

Ellenállás (ρ_{σ}) korrekció alkalmazása a tellurikus mérések értelmezésénél

SZABADVÁRY LÁSZLÓ

Nagymélységű geoelektromos kutatásra Magyarországon jelenleg három mérőmódszert alkalmaznak: a tellurikát, a nagymélységű szondázást és a magnetotellurikát.

Mindhárom módszer azonos fizikai paramétert, a kőzetek elektromos fajlagos ellenállását használja fel földtani adatok nyeresére. Önként felvetődik tehát a gondolat, hogy az egyes módszereket ne külön-külön, hanem együttesen alkalmazzák s az eltérő sajátosságokat használják fel egyrészt pontosabb adatok meghatározására, másrészt a geoelektromos kutatás gazdaságosabbá tételére. Többek között hasznos a tellurika és a mélyszondázás komplex alkalmazása.

Az eljárás gondolatmenete a következő: a tellurikus mérések befejeztével rendelkezésünkre áll az izoarea térkép, az ezen jelentkező anomáliák kapcsolatban állnak az alaphegység mélységével, de torzító tényezőként jelentkezhetik a jól vezető fedőrétegek ellenállásának vízszintes irányú változása; pl. az ellenállás csökkenése ugyanolyan hatást hoz létre, mintha az alaphegység mélyebbre süllyedne; amennyiben az izoarea térkép jellegzetes pontjain mélyszondázást végzünk, a fedőrétegek ellenállásának ismeretében egyértelműen eldönthető, a kérdéses anomáliák mélységváltozás következményei-e, vagy pedig a fedőrétegsor ellenállás inhomogenitásával hozhatók kapcsolatba.

A probléma szabatosabb megoldása, amikor számszerű ellenállás korrekciót végzünk és a fedőrétegek paramétereinek ismeretében határozzuk meg, hogy egy bázisra vagy területi átlagértékre vonatkoztatva milyen hatást okoz a fedőrétegsor vízszintes irányú ellenállás változása, a vizsgált ponton mi lenne a tellurikus area érték, ha ez a változás nem lépne fel. Amennyiben ezt az eljárást az egész izoarea térképre kiterjesztjük, végeredményben olyan korrigált anomália-képet nyerünk, ahol az anomáliák elhelyezkedése csak az alaphegység domborzati viszonyaitól függ, a fedőrétegek hatását elimináltuk.

Az előadás geofizikai modelleken szemlélteti a tellurikus ellenállás (ρ_{σ}) korrekció menetét, megadja a legfontosabb matematikai összefüggéseket két és többreteges felépítés eselére, cilindrikus szerkezeteknél a ρ_{σ} korrekció elvégzése után az area értékből közvetlenül számítható az alaphegység mélysége, más szerkezeteknél viszont szükségesnek látszik a szerkezeti tényező számítás. Az előadás itt megemlíti a felülnézetben körszimmetrikus szerkezeteket, mint olyanokat, melyeknél a mélység-area érték közti formáció függvény leegyszerűsödik, ha ezt a szerkezet középpontján vizsgáljuk.

В настоящее время в Венгрии глубинное геоэлектрическое исследование проводится тремя методами: методом теллурических токов, вертикальным электрическим зондированием и магнитотеллурическим методом.

Для получения геологических сведений в основе каждого из этих методов лежит использование одного и того же физического параметра — удельного электрического сопротивления горных пород. Очевидной является целесообразность комплексного применения этих методов и использования различных их особенностей с одной стороны для получения более точных данных, и с другой стороны — для повышения экономической эффективности электроразведки. Между прочим, полезным представляется комплексирование метода теллурических токов с ВЭЗ.

Соображения, подтверждающие такое заключение сводятся к следующему. В результате проведения работ методом ТТ строится карта изоарей; выделяющиеся на этой карте аномалии связаны с глубиной фундамента, однако искажающим фактором при этом может являться горизонтальное изменение сопротивления хорошо проводящей покровной толщи. Так например, снижением сопротивления вызывается эффект, аналогичный эффекту, обусловленному погружением фундамента. При проведении в характерных пунктах карты вертикального электрического зондирования, получив сведения о сопротивлении покровной толщи, можно однозначно решить вопрос о том, вызваны ли данные аномалии изменением глубины залегания опорного горизонта, или же связаны с неоднородностями сопротивления покровной толщи.

Более точное решение проблемы достигается при введении численных поправок за изменение сопротивления, когда, зная параметры покровной толщи, мы определяем эффект,

вызываемый горизонтальным изменением сопротивления покрывной толщи для одного базисного пункта или для средней по площади величины, с оценкой величины теллурических данных в данном пункте без влияния изменения сопротивления. В случае распространения данного приема на всю карту, в конечном счете получается исправленная карта аномалий, на которой расположение аномалий зависит только от рельефа фундамента и из которой исключено влияние покрывной толщи.

В настоящей работе теллурическая поправка $\rho\sigma$ за сопротивление рассматривается на геофизических моделях и приводятся основные математические зависимости для двухслойной и многослойной среды. При наличии цилиндрических структур, после введения поправки, глубина залегания фундамента вычисляется непосредственно из величин изоареа, однако при других формах структуры необходимым является вычисление фактора формы. Рассматриваются структуры, имеющие — смотря сверху — кругосимметричную форму, как структуры, у которых функция формы „площадь-глубина” упрощается при рассмотрении ее в центре структуры.

