

## A GEOELEKTROMOS ÉS SZEIZMIKUS REFLEXIÓS MÉRÉSI ADATOK EGYÜTTES ELEMZÉSÉNEK LEHETŐSÉGEI AZ ÉSZAKALFÖLDI MEDENCETERÜLETEN

NAGY ZOLTÁN

Z. NAGY

THE POSSIBILITIES OF A COMMON ANALYSIS OF GEOELECTRIC AND SEISMIC  
REFLEXION DATA IN THE BASIN AREA OF THE NORTHERN HUNGARIAN PLAIN

In the result of his earlier investigations, the author obtained certain relations between the electrical conductivity of the sedimentary complex and the variations of the thickness of sediments, for cases of different model types.

According to further investigations, analysis of the correlational connections between the conductivity-values of the telluric anomalies and the depth data of maps constructed from seismic reflexion surveys makes — for certain basin types — a delineation of basin parts with different geological structure possible.

The possibilities of the method discussed are tested on an actual example of the basin area of the northern Hungarian Plain, where the basin floor is constituted by Mesozoic rocks. By earlier seismic and telluric surveys in this area, the most important structural features of the sedimentary complex have been cleared already. Questions of detail, related to the perspectives of prospecting for hydrocarbons, however, such as the determination of the extension, resp. of the thickness variations of Miocene volcanic formations, e.g. — could not be answered unambiguously. A subsequent common analysis of the survey results, however, contributes to the solution of such problems, too.

З. НАДЬ

ВОЗМОЖНОСТИ КОМПЛЕКСНОГО АНАЛИЗА ДАННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ И  
ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ В БАСЕЙНЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВЕНГЕРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

В результате проведенных исследований были найдены зависимости между электрической проводимостью толщи осадочных отложений и изменением их мощности для различных типов моделей геологического строения.

Дальнейшие исследования показали, что в бассейнах определенного типа существует корреляционная связь величин электрической проводимости выявленных методом ТТ аномалий с глубинами, полученными сейсмическим методом отраженных волн, причем эта связь позволяет разделить участки бассейна с различным геологическим строением.

В настоящей работе возможности предлагаемого метода рассматриваются на конкретном примере бассейна северной части Венгерской низменности с мезозойским основанием. Ранее проведенными здесь сейсморазведочными работами и методом ТТ были выяснены основные структурные формы строения толщи осадочных отложений. Однако эти работы не дали однозначного ответа на такие частные вопросы, связанные с перспективами разведки на углеводороды, как напр. вопрос об определении развития миоценовых отложений вулканического происхождения и изменения их мощности. Дополнительный анализ полученных результатов способствует решению подобных проблем.

Korábban már ismertetett vizsgálataink (NAGY Z., 1966) kimutatták, hogy a nagyellenállású medencealjzatra települt üledékek összegezett hosszirányú vezetőképessége és az aljzat települési mélysége között lineáris függvénykapcsolat van. A lineáris függvény paraméterei (a meredekség és a tengelymetszet)

az üledékes összlet rétegeinek dőlésétől és a kőzetek fajlagos ellenállásától függenek. Ez a függvénykapcsolat tehát lehetőséget ad arra, hogy egy területen a medencefelépítés változását, vagyis a kőzetösszetétel, ill. diszkordanciaviszonyok regionális változását, már a felszíni mérések eredményeiből előre jelezhessük.

Az említett vizsgálatok dőlésirányú szelvényekre vonatkoztak, s ez a problémát egyszerűsítette. A gyakorlat azonban mindig bonyolult és a kiértékelő, aki a legjobb értelmezésre törekszik, bizonyos kérdésekre sokszor nem tud egyértelmű megoldást találni. Különösen problematikus olyan esetek egzakt tárgyalása, amikor a tellurikus mérésekből átszámított vezetőképességtérképen látszólag az aljzat morfológiája tükröződik. Egyes anomáliák mégis kvalitatíve az üledékes összletben kimutatott szerkezetekkel hozhatók korrelációba és az összetartozó szeizmikus, illetve tellurikus anomáliák szélső értékei (pl. maximum) nem azonos helyen, hanem kisebb eltolódással jelentkeznek.

A geoelektromos és szeizmikus eredmények együttes értelmezése általában mindig felveti a következő kérdéseket.

