

Magnetotellurika – változók, képletek, összefüggések

KISS J.[@], ZILAHÍ-SEBESS L.

Szabályzott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága (SZTFH), Földtani Igazgatóság,
H-1051 Budapest, Sas utca 20–22.
[@]E-mail: janos.kiss@sztfh.hu

Korábban vizsgáltuk a kőzetek mágneses tulajdonságainak hatását a magnetotellurikus mérések esetében. E vizsgálódások következményeként sokkal jobban el kellett mélyednünk az alapparaméterek és alapképletek világában, és mindezt első-sorban a gyakorlati alkalmazás miatt tettük.

A magnetotellurikus mérések során tulajdonképpen elektromos és mágneses frekvenciaszondázást végzünk, így mind-azokat a paramétereket vizsgálunk kell, amelyek hatással lehetnek az elektromos és mágneses mérésekre. Ezek a hatások ráadásul az E/H viszony miatt eltérő módon jelennek meg a mérési eredményekben. Ebben a cikkben megpróbáljuk az alapösszefüggéseken keresztül vizsgálni a különböző fizikai paraméterek szerepét a magnetotellurika esetében, esetleg azok földtani jelentését. A vizsgálódáshoz viszont vissza kell nyúlnunk az alapirodalomhoz, amelyet olyan nevek (könyvek) fémjeleznek, mint:

- Budó Á. (Kísérleti Fizika),
- Simonyi K. (Elméleti Villamosságtan),
- Szalay B. (Fizika Kézikönyv)

vagy orosz szerzők közül:

- Javorszkij B. M., Detlaf A. A. szerzőpáros (Fizikai Zsebkönyv)
- Janovszkij B. M. (Geomágnesség)
- Moszkowicz B. (Fizikai Állandók Kézikönyve),

továbbá speciális geofizikai szakirodalmak, mint:

- Takács E. (Geofizika)
- Berdicsevszkij M. N. (Goelektromos kutatások magnetotellurikus szelvényezéssel)
- Zsdanov M. Sz. (Goelektromos Kutatás),

és a lista természetesen még tovább folytatható...

Kiss, J., Zilahi-Sebess, L.: Magnetotellurics – variables, formulas and relationships

We have previously investigated the effect of the magnetic properties of rocks on magnetotelluric measurements. As a consequence of these investigations, we had to delve much deeper into the world of basic parameters and formulas, mainly for practical applications.

In magnetotelluric measurements, we are actually doing electrical and magnetic frequency sounding, so we need to look at all the parameters that can affect the electrical and magnetic measurements. Moreover, these effects are reflected differently in the measurement results due to the E/H ratio. In this paper, we will try to investigate the role of different physical parameters in magnetotellurics, possibly their geological significance, through the basic context. In order to investigate this, however, we have to go back to the basic literature, which is marked by names (books) such as:

- Á. Budó (Experimental Physics),
- K. Simonyi (Theoretical Electricity),
- B. Szalay (Physics Handbook),

or from Russian authors:

- B. M. Javorsky, A. A. Detlaf (Physics Pocketbook)
- B. M. Janovsky (Geomagnetism)
- B. Moskowicz (Handbook of Physical Constants),

and specialised geophysical literature, such as:

- E. Takács (Geophysics)
- M. N. Berdichevsky (Goelectrical research with magnetotelluric profiling)
- M. S. Zhdanov (Goelectric Research).

Beérkezett: 2024. augusztus 20.; *elfogadva:* 2024. november 2.

1. Bevezetés

A földtudományi, s azon belül a geofizika szakterületén dolgozó szakértők száma évről évre csökken. Egy-egy kolléga kiesése esetenként egy adott geofizikai módszer megszűnését is előidézhetheti, mert nincs olyan ifjú kutató, aki átvegye az adott szakterületet, vagy hiányzik a szakértelem, ami szükséges lenne a zökkenőmentes folytatáshoz.

Az elmúlt években az utánpótlás kinevelésére nem nagyon volt lehetőség (idő, pénz, kapacitás). A szakma iránti felelősség miatt azonban minden nehézség ellenére folytatni kell a munkát, akár a módszertani alapoktól.