Zur geoelektrischen Forschung grösserer Tiefen verwendet man zur Zeit in Ungarn drei Methoden: Tellurik, Tiefensonderung und Magnetotellurik, wobei der spezifische Widerstand der Gesteine zur Interpretation benutzt wird. Vom Standpunkte der Ökonomie empfiehlt es sich Tellurik und Tiefensonderung gemeinsam anwenden.

Obwohl die tellurischen Messungen uns die isoareale Karte liefern, wo die Anomalien mit der Tiefe des Grundgebirges in Verbindung stehen, jedoch die horizontale Änderung in den Deckschichten von kleinem Widerstand kann die Deutung der Aufnahme beträchtlich stören. Die Verminderung des Widerstandes erweckt z. B. den Anschein, als ob das Grundgebirge tiefer liege. Eine Tiefensonderung kann aber auf den charakteristischen Punkten der Karte die wirkliche Situation klarstellen.

Es wäre also eine präzisere Lösung des Problems, im Kenntnisse der Parameter der Deckschichten die isoarealen Werte mit einer Widerstandskorrektion zu verbessern.

Der Vortrag veranschaulicht an einigen Modellen den Gang dieser Korrektion und gibt ihre wichtigsten Formeln für den Fall von zwei und mehreren Schichten an.

Bei einem zylindrischen Aufbau lassen die korrigierten arealen Werte die Tiefe des Grundgebirges unmittelbar berechnen, während bei anderen Strukturen noch die Anwendung eines Formationsfaktors notwendig ist. Als Beispiel wird ein einfacher Fall, nämlich eine im Oberansicht kreissymmetrische Struktur gezeigt.

Nagymélységű geoelektromos kutatásra Magyarországon egyre elterjedtebben alkalmazzák a tellurikát és a geoelektromos ellenállásmérést, ez utóbbin belül leginkább a dipol ekvatoriális szondázást. Mindkét módszer azonos fizikai paramétert, a kőzetek elektromos ellenállását használja fel földtani adatok nyerésére. Önként felvetődik tehát a gondolat, hogy az egyes módszereket ne külön-külön, hanem együttesen alkalmazzák és az eltérő sajátosságokat használják fel egyrészt pontosabb adatok meghatározására, másrészt a geoelektromos kutatás gazdaságosabbá tételére.

A tellurika természetes eredetű kvázistacionér áramteret használ fel a méréseknél és végeredményül olyan izoarea térképet ad, ahol a kvalitatív jellegű anomália-kép alapján következtethetünk a ρ_{∞} szintnek megfelelő paleozoós vagy mezozoós alaphegység domborzatára. A tellurika egyike a legolcsóbb geofizikai kutató módszereknek, segítségével nagy területek gyorsan mérhetők fel. Mélyszondázásnál más a helyzet. Ez a módszer egyenáramú, mesterséges áramtérrel dolgozik. Előbbinél sokszorosan költségesebb eljárás, viszont előnye, hogy kvantitatív adatokat ad. A geoelektromos alaphegység (ρ_{∞} szint) mélységén kívül számszerűen meghatározza a különböző ellenállású fedőrétegek vastagságát és fajlagos ellenállását; ezenkívül megad még egy geoelektromos kutatásnál fontos tényezőt is: mekkora a geoelektromos alaphegységet alkotó kőzetek ellenállása, van-e ez olyan nagy, hogy a jobban vezető fedőrétegekhez viszonyítva az alaphegység gyakorlatilag szigetelőként viselkedjék (ρ_{∞} szintet alkosson).

Mint látjuk a két módszer sok olyan sajátsággal rendelkezik, ami kölcsönösen kiegészíti egymást, pl. hogy csak a legfontosabbakat említsük, a ρ_{∞} szint értelmezése tellurikus méréseknél a szondázás adatai alapján, vagy a szondázás legkedvezőbb terítési irányainak megválasztása az izoarea anomália-kép alapján. Az Eötvös Loránd Geofizikai Intézetben 1961 óta foglalkoznak ezzel a kérdéssel, a kísérletek gondolatmenete röviden az alábbiakban foglalható össze: a tellurikus mérések befejeztével rendelkezésünkre áll az izoarea térkép; az ezen jelentkező anomáliák kapcsolatban állnak az alaphegység mélységével, de torzító tényezőként jelentkezhetik a jól vezető fedőrétegek ellenállásának vízszintes irányú változása, pl. az ellenállás csökkenése ugyanolyan hatást hoz létre, mint ha az alaphegység mélyebbre süllyedne; amennyiben az izoarea térkép jellegzetes pontjain mélyszondázást végzünk, a fedőrétegek ellenállásának ismeretében egyértelműen eldönthető, a kérdéses anomáliák mélységváltozás következményei-e, vagy pedig a fedőrétegsor ellenállás inhomogenitásával hozhatók kapcsolatba.

A probléma szabatosabb megoldása, amikor számszerű ellenállás korrekciót végzünk, és a fedőrétegsor paramétereinek ismeretében határozzuk meg, hogy egy bázisra vagy területi átlagértékre vonatkoztatva milyen hatást okoz a fedőrétegsor vízszintes irányú ellenállás változása, a vizsgált ponton mi lenne a tellurikus area érték, ha ez a változás nem lépne fel. Amennyiben ezt az eljárást az egész izoarea térképre kiterjesztjük, végeredményben olyan korrigált anomália-képet nyerünk, ahol az anomáliák elhelyezkedése csak az alaphegység domborzati viszonyaitól függ, a fedőrétegek hatását elimináltuk.

A kérdés elméleti alapjainak a tisztázása idealizált geofizikai modellek vizsgálatával oldható meg a legjobban, az így kapott, viszonylag egyszerű matematikai összefüggéseket használjuk fel a gyakorlati mérések során is.

