

PETHŐ GÁBOR, VASS PÉTER,

## GEOFIZIKA ALAPJAI

8



A Műszaki Földtudományi Alapszak tananyagainak kifejlesztése a  
TÁMOP 4.1.2-08/1/A-2009-0033 pályázat keretében valósult meg.

---

## VIII. ELEKTROMÁGNESES GEOFIZIKAI KUTATÓMÓDSZEREK

---

### 1. ELEKTROMÁGNESES MÓDSZEREK RÖVID TÖRTÉNETI ÁTTEKINTÉSE

A fizika elektromágneses felfedezései közül csak néhány fontosabbat emelünk ki. **Faraday** több évi kísérletezést követően fogalmazta meg az indukció törvényt (1831). Foglalkozott dielektrikumokkal is, ő vezette be a dielektromos állandó fogalmát. Az elektromágneses tér koncepciója is tőle származik. **Maxwell** célul tűzte ki, hogy Faraday elképzeléseit matematikailag megfogalmazza, és a teljes elektrodinamikai összefoglalást 1873-ban "A Treatise on Electricity and Magnetism" c. könyvében adta meg. A Maxwell-egyenleteket anyagi közegre **Lorentz** oldotta meg (1875).

A fizika elektromágneses felfedezései később hasznosultak a földtani kutatásban alkalmazott elektromágneses geofizikai kutatómódszereknél is. Az indukciós módszer bevezetése **Sundberg** nevéhez fűződik (1923), vízszintes hurok elrendezést alkalmaztak. Nem sokkal ezt követően került sor az elliptikusan poláros mágneses tér mérésén alapuló módszer (Beiler-Watson módszer, **Watson** 1931) kidolgozására.

A magnetotellurika területén az első vizsgálatot minden bizonnyal **Van Bemmelen** (1908) végezte, későbbiek során szinte egymással párhuzamosan Franciaországban (**Cagniard**), Szovjetunióban (**Tichonov**) és Japánban (**Kato**, **Kikuchi**, **Rikitake**) fejlesztették ki a módszert, és eredményeiket 1950-es években publikálták. A frekvencia tartománybeli indukált vagy gerjesztett polarizációs módszert szintén az ötvenes években dolgozták ki az USA-ban és Kanadában. A mesterséges áramterű frekvenciaszondázás alapfogalata **Krajev**től származik (1941). A módszert a NY-i országokban és a Szovjetunióban egymástól elszeparáltan fejlesztették ki. A módszer elméletének legfontosabb összefoglalását **Vanjan** (1965) és **Keller** (1968) adták meg.

Az időtartományban elvégzett váltóáramú szondázások (tranziens módszer) elméletét főleg a Szovjetunióban dolgozták ki az 50-es évek végén, erre alapozva több helyen végeztek és jelenleg is végeznek műszer és módszer fejlesztést. Az EM módszerek vonatkozásában az újabb eljárások között meg kell említeni a georadart, melynek első alkalmazása az osztrák Alpokban volt gleccser jégvastagságának megállapítására (**Stern**, 1929). A felszín közeli zónák kutatása georadarral csak a 60-as évek közepétől indult meg intenzíven (**Cook**, 1964; **Barringer**, 1965; **Lundien**, 1966). A legújabb eljárás a nukleáris mágneses rezonancia módszerét alkalmazó mágneses rezonancia szondázás, melynek geofizikai megalapozói **Semenov** (1978) és **Goldman** (1994).

### 2. ELEKTROMÁGNESES MÓDSZEREK ELMÉLETI ALAPJAI

A váltó áramú módszereknél a kiindulás a Maxwell-egyenletek differenciális alakja (a jelölések ugyanazok, mint a Fizika c. tantárgyban voltak, azaz a szokásosak):

$$\operatorname{rot}\vec{H} = \vec{j} + \frac{\partial\vec{D}}{\partial t}$$

$$\operatorname{rot}\vec{E} = -\frac{\partial\vec{B}}{\partial t}$$

Az első **Maxwell-egyenlet** szerint mind a vezetési mind az eltolódási áram mágneses örvényteret hoz létre. A második Maxwell-egyenlet szerint az elektromos tér örvényerőssége arányos a mágneses indukció időegységre eső változásával. A fenti összefüggésekhez tartozó kiegészítő egyenletek a következők:

$$\operatorname{div}\vec{D} = \rho_v$$

$$\operatorname{div}\vec{B} = 0$$

Azaz az elektromos eltolódás forrásbősége arányos a (térfogati) töltéssűrűséggel a fenti egyenlet alapján, míg a mágneses tér forrásmentes, mert nincsenek szétválasztható mágneses töltések (az utóbbi egyenlet alapján). Az egyenletekben szereplő vektor mennyiségek nem függetlenek egymástól. Köztük a lineáris összefüggés a legegyszerűbb feltételezés, amely homogén, izotróp estre vonatkozó közelítés.

Ezen idealizált esetre megfogalmazott anyagi egyenletek az alábbiak:

$$\vec{j} = \sigma \vec{E} \qquad \vec{D} = \epsilon \vec{E} \qquad \vec{B} = \mu \vec{H}$$

A vezetési áraműrűséget az elektromos térerősség határozza meg (differenciális Ohm-törvény), ahol az arányossági tényező a fajlagos vezetőképesség; az eltolódási vektor és az elektromos térerősség közötti lineáris összefüggésben az arányossági tényező a közeg dielektromos állandója; míg az utolsó egyenlet szerint a mágneses indukciót a mágneses térerősség határozza meg a közeg mágneses permeabilitásától is függően.

Tételezzük fel az elektromágneses térerősségek  $e^{i\omega t}$  szerinti harmonikus időfüggését, továbbá azt, hogy nincsenek szabad elektromos töltések a  $\sigma$  fajlagos vezetőképességű tértartományban. Így a térerősség vektorok idő szerinti deriváltjai helyett a térerősség vektorok  $(i\omega)$ -szorososa vehető, másrészt a közepső anyagi egyenlet szerint nem csak az elektromos eltolódás vektorának, hanem az elektromos térerősség vektorának divergenciája is zérus lesz.

Ezek figyelembevételével a két Maxwell-egyenlet a következő módon írható fel:

$$\text{rot} \vec{H} = \sigma \vec{E} + i \omega \epsilon \vec{E}$$

$$\text{rot} \vec{E} = -i \omega \mu \vec{H}$$

Képezve az utolsó (a második Maxwell-) egyenlet rotációját:

$$\text{rot rot} \vec{E} = -i \omega \mu \text{rot} \vec{H}$$

Ezen egyenlet bal oldalán lévő mennyiség meghatározható az alábbi vektorazonosság alapján is:

$$\text{rot rot} \vec{E} = \text{grad div} \vec{E} - \Delta \vec{E}$$

Így két utóbbi egyenlet jobb oldalai is egyenlők egymással. Annak érdekében, hogy a levezetett egyenletben csak az elektromos térerősség szerepeljen, az átalakított formájú első Maxwell-egyenletet vegyük figyelembe, továbbá azt is, hogy az elektromos térerősség divergenciája zérus:

$$-i \omega \mu \text{rot} \vec{H} = -i \omega \mu (\sigma \vec{E} + i \omega \epsilon \vec{E}) = \text{grad div} \vec{E} - \Delta \vec{E} = -\Delta \vec{E}$$

Ezen egyenlet így a következő alakú lesz:

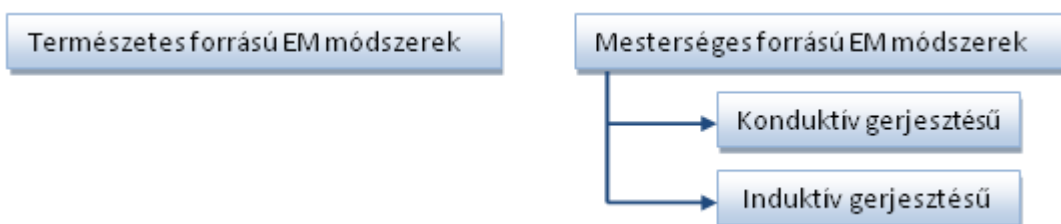
$$\Delta \vec{E} + (\mu \epsilon \omega^2 - i \omega \mu \sigma) \vec{E} = \Delta \vec{E} + k^2 \vec{E} = \vec{0}$$

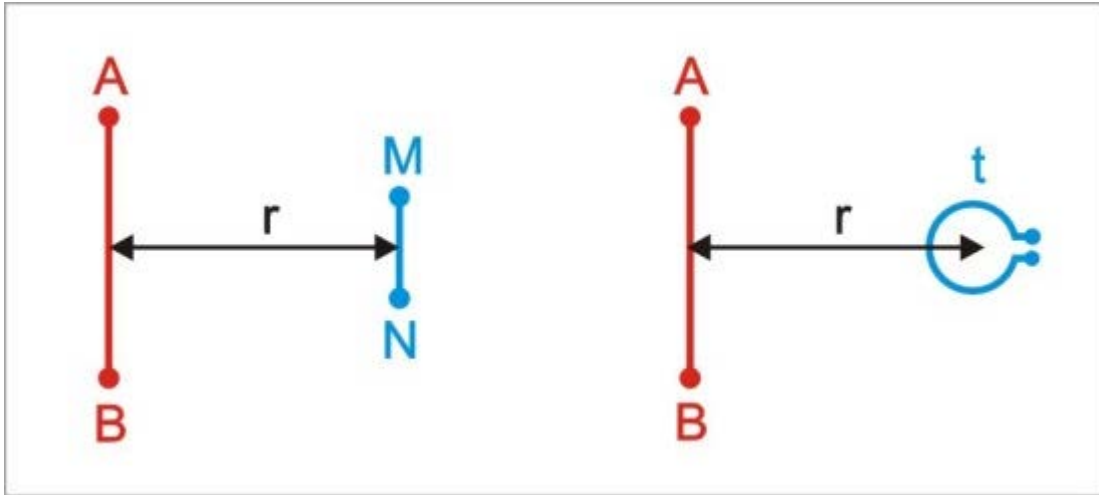
Formailag teljesen hasonló alakú egyenlet vezethető le és vonatkozik a mágneses térerősség vektorra.

A levezetett egyenlet az ún. **telegráfegyenlet**. A fentiekből az állapítható meg, hogy az elektromágneses tér viselkedését homogén izotróp esetben a frekvencia mellett a közeg fajlagos vezetőképessége, a dielektromos állandója és a mágneses permeabilitása határozza meg.

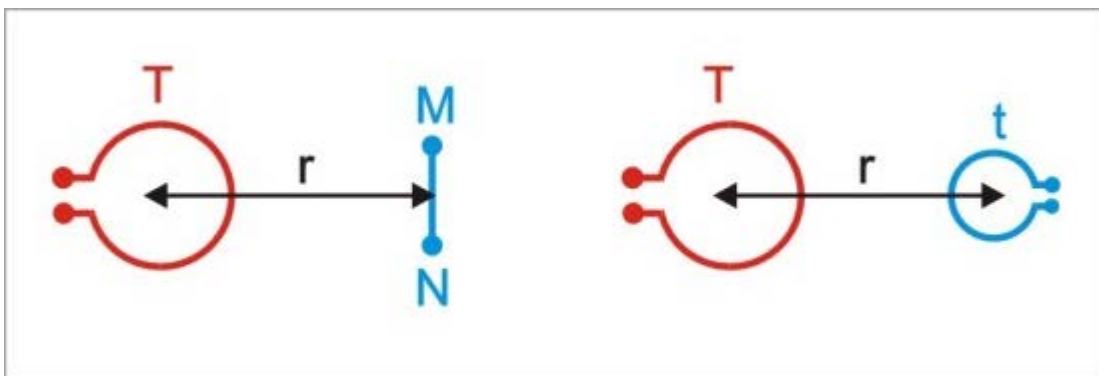
### 3. GEOFIZIKAI ELEKTROMÁGNESES MÓDSZEREK CSOPORTOSÍTÁSA

Az elektromágneses módszereket a *forrás eredete szerint* lehet osztályozni, eszerint megkülönböztetünk *természetes és mesterséges forrású* elektromágneses geofizikai módszereket. A mesterséges forrásokat alkalmazó módszerek lehetnek *konduktív* (8.1. ábra), vagy *induktív gerjesztésűek* (8.2. ábra). Előbbi esetben a váltóáramú generátor kimeneti pontjait leföldelik (fém elektródák segítségével vezetik be az áramot), utóbbi esetben az elektromágneses teret tekercsel vagy hurokkal keltik.





8.1. ábra: Konduktív gerjesztés (AB) mellett elektromos (bal oldali) és mágneses (jobb oldali ábrarész) térkomponens mérése



8.2. ábra: Induktív gerjesztés (T) mellett elektromos (bal oldali) és mágneses (jobb oldali ábrarész) térkomponens mérése

Más csoportosítás szerint az EM módszerek *frekvencia* és *időtartományban működő eljárások* lehetnek.

