

A berhidai földrengés terület tektonikai szerkezetének geoelektromos modellje¹

ÁDÁM ANTAL², ZALAI PÉTER³

A szerzők az 1985. évi berhidai földrengés maximális intenzitásának (és magnitúdójának) területén egy — a gravitációs térkép alapján feltehetően a hosszanti és haránttörések átmetsződése által — létrehozott elektromosan jólvezető dike-ot határoztak meg magnetotellurikus mélyszondázással. A dike jellege beleillik a Dunántúli-középhegységben és ÉNy-i előterében észlelt jólvezető zóna általános szerkezetébe. A dike reális modelljének (inverziójának) meghatározása végett különböző polarizációs modellkísérleteket végeztek és keresték a nemzetközi irodalom alapján az indukciós vektorokkal való kapcsolatot. A törésekben akkumulálódott grafitos képződményeket/folyadékot feltételezve (képlékeny állapot) igazolva látják a ZSÍROS [1985] által a területre meghatározott nagy szeizmikus csillapítást és annak szerepét a földrengések mechanizmusában.

A. ÁDÁM, P. ZALAI: Geoelectric model of the tectonics in the area of the Berhida earthquake

A conducting dike has been indicated by magnetotelluric soundings near the area of the maximum intensity of the Berhida earthquake August 15, 1985 supposedly at the crossing of the longitudinal and transversal fractures. The character of the dike well fits to the general structure of the "Transdanubian Conductivity Anomaly" lying in the area of the Transdanubian Central Range and in its NW foreground. To find the real structure of the dike, different modellings (polarisation study) have been carried out taking into account the relation between the conductors and induction vectors, too.

Supposing that graphite and fluid accumulated in the conducting fractures (dikes) and these decrease the bulk resistivity, the high seismic attenuation in the area described by ZSÍROS [1985] can be explained by the low viscosity of these materials. They play role in the release of the stress accumulation in case of the Berhida earthquake, too. Destruction appears at the brittle wall of the fracture.

1. Bevezetés

1985. augusztus 15-én Berhida környékén földrengés pattant ki 4,7-es magnitúddal (VI-VII-es EMS epicentrális intenzitással). Az okozott kár meghaladta az 1 milliárd (akkori!) forintot. A földrengés paramétereivel behatóan foglalkoztak az MTA FKK Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet (GGKI) szeizmológusai [pl. TÓTH et al. 1989, ZSÍROS et al. 1990, BONDÁR 1994]. Az érintett terület gravitációs térképét KOVÁCSVÖLGYI szerkesztésében — MADARASI és VARGA 1999 évi OTKA-jelentéséből — az 1. ábrán mutatjuk be. Ezen jól látszik két gravitációs minimum közvetlenül Berhidától, illetve Várpalotától kissé keletre. Az izovonalak az északibb minimum mellett elágaznak ÉK és ÉNy felé, így feltételezhető, hogy ilyen irányú törések alakították ki a kis medencéket. ZSÍROS szerkesztésében a 2. ábrán az epicentrális intenzitás, a 3. ábrán pedig a magnitúdó eloszlása látható az utóregések figyelembevételével is. A főregés helyét egy csillag jelöli, BONDÁR [1994] műszeres meghatározása alapján. ZSÍROS szerint [szóbeli közlés, 2000. május 14.] a főregés helyére 8 meghatározás történt. Ezek a következő koordinátaablakban helyezhetők el: $\varphi=47,00-47,07^\circ$; $\lambda=18,00-18,11^\circ$. Bondár értékeinek koordinátái $\varphi=47,05^\circ$; $\lambda=18,09^\circ$. Az ábrák szerint a nagyobb magnitúdójú és a nagyobb intenzitású értékek Berhidától kissé Ny-ra jelentkeznek, így pl. a VII intenzitás Peremartonánál.

A berhidai földrengés tektonikai kapcsolatának és a

tektonika geoelektromos modelljének részletesebb vizsgálata végett egy ~15 km hosszú K–Ny-i szelvény (1. ábra) mentén közös OTKA-pályázat keretében az ELGI és a GGKI magnetotellurikus mélyszondázásokat végzett. A magnetotellurikus szelvényt úgy telepítették, hogy az a 2. és 3. térkép alapján szeizmikusan viszonylag nyugodt területről induljon ki és közeledjék az aktív zóna felé, és így annak geoelektromos jellegét jobban kiemelje. Kétségtelen, hogy ez csak egy kezdeti lépésnek tekinthető a jelenség vizsgálatában. Egy területi — hálózatos — mérés sok érdekes kérdésre tudna választ adni, így pl. a megrázott terület — szeizmikus anomália — Balatonalmádi–Balatonfüzfő–Berhida vonulatára nézve is. E kísérlet előzményeit a következőkben összegezzük.

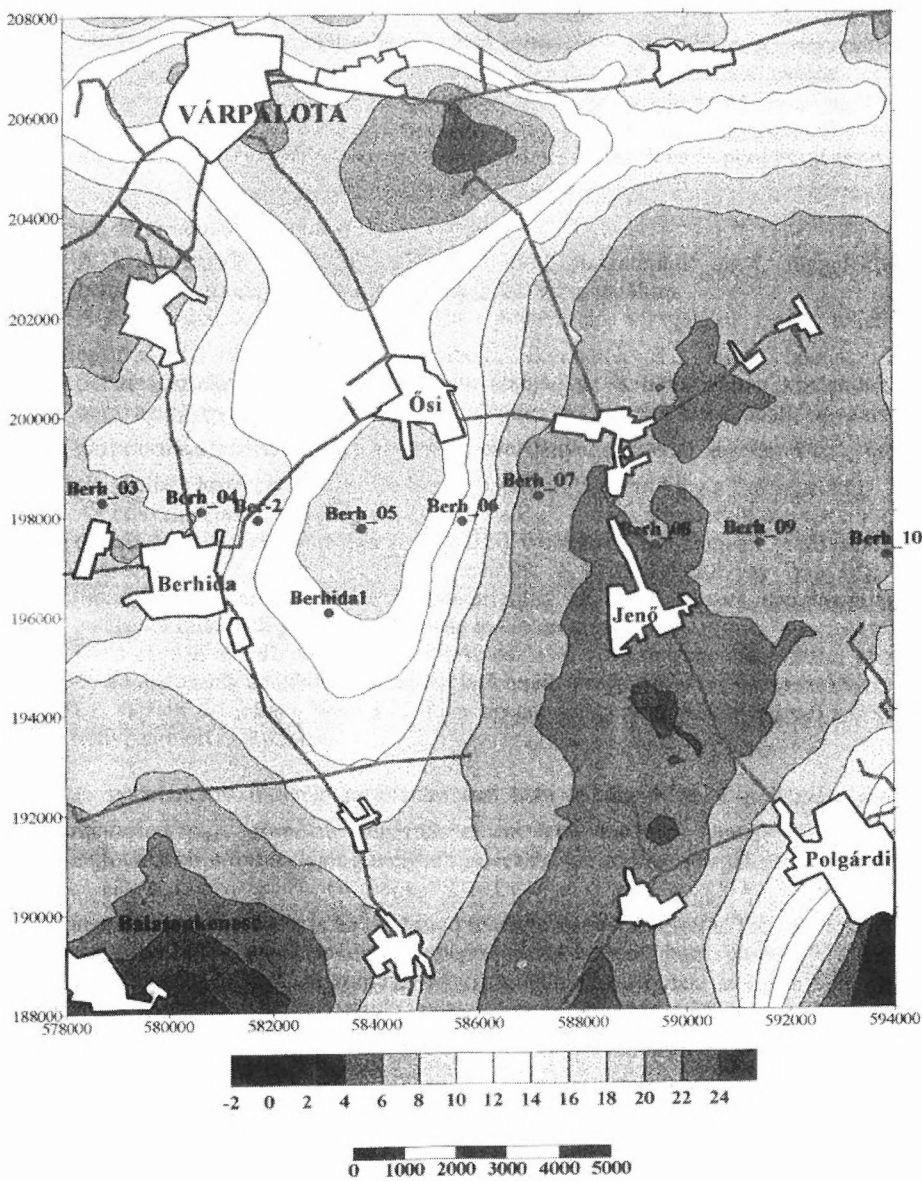
ÁDÁM [1994] tanulmányban keresett összefüggést a Dunántúli-középhegységben és annak ÉNy-i előterében észlelt, feltehetően a tektonikához kapcsolódó jólvezető dike-ok és a földrengések fészkei között a magnetotellurikus modellszámítások és inverziók alapján. Feltételezte azt is, hogy a ZSÍROS [1985] által a Dunántúli Vezetőképesség-anomália (Transdanubian Conductivity Anomaly, TCA) területére [pl. ÁDÁM et al. 1987] számított, az országos átlaghoz képest nagy szeizmikus csillapítás kapcsolatban van a törésekben/vetősíkokban akkumulálódott jólvezető grafitos képződmény és folyadék kis viszkozitásával, MEISSNER [1986] összefüggése szerint. Ennek következményeit ÁDÁM [1994] tanulmányban foglalta össze és később részletesebben is vizsgálta P. GLOVER angol kutató segítségével. A tanulmány leglényegesebb megállapítását innen idézzük:

„A törésekben lévő grafitos anyag/folyadék által képviselt képlékeny (duktilis) közegben a földrengések a feszültség-felhalmozódás alacsonyabb szintjén pattannak ki, ezért

¹ Beérkezett: 2000. május 22-én

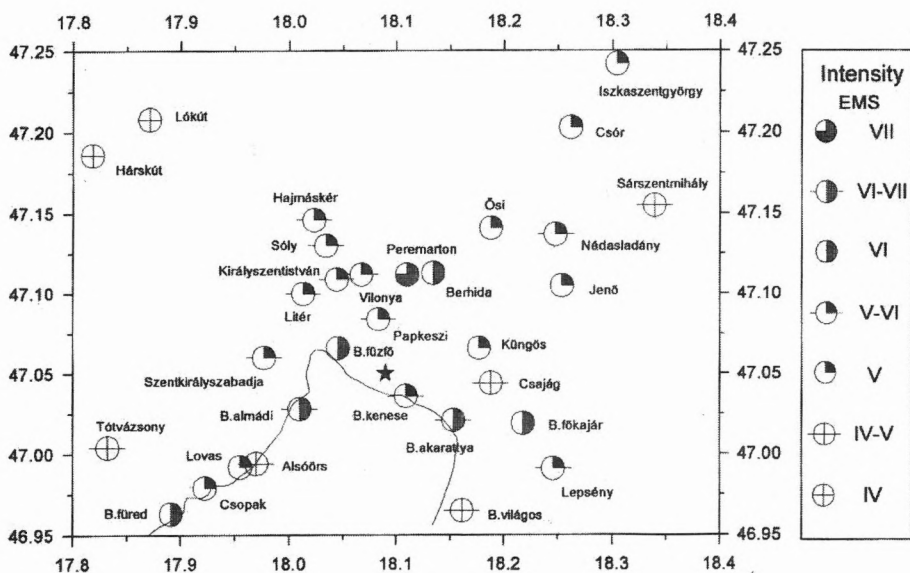
² MTA FKK Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet, 9401 Sopron, Pf. 5