Legegyszerűbb példaként vegyünk olyan vízszintesen rétegezett közeget, ahol az aljzat szigetelőként jelentkezik, felette jól vezető réteg helyezkedik el, mely homogén és izotróp (1. ábra). Legyen a fedőréteg vastagsága H , fajlagos ellenállása ρ . Tételezzük fel, hogy M ponton a tellurikus áramvektor (E potenciálgadiens) időben nem változtatja nagyságát (helyesebben: bázis alkalmazásával ezt a feltételt biztosítottuk). Adott időpillanatban folyjon az áram a modell hossz tengelyével párhuzamosan, és az M ponton végzett dipol ekvatoriális (DE) szondázás áramtere is legyen ennek megfelelő irányítottágú. Kérdés, milyen \bar{R} hatótávolságnál ekvivalens a DE szondázás áramtere a tellurikus áramtérrel.

A földtani kutatásban leggyakrabban alkalmazott 20–60 sec periódus-idejű tellurikus pulzációkat jó közelítéssel tekinthetjük olyan kvázistacionér áramlásnak, melyre az Ohm-törvény differenciál alakja alkalmazható, a potenciálgadiens

$$E = i\rho = \rho \frac{I}{H} \quad (1)$$

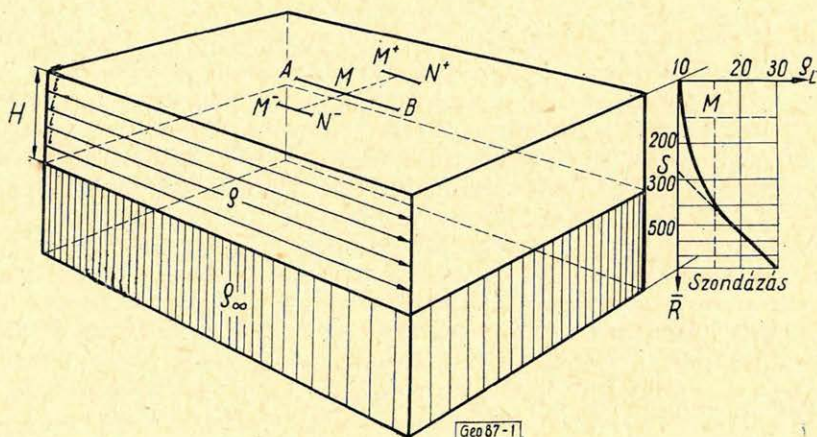
ahol i az áramsűrűség, I pedig az áram összmenyisége. Amikor az M ponton szondázást végzünk, a látszólagos fajlagos ellenállás (ρ_L) mélységbeni változását vizsgáljuk, a mért szondázási görbe (lásd az 1. ábrán) egyenlete

$$\rho_L = \rho \left[1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{\left\{ 1 + 4n^2 \left(\frac{H}{R} \right)^2 \right\}^{3/2}} \right] \quad (2)$$

ahol a görbe végső szakasza aszimptotikusan 45° hajlásszögű egyenessé alakul át; ez utóbbinál fennáll az alábbi egyenlőség

$$\frac{\bar{R}}{\rho_L} = \frac{h}{\rho} = \text{konst} = S \quad (3)$$

ahol S az összegezett hosszirányú vezetőképesség.



1. ábra

Nyilvánvaló, hogy a két áramtér között az ekvivalencia feltétele akkor áll fenn, amikor a Laplace-differenciálegyenlet ρ_L -re megoldott alakja (2) a differenciális Ohm-törvénynek megfelelő formát veszi fel, vagyis a (3) egyenletté $\left(S = \frac{h}{\rho}\right)$ egyszerűsödik. Ilyen esetben

a) az áramvonalak a mérőelektrodák hatókörzetében vízszintesek és párhuzamosak,

b) mélyszondázásnál nincs értelme a potenciálgradiens meghatározásának, helyett dolgozhatunk az összegezett hosszirányú vezetőképesség fogalmával (S), mely független az \bar{R} hatótávolságtól, számszerű értéke csak a fedőréteg vastagságától és fajlagos ellenállásától függ.

M pontra vonatkozóan tehát az (1) és a (3) egyenlet alapján

$$E = \frac{I}{S}$$

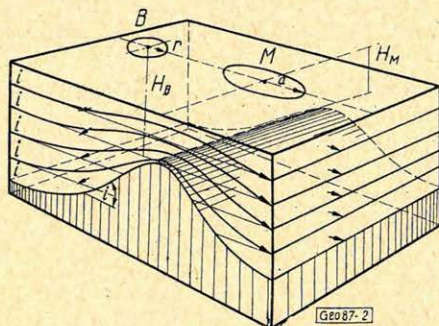
ahol E tellurikus adat, S a szondázási görbe tengelymetszetéből egyszerűen meghatározható, I a tellurikus áramok összmenyisége tetszés szerinti lehet, mivel a tellurikus bázison és M ponton az áram összmenyisége azonos; a bázisra vonatkoztatott mérések esetén tehát I számszerű értékére nem kell tekintettel lennünk

$$\frac{E_B}{E_M} = \frac{S_M}{S_B} \quad (4)$$

ahol E_B és S_B a bázisra, E_M és S_M pedig az M pontra vonatkozó adat.

