

A vezérszint meghatározása tellurikus méréseknél

ERKEL ANDRÁS

A cikk a tellurikus mérések kvantitatív értelmezésének néhány alapvető problémáját veti fel, s javasol néhány megoldást. Megállapítja, hogy az $A-H$ függvény logaritmált alakja ideális kutatási feltételek mellett lineáris. Változó fajlagos ellenállású rétegsor $A-H$ függvényének szedimentációs koefficiense $1 < b > 1$, ami azt eredményezi, hogy a hagyományos módon végzett vezérszint mélység-meghatározás $\pm 50\%$ -os hibával terhelt is lehet. A dolgozat javaslatot tesz, hogyan lehet a mélység-számítás hibáját a szedimentációs koefficiens empirikus meghatározása után csökkenteni, s miként lehet, egy adott szelvényen, az $A-H$ függvényből a szelvény elektromos modelljét megszerkeszteni.

Излагаются некоторые основные вопросы вычисления глубины залегания фундамента на основе работ методом теллурических токов. Изучению подвергается изменение коэффициента осадков, входящего в функцию площадь-глубина и зависящего от параметров h и q осадочной толщи. Зная условия залегания пластов под базисной станцией, при помощи описываемого метода из функции $A-H$ можно построить электрическую схему данного района.

Es werden einige grundlegende Fragen der Tiefenbestimmung des Grundgebirges an Hand von tellurischen Messungen behandelt. Die Untersuchung erstreckt sich auf die Änderung des Sedimentationskoeffizienten der Area-Tiefe-Funktion, die von den Parametern h der Sedimentschichtenreihe abhängt. Auf Grund des mitgeteilten Verfahrens ist aus der $A-H$ -Funktion das elektrische Modell eines Gebietes konstruierbar, wenn die Schichtenverhältnisse unter dem Basispunkt bekannt sind.

Bevezetés

A tellurikus mérések kvantitatív kiértékelése, vagyis a q_{∞} ellenállású szint pontos mélységének meghatározása még máig sem teljesen megoldott feladat. A módszer elvi alapjainak kidolgozásakor feltételezték, hogy a szilárd és közel q_{∞} ellenállású medencealjzatot, egy olyan q_1 -gyel jellemezhető laza üledék fedi, mely elektromosan homogén, s mivel rendszerint egy geológiai kor képződménye, ellenállása nagy területekre kiterjedően változatlanok fogadható el (1, 2, 3). A kutatások későbbi elterjedése során, a fúrásokkal is ellenőrzött területen azt tapasztalták, hogy míg a TE mérésekből számított vezérszint mélysége néhol igen kis hibaszázalékon belül megegyezik valamely geológiai szint mélységével, addig máshol a mélységszámítás hibája elérte + vagy -50% -ot is (4). Talán éppen a kezdeti sikertelenségek miatt fordulhatott elő az, hogy a TE méréseket egyes országokban teljesen abbahagyták. A TE méréseknek, főleg a szocialista országokban való elterjedése során, az egyre több mérési tapasztalat, a kutatás elméleti alapjainak fejlődése már lehetővé teszi, hogy a módszer kvantitatív adatszolgáltatásának kidolgozását napirendre tűzzük.

A TE mérési adatok kritikai vizsgálatát rendszerint valamely más módszer eredményeivel való összehasonlítás képezi. Ilyenek lehetnek:

- Fúrási mélység (H_F) és az elektromos lyukszelvényezésből számítható $h-q$, és „ S „ adatok.
- Szeizmikus refrakciós szelvényekből meghatározott alaphegység mélységadatok.
- A DE szondázás $H-S-q_0$ adatai.

A tellurikus mérési eredmények minőségének kritikai vizsgálatát az elmúlt évek hazai gyakorlatában a fúrásokból kapott mélységadatokkal való összehasonlítás képezte. Ennek, a főként statisztikus adatvizsgálási módszernek négy fontosabb megállapítása volt:

1. Az area-mélység (függvény logaritmált alakja lineáris és a következő formában adható meg:

$$\log A = \log a - b \cdot \log H \quad (1)$$

ahol A = az izoarea érték,

H = a geoelektromos vezérszint mélysége,

a = az egységnyi üledék vastagság feletti potenciálgradiens nagysága.

b = szedimentációs koefficiens, melynek nagysága az üledéket alkotó $h - \rho$ paraméterek változásának arányától függ.

A „ b ” elnevezése régebbi – főleg modell – vizsgálatainknál struktúra-koefficiens volt, mivel értéke nagyobb dőlésszögek esetén ($\alpha > 10^\circ$) a $h - \rho$ paraméterek változása mellett azok dőlésétől is függ. Jelen vizsgálatainknál feltételezzük, hogy a rétegek dőlése kicsi ($\alpha < 6^\circ$) és „ b ” értékét csak a rétegparaméterek változásának függvényében vizsgáljuk. Mivel a rétegek ellenállása az üledékképződésben résztvevő üledékek fajlagos ellenállásának függvénye, jelen esetben „ b ”-t szedimentációs koefficiensnek nevezük.

2. Ha a fúrási mélység és az area értékek alapján megszerkesztjük az (1) függvényt, megállapítható, hogy „ a ” és „ b ” koefficiensek értéke területenként változik, tehát egy függvény csak egy bizonyos körzetben érvényes.