³ GEOSYSTEM srl, 20131 Milano, Viale Abruzzi, 17



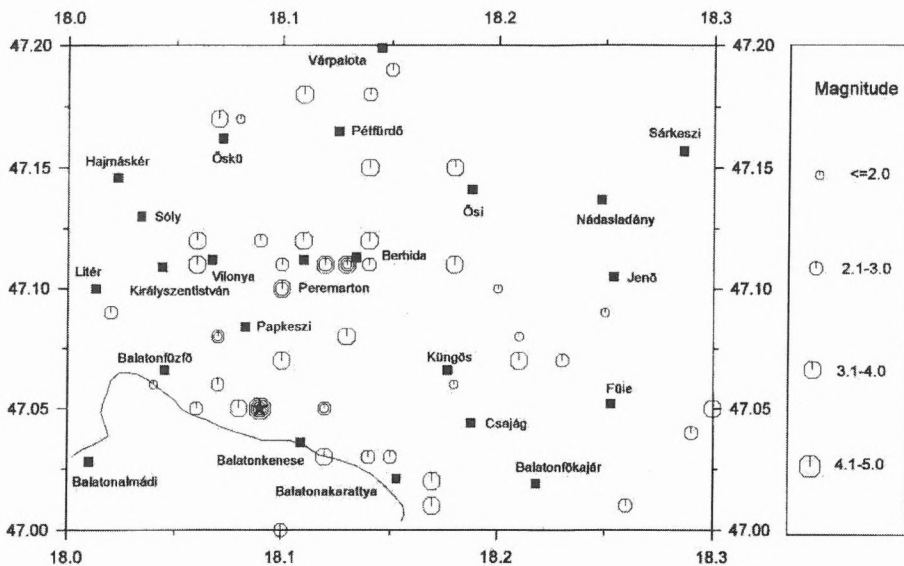
1. ábra. A Berhida környéki magnetotellurikus (MT) szondázások helye a gravitációsanómia-térképen (KOVÁCSVÖLGYI S. szerkesztésében)

Fig. 1. The magnetotelluric (MT) measuring sites around the town Berhida on the gravity map by S. KOVÁCSVÖLGYI



2. ábra. A berhidai földrengés (1985. augusztus 15.) és utó rengéseinek szeizmikus intenzitás-eloszlási térképe ZSÍROS T. szerkesztésében. A főrengés helyét — BONDÁR [1994] meghatározása szerint — csillag jelöli

Fig. 2. Intensity map of the main and aftershocks of Berhida earthquake (Aug. 15, 1985) by T. ZSÍROS. The epicentre of the main shock shown by an asterisk has been determined by BONDÁR [1994]



3. ábra. A berhidai földrengés és utóregéseinek magnitúdó-eloszlási térképe ZSÍROS T. szerkesztésében. A kettős hármast vonal ismétlődést jelent. A főregés helyét csillag jelöli BONDÁR [1994] szerint

Fig. 3. Magnitude map of the main and aftershocks of Berhida earthquake by T. ZSÍROS. Epicentre of the main shock is given by BONDÁR and shown by an asterisk

a kis viszkozitását grafitos képződmények felső határt szabhatnak a földrengések magnitúdójának.” E jobbára statisztikus jellegű megállapítást a konkrét berhidai földrengésen kezdtük részletesen tanulmányozni. Ennek eredményeit írjuk le a továbbiakban az MT értelmezés problémáival együtt.

2. A magnetotellurikus szondázások értelmezése

A magnetotellurikus mélyszondázási görbék a teljes szelvény mentén hasonló jellegűek (4a. és 4b. ábra). A Rhomax (xy) és Rhomin (yx) görbék a nagyellenállású medencealjzat indikálása (S-intervallum) után kb. $T=1-10$ s-nál szétválnak és a Rhomax görbék szinten maradnak vagy legalábbis enyhén csökkennek 10 és 1000 Ωm között, míg a Rhomin görbék erős csökkenő tendenciát mutatnak, jelezve a nagyellenállású közegbe ágyazott jólvezető képződményt (dike-ot).

A jólvezető képződmény — dike — a Rhomin (yx) pszeudoszelvényen rajzolódik ki legjobban (5a. ábra) központilag és a felszínhez legközelebb a 05 pontnál, a gravitációs minimum alatt. A tektonikai zóna a felszíni kis medence kialakításában is szerepet kaphatott, mivel az a jólvezető dike egyenes folytatásában jelentkezik a felszínen. A Rhomax (xy) pszeudoszelvényen a fenti szerkezetnek csak gyenge nyoma látható (5c. ábra). A fázispszeudoszelvények összhangban vannak a Rho szelvényekkel, azaz a jólvezető dike elsősorban a Rhomin-hoz tartozó fázis-pszeudoszelvényen jelentkezik.

Megjegyezzük, hogy hasonló, de kevésbé jól kifejezett jólvezető dike mutatkozik a Rhomin (yx) pszeudoszelvényén központilag a 08. pont alatt is. Ugyanakkor a fázis-pszeudoszelvényen a két dike indikációja hasonló.

A 05-ös pontnál a felszínhez legközelebb jelentkező igen kis ellenállású dike a szomszédos pontokban egyre mélyebbre kerül, utalva egy jellegzetes E-polarizációs (TE módus) indukciós oldalhatásra. A másik lényegesen kisebb mélységi kiterjedésű, azaz vastagságú dike kb. az előbbi, Berhida melletti dike középmezységében van (a fázis-pszeudoszelvényen — 5b. ábra — egymás mellett!).

3. A polarizációk meghatározása

Amennyiben egy szerkezetet 2-D inverzióval kívánunk meghatározni, el kell dönteni, hogy melyik szélsőértékű Rho görbék képviselik az E (TE) és B (TM) polarizációt. Több megoldás is kínálkozik erre. Ilyen kvázi-párhuzamos dike-rendszer direkt (forward) és inverz modelljeit ÁDÁM-nak [1981] a Dunántúli Vezetőképesség-anomáliára kidolgozott geoelektromos/földtani modellje szerint újabban ZALAI számította ki a GEOSYSTEM Win-Glink programjával, megerősítve a korábbi eredményeket [ÁDÁM 1996]. A kiinduló modell a 6. ábrán látható, logaritmikus léptékben. A modellszámítások következtetéseit az alábbiakban foglaljuk össze:

A direkt (forward) modell szerint Rhomin mindig egybeesik a TE móddal, Rhomax pedig, ennek megfelelően, a TM móddal.

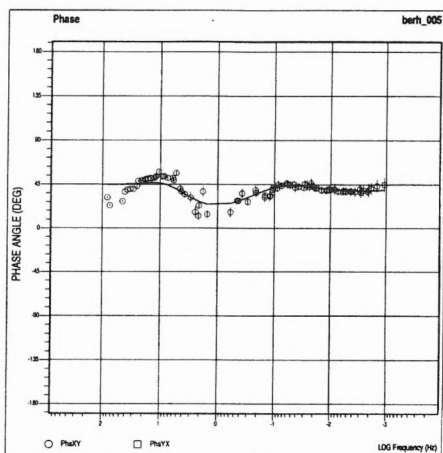
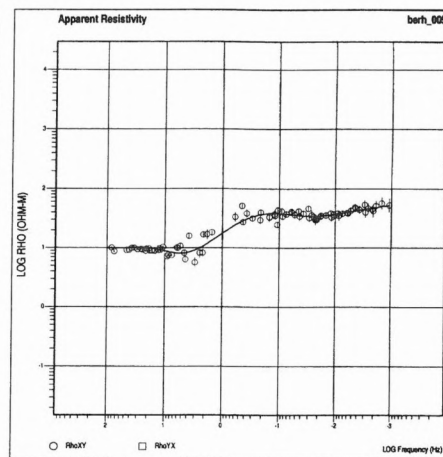
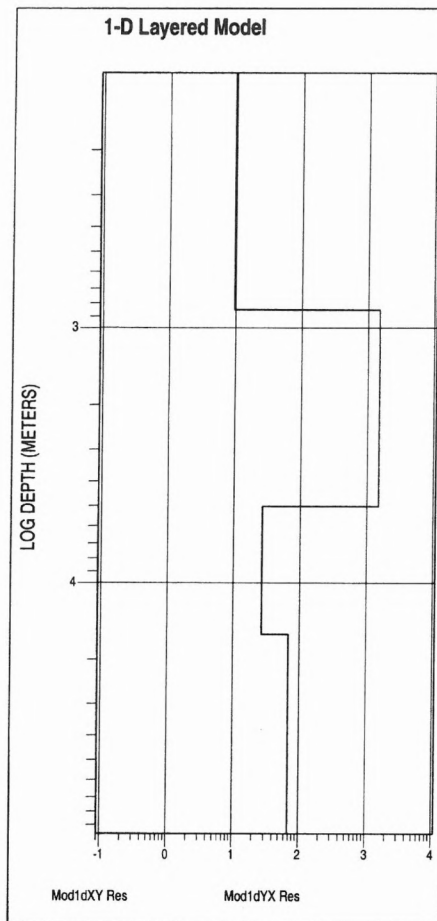
Az 1-D-s közelítés mind a két mód alapján kitűnően adta vissza a medence mélységét és kiterjedését is. Szemmel láthatóan ebben a mélységtartományban a modell kvázi 1-D-s modellként kezelhető.

A TE, azaz Rhomin görbék alapján készített egydimenziós (1-D) inverzió (l. a pszeudoszelvényt a 7b. ábrán) a jólvezető dike-ok modelljét szétmosta egy majdnem a teljes szelvény hosszára kiterjedő réteggé, amelynek kiemelkedései vannak az eredeti dike-ok környékén, de ennek ellenére határozottan egy réteget lehetne csak belőle interpretálni. Ennek a rétegen az ellenállása azonban igen jól egyezik a kiinduló modell ellenállásával.

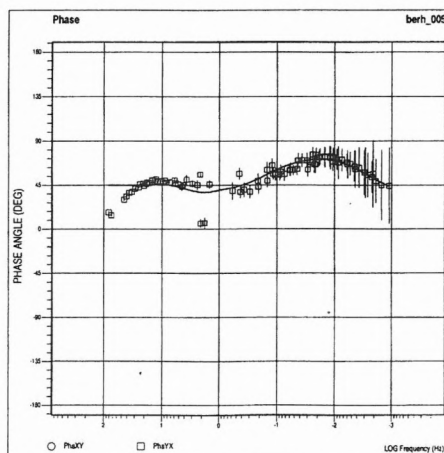
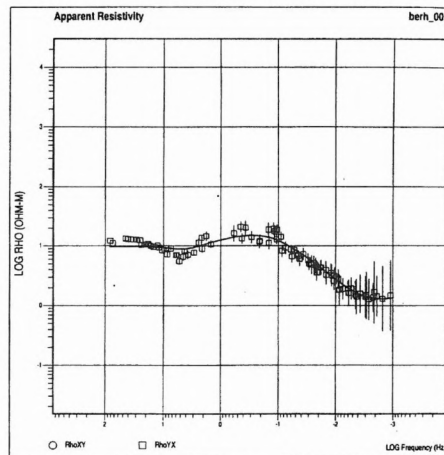
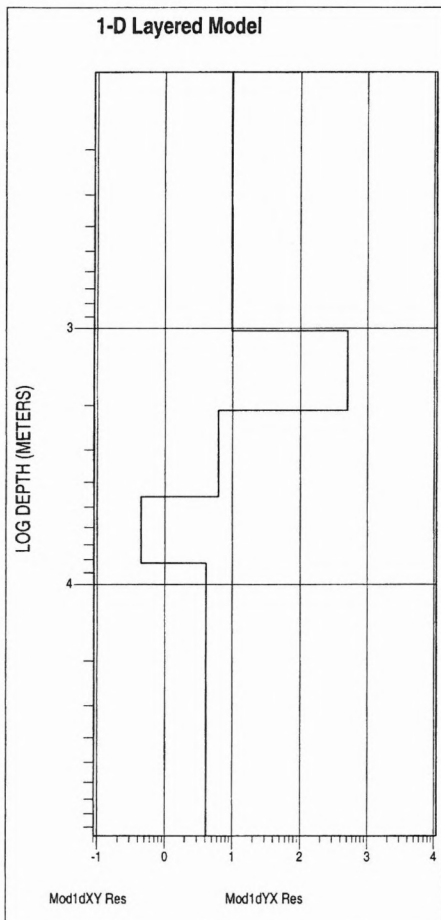
A TM módú, azaz Rhomax görbékből számított 1-D közelítés (l. a pszeudoszelvényt a 7a. ábrán) alacsony ellenállású blokkocskákat adott a modell-dike-ok környezetében, ami jó geometriai közelítés, de ellenállása annyira kicsi kontrasztú a háttérhez képest, hogy direkt mérési anyagból invertálva igen csak nehezen lehetne észrevenni.

