

Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kar
Geofizikai Intézeti Tanszék

Az Irota környékén végzett magnetotellurikus mérések
feldolgozása és értelmezése
TDK Dolgozat



Készítette: Nádasi Endre
MSc Földtudományi mérnök hallgató

Konzulensek: Madarasi András, MFGI
tudományos munkatárs

Dr. Turai Endre
egyetemi docens

2013.11.04.

Miskolc, 2013

Eredetiségi nyilatkozat

"Alulírott Nádasi Endre, a Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Karának hallgatója büntetőjogi és fegyelmi felelősségem tudatában kijelentem és aláírással igazolom, hogy ezt a dolgozatot saját magam készítettem, a benne leírt vizsgálatokat – ha ezt külön nem jelzem – magam végeztem el, és az ismertetett eredményeket magam értem el. Adatokat, információkat csak az irodalomjegyzékben felsorolt forrásokból használtam fel. Minden olyan részt, melyet szó szerint, vagy azonos értelemben, de átfogalmazva más forrásból átvettem, egyértelműen, a forrás megadásával megjelöltem."

Miskolc, 2013.11.04.

.....
a hallgató aláírása

A konzulens nyilatkozata

Konzulensi nyilatkozat

"Alulírott Dr. Turai Endre egyetemi docens, a Miskolci Egyetem Geofizikai és Térinformatikai Intézetének igazgatója, a Geofizikai Intézeti Tanszék vezetője a TDK dolgozatot beadásra alkalmasnak ítélem."

Egyéb megjegyzések, ajánlás:

Nádasi Endre a CriticEL TÁMOP projektben kutatott aktuális földtani feladat megoldásához is felhasználható TDK dolgozatot készített. Az ipari konzulensével közösen megtervezett MT méréseket önállóan hajtotta végre. A mérési eredmények feldolgozásával és azok földtani-geofizikai értelmezésével jelentősen hozzájárult a kutatott terület alatti térrész geológiai felépítésének megismeréséhez. A kiemelkedő színvonalú TDK dolgozat eredményei a gyakorlatban közvetlenül felhasználható földtani információt adnak.

Miskolc, 2013.11.04.

.....
a konzulens aláírása

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	1
2. A mérési terület földtani bemutatása	2
2.1. Földrajzi elhelyezkedés	2
2.2. Kutatástörténeti áttekintés.....	3
2.3. Medencealjzat kutatás	4
2.4. Földtani felépítés.....	6
2.4.1. Paleozoikumi kőzetek	6
2.4.2. Neogén üledékek és vulkanitok	8
2.5. Nyersanyagkutatás	9
3. A magnetotellurikus módszer	10
4. A terepi mérés.....	14
5. Az mért adatok feldolgozása	17
6. Eredmények	20
6.1. Az eredmények geofizikai kiértékelése	20
6.2. Földtani interpretáció	21
7. Összefoglalás	23
Köszönetnyilvánítás	24
Irodalomjegyzék.....	25
1. Függelék	26
Mellékletek jegyzéke.....	29

1. Bevezetés

Irota Észak-Magyarországon, a Cserehátban található, a Szendrői-hegység DK-i peremén. Dolgozatomban az Irota és Gadna közötti erdős területen végzett magnetotellurikus (MT) mérések eredményeit szeretném bemutatni. A mérés célja a paleozoós aljzat mélységének pontosítása, valamint az aljzaton belüli fajlagos ellenállás inhomogenitás nyomonkövetése volt.

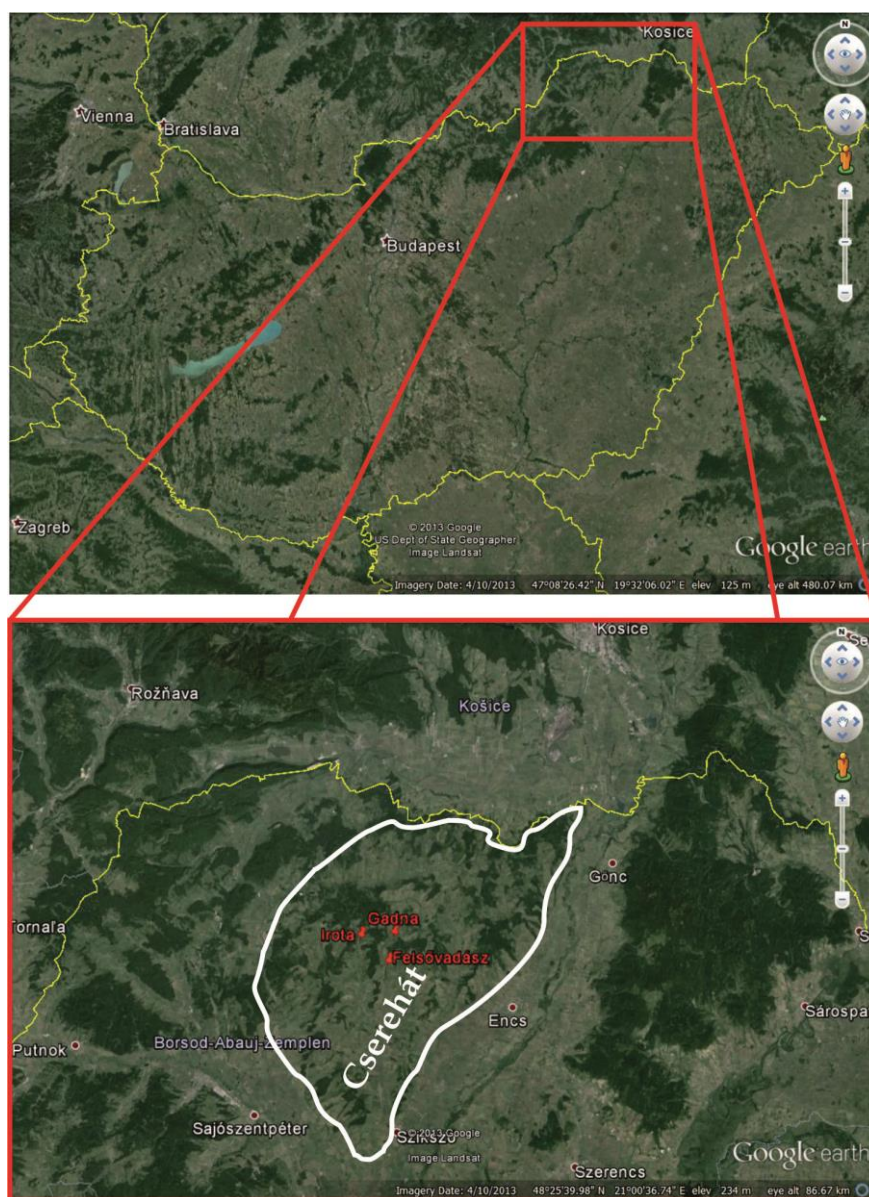
A téma aktualitását a területen folyó, az utóbbi években újrainduló nyersanyagkutatás is jelzi. A Cserehát területén már az 1960-as évek során végzett uránra irányuló kutatásokat a Mecseki Ércbányászati Vállalat (MÉV). Ennek nyomán több fúrás is mélyítették, melyekből főként pirrotintartalmú szulfidásványosodás vált ismertté. Emellett a területen jelentős földmágneses anomália is jelentkezik. A neogén folyamán jelentős szintkülönbségű vetők alakultak ki (Németh, 2012), melyek szerepet játszhattak esetleges ércesedések kialakulásában. Ezek alapján a területen színes- és nemesfémdúsulás remélhető.

Az MT mérések elvégzésére 2013 szeptemberében került sor. Egy szelvény mentén tíz ponton végeztünk méréseket. Az adatok feldolgozását a WinGLink szoftverrel végeztem. Az impedancia tenzor becslését követően előállítottam az egyes pontokhoz tartozó szondázási görbéket és polárdiagramokat. Ezt követően a nemlineáris konjugált gradiens algoritmus módszerével 2D inverziót hajtottam végre a WinGLink szoftverrel, melynek eredményét egyéb földtani és geofizikai adatokkal (fúrás, mágneses mérések, szeizmika) vetettem össze.

2. A mérési terület földtani bemutatása

2.1. Földrajzi elhelyezkedés

Az Északkelet-Magyarországon található Cserhát nevű dombvidék a Bódva és a Hernád folyók között egészen a Sajóig húzódó területen fekszik (**1. ábra**). Nevét a cseres-tölgyes erdőkről kapta, melyek részben ma is borítják a tájat. A dombság átlagos magassága 250–300 méter. Részét képezi a paleozoikumi kőzetekből álló Szendrői-hegység, melynek dél-keleti határán húzódik Irota és Gadna. A dombság többi részén neogén üledékek találhatók a felszínen, melyek dél felé egyre nagyobb vastagságban borítják a paleozoikumi aljzatot.



1. ábra. A mérési terület földrajzi elhelyezkedése.

2.2. Kutatástörténeti áttekintés

Az első geológiai megfigyeléseket a bécsi földtani intézet geológusai tették a területen a 19. század közepe táján. Az osztrák geológusok (Hochstetter, Foetterle) – részletes leíró munkájuk alapján – formációkba és tagozatokba sorolták a Szendrő és Edelény környéki paleozoikumi kőzeteket, gyakran a Rozsnyó-Dobsina és a Bükk hasonló képződményeivel együtt (Fülöp, 1994). Hauer, Franz (1867–71) elkészítette az Osztrák-Magyar Monarchia 1:576 000 méretarányú áttekintő földtani térképét, amelyen a Szendrői-hegység gyűrt rögvonulatának paleozoós képződményei Steinkohlen Formation néven szerepelnek.

A magyar geológusok közül először Schréter Zoltán (1929) jegyezte le csereháti megfigyeléseit. A Szendrői-hegység kőzeteit karbon korúnak írta le, melyekből három formációt különített el: alsókarbon kristályos mészkő, felső karbon alsó részébe tartozó sötétszürke-fekete mészkő, felső karbon agyagpala. Földvári Aladár (1942) e sorozatokat egymásra tolt, északi vergenciájú pikkelyeknek tekintette. Schréternek a szedimentációs ciklusra vonatkozó gondolatát helyesnek ítélte meg, valamint elsőként hívta fel a figyelmet a jelentős vízszintes elmozdulásokra. Balogh Kálmán (1949) a korábban leírt három sorozat mellett egy szürke, barnás és fehéres, tömeges kristályos mészkőből álló negyedik sorozatot is elkülönített. Reich Lajos különítette el először a Szendrői-hegység két fő szerkezeti egységét: a helyben maradt Rakacai-egységet és az erre rátolódott Abodi-egységet (Fülöp, 1994).

Jámbor Áron 1961-ben szerkesztett 1:25 000 méretarányú földtani térképe már a paleozoikumi képződményeket devon korúnak tünteti fel (Jámbor, 1961) – elsősorban az őslénytani vizsgálatok alapján meghatározott korall fauna alapján. A később a Szovjetunióban végzett faunavizsgálatok a korábban leírt sorozatok korát pontosították, így a hegység északi kőzeteire ordovícium, a középső részen szilur, a déli részen elhelyezkedőkre pedig középső-devon korok adódtak.

A Cserehát északnyugati részén 1967–1969 között a Mecseki Ércbányászati Vállalat uránkutatót végzett. A kutatás során számos fúrás lement, melyek nagy mennyiségű földtani adatot eredményeztek. Ezek eredményeit – a korábbi ismeretekkel összevetve – Csáki Ferenc (1976) foglalta össze doktori értekezésében. Radóczy Gyula (1971) a fúrási adatok és a geofizikai mérések (ld. 2.3. fejezet) alapján medencealjzat térképet szerkesztett (**2. ábra**).

A terület földtanáról alkotott mai álláspont kialakulásában jelentős szerepet játszott többek között Mihály Sándor, Raincsákné Kosáry Zsuzsanna, Árkai Péter, Kovács Sándor, valamint Péro Csaba kutatásai.

Raincsákné Kosáry Zsuzsanna (1978) munkája mindmáig az egyetlen monográfia a Szendrői-hegységről. Sokrétű ásvány-kőzettani, valamint szerkezetföldtani vizsgálatokat végzett. Arra a megállapításra jutott, hogy a Szendrői-hegység képződményei NyDNY–KÉK-i csapású antiklinálist alkotnak, melynek déli szárnya többszörösen felpikkelyeződött. Emellett részletes litosztratigráfiai tagolást is végzett.

Részletes metamorf kőzettani vizsgálatokat Árkai Péter (1977) végzett. Mikroszerkezeti, kőzetszöveti, ásványparagenetikai, illit kristályossági fok, bo-geobarometriai és szénülésfok adatok statisztikai értékelésével kimutatta, hogy a Szendrői-hegység paleozoikumi kőzeteinek nagy része kisfokú, zöldpala fáciesű regionális metamorfózison esett át. Később ennek korát később az alpi (kréta) ciklusba helyezte.

A rétegtani megismerésben fontos szerepet játszottak a Mihály Sándor által elvégzett széleskörű öslénytani vizsgálatok, valamint a Kovács Sándor által elvégzett Conodonta-vizsgálatok, melyek a még pontosabb korbesorolást segítették elő. Kovács Sándor és Péro Csaba (1983) megalkották a szendrői paleozoikum fáciesmodelljét, valamint elvégezték a hegység 1:10000 méretarányú földtani térképezését és szerkezetföldtani vizsgálatát.

Az utóbbi évek kutatásai közül kiemelendő Czeglédi Balázs (2011) munkája, aki részletes mágneses felmérést végzett a területen, ezáltal pontosítva a korábban leírt földmágneses anomália helyzetét. Németh Norbert (2012) Irota és Gadna között felszíni geológiai megfigyeléseket és a kibúvások térképezését végezte el, melyeken a korábban feltételezett hidrotermás ásványosodás nyomait figyelte meg, valamint nagy szintkülönbségű neogén korú vetőket írt le.

2.3. Medencealjzat kutatás

A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet a medencealjzat mélységének térképezése céljából geofizikai méréseket végzett a Cserehát területén. 1951-ben, továbbá 1960–61-ben földmágneses, 1964-ben pedig komplex (VESZ, tellurikus, szeizmikus) geofizikai kutatást végeztek. Ez utóbbiak a Szendrői-hegység területére is kiterjedtek. A geomágneses mérések alapján jelentős anomáliákat fedeztek fel, melyek elszórva jelentkeztek a Cserehát egész területén (Fülöp, 1994).

2.4. Földtani felépítés

A mérési területem rétegsorában előforduló kőzeteket a – felszínen a Szendrői-hegységben megfigyelhető – paleozoós aljzat és az arra települő neogén üledékek alkotják. A devontól a miocénig tartó üledékhézag miatt mezozoós kőzetek nem fordulnak elő. A paleozoikumi kőzetek többszáz kilométeres oldalirányú eltolódással kerültek mai helyükre.

2.4.1. Paleozoós kőzetek

A Szendrői-egység paleozoós kőzetei – a felszíni kibúvásokon és a Cserehát aljzatán kívül – megtalálhatóak a Sajó- és a Hernád-medence, valamint a Tokaji-hegység aljzatában is. Északi és déli irányban kevesebb mélyfúrási adattal rendelkezünk, így ezekbe az irányokba az elterjedés határa bizonytalan. A kőzetek zöldpalafáciesű dinamotermális metamorfózist szenvedtek, amely a kréta időszak „ausztriai tektonofázis”-hoz (108 ± 8 M év) kapcsolható (Árkai et al. 1995). A Szendrői-hegységre É-ÉNy-i vergenciájú gyűrt-pikkelyes szerkezet jellemző. Két egységre, a déli Abodi-, valamint az északi Rakacai-egységre osztható. Előbbi összetett antiklinálist, utóbbi összetett szinklinálist alkot. Az egyes kőzettípusok főbb jellemzőit Bérczi és Jámor (1998) alapján foglaltam össze.

Abodi-egység

Irotai Formáció (*szilur?, alsó-devon*)

- Alsó határa nem ismert, felfelé a Szendrőládi Mészke Formációba való fokozatos átmenete valószínű
- Ismert vastagsága mintegy 400 m
- Fekete grafitfillit, fekete kovapala, szürke metahomokkő és fehéresszürke mészfilit váltakozása
- A felső szakasz koralljain kívül ősmaradványokat nem tartalmaz
- Euxin medencefácies (felső részében a korallok megjelenése a környezet nyíltabbá válását jelzi)

Szendrőládi Mészke Formáció (*középső-devon*)

- Az Irotai Formációból fejlődik ki, üledékfolytonossággal a Bükkhegyi Márvány, illetve az Abodi Mészke Formációba megy át
- Vastagsága mintegy 400 m
- 4 kifejlődési típus: 1. kékesszürke, fehér sávós, durvakristályos mészke 2. sötét kékesszürke, finomabb kristályos, rétegzett-pados mészke 3. kékesszürke homokos mészke 4. világosszürke fillit és metaomokkő
- Táblás korallok, szegényes Conodonta-fauna

- Sziliciklasztos-karbonátos self képződmény, foltzátonyokkal és intraself medence üledékekkel

Bükkhegyi Márvány Formáció *(felső-devon)*

- Helyenként a Szendrőládi Mészkből fejlődik ki, fedője nem ismert
- Vastagsága mintegy 200 m
- Barnássárga, sárgás-rózsaszín, barnásfehér, vastagpados márvány
- Ősmaradvány nem őrződött meg benne
- Karbonátplatform fácies

Abodi Mészkbő Formáció *(felső-devon)*

- A Szendrőládi Mészkből fejlődik ki, részben azzal váltakozik, fedője nem ismert
- Összvastagsága mintegy 200 m
- Barnássárga, részint kékesszürke, a márványokénál finomabb kristályos, szericites-kloritos mészkbő
- Gyenge megtartású Conodonta-fauna
- Pelágikus medencefácies (egyidejű vulkáni működés nyomai felfedezhetőek)

Rakacai-egység

Rakacaszendi Márvány Formáció *(középső-devon)*

- Feküje nem ismert biztosan, fedője az Abodi Mészkbőnek megfelelő – jórészt csak hasadékkitöltésben megőrződött pelágikus medenceüledék
- Vastagsága mintegy 200 m
- Világos kékesszürke-fehéres sávozott, durvakristályos, vastagpados márvány
- Conodonta-fauna
- Karbonátplatform fácies

Rakacai Márvány Formáció *(karbon)*

- Felfelé a Szendrői Fillit Formációba megy át, fekvője nem ismert biztosan
- Vastagsága mintegy 200 m
- Kékesszürke, fehérés sávós, durvakristályos, vastagpados márvány
- Ősmaradványokat nem tartalmaz (a kopaszhegyi krinoideás mészkbő és a Verebeshegyi Mészkbő Conodontákat tartalmaz)
- Foltzátony, platform/medence átmenet, valamint medence fácies

Szendrői Fillit Formáció (karbon)

- A Rakacai Márvány Formáció *Verebeshegyi Mészkö Tagozatából* fejlődik ki, fedője nem simert
- Vastagsága mintegy 500-600 m lehet (Péró Cs. szóbeli közlése)
- Sötétszürke-fekete fillit és mállottan sárgás metahomokkő alkotja, három, egymásra települő tagozat különíthető el: *Meszesi Tagozat* (alul), *Pastavölgyi Tagozat* (középen) és *Palabányai Tagozat* (felül)
- Conodonták
- Flis, foltzátony, flismedence

2.4.2. Neogén kőzetek

A Szendrői-hegység paleozoós kőzeteire miocén és pliocén üledékek települnek a Cserehát területén. Paleogén korú üledékek egyik mélyfúrásban sem jelentek meg. Bár a neogénből minden emelet képviselteti magát, legelterjedtebbek és legkifejlettebbek a szarmata és a pannon üledékek. Ezeket Radócz (1971) írja le legrészletesebben.

Alsó-miocén (ottnangi) homok, homokkő és aleurit képződményeket a Lak-1 fúrás lemélyítése során mintegy 100 m vastagságban harántoltak. A *középső-miocén (kárpáti-bádeni)* üledékeket az Alsóvadász-1 fúrásban mutatták ki mintegy 170 m vastagságban. A rétegsort barnakőszéntelepés aleuritrétegek és kis vastagságú (< 45 m), folyóvízi jellegű kavics- és laza konglomerátum összletek alkotják. A *középső- és felső-bádeni* rétegsor (alul tarkaagyag, felül tufás aleurit) egy kb. 100 m vastag riolittufa egységet is magába foglal.

A *szarmata* üledékek vastagsága a legnagyobb a területen, helyenként a 400 m-es vastagságot is meghaladja. A sorozat alsó részét tengeri agyag, agyagmárga, aleurit és kavicsos rétegek alkotják, melyek között vékony tufarétegek is megjelennek. Ezt követően fokozatosan édesvízi fácies jelenik meg, amit egy riolittufa szint zár.