2. Alapképletek

A magnetotellurikus klasszikus szakirodalomban gyakran találkozhatunk az elektromágneses impedancia (Z) képletének meghatározásakor a következő két képlettel, (1) és (2):

$$Z_B = \frac{E}{B}, \quad (1)$$

$$Z_H = \frac{E}{H}, \quad (2)$$

ahol

E – az elektromos térerő,

B – a mágneses indukció,

H – a mágneses térerő.

Az, hogy mindkettőt használják, arra utalhat, hogy bizonyos körülmények között mindkettő igaz. De vajon melyik az alapképlet, és melyik az egyszerűsített képlet és miért? Mire vezethető vissza, hogy kétféle képlet van?

2.1. A mértékegység

A képleteket látva, értelmező geofizikusként, először zavarba jön az ember (mert ugye nem mindegy, hogy melyiket használjuk), majd kénytelen elmélyedni a dologban.

Ehhez elő kell venni a fizikai mennyiségek mértékegységeit (1. táblázat, pl. a függvénytáblából), hátha azok segítenek.

1. táblázat Table 1	Elektromágneses mennyiségek és mértékegységeik Electromagnetic variables and their units		
Fizikai mennyiség	Mértékegység-rendszer		
	CGS	SI	Műszaki
Z (impedancia)	s/cm	$\frac{\Omega}{(\text{m}^2\text{kg})/(\text{As}^2)}$	V/A
E (elektromos térerősség)	$\text{g}^{1/2}/(\text{cm}^{1/2}\text{s})$	$(\text{mkg})/(\text{As}^3)$	V/m
B (mágneses indukció)	$\text{g}^{1/2}/(\text{cm}^{1/2}\text{s})$	$(\text{Wb})/\text{m}^2$ kg/As^2	$(\text{Vs})/\text{m}^2$
H (mágneses térerősség)	$\text{g}^{1/2}/(\text{cm}^{1/2}\text{s})$	A/m	A/m

nek. Ismert, hogy a CGS–SI váltáskor sok CGS alapképlet újabb paraméterrel egészült ki SI mértékegységben. Az egységesített SI rendszert használjuk világszerte mindenhol a modern szakirodalomban.

A táblázatból látszik, hogy a B és a H mennyiségeknek CGS rendszerben ugyanaz a mértékegysége, ezért tehát CGS rendszerben egyenrangúan használható mindkét mennyiség. Ha most megvizsgáljuk a kiindulási (1) és (2) képleteket, kiírva azokat SI rendszerben, akkor a következőket kapjuk:

$$Z_B = \frac{E}{B} = \frac{\left[\frac{\text{V}}{\text{m}}\right]}{\left[\frac{\text{Vs}}{\text{m}^2}\right]} = \left[\frac{\text{m}}{\text{s}}\right], \quad (3)$$

$$Z_H = \frac{E}{H} = \frac{\left[\frac{\text{V}}{\text{m}}\right]}{\left[\frac{\text{A}}{\text{m}}\right]} = \left[\frac{\text{V}}{\text{A}}\right]. \quad (4)$$

A mértékegységek alapján látszik, hogy a Z_B (3) szerint egy sebesség mennyiségre vezethető vissza (hullámterjedési sebesség?), ezzel szemben a Z_H egy ellenállás (váltóáramú impedancia) mennyiség mértékegységeként jelenik meg¹⁾. Ezek alapján egyértelmű, hogy az SI rendszerben alkalmazott képlet az Z_H impedancia alapképlete (4).