1. A geoelektromos méréseknek van-e az adott területen egyértelmű vezérszintje és ez a vezérszint geológiailag azonos-e a terület különböző részein; tartalmaz-e a geoelektromos térkép összetett hatásokat?

2. A nagyellenállású aljzat felett az üledékes összlet tartalmaz-e olyan formációt, amely másodlagos vezérszint lehet és árnyékolhatja az aljzat hatását?

Ezekből következik az az alapvető probléma, hogy a geoelektromos mérések eredményeiből az aljzat morfológiájának és mélységének meghatározásán kívül, milyen további geológiai következtetés vonható le.

A válaszhoz néhány elvi megfontolás szükséges.

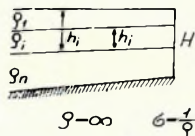
Ismeretes, hogy az ún,  $S$  periódus időintervallumhoz tartozó tellurikus térváltozásokból szerkesztett izoareatérkép a magnetotellurikus mérések adataival olyan anomáliatérképpé számítható át, amely a diszkontinuitások zónáit kivéve, jó közelítéssel a medencealjatot fedő üledék eredő vezetőképességének változását ábrázolja. A térkép egy pontjára vonatkozóan a vezetőképességet az 1. ábra és az (1) egyenlet adja meg.\* Ebből kifejezhetjük a tellurikus anomáliákat, az aljzat mélységét és az üledékben levő határfelület mélységét leíró  $S(x, y)$ ,  $H(x, y)$  és  $h(x, y)$  függvények kapcsolatát. Feltételezzük, hogy egy rétegen belül a fajlagos vezetőképesség nem változik. Két rétegnél (ill. általánosan „ $n$ ” számú rétegnél) a vezetőképességet leíró függvényt az 1. ábra (2) és (3) egyenlete írja le.

Vizsgálatunk alapvető kérdéseire olyan módon válaszolhatunk, ha meghatározzuk, hogy a medencealjat tetszőleges mélységanomáliája, ill. az ennek megfelelő szerkezeti forma milyen módon jelentkezik a tellurikus anomáliaképpen a fedőüledék adott modelljénél. Meghatározzuk egyúttal, hogy az üledékes összletben levő  $h(x, y)$  mélységfüggvénnyel megadott réteghatár mélységváltozásai milyen anomáliákat okoznak.

A probléma egzakt tárgyalására a kétváltozós függvények gradiens függvénye használható. A kétváltozós függvénynek megfelelő felület meghatározásá-

\* A bázisállomáson végzett  $MT$  mérés adatainak felhasználásával, a mérőállomás  $a, b, c, d$ , relatív tellurikus tenzorkomponenseiből a bázis vezetőképesség tenzorának hatása kivonható (OKGTSZKŰ E-10 sz. jelentés). A  $E$  polarizációnak megfelelő adatokból (*Fergicevszkij* szóbeli közlése szerint) inhomogén esetben is jó közelítéssel meghatározható a  $S$  értéke.

Az üledék eredő vezetőképessége:



$$S = \sum \frac{\rho_i h_i}{\rho_1} = \sum h_i \sigma_i = H \bar{\sigma} \quad 1$$

S térkép kétréteges esetben:

$$S(x,y) = \sigma H(x,y) \quad 2$$

S(x,y) térkép n. réteges esetben:

$$S(x,y) = \sum \sigma_i h_i(x,y) = \sum \sigma_i h_i(x,y) + \sigma_n H(x,y) \quad 3$$

Gradiens térkép kétréteges esetre:

$$\text{grad } \bar{S}(x,y) = \sigma \text{ grad } H(x,y) \quad 4$$

$$\text{grad } S = \frac{\partial S}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial S}{\partial y} \vec{j} = \sigma \left( \frac{\partial H}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial H}{\partial y} \vec{j} \right)$$

$$\alpha = \frac{|\text{grad } S|}{|\text{grad } H|} = \sigma \quad 5$$

1. ábra

Fig. 1

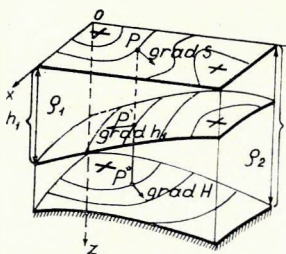
Фиг. 1.

hoz a felület minden pontján ismernünk kell a gradiensvektor irányát és abszolút értékét meghatározó érintő sík dőlésirányát és a dőlésszög értékét.