A dike-ok csúcspontjainak mélysége többé-kevésbé korrektnek tekinthető, bármelyik közelítéssel kísérletezünk.

A fentiekből következik, hogy mind a két közelítésnek van előnye is, hátránya is. A 2-D-s közös (joint) inverziók sokkal jobb eredményt és közelítéseket adtak, mint bármelyik 1-D-s.



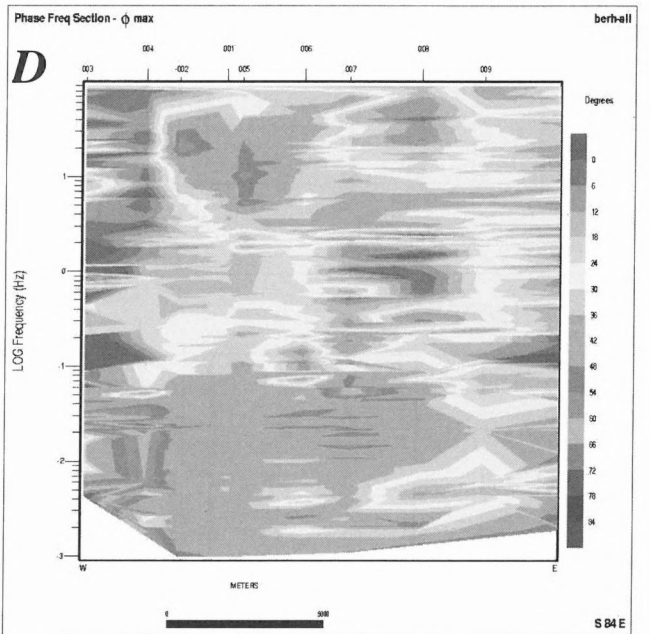
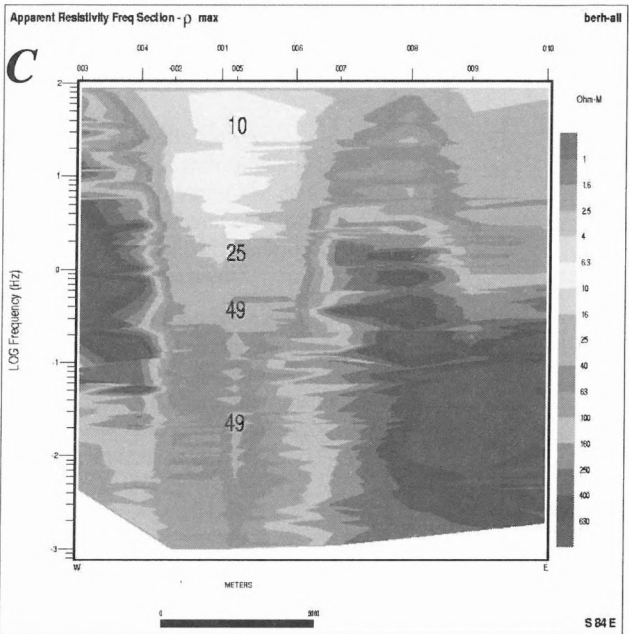
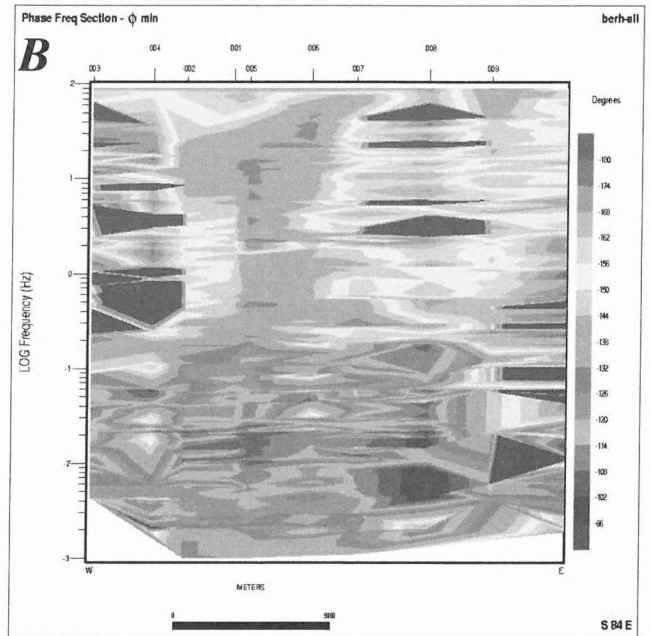
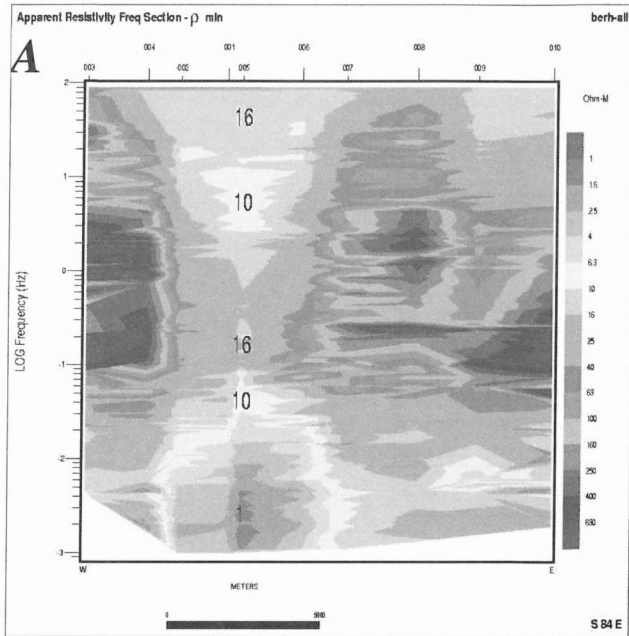
A



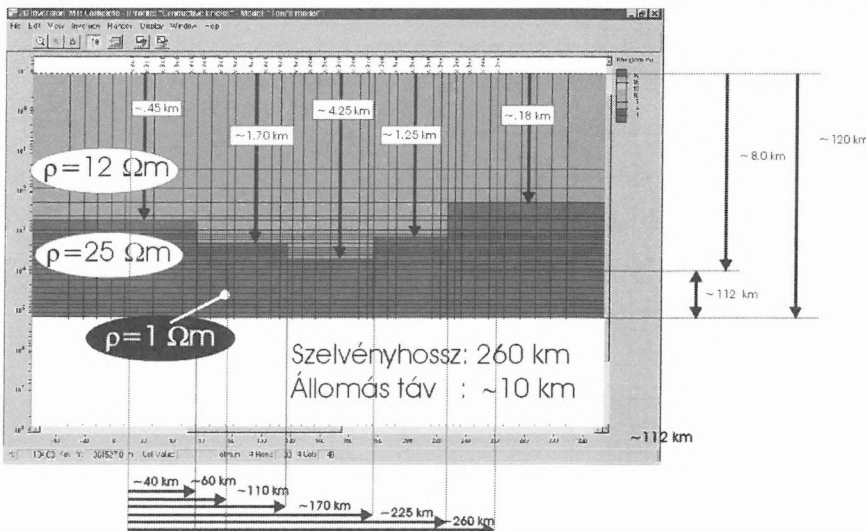
B

4. ábra. Jellegzetes magnetotellurikus szondázási görbék a 05 MT ponton: a) Rhomax és fázisa, valamint 1-D inverziója, b) Rhomin és fázisa, valamint 1-D inverziója

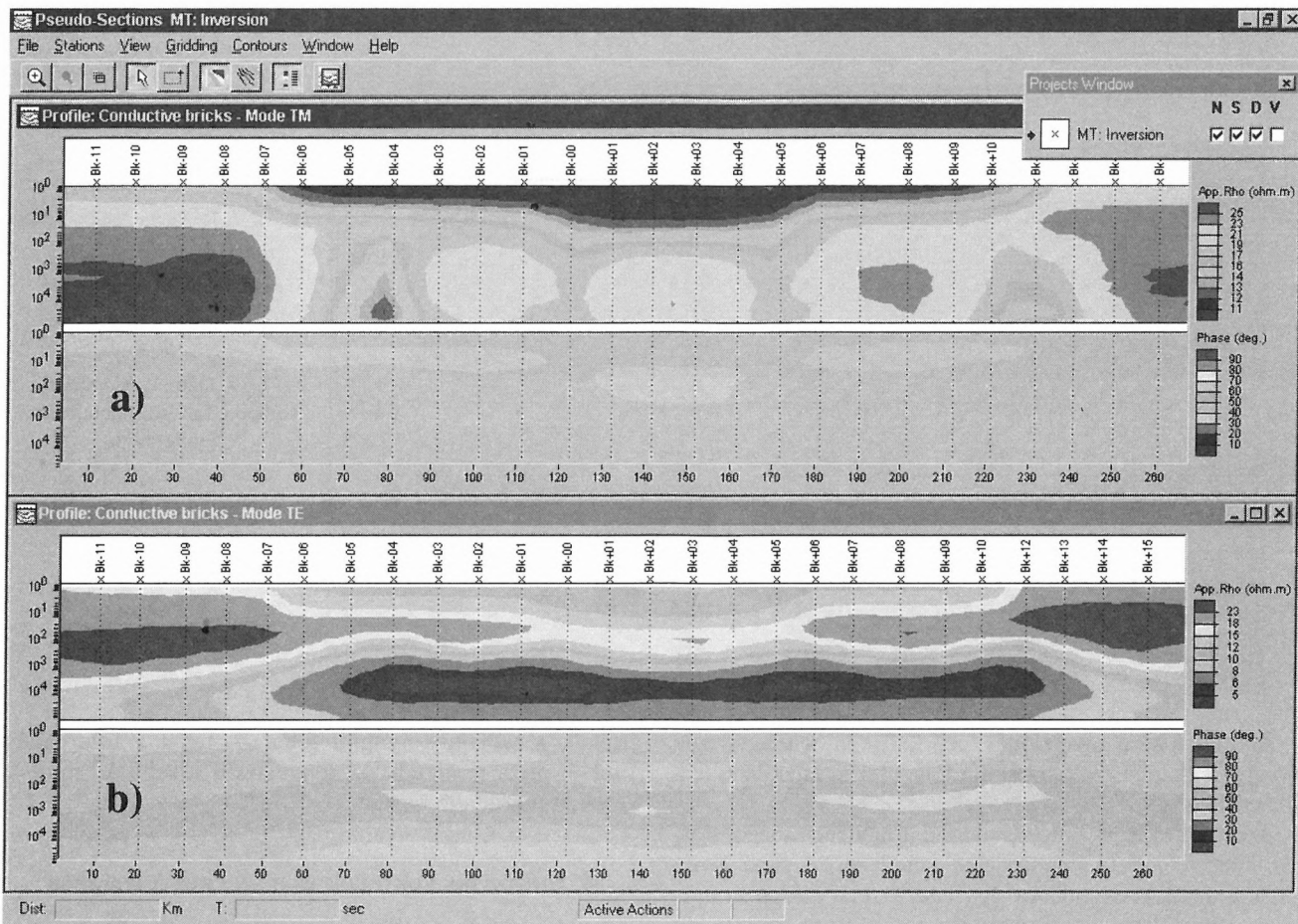
Fig. 4. Type of the magnetotelluric sounding curves measured at the site 05: a) Rhomax curve and its phase with their 1-D inversion, b) Rhomin curve and its phase with their 1-D inversion