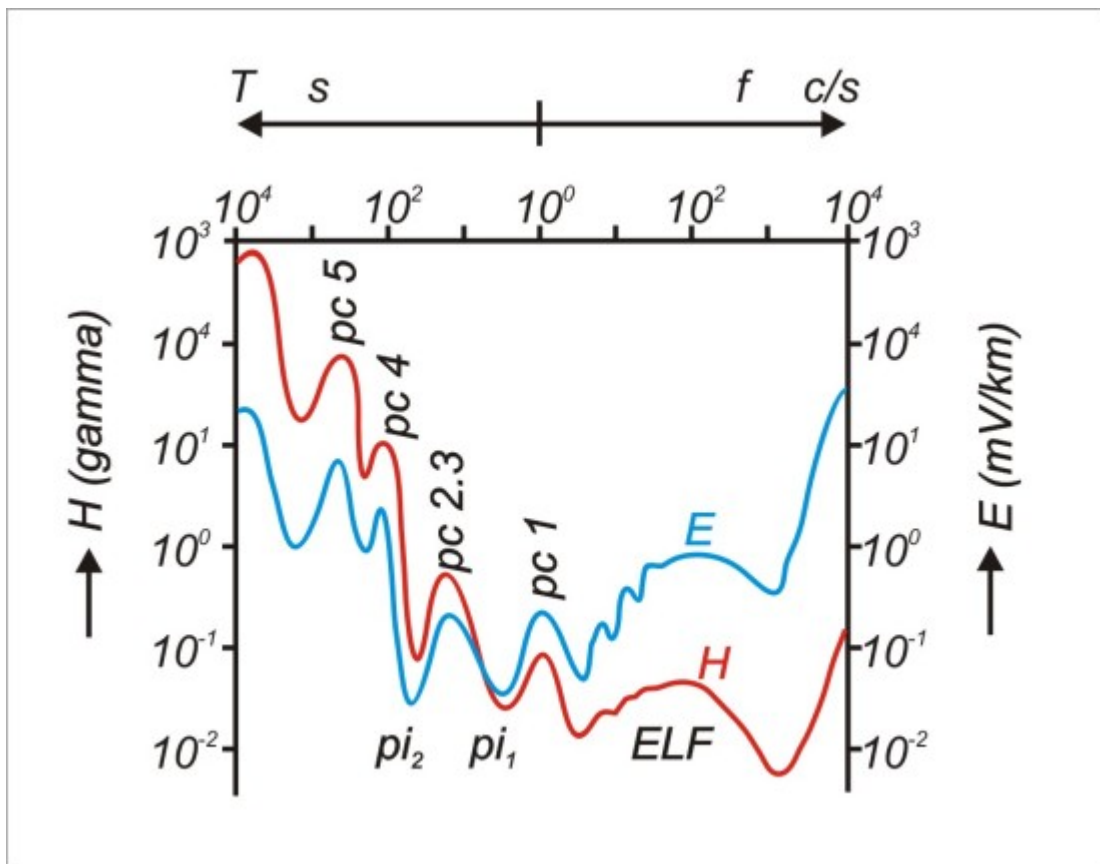
Frekvenciatartományban  
működő EM módszerek

Időtartományban működő  
EM módszerek

Harmadik osztályozás a *zónák szerint* történik: a forrástól számított távolság és a hullámhossz hányadosának nagyságától függően a frekvenciális elektromágneses módszerek lehetnek *távoli*, *átmeneti* és *közeli zónában működő EM eljárások* hasonlóan az időtartománybeli eljárásokhoz, ahol az adó-vevő távolság és a diffúziós mélység aránya határozza meg a zónahatárokat. A távoli zónában a tér a síkhullámhoz hasonlóan viselkedik és a mért látszólagos fajlagos ellenállás független az adó-vevő távolságtól. Az átmeneti zónában a legösszetettebbek az összefüggések, itt nem csupán frekvenciális, hanem adó-vevő távolság szerinti függése van a látszólagos fajlagos ellenállásnak. A mérések csoportosíthatók a mérés helyszíne alapján is. Az EM méréseket általában a felszínen vagy a levegőben végzik el, de bányában és tengerfenéken is lehetséges (Takács, 1988; Pethő et al.1995).

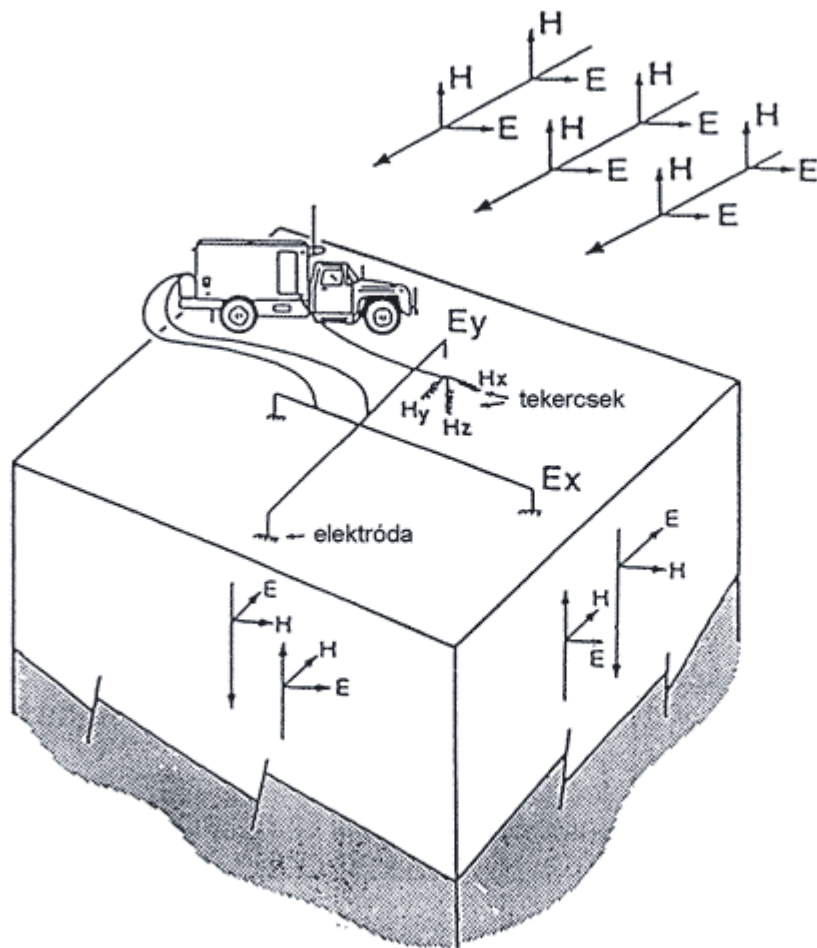
#### 4. MAGNETOTELLURIKUS (MT) MÓDSZER

A **magnetotellurikus módszer** természetes eredetű "források" elektromágneses terét használja fel földtani információszerzés céljára. Az elektromos és mágneses tér frekvenciális eloszlását Takács (1987) szerint a 8.3. ábra mutatja, melynél az átlagos spektrum 1ohmm fajlagos ellenállású fedőrétegre vonatkozik. A nagy periódus idejű változások (a spektrum, 2-3Hz-nél kisebb frekvenciájú, baloldali része) a Napból érkező töltött részecskék és földi mágneses tér kölcsönhatása révén alakul ki. A *Mágneses módszerek* c. fejezet földi mágneses tér időbeli változásai c. alfejezetben volt szó a folytonos, kváziszinuszos pulzációkról (pc típusú) és a szabálytalan, impulzus jellegű (pi típusú) változásokról is. A spektrum itt feltüntetett legnagyobb periódusidejű része az öbölhábörgásoknak felel meg.



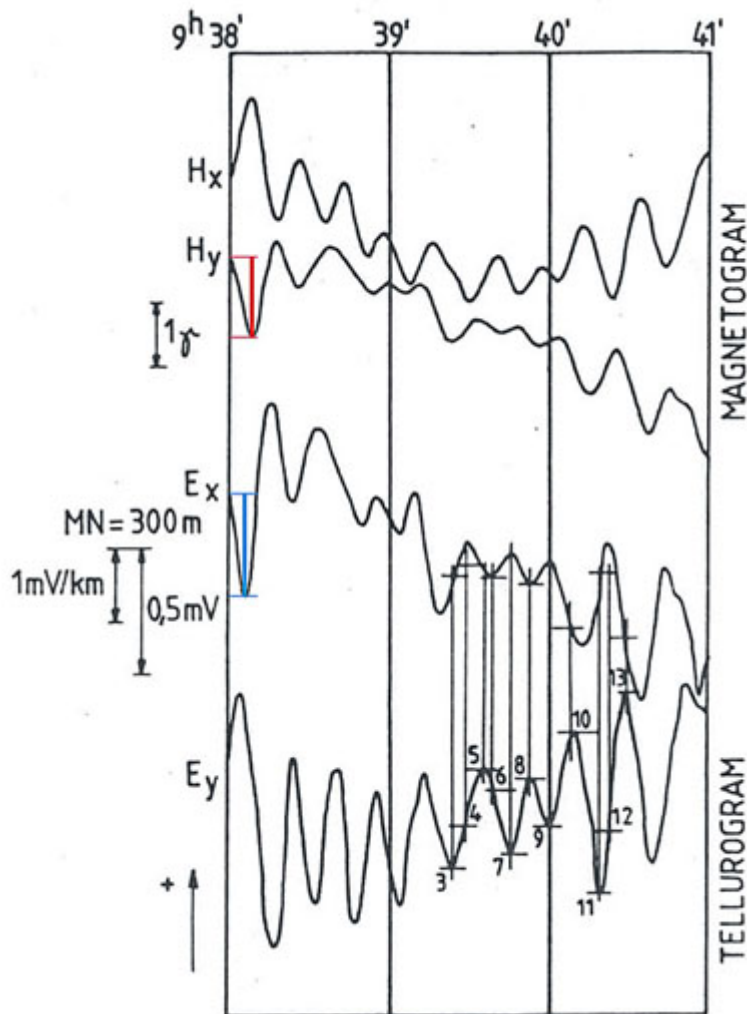
8.3. ábra: A természetes eredetű EM tér átlagos amplitúdó spektruma [1]

A periódusidő növekedésével az amplitúdó spektrum növekedése figyelhető meg. A 6 Hz-nél nagyobb és 50 Hz-nél kisebb frekvenciájú EM változások a zivatartevékenység hatására jönnek létre a Föld felszíne és az ionoszféra által határolt térrészben. Ezen tértartomány elektromágneses sajátfrekvenciáit felfedezőjéről **Schumann-rezonanciáknak** nevezzük. A Föld-ionoszféra üregrezonátor gerjesztő forrása a Föld zivatartevékenysége, amely döntően a kontinensek trópusi régióira koncentrálódik. A rezonancia frekvenciák: ~8 Hz, ~14 Hz, ~20 Hz, ~26 Hz, ~33 Hz, ~39 Hz, ~45 Hz. Az **ELF** (*Extremely Low Frequency*, 3Hz-3kHz) tartomány feletti **VLF** (*Very Low Frequency*, 3kHz-30kHz) tartományban az amplitúdó spektrum növekedése figyelhető meg.



8.4. ábra: MT mérési elrendezés

Az MT módszernél a Föld felszínén az elektromos térerősség földrajzi K-NY ( $x$ ), É-D-i ( $y$ ) komponensét és ezen irányokra merőleges É-D-i, K-NY-i mágneses térkomponenst mérik (8.4. ábra). Mint az ábra is mutatja, a mérés kiegészülhet a vertikális mágneses térkomponens ( $H_z$ ) mérésével. A mérés során a felülről érkező primér hullám és a határfelületekről visszaverődő szekunder hullám szuperpozícióját mérik. Az 8.5. ábra egy mérési ponton a mágneses (magnetogram) és az elektromos (tellurogram) térkomponensek időbeli változásait mutatja Takács (1987) alapján. A magnetotellurika alapösszefüggése szerint az egymásra merőleges elektromos és mágneses térváltozás hányadosából a változás periódusidejére egy látszólagos fajlagos ellenállás határozható meg. Ennek bizonyítását az alábbiakban adjuk meg.