A *pannon* üledékek e riolittufa szint fölött következnek. A rétegsor alja és teteje jellegzetes faunát tartalmaz, a közötte levő 200-300 m-es összlet azonban alig tartalmaz ősmaradványt. Az egész szakaszra jellemző, hogy az ősmaradványok rossz megtartásúak, így a pannon agyag-, homok- és kavicsösszletek pontosabb korbesorolása bizonytalan (Raincsákné, 1978).

A *pleisztocén*ben a hegység végleg szárazulatra került, terasz kavics, lejtőtörmelék és vörösayag képződött.

2.5. Nyersanyagkutatás

A Szendrői-hegység területén folyamatosan zajlottak a 20. század folyamán a különböző gyakorlati célú kutatások, melyek elsősorban kőszénre, grafitra, vasércre, mészkőre és egyéb díszítőkövekre irányultak (Fülöp, 1994). Egyes haszonanyagoknak a kitermelése is megtörtént (fillit, mészkő, vasérc).

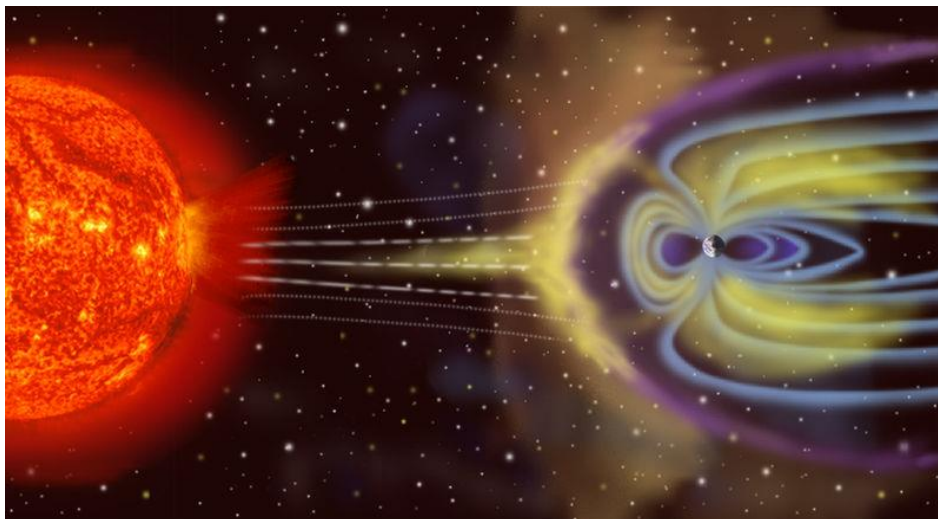
A Cserehát domvidékén 1967–69 között a Mecseki Ércbányászati Vállalat végzett uránkutatást (Csáki, 1976), ami a szakirodalomban megtalálható adatok alapján műrevaló hasadóanyag dúsulást nem mutatott ki. Több fúrásban is jelentkeztek erősen szulfidos (pirhotinos, pirites, kalkopirites, szfalerites) szakaszok, ezt később az 1988-ban a MÁFI (Magyar Állami Földtani Intézet) által mélyített Felsővadász-1 fúrás is igazolta. A Cserehát előkutatását az ELGI (Eötvös Loránd Geofizikai Intézet) kezdte meg az 1980-as évek derekán, mivel a terület nyersanyag perspektívája meglehetősen ismeretlen volt. Az 5 pont/km² sűrűségű gravitációs hálózat adataiból Bouguer-anomália és maradék anomália térképsorozatot szerkesztettek. Emellett geoelektromos és szeizmikus szelvények készültek, továbbá az ismert földmágneses anomália vizsgálatára 1986-ban a Bolgár Légigeofizika Szolgálattal légimágneses méréseket végeztek.

A magas szervesanyag-tartalmú, kis fokon metamorfizált alurolit (fillit) jó befogadó közele lehetett egy esetleges hidrotermás ércesedésnek. A fémeket szállító oldatok a NyDNY–KÉK-i csapású szerkezeti vonalak, vetők mentén léphettek kontaktusba a jelen lévő kőzettestekkel. Mivel a vetők fiatalok (Németh, 2012), a neogén kőzetek is érintettek lehetnek bizonyos elemek dúsulásában. Egyes pannon rétegekben jarositos kötőanyagú homokkővet írtak le, mely vastartalmú szulfidos érctelepek mállási zónájához köthető (Miklós és Csomor, 2012).

3. A magnetotellurikus módszer

A magnetotellurika (MT) passzív (természetes terű) elektromágneses geofizikai kutatómódszer. Használata azon a fizikai elven alapszik, hogy a természetes elektromágneses tér (primer tér) hatására a Föld közeiben kialakuló elektromágneses tér (szekunder tér) a kőzetrétegek fajlagos ellenállásának (vezetőképességének) és geometriájának függvénye. Az elektromágneses (EM) teret az elektromos és a mágneses térerősségvektorok időbeli változása írja le. Az MT módszer alkalmazásakor a primer és a szekunder EM tér összegének időbeli változását regisztráljuk a Föld felszínén (Novák, 2010). A módszert először az orosz Tikhonov (1950) és a francia Cagniard (1953) ismertette, hazai bevezetése pedig Ádám Antal (1956, 1958, Ádám és Bencze, 1961) és Takács Ernő (Egerszegi és Takács, 1954, Takács, 1957, 1960, 1962, Csókás és Takács, 1964) munkájának eredményeként valósult meg. Köszönhetően a műszerezettség, az adatfeldolgozás és az értelmezési technikák fejlődésének, mára az MT széleskörű földtani feladatok megoldására alkalmas módszerré vált.

A Föld természetes elektromágneses tere belső és külső erők együttes hatásának az eredménye. A Föld saját mágneses terének forrása – a dinamóelmélet szerint – a fluidum állapotban lévő külső magban keresendő. Az így kialakuló dipólus jellegű mágneses teret a Nap felől érkező korpuszkuláris részecskék árama („napszél”) deformálja, így létrejön a magnetoszféra jellegzetesen elnyúlt alakja (3. ábra).



3. ábra. A Föld magnetoszférájának és a napszélnek a kölcsönhatása
(<http://en.wikipedia.org/wiki/Magnetosphere>)

A magnetotellurikus kutatásban használt frekvenciatartomány általában a 10^{-4} – 10^4 Hz közé esik. A sekélykutatásban használatosak a távoli rádióadók jelei is, így a

rádiomagnetotellurikában (RMT) 10^5 Hz (néhány száz kHz) jeltartomány is. A felhasznált elektromágneses jelek eredetük alapján két fő csoportra oszthatóak. A magnetoszféra és a napszél kölcsönhatásából erednek a nagyjából 0,001-1 Hz közötti mikropulzciók. A másik csoportot a földi zivatar-tevékenységből származó 1 Hz-nél nagyobb frekvenciájú jelek alkotják. Ez utóbbi csoportot képező, villámok hatására létrejövő hullámok a földfelszín és az ionoszféra közötti hullámvezetőben terjednek (Simpson és Bahr, 2005).

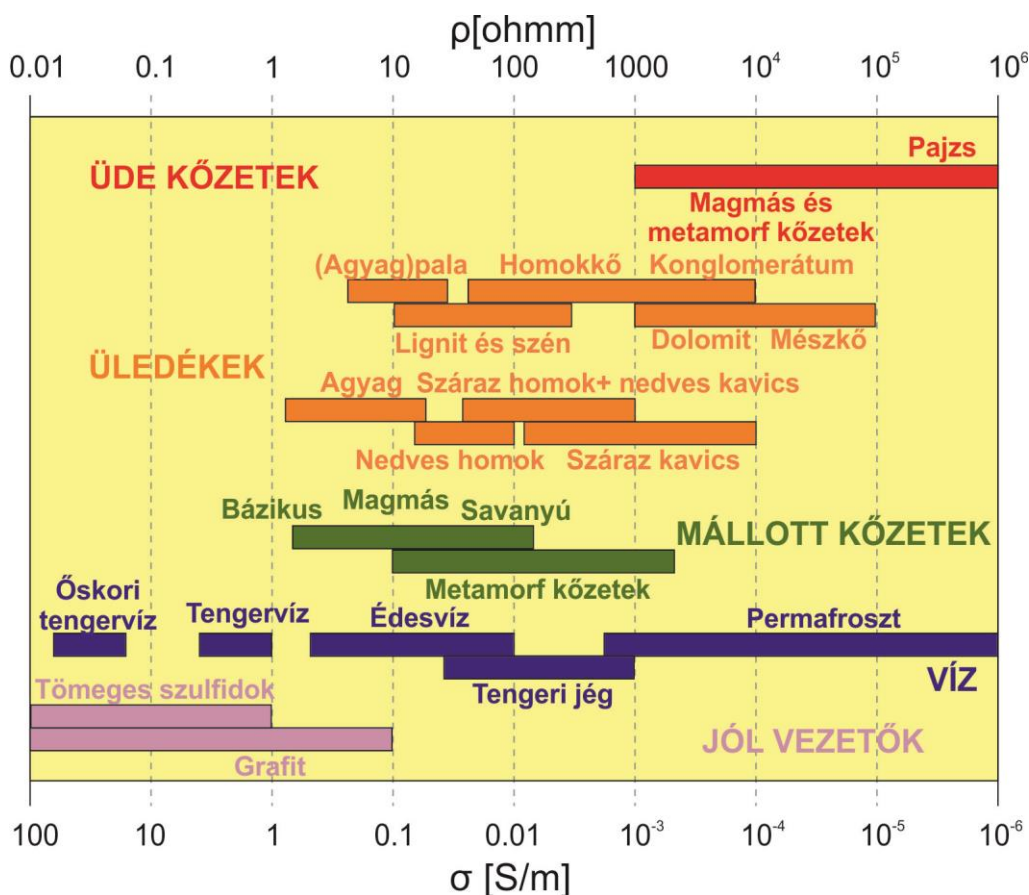
Az elektromágneses hullámok a vákuum kivételével minden közegben csillapodva terjednek. A csillapodás mértéke a körfrekvenciától (ω), valamint a közeg elektromágneses tulajdonságaitól (ϵ : permittivitás, μ : mágneses permeabilitás, σ : fajlagos vezetőképesség) függ. Fontos ismernünk, hogy ezen elektromágneses anyagjellemzők a Föld kőzeteinek esetében milyen tartományok között változnak. A vákuum permittivitása $\epsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12}$ F/m, a vízé ennek nagyjából 80-szorosa ($\epsilon_{r,víz} \approx 80$), az ásványok relatív permittivitása többnyire kisebb, mint húsz ($\epsilon_{r,ász} < 20$). Mivel a magnetotellurikában használt frekvenciákon az eltolási áram elhanyagolható, a dielektromos állandó nem játszik szerepet. A mágneses permeabilitás értéke vákuumban $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Vs/Am, a legtöbb közet esetében a relatív mágneses permeabilitás $\mu_r < 3$. A magnetotellurika $\mu_r = 1$ feltételezéssel él, ami alapján $\mu = \mu_0$ adódik ($\mu = \mu_r \mu_0$).

1. táblázat. Különböző frekvenciájú elektromágneses hullámok behatolási mélysége adott fajlagos ellenállású közegek esetén (szerző saját szerk.).

Fajlagos ellenállás ρ [ohmm]	A hullám periódusideje [s]							T
	0.0002	0.001	0.002	0.01	0.1	1	10	100
1	7	16	23	50	159	503	1592	5033
10	23	50	71	159	503	1592	5033	15915
50	50	113	159	356	1125	3559	11254	35588
100	71	159	225	503	1592	5033	15915	50329
500	159	356	503	1125	3559	11254	35588	112540
1000	225	503	712	1592	5033	15915	50329	159155
	5000	1000	500	100	10	1	0.1	0.01
Szkin-mélység [m]	A hullám frekvenciája [Hz]							f

A földkérget felépítő kőzetek fajlagos ellenállása széles tartományban változik, nagyjából nyolc nagyságrendet ölel át (**4. ábra**). Egy közet fajlagos ellenállását részben az őt felépítő ásványok fajlagos ellenállása határozza meg, alapvetően befolyásolja a porozitás, a pórusok telítettségének a mértéke, az oldott sók minősége és koncentrációja, a mállottság foka, valamint a hőmérséklet is. A legtöbb kőzetalkotó ásvány gyakorlatilag

szigetelőnek tekinthető, hiszen fajlagos ellenállásuk több millió ohmm. Az áram így tulajdonképpen a kőzetrepedéseket kitöltő oldatokban folyik, melyek ellenállása nagyságrendekkel kisebb az ásványokénál, így meghatározza a kőzetek eredő fajlagos ellenállását. Kivételt képeznek a fémesen vezető ásványokat (pirit, markazit, pirrhotin, vascsillám, magnetit, kalkopirit, grafit) nagy mennyiségben tartalmazó kőzetek.



4. ábra. A leggyakoribb kőzetek elektromos fajlagos ellenállása
(módosítva Palacky, 1987 és Novák, 2010 után)

A hullámok a Föld felszínét elérve részben visszaverődnek, részben pedig diffúziós folyamattal a felszín alá hatolnak. A levegő és a kőzetek közötti nagy ellenálláskontrasztnak köszönhetően a hullám függőlegesen lefelé halad tovább a felszín alá függetlenül attól, hogy milyen beesési szöggel éri el a szilárd földkéreg. Az új közegben azonban a hullám energiája és amplitúdója exponenciálisan csökkenni kezd, a csillapodás mértékét az abszorpciós tényezővel (a) fejezhetjük ki, melyet az (1) összefüggés alapján számíthatunk. Ennek reciproka a szkin-mélység (d_s), mely azt a mélységet fejezi ki, amit elérve az elektromágneses hullám energiája e-ad részére csökken (2). (ld. az **1. táblázat** szkin-mélységeit adott f és ρ esetén)

$$a = \sqrt{\frac{\mu\sigma\omega}{2}} \quad (1)$$

$$d_s = \sqrt{\frac{2}{\mu\sigma\omega}} \cong 500\sqrt{\rho T} \quad (2)$$

A horizontális elektromos és mágneses térkomponensek adott frekvenciára vonatkoztatott kapcsolatát (3) egy 2x2-es komplex tenzor, az impedancia tenzor írja le (Cantwell, 1960). Ez a mennyiség hordozza az információt a felszín alatti fajlagos vezetőképesség eloszlásról. Mivel adott frekvencián csak a közeg elektromágneses tulajdonságaitól függ és független az elektromágneses tér forrásától, a magnetotellurikus módszer válaszfüggvényének tekinthető.

$$\bar{\mathbf{E}} = \underline{\underline{\mathbf{Z}}} \cdot \bar{\mathbf{H}} \ ; \quad \begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (3)$$

A látszólagos fajlagos ellenállás ezt követően az alábbi képlet alapján számolható:

$$\rho_a = \frac{1}{\mu\omega} |Z_{ij}|^2 \text{ [ohmm]} \ (i,j = x,y) \quad (4)$$

További információval szolgál az impedancia tenzor fázisa:

$$\varphi_{ij}(\omega) = \arctg \left(\frac{\text{Im}(Z_{ij}(\omega))}{\text{Re}(Z_{ij}(\omega))} \right) \text{ [rad]} \ (i,j = x,y) \quad (5)$$

A geomágneses indukciós vektor ($\bar{\mathbf{T}}$) – más néven „tipper” – a mágneses térerősségvektor horizontális és vertikális komponensei közötti kapcsolatot adja meg. Indukciós nyílnak is szokták nevezni, komplex vektormennyiség. A laterális vezetőképesség változások kimutatására alkalmas (Novák, 2010).

$$[H_z] = [T_x \ T_y] \cdot \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (6)$$

A fenti eszközök segítségével az MT lehetőséget biztosít arra, hogy képet kapjunk a felszín alatti kőzetek fajlagos ellenállás eloszlásáról, aminek segítségével földtani információt nyerhetünk. A földtani szerkezet térbeli kiterjedése szerint megkülönböztetünk egy dimenziós (1D), két dimenziós (2D) és három dimenziós (3D) modelleket. Az impedancia tenzor a dimenziószámnak megfelelően változik (Novák, 2010).

4. Terepi mérés

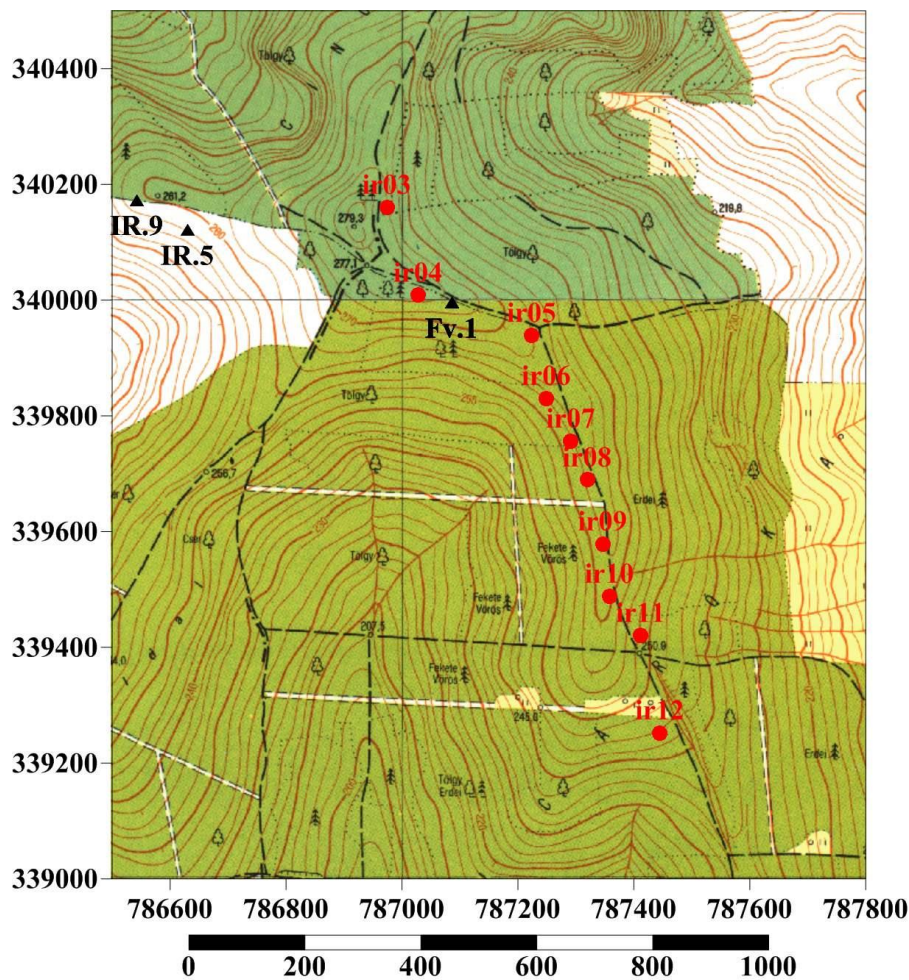
A mérés a Miskolci Egyetem Földtan-Teleptani Intézeti Tanszékének, Geofizikai Intézeti Tanszékének és a Magyar Földtani és Geofizikai Intézetnek (MFGI) az együttműködése révén valósult meg. A méréseket 2013. szeptember 20–22 között végeztük Irota és Gadna települések közötti erdős területen az MFGI Metronix GMS-06 típusú magnetotellurikus mérőrendszerével (5. ábra).



5. ábra. A Metronix műszergyártó cég GMS-06 nevű mérőrendszere (Metronix, 2005).

Tíz mérési pontot (ir03–ir12) vettünk fel a Felsővadász-1 fúráson keresztül, az alaphegység kibúvási vonalára nagyjából merőlegesen haladó, hozzávetőleg ÉÉNy–DDK-i csapású nyomvonal mentén (6. ábra). A pontok nagyjából száz méterenként helyezkednek el egymástól. A mérési helyek sorozata egy erdészeti utat követ, melyen az országos kéktúra útvonala halad. A térképen látható módon a nyomvonal északi részén lévő két pontot (ir03 és ir04) és a fúrást távolabbról kell a szelvényre vetíteni.

Mivel nagyon kicsi jeleket (mV, pT) regisztrálunk, MT méréseknél a mesterséges elektromágneses zajforrásokat (pl. távvezeték, lakott települések, korrózióvédelemmel óvott csővezetékek, villamosított vasút, stb.) egy-két kilométerre szükségszerűen el kell kerülni. Ez az alább látható szelvény esetében szintén teljesült.