A magnetotellurikában azonban használják a magnetotellurikus tenzort is. A magnetotellurikus tenzor ($\mathcal{M}$) az impedancia tenzor ($\mathcal{Z}$) és a $\mu = \mu_0$ feltételezéssel a vákuumbeli mágneses permeabilitás ($\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ Vs/Am) szorzataként áll elő, azaz

$$\mathcal{M}(\omega) = \mu_0 \mathcal{Z}(\omega). \quad (5)$$

A klasszikus fizikában ismert a kapcsolat a két mennyiség között:

$$B = \mu H. \quad (6)$$

Korábbi egydimenziós vizsgálataink alapján (Kiss et al. 2010) megmutattuk, hogyha nem vesszük figyelembe a mágneses permeabilitást, akkor nagyobb impedanciát észlelünk és ennek következtében a közeg elektromágneses hullámsebessége is megváltozik és nagyobb látszólagos rétegvastagságot fogunk kapni a kiértékelések során.

A (3) és (6) képletek alapján azonban egyértelműnek látszik, hogy a mágneses permeabilitás jelenléte a hullámterjedésre nyilvánvalóan hatással lesz.

További vizsgálataink (Kiss et al. 2020) azt mutatták, hogy az elektromos vezetőképesség és a mágneses permeabilitás eltérő módon hat a látszólagos fajlagos ellenállásra és a hullámterjedési sebességre. A Z_B és a Z_H különbsége talán éppen erre mutat rá:

$$Z_H = \mu Z_B. \quad (7)$$

Ha CGS rendszerben vagyunk, és a közeg nem mágneses, azaz $\mu_r = 1$, akkor a mágneses indukció és a mágneses térerő egyenlő.

$$B = \mu_r H = H \quad (\text{ha } \mu_r = 1, \text{ CGS rendszerben}). \quad (8)$$

Ha viszont SI rendszerben vagyunk, akkor a képlet helyesen a következő lesz, s ekkor a $B \neq H$, nem mágneses közegben az egyenlet:

$$B = \mu_0 \mu_r H = \mu_0 H \quad (\text{ha } \mu_r = 1, \text{ SI rendszerben}) \quad (9)$$

Ha viszont a közeg mágneses, és $\mu_r > 1$, akkor

$$B = \mu_0 \mu_r H = \mu H \quad (\mu_r > 1, \text{ SI rendszerben}), \quad (10)$$

$$\mu_r = 1 + \kappa \quad \text{és} \quad \mu = \mu_0 \mu_r,$$

ahol

μ_r – a relatív mágneses permeabilitás,

κ – a mágneses szuszceptibilitás.

2.2. A mérőrendszer

A magnetotellurikus mérések esetében egy másik megközelítést is alkalmazhatunk, ami a mágneses tér mérésére alkalmazott mérőrendszerből indul ki:

„A mágneses térerősség (H) mérését az áramerősség és a távolság mérésére vezethetjük vissza. Olyan szolenoidot alkalmazunk, amelynek a hosszúsága jóval nagyobb, mint az átmérője. Ezt mágneses térben elhelyezve, s változtatva a tekercsben folyó áramerősséget kikompenzálhatjuk a mágneses teret (értéke nulla lesz a tekercsben). Az áramerősség és a tekercs hossza megadja a mágneses tér erősségét” (Simonyi 1967).

A magnetotellurikus méréseknél olyan mágneses érzékelőt (szolenoidot) alkalmazunk, amelynek a hosszúsága jóval nagyobb, mint az átmérője. Ezzel az induktív mérőrendszerrel tehát a H mágneses térerőt mérjük, az elektrodákkal, a konduktív mérőrendszerrel pedig, az elektromos E térerőt, és a kettő hányadosából származtatott mennyiség (4) ennek megfelelően az elektromágneses impedancia lesz.

3. Elektromágneses és geomágneses tér

Magnetotellurikában a mért elektromágneses teret (H és E) több tényező is befolyásolja. Az első és talán legfontosabb a közeg elektromos tulajdonsága (vezetőképessége, dielektromos állandója és polarizálhatósága) amely közvetlenül az E komponensre van hatással, de közvetve a H komponensre is befolyásolja. A másik tényező a közeg mágneses tulajdonsága (indukált és remanens mágnesezettség), amely az esetek többségében (üledékes környezetben) elhanyagolható mértékű, ha viszont érzékelhető mértékben van jelen, akkor módosíthatja a mérési eredményeket. Ez azért jelent kihívást, mert a mágneses hatást több tényező határozza meg (az adott mérési pont normál mágneses tere, a közeg mágneses szuszceptibilitása, a közeg remanens mágnesezettségének nagysága és a remanens és indukáló tér által meghatározott eredő mágneses tér iránya és amplitúdója).