5. ábra. Látszólagos fajlagos ellenállás- és fázis-pseudoszelvények a Berhida környéki szelvény mentén (l. 1. ábra). ρ_x : Rhomax, ρ_y : Rhomin
 Fig. 5. Pseudosection of the apparent resistivity and its phase along the Berhida MT profile (See Fig. 1). ρ_x : Rhomax, ρ_y : Rhomin



6. ábra. Geoelektromos modell: medence-szerkezet az aljzatába ágyazott jólvezető dike-ekkel (Nem léptékhelyes ábrázolás!)
 Fig. 6. Geoelectric model: sedimentary basin with conducting dikes embedded into the basement (with not correct scale)

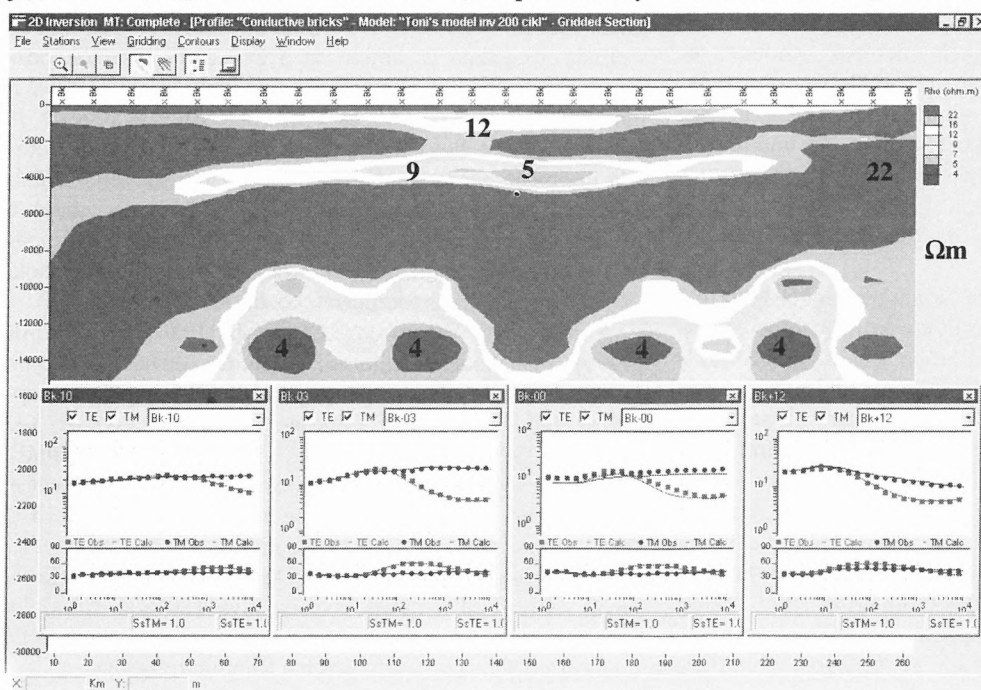


7. ábra. a) TM (B pol) módusú fajlagos ellenállás és fázis pszeudoszelvény, b) TE (E pol) módusú fajlagos ellenállás és fázis pszeudoszelvény

Fig. 7. a) Apparent resistivity and phase pseudosection of TM mode, i.e. B polarisation, b) apparent resistivity and phase pseudosection of TE mode, i.e. E polarisation

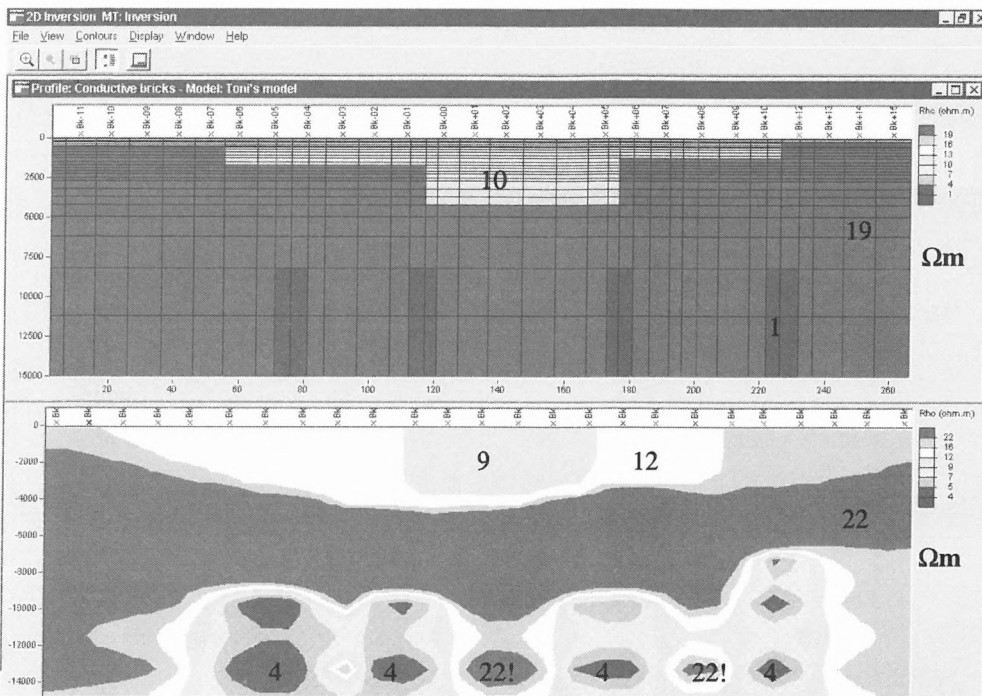
Mind a „Sima inverzió” (Smooth inversion) (8. ábra), aminek a programja ugyanaz, mint a Geotools-ba épített 2-D-s inverziós kód (Randy Mackie public domain code-ja), mind az „Éles határu inverzió” (Sharp boundary

inversion) (9. ábra) jól megfogta a dike-okat. Természetesen a sima inverzió egy kissé jobban összemosta őket, azonban ez a megoldás homogén feltérből minden a priori feltételezés nélkül, automatikus rácstervezéssel indult.



8. ábra. „Sima 2-D inverzió” szelvénye és az előre számított és az invertált szondázási görbék illeszkedése

Fig. 8. Smooth 2-D inversion profile and the fitting of the forward computed and inverted sounding curves



9. ábra. Geoelektromos modell és az „Éles határu inverzióval” számított szelvény

Fig. 9. Geoelectric model computed by sharp boundary inversion

Az éles határu inverziónál meg kell adni a feltételezett réteghatárokat és azokon belül a feltételezett laterális ellenállás változását.

A két kód között érdekes módon a medence megoldásában lehet jelentős különbségeket felfedezni. A sima inverzió automatikus megoldása alig fedezte fel a medencét.

A Win-Glink programrendszerrel kapott numerikus eredmények teljes összhangban vannak EISEL és HAAK [1999] számításaival is a párhuzamos jólvezető törésekre vonatkozóan. Modellszámításunk 4 dike-ra készült. A berhidai 15 km-es szelvényünkön 2 dike-nek van nyoma, amelyek közül határozottan csak a Berhida melletti jelentkezik. Feltehető azonban a Dunántúli Vezetőképeség-anómália területén végzett MT mérések alapján, hogy közel párhuzamos dike-rendszerek határozzák meg a vezetőképeség-anomáliát, amelyeket az indukciós vektorok jelölnek ki (14. ábra, l. alább).

A Berhida környékén végzett mérések Rhomax és Rhomin szondázási görbéi hasonló jelleget mutatnak, mint a Win-Glink-kel kapott modellgörbék. Összefoglalásunk 3. pontja szerint az E polarizációban (TE módusz) a dike-ok helyén „kiemelkedések” vannak, ami jellegzetes E polarizációs oldalhatásra utal. Ez a torzítási jelenség megmutatkozik a Rhomin (γx) összetett 1-D modellszelvényen.

A fenti — a polarizációkra vonatkozóan egyértelmű — megállapítások ellenére a 2-D ún. közös (joint) inverziót a görbék polarizációját illetően különböző feltevésekkel végeztük el. Leghatározottabban a Berhida melletti törési zónát képviselő jólvezető dike-ot az az inverzió rajzolja ki, amelynél az E polarizációt — a fenti megállapításokkal összhangban — a Rhomin görbék képviselik. A dike inverzióval kapott (látszólagos) fajlagos ellenállása kisebb, mint $2 \Omega m$ (10. ábra). A 11. ábrason bemutatjuk a mért és a számított görbék illeszkedését is. Az inverziót ugyancsak a GEOSYSTEM „Win-Glink” programjával VARGA Géza végezte el. Figyelemre méltó aszimmetria látszik a 10. ábrán. A fajlagos ellenállás-

értékek a szelvény nyugati felén — tehát a földrengés által érintett területen — lényegesen kisebbek, mint a keleti, nyugodtabb részén.