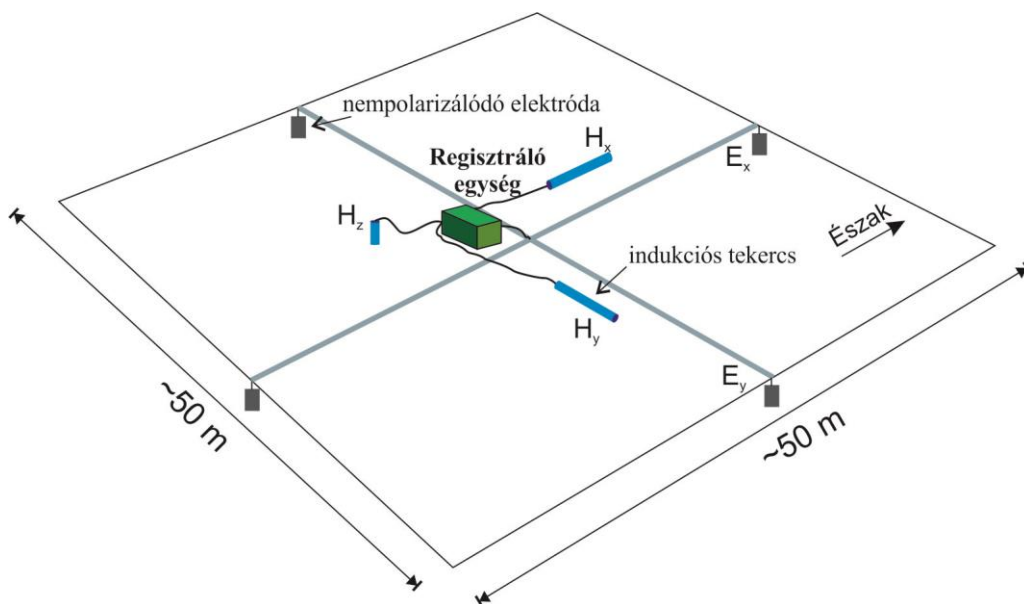
6. ábra. A mérési pontok helyszínrajza

A GMS-06 mérőrendszer fő részét képezi az ADU (Analog Digital Unit) 06 elnevezésű adatgyűjtő egység, melyhez az elektromos és a mágneses szenzorok közvetlenül csatlakoznak (Metronix, 2005). Az elektromos térerősség változását nempolarizálódó elektródák, míg a mágneses térerősségét indukciós tekercsek segítségével mérjük.

A felvételeket három frekvencia sávban (LF1, free, LF2) készítettük, amelyekhez rendre 4096, 512 és 64 Hz mintavételi frekvencia tartozik. Az ir05 és az ir12 pontokon 12 órán keresztül, míg a többi pont esetében 1 órán át zajlott a jelek regisztrálása. Ez alapján a legtöbb pont esetében a beérkező jeleket a 0,1–1000 Hz-es tartományban sikerült megmintáznunk, az ir05 és az ir12 pont esetében pedig már a 0,01 Hz-es jeleket is. A gyakorlat azonban azt mutatta, hogy a 700 Hz-nél nagyobb jelektől érdemes megszabadulni a feldolgozás során. A vertikális mágneses komponenst (Hz) csak az ir05 és az ir12 pontokon regisztráltuk.

Az elektromos térerősséget elektródák között mérjük. Mivel a polarizációjukból származó zajfeszültség összemérhető lenne a mérendő jellel, ezért nempolarizálódó elektródákat alkalmazunk. Az ilyen típusú elektródák saját sójukba merülő fémeket tartalmaznak, az elektromos csatolást a talaj felé az elektróda alján elhelyezkedő porózus lap biztosítja. Esetünkben Pb–Pb₂Cl₂ elektródát alkalmaztunk. Egymástól való távolságukat a mágneses tevékenység intenzitása, a műszer érzékenysége, valamint a földtani kutatási cél – elsősorban a vizsgálni kívánt mélységtartomány – határozza meg (Takács, 1987). Jelen kutatási feladathoz ötven méteres elektródatávolságot alkalmaztunk. Az elektródapárokat a mérés középpontjától a négy égtáj irányába terítjük ki. Mivel az elektródákra jelentős hatással lehet a hőmérséklet, azokat célszerű egy ásónyomnyi, 20 – 30 cm-es mélyedésbe ásní és megnedvesíteni, a jobb kontaktus elérése érdekében.

A mágneses térerősség-komponensek változásait indukciós tekercsek segítségével regisztráltuk. A tekercsnek nagy permeabilitású vasmaggal kell rendelkeznie a kívánt érzékenység eléréséhez. A mérés során a horizontális mágneses teret mérő tekercseket (H_x , H_y) a mechanikai vibrációk (elsősorban légmozgás) kivédése érdekében el kell ásní (Takács, 1987). A vertikális komponenst mérő tekercset pedig egy függőlegesen lefűrt lyukba helyeztük. Ezek alapján az érzékelők és a regisztráló egység elhelyezése a terepen a **7. ábrán** látható módon történt.

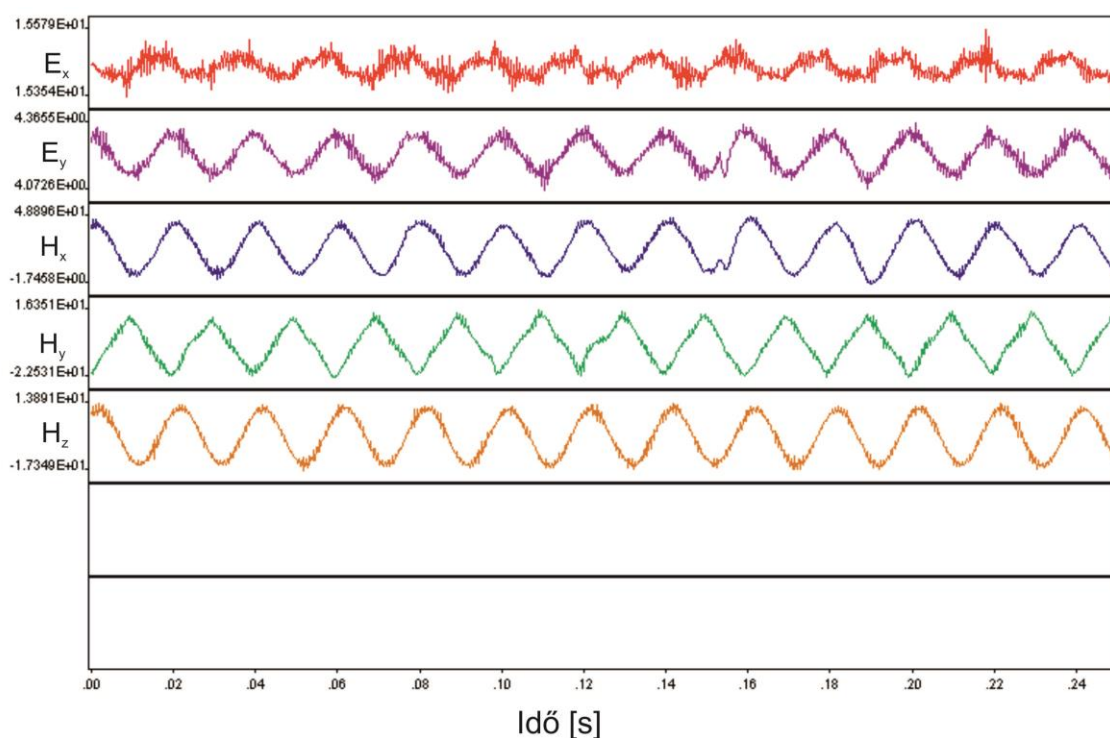


7. ábra. Szondák és elektródák kiterítése MT méréseknél (szerző saját szerk.)

5. A mért adatok feldolgozása

A magnetotellurikus adatok feldolgozásának az alapfeladata az impedancia tenzor elemeinek a meghatározása. Ennek alapja a mérés során regisztrált idősor (8. ábra). A hagyományos magnetotellurikus adatfeldolgozás legfontosabb lépései a következők (http://178.63.62.205/adu07cms/images/manuals/MT_Brasse/MTmanusc.pdf):

- Időtartományban történő előszűrés
- Frekvenciatartományba történő átalakítás, gyors Fourier-transzformáció (FFT- Fast Fourier Transform)
- A műszer átviteli függvényének korrekciója
- Teljesítménysűrűség spektrumok számítása
- Az impedancia tenzor kiszámítása
- Látszólagos fajlagos ellenállás ($\rho_a(\omega)$) és fázis ($\Phi(\omega)$) értékek számítása



8. ábra. A magnetotellurikus adatfeldolgozás kiindulópontja, az elektromos és mágneses térkomponensek időbeli változását leíró idősor (írotai regisztrátumból, WinGLink felületéről másolva, szerző saját szerk.).

A regisztrátumok korrelációs függvényeinek Fourier-transzformálásával megkapjuk a saját- és kereszt-teljesítménysűrűség spektrumokat (Turai, 1986). A teljesítménysűrűség spektrumokból az alábbi négy becslési eljárás (7)–(10) segítségével juthatunk el az impedancia tenzor elemeihez (Sims és társai, 1971):

$$\bar{Z}_{xy} = \frac{(\overline{H_x E_x^*})(\overline{E_x E_y^*}) - (\overline{H_x E_y^*})(\overline{E_x E_x^*})}{(\overline{H_x E_x^*})(\overline{H_y E_y^*}) - (\overline{H_x E_y^*})(\overline{H_y E_x^*})} \quad (7)$$

$$\bar{Z}_{xy} = \frac{(\overline{H_x E_x^*})(\overline{E_x H_x^*}) - (\overline{H_x H_x^*})(\overline{E_x E_x^*})}{(\overline{H_x E_x^*})(\overline{H_y H_x^*}) - (\overline{H_x H_x^*})(\overline{H_y E_x^*})} \quad (8)$$

$$\bar{Z}_{xy} = \frac{(\overline{H_x E_y^*})(\overline{E_x H_y^*}) - (\overline{H_x H_y^*})(\overline{E_x E_y^*})}{(\overline{H_x E_y^*})(\overline{H_y H_y^*}) - (\overline{H_x H_y^*})(\overline{H_y E_y^*})} \quad (9)$$

$$\bar{Z}_{xy} = \frac{(\overline{H_x H_x^*})(\overline{E_x H_y^*}) - (\overline{H_x H_y^*})(\overline{E_x H_x^*})}{(\overline{H_x H_x^*})(\overline{H_y H_y^*}) - (\overline{H_x H_y^*})(\overline{H_y H_x^*})} \quad (10)$$

Az impedancia tenzor ismeretében számíthatjuk a látszólagos fajlagos ellenállást és a fázist, melyeket a periódusidő függvényében ábrázolva megkapjuk a szondázási görbéket (**Melléklet II-XI. ábra**). A görbék külön-külön 1D inverzióval is kiértékelhetők előzetesen. Több módszer áll rendelkezésre, melyek közül a legismertebbek a Bostick-transzformáció és az Occam inverzió. Ezek segítségével a látszólagos fajlagos ellenállás és frekvencia értékekből a szkin effektust figyelembe véve látszólagos mélységek határozhatóak meg (**Melléklet XXII-XXXI. ábra**).

Az impedancia tenzort koordináta-transzformáció segítségével átszámíthatjuk az eredeti regisztrálási iránytól α szöggel elforgatott irányra (Takács, 1987). A szög folyamatos változtatásával előáll az impedancia tenzor polárdiagramja, mely fontos földtani információkat hordoz magában. Egydimenziós ugyanis a szerkezet, hogyha a főimpedanciák polárdiagramja kör és a mellékimpedanciák minden irányban eltűnnek. Kétdimenziós földtani szerkezetek esetében pedig a főimpedanciák polárdiagramja ellipszis és a mellékimpedanciák az ellipszis kis- és nagytengelyeinek irányában eltűnnek (nulla értéket vesznek fel).

A pszeudo szelvények a mért látszólagos fajlagos ellenállás és a fázis értékek eloszlását mutatják a mérési szelvény alatt, egy vertikális metszetben. A horizontális

tengelyen a szelvény menti távolságot, a vertikális tengelyen pedig a periódusidőt ábrázoljuk, amely a mélységgel arányos. (**Melléklet XXXII. és XXXIII. ábra**).

A terepi mérések, valamint a matematikai és analóg modellezések eredményei egyaránt azt mutatják, hogy a szondázási görbék az inhomogén földtani felépítés miatt jelentős torzulásokat szenvednek (Novák, 2010). A felszín közelében elhelyezkedő ún. „lokális testek” töltésfelhalmozódást hoznak létre, ennek hatására indukált áram keletkezik, ami befolyásolja a magnetotellurikus válaszfüggvényt. A torzulás induktív vagy galvanikus lehet. A galvanikus torzulás 1D esetben a látszólagos fajlagos ellenállás értékekben konstans eltolódást eredményezhet, mely jelenség „static shift” (statikus eltolódás) néven ismert. Az induktív torzulás $\sigma \gg \omega \epsilon$ esetén figyelmen kívül hagyható (Berdichevsky és Dmitriev, 1976).

Az MT szelvényt a nemlineáris konjugált gradiens algoritmus alapján (Rody & Mackie, 2001) 2D inverzióval dolgoztam fel, melyről a következő fejezetben lesz szó.

6. Eredmények

Az Irota és Gadna közötti magnetotellurikus mérések eredményeit az alábbi két alfejezben ismertetem.

6.1. Az eredmények geofizikai kiértékelése

A geofizikai inverzió során a mért és a számított adatok eltérésvektorának a minimalizálására törekszünk. A modellparamétereinket addig finomítjuk, amíg az azokból számított adatok megfelelő mértékben meg nem közelítik a mért adatokat.

A **9. ábrán** látható 2D MT inverziós eredmény 150 iteráció után adódott 1,45 % RMS (root mean square) értékkel. Ez utóbbi mérőszám az adattérbeli távolságot (hibát) jelzi számunkra, minél kisebb, annál megbízhatóbbnak tekinthetjük az eredményt. Start modellnek homogén, 10 ohmm fajlagos ellenállású félteret választottam. A szelvény értelmezésénél szem előtt kell tartanunk, hogy kétdimenziós modellel közelítettük a valójában háromdimenziós földtani szerkezetet. Így a mérési eredményünk hibája (valóságtól való eltérés) nem csak mérési hibából, hanem modellhibából is fakadhat.

A szerkezetek dimenzionalitására vonatkozóan a polárdiagramok (**Melléklet XII-XXI. ábra**) hordoznak információkat. A felszínhez közeli térrész a legtöbb mérési pont esetében egydimenziós, azaz horizontálisan rétegzettnek tekinthető. Az ir08 és az ir09 pont esetében azonban ez nem mondható el, itt a nagy frekvenciatartományban is ellipszis a főimpedanciák polárdiagramja.

Mivel a 2D inverzióban az ekvivalencia tartomány elég széles lehet, több eltérő földtani modell is jó egyezést mutathat a mért adatokkal. A bizonytalanság csökkentése érdekében kiegészítő információk szükségesek. A kapott inverziós eredmények a szelvény két szélén kevésbé megbízhatóak, így a mért szelvény széleinek földtani értelmezésébe nem bocsátkoztam.

A földtani értelmezéshez érdemes lehet vizsgálni az egyes cellák korreláltságát, ez szemléletesen azt mutatná meg, hogy egy kiugró cellaértéket mennyire simítana el az inverziós algoritmus. Ez segíthetne annak az eldöntésében, hogy az alacsony és a magas fajlagos ellenállású zónák között milyen széles az átmeneti tartomány. Továbbá a start modell változtatásával kapott eredmények összehasonlítása a földtani modell pontosabbá válását idézheti elő.

6.2. Földtani interpretáció

Az MT szelvény 2D inverziós feldolgozásával a **9. ábrán** látható fajlagos ellenállás eloszlást határoztam meg. A Felsővadász-1 rétegsorában megállapított aljzاتمélységet – mely a tengerszinthez viszonyítva 110 méternek adódott – a szelvény mentén kiterjesztettem (pontosított vonal), feltételezve az aljzat és a fedő üledékek közötti állandó ellenálláskontrasztot. A feldolgozott eredmény alapján látható, hogy a paleozoós aljzatban egyértelműen megjelenik a fajlagos ellenállás inhomogenitás egy alacsony, 5 ohmm-nél kisebb fajlagos ellenállású zóna formájában.

A ható középpontja az ir08 pont alá esik, és már 400 m-es mélységben szignifikánsan megjelenik a hatása, de már 300 m-es mélységben is kis fajlagos ellenállású térrész figyelhető meg. A környezet földtani felépítése alapján ezt az anomáliát akár egy vetőzónához kapcsolódó szulfidos ásványkiválás is okozhatja. A Felsővadász-1 600 m-es talpmélységű fúrás nem ért ki a szulfidos zónából, amelyre a fajlagos ellenállást mérő módszerek mellett mágneses mérések egyaránt érzékenyek. Továbbá fontos megjegyezni, hogy a fúromagok szulfidtartalma a mélységgel növekszik. Bár a kapott fajlagos ellenállás metszet – felbontóképessége miatt – részletes közettani tagolásra nem alkalmas, megfigyelhető a fúrás mentén a mélység felé csökkenő fajlagos ellenállás.

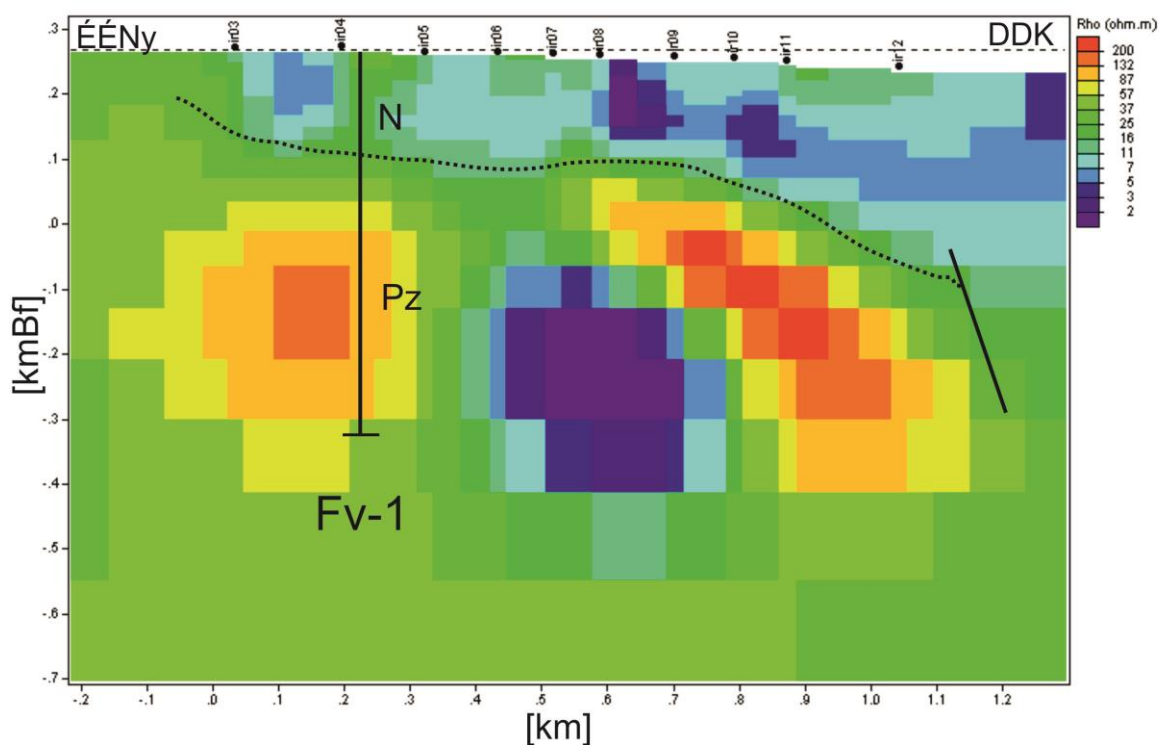
A mért szelvény igazolni látszik azt a tényt, hogy dél felé haladva az aljzat egyre mélyebb helyzetben található. Elképzelhető, hogy az ir12-es ponttól délebbre hirtelen „zökken le” az alaphegység. Ezt szintén okozhatja egy vető, mely a **9. ábrán** szintén be lett jelölve. A neogén üledékeket jelző felső zónában is találhatóak sötétkék színnel jelölt alacsonyabb ellenállású, feltehetően mállott, agyagos zónák. Az ir08 és az ir09 pont között közvetlenül a felszín közelében jelentkeznek az alacsony ellenállású képződmények. A legnagyobb, 200 ohmm-nél nagyobb fajlagos ellenállású zónák a metamorfizált paleozoós aljzatot jelzik. Ennek ellenállása akár egy nagyságrenddel is nagyobb lehetne, feltehetőleg a kis metamorf fok, valamint a grafit- és szulfidtartalom miatt nem haladja meg az ezer ohmm-t.

Érdemes kitérni a korábbi geofizikai vizsgálatok, elsősorban a reflexiós szeizmika és a mágneses kutatómódszer eredményeire. Az egymásra közel merőleges Sze-1 és Sze-4 reflexiós szeizmikus szelvény a Fv-1 fúrás közelében metszik egymást (Szalay és társai, 1987), így az MT szelvényhez is közel esnek. A Sze-4 szelvényen a Fv-1 fúrástól keletre egy vetőzóna értelmezhető (**Melléklet XXXIV. ábra**), mely akár NyDNY irányba

folytatódva okozója lehet az ir08 pont alatt megfigyelhető fajlagos ellenállás inhomogenitásnak.