8.5. ábra: A mágneses (fent) és elektromos tér (lent) komponenseinek időbeli változása [11]

Az eltolódási áramok elhanyagolásával – ami a georadarnál használatosnál kisebb frekvenciákon egy indokolt közelítés – a telegráf egyenlet a következő alakú lesz (Pethő, 2009):

$$\Delta \vec{E} + (-i \omega \mu \sigma) \vec{E} = \Delta \vec{E} + k^2 \vec{E} = \vec{0}$$



INTERNETES KITEKINTÉS

Részletesebben:

<http://www.uni-miskolc.hu/~geofiz/geofalapoktanyag/emsegedlet2009.pdf>

A fenti egyenlet megoldása akkor, ha csak  $E_x$  komponenst tételezünk fel és a hullám lefelé terjed a homogén izotróp féltérben:

$$E_x(z, t) = E_{x0} e^{-ikz} e^{i\omega t} = E_{x0} e^{-i\alpha z} e^{-\beta z} e^{i\omega t}$$

Itt azt fogalmazzuk meg, hogy  $k = \alpha - i\beta$  alakú. Így a

$$k^2 = \alpha^2 - 2i\alpha\beta - \beta^2 = -i\omega\mu\sigma$$

összefüggésből  $k = (-i\omega\mu\sigma)^{\frac{1}{2}}$  (a négyzetgyökvonás miatt lehetne  $k = -(-i\omega\mu\sigma)^{\frac{1}{2}}$ ).

A  $k$  hullámszám valós és képzetes részét a fenti egyenletből a valós és képzetes részek egyenlőségéből számíthatjuk ki:

$$\alpha^2 - \beta^2 = 0 \qquad 2\alpha\beta = \omega\mu\sigma$$

itt is a + előjelű megoldást választva,  $\alpha$  és  $\beta$  értéke:

$$\alpha = \beta = \left[ \frac{\omega\mu\sigma}{2} \right]^{\frac{1}{2}}$$

Így a lefelé haladó síkhullámra a megoldás

$$E_x(z,t) = E_{x0} e^{-i\kappa z} e^{i\omega t} = E_{x0} e^{-\beta z} e^{-i\alpha z} e^{i\omega t} = E_{x0} e^{-\left[\frac{\omega\mu\sigma}{2}\right]^{\frac{1}{2}} z} e^{-\left[\frac{\omega\mu\sigma}{2}\right]^{\frac{1}{2}} iz} e^{i\omega t}$$

alakban írható fel, melyben a szorzat első két tényezője az amplitúdó-mélység, a harmadik tényezője a fázis-mélység, míg a negyedik tényező az idő szerinti függést mutatja meg. A **8.6. ábra** az azonos felszíni amplitúdójú, de különböző periódusidejű elektromos térkomponens (előbbi jelölésnél maradva pl.  $E_{x0}$  felszíni amplitúdóval jellemezhető) mélység szerinti csökkenését mutatja.

A **szkin mélység** (*skin depth – behatolási mélység*) az a mélység, melyben a felszíni térérték az  $e$ -ad részére csökken. Mivel az amplitúdó mélységgel való csökkenését  $E_{x0} e^{-\beta z}$  írja le, így a szkin mélység  $z_s$  - számításához az alábbi egyenletet kell megoldani:

$$E_{x0} e^{-\beta z_s} = E_{x0} e^{-1} \quad \text{ebből} \quad z_s = \frac{1}{\beta} = \left[ \frac{2}{\omega\mu\sigma} \right]^{\frac{1}{2}}$$

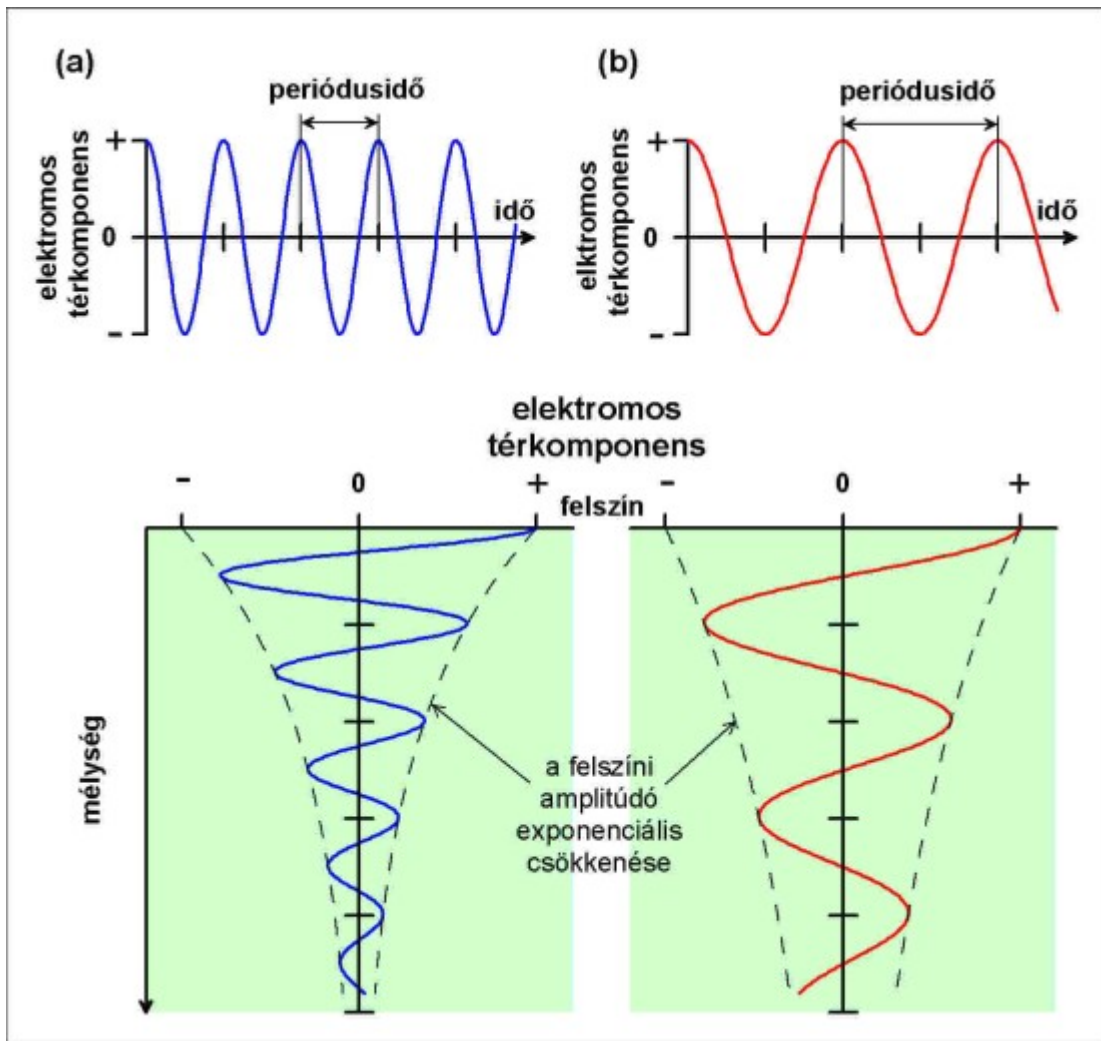
Tehát a  $\beta$  csillapítási tényező és a szkin mélység egymással fordítottan arányos. Az összefüggésből megállapítható, hogy az EM tér elnyelődése annál kisebb, minél nagyobb az EM tér periódusideje és minél kisebb a fél-tér elektromos vezetőképessége.

A hullámhossz az azonos fázisú pontok közötti távolság. A korábbiak szerint a megoldásban a fázisviselkedést a második exponenciális szorzótényező írja le, így a  $\lambda$  hullámhossz az

$e^{-2i\alpha z} = e^{-i\alpha\lambda}$  feltételből adható meg, amiből

$$\lambda = 2\pi / \alpha = 2\pi \left[ \frac{2}{\omega\mu\sigma} \right]^{\frac{1}{2}}$$





8.6. ábra: Azonos elektromos vezetőképességű fél-térben a különböző periódusidejű elektromos térkomponens elnyelődése

A **8.6. ábrán** látható, hogy a nagyobb periódusidejű EM térváltozásokhoz ugyanazon közegben nagyobb hullámhosszú térváltozás tartozik. Az utóbbi képlet alapján az is következik, hogy azonos frekvenciájú tereknél a hullámhossz nagyobb a kisebb vezetőképességű közegben (a nagyobb fajlagos ellenállásúban) mint a jobb vezetőképességűben. A hullámhossz ismeretében meghatározható a síkhullám sebessége is:

$$v = \lambda / T = 2\pi \left[ \frac{f}{\pi\mu\sigma} \right]^{\frac{1}{2}}$$

Síkhullámú terekre érvényes impedancia összefüggés az  $e^{+i\omega t}$  időszerinti változás feltételezése mellett felírt  $\text{rot}\vec{E} = -\frac{\partial\vec{B}}{\partial t} = -i\omega\mu\vec{H}$  Maxwell-egyenletből származtatható le úgy, hogy homogén, izotróp féltérben lefelé haladó,  $E_x$  és  $H_y$  komponensekkel jellemezhető síkhullámot tételezünk fel. Az  $y$  irányú komponensre felírt Maxwell-egyenletből:

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} \vec{j} = -i\omega\mu H_y \vec{j}$$

Az  $x$  irányú elektromos térkomponens  $z$  szerinti derivált értéke a fenti megoldás ismeretében  $\partial E_x / \partial z = -ikE_x$ . Ezt az ezelőtti egyenletbe helyettesítve írható, hogy

$$-ikE_x \vec{j} = -i\omega\mu H_y \vec{j}$$

Ezt az egyenletet az impedancia értékére átrendezve kapjuk a következőt:

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega\mu}{k}$$

Mindkét oldalt négyzetre emelve, majd  $k^2 = -i\omega\mu\sigma$  helyettesítést alkalmazva írható, hogy

$$\left(\frac{E_x}{H_y}\right)^2 = \frac{(\omega\mu)^2}{-i\omega\mu\sigma} = Z_{xy}^2$$

Ebből további átrendezés után az elektromos vezetőképesség reciprokára, azaz a fajlagos ellenállásra következtethetünk. A homogén féltér felszínére ( $z=0$ ) a bemeneti impedanciát ( $Z_0$ ) határozhatjuk meg és annak

felhasználásával, hogy  $-i = e^{i\frac{3\pi}{2}} = \left(e^{i\frac{3\pi}{4}}\right)^2$ :

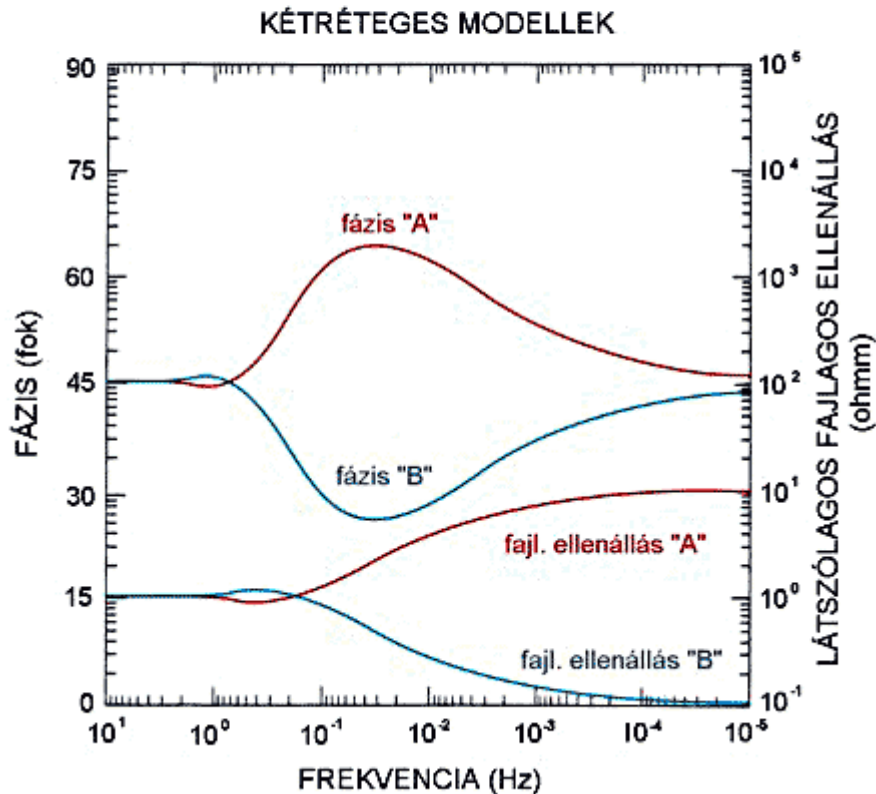
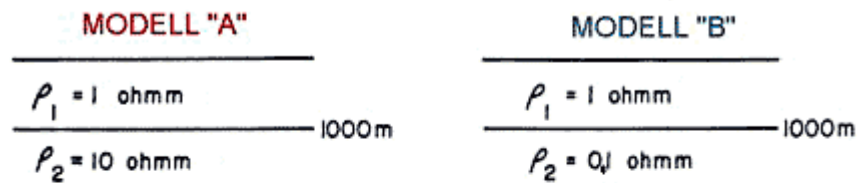
$$\rho = -\frac{i}{\omega\mu} \left(\frac{E_{x0}}{H_{y0}}\right)^2 = \frac{1}{\omega\mu} \left(|Z_0| e^{i\Phi}\right)^2 = \frac{1}{\omega\mu} \left(\frac{|E_{x0}|}{|H_{y0}|} e^{i\frac{3\pi}{4}}\right)^2$$