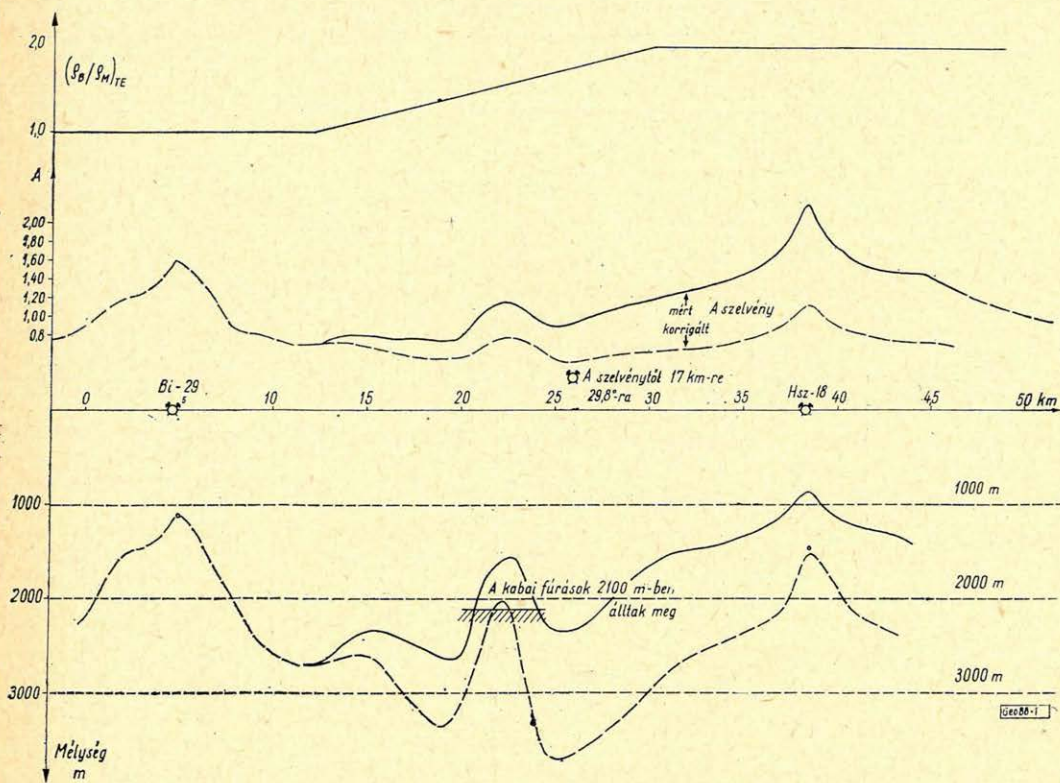
3. A függvény szedimentációs koefficiense az egységhez közel áll, de az üledék paraméterei és a koefficiens értéke közti további összefüggés teoretikusan nincs megállapítva. Bebizonyosodott, hogy $b \approx 1$ azon területen, ahol a közel végtelen ellenállású medencealjzatot egységes kőzetfejlődésű, ellenállás homogén üledéksor fedi. Ilyen hazai tapasztalatok alapján a biharnagybajomi és a dél-dunántúli nagy vastagságú halocén – pleisztocén összletekkel fedett paleozoós medencék területe.

4. Nem végtelen ellenállású, változó kőzetkifejlődésű területeken „ b ” értéke az egységtől eltér. Ilyen pl. Hajdúszoboszló és környéke, ahol a szilárd medence aljzatra a viszonylag nyugodt kifejlődésű, nagy vastagságú halocén – pleisztocén üledék alatt a nem végtelen ellenállású, inhomogén paleogén – mezozoós rétegsor is megtalálható.

A hazai méréstapasztalatokat röviden összefoglalva megállapítható, hogy pusztán tellurikus mérésekből a szilárd medencealjzat mélysége (a ρ_∞ ellenállású elektromos vezérszint) $\pm 5 - \pm 50\%$ közötti pontossággal határozható meg. Ezt a véleményt képviselte az 1958–59-es évek külföldi szakirodalma is (5). Az egyéb módszerek fejlődése ezt a kétségtől elöntetlen helyzetet jelentősen megváltoztatta. Ezeket az alábbiakban foglaljuk össze:

a) Mélyszondázással meghatározható a fedőüledék ellenállása, s ennek ismeretében korrigálható az olyan izoareaanomáliák, amelyek a ρ_σ horizontális változásából adódnak.

b) A magnetotellurikus szelvényezésből meghatározható ρ_{MT} adatokkal korrigált izoarea értékek szintén kielégítő pontossággal adják meg a vezérszint-mélységét (1. ábra).



1. ábra. A magnetotellurikus mérésekkel korrigált area értékből végzett vezérszint mélységszámítás a Bi – Hsz szelvényen

c) Ha az A – H függvényt megtudjuk szerkeszteni, a tellurikus mélységszámítás pontossága is közel egy nagyságrenddel javítható (1. táblázat).

Ezen eredményekről a X. Szimpózium néhány más előadása számolt be részletesen.

Az A – H függvény vizsgálatának elméleti feltételei

Az A – H függvény elemzéséhez néhány alapvető feltételt kell lerögzítenünk. Ezek:

1. Az adott rétegellenállás és mélységviszonyoknál az árambehatalás az üledék teljes keresztmetszetére érvényes, vagyis az átlagperiódus a $\rho - \sqrt{T}$ függvény „S” intervallumára esik. Ezt fejezi ki az alábbi egyenlőtlenség

$$10 \frac{H^2}{\rho_1} < T < 4,5 \cdot \frac{H^2}{\rho_1} \cdot \rho_n \quad (2)$$

A mélységszámítás tellurikus mérésadatokból a Pü—2 bázisra

1. Fúrás	2. H_m	3. log H	4. log 100 A	5. H_{TL}	6. $H_{TL}^{\%}$	7. H_{TK}	8. $H_{TK}^{\%}$
			Pü - Hsz				
Hsz - 18	1308	3,140	2,341	710	- 52,0	1450	- 1,8
H - 1	1442	3,159	2,440	690	- 52,2	1420	- 1,5
El - 2	1720	3,235	2,316	1150	- 53,0	1730	- 0,5
Ht - 1	1560	3,195	2,274	910	- 41,6	1820	+ 15,6
Pü - 2	1970	3,294	2,000	1970	0,0	1970	0,0
					+ 45%	H%	± 5%
			Pü - Bi				
Bi - 29	1123	3,050	2,182	1123	0,0	1125	0,0
Bi - 27	1104	3,041	2,163	1050	- 4,9	1050	- 4,9
Bi - 17	1272	3,103	2,096	1230	- 3,3	1260	- 1,0
Bi - 2	1463	3,165	1,984	1550	+ 6,1	1480	+ 1,2
Bi - 25	1900	3,285	1,878	1950	+ 2,6	1875	- 1,3
Bi - 7	1165	3,062	2,122	1142	- 2,0	1150	+ 6,0
Bi - 18	1500	3,172	1,930	1680	+ 12,0	1590	0,0
Sze - 1	1957	3,292	2,000	1960	+ 0,2	1957	0,0
Pü - 2	1970	3,294	2,000	1970	0,0	1970	0,0
					± 5,0%	H%	± 5,0%
			Pü - Kő				
K - 16	1893	3,281	2,015	1130	- 42,5	1890	+ 0,1
K - 2	1531	3,186	2,125	860	- 44,6	1490	- 2,7
K - 1	1330	3,124	2,199	720	- 45,8	1305	- 1,9
K - 5	1630	3,215	2,099	935	- 42,8	1610	- 1,2
K - 3	1812	3,269	2,047	1065	- 40,1	1780	- 1,8
Pü - 2	1970	3,294	2,000	1970	0,0	1970	0,0
					+ 43%	H%	± 5%

H = fúrással kimutatott alaphegység mélysége.