A területen már a '60-as években leírták a mágneses ható létezését. Mintegy 60–65 nT-ás anomália mutatható ki. A mágneses ható tetőszintje 120–250 m mélységben található a területen (Czeglédi, 2011), az MT szelvényhez közel ez a szint mintegy 200 m-re tehető. Ez jó egyezést mutat az általam értelmezett aljzattmélységgel. A mágneses anomália a felszínhez legközelebb az ennél nyugatabbra lévő területen jelenik meg, mely a pólusra redukált mágneses térképen jól megfigyelhető. Az K-Ny-i irányban elnyújtott, É-D-i irányban pedig 1,2 km kiterjedésű mágneses ható alsó határára vonatkozóan nincs adat (a mágneses módszer kisebb behatolási mélysége miatt).

A narancssárgával, illetve pirossal jelölt tartományok a kevésbé mállott, környezetükhöz képest üde kőzeteket jelölhetik. A vetőzóna térbeli kiterjedésének pontosításához további mérések szükségesek.



9. ábra. Az MT szelvény fajlagos ellenállás metszete.

Jelmagyarázat: Pz: paleozoós aljzat, N: neogén üledékek, Fv-1: Felsővadász-1 fúrás

Összefoglalás

További kutatási irányok

A 2013 szeptemberében, Irota és Gadna közötti területen végzett magnetotellurikus mérések egy ÉÉNy-DDK-i csapású szelvény mentén, tíz ponton történtek. Az adatok feldolgozása a WinGLink szofverrel valósult meg, a 2D MT inverzió a nemlineáris konjugált gradiens algoritmus alkalmazásával lett kiszámítva. A kapott eredmények a terület földtani ismeretanyagát bővítették, alátámasztásához és további pontosításához azonban további mérésekre lesz szükség.

A paleozoós aljzatban jól látható módon megjelenik egy alacsony fajlagos ellenállású zóna, mely akár egy ércesedett tartományt is jelölhet. A készített szelvény beleillik a terület földtani modelljébe, a korábbi szeizmikus és mágneses geofizikai mérések eredményeivel együtt is értelmezhető.

A vetőzónát, szerkezeti vonalat is jelölhető alacsony fajlagos ellenállású tartomány térbeli kiterjedésének meghatározásához további geofizikai vizsgálatok szükségesek. A jelenlegivel párhuzamos újabb, egy vagy több MT szelvény felvétele látszik indokoltnak. Kellően részletes földtani modell az értelmezett szelvény alapján nem készíthető, ám ez nem is volt elvárható a módszertől. Ellenben a további kutatási irányt sikerült kijelölnie, így a mérés elérte célját.

Köszönetnyilvánítás

Köszönöm Dr. Turai Endre konzulensemnek, hogy munkámat támogatta, az adatfeldolgozáshoz a WinGLink 1.59.04. szofvert a rendelkezésemre bocsátotta, valamint hogy a dolgozat megírása során hasznos tanácsokkal látott el.

Köszönettel tartozom Madarasi Andrásnak, a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet (MFGI) tudományos munkatársának mind a terepi mérésben, mind az adatfeldolgozásban és az értelmezésben nyújtott segítségéért.

Köszönet illeti Tóth Szabolcsot, a Rotaqua Kft. munkatársát a mérés elvégzésében nyújtott nagyvonalú segítségéért.

Külön köszönöm Dr. Földessy János professzornak, a CriticEl projekt szakmai vezetőjének, hogy a kutatásom megvalósulhatott, és hogy irányt mutatott a szakirodalom feldolgozásánál, ezáltal meggyorsítva munkámat.

Köszönetet mondok Dr. Németh Norbertnek, hogy a földtani értelmezés során hasznos tanácsokkal látott el.

Köszönet illeti végül, de nem utolsó sorban Dr. Pethő Gábor tudományos főmunkatársat, hogy hasznos észrevételeket tett a dolgozat felépítésére vonatkozóan.

A tanulmány/kutató munka a TÁMOP-4.2.2.A-11/1/KONV -2012-0005 jelű projekt részeként, a Miskolci Egyetem stratégiai kutatási területén működő Fenntartható Természeti Erőforrás Gazdálkodás Kiválósági Központ tevékenységének részeként az Új Széchenyi Terv keretében az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg"

„A kutatás a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 azonosító számú „Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése konvergencia program” című kiemelt projekt keretében zajlott. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.”

Irodalomjegyzék

- Ádám A. (1956): Ein neues tellurisches Messinstrument. Bányamérnöki és Földmérőmérnöki Karok Közleményei 19: pp. 1–7.
- Ádám A. (1958): Über ein modifiziertes tellurisches Schurfgerät und dessen Verwendung zu tellurischen Untersuchungen grossen Ausmasses. Freiburger Forschungshefte. Reihe C, Geowissenschaften, Paleontologie 45: pp. 52–61.
- Ádám A. és Bencze P. (1961): Kísérletek a magnetotellurikus módszerrel. Magyar Geofizika II: pp. 57–59.
- Árkai P., Balogh Kad. és Dunkl I. (1995): Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost Western Carpathians, Hungary. – Geol. Rundschau, 84, 334–344, Stuttgart.
- Árkai P. (1977): Low-grade metamorphism of Paleozoic sedimentary formations of the Szendrő Mountains (NE-Hungary). – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 21/1–3, pp. 53–80.
- Balogh K. (1949): A Bódva és Sajó közötti barnakőszénterület földtani viszonyai. – Földtani Közlöny 79/5–8, pp. 270–286.
- Berdichevsky, M.N., Dmitriev, V.I., (1976): Basic principles of interpretation of magnetotelluric curves. Geoelectric and Geothermal Studies, pp. 165–221, ed. A. Ádám, KAPG Geophysical Monograph, Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Bérczi I. és Jámbor Á., (1998): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Rt. és MÁFI, Bp.
- Cagniard, L. (1953): Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. Geophysics 50, pp. 605–635.
- Cantwell, T. (1960): Detection and Analysis of Low-Frequency Magnetotelluric Signals. Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts.
- Czeglédi B. (2011): Mágneses mérések a Szendrői-hegységben, egy ércetest múltbeli kialakulásának nyomozása. TDK Dolgozat. Miskolci Egyetem.
- Csáki F. (1976): A csereháti-dombvidék paleozóos képződményeinek komplex földtani vizsgálata, Egyetemi Doktori Értekezés.
- Csókás J. és Takács E. (1964): Magnetotellurikus mérések a Magyar Alföldön. Bányászati Lapok 10: pp. 713–717.
- Egerszegi P. és Takács E. (1954): A tellurikus kutatások gyakorlati kivitele. Bányászati Lapok 87: (11) pp. 595–599.

- Földvári A. (1942): Szendrő, Meszes és Abod közötti terület földtani viszonyai, MÁFI Évi Jel. 1938-38-ról 2, pp. 819-830.
- Fülöp J. (1994): Magyarország geológiája, Paleozoikum II., Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Hauer, F. (1867-1871): Geologische Übersichtskarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie nach den Aufnahmen der k. k. Geologischen Reichsanstalt bearbeitet von Franz Ritter von Hauer. M = 1:576 000, Wien.
- Jámbor Á. (1961): A Szendrői és az Upponyi-hegység összehasonlító földtani vizsgálata, MÁFI Évi Jel. 1957-58-ról, pp. 103-119.
- Kovács S. és Péro Cs. (1983): Report on stratigraphical investigation in the Bükkium (Northern Hungary). In Sassi, F. P. és Szederkényi T. (Eds.): IGCP Project 5, Newsletter 5, (pp. 58–65). Padova/Szeged.
- Metronix Meßgeräte und Elektronik GmbH (2005): GMS-06 24-Bit MT-System. Product description. Metronix Measurement Instruments and Electronics Ltd. All rights reserved.
- Miklós R. és Csomor Á. (2012): Jarosit homokkőben - egy cserehádi speciális kőzetfajta ásványtani vizsgálata. TDK Dolgozat. Miskolci Egyetem.
- Németh N. (2012): Geological observation in the Cserehát between Irota and Gadna. Geosciences and Engineering. Vol.1, Num.1., Miskolc University Press, pp. 261-269.
- Novák A. (2010): Elektromágneses geofizikai leképezés tenzor invariánsokkal: a felszínközeltől a dunántúli mélyszerkezetig. Doktori (PhD) Értekezés.
- Palacky, G.J., (1987): Resistivity characteristic of geological targets. Electromagnetic methods in applied geophysics Vol 1. Theory. Soc. Expl. Geophys., Tulsa, OK.
- Radócz Gy. (1971): A Cserehát pannóniai képződményekkel fedett területének mélyföldtani felépítése, MÁFI Évi Jel. 1969-ről, pp. 213-234.
- Raincsákné K. Zs., (1978) A Szendrői-hegység devon képződményei, Geol. Hung. Ser. Geol., 18, pp. 7-113.
- Rodi, W. és Mackie, R.L. (2001): Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion, Geophysics, 66, 174-187.
- Schréter Z. (1929): A Borsod-hevesi szén- és lignitterületek bányaföldtani leírása, Földtani Intézet Kiadványa.
- Simpson, F. és Bahr, K. (2005): Practical Magnetotellurics. University Press, Cambridge.
- Sims, W.E., Bostick, F.X. és Smith, H.W. (1971): The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data. Geophysics, VOL. 36, NO.5 (OCTOBER 1971), P. 938-942.

- Szalay I., Braun L., Petrovics I., Schönviszky L. és Zalai P., (1987) Észak-Magyarország geofizikai előkutatása – Szendrői-hegység előkutatása, MÁELGI Évi Jel. 1987-ről. pp. 35-39.
- Takács E. (1957): Geofizikai kutatás tellurikus áramokkal. In: Szurovy Géza (szerk.): A kőolajkutatás és feltárás módszerei Magyarországon. Budapest, Akadémiai Kiadó, 1957. pp. 89–91.
- Takács E. (1960): Eljárás tellurikus mérések adatainak feldolgozására a totális változások alapján. Shiyu Diqiu Wuli Kantan (Zhuozhou - China) – Oil geophysical prospecting 5: pp. 20–23.
- 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.
- Takács E. (1987): Geoelektromos kutatómódszerek. Egyetemi tankönyvkiadó, Kézirat.
- Tikhonov, A.N. (1950): Determination of the electrical characteristics of the deep strata of the Earth's crust. Dokl. Akad. Nauk. SSSR, 73, pp. 295-297.
- Turai E. (1986): Magnetotellurikus adatfeldolgozás. Oktatási segédlet. Nehézipari Műszaki Egyetem, Geofizikai Tanszék.

Internetes hivatkozások:

- <http://en.wikipedia.org/wiki/Magnetosphere> (3. ábra) (Letöltés időpontja: 2013.10.31)
- http://178.63.62.205/adu07cms/images/manuals/MT_Brasse/MTmanusc.pdf (Letöltés időpontja: 2013.09.12.)

1. Függelék

A földtani feladat megoldásához a felszíni elektromágneses geofizikai módszerek családjába tartozó magnetotellurikus (MT) kutatómódszert alkalmaztam. A mérési terület Észak-Magyarországon, a Cserehátban található, a Szendrői-hegység DK-i peremén. Dolgozatom az Irota, Gadna és Felsővadász községek közötti erdős területen végzett MT mérések eredményeinek geofizikai és földtani értelmezését tartalmazza. A mérés célja a geológiai modell finomítása, ennek megfelelően a paleozoós aljzat mélységének pontosítása, valamint az aljzaton belüli fajlagos ellenállás inhomogenitás nyomozása volt. Ez képezte tehát a témavezetőm által megfogalmazott kutatási tervet.

A téma aktualitását a területen folyó, az utóbbi években újrainduló nyersanyagkutatás is jelzi, ugyanis a területen színes- és nemesfém-dúsulás remélhető a korábbi ismeretek alapján. Az MT mérések elvégzésére 2013 szeptemberében került sor a Miskolci Egyetem (Földtan-Teleptani Tanszék és Geofizikai Intézeti Tanszék) és a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet közreműködésével. Egy szelvény mentén tíz ponton végeztem méréseket. Az adatok feldolgozását a WinGLink szoftverrel végeztem. Az impedancia tenzor becslését követően előállítottam az egyes pontokhoz tartozó szondázási görbéket és polárdiagramokat. Ezt követően a nemlineáris konjugált gradiens algoritmus módszerével 2D inverziót hajtottam végre a WinGLink szoftverrel, melynek eredményeképpen a felvett szelvény menti elektromos fajlagos ellenállás eloszlást kaptam meg. A kapott eredményt korábbi földtani és geofizikai adatokkal (fúrás, mágneses mérések, szeizmika) vettem össze és értelmeztem.

A paleozoós aljzatban jól látható módon megjelenik egy alacsony fajlagos ellenállású zóna, mely akár egy ércesedett tartományt is jelölhet. A készített szelvény beleillik a terület földtani modelljébe, a korábbi szeizmikus és mágneses geofizikai mérések eredményeivel együtt is értelmezhető. A vetőzónát, szerkezeti vonalat is jelölhető alacsony fajlagos ellenállású tartomány térbeli kiterjedésének meghatározásához további geofizikai vizsgálatok szükségesek. A jelenlegivel párhuzamos újabb, egy vagy több MT szelvény felvétele látszik indokoltnak. Kellően részletes földtani modell az értelmezett szelvény alapján nem készíthető, ám ez nem is volt elvárható a módszertől. Ellenben a további kutatási irányt sikerült kijelölnie, így a mérés elérte célját.

Mellékletek jegyzéke

I. ábra. A mérési pontok és a szelvény területi elhelyezkedése, koordináták.

II–XI. ábra. Az ir03–ir12 mérési pontok szondázási görbéi.

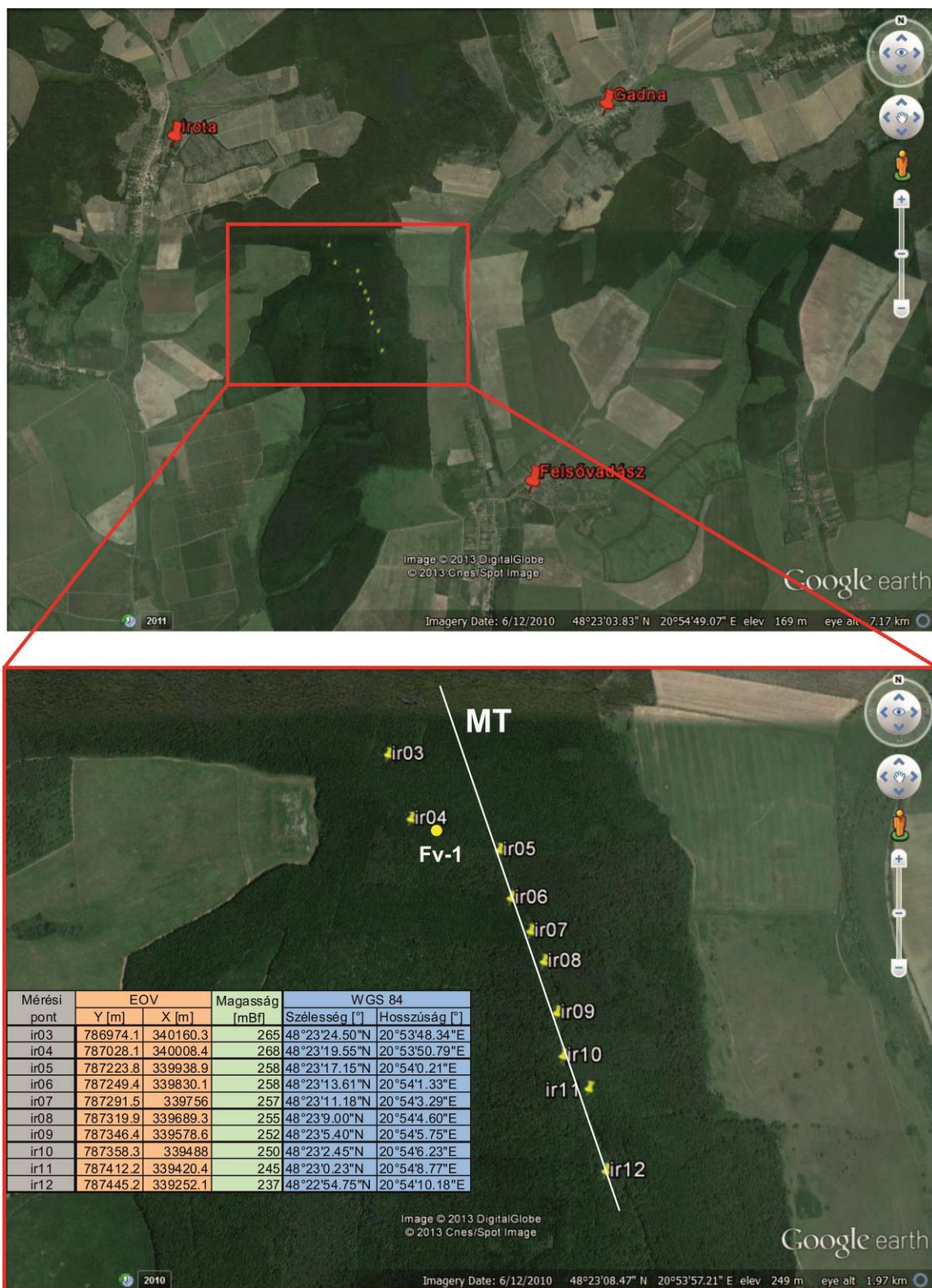
XII–XXI. ábra. Az i03–ir12 mérési pontokon adott frekvenciáknál előálló polárdiagramok.

XXII–XXXI. ábra. Az ir03–ir12 mérési pontok alatti rétegsorok 1D modelljei.

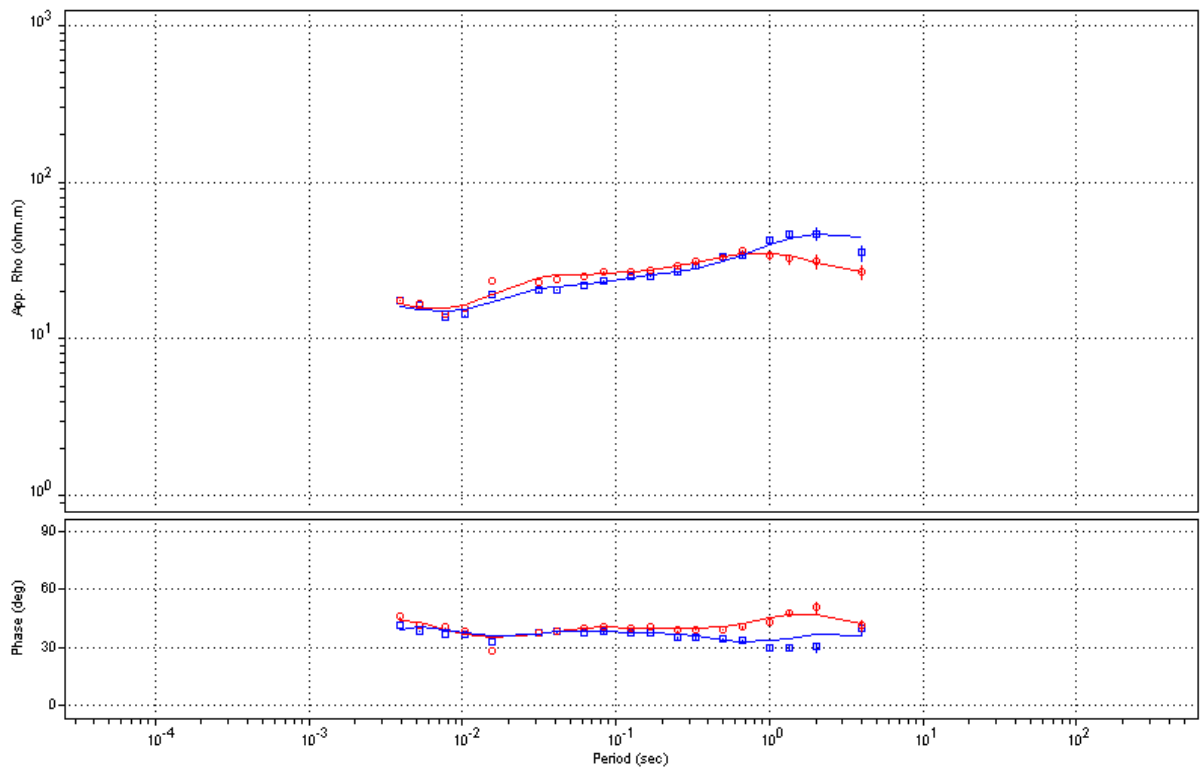
XXXII. ábra. Transzverzális elektromos (TE) pszeudo szelvény.