Egy adott állomásra vonatkozóan, a regisztrátumokat egymásnak megfelelően (**8.5. ábra** szerint, ugyanazon a frekvencián) a felszínen egymásra merőleges elektromos és mágneses térerősség komponens amplitúdójának mérése szükséges a féltér fajlagos ellenállásának meghatározásához. Ennek értéke homogén féltér felszínén egy, a mérési frekvenciától független, állandó érték. A fenti összefüggés szerint ilyen esetre a két komponens közötti  $\phi$  fázisszög érték is állandó, mégpedig  $45^\circ$  (jelen esetben a két térkomponens közötti fázisszög  $135^\circ$ , ami megfelel a  $\pi/4$  fáziskésésnek, és könnyen belátható, hogy az utolsóként megadott egyenletben  $3\pi/4$  helyett  $\pi/4$  szerepel akkor, ha az idő szerinti térváltozás nem  $e^{+i\omega t}$ , hanem  $e^{-i\omega t}$  szerinti). Feltételezve, hogy nincsenek ferromágneses tulajdonságú anyagok a vizsgált tértartományban  $\mu$  helyett  $\mu_0$  írható, így az utóbbi összefüggés a fajlagos ellenállás amplitúdójára az alábbi alakú lesz:

$$\rho = \frac{T}{2\pi\mu_0} \left(\frac{|E_{x0}|}{|H_{y0}|}\right)^2$$

A gyakorlatban ezt az összefüggést használják a látszólagos fajlagos ellenállás frekvencia szerinti függésének a meghatározására, és inhomogén esetben (pl. rétegzett féltér, több dimenziós földtani szerkezetek) az itt lévő formula alapján számított látszólagos fajlagos ellenállás szondázási görbékkel, valamint az elektromos és mágneses térkomponens közötti fázisszög frekvencia függéséből következtetnek a földtani szerkezetekre. A **8.7. ábrán** elméleti szondázási görbéket látunk két olyan vízszintesen rétegzett két-réteges modell felett, melyeknél az 1km vastagságú felső réteg fajlagos ellenállása megegyezik (1ohmm). A nagy frekvenciás, azaz a baloldali részen a fázis azért  $45^\circ$ , mert ilyen modell esetén ezen a frekvencián csak a felső rétegről kapunk információt. Ezt bizonyítja a látszólagos fajlagos ellenállás szondázási görbe is, mind a két modell felett a számított érték 1 ohmm a baloldali, nagyobb frekvenciák tartományában. Később a közbülső frekvenciákon a két réteg hatása együtt jelentkezik úgy, hogy a frekvencia csökkenésével egyre inkább az alsó réteg hatása válik dominánssá. Végül a legkisebb frekvenciákon a fázis ismét  $45^\circ$ -hoz, míg a látszólagos fajlagos ellenállás szondázási görbék az alsó réteg fajlagos ellenállás értékéhez tartanak.

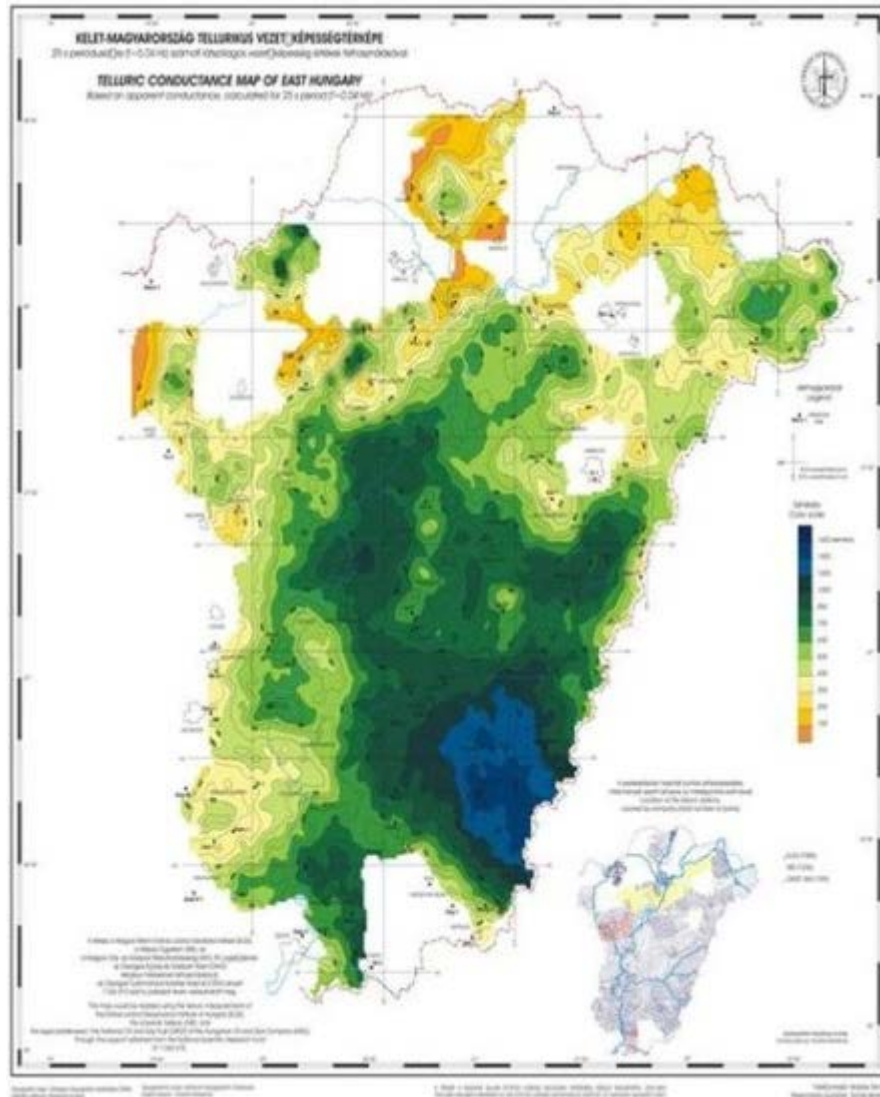
A terepi mérési eredményeket a periódus idő négyzetgyöke függvényében adják meg. Az ekvivalencia jelensége itt is felléphet. A szondázási görbék kiértékelése *inverziós eljárással* történik. Ezt megelőzheti a **Bostick transzformáció**, mely révén egy gyors, előzetes kiértékelés végezhető el. Ennek lényege, hogy a látszólagos fajlagos ellenállásból és frekvenciából a szkin effektus alapján egy látszólagos mélységet (*Bostick mélység*) határoznak meg, és az ezen mélységre számított *Bostick fajlagos ellenállás* nem csak a periódusidőhöz tartozó mért látszólagos fajlagos ellenállás, hanem a periódusidő környezetében a látszólagos fajlagos ellenállás változásának is a függvénye.



8.7. ábra: Két-réteges homogén fél-tér modellek felett számított MT látszólagos fajlagos ellenállás amplitúdó és fázis szondázási görbe [iii]

A magnetotellurikának speciális esete a **tellurika**, amely csak az elektromos tér időbeli változásait vizsgálja. Előbb került bevezetésre, mint az MT. A korábban ismertetett széles spektrumú mágneses tér időbeli változásai miatt a felszín alatti vezető tértartományban áramok indukálódnak. Az így kialakuló természetes eredetű áramokat **tellurikus áramok**nak nevezzük, melyek homogén féltér vagy rétegzett fél-tér esetén vízszintesen folynak. Nagy fajlagos ellenállású képződmények felett a jó közelítéssel homogénnek tekinthető fedő összletben az áramvonalak sűrűsödése, míg nagyobb medence süllyedések esetén az áramvonalak széttartása figyelhető meg. Bázis állomáshoz viszonyítják a mozgó állomásokon a felszíni áramsűrűség nagyságának és irányának a megváltozását, melyből a fedő rétegek laterális inhomogenitás nélküli esetében a medencealjzat mélység viszonyaira lehet következtetni.

A **8.8. ábrán** az Alföld keleti részén elvégzett tellurikus vezetőképesség mérés eredménye látható, a szintvonalak siemens mértékegységben szerepelnek, a lesüllyedt részeknek a sötétzöld és kék színű részek feleltethetők meg (a színezetlen részeket nem végeztek méréseket).

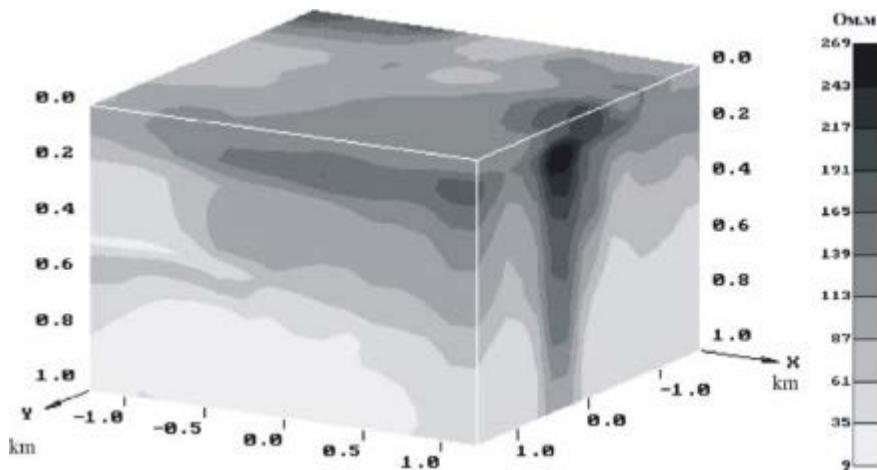


8.8. ábra: Magyarország Keleti részén a tellurikus mérésekből megszerkesztett tellurikus vezetőképesség a 25 sec periódusidejű pulzációk alapján [iv]

## 5. CSAMT MÓDSZER

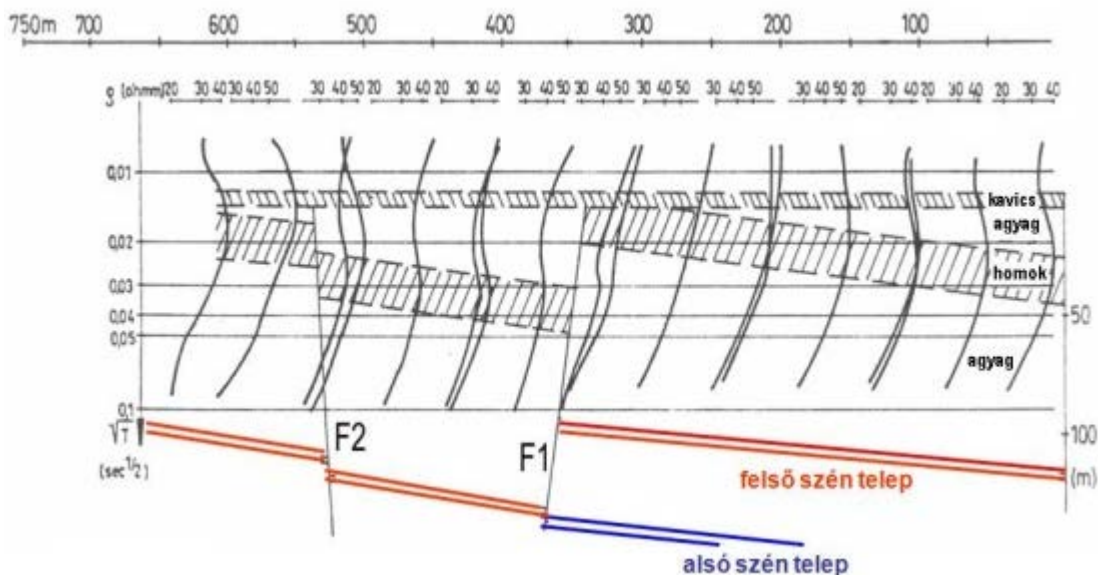
Az MT tér sztochasztikus, változó irányú, az amplitúdó spektruma nem egyenletes. A természetes eredetű forrástérből származó hátrányok kiküszöbölése végett a mesterséges áramterű audio magnetotellurika módszert vezették be (CSAMT, *Controlled Source Audio Magnetotellurics*), melyek olyan adó-vevő távolság ( $r$ ) mellett dolgoznak, hogy a legkisebb alkalmazott frekvencián is  $r \gg \lambda$ .

Ilyenkor homogén fél-tér felett – mivel az elektromos és mágneses térkomponensek távolság függése  $1/r^3$  szerinti – az impedanciának nincs távolság függése, és az MT alapösszefüggése alkalmazható a fajlagos ellenállás meghatározására. A 8.9. ábra a szeizmikus adatokhoz hasonló megjelenítésben a CSAMT mérés *Bostick transzformáltját* mutatja (természetesen ilyen esetekben a szigorúan vett 3D-s inverziótól várható el a legjobb megoldás). A CSAMT módszert elsősorban a közepes mélységű földtani kutatásokban alkalmazzák (pl. geotermikus energia kutatás során töredezett, jó vezetőképességű zónák kimutatására).



