileryakh – Malo-Botuobija – Viljuij)
- ⁷⁾ Permafroszt: a földkéreg örökké fagyott része
- ⁸⁾ Vlagyimír Belov, Szergej Szokolov, Grigorij Fajnsztajn és Mihail Ogyincov
- ⁹⁾ A Jenyiszej és a Léna–Aldan–Amga folyók közötti terület rész
- ¹⁰⁾ Amaka: jelentése medve (evenki nyelven)
- ¹¹⁾ Pirop: a gyémántnak a kísérő ásványa. Az afrikai és a szibériai piropkristályokat összevetették a gyémántkutatás megkezdése előtt, analógiát keresve, találva.

- ¹²⁾ A Szentpétervári Bányászati Egyetem egykori, végzős hallgatója
- ¹³⁾ „Z” azaz Zarnyica (villám)
- ¹⁴⁾ Alakit: az Olenyok mellékfolyója
- ¹⁵⁾ Különböző idővariációkban és némileg eltérő geofizikai eszközökkel (Molnár Imre, Halmos Imre Gyula, Németh Tamás akkori diáktársaimmal)
- ¹⁶⁾ Alapvetően a műholdakhoz gyártott, azonos keretben lévő három egymásra merőleges fluxgate érzékelőből álló (háromtengelyű) szonda, amelyet kisebb hibája miatt az űrkutatásban már nem lehetett felhasználni, de a terepi geofizikai mérésekre kiválóan megfelelt, segítségével a mágneses térerő vektort (a térerő amplitúdóját és irányát) tudtuk mérni.
- ¹⁷⁾ Természetesen párhuzamosan távérzékelési, más geofizikai (gravitációs, geoelektromos és szeizmikus), valamint geokémiai kutatások is folytak, de azokra most nem térünk ki.
- ¹⁸⁾ Az újabb U-Pb cirkonalapú kormeghatározás szerint a bazalt-vulkanizmus és a kimberlitbenyomulás is a devon–karbon határán történt 346–409,5 Ma (Kiselev et al. 2014).
- ¹⁹⁾ Königsberger-arány: $Q = I_r/I_i$ (a remanens és az indukált mágnessézettség aránya)
- ²⁰⁾ ВостСибНИИГИМС – Восточно-Сибирский Научно-Исследовательский Институт Геологии, Геофизики и Минерального Сырья (Kelet-Szibériai Geológiai, Geofizikai és Ásványi Nyersanyagokat Kutató Tudományos Intézet)

Hivatkozások

- Kiss J. (1986): Tanulmány a kimberlitkürtők részletező terepi kutatása céljából a Daldin-Alakit kutatási területen, Jakutföldön. Kézirat, Diplomadolgozat, Szentpétervári Bányászati Egyetem, p. 132.
- Dawson J. B. (1980): Kimberlits and Their Xenoliths. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York – Orosz nyelvű kiadása, Moszkva 1983.
- Ashchepkov I. V., Logvinova A. M., Ntafos T., Vladykin N. V., Kostrovitsky S. I., Spetsius Z., Mityukhin S. I., Prokopyev S. A., Medvedev N. S., Downes H. (2016): Alakit and Daldyn kimberlite fields, Siberia, Russia: Two types of mantle sub-terrane beneath central Yakutia? *Geoscience Frontiers*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2016.08.004>
- Kiselev A. I., Yarmolyuk V. V., Ivanov A. V., Egorov K. N. (2014): Middle Paleozoic basaltic and kimberlitic magmatism in the northwestern shoulder of the Vilyuy Rift, Siberia. *Russian Geology and Geophysics* 55, 144–152.
- Nyikulin V. I., Demidenko L. A. (1982): Módszertani ajánlás a kimberlitkürtők geomágneses módszerrel történő kutatásához. Kézirat, Kelet-Szibériai Geológiai, Geofizikai és Ásványi Nyersanyagokat Kutató Tudományos Intézet, Irkutsk
- Czamanske G. K., Fedorenko V. A. (é. n.): The demise of the Siberian plume. <https://www.mantleplumes.org/Siberia.html>

Tisztelt Kollégák,

Verő József tagtársunk halálának híre szerkesztőségünkhöz már csak az előző szám lezárása után jutott el, így mindenfajta megemlékezés nélkül csak a tényt tudtuk közölni. A következőkben életének és munkásságának elmaradt méltatását szeretnénk pótolni.