XXXIII. ábra. Transzverzális mágneses (TM) pszeudo szelvény.

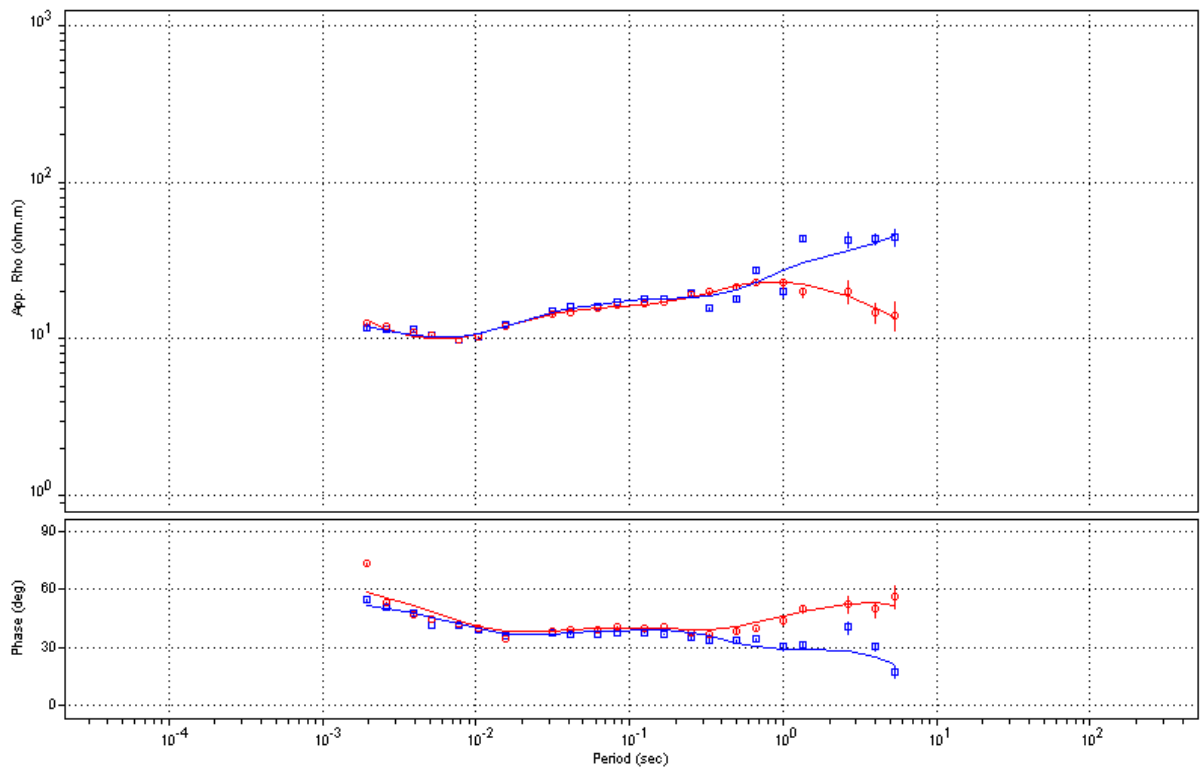
XXXIV. ábra. A Sze-4 szeizmikus szelvény.



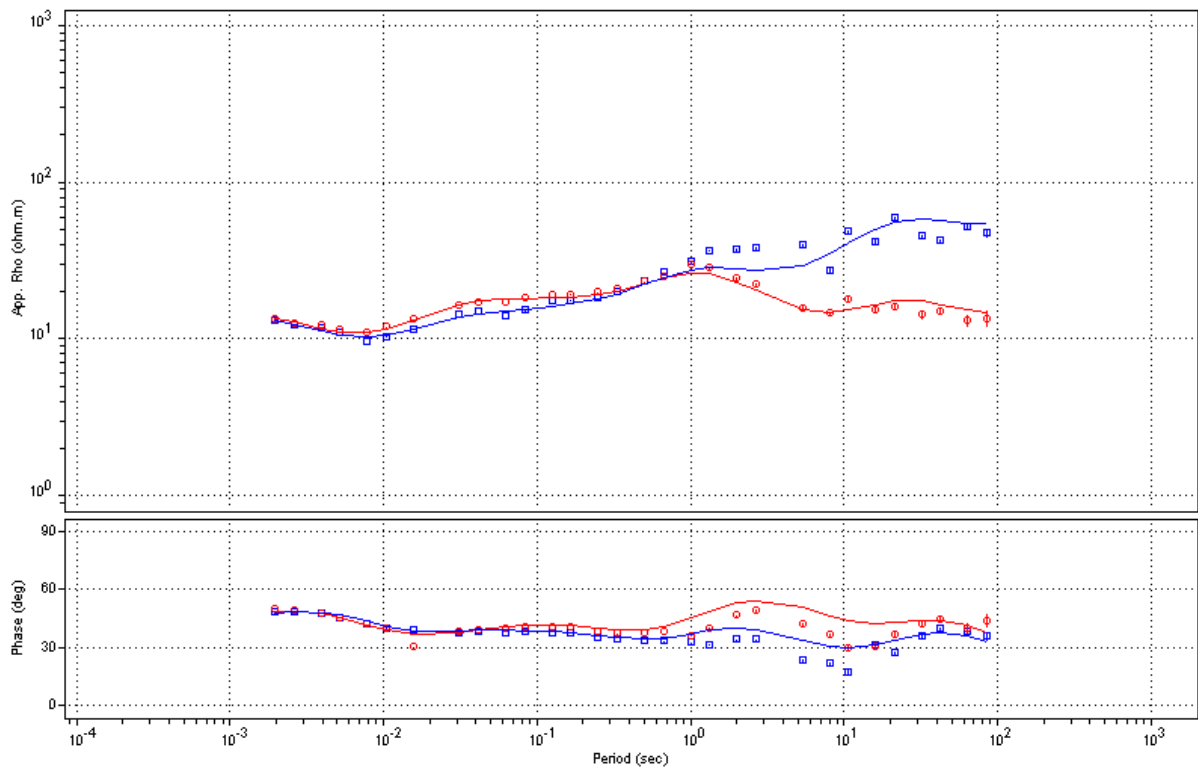
I. ábra. A mérési pontok és a szelvény területi elhelyezkedése, koordináták.



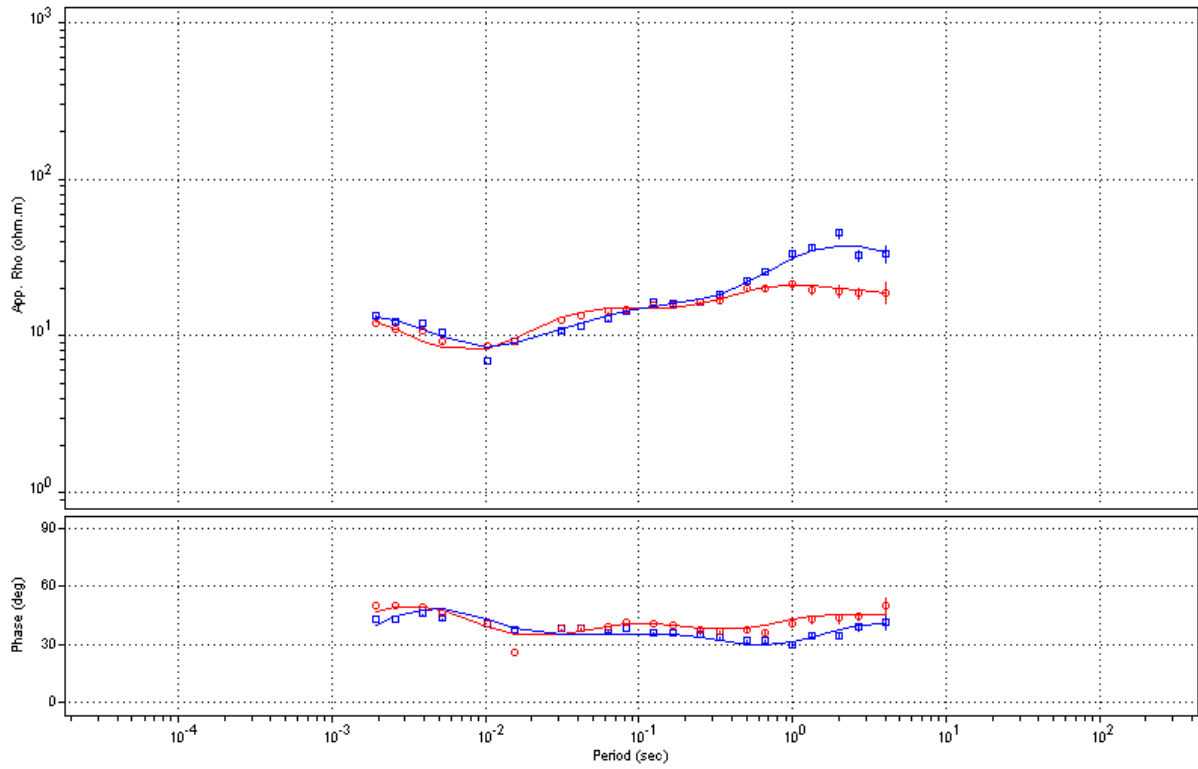
II. ábra. Az ir03 mérési pont szondázási görbéje.



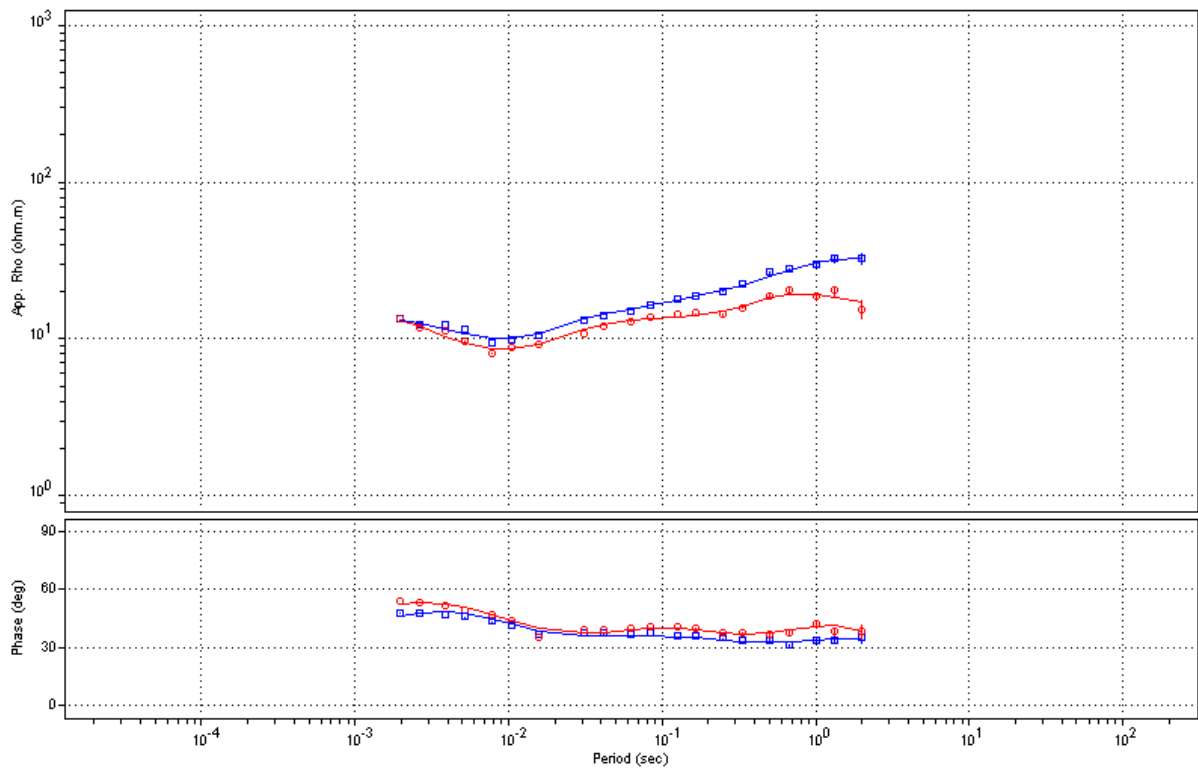
III. ábra. Az ir04 mérési pont szondázási görbéje.



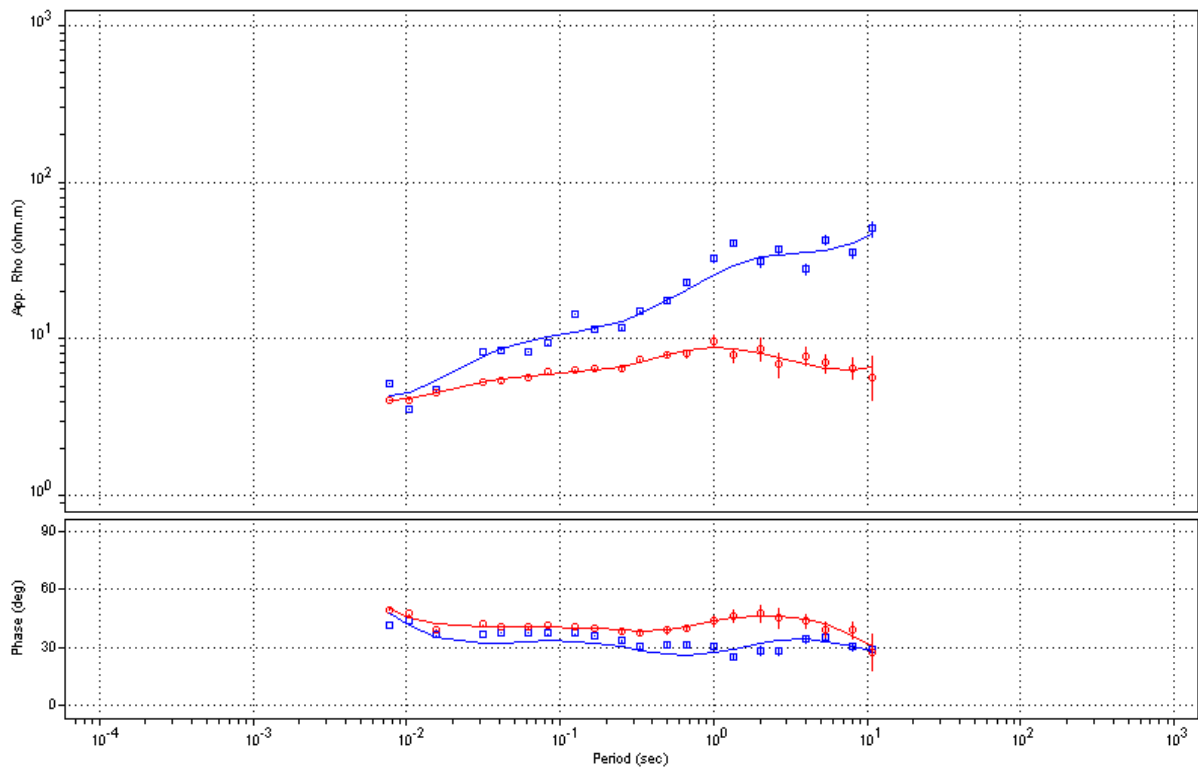
IV. ábra. Az ir05 mérési pont szondázási görbéje.



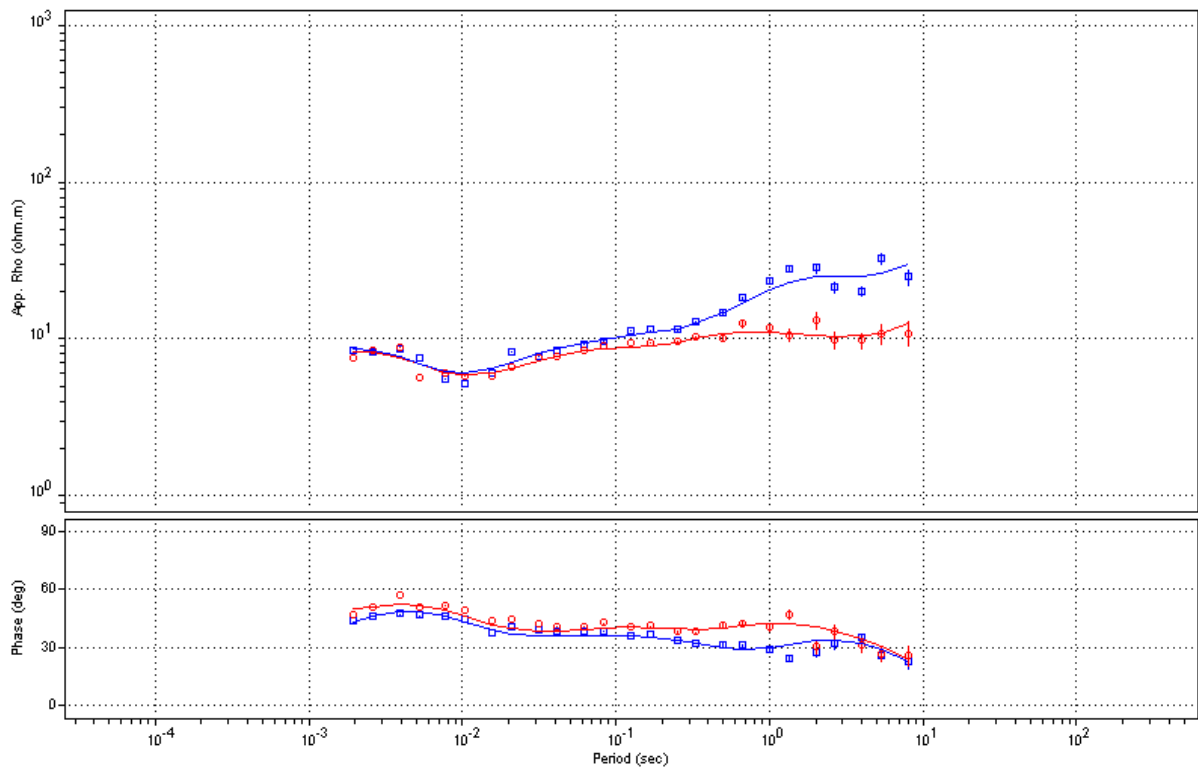
V. ábra. Az ir06 mérési pont szondázási görbéje.



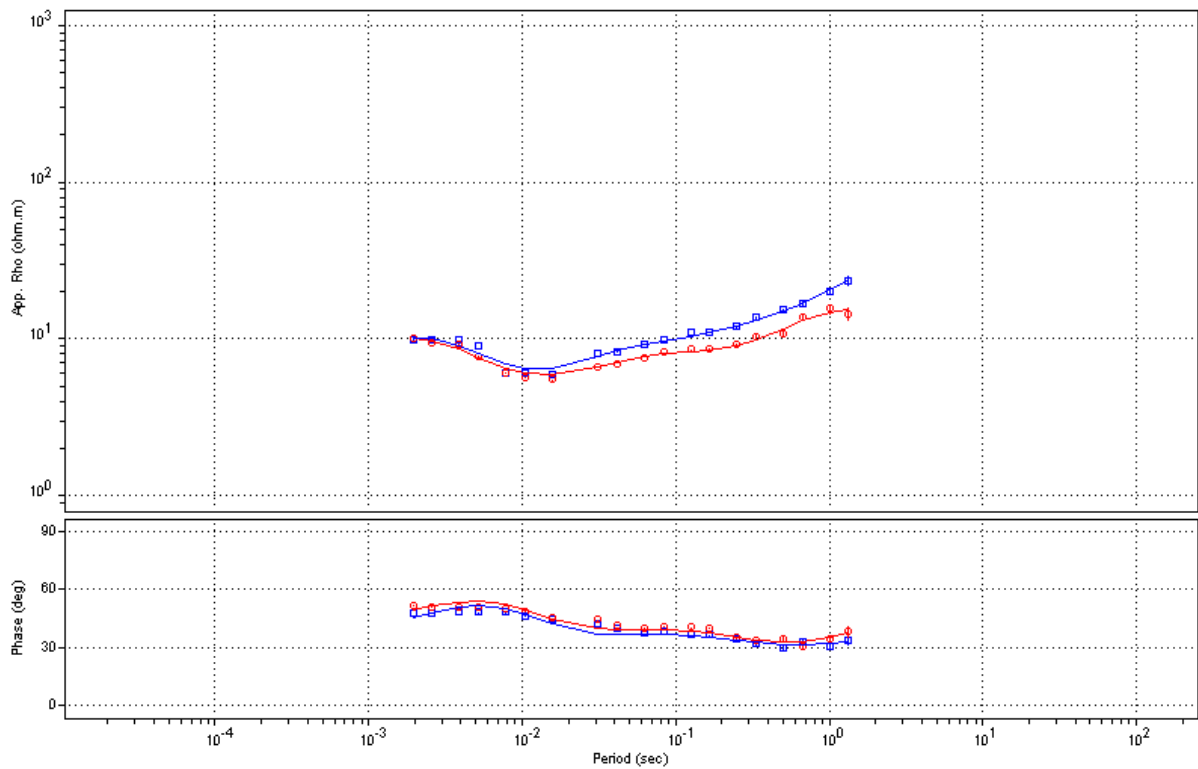
VI. ábra. Az ir07 mérési pont szondázási görbéje.