Meg kell említeni még egy dolgot, a magnetotellurikus módszer „adó oldala” a Nap, illetve a naptevékenység, míg a mágneses tér kialakulásáért a földi mágneses tér és a közetek mágneses szuszceptibilitása (indukált mágnesezettség esetén) a felelős. Természetesen a földtani folyamatok (összetétel, nyomás, hőmérséklet, kristálytani fázisátalakulások) hatására kialakult archív geomágneses (többek közt paleomágneses) térrel kapcsolatos remanens mágnesezettség is jelen van, ami egyes esetekben nagyságrendekkel erősebb, mint az indukált mágnesezettség. Mindegyik forrástér kölcsönhatásban van a másikkal, mindegyik tér irányított vektortér (vektorral jellemezhető) és többnyire számunkra ismeretlen paraméterekkel rendelkezik.

Továbbiakban megpróbáljuk kibontani az elektromágneses tér alapképleteit, és megvizsgáljuk, hogy hogyan jelentkeznek ezek a fizikai paraméterek a magnetotellurikus mérésekben.

3.1. Az alapképlet

Érdemes tehát az alapképleteket tovább boncolgatni. A B , H , M és J kapcsolatáról Simonyi (1967), Budó (1979), Moskowitz (1995) vagy Takács (1968) alapján a következő állapítható meg:

$$B = \mu H + J_E, \quad (11)$$

$$M = J_E V, \quad (12)$$

ahol

B – a mágneses indukció,

H – a mágneses térerősség,

μ – a közeg mágneses permeabilitása

J_E – az eredő mágnesezettség²⁾,

M – a mágneses momentum³⁾,

V – a térfogat.

2. táblázat | Mágneses mennyiségek és mértékegységeik

Table 2 | Magnetic variables and their units

Fizikai mennyiség	Mértékegység-rendszer	
	CGS	SI
Mágneses momentum (M)		Am^2
Mágnesezettség (J)		A/m
Mágneses térerősség (H)	$\text{g}^{1/2}/(\text{cm}^{1/2}\text{s})$	A/m

3.2. A kibővített képletek

A (11) képlet, noha általános törvényszerűségként szerepel, a valóság leegyszerűsítése. Kibontva a fenti egyenlethez és a következő összefüggésekhez jutunk:

$$B_E = \mu_0 \mu_r H + J_E, \quad (13)$$

$$J_E = (J_I + J_R), \quad (14)$$

$$J_I = \kappa H_{GI}, \quad (15)$$

$$J_R = \kappa H_{GR} = \kappa_R H_{GI}, \quad (16)$$

$$\begin{aligned} B_E &= \mu_0 \mu_r H_{EM} + \kappa H_{GI} + \kappa H_{GR} \\ &= \mu_0 \mu_r H_{EM} + (\kappa + \kappa_R) H_{GI} \\ &= \mu_0 \mu_r H_{EM} + \kappa_L H_{GI}, \end{aligned} \quad (17)$$

ahol

B_E – az eredő mágneses indukció (EM tér),
 H_{EM} – a külső mágneses tér (EM tér),
 J_E – az eredő mágnesezettség (GM tér),
 J_I – az indukált mágnesezettség (GM tér),
 J_R – a remanens mágnesezettség (GM tér),
 κ – a mágneses szuszceptibilitás,
 κ_R – a remanens mágneses szuszceptibilitás,
 κ_L – a látszólagos mágneses szuszceptibilitás,
 H_{GI} – a Föld indukáló mágneses tere (GM tér) a mérés idején,
 H_{GR} – a Föld archív (ismeretlen) mágneses tere (GM tér) a közet képződése idején,
 μ_0 – a vákuum mágneses permeabilitása,
 μ_r – a relatív mágneses permeabilitás.