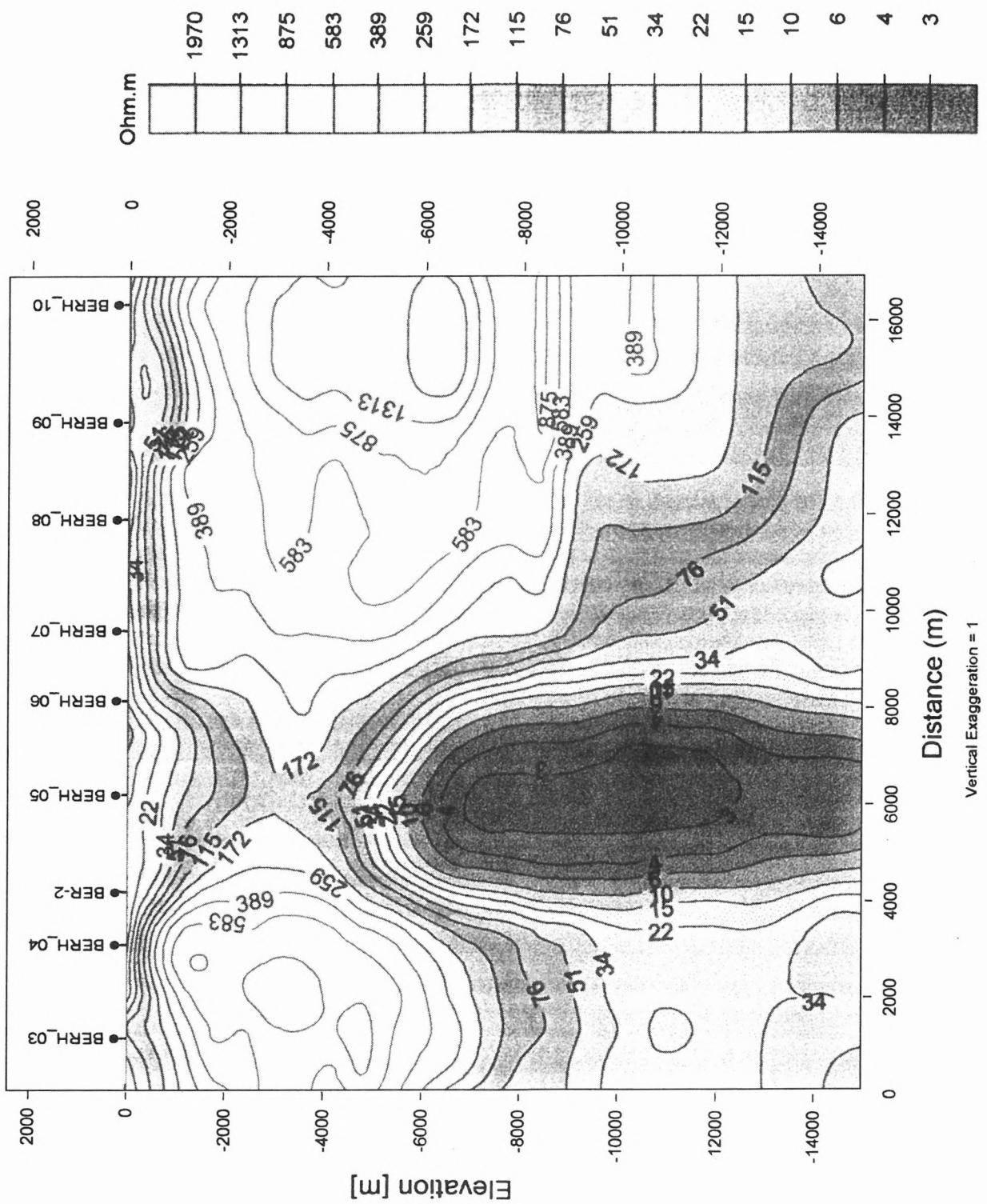
4. Indukciós vektorok és a szerkezet csapása

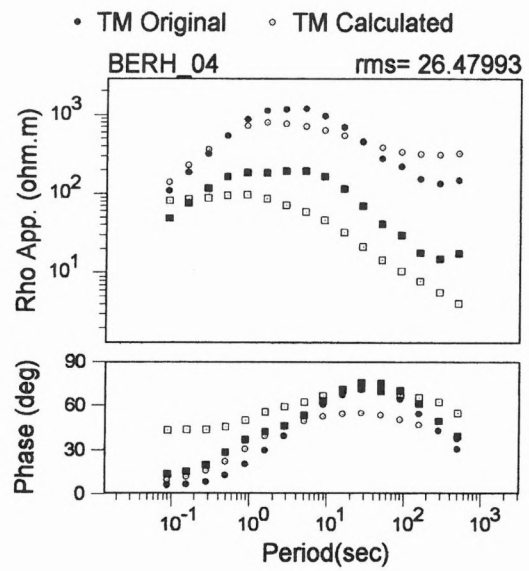
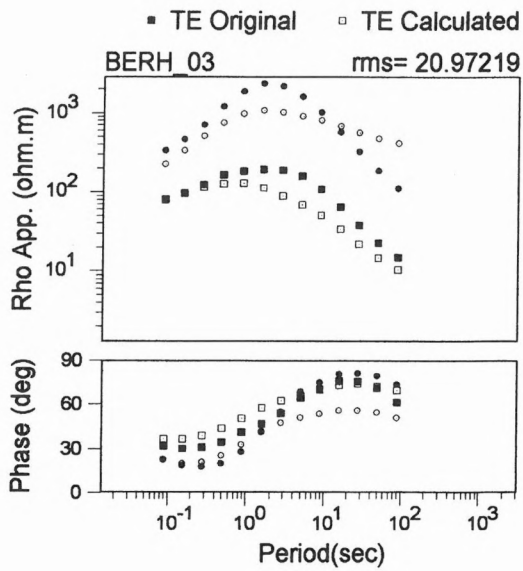
Általános 2-D szerkezetet (antiklinális, szinklinális) feltételezve a tipper rendszerint a szerkezet dőlése irányába mutat. Ezt 90° -kal elforgatva kapjuk a szerkezet csapását, amely, így számolva, Berhidánál többnyire a Rhomax irányát közelíti meg (12. ábra), tehát ennek megfelelően a Rhomax görbéket — legalábbis azoknak a fenti periódustartományban lévő szakaszát — kellene E (TE) polarizációnak tekinteni. Esetünkben azonban 2-D vagy 3-D dike-okról van szó, amelyeknél — az irodalmi példák szerint — a tipperek viselkedését külön meg kell vizsgálni. A polarizáció kijelölésében segít a B polarizációhoz kötődő galvanikus torzulás vizsgálata is, amint azt a Dunántúli Vezetőképeség-anómália GGKI által mért pontjainál ÁDÁM [1981], a móri árokban pedig ÁDÁM és VARGA [1990] el is végezte. A tanulság az volt, hogy a torzulás a Rhomax görbékhez kötődik, így megegyezik az előző fejezetben leírt modellszámítások eredményével, amelyeknél az E (TE) polarizációt a Rhomin görbék képviselték. Ezt a „látszólagos ellentmondást” a tipperek (indukciós vektorok) és a modellszámítások, továbbá a galvanikus torzulások között fel kell oldani.

A megoldást WANNAMAKER et al. [1984] és SPICHAK [1999] 3-D modellszámításai, valamint ARORA és ÁDÁM [1992] nemzetközi mérési anyagon végzett vizsgálatai alapján az indukciós vektor (Wiese-nyíl, tipper) 2-D és 3-D jólvezető [WANNAMAKER et al. 1984] és nagyellenállású [SPICHAK 1999] szerkezetek közepén történő viselkedése adhatja meg. 2-D (pl. Kárpát-anómália, 15. ábra) és 3-D (WANNAMAKER et al. [1984] cikkéből vett 13. ábránk) esetében is, mielőtt az indukciós vektor a jólvezető szerkezet egyik szélé felől a másik felé haladva 180° -kal átfordulni készül vagy 0 lesz, vagy beáll a szerkezet (elnyúlt 3-D, 2-D) csapásirányába, azaz esetünkben a Rhomin irányába.

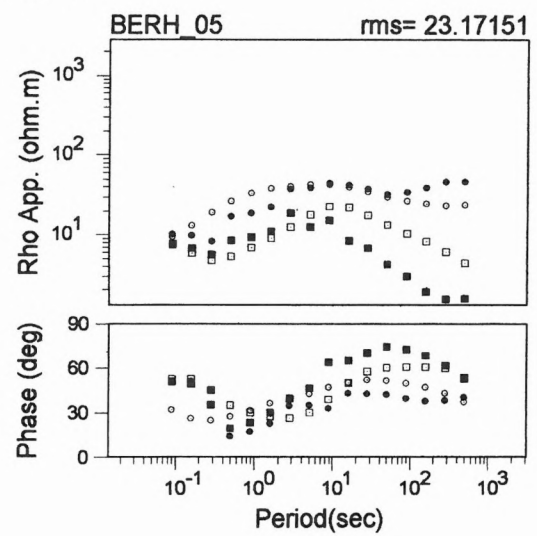
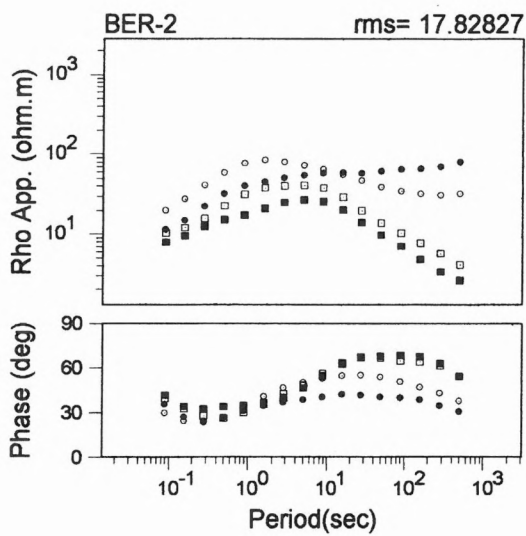
10. ábra. A Berhida környéki MT szelvény adatainak 2-D közös (joint) inverziójából kapott szelvény azzal a feltételezéssel, hogy az E polarizációs (TE mód) görbék a Rhomin-ok (VARGA Géza számítása)

Fig. 10. 2-D joint inversion of the MT sounding curves measured along the Berhida profile with the precondition that the Rhomin curves are of E polarisation (computed by G. VARGA)

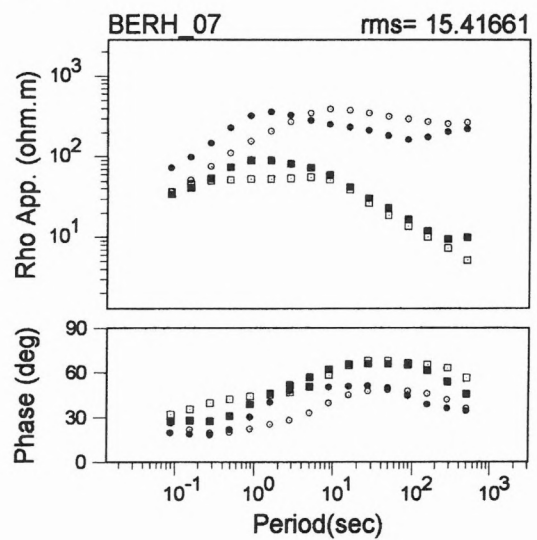
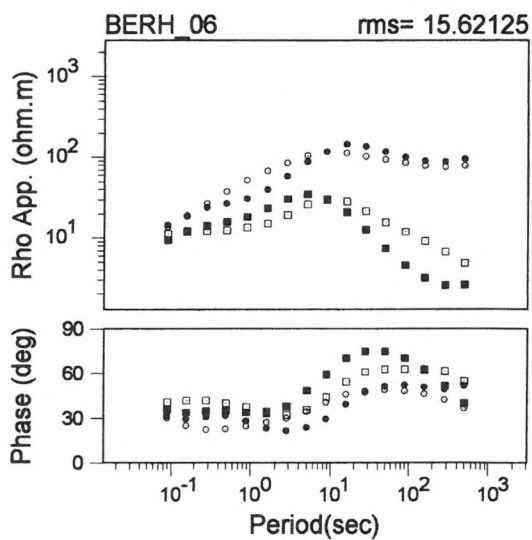