Szerkesztőség

Dr. Verő József, a Magyar Tudományos Akadémia rendes tagja, a Magyar Geofizikusok Egyesületének tiszteleti tagja 1933 – 2025

2025. december 17-én, életének 93. évében elhunyt Verő József geofizikus, a Magyar Tudományos Akadémia rendes tagja.

Verő József Széchenyi-díjas geofizikus kutatóprofesszor, egyetemi tanár 1933-ban született Sopronban. Édesapja Verő József kohómérnök, akadémikus. 1975-ben lett a földtudomány (geofizika) doktora, 1995-ben az MTA levelező, 2001-ben rendes tagja. Szakterületén belül elsősorban a geomágneses tér változásai, a geomágneses pulzációkkal foglalkozott. 1957-től dolgozott az MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézetben, kutatóprofesszorként 2005-ben onnan ment nyugdíjba. Oktatott a Miskolci Egyetemen, illetve jogelődjénél, 1991–2003 között pedig a Nyugat-magyarországi Egyetem Fizika Intézetének professzora volt.

Kutatói pályája kezdetén részt vett a nagycenki Geofizikai Obszervatórium (a mai HUN-REN FI Széchenyi István Geofizikai Obszervatórium) létrehozásában, az ott végzett mérések feldolgozási módszerének kialakításában. Ma ennek az obszervatóriumnak a pulzációs adatsora egyedülállóan hosszú a világon, olyan vizsgálatokat tesz lehetővé, amelyek máshol nem lehetségesek, mint például a 11 éves naptevékenységi ciklus hatásának kimutatása a geomágneses pulzációkra. Hosszabb ideig foglalkozott a Föld belső szerkezetének vizsgálatára alkalmas magnetotellurikus mérések számítástechnikai problémáival, a mérések szervezésével, sok hazai és külföldi mérőexpedícióban vett részt, s az irányításával készült programot külföldi intézmények is átvették.

Az elsők között mutatta ki a geomágneses pulzációknak a bolygóközi tér egyes fizikai paramétereivel való kapcsó-

latát, bizonyítva evvel, hogy az ezeket a jeleket létrehozó hullámoknak a forrását a földi magnetoszférán kívül kell keresnünk. A bolygóközi mágnes térerőssége és a pulzációk periódusa közötti kapcsolatnak általa meghatározott alakját nagyon sokan idézték és alkalmazták. Több al-

kalommal szervezett nemzetközi együttműködést észak–déli állomásláncok létrehozására, amelyeknek segítségével sikerült a földi mágnes térben terjedő magneto-hidrodinamikus hullámok, a mágnes tér erővonalai mentén kialakuló rezonanciák számos tulajdonságát tisztázni. Erről a kérdéssel az illetékes nemzetközi szervezet 1985-ös konferenciájára áttekintő előadásra kérték fel. Ugyancsak áttekintő előadással szerepelt 1992-ben a williamsburgi Chapman-konferencián, amelynek anyagát Amerikában, monográfiában jelentették meg. Az 1999. augusztus 11-ei napfogyatkozás hatását csoportjával első alkalommal sikerült kimutatni a geomágneses pulzációkban. Összesen mintegy 230 tanulmánya jelent

meg, ezekre gyakran hivatkoznak a vezető folyóiratokban is. Társ szerzői között német, angol, finn, indiai, norvég, ausztrál, vietnami, orosz, bolgár, osztrák, japán szakemberek szerepelnek.

Foglalkozott a geomágnesség régészeti alkalmazásával, több dunántúli és ausztriai vasolvastó telep feltárásában vett részt.

Indulása óta szerkesztője, 1996-tól 2008-ig főszerkesztője volt az *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica* című folyóiratnak. Hosszabb ideig titkára volt az MTA Geofizikai Tudományos Bizottságának. Külföldi meghívással járt és előadást tartott Japánban, Németországban, Angliában, Ausztriában, a Szovjetunióban. Tevékenyen részt vett a



Dr. Verő József
1933 – 2025

Nemzetközi Geomágneses és Aeronómiai Asszociáció (IAGA) munkájában, egy időben mint nemzeti képviselő. 1962-ben és 1980-ban Akadémiai Díjat kapott, tulajdonosa a Magyar Geofizikusok Egyesülete Eötvös Loránd- és Egyed László-érmének, az MTESZ-díjnak, a Magyar Asztronautikai Társaság Fonó Albert-érmének (1994). 2003-ban a Köztársasági Érdemrend tisztikeresztjével, 2004-ben Széchenyi-díjjal tüntették ki. Ugyanebben az évben Sopron város díszpolgára lett, és megkapta az Akadémiai Kiadó nívódíját is.