8.9. ábra: CSAMT mérések Bostick transzformált térképeinek 3D-s megjelenítése [V]

A mesterséges áramterű EM mérések során gyakran előfordul, hogy az adó-vevő távolság összemérhető a hullámhosszal  $r \approx \lambda$ . Ennek előnye, hogy az adó-vevő távolság csökkenése miatt javul a jel-zaj viszony, ugyanakkor hátránya, hogy a mért látszólagos fajlagos ellenállás távolságfüggő is. Ilyenkor ( $r \approx \lambda$ ) a méréseket az átmeneti zónában végzik. A 8.10. ábrán dipól párhuzamos mérés eredményeit látjuk az átmeneti zónában, a földtani változások helyének megállapítása miatt legyező elrendezésben mérve. A felső széntelep fejtése balról-jobbra történt, és annak művelése során amikor az F1 vető miatt a széntelepessé összlet egy új szenes rétegébe értek, felvetődött a kérdés, hogy ez a telep (a 8.10. ábrán kék színnel jelölve) melyik széntelep lehet? Az ilyen mélységű, kisvastagságú széntelep felszíni geofizikai módszerrel nem lehet kimutatni, azonban a felső széntelep helyzetére a felszín közeli, a széntelephez képest nagyobb vastagságú kavicsos homoknak mint vezérszintnek a követéséből lehetett következtetni, ugyanis a felső 10m-t leszámítva ugyanaz a tektonika érte az ábrán látható teljes rétegsort. A mérés során az adó-vevő távolság 300m volt, a frekvenciatartomány 20Hz-20kHz (részletesebben: Takács, Pethő 2006). A kavicsos homok szelvény menti változásából tehát az a következtetés adódott, hogy az F1 vető jobb oldali részén kb. 20 m-rel feljebb kell lennie a pirossal jelölt felső széntelepnek, tehát a bányászok az F1 vetőnél az alsó széntelepbe jutottak, amit a geológusok később igazoltak is.



8.10. ábra: Váltóáramú frekvenciaszondázás és értelmezése a borsodi szénmedencében

## 6. VLF (VERY LOW FREQUENCY) MÓDSZER

Ez a geofizikai EM eljárás a távoli katonai adók EM terét, a vivőhullámot használja fel földtani információ szerzésre, a 10kHz-30kHz frekvenciatartományban. A módszer jellegéből adódóan relatíve kis mélységbehatolású (többnyire néhány 10m). Az eljárás gyakorlatilag érzéketlen a szkin mélységnél nagyobb mélységben lévő fajlagos ellenállás



változásokra. A mérés helyén adó frekvenciájú síkhullámú EM tér van, ezért érvényes az MT matematikai formalizmusa (a magnetotellurika alapösszefüggésében az x és y irányú komponenseket az adó irányú elektromos és a rá merőleges azimutális mágneses tér komponens váltja fel). Horizontálisan rétegzett féltér felett a mért látszólagos fajlagos ellenállás értékek függetlenek az adó irányától.

Hosszan elnyúlt szerkezetek felett a kimutathatóság függ az adóiránytól, ilyenkor két esetet különböztetünk meg: E- és H-polarizáció. Előbbi esetben a szerkezeti csapásvonal adóirányú, utóbbi esetben arra merőleges. A felszín és kb. a szkin mélység közötti tértartományban jelentkező laterális vezetőképesség inhomogenitás(ok) miatt elliptikusan poláros eredő mágneses tér, továbbá a látszólagos fajlagos ellenállás változása mérhető.



INTERNETES KITEKINTÉS

Bővebben az alábbi honlapról kaphatunk információt:  
<http://www.geonics.com/html/vlfsystems.html>

A módszer jól használható pl. egy karsztforrás geológiai környezetének jellemzésére (Németh és Pethő, 2009), általában geológiai térképezésre, felszín közelében jelentkező törésvonalak továbbá fedett kommunális hulladéklerakók kimutatására (lehatárolására) is.

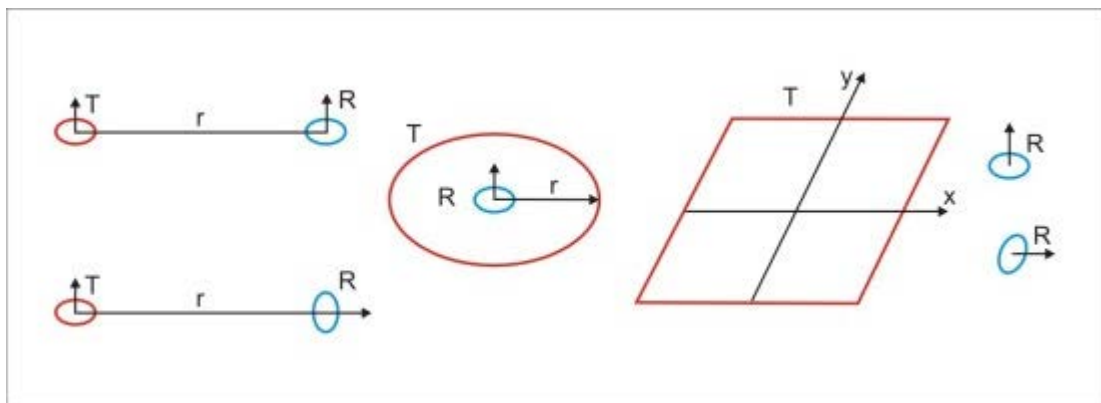


INTERNETES KITEKINTÉS

Karsztforrás geológiai környezetének jellemzése (Németh és Pethő, 2009):  
<http://www.springerlink.com/content/2081-9900/1/1/>

## 7. TRANZIENS MÓDSZER

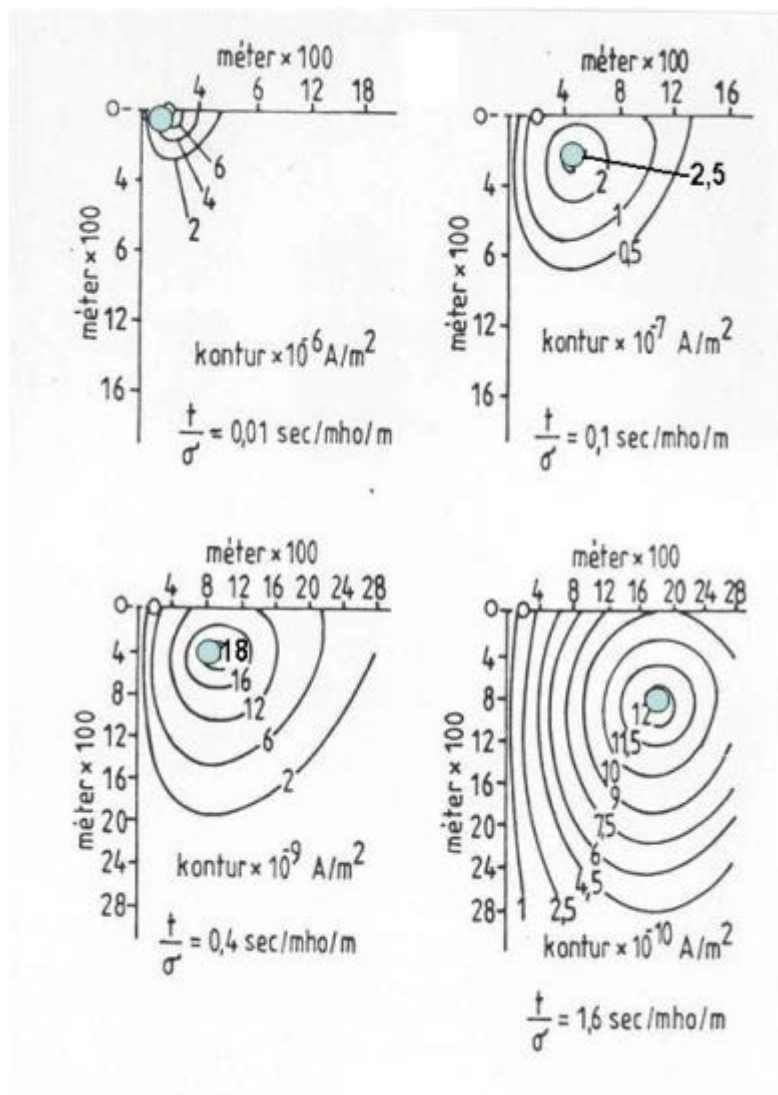
A **tranzien elektromágneses módszer** mesterséges áramterű, időtartománybeli EM eljárás, mely a távoli, átmeneti és közeli zónában egyaránt alkalmazható. Valamennyi zónában földtani információtartama van. A **8.11. ábra** dipól-dipól (bal oldalon), közös középpontos (*Central Induction Loop [CIL]*, középen) és TURAM elrendezést (jobb oldalon) mutat be. Az ábrán T az adó, R a vevő. Felszíni mérés általában, de van légi változata is.



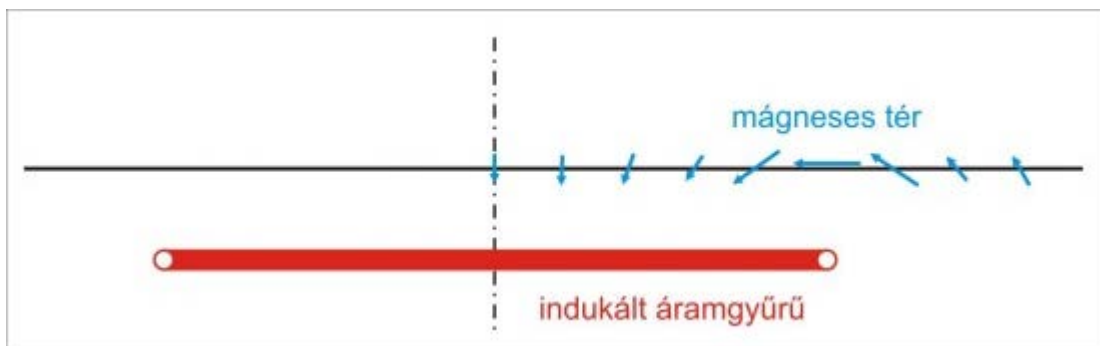
8.11. ábra: Néhány tranzien mérési elrendezés szemléltetése

A módszer alapja, hogy a gerjesztő áram kikapcsolása miatt a mágneses fluxus időbeli változása a talajban feszültséget indukál, melynek eredményeként a gerjesztő tekercs (vagy hurok) alakjához hasonló alakú indukált áramgyűrű jön létre. A kikapcsolás kb. 1 mikroszekundum alatt megtörténik. A felszín közelében a kőzetben kialakult áramgyűrű lefelé és kifelé terjed, amit a **8.12. ábrán** láthatunk. Az idő függvényében az indukált áramgyűrű helyzetét a maximális áramsűrűségű helyekkel lehet jellemezni, melyeket az ábrán kék körök mutatnak. A diffúzió sebessége függ a kikapcsolástól eltelt időtől és a vezetőképességtől, úgy, hogy a sebesség az elektromos vezetőképesség és az eltelt idő szorzatának négyzetgyökével fordítva arányos. Az idő múlásával a diffúzió tehát lelassul, de ha a vezetőképesség megnő, akkor az további lassulást eredményez. Ezen áramgyűrű által keltett mágneses teret mérik, gyakran a gerjesztő- (adó) tekercssel. A mágneses tér hely és idő szerinti változásából az indukált áramgyűrű felszíni vetületére lehet következtetni, amit a **8.13. ábra** is szemléltet. A nagyon gyorsan lecsengő szekunder mágneses teret a vevő egység több időpontban mintavételezi, azonban nem lineárisan egyenközüen, ui. a kikapcsolást közvetlen követően a mintavételezésnek sűrűbbnek kell lenni, mint később, mert kezdetben a lecsengés mértéke nagyobb. A mérés automatizált. A jel/zaj viszony javítása érdekében egyetlen mérési állomáson akár több ezer lecsengési görbét is

mérhetnek, melyek átlagát képezik. Közeli és távoli zónában egyaránt kapunk földtani információt. Kikapcsolást követően nagy idő elteltével és kis adó-vevő távolság ( $r$ ) mellett közeli zónabeli a mérés, kis idő elteltével és nagyobb  $r$  mellett távoli zónabeli.



8.12. ábra: Indukált áramgyűrű diffúziójának (az áramsűrűség eloszlás tér- és időbeli változásának) szemléltetése homogén fél-térben (a szomszédos negyed-tér elhagyásával) [vi]



8.13. ábra: Az indukált áramgyűrű felszinen mérhető mágneses tere

A fentiek alapján indokolható, hogy a tranziens módszer különösen alkalmazható olyan esetekben, amikor a vezetőképesség a mélység függvényében jelentősen megnő. A kutatási mélység a különböző műszerekkel széles mélység határok (5m-3000m) között változtatható.