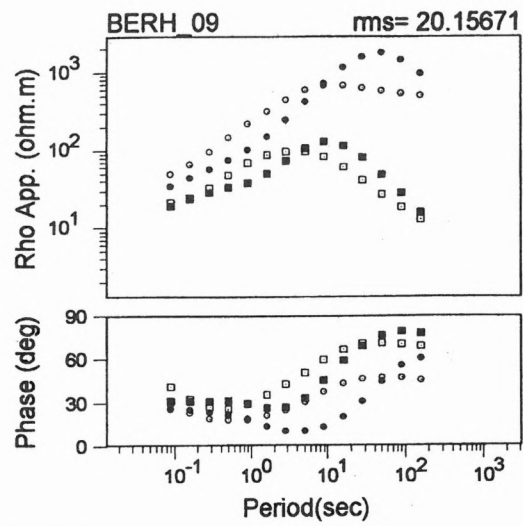
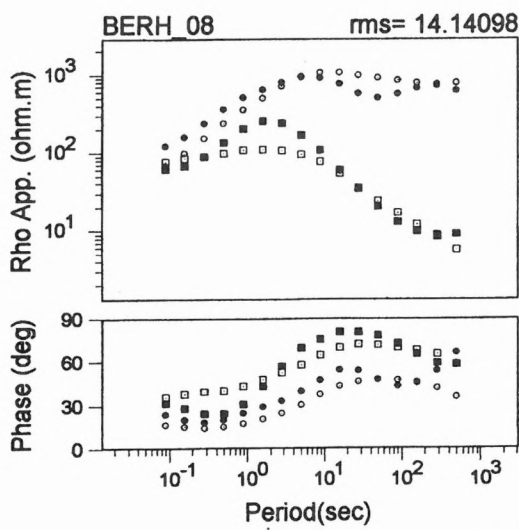
11/a. ábra. Fig. 11/a



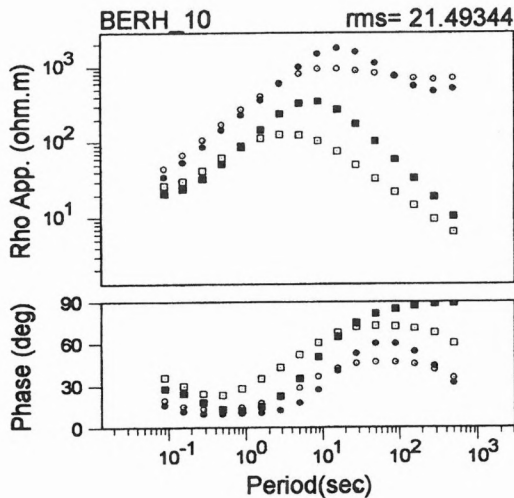
11/b. ábra. Fig. 11/b



11/c. ábra. Fig. 11/c



11/d. ábra. Fig. 11/d



11/e. ábra. Fig. 11/e

11. ábra. A mért (eredeti) és számított szondázási görbék illeszkedése a 2-D modellszámítás után

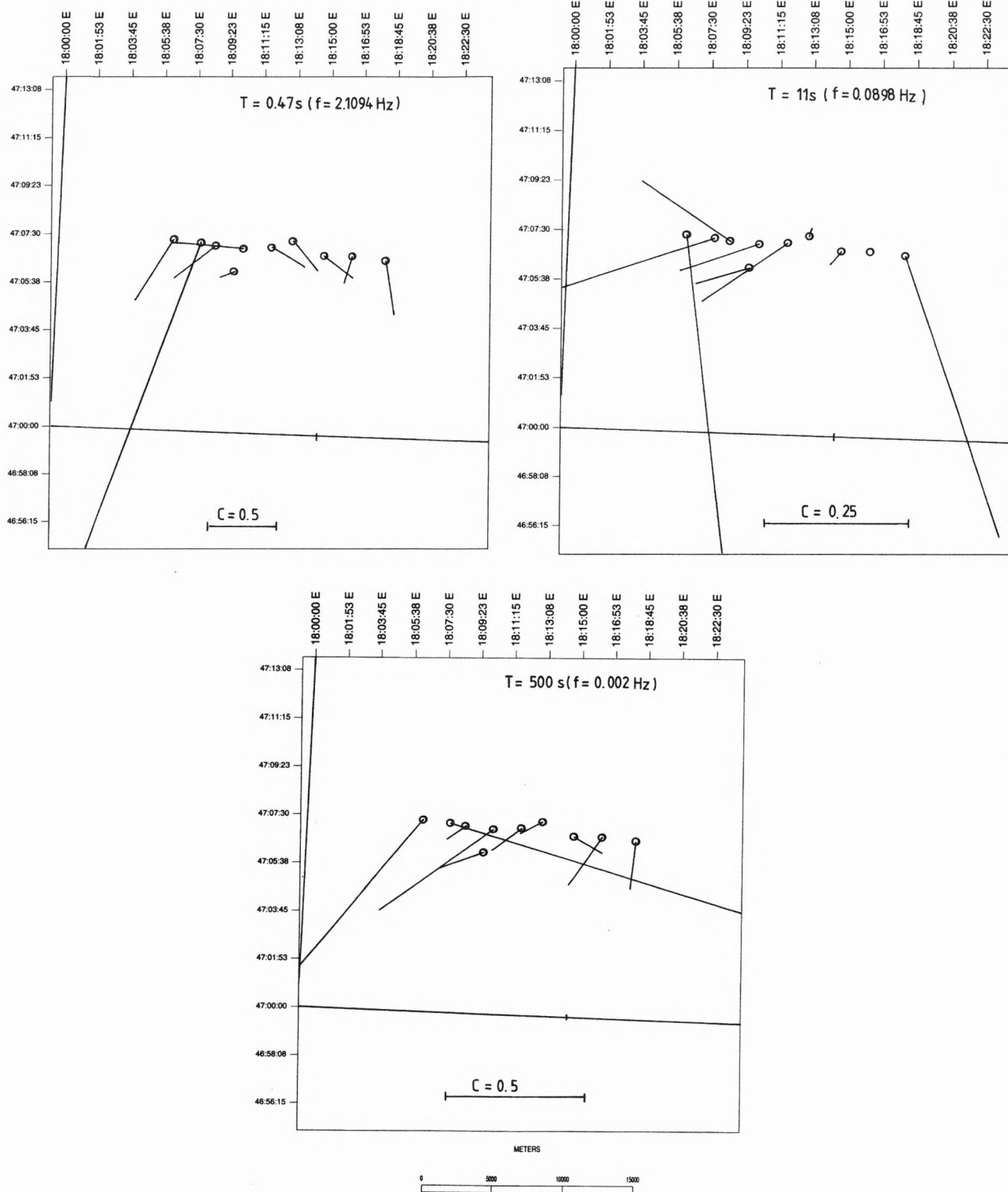
Fig. 11. Fitting of the measured and inverted MT curves around the town Berhida (see Fig. 10)

A Berhida melletti 3-D jólvezető dike (törési zóna) indukciós vektorai (tipperek), amint a — hosszában több pontban iparilag megzavart — tipperek ábrája mutatja (12. ábra), a Dunántúli-középhegységben mért Wiese-féle indukciós vektoroknak [WALLNER 1977] a Balaton közelében kijelölt sávjába (14. ábra) esnek bele, melyen belül a vektorok többnyire DNy-ra, esetenként KÉK-re, azaz az E(TE) polarizációs Rhomin-ok irányába mutatnak, jelezve egy jólvezető dike-rendszert a longitudinális törések mentén. Ez a dike-rendszer párhuzamos a tőle északabbra lévő hasonló rendszerrel (14. ábra) és a Balaton-vonal mentén VARGA [1979] által leírt 2-D jólvezetővel. Feltehetően ezek felelnek meg a modellszámításban szereplő 2-D dike-oknak. E jelenség legszebb analógiáját — amint arra már utaltunk — a Kárpát-anomália területén találjuk, ahol az É és D felé irányuló indukciós vektorok között megjelennek a csapásirányú vektorok (15. ábra) [JANKOWSKI et al. 1984]. A Kárpát-anomália területén mért MT szondázási görbék jellegével kapcsolatban ROKITYANSKY és INGEROV [1998] a Sinaia-i EM Indukciós Workshopon tartott előadásában megjegyzi: „A longitudinális (= E pol.) görbék 10 km mélyen határozzák meg a (Kárpát-anomáliának

megfelelő) jólvezetőt; a transzverzális (= B pol.) görbék nem érzékenyek a kéregbeli jólvezetőre” A transzverzális polarizációnak a vezetőképesség-anomáliára való átlátszódása becslést ad az anomália szélességére. A szondázási görbék viselkedése tehát megegyezik a Berhida körül mért görbével és ZALAI által számított modellgörbékkel.

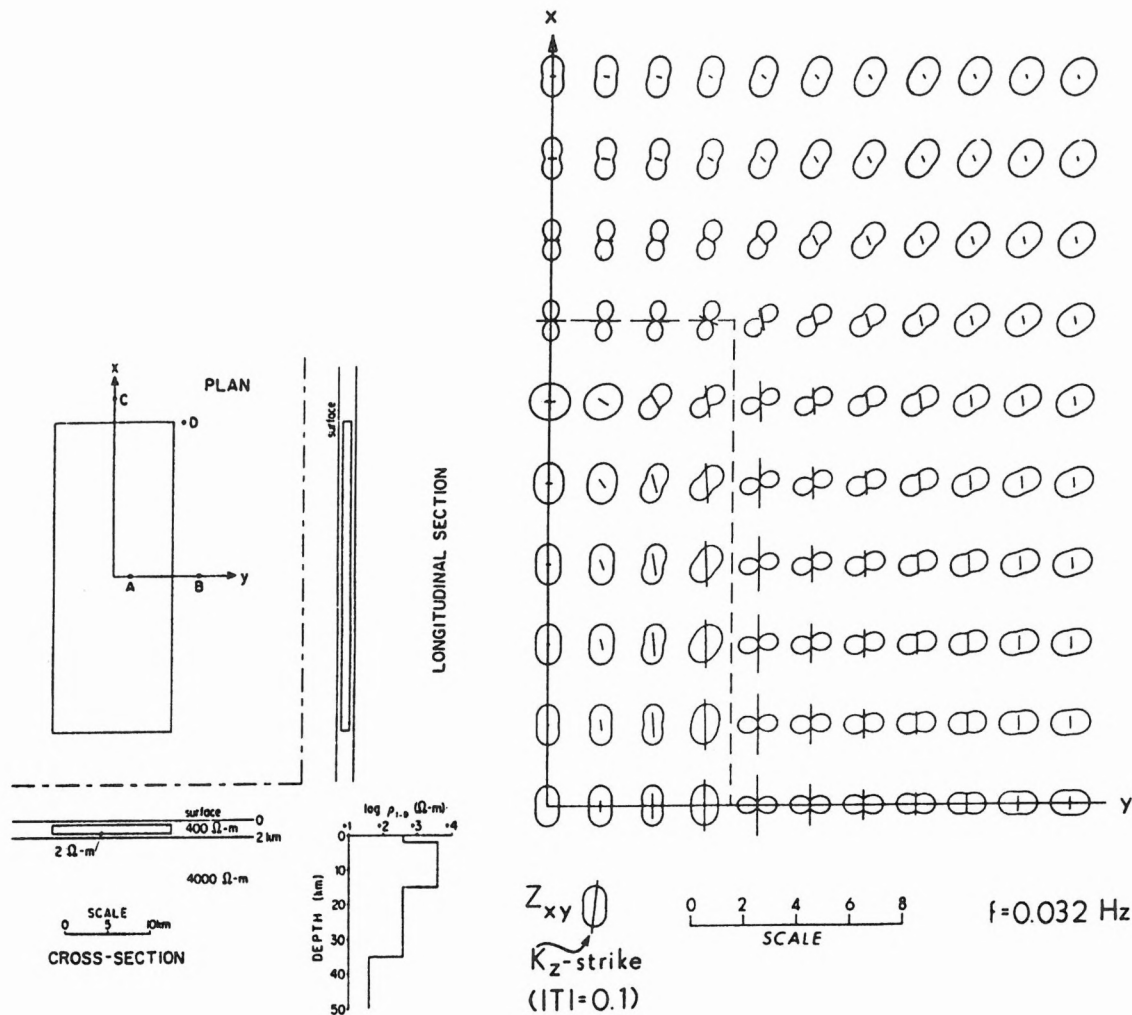
Az indukciós vektorok mechanikus használatával kapcsolatban el kell fogadni JONES és GROOM [1993] figyelmeztetését is azok részére, akik mint segédeszközt használják az indukciós vektorokat a megfelelő 2-D csapásszög meghatározására. Idézünk: „Jóllehet ez a közelítés hasznos lehet bizonyos körülmények között, figyelmeztetjük a felhasználókat, hogy (az indukciós vektor) átviteli függvényeit még jelentősebb mértékben torzítják a galvanikus töltések mágneses hatásai, mint az MT impedanciákat.