A fenti felsorolásban a remanens mágnesezettséget csak a J_r formában érzékeljük, nem tudjuk külön-külön a κ_R és a H_{GR} értékét, miközben az indukált mágnesezettség (J_I) is csak az indukáló mágneses térerő, azaz H_{GI} paraméterével ismert, de az esetek többségében, a κ értéke számunkra ismeretlen. Az eredő mágnesezettség képletéből (14) levezethető egy látszólagos szuszceptibilitás érték (Takács 1977):

$$\kappa_L = \kappa + \frac{J_R}{H_{GI}} = \kappa + \kappa_R. \quad (18)$$

Nagy Königsberger-arány esetén a látszólagos mágneses szuszceptibilitás akár nagyságrendekkel megnövelheti a relatív mágneses permeabilitás értékét. Ez viszont jelentősen megbonyolítja a magnetotellurikus összefüggéseket.

Az is kérdés persze, hogy a H_{EM} és a H_{GI} milyen viszonyban vannak egymással, van-e kapcsolat, kölcsönhatás közöttük?

4. A mágneses paraméter a magnetotellurikában

A mágneses indukció tehát valós körülmények között 4 mágneses ismeretlen paramétert fog tartalmazni (κ , H_{EM} , J_I , J_R), s amit mérünk, a három térerőösszetevőnek (H_{EM} , J_I , J_R) az eredője lesz, amit egy eredő mágneses permeabilitáson (μ_E) keresztül érzékelünk.

Mivel a magnetotellurikában a mágneses és elektromágneses tereket nem tudjuk szétválasztani a források ismeretének hiánya miatt, így a méréseink során az alapdefiníció szerint következő képlet fog érvényesülni (mágneses oldal):

$$B_E = \mu_E H_E, \quad (19)$$

ahol

B_E – az eredő mágneses indukció (EM),
 H_E – az eredő mágneses tér,
 μ_E – az eredő mágneses permeabilitás,
 κ_L – a látszólagos mágneses szuszceptibilitás,

$$\mu_E = 1 + \kappa_L. \quad (20)$$

5. Az elektromos paraméter a magnetotellurikában

Vizsgáljuk meg az elektromos oldalt is (Javorszkij és Detlaf 1974)!

$$D = \varepsilon E_E + P, \quad (21)$$

ahol

D – az elektromos indukció (EM),
 ε – a dielektromos állandó (elektromos permittivitás),
 E_E – az eredő elektromos térerősség (EM),
 P – az elektromos polarizálhatóság (EM),

$$P = \varepsilon \kappa_p E_E, \quad (22)$$

ahol

κ_p – a dielektromos szuszceptibilitás, vagy polarizálhatóság

$$D = \varepsilon (1 + \kappa_p) E_E, \quad (23)$$

$$E_E = \frac{D}{\varepsilon (1 + \kappa_p)}. \quad (24)$$

Az impedancia helyes képlete (Z_H), ha figyelembe vesszük az eredő mágneses teret és mágneses permeabilitást a következő lesz:

$$Z_H = \frac{E_E}{H_E}. \quad (25)$$

A (25) képlethez a következő megjegyzések tartoznak:

1. Az impedancia (Z_H) általános képletében az eredő elektromos térerő (E_E) és eredő mágneses térerő (H_E) értékét mérjük, amiben a földtani képződményektől függően mágnesezettség (J_E), polarizálhatóság (P) és a dielektromos állandó (ε) hatása is benne van.
2. Ismeretlen mágneses paraméterek miatt az eredő mágneses térerőt a $H_E = f(H_{EM}, J_I, J_R)$ alapján kell számolni, amiben az indukált és a remanens mágnesezettségek hatása is benne van.
3. Mivel az elektromos vezetőképesség mellett a mágneses paramétereket sem ismerjük, így a remanens mágnesezettség hatása a megnövekedett mágneses permeabilitáson (μ_E) keresztül fog megjelenni (ez azért fontos, mert a Königsberger-arányból adódó szorzó a relatív mágneses permeabilitást fogja megnövelni, mivel csak az indukáló mágneses normál térrel tudunk számolni). Ez a hatás legerősebben a mágneses és nem mágneses közegek közötti határfelületeken fog jelent-

kezni (Kiss et al. 2020, Kiss, Prácser 2021, Kiss et al. 2023B)

4. A magnetotellurikus mérésre a közeg dielektromos állandója és polarizálhatósága is hatással van (24) alapján, ez elsősorban a határfelületeken fog megjelenni (Kiss et al. 2020).