H_{TL} = tell. értékekből lineárisan számított szint.

H_{TK} = tell. értékekből, az A - H függvényvel korrigált mélység.

ahol H = az üledék vastagsága kilométerben,

ϱ_1 = az üledék fajlagos ellenállása,

ϱ_n = az elektromos vezérszint ellenállása,

T = a kiértékelésben felhasznált variációk átlagperiódusa sec-ben.

Az elméleti vizsgálatoknál a frekvenciafüggéstől eltekintünk, és $\varrho_n = \infty$ -t tételezünk fel.

2. Feltételezzük, hogy a felszíni potenciálgradiens értéke a klasszikus alapgyenletekkel írható fel:

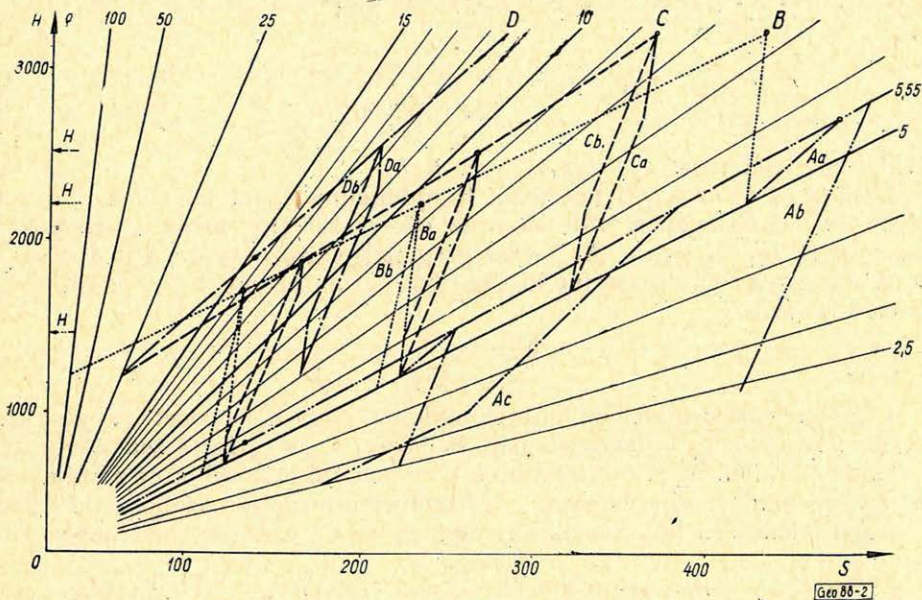
$$\Delta V_M = \varrho_M \cdot \frac{\Delta V \cdot I}{H_M} \quad (3)$$

$$S = \sum_1^n \frac{h_i}{\rho_i}, \Delta V = \frac{1}{S}; A = \frac{\Delta V_M}{\Delta V_B} = \frac{S_B}{S_M} \quad (4)$$

$$A = \frac{\rho_M}{\rho_B} \cdot \frac{H_B}{H_M} \quad (5)$$

3. Számításainkból a dőlésirányú potenciálgradienst, terepi méréseknél pedig az „A” értéket használjuk fel.

4. Feltételezzük továbbá, hogy a potenciálmérés távolsága a szelvényvastagságváltozás méreteihez képest elhanyagolható (vagyis a rétegdőlés nem haladja meg az 5–6°-t, és az egyes rétegek síklapokkal határoltak), tehát a struktúra coeff. elhanyagolható.



2. ábra. Nomogram az eredő hosszirányú vezetőképesség meghatározására. Az A, B, C és D típusú szelvények H – ρ diagramja

Az „S” számításokat egy a 2. ábrán látható módon nomogram segítségével egyszerűen úgy végezzük el, hogy idealizált szelvénytípusokat hozunk létre, megvizsgáljuk mi az összefüggés kiinduló alapegyenleteknek alapján (2–5 egyenlet) a szedimentációs koeficiens és a rétegpáraméterek között. A szelvény típusokat I–IV. főeset néven az alábbiakban részletezzük.

I. főeset $b = 1$

A 3A ábra szerinti rétegelrendeződés esetén, az A–H függvény lineáris ($b = 1$), és a ρ_∞ szint mélysége a

$$H_M = H_B \cdot A^{-1} \quad (6)$$

egyszerű összefüggés alapján számítható. (Az „M” és „B” index a mozgó, illetve bázisállomást jelöli). Leszögezhető és könnyen bebizonyítható, hogy ez az összefüggés érvényes minden olyan esetre, ahol a fedőüledék ellenállása az egész szelvény mentén állandó. Ez a feltétel lehetséges, pl. az alábbi esetekben is:

a) Az alaphegységet $\varrho_1 = \text{const.}$ üledék fedi.

b) A $\varrho_1 - \varrho_2$ két réteg esetén a ϱ_{12} eredő ellenállás a szelvény minden pontján ugyanaz, vagyis kielégíti a

$$\varrho_{12} = \varrho_2 \frac{1 + \nu_2}{\mu_2 + \nu_2} \quad (7)$$

egyenletet, amelyben $\mu_3 = \varrho_2/\varrho_1$, $\nu_2 = h_2/h_1 \text{ const.}$

c) Három réteg esetén pedig a ϱ_{123} eredő ellenállása a

$$\varrho_{123} = \varrho_2 \cdot \varrho_3 \cdot \frac{1 + \nu_2 + \nu_3}{\mu_2 \mu_3 + \mu_3 \nu_2 + \mu_2 \nu_3} \quad (8)$$

egyenletnek felel meg $\mu_3 = \varrho_3/\varrho_1$, $\nu_3 = h_3/h_1$.

A b) és c) pont alatti feltételek tulajdonképpen azt fejezik ki, hogy az üledék összvastagságának változása az egész szelvény mentén arányos az egyes rétegek ($h_1, h_2, h_3 \dots h_{An}$) vastagságának változásával. A 3A ábra az ismertetett elgondolások szerint kiszámított három azonos $b = 1$ koefficiensű variációt ábrázol.

II. főeset $b < 1$

A 3B ábrának megfelelően feltételezzük azt, hogy $h_2 = \text{const.}$ az egész szelvény mentén, és a ϱ_2 fajlagos ellenállású közet, a ϱ_∞ szintre települve azzal mindenkor paralel. Ilyen esettel állunk szemben akkor, amikor az alaphegység felszínét egy mállott zóna borítja, s ez bár közetanyagában azonos, ellenállásában mégis jelentősen különbözik az alaphegység (ϱ_∞ szint) elektromos szintjétől.