Tagja volt többek között a Magyar Geofizikusok Egyesületének, a Magyar Asztronautikai Társaságnak, a Soproni

Tudós Társaságnak, a Kitaibel Pál Természettudományi Asztaltársaságnak, a Professzorok Batthyány Körének, a Soproni Városszépítő Egyesületnek, a Bencés Diákszövetségnek, a Keresztény Értelmiségi Szövetségének, a Magyar Bélyeggyűjtők Országos Szövetségének, a Perkovátz-Ház Baráti Köre Egyesületnek.

Életútját legszemléletesebben a SopronMédia Kávé Kettesben című 2020-as portréműsora (https://www.youtube.com/watch?v=Dbt_hcB7POY) foglalja össze.

Búcsúztatása 2026. február 25-én (szerda) 11 órakor volt a soproni Szent Mihály templomban.

Szarka László Csaba,
az MTA rendes tagja

Szabó Zoltán, a Magyar Geofizikusok Egyesületének alapító és tiszteleti tagja 1932 – 2026

Szabó Zoltán 94 éve, 1932-ben Budapesten született. Gyerek volt még, amikor a második világháború kitört, középiskolás éveire az időszakra jellemző, olyan változatosan nehéz körülmények – mint az ország háborúba lépése, Budapest ostroma és a fordulat éve – között zajlottak. A gimnázium első hét osztályát a Budapesti Piarista Gimnáziumban végezte, majd az iskola államosítása és végül megszüntetése után az Eötvös József Gimnáziumban érettségizett kitűnő eredménnyel 1951 júniusában. A korra jellemző módon a Budapesti Műszaki Egyetem Vegyészmérnöki Karán tett sikeres felvételi vizsga után nem oda, hanem az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Karán (ELTE TTK) újonnan indult geoföldrajz (földtan-földrajz) szakra vették fel. Miután kiderült, hogy a kissé talányos elnevezés tanári szakot takar és Zoli nem kívánt tanárrá válni, sikerült átkerülnie az ugyanakkor újonnan induló geofizikus szakra. Itt ismerte meg fiatalabb kolléganőjét, Kilényi Évát, aki nem csak társa lett egy hosszú életen át, gyermekeinek édesanyja, de kollégája, munkatársa és segítője is.

Egyetemi tanulmányait 1951–55 között végezte az ELTE TTK geofizikus szakán. 1953–55 között demonstrátorként dolgozott a Geofizikai Tanszéken, feladata a tanszék kutatómunkájában való részvétel, elsősorban a geotermikus

gradiens és a negyedkori üledékvastagság közötti összefüggés vizsgálata volt. Ezekért a vizsgálataiért Akadémiai jutalomba részesült. 1955-ben sikeresen diplomázott, diplomamunkája a kőzetmintákon mért és a gravitációs mérésekből meghatározott közetsűrűségek összehasonlító analízise volt.

Diplomájának megszerzése után 1955. szeptember 15-én az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) Gravitációs Osztályának munkatársa lett. Kezdetben egy graviméteres terepi csoportban dolgozott, ahol a geodéziai és észlelési munkák gyakorlati elsajátítása után főleg a terepi mérések feldolgozása volt a feladata.

Egy esztendő múlva, 1956 nyarán csatlakozott a Kínába induló expedícióhoz és 1956. július – 1959. február között a Kínai–Magyar Geofizikai Expedíció tagjaként kőolajkutatói célú Eötvös-ingamérésekben vett részt Kínában. Itt a geodéziai kitűző munkától kezdve az Eötvös-inga-észlelésen és -feldolgozáson keresztül minden munkafolyamatban részt kellett veyen, sőt a kínai munkatársak betanítása is az expedíció magyar tagjainak feladatai közé tartozott.