További lépésként vizsgáljuk meg az áramterek kialakulását olyan cilindrikus szerkezeten, ahol feltételezzük, hogy az antiklinális méretei olyanok, ami dipol ekvatoriális (DE) szondázásnál is biztosítja az ideális feltételeket (a határfelület a szondázás hatótérében vízszintes síklap, dőlt síklap, vagy olyan felület, melynél a kétoldali DE szondázás középérték görbójénél a felület görbültségéből adódó hatás S meghatározását nem befolyásolja). Amennyiben figyelembe vesszük a tellurikus áramok körforgását, cilindrikus szerkezetenél a tellurikus area érték és a potenciál gradiens közti összefüggés lineáris, mint azt Kunetz Géza kimutatta (2. ábra)

$$A^{-1} = \frac{T_B}{T_M} = \frac{r}{a} = \frac{E_B}{E_M}$$



2. ábra. A tellurikus áramtér kialakulása cilindrikus szerkezeten (Kunetz Géza nyomán)

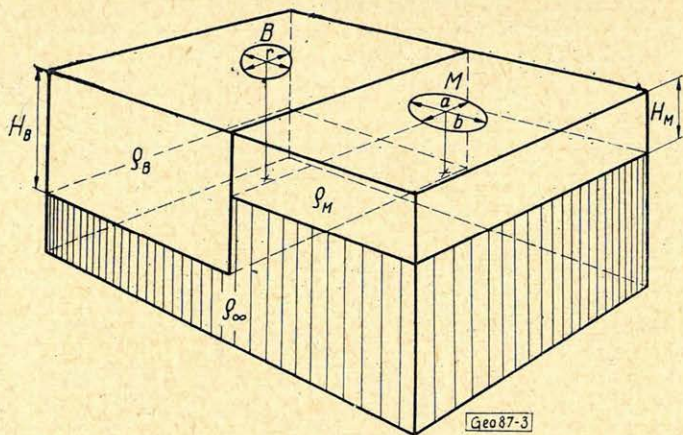
ahol T_B a bázis-kör területe, „ r ” a bázis-kör sugara, T_M az M ponton mért ellipszis területe, „ a ” ennek az ellipszisnek nagy tengelye, E_B és E_M a potenciálgradiens értéke, ha a tellurikus áramok az antiklinális tengelyére merőlegesen folynak. Amennyiben a B és M ponton szondázást végzünk

$$A^{-1} = \frac{E_B}{E_M} = \frac{S_M}{S_B} = \frac{H_M}{H_B} \quad (5)$$

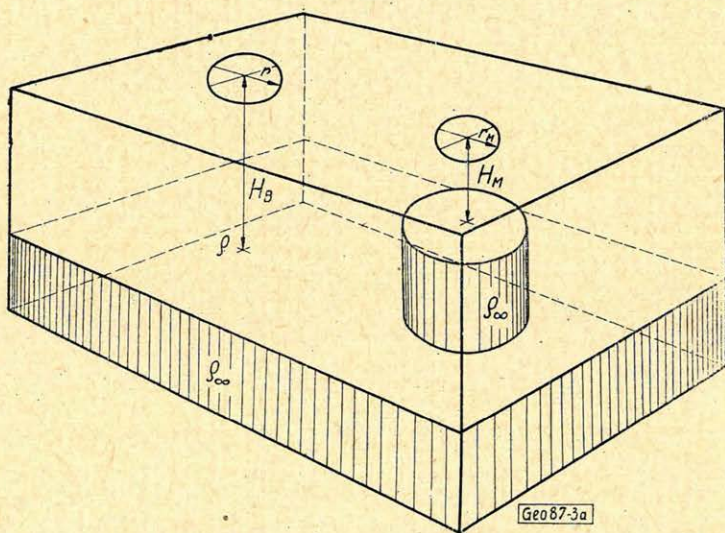
(5) egyenlet érvényes a 3. ábrán bemutatott modellre is, ha a B és M pont egyrészt elegendő közel van a vertikális határfelülethez, és így tellurikus vonatkozásban a vertikális határfelülettel párhuzamosan folyó áramlás esetén a fedőrétegekben (Q_M és Q_B) teljes az „áramkiegyenlítődé”, ugyanakkor a két pont elegendő távol van ahhoz, hogy DE szondázásnál a vertikális határfelület „oldalhatása” gyakorlatilag már ne érvényesüljön. Mivel a két fedőréteg ellenállása eltér egymástól

$$S_B = \frac{H_B}{Q_B}; \quad S_M = \frac{H_M}{Q_M}$$

$$A^{-1} = \frac{E_B}{E_M} = \frac{S_M}{S_B} = \frac{H_M}{H_B} \cdot \frac{Q_B}{Q_M} \quad (6)$$



3. ábra



3a. ábra. Felülnézetben körszimmetrikus szerkezet

(5) és (6) egyenlet figyelembevételével több a gyakorlati kutatás szempontjából is érdekes megállapítás tehető.

a) Amennyiben két pont között a fedőrétegnek nemcsak a vastagsága, hanem fajlagos ellenállása is változik, akkor tellurikus ellenállás korrekció végezhető; ha szondázás segítségével a bázison és egy tetszőleges M ponton meghatározzuk a fedőréteg fajlagos ellenállását (ρ_B és ρ_M) akkor

$$A^{-1} = A_{\sigma}^{-1} \frac{\rho_M}{\rho_B} \quad (7)$$

ahol A^{-1} az M ponton mért area érték, A_{σ}^{-1} pedig a korrigált area érték, amit akkor mérnénk, ha az M ponton a fedőréteg ellenállása a bázissal megegyező lenne.