Két rétegnél a gradiens függvényt az 1. ábra (4) és (5) egyenlete adja. Ezzel azt is meghatároztuk, hogy mi a feltétele annak, hogy a tellurikus anomáliaképpen csak a medencealjzat hatása jelentkezzen. Mivel a két gradiens csak egy skalár szorzóban tér el, ez azt jelenti, hogy irányuk minden pontban azonos és a két gradiens abszolút értékének hányadosa ( $\alpha$ ) konstans (1. ábra).

A két térkép ilyenkor skaláris úton átszámítható és így anomáliaképpük formálisan is egyezik.

A gradiensképzést tetszőleges számú réteghatárra is levezethetjük. Vizsgáljuk a 2. ábrán látható háromréteges modellt. Itt a medencealjzat felszíne és



Az eredő vezetőképesség:

$$S(x,y) = \sigma_1 h_1(x,y) + \sigma_2 [H(x,y) - h_1(x,y)] \quad 6$$

$$\mu = \frac{\sigma_2}{\sigma_1} = \frac{\sigma_1}{\sigma_2}$$

$$S(x,y) = \sigma_2 H(x,y) + \sigma_2 [\mu - 1] h_1(x,y) \quad 7$$

A gradiens függvény: 8

$$\text{grad } S(x,y) = \sigma_2 \text{ grad } H(x,y) + \sigma_2 [\mu - 1] \text{ grad } h_1(x,y)$$

Ha  $\text{grad } H(x,y) = \text{grad } h_1(x,y)$ , akkor:

$$\alpha = \frac{|\text{grad } S|}{|\text{grad } H|} = \mu \sigma_2 = \sigma_1 \quad 8A$$

2. ábra

Fig. 2

Фиг. 2.

az üledékben lévő határfelület egymáshoz viszonyítva tetszőleges dőlésirányt és dőlésszöget vehet fel. Az összegzett hatások révén a tellurikus  $S(x, y)$  anomáliaképpen domináns és lokális hatások alakulhatnak ki és kedvezőtlen esetben egymás hatását le is ronthatják. A 2. ábra a (6) és (7) egyenlete a modellre vonatkozó vezetőképesség függvényt, a (8) formula a gradiens függvényt írja le.

Ha az üledékes összetetben levő határfelület az aljzattal párhuzamos, akkor az anomáliaképpen torzító hatása nincs és (8) szerint az olyan réteg, amelynek vastagsága nem változik, anomáliát nem okoz.

Ha a fedőüledékben levő határfelület dőlésiránya mindenütt megegyezik az aljzatéval, de a dőlésszögek nagysága különbözik, a két gradiens hányadosát a 3. ábra (8/b) egyenlete mutatja.\*\*

$$\begin{aligned}
 & \text{Ha } \text{grad } h_1(x, y) = K \text{ grad } H(x, y) \text{ akkor} \\
 & \alpha = \frac{|\text{grad } S|}{|\text{grad } H|} = \epsilon_2 [1 + K(\mu - 1)] \quad 8B \\
 & \vec{V} = \text{grad } S \quad \vec{V} = R(\vec{r}) \quad \vec{r} = p(\vec{r}) + q(\vec{r}) \quad 9 \\
 & \vec{V} = \text{grad } S = \epsilon_2 \left[ \frac{\partial H}{\partial x} + (\mu - 1) \frac{\partial h_1}{\partial x} \right] \vec{i} + \epsilon_2 \left[ \frac{\partial H}{\partial y} + (\mu - 1) \frac{\partial h_1}{\partial y} \right] \vec{j} \\
 & \vec{r} = \text{grad } H + (\mu - 1) \text{grad } h_1; \quad p = \epsilon_2 \left[ \frac{\partial H}{\partial x} + (\mu - 1) \frac{\partial h_1}{\partial x} \right] \quad 10 \\
 & \quad \quad \quad q = \epsilon_2 \left[ \frac{\partial H}{\partial y} + (\mu - 1) \frac{\partial h_1}{\partial y} \right] \\
 & \frac{d\vec{V}}{dr} = \{D\} \begin{bmatrix} \frac{\partial p}{\partial x} & \frac{\partial p}{\partial y} \\ \frac{\partial q}{\partial x} & \frac{\partial q}{\partial y} \end{bmatrix} \quad \{D\} = \epsilon_2 \begin{bmatrix} H_{xx} + (\mu - 1)h_{xx} & H_{xy} + (\mu - 1)h_{xy} \\ H_{yx} + (\mu - 1)h_{yx} & H_{yy} + (\mu - 1)h_{yy} \end{bmatrix} \\
 & \quad \quad \quad 11 \quad \quad \quad 12
 \end{aligned}$$

3. ábra

Fig. 3

Фиг. 3.