Kínából hazatérve 1959–60-ban az országos gravitációs térkép szerkesztésének keretében az Eötvös-inga-mérések eredményeinek a gravitációs alaphálózatba történő beillesztésével és kiegyenlítésével foglalkozott. 1960–64 kö-



Szabó Zoltán
1932 – 2026

zött az Eötvös-inga laboratórium munkatársaként Rybár professzor irányításával az exportra kerülő E-54 típusú torziós ingák beszállításában, hitelesítésében, torziós szálak készítésében és vizsgálatában tevékenykedett. Aktív szerepet játszott az E-60 típusú inga kifejlesztésében.

1964-ben osztályvezető-helyettes lett a Gravitációs Osztályon, ahol részben a vertikális gradiens meghatározásával, részben értelmezési kérdésekkel foglalkozott. 1965-ben az országban elsőként szerkesztett gravitációs mérések alapján medencealjzat-térképet a Cserehát területére vonatkozóan. 1966–67-ben a börsönyi gravitációs mérések, majd az ércutatási célú komplex geofizikai kutatás témafelelőse lett.

1967-ben kinevezték az összevont Gravitációs és Földmágneses Osztály vezetőjévé, majd az év végén ismét külföldi munkát vállalt. 1967 decemberétől 1971 decemberéig szakértőként a Nigériai Földtani Szolgálat keretében Nigériában dolgozott. Feladata a helyi szakemberek betanítása mellett az ENSZ segélyprogramja keretében végzett légi mágneses mérések értelmezése és terepi részletező vas- és színesfémérc-kutatási programok lebonyolítása, valamint esetenként vízkutatási feladatok megoldása volt az ott és akkor rendelkezésre álló SP, VES, GP és földmágneses műszerezettséggel.

1972-ben Nigériából hazatérve a Földfizikai Osztály vezetésével bízták meg. Vezetése alatt létesült a Mátyáshegyi Geodinamikai Állomás és a Paleomágneses Laboratórium, befejeződött az ország regionális gravitációs felmérése, sor került az 1980-as országos mágneses felmérésre és az új gravitációs alaphálózat létesítésére. Létrehozták az országos gravitációs adatbankot és digitalizálták az ország 1:500.000 méretarányú földmágneses (Z-anómália-) térképét. 1984–85-ben a regionális adatbankban szereplő adatok alapján elkészítették az ország 2,4 cgs átlagsűrűséggel számított 1:100.000 méretarányú Bouguer-anómália-térképét, valamint szűrt változatainak térképsorozatát. Ugyancsak megszerkesztették az ország 1:500.000 méretarányú Bouguer-anómália-térképét és annak szűrt változatait. A gravitációs adatok és térképek szigorúan titkos minősítése miatt ezekben az években nyomtatásban csak a szűrt változat jelenhetett meg. A tektonikai értelmezés céljából megszerkesztette Magyarország gravitációs lineaments térképét, és részt vett az ország geofizikai adatokon alapuló tektonikai térképének összeállításában. A 80-as évek közepén az ország harmadkor előtti medencealjzat-térképének szerkesztői munkacsoportjában is részt vett.

1987-ben kapcsolódott be a Paksi Atomerőmű és Ófalu környéki geofizikai vizsgálatokba és a paksi telephellyel kapcsolatos szovjet szakvélemények bírálatába. Megszervezte és irányította a nagylétesítmények és radioaktív hulladékok elhelyezésével kapcsolatos szeizmotektonikai kutatásokat, vizsgálta a földrengéssel kapcsolatos szerkezeti meghatározottságát, különös tekintettel a gravitációs lineamentek és a földrengések kapcsolatára.

1992-ben nyugdíjba ment, de szakmai tevékenységét nem fejezte be. 1991–1994 között – 1992-től már nyugdíjasként – az ország földrengés-veszélyeztetettség tér-

képének elkészítését célzó komplex téma vezetője. Ugyancsak ehhez az időszakhoz kapcsolódik a magyar–osztrák–szlovák határmenti gravitációs és földmágneses térképek határmenti egyeztetése és összedolgozása a DANREG program keretében.

Közben folyamatosan a gravitációs értelmezés lehetőségeinek kitágításán dolgozott, célja volt, hogy hozzájáruljon Magyarország jobb nagyszerkezeti megismeréséhez. Ennek keretében munkatársaival statisztikailag feldolgozták 12 000 kőzetminta és 145 000 folyóméter fúróluk-szelvényezés sűrűség- és sebességadatát. E vizsgálatokra alapozva megszerkesztették az ország változó sűrűséggel számított Bouguer-anómália-térképét, annak különböző szűrt változatait, valamint egy medencehatással korrigált és egy gravitációs adatokra alapozott Mohorovicic-szint-térképet. A későbbiekben – már nyugdíjasként – részt vett a bátaapáti radioaktív hulladéktároló megépítését megalapozó geofizikai vizsgálatokban, ezeken belül elsősorban a földmágneses mérések értelmezésében, majd a Tokaj környéki geotermális viszonyok vizsgálatában is. OTKA-pályázat keretében tanulmányozta, hogy milyen mértékben befolyásolja a talajvízszint és a talajnedvesség változása a gravitációs méréseket.