b) Cilindrikus és a gyakorlatilag ennek megfelelő szerkezeteknél A_{σ}^{-1} ismeretében számítható M ponton ρ_{∞} szint mélysége, ha a bázison ismerjük a mélységet

$$H_M = A_{\sigma}^{-1} H_B \quad (8)$$

c) Nem cilindrikus szerkezeteknél, pl. az 3a ábrán ismertetett felépítésnél, ha M pont a felülnézetben körszimmetrikus formáció középpontja fölött fekszik, s a bázis elegendően messze van a formációtól, az area érték körterületek hányadosából adódik. Emiatt a potenciál gradienssel négyzetes az összefüggés

$$A^{-1} = \frac{T_B}{T_M} = \frac{r^2}{r_M^2} = \frac{E_B^2}{E_M^2}$$

ahol r a báziskör, r_M pedig az M ponton mért kör sugara

$$\frac{E_B}{E_M} = \psi_{\alpha} \sqrt{A^{-1}} = \alpha \frac{H_M}{H_B} \frac{\rho_B}{\rho_M} \quad (9)$$

α itt a formáció átmérőjétől és magasságától függő arányossági tényező.

Általános esetben célszerű a szerkezeti tényező fogalmát bevezetni, vagyis amikor a két ideálisnak tekinthető határeset egyike sem áll fenn (a vizsgált földtani szerkezet sem nem cilindrikus, sem pedig nem felel meg a c) pontban felsorolt feltételnek — nem „körszimmetrikus”)

$$H_M = f \left(A^{-1} \frac{\rho_M}{\rho_B} \right) H_B$$

ahol f szerkezeti tényező nagyságára

$$f(A^{-1}) \neq \frac{E_B}{E_M} = \frac{S_M}{S_B} \quad (10)$$

egyenlőtlenség alapján következtethetünk az azonos ponton végzett tellurikus mérés, valamint mélyszondázás adatainak felhasználásával.

Összefoglalva az elmondottakat: a tellurikus ellenállás korrekció nem választható el a szerkezeti tényező kérdésétől, kivéve azt a kedvező esetet, amikor cilindrikus szerkezetekkel van dolgunk. Ilyenkor az ellenállás korrekció elvégzése után az area értékből közvetlen számítható az alapegység mélysége, ha ezt egyetlen ponton — a tellurikus bázison — ismerjük.

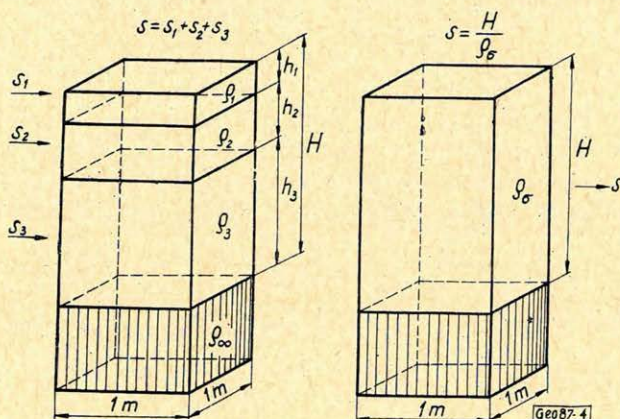
Az eddigiekben olyan modelleket vizsgáltunk, ahol ρ_{∞} szint fölött egyetlen fedőréteg helyezkedett el. Az ellenállás korrekció valamely bonyolultabbá válik, ha több fedőréteggel van dolgunk. Ilyen esetben Hummel-tételéből indulhatunk ki, s ezt alkalmazva a kvázistacionér tellurikus áramtérre, meghatározhatjuk egyetlen olyan geoelektromos réteg ellenállását, ami a fedőrétegsorral egyenértékű, vagyis

- a) vastagsága a fedőrétegsor vastagságával egyenlő,
 b) a geoelektromos réteg felszínén jelentkező potenciál gradiens meg-
 egyezik a fedőrétegsoron mért potenciál gradienssel.

Az elmondottak más szavakkal kifejezve azt jelentik, hogy amennyiben adott ponton eltekintünk a fedőrétegsor vezetőképességének horizontális irányú függőségétől, akkor fenti két feltétel kielégítése esetén egy adott ponton mért tellurikus area érték egyenlő az ezt „elméletileg helyettesítő” ρ_{σ} fajlagos ellenállású réteg felszínén mérhető area értékkel. Eltekintve a matematikai meghatározástól, ρ_{σ} fizikai értelmezését a fedőrétegsor összegezett hosszirányú vezetőképességéből kiindulva adjuk meg

$$S = S_1 + S_2 + \dots + S_n = \frac{h_1}{\rho_1} + \frac{h_2}{\rho_2} + \dots + \frac{h_n}{\rho_n}$$

ahol S a 4. ábrán látható 1 m^2 alapterületű, H magasságú, heterogén paralelepipedon elektromos vezetőképessége, ha az áram iránya az ábrán jelzettnek