Ekkor a 3B ábra szerinti két ekvivalens szelvényre a $H - \varrho$ függvényt az alábbi egyenlet jellemzi:

$$H - h_2 = \varrho_1 \left(S - \frac{h_2}{S_2} \right) \quad (9)$$

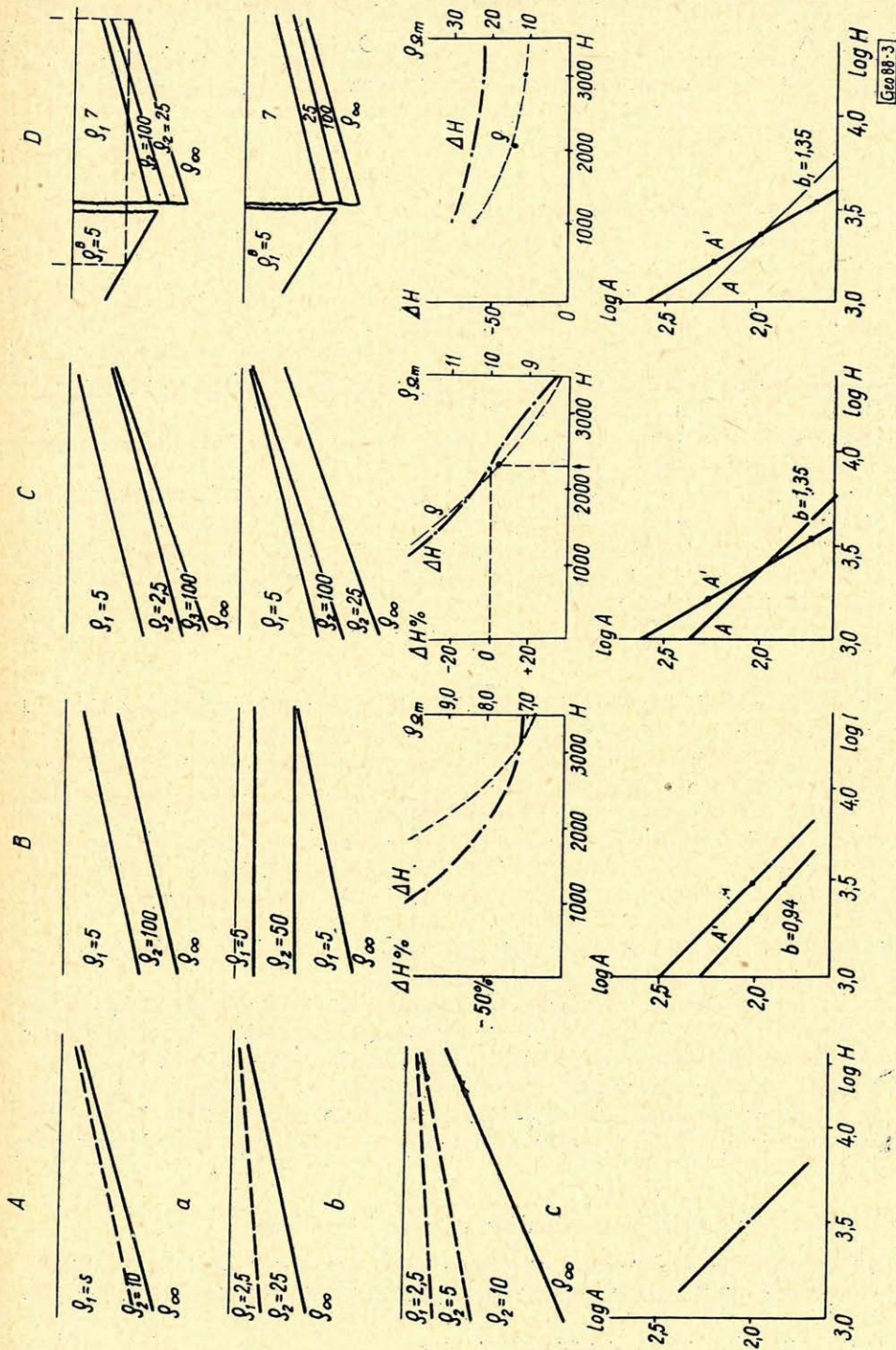
a ϱ_{12} értékét pedig a

$$\varrho_{12} = \frac{\varrho_1 \cdot \varrho_2 (1 + \nu_2)}{\varrho_2 + \varrho_1 \cdot \nu_2} \quad (10)$$

összefüggés határozza meg. Mint az ábrából is látható. Ilyen esetben fordul elő az, hogy az $A - H$ függvény iránytangense $b < 1$, és „b” nagysága a réteg elektromos paramétereitől is függ.

Ugyanezen összefüggés érvényes a 3B/b ábra szerinti szelvényre is. A felszínnel paralel közbetelepült réteg esetére a harántirányú vezetőképességét Berdicsevszkij (6)

$$T_2 = h_2 \cdot \varrho_2$$



3. ábra. Az I - IV. főesetnek megfelelő elektromos szelvény típusok, az üledék összellenállásának (ρ) és a mélységszámítás hibájának változása a szelvény mentén, valamint az $A - H$ függvények

árnyékolási tényezőnek nevezi. Levezetése szerint a $b = 0 \leq 1$ érték között a „T₂” nagyságától függően változik.

Amint a B/c ábrából látható, a ϱ_{12} - H kapcsolata és a mérések alapján számított mélység mindig kisebb a valódinál. A hibaszázalék nagysága pedig függ a ϱ_{∞} szint valódi mélységétől.

III. főeset $b > 1$

A 3C/a - b ábrának megfelelő szelvényeken az I - II. főeset kombinációját vettük figyelembe. Levezethető, hogy a függvény alakja megfelel a

$$H = \varrho_{13} \cdot S + h_2 \left(\frac{\varrho_2 - \varrho_{13}}{\varrho_2} \right) \quad (11)$$

egyenletnek abban az esetben ha $\nu_3 = h_3/h_1 = \text{const.}$ A 3C ábrából az is látható, hogy az a) és b) szerinti szelvény mindkét esetben azonos A - H függvényt eredményez. A mélységszámítás hibája mindig - neg. előjelű, a nagysága szintén a ϱ_{∞} mélységtől függ.

A 3C/c ábra viszont igen figyelemre méltó. Ez ugyanis azt mutatja, ha nincs tudomásunk a rétegelállások változásáról, és a mélységszámítást a 4. egyenlet szerint hajtjuk végre, úgy a bázistól kisebb mélységben fekvő alaphegységre - neg., az annál mélyebben fekvő pedig + poz. előjelű mélységszámítási hibát követünk el (4).