Kérdés, hogy általános esetben az egyes hatók milyen mértékben befolyásolják a vezetőképesség-anomáliák kialakulását? Ezt úgy vizsgálhatjuk meg, hogy meghatározzuk valamely  $P(x, y)$  pontban a tellurikus anomália gradiens függvényének változását, akkor, ha változik a határfelületek dőlése ill. mélységgradiense.

Az általános esetet leíró (8) formula egy vektor-vektor függvény, amelyet a 3. ábra (9) egyenletével megfelelő szimbolikus alakban írhatunk fel. A szimbólumok kifejezését háromrétegre a (10) képlet adja meg.

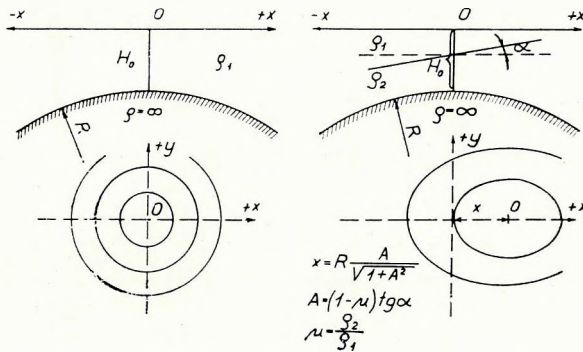
A vektor-vektor függvény keresett megváltozását – a változó gradiensek függvényében – a vektoranalízisből ismert derivált tenzor fejezi ki, amelyet a (11) formulával adott mátrixal írhatunk le, a derivált tenzor mátrixát viszont a (12) formula adja meg, ahol  $H_{xx}$  stb. az indexeknek megfelelő parciális differenciálhányadosokat jelenti. Konkrét modell vizsgálatánál, ha megadjuk az

\*\* Ha a képletben szereplő „K” tényező kicsiny, akkor az anomáliaképpen az aljzat morfológiája dominál vagyis a tellurikus térkép ellenálláskorrekció nélkül is – közelítően – megadja az aljzat mélység változását.

egyres rétegekre jellemző adatokat és azokat változtatjuk, a fentiek alapján a derivált tenzor komponenseiből kiszámíthatjuk a grad  $S$  megváltozására jellemző  $dV$  vektort. Ennek segítségével meghatározhatjuk az  $S$  anomália változását, azaz az izovonalak menetét.

Ilymódon elméleti úton vizsgálhatjuk, hogy a medencefelépítés valamely változása (pl. diszkordanciaviszonyok változása, vagy eltérő fajlagos ellenállású kőzetösszlet megjelenése ill. kimaradása) jelentkezik-e a tellurikus anomáliaképbén és az okozott hatás milyen mértékű?

A 4. ábrán látható göbbsüveg alakú  $\rho_{\infty}$  szint szabályos, koncentrikus körökből álló anomáliaképbét az aljzat felett települt monoklinális fedőréteg nemcsak formailag torzítja elliptikussá, hanem a záródó anomália szélső értéke (maximuma) helyileg is elmozdul a képlettel megadott mértékben.



4. ábra

Fig. 4

Фиг. 4.

A (12) formulából azonban az is kiolvasható, hogy az aljzat hatását számottevően csak olyan ható befolyásolhatja, amelynél  $\mu$  értéke az egységtől lényegesen eltér és ahol grad  $H < \operatorname{grad} h$ .

A gyakorlat számára néhány alkalmazási módot javasolhatunk:

1. A szeizmikus mérések a mai korszerű műszerezettséggel lehetővé teszik, hogy üledékes összlet különböző réteghatár felületeire és esetleg a medencealjzatra is a gradiens függvényterképeket megszerkesszük. Geoelektromos mérésekkel meghatározhatjuk a vezetőképességtérképet, amelyből ugyancsak elkészíthető az üledék és az aljzat hatását (bizonyos paraméterek mellett) tartalmazó gradienstérkép.