Megjegyezzük, hogy az E polarizációs görbék, amint a 7. ábrán jól látható, a 2-D dike-okat kvázi réteggé kapcsolják össze az indukciós oldalhatás következtében. Ehhez hasonlóan az E polarizációs szelvényekben a 3-D dike-ok kvázi 2-D szerkezetként indikálódnak. Az E polarizációt ebben az esetben is a Rhomin görbék adják meg.



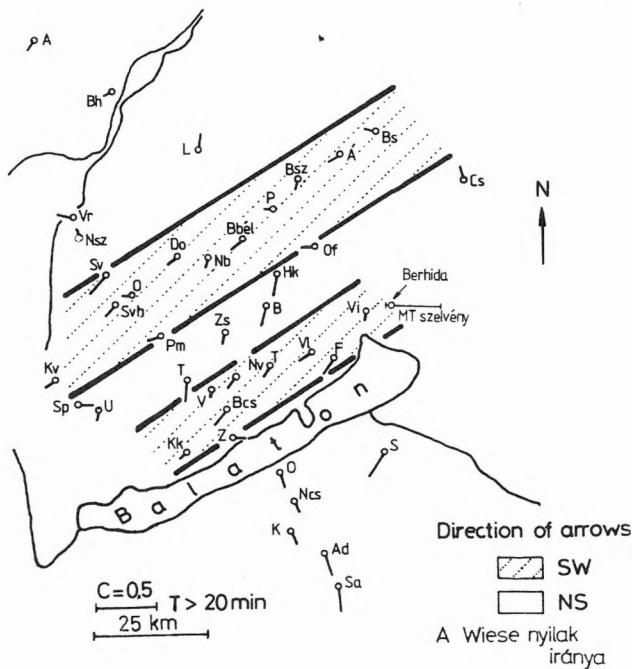
12. ábra. Indukciós vektorok (tipper) Berhida környékén néhány periódusra meghatározva. A kis medence hatása a 0,47 s-os vektoron még látszik (eltérő nyilak a medence két oldalán), 11 s-tól kezdve a vektorok zömmel DNy-ra mutatnak. Több vektor hossza ipari zajtól teljesen irreálisan nagy, illetve iránya erősen eltérő

Fig. 12. Induction vectors (tippers) determined along the Berhida profile for 3 periods. The small basin around the site 05 influences only the tippers of the lowest period (0.47 s) in both sides of the basin. From period 11 s the average direction is SW except a few industrially strongly disturbed very long tippers with different direction



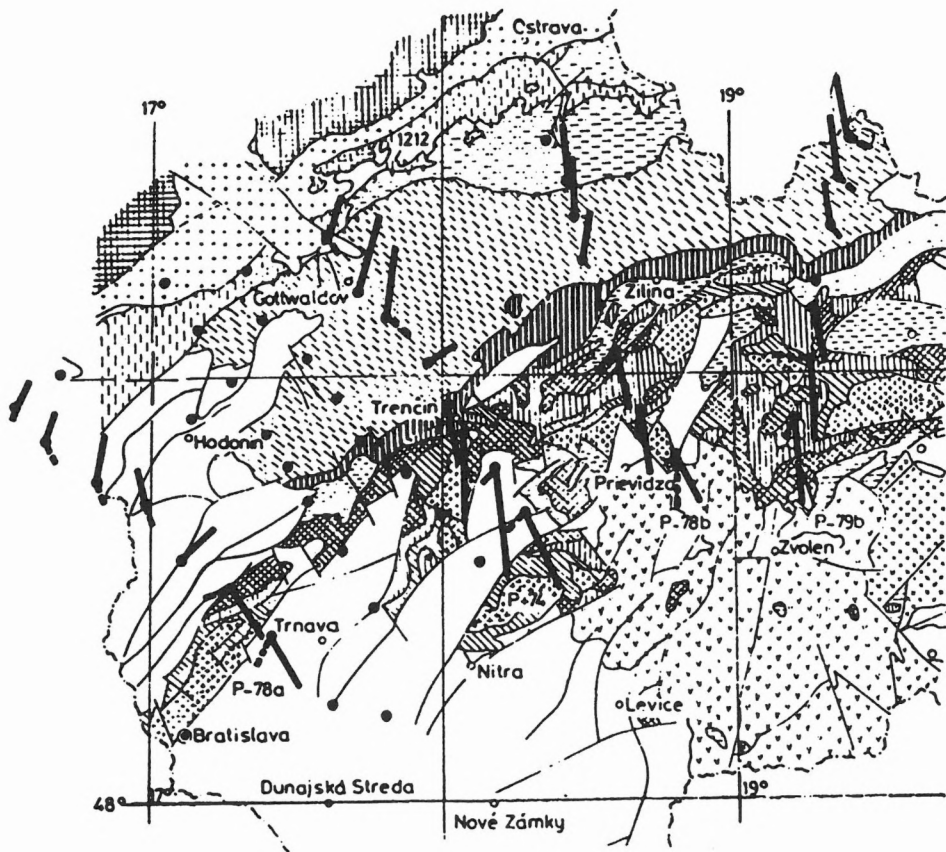
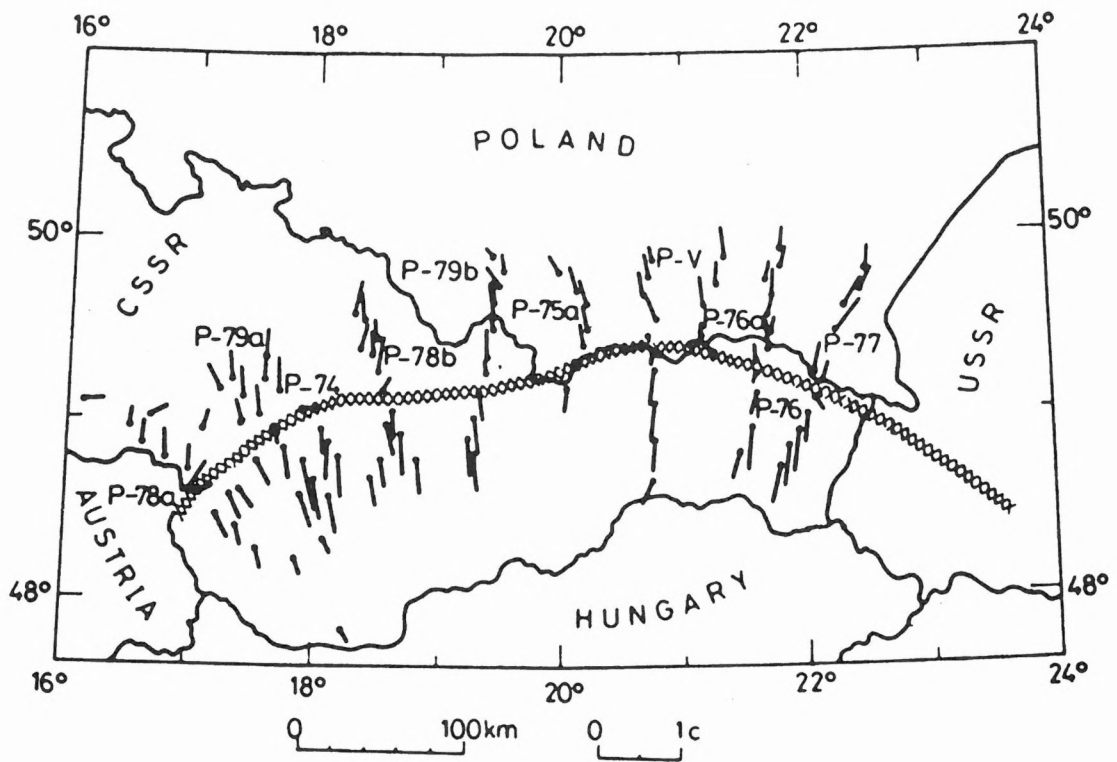
13. ábra. WANNAMAKER et al. [1984] 3-D modellje (a) és a felső jobb negyedben ábrázolt tipper-csapások (b)

Fig. 13. a) WANNAMAKER et al.' [1984] 3-D model and b) the tipper strikes characterising the upper right quarter of the model



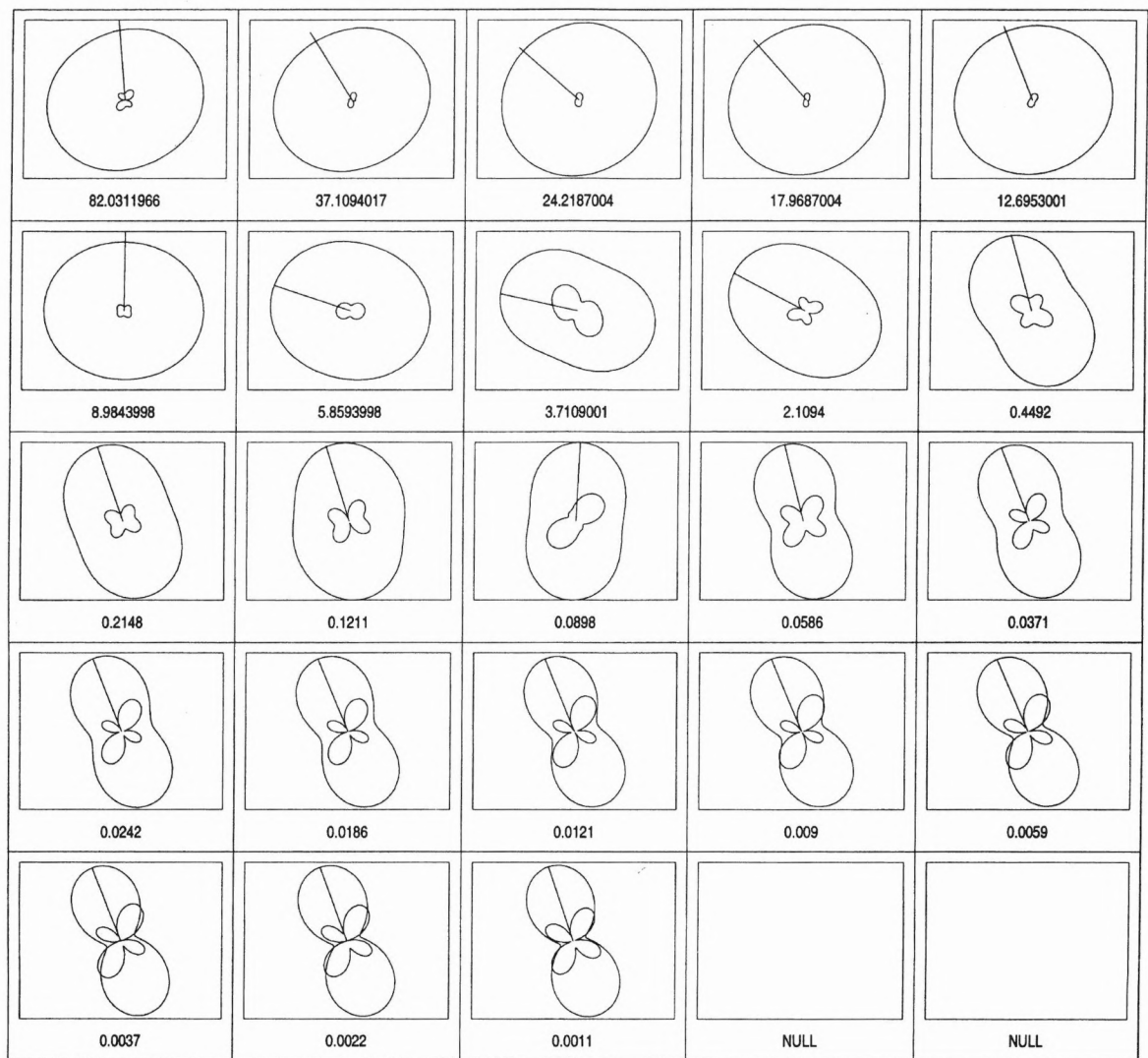
14. ábra. A Dunántúli-középhegységben mért Wiese indukciós vektorok [WALLNER 1977] és a berhida szelvény. (A tippereket l. a 12. ábrán)