1978 óta tudománytörténeti kérdésekkel is foglalkozott, elsősorban Eötvös Loránd és munkatársainak tevékenységével, valamint a gravitációs és földmágneses kutatások történetével. Összeállította az 1984-es tihanyi, majd az 1998-ban megnyílt budapesti Eötvös-kiállítás szakmai anyagát, és irányította a muzeális értékű műszerek restaurálási munkálatait. Megnyitása után folyamatosan részt vett a budapesti báró Eötvös Loránd- emlékkiállítás működtetésében. 1999-ben archívumot állított össze Eötvös Loránd diafelvételeinek anyagából, és megírta az Eötvös-inga történetét.

Munkás élete során 76 publikációja jelent meg nyomtatásban, és az Akadémia olvasottsági kimutatása szerint a legolvasottabb cikke Az Eötvös-inga története, amely magyarul a *Magyar Geofizikában*, angol változata pedig az *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica* szakfolyóiratban jelent meg.

Szabó Zoltán a Magyar Geofizikusok Egyesületének alapító és tiszteleti tagja, 1979–1993 között az Egyesület Tudománytörténeti Bizottságának elnöke, majd a Bizottság újjáalakulását követően bizottsági tag. 1990–1999 között az Eötvös Loránd Geofizikai Alapítvány Kuratóriumának elnöke, ezt követően a kuratórium tagja. Munkáját az Egyesület a tiszteleti tagságon túl az Egyed László-emlékérem és a Renner János-emlékérem neki ítélésével ismer- te el.

1981–1991 között az IUGG Nemzeti Bizottság IAG szekciójának tagja.

1962-ben Szakszervezeti Bizottsági tag, 1963–67 decembere között az ELGI Szakszervezeti Bizottságának titkára, 1980-tól 1992-ig az ELGI Munkaügyi Döntőbizottságának elnöke.

Szabó Zoltán életének és a szakmai pályafutásának áttekintése alapján elmondható, hogy rendkívül sokoldalú

és eredményes élete volt. Aktív szakmai élete során a geofizika óriási fejlődésen ment keresztül, a logaritmus függvénytáblázatoktól és a „tekerős számológépek”-től a mai modern számítástechnikáig addig soha nem látott változást kellett követnie. Zoli a saját területén ennek a fejlődésnek nemcsak követője, hanem sok esetben alakítója is volt. Nagyon tiszteltem benne, hogy ebben a gyorsan változó világban nem pusztán a jelent látta és a jövőt nézte, hanem hátra is tudott tekinteni. Csodáltam azt gondosságot és szeretetet, amellyel az elődök emlékét, a ránk hagyott szakmai örökség értékeit kutatta, gyűjtötte, gondozta és közkinccsé tette.

Szomorúan vettük tudomásul, hogy azon a csendes januári délutánon Zoli maga is ennek az örökségnek a részévé vált. Emlékét, örökséget úgy kell őriznünk, úgy fogjuk őrizni, ahogyan ezt tőle tanultuk.

Kedves Zoli, nyugodt, békés társaságod, félmosolyod, vidám lényed nagyon fog hiányozni.

Nyugodjál békében!

Szabó Zoltán önéletrajza alapján összeállította
Bodoky Tamás

A múzeumi rangú báró Eötvös Loránd-emlékkiállítás ingatermének részletei a múlt század utolsó éveiben



Az emlékkiállítás ebben a formájában a ma már nem létező Eötvös Loránd Geofizikai Intézet épületében állt. Az emlékkiállítás képeivel a kiállítás szakmai anyagát összeállító Szabó Zoltán (1932–2026) tagtársunkra szeretnénk emlékezni.

MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE

1143 Budapest, Stefánia út 14.; Tel./Fax: (06) 30-811-8819

E-mail: geofizikusok@gmail.com; Honlap: www.mageofegy.hu