4. ábra. S és ρ_{σ} fizikai értelmezése

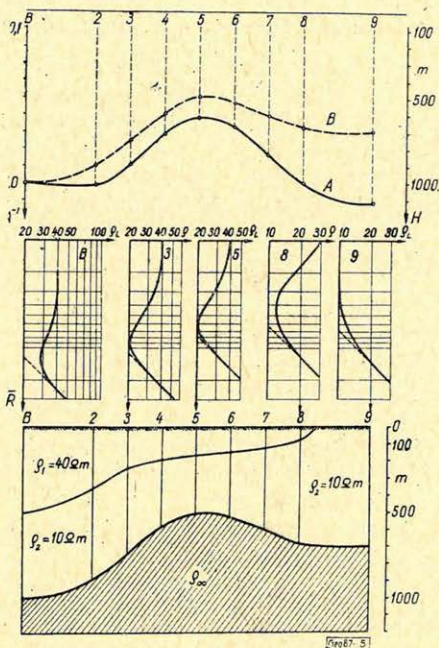
megfelelő. Ezzel számszerűleg megegyezik annak a homogén paralelepipedonnak a vezetőképessége, melynek fajlagos ellenállása ρ_{σ} , magassága H , tehát

$$\rho_{\sigma} = \frac{H}{S} \quad (11)$$

Adott ponton a fedőrétegsor összegezett hosszirányú vezetőképessége (S) és vastagsága (H , ami azonos ρ_{∞} szint mélységével) szondázással határozható meg. ρ_{σ} ismeretében a tellurikus ellenálláskorrektió visszavezethető a (7) egyenletre

$$A^{-1} = A_{\sigma}^{-1} \frac{\rho_{\sigma M}}{\rho_{\sigma B}}$$

ahol $\rho_{\sigma M}$ és $\rho_{\sigma B}$ a fedőrétegsorral egyenértékű geoelektromos réteg fajlagos ellenállása (vagy a gyakorlatban elterjedtebb kifejezéssel: a fedőrétegsor eredő fajlagos ellenállása) az M ponton, illetve a bázison.



5. ábra. ρ_{σ} ellenállás korrekció cilindrikus szerkezeten (A = mért tellurikus szelvény görbe, B = korrigált tellurikus szelvény görbe)

Az 5. ábra cilindrikus szerkezet metszetén mutatja be a tellurikus ellenállás korrekció menetét. A modell ρ_{∞} szintje antiklinálist alkot. Az úgynevezett geoelektromos vezérréteg (ρ_V) ellenállása 10 ohmm. A szelvény bal oldalán helyezkedik el a bázis, a ρ_{∞} szint mélysége itt 1000 m, felette települ az 500 m vastag vezérréteg és e fölött található az ugyancsak 500 m vastag, 40 ohmm ellenállású fedőréteg. Ez utóbbi az antiklinális irányában fokozatosan vékonyodik, majd kiemelkedik. Az ábra felső részén látható az area szelvény, baloldali ordinátán az area érték, jobboldali ordinátán az ennek megfelelő mélység van feltüntetve. Az egyes mérési pontok fölött a kétoldali DE szondázás középérték görbéje látható. Az A-val jelzett görbe a modellen „mért” area szelvényt adja meg, a B-vel jelzett görbe pedig a ρ_{σ} ellenállás korrekció elvégzése után kapott görbét. Mint látjuk, az A görbe együttes hatást tükröz vissza, a fedőrétegsor hatása miatt a 9. ponton pl. 420 m-rel (60%) nagyobb mélységet ad meg a valóságnál. A fedőrétegsor hatása a szelvény jellegképét is befolyásolja; a modellen a valóságban aszimmetrikus antiklinálist ábrázol, ahol a baloldali szárny fekszik mélyebben, az A görbe viszont ezzel éppen ellentétes jellegű, a jobboldali szárny fekszik mélyebben. A ρ_{σ} ellenállás korrekcióval szerkesztett B görbén ezek a hatások nem tükröződnek, a szelvény görbe a valóságos mélységeket adja meg.

Az előadás szerves kiegészítését képezi Erkel A. hozzászólása, ezért alábbiakban ezt közöljük.

A Geofizikai Intézetben terepi mérések földtani értelmezésénél kísérletképpen 1963. évben számítottak először ρ_{σ} korrekciót. Dél-Dunántúlon 1962-ben kb. 1500 km²-es terület tellurikus kutatását végeztük el, ennek Hobot József által szerkesztett izoarea térképét a 6. ábra szemlélteti.

A jellemző anomáliákon DE szondázásokat végeztek; ezek a geoelektromos alaphegység fölött három eltérő ellenállású réteget mutattak ki. A legfelső réteg fajlagos ellenállása átlagértékben 100 ohmm, a közbülsőé 25 ohmm, a legmélyebben fekvő réteggé pedig 13 ohmm. A fedőrétegsor eredő fajlagos ellenállását döntő mértékben a legmélyebben fekvő 13 ohmm-es réteg alakította ki, ennek vastagsága helyenként elérte az 1500 métert. A DE szondázások szerint a terület nagyrészen az eredő fajlagos ellenállás változása nem jelentős, ρ_{σ} területi átlagértéke 13,2 ohmm \pm 4%. Ellenállás korrekcióra csak néhány helyen volt szükség, itt izoarea anomáliákkal kapcsolatban a szondázások jelentős ρ_{σ} változást mutattak ki.