A tranzien্স műszerekkel kapcsolatos leírások találhatóak (többek között) ezen a helyen:  
<http://www.geonics.com/html/timedomainsystems.html>

A módszert hatékonyan használják az édes, kevert, sós vízzel telített formációk elkülönítésére. A feladat valamennyi tengerparttal rendelkező országban egyre gyakrabban előkerül. A feladat megoldásában elsők között kell megemlíteni (a légi és felszíni) elektromágneses tranzien্স módszert, amelyet légi multifrekvenciás indukciós és a hagyományos vertikális elektromos szelvényezéssel is gyakran kiegészítenek.

#### INTERNETES KITEKINTÉS

Krétaí, brazil, dán végül egyesült államokbeli példákat látunk ezen feladat megoldására a következő oldalakon:

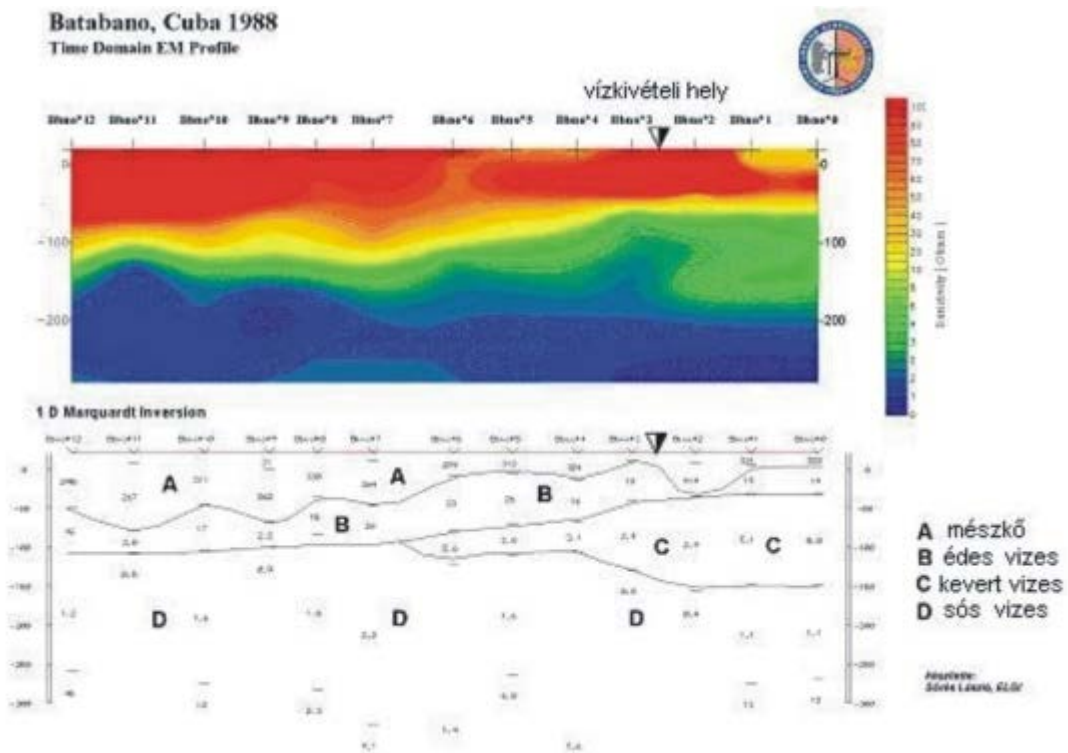
[http://soupios.chania.teicrete.gr/papers/WSEAS\\_kalisperi\\_full\\_paper\\_fin.pdf](http://soupios.chania.teicrete.gr/papers/WSEAS_kalisperi_full_paper_fin.pdf)

[www.scielo.br/pdf/rbg/v24n3/a03v24n3.pdf](http://www.scielo.br/pdf/rbg/v24n3/a03v24n3.pdf)

[www.hgg.geo.au.dk/pdf/2004/Large-scale\\_TEM\\_Auken2003.pdf](http://www.hgg.geo.au.dk/pdf/2004/Large-scale_TEM_Auken2003.pdf)

[http://sofia.usgs.gov/publications/.../geophysmap/Ecohydraulics\\_99v4.pdf](http://sofia.usgs.gov/publications/.../geophysmap/Ecohydraulics_99v4.pdf)

Végül az ELGI kubai tranzien্স méréseinek egyikét mutatjuk be, mely alapján az édes, kevert és sós vizes tértartományok jól elkülöníthetők (lásd **8.14. ábra**).



8.14. ábra: Az ELGI tranzien্স mérése és értelmezése Kubában [vii]

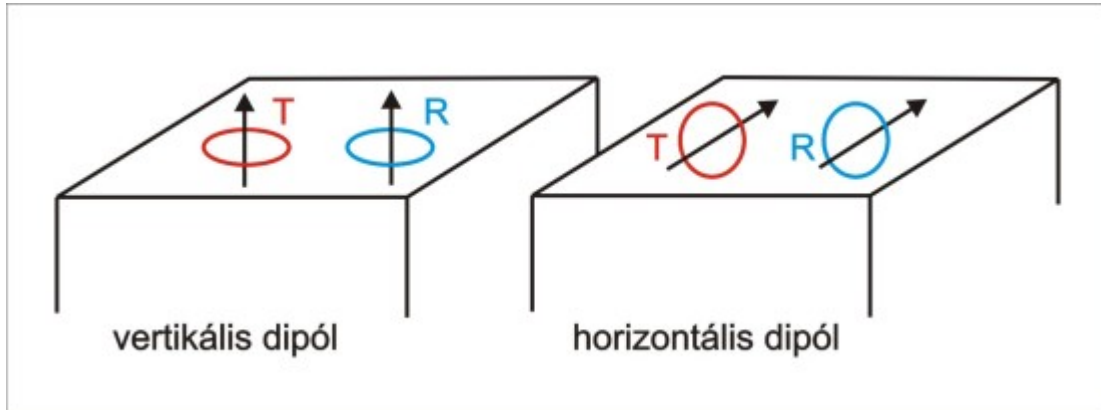
A vizsgált területen a mészkő pad csupán 60-80 m vastag, alatta törmelékes üledék helyezkedik el. A vízkivétel részben mezőgazdasági célra, részben pedig Havanna ivóvíz ellátására történt. A tenger a szelvény bal oldalán van, amit a sós víz szintjének balról jobbra történő regionális süllyedése is tükröz. A sós vizes részt (D) nagyjából a kék szín mutatja, a kevert vizes rész (C) e felett, míg az édes víz (B) a törmelékes üledékes rész legfelsőbb szintjében, a mészkőpad alatt található.

## 8. INDUKCIÓS MÓDSZEREK

Frekvenciatartománybeli, közeli zónában mérő eljárások. A közeli zónában az adó-vevő távolság ( $r$ ) sokkal kisebb, mint a hullámhossz ( $r \ll \lambda$ ), így  $r$  kisebb a szkin mélységnél is. A **8.15. ábra** szerinti vertikális mágneses dipól

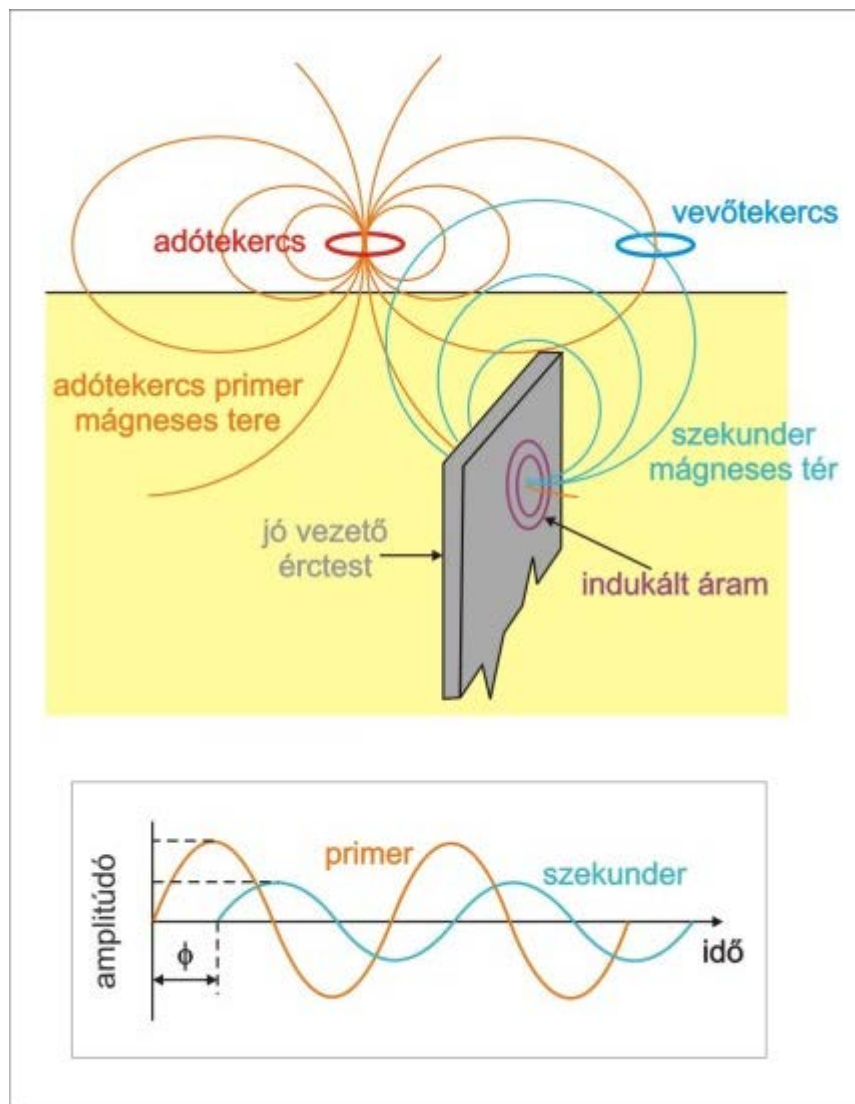


(VMD) és *horizontális mágneses dipól (HMD)* elrendezéseket különböztetjük meg.



8.15. ábra: Indukciós módszer során alkalmazott adótekercs (T) – vevőtekercs (R) elrendezések, VMD bal, HMD jobb oldalon

Ezen módszerek közös jellemzője, hogy az elektromágneses tér gerjesztése induktív módon, azaz tekercsbe vezetett váltakozó áram segítségével történik, másrészt csak mágneses térkomponenst mérnek, továbbá az adó-vevő távolságnak a szkin mélységhez viszonyított értéke – ezt a hányadost nevezzük indukciós számnak – lényegesen kisebb mint 1. A módszer onnan kapta a nevét, hogy az adó tekercs primer mágneses térváltozása a felszín alatti vezető képződményben (pl. jó vezető érc-tömeg, vető menti töredezett zóna) indukció útján áramot hoz létre, és az indukált áramhoz tartozó szekunder mágneses tér – mint ahogy azt a **8.16. ábra** szemlélteti – szuperponálódik a primér (csak levegőbeli) mágneses térre. A vevő oldalon tehát a primér és szekunder mágneses tér eredőjét mérjük, és az indukció útján keletkező áramtöbblet vagy relatív áramhiány mágneses tere használható fel földtani információ szerzésére.



8.16. ábra: VMD elrendezésre az indukciós módszer elvének szemléltetése felül, a vevő tekercs sarkain mérhető, a primer és a szekunder mágneses térrel arányos feszültség időbeli változása alul [viii]

Homogén fél-tér felett a VMD és a HMD elrendezésre a közeli zónában a vezetőképesség arányos a vevőtekerccs sarkain indukált feszültség kvadratúra (az adóköri áram fázisához képest  $90^\circ$ -os fáziskésésű) komponensével. A módszerek kutatási mélysége függ az alkalmazott frekvenciától, az elrendezéstől és az adó-vevő távolságtól. A **8.17. ábrán** a *Geonics EM 34* műszerrel HMD elrendezésben mérnek, az adó vevő távolságot 10m, 20m, 40m-re választják, mely távolságok mellett az alkalmazott frekvenciák 6.4kHz, 1.6kHz, 400Hz. A legnagyobb kutatási mélység (60m) VMD elrendezésben érhető el (a tekercseket ilyenkor a földre fektetik 40 m-es adó-vevő távolsággal). A **8.18. ábrán** a *Geonics EM 31* műszerrel rögzített tekercs-távolsággal dolgoznak (3.7m), a mérőfrekvencia 9.8kHz. A legkisebb kutatási mélység 3m HMD elrendezésben, az egyik helyzet a másikkól a műszer  $90^\circ$ -os elforgatásával állítható elő.