Adott bázisontról kiindulva (ilyen pl. egy medencealjzatot ért fúrás) a bázisra vonatkozó vezetőképességadatokkal és a szeizmikus adatokból meghatározott gradiensekkel elkészíthető a területre vonatkozó szintetikus vezetőképességgradiens és vezetőképesség anomáliatérkép. A szintetikus- és a gyakorlatban mért adatokból szerkesztett térképek hibahatárt meghaladó eltéréseit elsősorban az okozza, hogy a rétegek fajlagos ellenállása nagyobb területre nem állandó.

A  $\mu$  paraméter változtatásával a szintetikus térképek addig változtathatók, amíg a mért adatoktól való eltérés minimálissá válik. Ezzel meghatározható a  $\mu$  paraméter laterális változása, amely geológiai értelmezésre ad lehetőséget, tekintettel arra, hogy a fajlagos ellenállás a kőzetösszetétel függvénye.

2. Előfordulhat, hogy csupán a medencealjzatra vonatkozó szeizmikus térképünk van. Ilyenkor a medencealjzat hatását levonhatjuk a vezetőképességtérképből; a maradékhatások az üledékes összlet szerkezeti, vagy kőzetösszetételében történt változásait jelzik.

3. Ha egy területen megbízható medencealjzattérkép nem adható meg, de az üledékes összlet dőlésviszonyai ismertek, és fennáll annak a lehetősége, hogy az üledékes összletben másodrendű vezérszint létezik, akkor a szeizmikus mélységgradiensek és a geoelektromos vezetőképességgradiensek közötti összefüggés vizsgálatával, egy nagyobb fajlagos ellenállású összlet előfordulásának, vagy kivastagodásának területét körvonalazhatjuk, így pl. az északalföldi medence terület egy részén (geofizikai mérésekből készült anomáliatérképek felhasználásával).

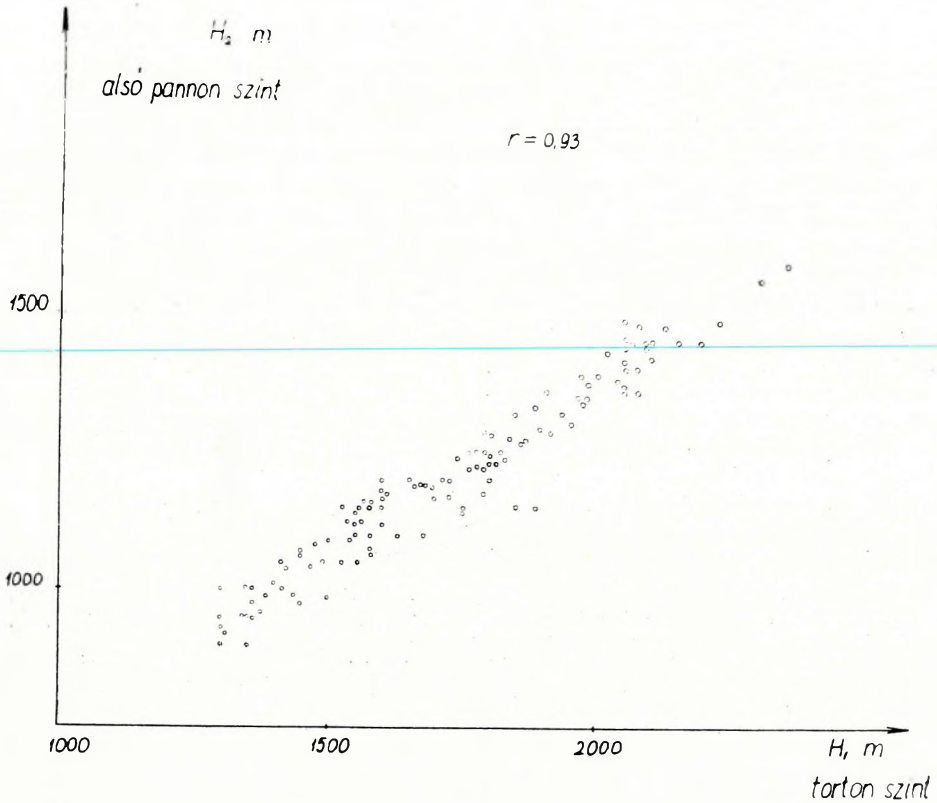
Az északalföldi medenceterület kutatásánál az egyik fő problémát a vulkáni képződmények meghatározása jelentette. Ilyen probléma volt még a Polgár-tiszavasvári területen is, ahol a kevésszámú fúrás miatt e képződmények elterjedéséről és vastagságáról csak hiányos adataink vannak. Ezen a területen a miocén és a pannon rétegtörzsek dőlésviszonyaira jellemző szeizmikus mélységtérképek látszatra alaki hasonlóságot mutatnak a tellurikus mérésekből készült vezetőképességtérképpel (ahol a tellurikus mérések vezérszintje valószínűleg az üledékben keresendő, viszont a terület K-i részén, ill. annak szomszédságában végzett refrakciós mérések eredményei szerint, a 6000 m/sec határsebességgel jellemzett medencealjzat felszínének mélységváltozásait is a tellurikus anomália kép tükrözi jól (látszatra a medencealjzat jelenti a vezérszintet)).