Mindezek alapján felvetődik a kérdés, hogy szabad-e az önálló magnetotellurikus méréseket mennyiségi kiértékelésre használni olyan területeken, ahol a mágneses, a dielektromos vagy a polarizálhatóság paraméterben drasztikus változások feltételezhetők (lásd Kiss et al. 2011)?

Ilyenkor – a fentiek alapján – csak a mágneses, gravitációs és szeizmikus mérési adatok együttes, komplex feldolgozásától és értelmezésétől várható valós eredmény.

6. A mért közeg eredő fajlagos ellenállása, fázisa

Kiss et al. (2020) már felvetette – a nyugati erőter-geofizikai szakirodalomból kiindulva – az analitikus jelnek definiált mennyiséget (más néven forbeniusi vagy euklideszi norma) a közeg eredő fajlagos ellenállásának mérőszámként használni, amelyet a különböző polarizációk alapján meghatározott ellenállásértékekből számíthatunk ki. Korábban a közeg általános jellemzésére a mértani (effektív), vagy a számtani közepet (elvi) használták. Abban az esetben, ha az egyik polarizációban mért fajlagos ellenállás nullához közelített, az a mértani közép esetén lenullázta, a számtani közép esetén megfeleztte a közeg ellenállását. De hogyan lehet egy közegnek az eredő fajlagos ellenállása kisebb, mint a bármelyik polarizációban kapott fajlagos ellenállás értéke?

A magnetotellurikus mérések során megkapjuk a látszólagos fajlagos ellenállásnak az amplitúdóját két egymásra merőleges irányban. Az ilyen mennyiségeket, amelyeknek iránya és nagysága van, vektornak nevezzük. Az ortogonális vektorok összeadása pedig nem más, mint a korábban említett analitikus jel képzése. Az E - és H -polarizációban kapott látszólagos fajlagosellenállás-értékekből tehát a vektorösszeadás szabályai szerint kell képezni a közegnek az eredő ellenállását!

Ebben az esetben a mágneses testek hatása is látszólagos fajlagosellenállás-növekedésként meg fog jelenni a klasszikus számítási eljárások szerint, ahogy ezt korábban (Kiss et al, 2020) már leírtuk.

A fázis már nem a közeg jellemzője, hanem a valós és képzetes EM paraméter iránybeli eltérése, azaz a fázis esetén mindig érdemes külön vizsgálni az E - és H -polarizációs esetet, és egészében a fázis számtani középértékével jellemezni a közeget.

A fő égtájak irányában mért látszólagos fajlagos ellenállás és az impedanciafázis paraméter a magnetotellurikus mérések fő paraméterei, amelyek minden hatást tartalmaznak. Ha inverzióval a közeg fajlagos ellenállását határozzuk meg, akkor fennáll a veszély, hogy egy több változós tér-

paramétert egyetlen változóval (a közeg vezetőképességével) akarunk kifejezni, miközben a többi változóról (mágneses permeabilitás, polarizálhatóság, dielektromos állandó) nincsenek pontos információink. Ebből adódóan a látszólagos fajlagosellenállás- és fázisparaméterek objektív mérési paramétereknek tekinthetők, míg az inverzió emiatt már lehet, hogy szubjektív. Ez pedig azt jelenti, hogy a gyakorlatban kialakult szokás helyett (mármint hogy csak a kétdimenziós inverzióból kapott fajlagosellenállás-szelvényt jelenítjük meg), mindkét irányban mért látszólagos fajlagosellenállás- és fázisparamétereket elsődlegesen dokumentálni kell! Ez rögtön jelzi a közeg jellegét (egydimenziós vagy kétdimenziós) és az irány-anizotrópia mértékét is. Erre korábbi cikkünkben (Kiss, Szebenyi 2023) mutattunk is példákat.