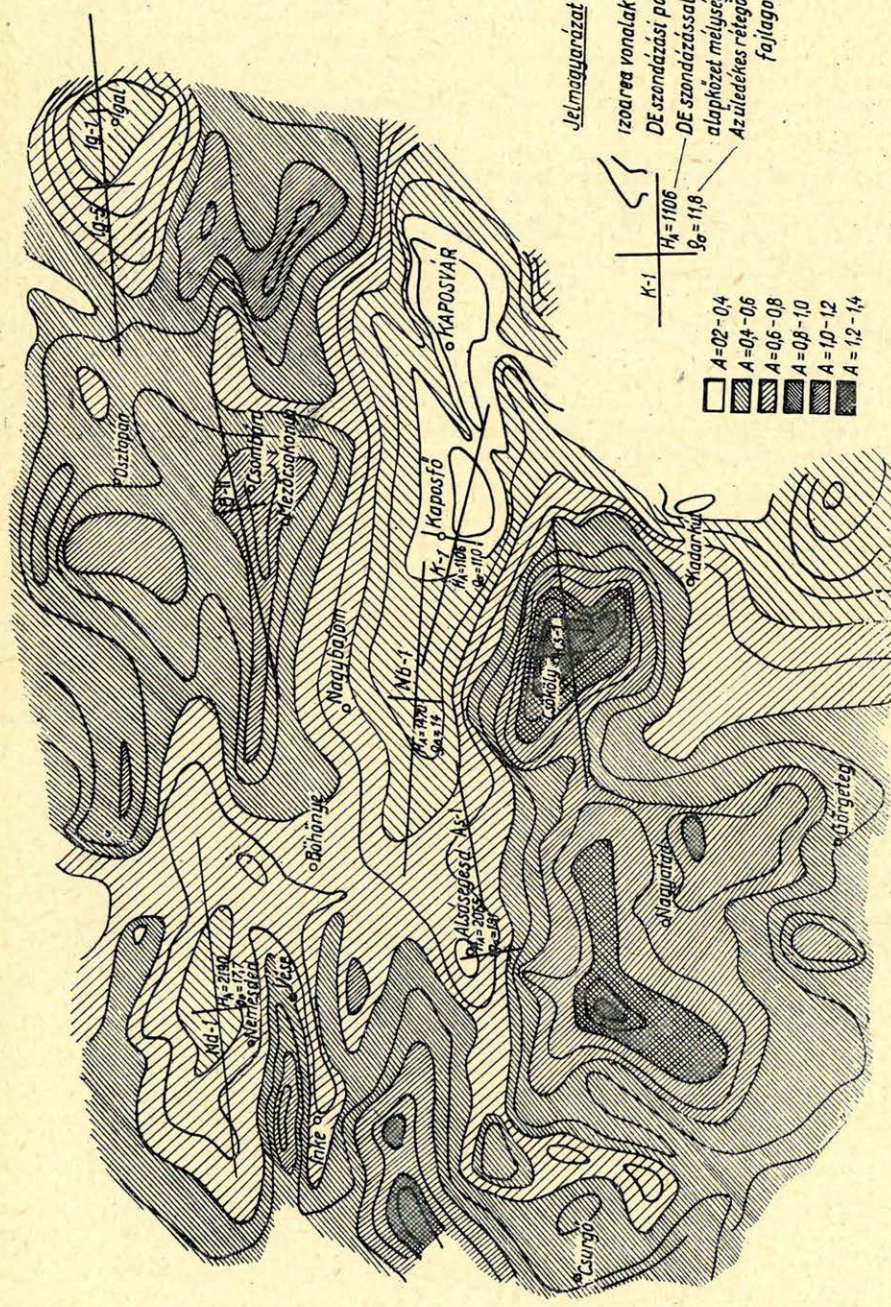
A Cs-1 ponton az eredetileg mért area érték 1,48, ebből az $A-H$ függvény alapján számított tellurikus mélység 4360 m; ρ_{σ} korrekció után az area érték 0,87-re csökkent, ebből a mélység 2570 m. A DE szondázásból meghatározott mélység 2520 m. A mérések befejezte után Csökölytől Ny-ra fúrást mélyítették le. Ez torton és helvét rétegek alatt 2600 m mélyen ütötte meg a paleozoikumot.

Nemesdédnél a csökölyivel éppen ellentétes jelenség lépett fel, itt a fedőrétegsor eredő fajlagos ellenállásának növekedése izoarea maximumot okozott. A mért tellurikus adatokból számított mélység 1710 m, a korrigált mélység 2300 m, a szondázásból számított mélység 2100 m. Azokon a területeken, ahol a fedőrétegsor eredő fajlagos ellenállása a területi átlagtól nem tér el, a tellurikus mélységadatok önmagukban is jó megegyezést adtak a szondázással meghatározott mélységre.

Pl. a Kaposfő Nagybjom-i izoarea maximumon a K-1 ponton tellurikus $A-H$ függvény alapján az alaphegység mélysége 1010 m, DE szondázás alapján ($\lambda = 1,60$ átlagot figyelembe véve) 1100 m. A kaposfői 1. fúrás az alsó-pannon rétegek alatt 1106 m-ben ütötte meg a paleozoikumot.

Nagybjom községnél a tellurikus mélységadat 1390 m, a szondázásból számított mélység 1470 m.

Mint látjuk, a mélységadatok a két módszer között jó megegyezést mutatnak, bár az eredmények fúrással még csak részben ellenőrizettek. Mindenesetre annyi már az eddigiekből is megállapítható, hogy a tellurikus mérések ellenállás korrekciójával érdemes foglalkozni. Amennyiben a szondázásokat kellőképpen sűrítik, a köztes területeken interpolációval számítható ρ_{σ} értéke, s ez alapon megszerkeszthető a terület ρ_{σ} változásának térképe. Ennek birtokában bármely tellurikus ponton korrekciószámítás végezhető, ha ezt az eredő fajlagos ellenállás változása indokoltá teszi. Dél-Dunántúlon kedvezőek voltak a szerkezeti adottságok, a ρ_{σ} korrekció elvégzése után már közvetlenül megadható volt a geoelektromos alaphegység mélységtérképe. Más területen végzett kísérletek viszont arra utalnak, hogy sok esetben mélységtérkép szerkesztése csak a szerkezeti tényező számítás elvégzése után lehetséges. Teljesítmény adatokat tekintve az eddigi tapasztalatok szerint 100 km² felméréséhez kb. 40 tellurikus pontra és maximum 1-2 DE szondázásra van szükség.