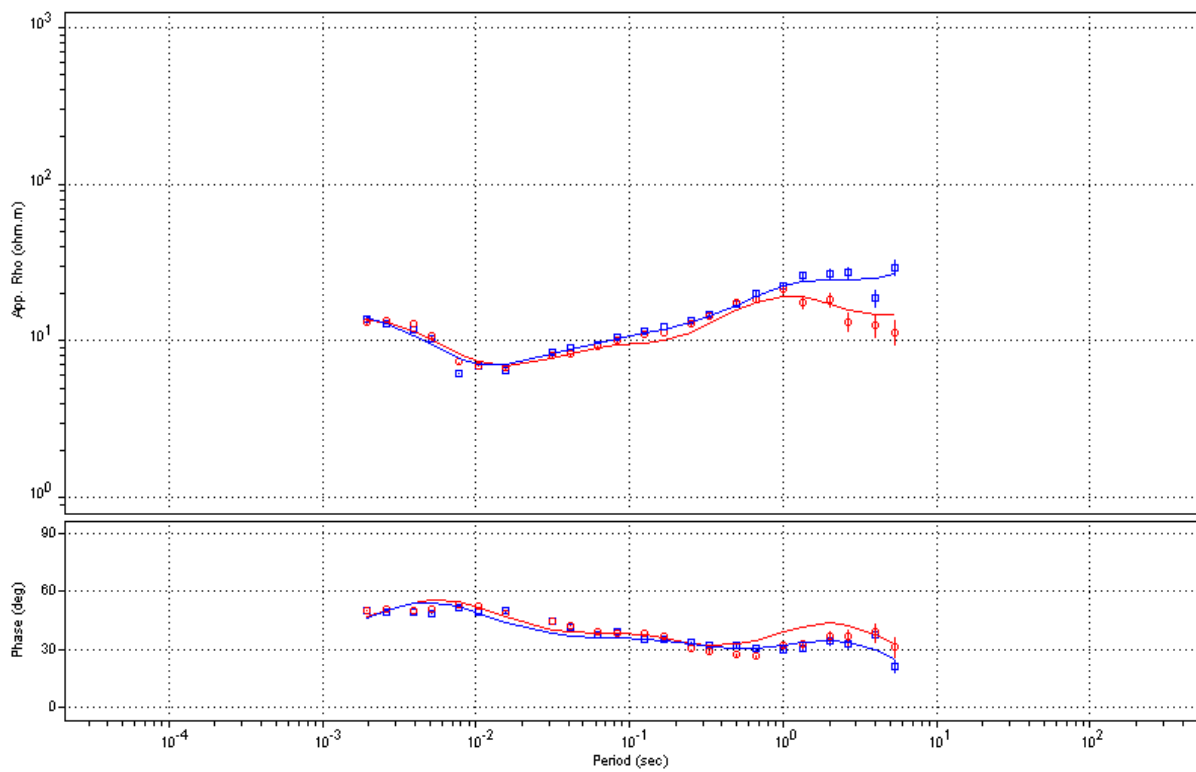
VII. ábra. Az ir08 mérési pont szondázási görbéje.



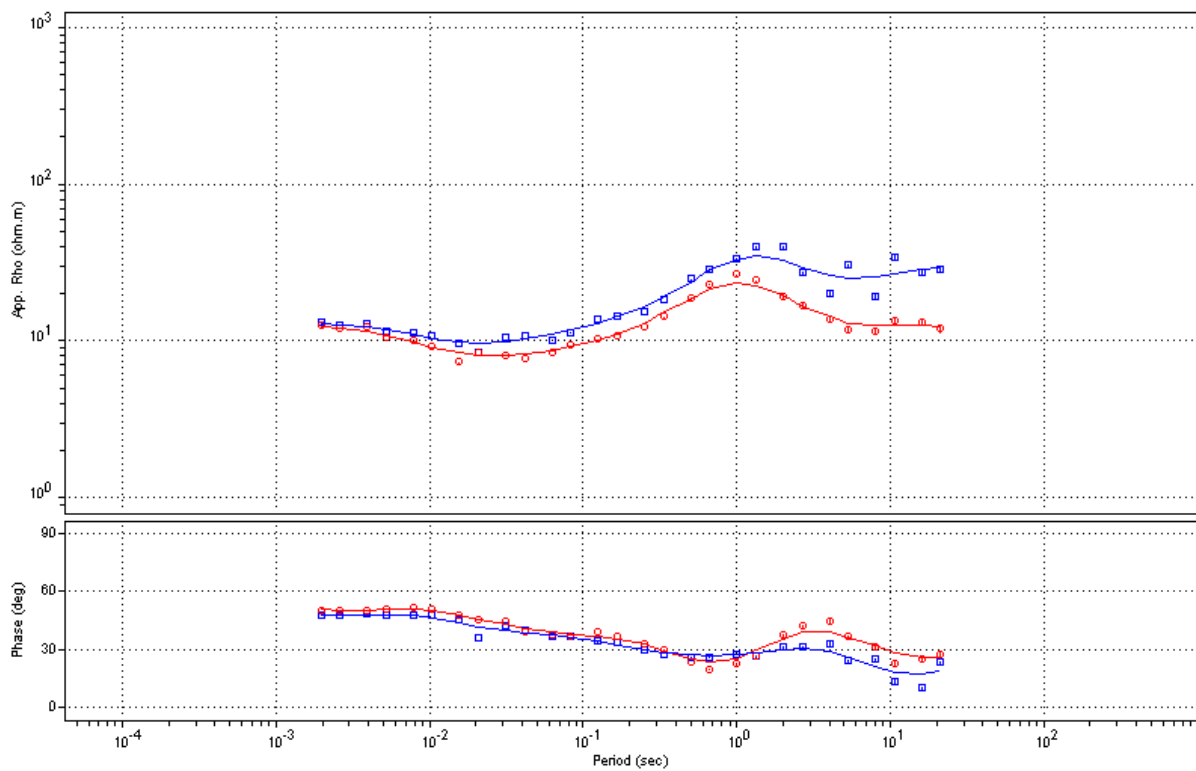
VIII. ábra. Az ir09 mérési pont szondázási görbéje.



IX. ábra. Az ir10 mérési pont szondázási görbéje.



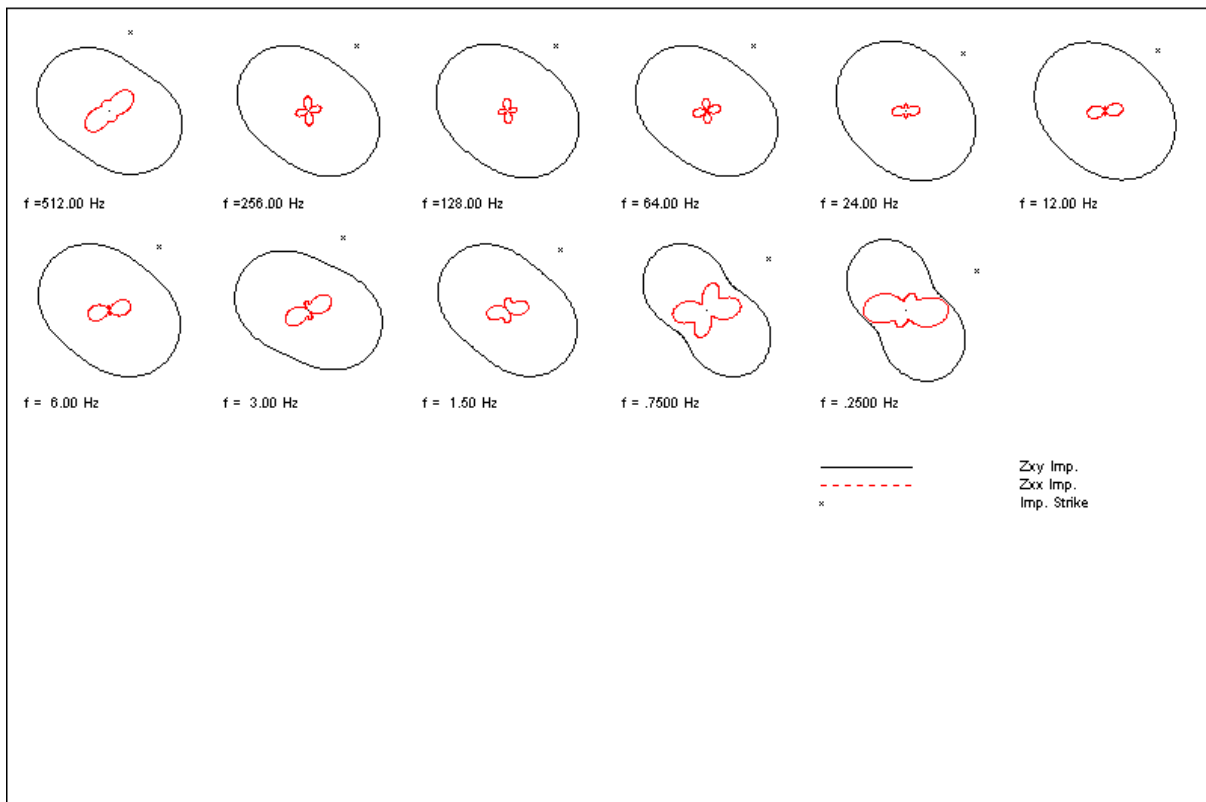
X. ábra. Az ir11 mérési pont szondázási görbéje.



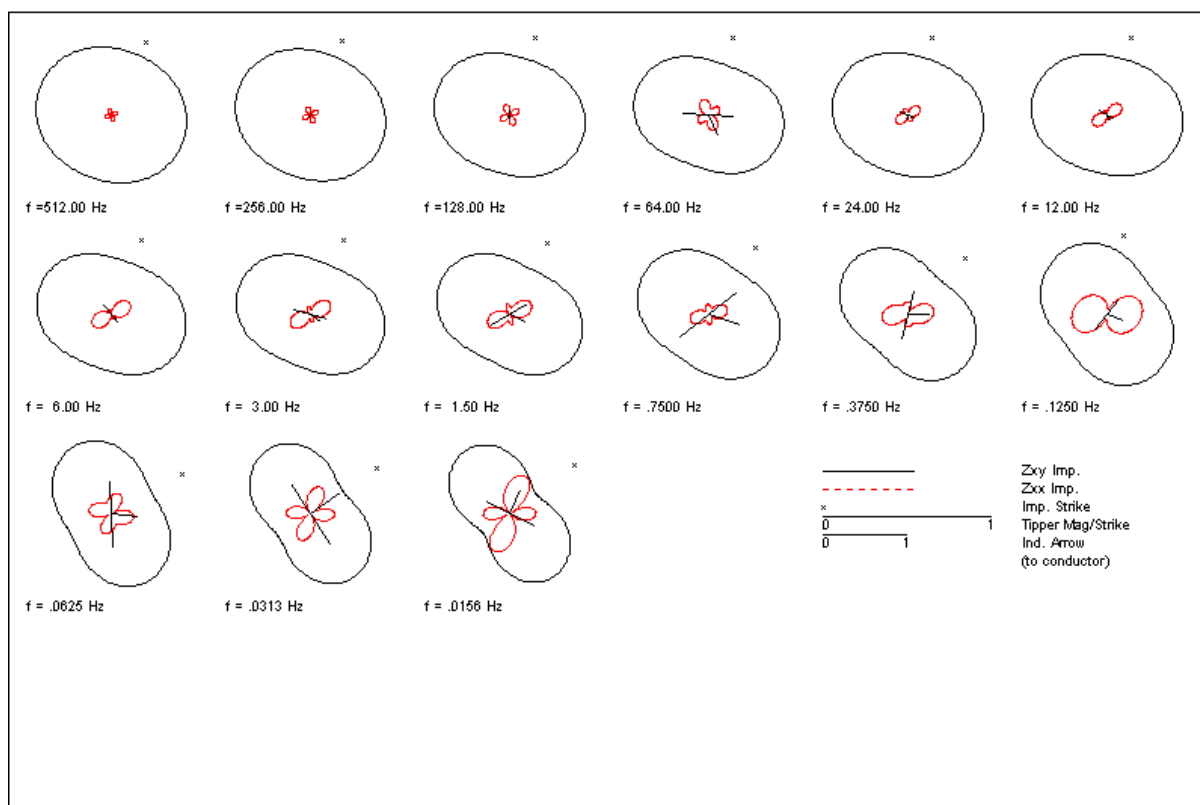
XI. ábra. Az ir12 mérési pont szondázási görbéje.



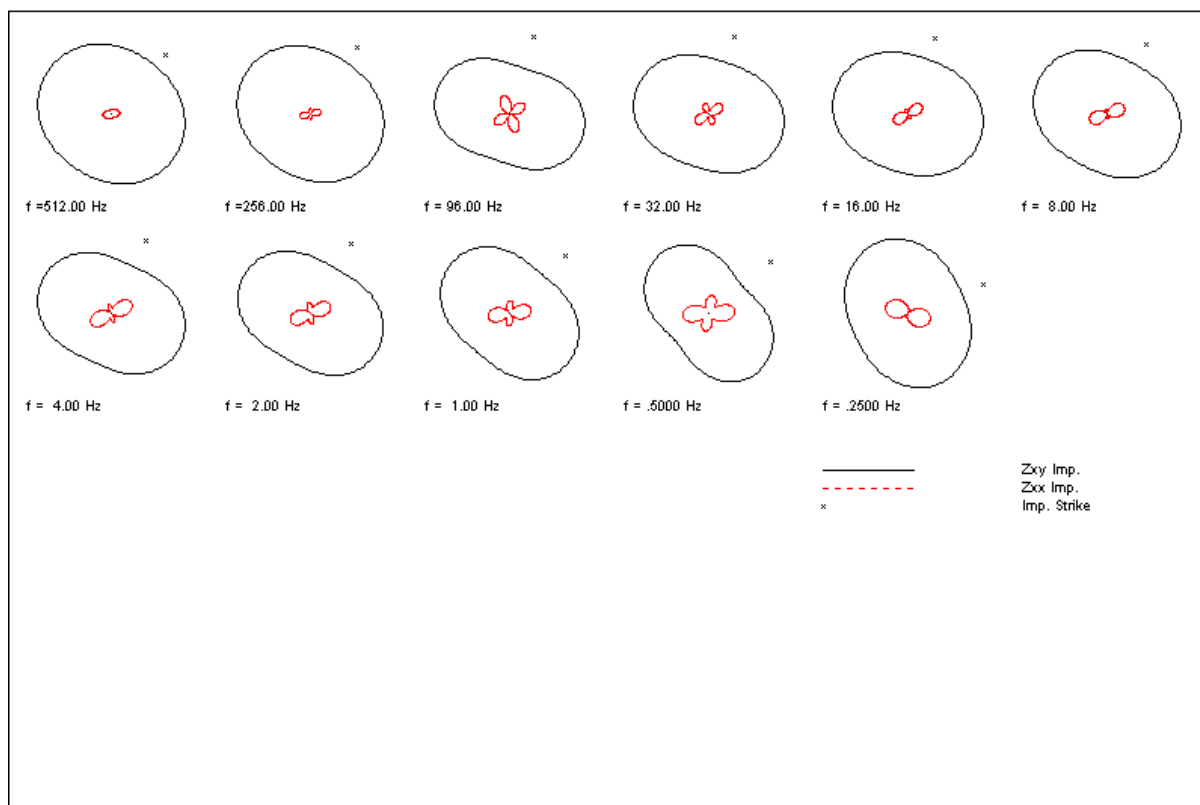
XII. ábra. Az ir03 mérési ponton adott frekvenciáknál előálló polárdiagramok.



XIII. ábra. Az ir04 mérési ponton adott frekvenciáknál előálló polárdiagramok.



XIV. ábra. Az ir05 mérési ponton adott frekvenciáknál előálló polárdiagramok.



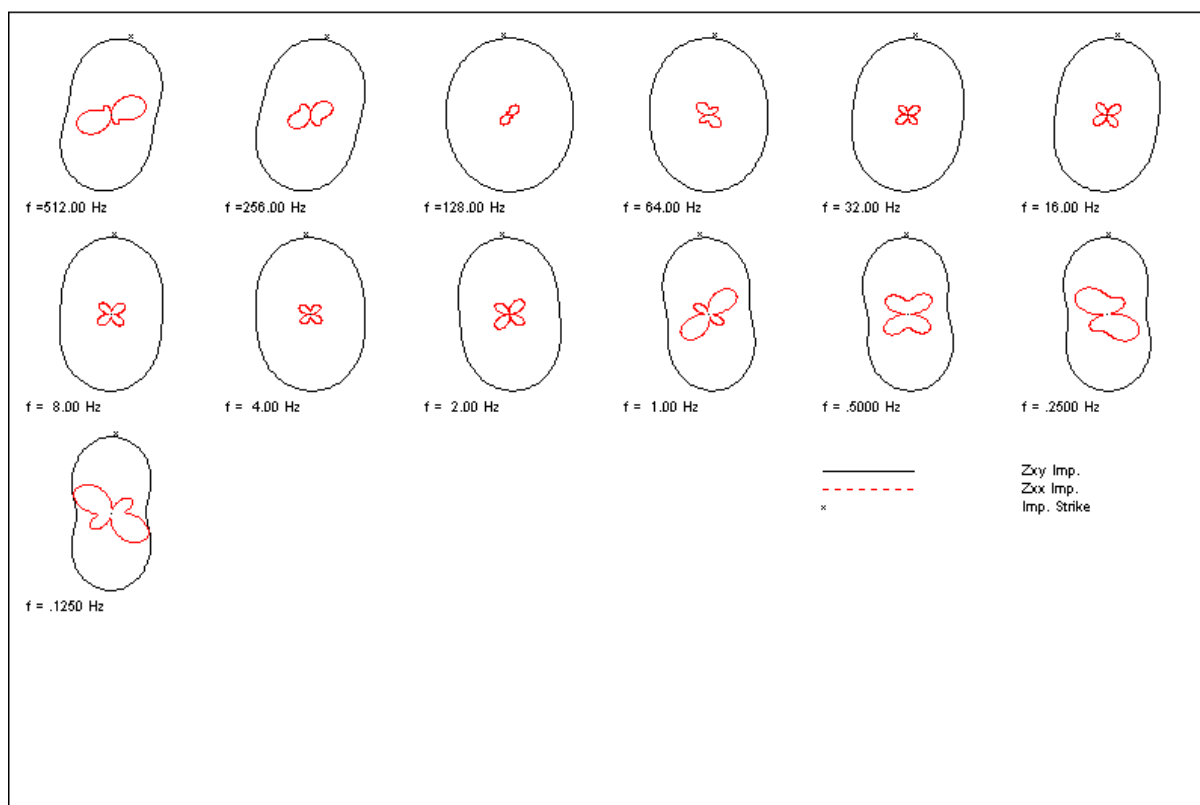
XV. ábra. Az ir06 mérési ponton adott frekvenciáknál előálló polárdiagramok.



XVI. ábra. Az ir07 mérési ponton adott frekvenciáknál előálló polárdiagramok.



XVII. ábra. Az ir08 mérési ponton adott frekvenciáknál előálló polárdiagramok.



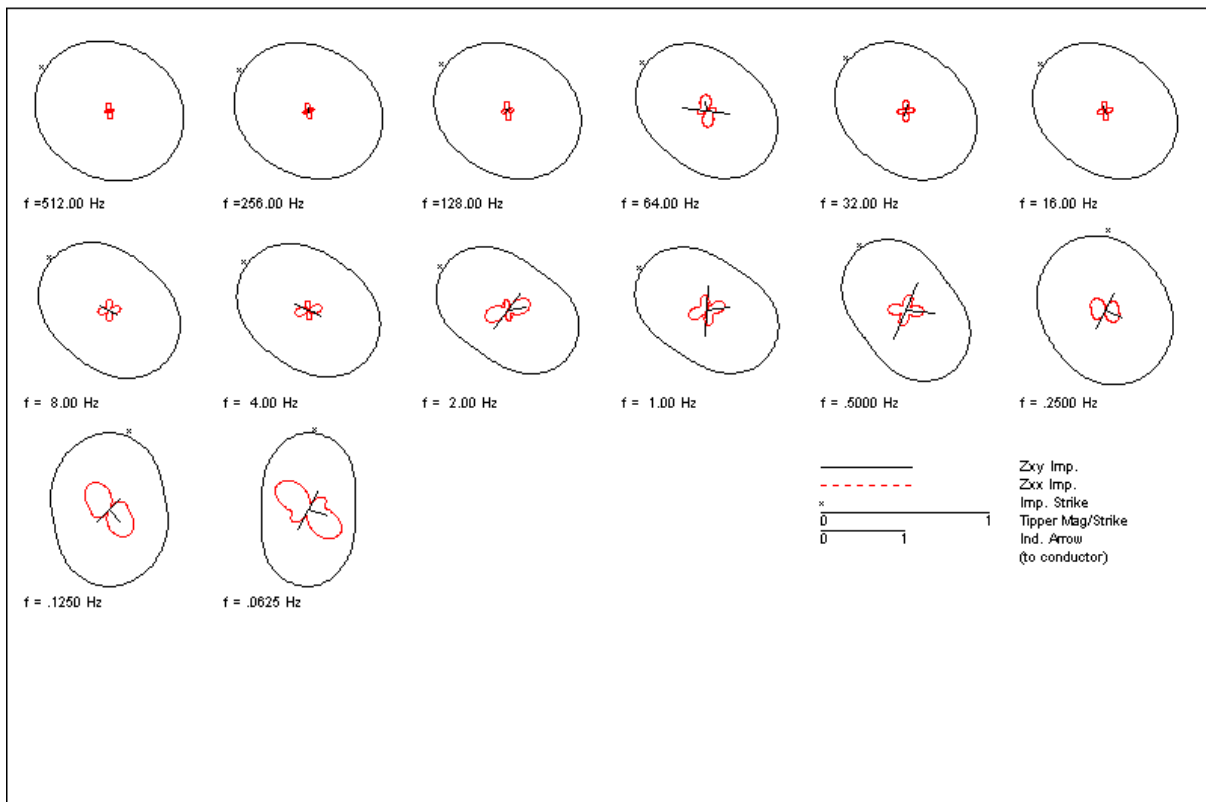
XVIII. ábra. Az ir09 mérési ponton adott frekvenciáknál előálló polárdiagramok.