Kvalitatív interpretációval nem dönthető el, hogy ez a kettőség összetett hatások eredménye-e, vagy csak az aljzat és az üledékes rétegek konkordáns települése miatt látszólagos.

A tapasztalat szerint ezen a területen a vulkáni kőzetek közül inkább az andezithatók okoznak számottevő mágneses anomáliát. A riolit tufáknak sokszor nincs mágneses hatása. Ezért a vulkáni összletek elterjedése a mágneses térképek alapján nem válaszolható meg egyértelműen. A kérdés vizsgálatában az előzőekben vázolt vezetőképességgradiensek vizsgálata lehet segítségünkre. A terület néhány pontjáról származó geofizikai és fúrási adat szerint a vulkáni képződmények nagy ellenállásúak és a vulkáni összlet a felszín alatt 1400 – 1600 m mélységben található.

Sem a fúrási adatok, sem a vertikális szondázás adatai nem tudták meghatározni ennek a nagy fajlagos ellenállású vulkáni összletnek vastagságát és valódi ellenállását. Kérdés, hogy a tellurikus térkép anomáliáit ez a képződmény okozza-e, vagy csak a  $\rho_{\infty}$  ellenállásának tekintett és nagyobb mélységben települt aljzat hatásához hozzáadódott anomáliát okoz-e?

A miocén és a pannon szintekről készített szeizmikus térképek a terület legnagyobb részén konformisak. A konformitást az 5. ábra is mutatja, amelyen a tellurikus mérési pontok helyén kiolvasott, különböző szintekhez tartozó szeizmikus mélységadatokat összefüggését grafikus formában láthatjuk. A függvény „x” tengelyén a torton, az „y” tengelyén az alsó pannóniai szint mélységét



5. ábra

Fig. 5

Фиг. 5.

tüntettük fel. Az összefüggést kis szórással egy egyenes ábrázolja. Feltételezhetjük, hogy a torton szintről készített térkép a terület azon részein, ahol a vulkáni képződmények megtalálhatók, a felszín morfológiáját tükrözi, vagy legalábbis azzal kis távolságban párhuzamosan halad.

Ha feltevésünk helyes, akkor azokon a területrészeken ahol ez a terület a geoelektromos mérések vezérszintjét képezi a szeizmikus mélységtérkép és a tellurikus térkép azonos pontjaiban számított gradiensek párhuzamosak lesznek. A vektorok abszolút értékének hányadosa számszerűen a vezérszint felett települt közeg átlagos fajlagos vezetőképességével egyezik.

A terület azon részein, ahol a vektorok kis szöget zárnak be, de abszolút értékük hányadosa eltér a mondott értéktől, ott a felület nem jelent elsődleges geoelektromos vezérszintet, csak az eredő hatás kialakításában vesz részt. Ahol a vektorok nagy szöget zárnak be, esetleg ellentétes értelműek és a hányadosuk szórt értékhalmozatot képez, ott a felületet nem hozhatjuk kapcsolatba a tellurikus anomáliát okozó hatókkal. A 6. ábrán (NME Geofizikai Tanszék mérései-



6. ábra  
Fig. 6  
Фиг. 6.

ből  $A^{-1}$  értékre átszámítva) a Polgár-tiszavasvári terület tellurikus anomáliaterképét látjuk. A számított gradiensvektorok által bezárt szögérték eloszlását feltüntető zónák határát vastag, szaggatott vonal jelzi. A szögértékeket az egyes tellurikus mérési pontok helyén meghatározott gradiensekből számítottuk.