IV. főeset

Az utolsó variáció lényegében a III. főesethez hasonló. A lényeges különbség csupán abban van, hogy a bázispont és a mérési szelvény első rétegének ellenállásában is különbség van. Az eddig tárgyalt esetekben tehát a bázispont minden egyes esetben a vizsgált szelvényen feküdt. A IV. főesettel azonban más közet - és más elektromos paramétereket tételezünk fel. A vezérszint, melyet TE mérések alapján határozzunk meg mindig magasabb a valódinál és az 1 - 3 km-es mélységben közel 50% hibával terhelt (1. táblázat 6. oszlop).

Összefoglalva: Az I - IV. főeset arra hívja fel a figyelmet, hogy a TE mérések mélységszámításánál elkövetett hiba kettős jellegű:

1. Változik az üledék eredő fajlagos ellenállása, de ez DE méréseknél rendszerint kimutatható és korrekcióba vehető.

2. Az egyes rétegek vastagságviszonyainak különbözőképpen végbemenő változása miatt a H - ϱ függvény elveszti linearitását, ami az A - H függvény szedimentációs koefficiensének megváltozásának következménye.

Ha a H - ϱ függvényt valamilyen más módszerrel (DE vagy MT szondázás) meg tudjuk szerkeszteni, és a terület legalább egy pontján ismerjük a rétetparamétereket, úgy a terület elektromos modellje a fent ismertetett módon megszerkeszthető.

Az elektromos vezérszint meghatározása egy mérésterületen

Következőkben egy gyakorlati példán keresztül mutatjuk be az előbbieken ismertetett eljárás alkalmazását. A rendelkezésünkre álló adatok az alábbiak:

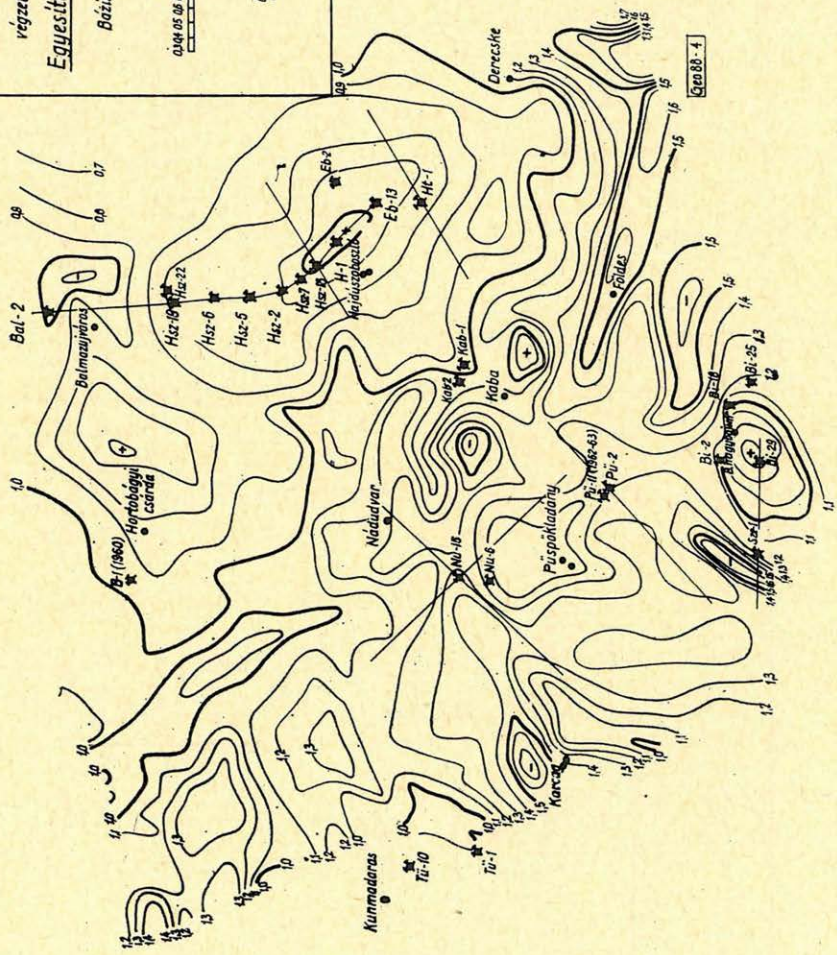
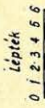
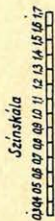
1. A tellurikus izoarea térkép (4. ábra).

Hortobágy-Hajlászoboszló-Biharmagybojóm
környékén

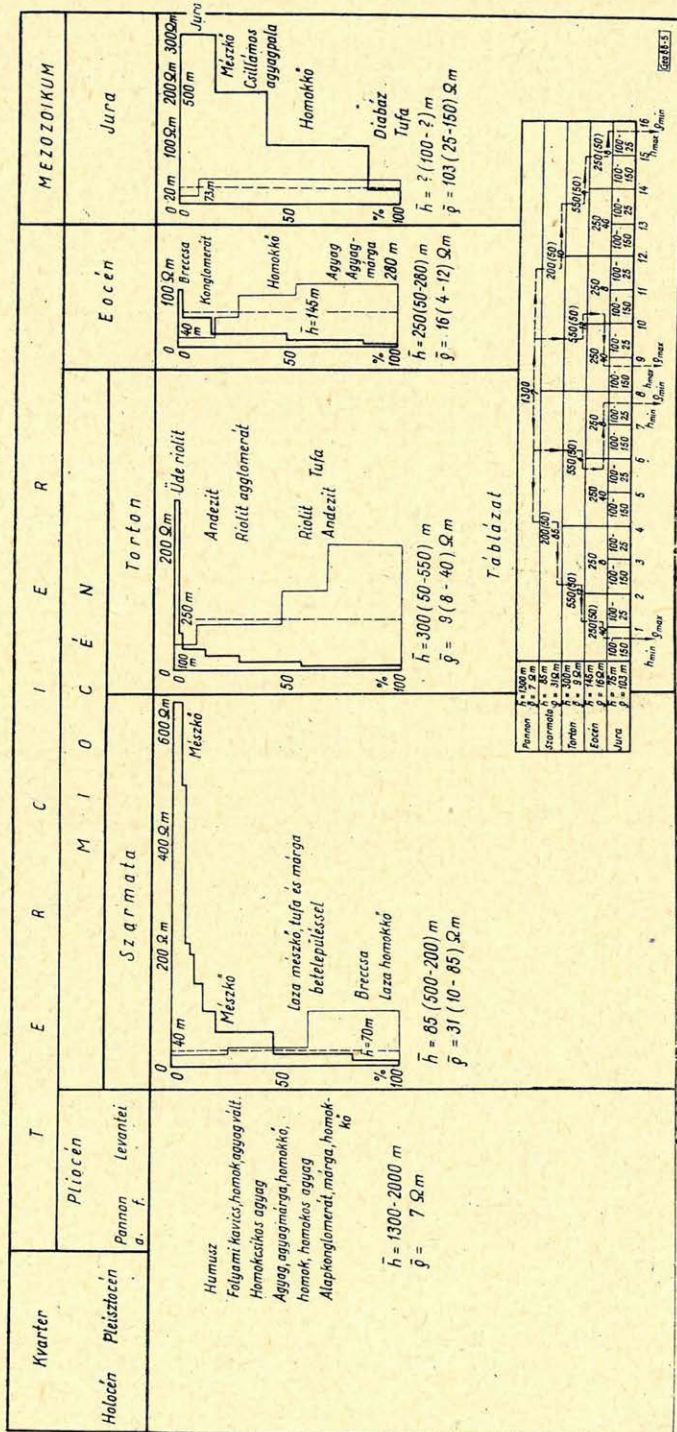
1960-62-63 években
végzett tallurikus mérések