Fig. 14. Wiese induction vectors (arrows) measured in the Transdanubian Central Range [WALLNER 1977]. The Berhida profile is also shown (see tippers in Fig. 12)



15. ábra. A Kárpát-anomáliában észlelt indukciós vektoroknak a jólvezető test csapásirányába fordulása az északi és déli irányítottág megváltozásakor. A felső ábra a Kárpát-anomáliát mutatja, az alsó ábra annak felnagyított nyugati részre

Fig. 15. The Wiese induction vectors in the area of the Carpathian Conductivity Anomaly turning into the strike of the anomaly between the north- and southwarded vectors. The upper figure shows the Carpathian anomaly, the lower one is its western part



16. ábra. Z_{xy} és Z_{xx} polárdiagramok a berhidai szelvény 05 pontján

Fig. 16. Z_{xy} and Z_{xx} polardiagrams at the site 05 on the Berhida profile

5. Következtetések

Berhida (és Várpalota) mellett ÉK-i és ÉNy-i irányú gravitációs izovonalak lefutásából következtetve a hosszanti és haránttörések átmetsződésében háromdimenziós gravitációs minimum és ez alatt jólvezető szerkezet(ek) (dike) alakul ki központosan a 05 magnetotellurikus pontnál (1. ábra).

Ez a jólvezető dike a 05 magnetotellurikus pont alatt jön legközelebb a felszínhez a Rhomin görbék szerint, majd látszólag elmélyül a szomszédos pontokban (E polarizációs oldalhatás következtében). A Rhomin iránya ÉK-DNy, tehát a jellegzetes középhegységi oldaleltolódások iránya (l. pl. a 05 pont polárdiagramjait a 16. ábrán). A jólvezető dike magjában a fajlagos ellenállás $1 \Omega\text{m}$ -nél is kisebb lehet. E kis ellenállás magyarázatára korábbi [ÁDÁM 1971] feltevésünkkel összhangban a paleozoós grafitos palából származóan a törésben akumulálódott grafitot és folyadékot tételezünk fel. E feltevés igazolása végett utalunk a saját Gail-völgyi méréseinkre [ÁDÁM et al. 1990], ahol a paleozoós „Altkristallin” igen kis ellenállású grafitos fekete pala dike-jait felszíni kibúvásban is megtaláltuk, továbbá a

német KTB fúrás magmintáinak elemzése és a fúrás körül végzett MT mérések [EISEL, HAAK 1999] közötti összhangra a jólvezető képződmények grafitos eredetére vonatkozóan. A kis nyírási szilárdságú (kis viszkozitású) és a törésekben akumulálódott [HJELT 1990] grafitnak és a kísérő folyadéknak tulajdonítjuk a ZSÍROS [1985] által a Dunántúli Vezetőképeség-anomália területén észlelt nagyobb szeizmikus csillapítást. Ennek meghatározó szerepe lehet a földrengések mechanizmusában [ÁDÁM 1994].

ZSÍROS magnitúdó- és intenzitástérképe (2. és 3. ábra) alapján a berhidai földrengés a jólvezető dike Ny-i peremén, tehát a nagyobb ellenállású, feltehetően ridegebb részén pattant ki megvezetve a grafit/folyadék tartalmú törés (törések átmetsződése) mint képlékenyebb, kis viszkozitású anyag által.

Befejezésül — a nagy hasonlóság kedvéért — idézzük FELDMAN et al.-nak a Bajkál-hegység területén szerzett MT tapasztalatait [1998]: „A keskeny jólvezető árkokban lévő $\sim 0,1 \Omega\text{m}$ fajlagos ellenállású karbon tartalmú kőzetek 6–9 km-ig lenyúlva megfelelnek az idős zöldpala övek gyökérzetének. A földrengések nagy része e területen ép-

Köszönetnyilvánítás

Köszönet illeti elsősorban VARGA Gézát és MADARASI Andrást (ELGI), akik a közös OTKA-támogatás keretében a magnetotellurikus méréseket és az első adatfeldolgozást elvégezték. A szerzők remélik, hogy e tanulmánnyal bizonyos értelmezési kérdéseket sikerül tisztázni, amelyekben a lektorálást végző TAKÁCS Ernő és VERŐ József professzorokra is támaszkodhattak, ezért hálás köszönetet mondanak. A berhidai földrendégek térképeiért ZSÍROS Tibor kollégánkat illeti köszönet, SZEIDOVITZ Győző tanácsait is értékelve. A kutatásokat az OTKA T14882 sz. támogatása (mérések) és a T029443 sz. támogatása (adatfeldolgozás, értelmezés) tette lehetővé. A 3-D szerkezetek és azok rendszerének további tanulmányozása mind hálóban történő mérésrel, mind az inverziós programok kidolgozásával segítheti a felvetett kérdések teljesebb tisztázását.

HIVATKOZÁSOK

- ÁDÁM A. 1971: A paleozoós grafitos képződmények meghatározása magnetotellurikus módszerrel elektromos árnyékoló rétegek alatt a Magyar Medencében és néhány genetikai következtetés. MTA X. Osztályának Közleményei, **1–4**, 297–308
- ÁDÁM A. 1981: Statistische Zusammenhänge zwischen elektrischer Leitfähigkeitsverteilung und Bruchtektonik in Transdanubien (Westungarn). Acta Geod. Geoph. Mont. Hung. **16**, 97–113
- ÁDÁM A. 1994: Is there any relation between the earthquakes and graphitic conductors in the upper crust? A hypothesis. Acta Geod. Geoph. Hung. **29**, 149–159
- ÁDÁM A. 1996: Regional magnetotelluric (MT) anisotropy in the Pannonian Basin (Hungary). Acta Geod. Geoph. Hung. **31**, 191–216
- ÁDÁM A., DUMA G., HORVÁTH J. 1990: A new approach to the electrical conductivity anomalies in the Drauzug–Bakony geological unit. Phys. Earth Planet. Inter. **60**, 155–162
- ÁDÁM A., NAGY Z., VARGA G. 1987: Presence of highly conductive formations within the Pre-Austrian Basement. Map 1:1 000 000 (ELGI, GKV, GGKI adatai alapján). Kézirat
- ÁDÁM A., VARGA G. 1990: Distortions of electromagnetic field by shallow basins and by resistive outcrops. Phys. Earth Planet. Int. **60**, 80–88
- ARORA B. R., ÁDÁM A. 1992: Anomalous directional behaviour of induction arrows above elongated conductive structures and its possible causes. Phys. Earth Planet. Int. **74**, 183–190
- BONDÁR I. 1994: Hypocenter determination of local earthquakes using genetic algorithm. Acta Geod. Geoph. Hung. **29**, 39–56
- EISEL M., HAAK V. 1999: Macro-anisotropy of the electrical conductivity of the crust: a magnetotelluric study of the German Continental Deep Drilling site (KTB). Geophys. J. Int. **136**, 109–122
- FELDMAN I. S., OKULESSKY B. A., SHPAK I. P. 1998: Deep geoelectric structure of the Baikal Mountain area. Abstract 9.8~p in the Book of Abstracts, 14th Workshop on Electromagnetic induction in the Earth, Sinaia, August 1998
- HJELT S. E. 1990: 10th Workshop on Electromagnetic induction in the Earth, Report on the 10th Induction Workshop, Aug. 22–29, 1990, Ensenada
- JANKOWSKI J., PETR V., PEČOVÁ J., PRAUS I. 1984: Geoelectric anomaly in the Czechoslovak–Polish section of the Carpathians on the basis of geomagnetic and magnetotelluric soundings. Acta Geod. Geoph. Mont. Hung. **19**, 81–91
- JONES A. G., GROOM W. W. 1993: Strike-angle determination from the magnetotelluric impedance tensor in the presence of noise and local distortion: rotate at your peril! Geophys. J. Int. **113**, 524–534
- MADARASI A., VARGA G. 1999: Jelentés a T014882. sz. OTKA-téma keretében Berhida környékén végzett MT mérésekről. ELGI, kézirat
- MEISSNER R. 1986: The continental crust. A geophysical approach. International Geophysics Series **34**, Academic Press, New York
- ROKITYANSKY I. I., INGEROV A. I. 1998: Conductive structure of Ukrainian Carpathians from EM observations. Abstract 9.34~p in the Book of Abstracts, 14th Workshop on Electromagnetic induction in the Earth, Sinaia, August 1998
- SPICHAK V. V. 1999: Magnetotelluric fields in three-dimensional geoelectric models. Moscow, Scientific World, 204 p. (oroszul)
- TÓTH L., MÓNUS P., ZSÍROS T. 1989: The Berhida (Hungary) earthquake of 1985. Gerlands Beitr. Geophys. **98**, 312–321
- WALLNER Á. 1977: The main features of the induction arrows in the area of the Transdanubian conductivity anomaly. Acta Geod. Geoph. Mont. Hung. **12**, 145–150
- VARGA G. 1979: Földtani alapszelvények vizsgálata. I. Jelentés a tellurikus és magnetotellurikus 1979. évi mérésekről. ELGI jelentés. ELGI adattár, kézirat, 10 oldal
- WANNAMAKER P. E., HOHMANN G. W., WARD S. H. 1984: Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered earths. Geophysics, **49**, 9, 1517–1533
- ZSÍROS T. 1985: An estimation of seismic hazard in Hungary. Gerlands Beitr. Geophys. **94**, 111–122
- ZSÍROS T., MÓNUS P., TÓTH L. 1990: Computer estimation of intensities the Berhida, Hungary earthquake. PAGEOPH **132**, 533–543