Jelmagyarázat:
 izoarea vonalak
 DE szondázási pont
 DE szondázással meghatározott
 alaphézet mélység
 Az üledékes rétegszisztémát eredő
 fajiagos ellenállása

- A = 0.2 - 0.4
- A = 0.4 - 0.6
- A = 0.6 - 0.8
- A = 0.8 - 1.0
- A = 1.0 - 1.2
- A = 1.2 - 1.4

6. ábra. A DE szondázások elhelyezkedése a tellurikus izoarea térképen

- Helbig, K.*: Graticules for the Complete Determination of the Magnetic Field of Homogeneously Magnetised Cylindrical Bodies with Arbitrary Cross Section and Finite Lateral Extension. = Geophys. Prospect., 1964. 12. köt. 2. sz. 147–172. l.
- Gay, S. P. Jr.*: Discussion of „The Interpretation of Magnetic Anomalies due to Dykes”. = Geophys. Prospect., 1964. 12. köt. 3. sz. 333–334. l.
- Hood, P.*: The Königsberger Ratio and the Dipping-Dyke Equation. = Geophys. Prospect., 1964. 12. köt. 4. sz. 440–456. l.
- Hughson, J. T.*: The Calculation of Total-intensity Magnetic Anomalies for Certain Bodies by Digital Computer. = Geophysics, 1964. 29. köt. 1. sz. 54–66. l.
- Baranov, V. – Naudy, H.*: Numerical Calculation of the Formula of Reduction to the Magnetic Pole. = Geophysics, 1964. 29. köt. 1. sz. 67–69. l.
- Carmichael, C. M.*: The Magnetization of a Rock Containing Magnetite and Hemioilmenite. = Geophysics, 1964. 29. köt. 1. sz. 87–92. l.
- Bhattacharyya, B. K.*: Magnetic Anomalies due to Prism-shaped Bodies with Arbitrary Polarization. = Geophysics, 1964. 29. köt. 4. sz. 517–531. l.
- Reford, M. S.*: Magnetic Anomalies over Thin Sheets. = Geophysics, 1964. 29. köt. 4. sz. 532–536. l.
- Kontis, A. L. – Young, G. A.*: Approximation of Residual Total-Magnetic-Intensity Anomalies. = Geophysics, 1964. 29. köt. 4. sz. 623–627. l.
- Raszpopov, O. M. – Janovszkij, B. M.*: A földmágneses Z-komponens függőleges gradiensének tere a kelet-ázsiai anomália ÉNy-i szárnya felett. = Izv. Akad. Nauk, 1964. 4. sz., 548–551. l.
- Hramov, A. N. – Andrejeva, O. L.*: A zavaró tér meghatározásának felhasználása a kőzetek primér mágnesezettségi irányának megállapítására. = Izv. Akad. Nauk, 1964. 4. sz., 552–555. l.
- Vlaszov, A. Ja. – Zvegincev, A. G.*: Mesterséges üledékek mágnesezettségének önforgása. = Izv. Akad. Nauk, 1964. 4. sz., 556–561. l.
- Vlaszov, A. Ja. – Kovalenko, G. V.*: Mesterséges üledékek mágneses anizotrópiája. = Izv. Akad. Nauk, 1964. 8. sz., 1206–1220. l.
- Vlaszov, A. Ja. – Kovalenko, G. V.*: Üledékes kőzetek mágneses anizotrópiája. = Izv. Akad. Nauk, 1964. 12. sz. 1789–1800. l.

Mélyfúrású Geofizika

- Sax, L. R. – Hartenberger, R. A.*: Theoretical Prediction of Seismic Noise in a Deep Borehole. = Geophysics, 1964. 29. köt. 5. sz. 714–720. l.
- Douze, E. J.*: Signal and Noise in Deep Wells. = Geophysics, 1964. 29. köt. 5. sz. 721–732. l.
- Goodell, R. R. – Fay, C. H.*: Borehole Gravity Meter and its Application. = Geophysics, 1964. 29. köt. 5. sz. 774–782. l.
- Al'pin, L. M.*: Az ellenállás-lyukszelvényezés elméleti alapfeladatának megoldása. = Izv. Akad. Nauk, 1964. 2. sz., 236–238. l.
- Ponomarev, V. N. – Bahvalov, A. N.*: A belső mágneses tér méréseinek felhasználása a rétegszerű testek településének meghatározására. = Izv. Akad. Nauk, 1964. 3. sz., 360–369. l.
- Kaufman, A. A., Szocsel'nyikov, V. V.*: Az indukciós karotázs elmélete korlátozott vastagságú rétegekben. = Izv. Akad. Nauk, 1964. 7. sz., 1007–1020. l.
- Guberman, S. A. – Ovcsinnjikova M. I.*: A földtani rétegsor statisztikai jellemzőinek néhány alkalmazási lehetősége (neutronkarotázs). = Izv. Akad. Nauk, 1964. 7. sz., 1021–1029. l.
- Szenyko-Bulatnij, I. N.*: Gamma-spektrométeres folyamatos aktivációs karotázs bauxitelfordulásokon. = Izv. Akad. Nauk, 1964. 7. sz., 1030–1036. l.
- Berzon, I. Sz.*: A szeizmikus hullámok tanulmányozásának néhány eredménye fúrólyukak torpedózása esetében. = Izv. Akad. Nauk, 1964. 9. sz., 1308–1333. l.