Egyesített izoarea térképe

Bázis: B-1 (1960) Keserűerdő



4. ábra. A Bi-Hsz terület izoarea térképe



5. ábra, A neogénnél idősebb kőzetek ellenállásának és rétegvastagságának változása

2. Néhány ponton végzett DE és MT mérés adatai:

Bi	– 29 ponton	$\varrho_{DE} = 5,3$ ohmm,	$\varrho_{MT} = 2,00$ ohmm
Pü	– 2 „	$\varrho_{DE} = 5,4$ „	$\varrho_{MT} = 2,27$ „
Hsz	– 18 „	$\varrho_{DE} = 6,2$ „	$\varrho_{MT} = 3,00$ „
Ht	– 1 „	$\varrho_{DE} = 6,9$ „	$\varrho_{MT} = 3,58$ „

3. A terület fúrásainak földtani és elektromos szelvénye amelyek közül a Bi jelűek mind, a Hsz jelűek közül pedig néhány – a szerkezet tetőpontján elérte a paleozoós alaphegységet. Az elektromos lyukszelvények nagybehatólástú gradiens szonda szelvényekből a pleisztocénnél idősebb rétegekre számított átlagellenállások az alábbiak:

Tercier

ϱ szarmata	$\bar{\varrho} = 31$ ohmm	(10– 85 ohmm)
ϱ torton	$\bar{\varrho} = 9$ ohmm	(8– 40 ohmm)
ϱ eocén	$\bar{\varrho} = 16$ ohmm	(4–120 ohmm)

Mezozoikum

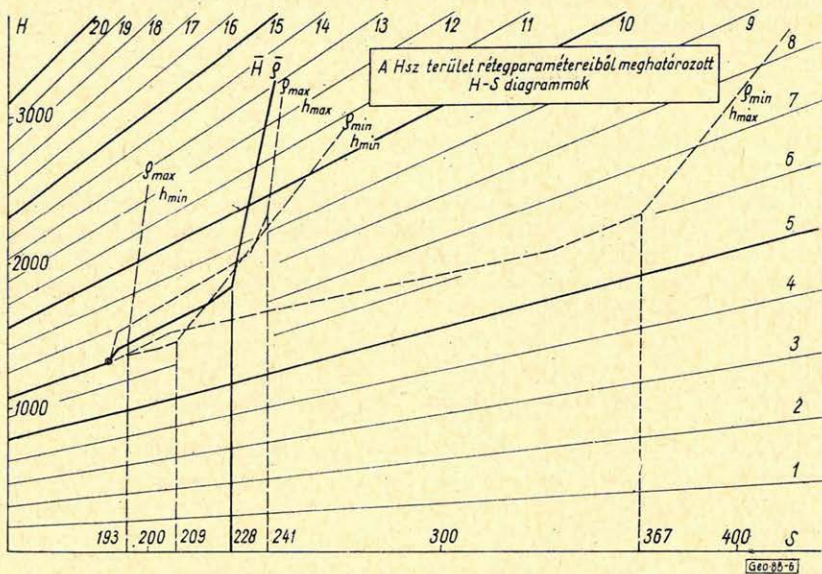
ϱ kréta flis	$\bar{\varrho} = 10$ ohmm	(6– 24 ohmm)
ϱ júra	$\bar{\varrho} = 103$ ohmm	(25–150 ohmm)

A fúrási adatokból meghatározott $h - \varrho$ paraméter változást a 5. ábra szemlélteti. Az egyes geológiai korokra jellemző átlag ellenállást és átlag vastagságot az abszcissza, a szinten belüli százalékos eloszlást az ordináta jellemzi. Az egyes szintek átlag ellenállását a Hummel törvény szerint számítjuk ki. A táblázatban összefoglaltuk a lehetséges változatokat, amelyek a különböző geológiai szintek átlag paramétereinek szélső értékéből adódhatnak ($h_{\max} - \varrho_{\max}$, $h_{\min} - \varrho_{\min}$). A szélső értékek variálása alapján kiszámítható H–S diagramok a 6. ábrában adjuk. Amint látható, a terület átlag diagramja, a felvázolt két szélső függvény között oly módon változik, amilyen mértékű az egymás alatt elhelyezkedő szintek vastagság-ellenállás arányának a változása. Ez más szóval jelenti egyrészt azt, hogy