7. Földtani szempontok

Az üledékes kőzetek esetében az elektromos tér anizotrópiája a rétegzettség miatt adott a leülepedéstől fogva, és a remanens mágnesezettség iránya is a leülepedéssel egyidejűleg, ugyanabban a folyamatban jön létre. Az üledékes kőzetek remanens mágnesezettségének iránya az ülepedéskori archív földmágneses tér irányához igazodik. De az üledékes kőzetek remanens mágnesezettsége jelentéktelen, ezért nem követünk el nagy hibát, ha az impedanciát E/H -nak vesszük.

Ettől eltérő az alaphegységi kőzetek elektromos és mágneses anizotrópiájának egymáshoz való viszonya. Az alaphegységi kőzeteknél csak a remanens mágnesség létrejöttének iránya köthető az elsődleges kőzetek keletkezéséhez, az indukált mágnesezettség már a kőzet mágneses szuszceptibilitásának a függvénye. Mivel a kristályos aljzat kőzetei alapvetően szigetelők, az elektromos vezetőképességüket és azok anizotrópiáját utólagos mechanikai és kémiai elváltozások (metamorfózis), illetve utólagos betelepülések alakítják ki, miközben az üde, bontatlan kőzet remanens mágnesezettségi iránya őrzi a keletkezéskori földmágneses tér irányát.

Az elektromos vezetőképességet másodlagos bontottsági zónák alakítják ki. Ezek általában kétdimenziós szerkezetek, többnyire tektonikai zónák. Megjelenhetnek mágneses testek is, amennyiben ezek bázikus vulkáni kőzetekből álló dajkok vagy a tektonikai hatásra átalakult, például kloritosodott kőzetek. Ha ezek dajkok, a mágneses polarizációjuk nagy valószínűséggel a dajk keletkezéskori mágneses tér irányát őrzi, amelytől biztosan különbözik a befogadó kőzet remanens mágnesezettségi iránya (mert az idősebb, mint az őt áttörő dajk) és az elektromos vezetőképesség-anizotrópiája. A mágnesezhető anyagú dajk azonban hidrotermális hatásra elveszítheti a mágnesezettségét (Kiss et al. 2011), miközben éppen a mállás hatására az elektromos vezetőképessége megnő (például a Pázmánd–2 fúrás dioritja esetében a hidrotermálisan elváltozott szakasz mágnesezhetősége két nagyságrendet csökkent).

8. Konklúzió

A magnetotellurikus mérési eredményekben különböző fizikai paraméterek, erők hatására szuperponálódnak, amit a terepi mérések során természetes forrású frekvenciaszondázással vizsgálunk. Az elsődleges mérési paraméterek a különböző frekvenciákon előálló látszólagos fajlagos ellenállás-érték, az impedanciatenzor fázisparamétere és az elektromágneses hullám sebessége (amellyel keveset foglalkozunk, pedig hasznos paraméter lenne, mert a mért paraméterek változása nem egyformán jelentkezik a paraméterek esetében). Ezek a mért vagy az ezekből számított mennyiségek az összes hatást tartalmazzák, amelyet a kiértékelő geofizikusnak kellene szétválasztania, ami nem egy egyszerű feladat!

Az inverzió során a kiértékelést egyetlen paraméter – a közeg vezetőképessége vagy fajlagos ellenállása – vezetjük vissza, amivel kiejtjük a többi paraméter okozta változások lehetséges hatását. A többparaméteres inverzióhoz apriori háttérinformációkra lenne szükségünk, de a földtani közeg ismeretlensége, paramétereinek változékonysága miatt ezt közvetlenül nem tudjuk megtenni. Van azonban egy közvetített út is, ahol a magnetotellurikus mérési adatokat és a többi geofizikai mérési adatot egyszerre vizsgáljuk, azaz komplex szelvény menti geofizikai adatfeldolgozást végzünk a gravitációs, mágneses és szeizmikus mérési adatok segítségével (Kiss et al. 2023A, Kiss, Szébenyi 2023). Ez lehetőséget ad a szerkezeti mozgások, a másodlagos hatások, elváltozások és a magmás tevékenységek figyelembevételére.