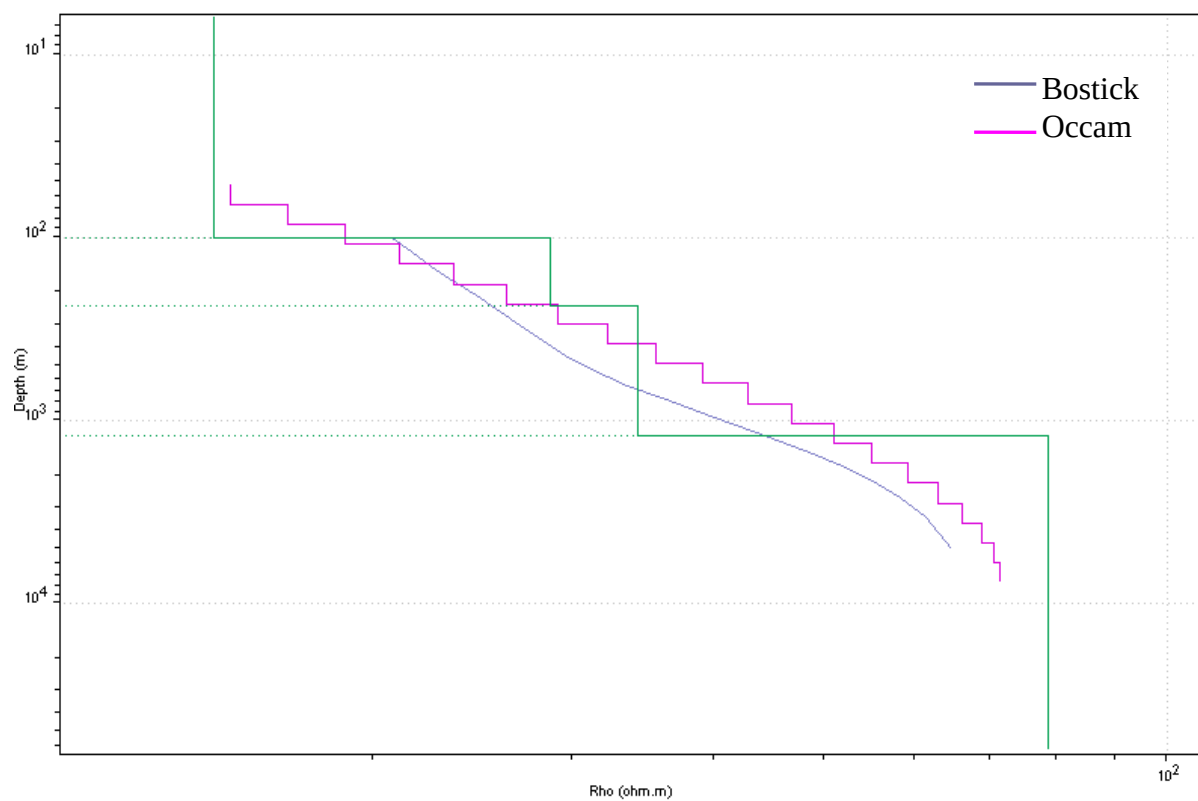
XIX. ábra. Az ir10 mérési ponton adott frekvenciáknál előálló polárdiagramok.



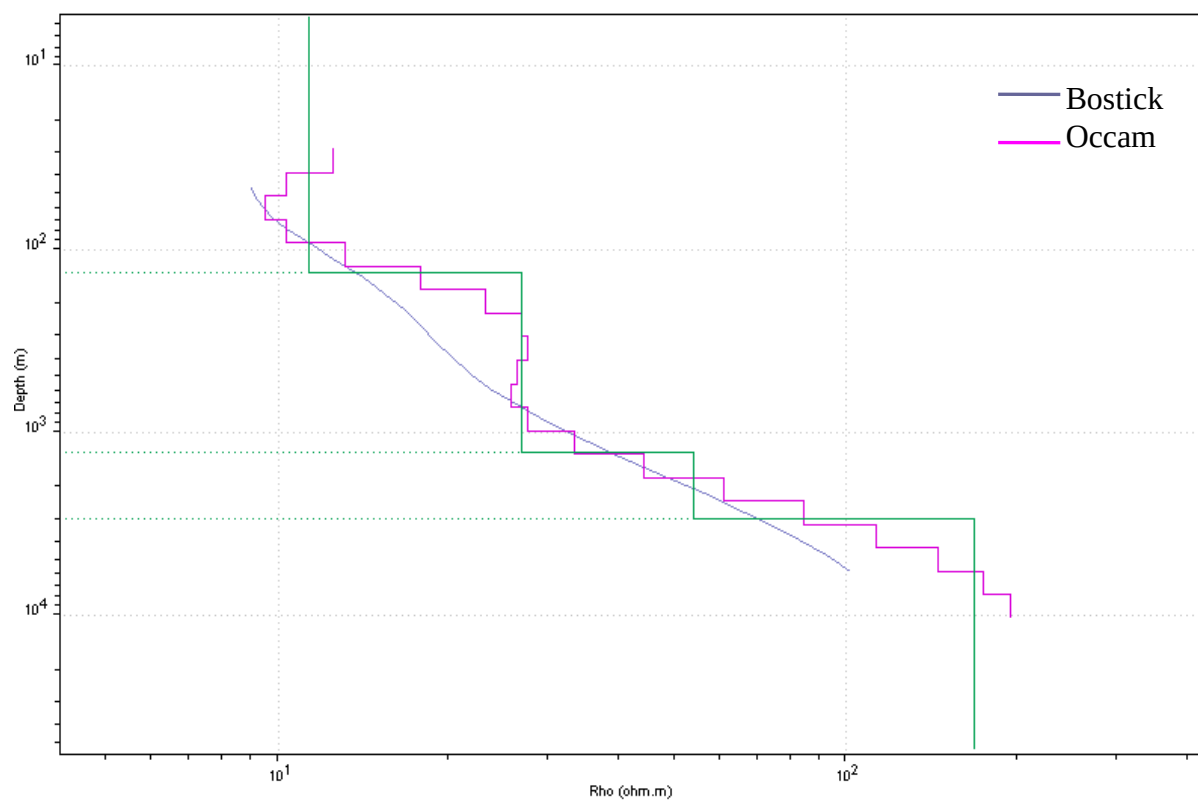
XX. ábra. Az ir11 mérési ponton adott frekvenciáknál előálló polárdiagramok.



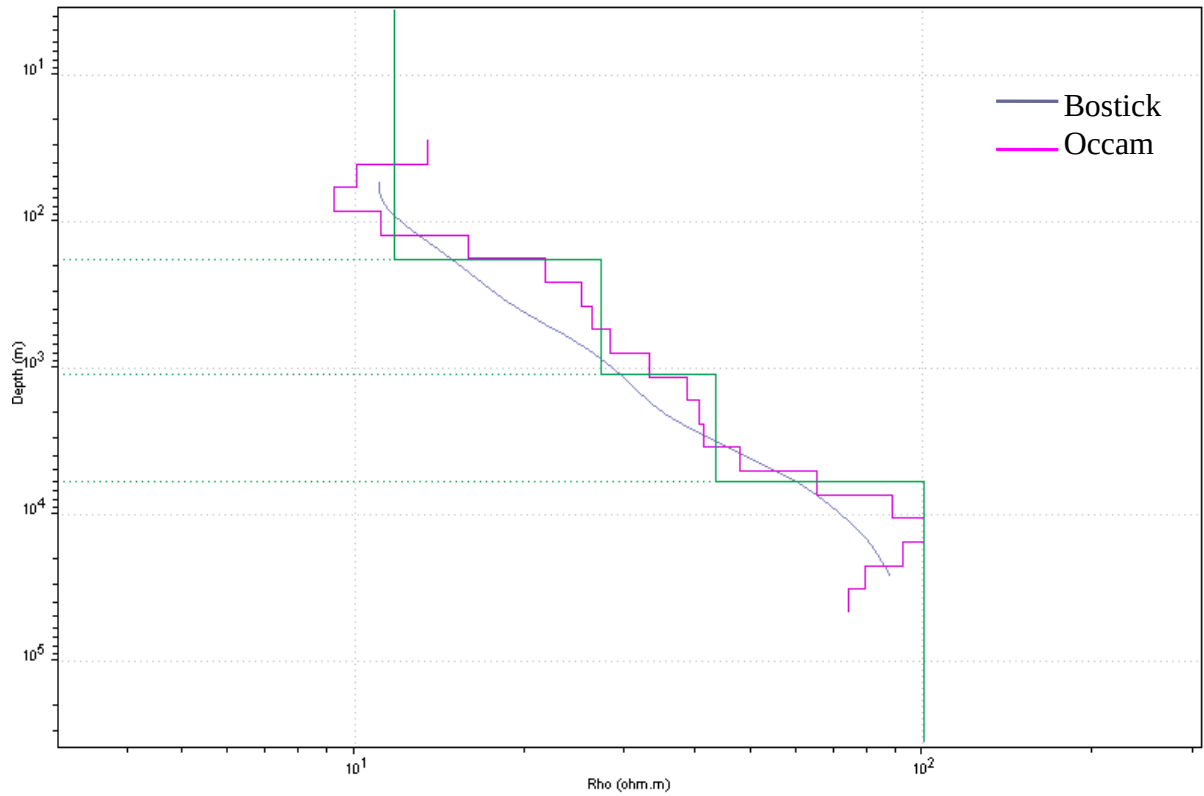
XXI. ábra. Az ir12 mérési ponton adott frekvenciáknál előálló polárdiagramok.



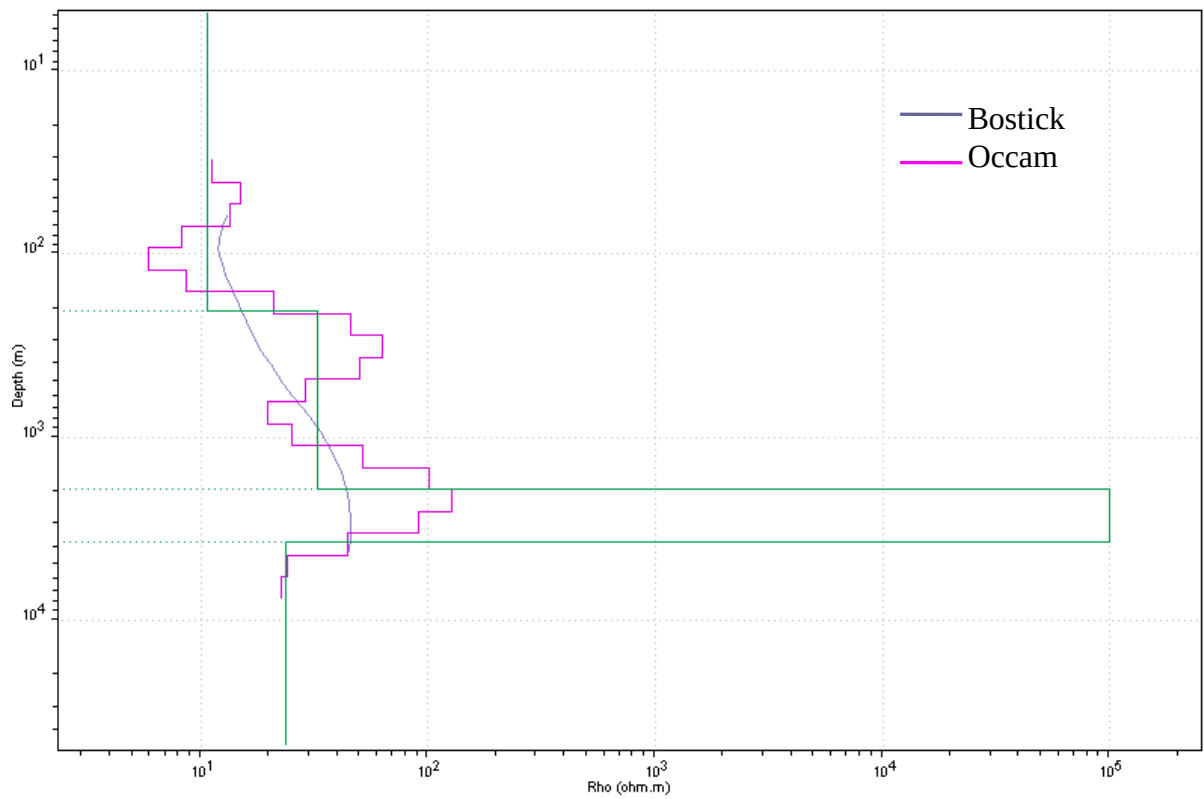
XXII. ábra. Az ir03 mérési pont alatti rétegsor 1D modellje.



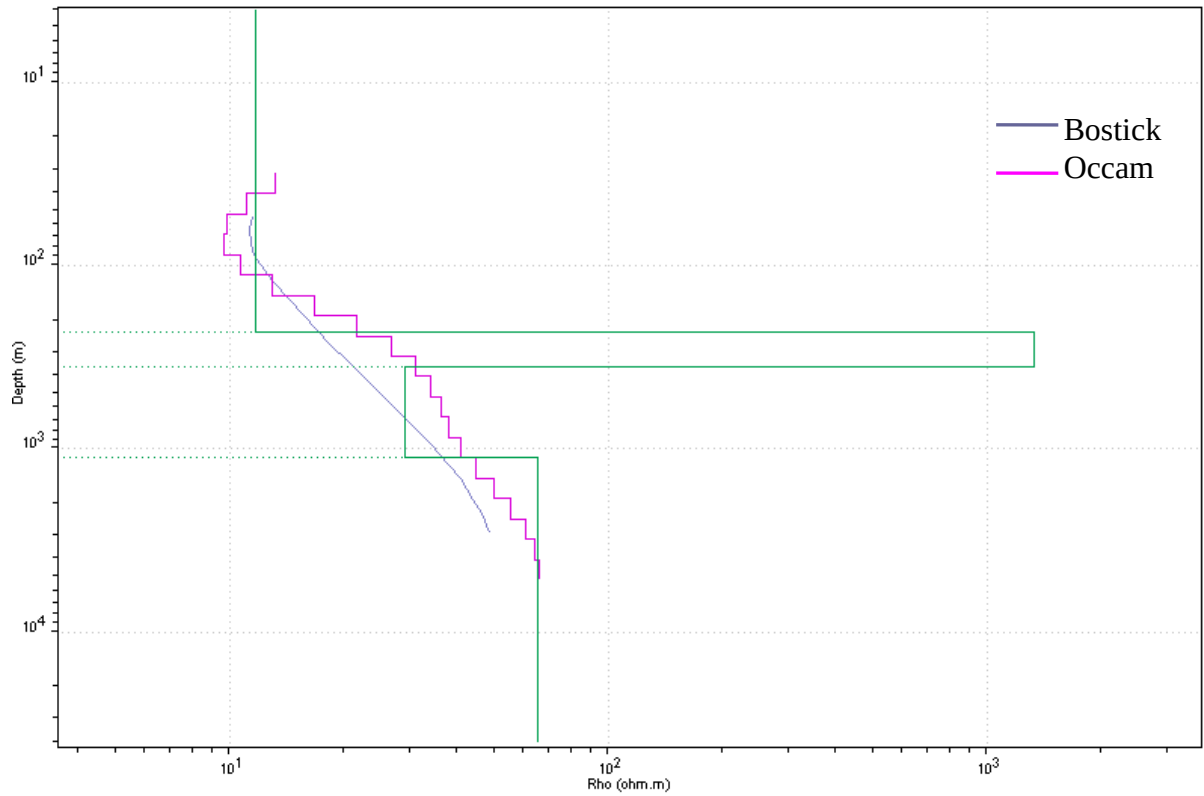
XXIII. ábra. Az ir04 mérési pont alatti rétegsor 1D modellje.



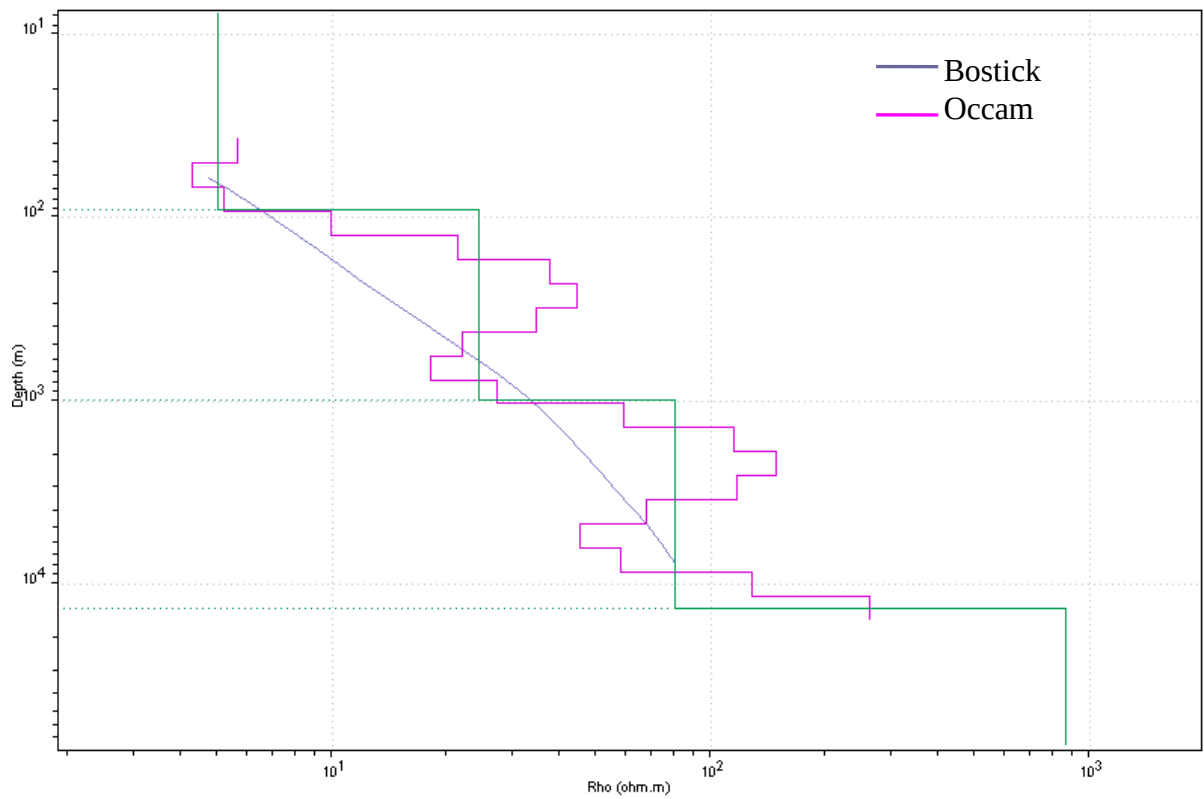
XXIV. ábra. Az ir05 mérési pont alatti rétegsor 1D modellje.