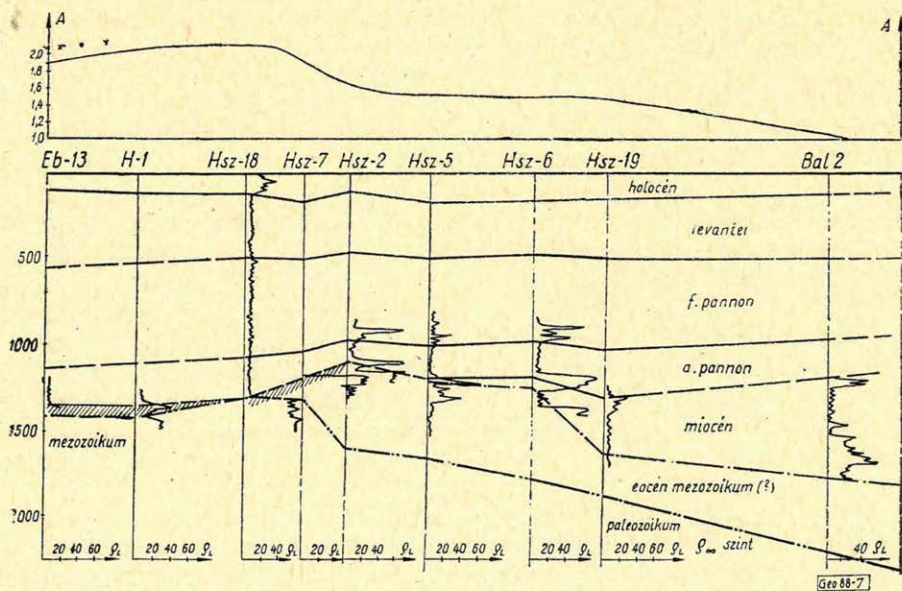
a) folyamatos üledékképződés és tektonikai mozgás esetén, amikor egyes rétegek vastagságváltozása monoton növekszik a mélységgel, a H–S függvény kedvező esetben lineáris, kedvezőtlen esetben pedig egy másodrendű, de mindenképp folyamatos függvény.

b) Ha a fentiekkel ellentétben az átlagosnál kisebb vagy nagyobb ellenállású szintek megjelenése, vagy vastagságváltozása a medencealjzat-változással nem hozható összefüggésbe, a H– ϱ függvény több szakaszból tevődik össze, így a mélységszámításra TE adatokból részletes szondázási szelvények ismerete nélkül illuzorikus, s mint az a 6. ábra tendenciózusan megszerkesztett H–S diagramjából is látható esetenként néhány 100%-os hibával terhelt lehet.

A fenti adatszolgáltatást csak becsült alapokon nyugvónak tekinthetjük, mivel a Hsz jelű területen a paleozoikumot ért fúrások a szerkezet tetőpontján vannak, ahol a pleisztocénnél idősebb rétegek csak elenyésző vastagságban találhatóak. A paleogén és mezozoós rétegeket harántolt fúrások viszont sehol sem érték el a paleozoós alaphegységet.



6. ábra. A Hsz terület $h - \rho$ szélsőértékei alapján számított $H - \rho$ diagramja



7. ábra. A Hsz jelű fúrások karottázs és földtani szelvénye. A tellurikus mérésekből meghatározott ρ_{∞} szint

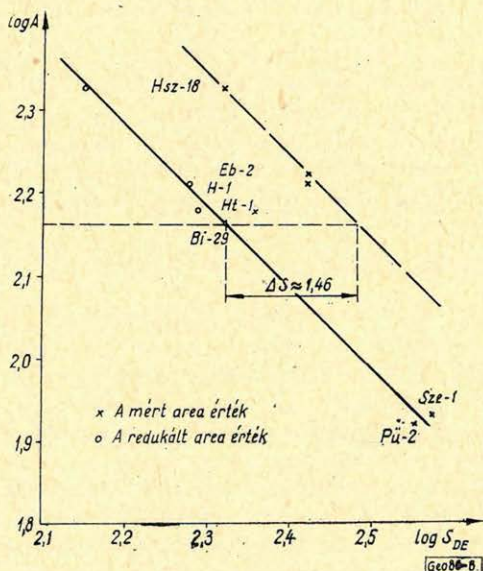
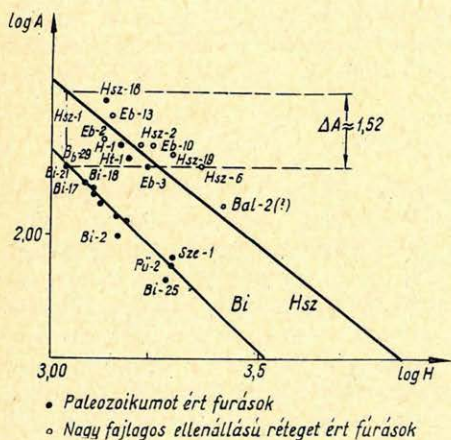
A terület elektromos modelljét tehát úgy lehet elképzelni, hogy a kis ellenállású pleisztocén–pliocén alatt a szarmata–torton fedőjében mindenhol feltételezünk egy legfeljebb néhány száz méter vastag, főleg üde vulkáni és tömött mészkövekből álló nagyobb ellenállású réteget (60–80 ohmm). Ezalatt helyezkedik el az eocén–kréta flis nagy vastagságú közepes fajlagos ellenállású tömege. Az alaphegységet – a ρ_{∞} szintet – pedig vagy a mezozoós mészkő, vagy paleozoós kristályos pala képezi. Az elmondottakat igazolja a 7. ábrán bemutatott szelvény karottázs diagramja is.

A 8a ábrán a két terület fúrásadataiból szerkesztett A–H függvényt látjuk (a mélységszámításra felhasznált Pü–2 area értéke $A = 0,83$). A 8b ábrán a DE szondázásból nyert adatokkal szerkesztett A–S diagram látható, ami két tényre hívja fel a figyelmet:

1. Az A–S függvény logaritmált alapja lineáris és $b = 1$, tehát a paleozoikumot ért fúrásokon végzett kétfajta elektromos mérésadatok egymással megegyezők.

2. A két függvény egymáshoz képesti parallel eltolása $\Delta S = 1,46$ -nak felel meg.

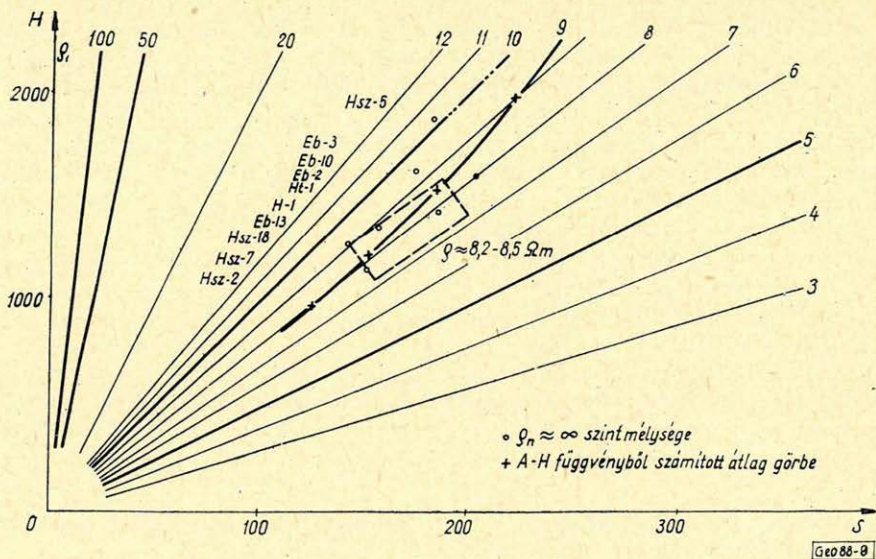
3. Az A–H függvénynek a Bi–29-nek megfelelő mélységben levő hányadosa ΔS -sel közel azonos érték, vagyis $\Delta A = 1,51$.