A tanulmány szerzői

Kiss János, Zilahi-Sebess László

Jegyzetek

¹⁾ Az impedancia (Z) értéke:

$$Z_{xy} = \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} = \frac{\omega\mu}{|\gamma|} = \sqrt{\frac{\omega\mu}{\sigma}},$$

A fázissebesség (v) értéke:

$$v = \frac{\omega}{\text{Re}\gamma} = \sqrt{\frac{2\omega}{\mu\sigma}} = \sqrt{2} \cdot \sqrt{\frac{\omega}{\mu\sigma}}.$$

A mágneses permeabilitás hatása eltérően fog jelentkezni az impedancia és a hullámsebesség esetében (Kiss et al. 2010)!

- ²⁾ *Mágnesezettség*: térfogategységre eső elemi mágneses momentum (Janovszkij, 1978)
- ³⁾ *Mágneses momentum*: adott testben az elemi mágneses momentumok vektorösszege (Janovszkij, 1978)

Hivatkozások

- Berdicsevszkij M. N. (1968): Geoelektromos kutatások magnetotellurikus szelvényezéssel. Nyedra Kiadó, Moszkva, p. 255.
- Budó Á. (1979): Kisérleti fizika II. kötet, Tankönyvkiadó, Budapest, p. 395.
- Janovszkij B. M. (1978): Geomágnesség. Leningrádi Tudomány Egyetemi Kiadója, Leningrád, p. 592.
- Javorszkij B. M., Detlaf A. A. (1974): Fizikai zsebkönyv. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, p. 1085.
- Kiss J., Prácser E. (2021): Kétdimenziós magnetotellurikus modellezés – irányanizotrópiából származó hatások vizsgálata. Magyar Geofizika, 62/1, 43–60.
- Kiss J., Cserkés-Nagy Á., Lőrincz K., Rádi K. (2023A): A Nyír-ség mélyföldtani értelmezése lokális vulkán morfológia a geofizikai mérések alapján. Magyar Geofizika, 64/3, 131–155.
- Kiss J., Prácser E., Szarka L. (2023B): Mágneses torzulások a magnetotellurikában – A klasszikus MT feldolgozási eljárások várható torulásai mágneses közeg megjelenése esetén, 2D direkt modellezés eredményei extrém nagy mágneses permeabilitás esetén. Magyar Geofizika, 64/1, 43–57.
- Kiss J., Prácser E., Szarka L., Ádám A. (2010): Mágneses fázisátalakulás és a magnetotellurika. Magyar Geofizika, 51/2, 73–87.
- Kiss J., Szébenyi R. M. (2023): Dunántúli MTOA-01 alapszelvény (CEL07 litoszférakutató szeizmikus tomográfia szelvény mentén). Magyar Geofizika
- Kiss J., Zilahi-Sebess L., Szarka L. (2011): A mágnesség jelensége és a Hopkinson-effektus. Magyar Geofizika, 52/3, 151–169.
- Kiss J., Zilahi-Sebess L., Rádi K. (2020): MT mérési adatok nem hagyományos feldolgozása („AniMax” – anizotrópia maximumok és analitikus fajlagos ellenállás). Magyar Geofizika, 61/3, 101–122.
- Moskowitz B. (1995): Fundamental Physical Constants and Conversion Factors, Global Earth Physics. A Handbook of Physical Constants, AGU Reference Shelf 1, 346–355.
- Simonyi K. (1967): Elméleti Villamosságtan. Tankönyvkiadó, Budapest, p. 729.
- Dr. Szalay Béla (1960): Fizika (kézikönyv), Budapest, p. 830.
- Takács E. (1968): Geofizika. a Miskolci Nehézipari Műszaki Egyetem Jegyzete, Tankönyvkiadó, Budapest
- Zsdanov M. Sz. (1986): Geoelektromos kutatások. Nyedra Kiadó, Moszkva. p. 316.