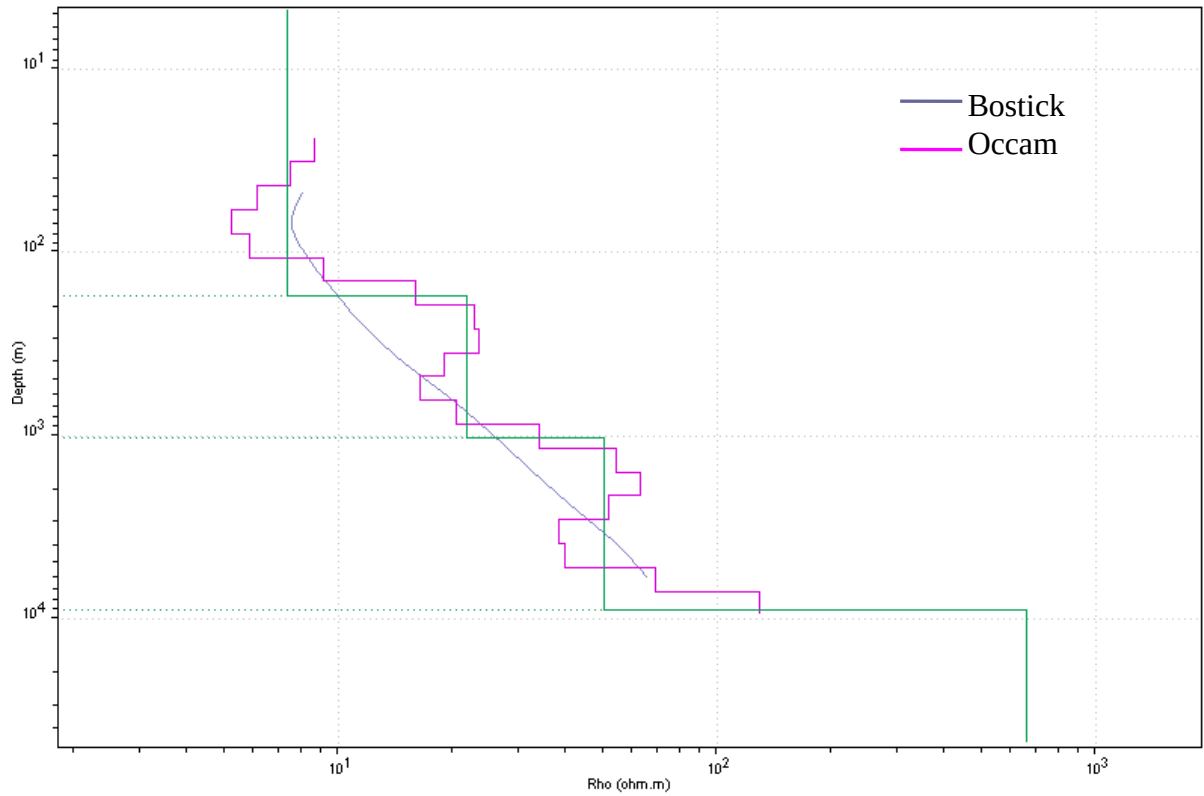
XXV. ábra. Az ir06 mérési pont alatti rétegsor 1D modellje.



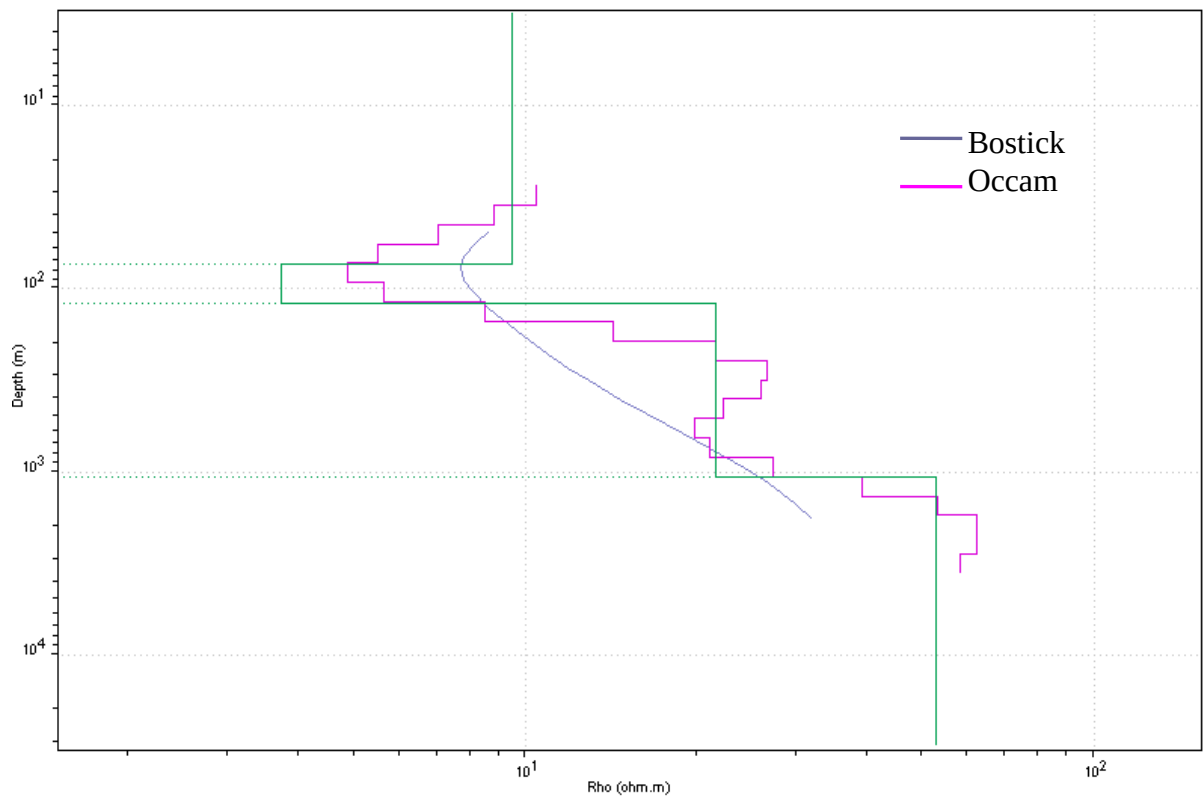
XXVI. ábra. Az ir07 mérési pont alatti rétegsor 1D modellje.



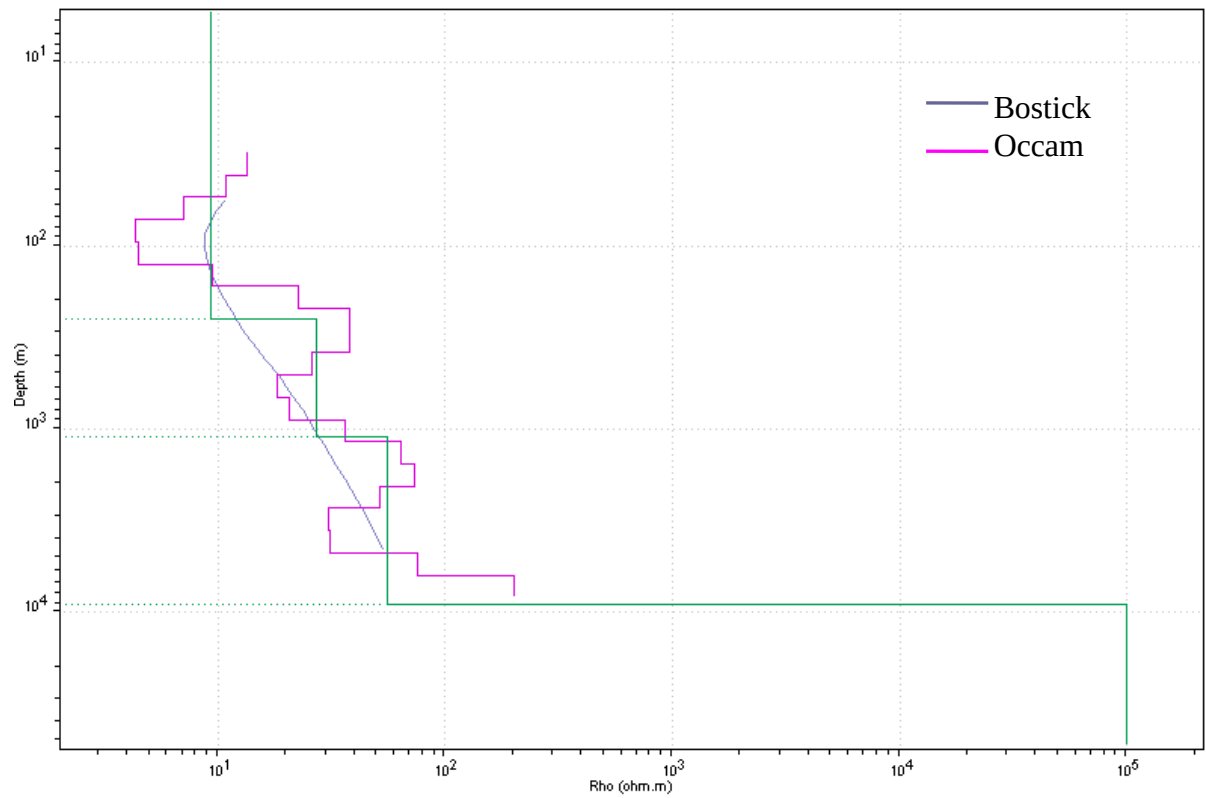
XXVII. ábra. Az ir08 mérési pont alatti rétegsor 1D modellje.



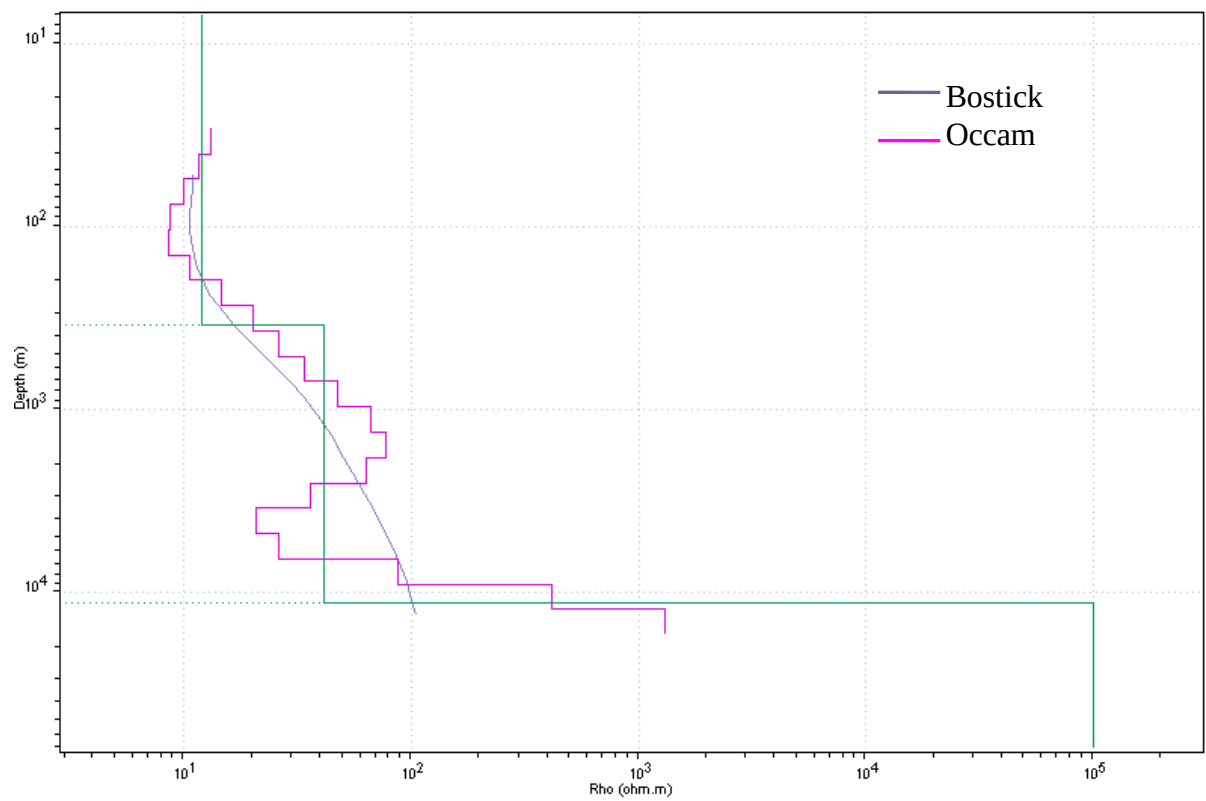
XXVIII. ábra. Az ir09 mérési pont alatti rétegsor 1D modellje.



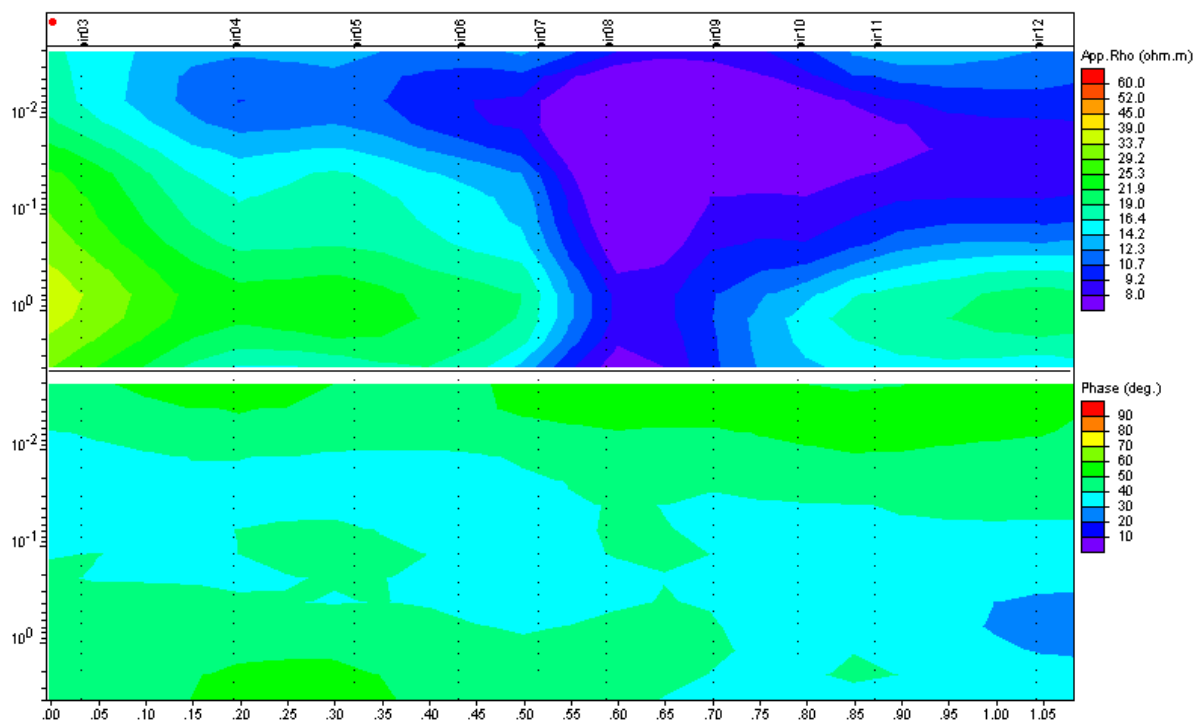
XXIX. ábra. Az ir10 mérési pont alatti rétegsor 1D modellje.



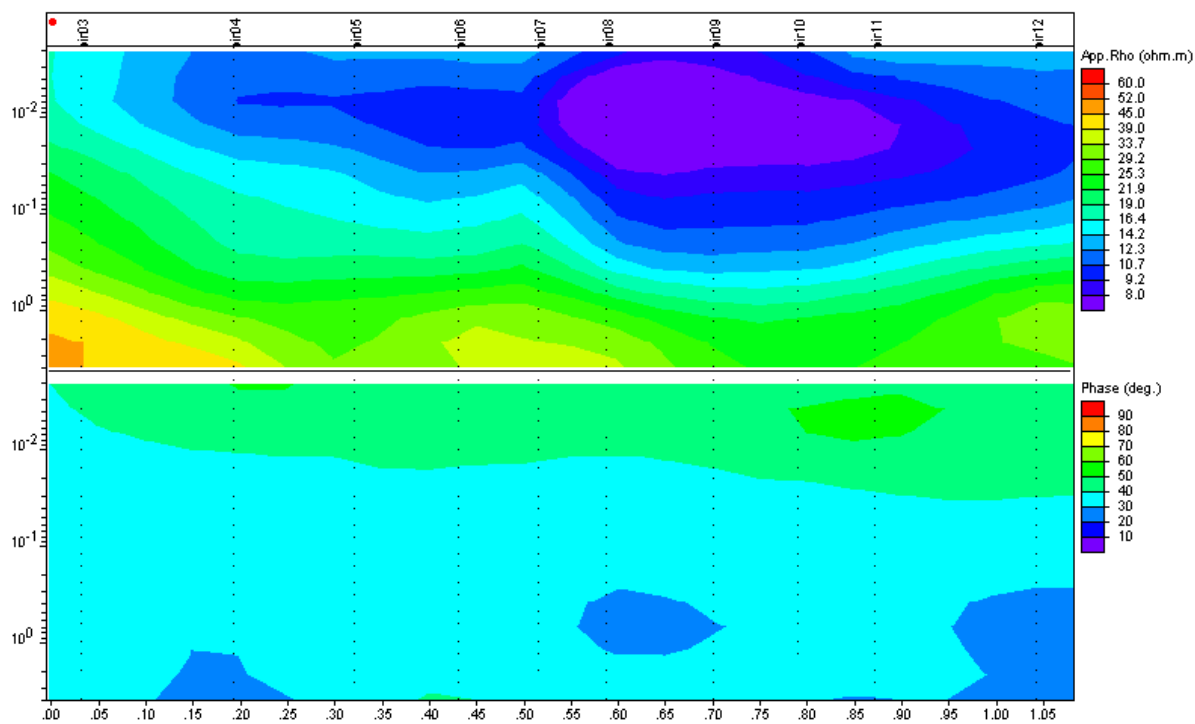
XXX. ábra. Az ir11 mérési pont alatti rétegsor 1D modellje.



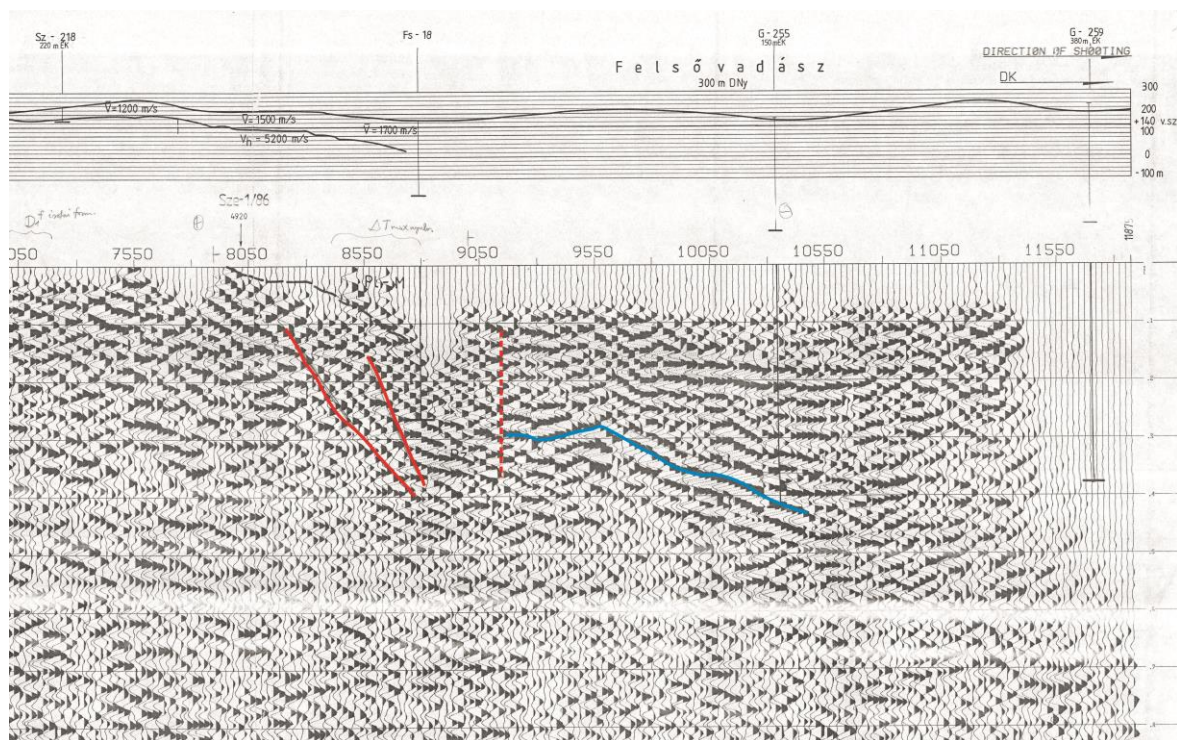
XXXI. ábra. Az ir12 mérési pont alatti rétegsor 1D modellje.



XXXII. ábra. Transzverzális elektromos (TE) pseudo szelvény.



XXXIII. ábra. Transzverzális mágneses (TM) pseudo szelvény.



XXXIV. ábra. A Sze-4 szeizmikus szelvény.