#### INTERNETES KITEKINTÉS

Bővebb információt a műszerekről az alábbi honlapon kaphatunk:  
<http://www.geonics.com/html/conductivitymeters.html>



8.17. ábra: Geonics EM 34 műszer HMD elrendezésben



8.18. ábra: Geonics EM31 műszerrel mérés közben

A műszerek könnyen kezelhetők, a mérések gyorsan kivitelezhetők. Az eljárás különösen alkalmas – tekintettel a relatíve kis kutatási mélységére és a módszer elektromos vezetőképességre való érzékenységére – elfedett kommunális lerakók horizontális lehatárolására. A **8.19. ábrán** is egy ilyen alkalmazást mutatunk be. A mérési eredmények alapján az is megállapítható, hogy a talajvíz áramlása közel K-Ny-i irányú. A módszer ismételt alkalmazásával egy adott területen monitoring végezhető.



$$\beta = \omega \left\{ \frac{\mu \epsilon}{2} \left[ \left( 1 + \frac{\sigma^2}{\epsilon^2 \omega^2} \right)^{\frac{1}{2}} - 1 \right] \right\}^{\frac{1}{2}}$$

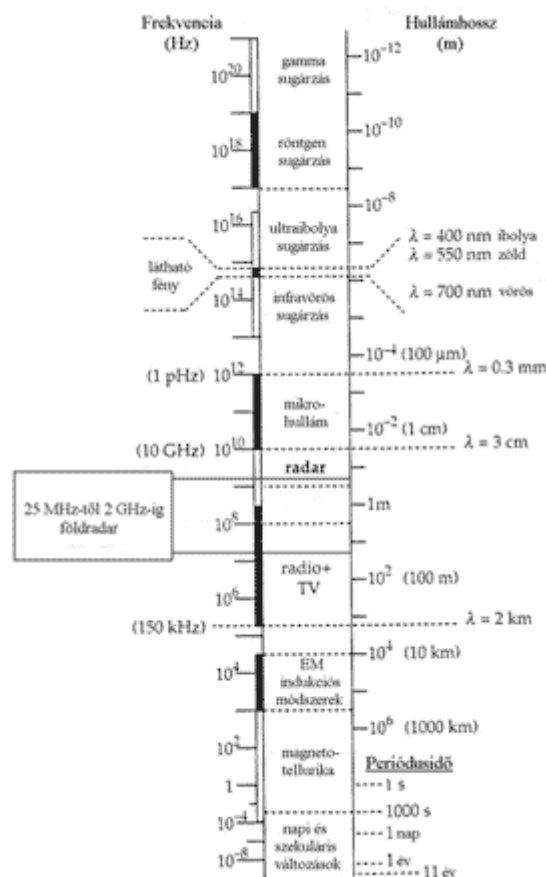
$E_{x0} e^{-\beta z} = E_{x0} e^{-1}$  összefüggésből a szkin mélységre kapjuk, hogy

$$z_s = 1/\beta = 1/\omega \left\{ \frac{\mu \epsilon}{2} \left[ \left( 1 + \frac{\sigma^2}{\epsilon^2 \omega^2} \right)^{\frac{1}{2}} - 1 \right] \right\}^{\frac{1}{2}}$$

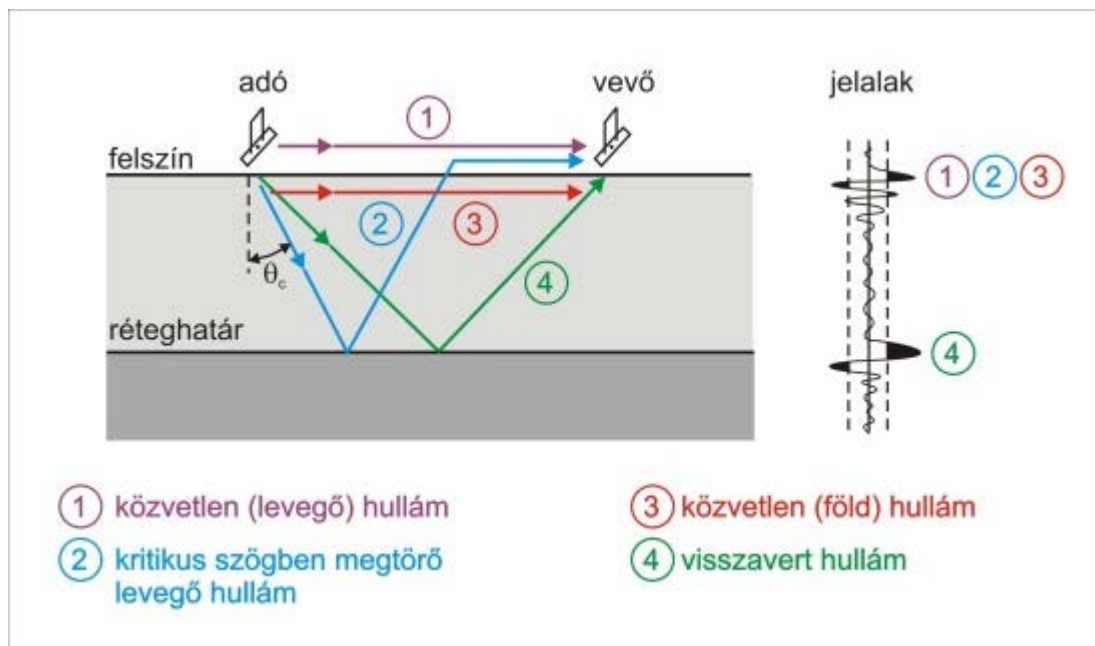
míg a hullámhosszra  $e^{-2z} = e^{-\alpha z}$  alapján

$$\lambda = 2\pi/\alpha = 2\pi/\omega \left\{ \frac{\mu \epsilon}{2} \left[ \left( 1 + \frac{\sigma^2}{\epsilon^2 \omega^2} \right)^{\frac{1}{2}} + 1 \right] \right\}^{\frac{1}{2}}$$

Összehasonlítva az MT-nél kapott értékekkel jól látható a szkin mélység és a hullámhossz dielektromos állandótól való függése is a vezetőképesség-, mágneses permeabilitás- és frekvenciafüggés mellett. A szkin mélység a tér elnyelődését fejezi ki, a hullámhossz pedig a (horizontális és vertikális) felbontást befolyásoló tényezők egyike.



8.20. ábra: A földradarnál alkalmazott frekvenciák az EM spektrumban [x]



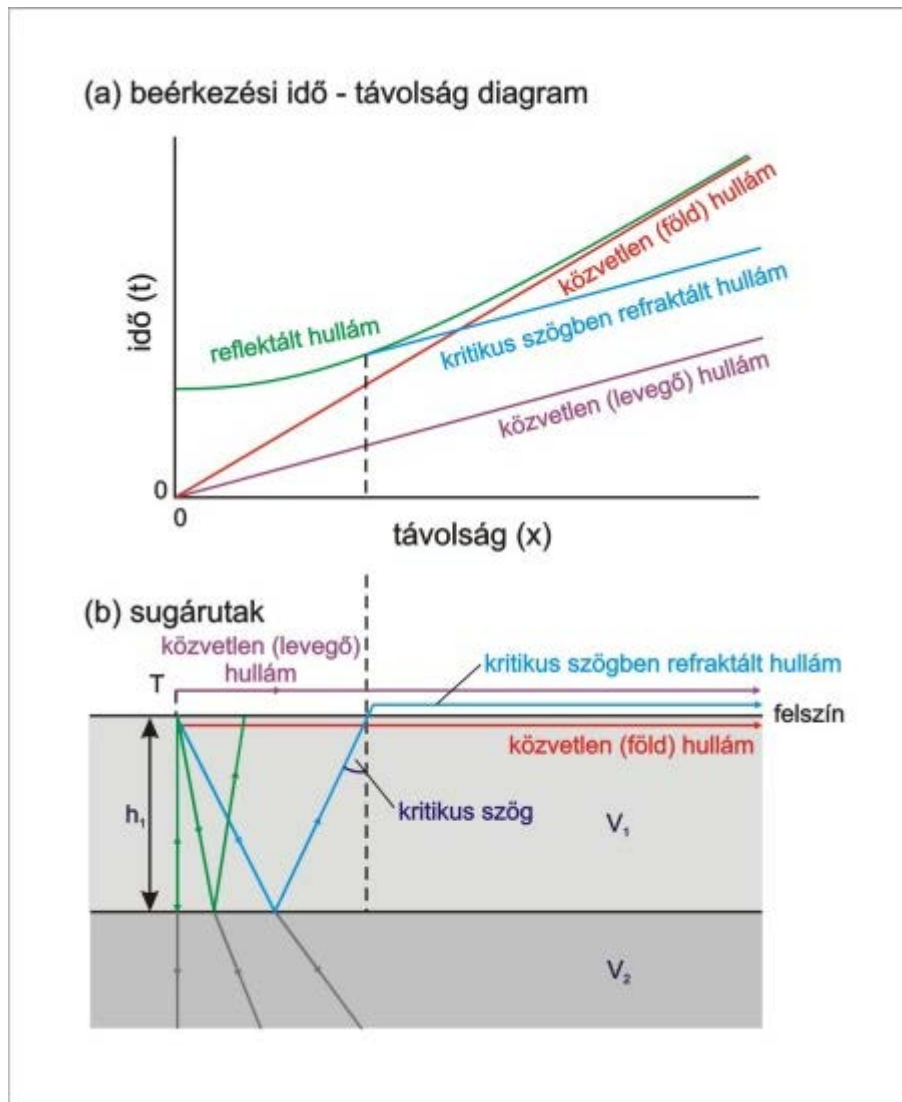
8.21. ábra: Georadar beérkezések vízszintes határfelület esetén [x1]

A **8.21. ábrán** látható vízszintesen rétegzett két-réteges esetre a feltüntetett adó-vevő elrendezés mellett négy beérkezés van. Az első kettő levegő (1) és részben levegő (2) hullám, a földben terjedő hullámok közül a direkt hullám (3) mindig megelőzi a reflektált hullámot (4). A kritikus szögben megtörő levegő hullám (2) esetén a kritikus szög nagysága az alábbi feltételből határozható meg:

$$\sin \theta_c = \frac{v_1}{v_{\text{levegő}}}$$

A **8.21. ábrán** látható hullámok közül egyedül a kritikus szögben megtörő levegő hullám (2) az, amely csak bizonyos adó-vevő távolság után jelentkezik, a többi beérkezés tetszőleges adó-vevő távolság (*offset*) mellett mérhető. Az *offset* függvényében az egyes hullámok beérkezési idejét megadó függvényt menetidőgörbének nevezzük. A **8.22. ábrán** jól látható, hogy a leggyorsabban terjedő hullám, a közvetlen levegő hullám (1) érkezik be minden esetben elsőként, a kutatás szempontjából a legtöbb információt adó reflektált hullám pedig utolsóként. A nem reflektált három hullám menetidőgörbéje egyenes, az egyenes meredeksége fordítva arányos az EM hullám adott közegbeli terjedési sebességével. Ennek megfelelően a kritikus szögben refraktált levegő hullám és a közvetlen levegőhullám menetidőgörbéje egymással párhuzamos egyenesek. A reflexió hiperbola aszimptotája a közvetlen föld hullám menetidőgörbéje.





8.22. ábra: Homogén vízszintesen kétréteges esetben mérhető georadar menetidő görbék felül, hullámterjedési útvonalak alul

A mérés céljától függően többféle mérési elrendezés lehetséges. Közös mélységpontos elrendezés mellett különböző offsetekre ( $x$ ) mérve a reflektált hullám beérkezési időit a felső réteg sebessége meghatározható, mely adat a reflexiós mérés idő-mélység transzformációjához használható fel. Átvilágítás során több sugárutat választva az inhomogenitások lehatárolhatók. A leggyakrabban a reflexiós mérést végzik el, a reflektáló szintek követése, inhomogenitások meghatározása céljából. Ahhoz, hogy a georadar felvétel valósághűen tükrözze a vizsgált szerkezeteket, hasonló korrekciókat kell elvégezni, mint a reflexiós szeizmikus adatok feldolgozása során.

A kutatási feladatnak megfelelő frekvenciát kell választani. A nagy frekvenciákon elvégzett mérések vízszintes és függőleges felbontása jobb, viszont ezeken a frekvenciákon az EM tér mélységbehatolása kisebb. A georadar módszerre definiálható reflexiós együttható két, egymással kontaktusban lévő formáció elektromágneses impedancia kontrasztjától függ:

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

Ezt részletesen felírva, majd a nagy frekvenciás közelítést alkalmazva kapjuk, hogy

$$R = \frac{\frac{\omega\mu_2}{k_2} - \frac{\omega\mu_1}{k_1}}{\frac{\omega\mu_2}{k_2} + \frac{\omega\mu_1}{k_1}} \approx \frac{\sqrt{\epsilon_{r1}} - \sqrt{\epsilon_{r2}}}{\sqrt{\epsilon_{r1}} + \sqrt{\epsilon_{r2}}}$$

A nagyobb frekvenciákon elvégzett georadar méréseknél tehát annál "jobb" reflexiót kapunk, minél nagyobb az egymással kontaktusban lévő közetek dielektromos állandói között a különbség.