A terület Ny-i részén (III. zóna) nagy szögeltérések jelentkeznek ( $50 - 90^\circ$ ). A terület DNy-i részén és D-i peremén (II. zóna) a kis szögeltérések ( $0 - 35^\circ$ ) a szeizmikus felület és a tellurikus anomáliák közötti pozitív kapcsolatra utalnak. A terület K-i és ÉK-i részén gyakorlatilag a vektorok párhuzamosságáról beszélhetünk (I. zóna). Ezen a részen a szeizmikus felület a tellurikus mérés vezérszintjének látszik, vagy azzal legalábbis párhuzamos.

A gradiensek abszolút értékének hányadosa viszont az egész területen nagyobb értéket mutatott, mint a fedőüledékek vertikális szondázásokból várható értéke. Ennek az a magyarázata, hogy a kutatott vulkáni összlet csak másodrendű vezérszintet jelent még ott is, ahol a vektorok párhuzamosak, mivel a vulkáni összlet alatt további kisellenállású és jelentős vastagságú rétegösszlet valószínű.

Ezt a vertikális szondázások közelében végzett magnetotellurikus mérésekkel meghatározott vezetőképességadatok is igazolják, amelyek értéke közel kétszerese annak, amelyet a vertikális szondázások a vulkáni összlet felszínéig adtak.

A vertikális szondázások kis lehatolási mélysége miatt, a vulkáni képződmények fajlagos ellenállását pontosan megállapítani nem lehetett, (csak minimalizálni). Eszerint a  $\rho$  kb. 100 ohmm, megegyezően a hajdunánási fúrás vulkáni képződményeinek fajlagos ellenállásával. A vizsgált területen tehát a vulkáni nagyellenállású összlet a tellurikus mérések számára nem jelent vezérszintet és a korábbi elképzelésekkel ellentétben, a tellurikus módszerrel itt is a nagymélységű medencealjzat morfológiája kutatható. Egyes zónákban számolnunk kell azonban a vulkáni képződmények másodlagos hatásával. A vulkáni összlet jelentősebb megvastagodása a vizsgált területen elsősorban a kis szög tartományok zónájában várható. A terület Ny-i részén ennek valószínűsége kicsi.

Ezzel a példával az eljárásnak csak egyik alkalmazási lehetőségét mutatuk be, de már ebből is látható, hogy a megfelelő részletességgel végzett geoelektromos méréseknek bizonyos részletkérdések eldöntésében hasznos szerepe lehet. Így lehetővé válik, hogy a szeizmikus reflexiós és a geoelektromos módszerek eredményei egy terület földtani felépítésének részletesebb megismerésében egymást kiegészítsék.

#### IRODALOM

- OKGTSzKÜ, 1964: 76. sz. jelentés az 1961 – 1963 években Polgár – Hajdúnánás – Nyíregyháza kutatási területen végzett részletező reflexiós mérésekről.
- OKGTSzKÜ, 1965: 83. sz. jelentés az 1958 – 1962 években a Hajdúszoboszló – Nyírség kutatási területeken végzett refrakciós mérések eredményeiről.
- NAGY Z., 1967: S(H) függvények alkalmazása a geoelektromos és szeizmikus mérések eredményeinek komplex értelmezésében. Magyar Geofizika 8. évf. IV. szám.
- P. Zs. PÁLNÉ – FREY T., 1960: Vektor és tenzoranalízis. Műszaki Könyvkiadó.
- NME GEOFIZIKAI TANSZÉK, 1962: Jelentés a Mezőcsát – Polgár térségében 1961 évben végzett tellurikus mérésekről.
- NME GEOFIZIKAI TANSZÉK, 1963: Jelentés a Tiszavasvári – Nagyhalász térségében 1962. évben végzett tellurikus és magnetotellurikus mérésekről. Miskolc.
- NME GEOFIZIKAI TANSZÉK, 1964: Jelentés a Kisvárdai térségében 1963 évben végzett tellurikus és magnetotellurikus mérésekről. Miskolc.
- POSGAY K., 1967: A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata. Geofizikai Közlemények, 16. kötet, 4. sz.