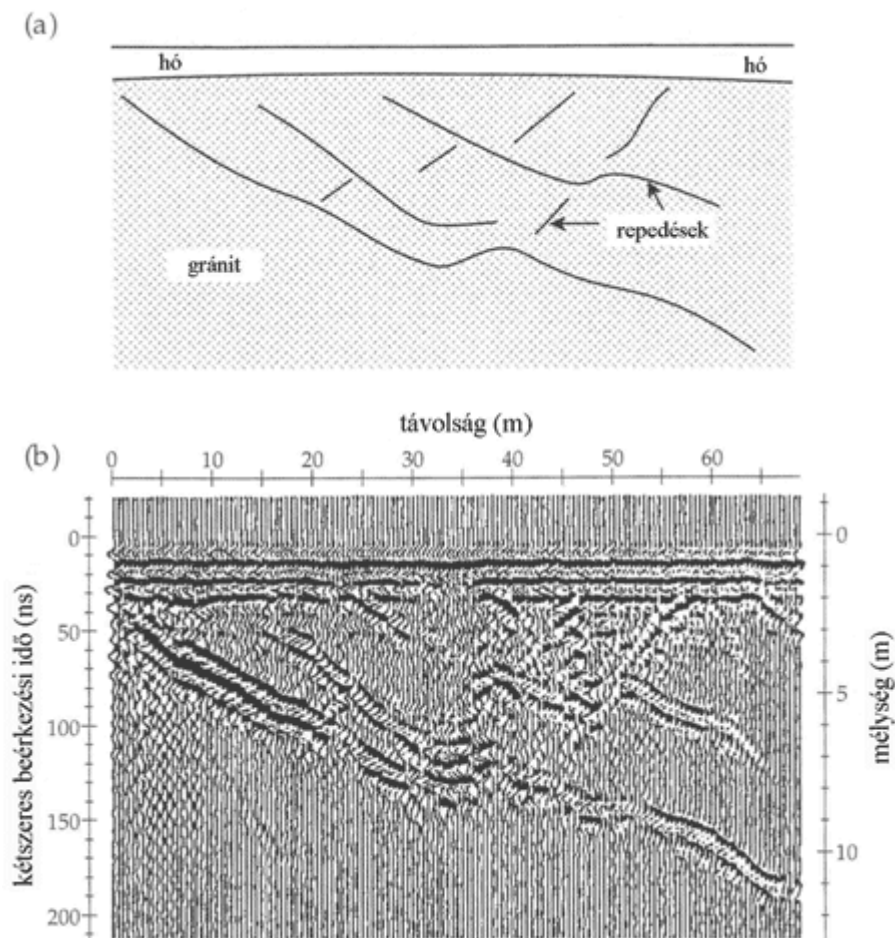
A georadar alkalmazási köre a sekélyföldtani feladatok megoldása (lásd pl. **8.23. ábra**) mellett lefedi a mérnök-, archeo- és az agrogeofizikát. Az alkalmazásokról részletesen olvashatunk **Sharma** (1997) könyvében, továbbá **Pattantyús et al.** (1994) dolgozatában.

INTERNETES KITEKINTÉS

Georadar esettanulmányokkal találkozhatunk a következő helyeken is:

- [www.adv-geosci.net/24/15/2010/adgeo-24-15-2010.pdf](http://www.adv-geosci.net/24/15/2010/adgeo-24-15-2010.pdf)
- <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0037073899000688>
- <http://www.malags.com/Solutions>
- <http://www.georadar.gr/index.php/applications>

A fentiek mellett a georadarnak fúrólyukbeli és bányászati alkalmazása is van.



8.23. ábra: Hófedte gránit repedéseinek kimutatása [xii]

## 10. HIVATKOZÁSOK, IRODALOMJEGYZÉK

Lowrie 2007: *Fundamentals of Geophysics*, Second Edition

Németh, Pethő 2009: *Geological mapping by geobotanical and geophysical means: a case study from the Bükk Mountains (NE Hungary)*. Central European Journal of Geosciences, Vol.1 (1) pp. 84-94, Versita, Warsaw

Pattantyús, Neduczka, Prónay, Törös 1994: *A földradar módszerfejlesztés másfél éves tapasztalatai az ELGI-ben*, Magyar Geofizika, Vol.35. 1. 32-41

Pethő 2009: *Segédlet az EM FD modellezéshez*, ME, elektronikus jegyzet



Pethő, Kaikkonen, Vanyan 1995: *Numerical modeling for the effect of a 2-D seafloor trench on sea-bottom EM measurements using horizontal electric dipole sources*, Geophysics, 31,1, pp 1-21

Sharma 1997: *Environmental and Engineering Geophysics*

Spichak 2007: *Electromagnetic sounding of the Earth's interior*

Takács 1987: *Geofizika (geoelektromos kutatómódszerek) I. rész*

Takács 1981: *Geofizika (geoelektromos kutatómódszerek) II. rész*

Takács 1988: *In-mine frequency sounding with a buried grounded dipole source*, Geophysical Transactions, 34. 4. pp. 343-359

Takács, Pethő 2006: *Újabb vizsgálatok a villamos távvezetékek terének geofizikai alkalmazhatóságára*. Magyar Geofizika, 47. 1. pp. 20-26

Vozoff 1987: *The magnetotelluric method*, in: *Electromagnetic methods in applied geophysics Vol.2.* edited by Nabighian

## 11. ELLENŐRZŐ KÉRDÉSEK

**8. LECKE: ELEKTROMÁGNESES GEOFIZIKAI KUTATÓMÓDSZEREK - ...**

Többször megoldható feladat, **elvégzése kötelező**.  
A feladat végső eredményének a mindenkor **legutolsó megoldás** számít.

**Jelölje meg a helyesnek tartott válaszokat a felkínált lehetőségek közül!**

**1. Mi a közös Cagniard, Tichonov, Kato, Kikuchi, Rikitake munkásságában? GP módszer elméleti alapjainak a kidolgozása.**

VSP módszer fejlesztés.

A magnetotellurika módszerének kidolgozása.

**2. Ktől származik a mesterséges áramterű frekvenciaszondázás alapjainak kidolgozása?**

Krajev Rayleigh  
Love

**3. A felsoroltak közül kik adták meg a mesterséges áramterű frekvenciaszondázás elméletének összefoglalását?**

Sundberg (1923) Vanjan (1965)  
Keller (1968)

**4. Melyik fizikai mennyiség nem szerepel a felsoroltak közül a telegráfegyenletben?**

fajlagos vezetőképesség

frekvencia

mágneses permeabilitás

dielektromos állandó

sűrűség

**Döntse el, hogy az alábbi állítások igazak vagy hamisak!**

5. Az elektromágneses módszereket a forrás eredete szerint csoportosítva megkülönböztetünk természetes és mesterséges forrású elektromágneses geofizikai módszereket.

I	H

**Jelölje meg a helyesnek tartott válaszokat a felkínált lehetőségek közül!**

6. Válassza ki az alábbi állítások közül az igazat!

A szkín mélység az a mélység, melyben a felszíni térérték az e-ad részére csökken.

A szkín mélység az a mélység, melyben a felszíni térérték a felére csökken.

A szkín mélység az a mélység, melyben a felszíni térérték a duplájára nő.

7. Milyen összefüggés van az EM tér  $\lambda$  hullámhossza és a szkín mélység ( $z_s$ ) között?

négyzetes

lineáris

Logaritmikus

8. Mire lehet következtetni abból a mérési eredményből, hogy az elektromos és mágneses térkomponens közötti fázisszög a vizsgált frekvenciatartományban  $45^\circ$ ?

Arra, hogy a mélységgel fokozatosan nő a fajlagos ellenállás.

Arra, hogy a behatolási mélységig a mérési pont alatt homogén fél-tér közelítéssel élhetünk.

Arra, hogy nincs változás.

9. Mi a különbség a tellurika és a magnetotellurika között?

A magnetotellurikánál csak a mágneses, míg a tellurikánál csak az elektromos tér időbeli változásait vizsgálják.

A magnetotellurikánál mind az elektromos és a mágneses, míg a tellurikánál csak az elektromos tér időbeli változásait vizsgálják.

A magnetotellurikát előbb vezették be mint a tellurikát.

10. Rendezze a CSAMT, MT, VLF módszereket kutatási mélységük alapján

**növekvő sorrendbe!**

MT - VLF - CSAMT

VLF - CSAMT - MT

CSAMT - MT - VLF

**11. A felsorolt módszerek közül melyik adhat földtani információt az átmeneti zónában?**

MT

tranziens  
módszer

elektromágneses

VLF

**12. A felsorolt mérési elrendezések közül melyik nem lehet tranziens elektromágneses mérési elrendezés?**

dipól-dipól

közös középpontos [CIL]

TURAM

Wenner

**13. Mi a közös az indukciós és a tranziens módszer vonatkozásában?**

Mind a kettő adhat földtani információt a közeli zónában.

Mind a kettő esetében kizárólag tekercssel gerjesztik az EM méréshez szükséges teret.

Mind a kettő frekvenciatartományban működő EM módszer.

**14. Milyen mérési elrendezéseket használ az indukciós módszer?**

VLF

TEM

VMD

HMD

**Döntse el, hogy az alábbi állítások igazak vagy hamisak!**

**15.** Homogén fél-tér felett a VMD és HMD elrendezésben a vevőtekercs sarkain indukált feszültség kvadratúra komponense a közeli zónában arányos az alsó fél-tér elektromos vezetőképességgel.

I	H

**Jelölje meg a helyesnek tartott válaszokat a felkínált lehetőségek közül!**

**16. A felsorolt EM módszerek közül melyik alkalmazza a mérés során a legnagyobb frekvenciát?**

VLF

georadar

Frekvenciatartománybeli GP

**17. Van-e különbség a VLF és a nagy frekvenciás georadar mérésre érvényes hullámhossz számítási formula között?**

Van, mert a nagy frekvenciás esetben az eltolódási áram hatását is figyelembe kell venni.

Nincs.

**18. Elsősorban mitől függ a reflexiós együttható értéke a georadar méréseknél a legnagyobb frekvencián?**

Mágneses permeabilitástól. Vezetőképesség kontrasztból.

Dielektromos állandó kontrasztból.

**19. Milyen előnye és hátránya van a nagy frekvencián elvégzett georadar mérésnek a kisebb frekvencián elvégzett méréshez képest?**

Attól függ, hogy milyen frekvencián jelentkezik a zaj.

Előny: jobb horizontális és vertikális felbontás; hátrány: kisebb behatolás.

Előny: kisebb vezetőképesség függés; hátrány: nagyobb felszín közeli EM tér elnyelődés.

**20. Felszín közeli kutatási feladat megoldására a három felsorolt módszer közül válassza ki a két legmegfelelebbet!**

CSAMT indukciós módszer

georadar



**KIFEJTENDŐ KÉRDÉSEK**

- Mi a Maxwell-egyenletek fizikai tartalma?
- Milyen következtetések vonhatók le a telegráfegyenletből?
- Jellemezze a mesterséges forrásokat alkalmazó EM módszereket!
- Mi a magnetotellurikus módszer mérési és adatfeldolgozási részének a lényege?
- Milyen leszarmaztatott fizikai mennyiségekből következtethetünk a földtani felépítésre az MT módszer esetén?
- Hasonlítsa össze a VLF és az MT módszert!
- Mi a hasonlóság és mi az eltérés az MT és a CSAMT módszerek között?
- A VLF, CSAMT és MT módszerek (módszerenként külön-külön megadva) milyen alkalmazásait ismeri?
- Foglalja össze a tranziens elektromágneses módszer lényegét!
- Ismertesse a tranziens módszer alkalmazási területeit!
- Ismertesse az indukciós módszer lényegét!

- Milyen területeken alkalmazható az indukciós módszer?
- Ismertesse a georadar módszerének lényegét!
- Milyen georadar beérkezések, milyen beérkezési sorrendben jelentkeznek vízszintes határfelület esetén?
- Milyen georadar alkalmazásokat ismer?

## BIBLIOGRÁFIA:

---

- [i] Takács (1987) alapján
- [ii] Takács (1987) alapján
- [iii] Vozoff (1993) alapján
- [iv] Madarasi (ELGI) szerint
- [v] Spichak 2007 alapján
- [vi] Takács 1981 alapján
- [vii] ELGI, Sörös (2011)
- [viii] Lowrie (2007) szerint
- [ix] Sharma 1997 alapján
- [x] Lowrie (2007) alapján
- [xi] Pattantyús et al. (1994) alapján
- [xii] Lowrie et al. (2007) alapján