8. ábra. A Bi és Hsz szelvények A–H és A–S_{DE} diagramja

A terület A–H függvénye a IV. fősetnek megfelelő -réteg elrendezésre utal. Mivel a Bi-jelű terület megfelel az elméletileg feltételezett ideális viszonyoknak, az azonos mélységekhez tartozó „A” értékek hányadosából a Hsz területre érvényes H– ρ függvényt pontról pontra az alábbi egyenlet alapján számítjuk ki.

$$Q_{Hsz} = \frac{A_{Hsz}}{A_{Bi}} \cdot Q_B \quad (12)$$



9. ábra. A Hsz szelvény $H - \rho$ diagramja

A fenti egyenlet alapján számítást elvégezzük a Hsz területre a 9. ábrán látható függvényt kapjuk, mint látható a terület $H - \rho$ függvénye a felszíni $\rho_1 \approx 7,8$ ohmm-ről indul ki, s asszimptotikusan közelíti meg a 12 – 16 ohmm-es értéket, amelynek rétegei alighanem a nagyobb mélységeket uraló kőzetek fajlagos ellenállásának felel meg. A függvény a mérési eredmények alapján szerkesztettük meg a 7. ábrán látható szelvényen az alaphegység mélységét.

Összefoglalás

Az elmondottak alapján meg kell állapítani, hogy a tellurikus mérések kvantitatív értelmezése a módszer eddigi adatszolgáltatása alapján csak igen nagy bizonytalansággal lehetséges. Az elmondottak széleskörű vizsgálatára, bizonyítására vagy megcáfolására sajnos igen kevés lehetőség van. Nincs meg elegendő mélyszondázás a területről, és kevés az olyan más módszerrel mért geofizikai eredmény is, amely egyértelműen az alaphegység szintváltozását mutatná ki. Az intézeti refrakciós csoport által mért Ka – R – I szelvény mentén, TE mérésekből számított két módszer közti mélység egyezéseket kedvező előjelnek tekintjük. Szándékunkban volt – és van is még – az OKGT refrakciós szelvényei mentén összehasonlító számításokat végezni. Ez az anyag, változó sebességű függvényvel történő átszámítása részben még folyik, részben pedig a régebben követett 5000 m/sec körüli szint semmiképp nem az alapkőzet felszínéről ered, így összehasonlítási alapnak sem tekinthető. Az elmondottak felhívják a figyelmet arra is, hogy a módszer elvi alapjait feltételező fizikai feltételek aránylag kis változása a mélységszámításban jelentős pontatlanságot eredményez. A rétegpáraméterek megmérése viszont – mely történhet lyukszelvényezéssel, DE vagy MTS szondázással – a fenti elgondolások továbbfejlesztése alapján lehetőséget nyújt olyan széles korrekciós eljárás kidolgozására, amelyet egyetlen más kvantitatív eredményeket adó felszíni geofizikai módszer sem nélkülözhet.

1. *Gagniard*: Basic Theory of the Magneto-Telluric Method of Geophysical Prospecting. (Geophysics 18/1953).
2. *Baranov*: Interpretation quantitative des mesures en prospection par courants telluriques. World Petrol Congr. The Hague 1951.
3. *Migauz*: Une méthode nouvelle de géophysique appliquée: La prospection par courants telluriques. Ann. Geoph. (1946).
4. *Erkel*: Jelentés a Biharnagybajom – Hajdúszoboszló környéki tellurikus mérésekről (1958).
5. *Kunetz*: Grundlagen und Anwendung der tellurischen Prospektionsmethode. Erdöl Z. 74 (1958).
6. *Berdicseszki – Nyikityenko*: Metodika opredelenia sztatigraficeszskoj prinadlezsnosztí opornovo gorizonta v metode telluriceszskih tokov. Prik. Geof. 33 (1962).

Radioaktív kutatás

- Baranov, V. I. – Hrisztyjanov, V. K.*: Kibúvások börtartalmának meghatározása bányavágatokban neutron-módszerrel. = Izv. Akad. Nauk, 1964. 3. sz. 349 – 353. 1.
- Poljacsenko, A. L.*: A termikus neutronok instanciónárius diffúziójának elmélete hengeralakú határfelülettel rendelkező kétréteges végtelen közeg esetében. = Izv. Akad. Nauk, 1964. 4. sz. 532 – 547. 1.

Szeizmikus kutatás

- Tsvi Meidav*: Viscoelastic Properties of the Standard Linear Solid. = Geophys. Prospect., 1964. 12. köt. 1. sz. 80 – 99. 1.
- Bortfeld, R.*: Examples of Synthetic Refraction Arrivals and Wide-Angles Reflections. = Geophys. Prospect., 1964. 12. köt. 1. sz. 100 – 114. 1.
- Wachholz, H. – Weissensteiner, K.*: Über die Dimensionierung und das Verhalten von Regelkreisen im seismischen Verstärker. = Geophys. Prospect., 1964. 12. köt. 3. sz. 308 – 324. 1.
- Helbig, K.*: Refraction Seismics with an Anisotropic Overburden: A Graphical Method of Interpretation. = Geophys. Prospect., 1964. 12. köt. 4. sz. 383 – 396. 1.
- Sattlegger, J.*: Series for Three-Dimensional Migration in Reflection Seismic Interpretation. = Geophys. Prospect., 1964. 12. köt. 1. sz. 115 – 134. 1.
- Toksöz, N. M.*: Microseisms and an Attempted Application to Exploration. = Geophysics, 29. köt. 2. sz. 154 – 177. 1.
- Stuart, D. J. – Roller, J. C.*: Seismic Propagation Paths, Regional Traveltimes, and Crustal Structure in the Western United States. = Geophysics, 1964. 29. köt. 2. sz. 178 – 187. 1.
- Foster, M. R. – Sengbush, R. L.*: Design of Sub-Optimum Filter Systems for Multi-Trace Seismic Data Processing. = Geophys. Prospect., 1964. 12. köt. 2. sz. 173 – 191. 1.

- Poley, J.*: Critical-Angle Effects in Seismic Exploration. = Geophys. Prospect., 1964. 12. köt. 4. sz. 397 – 421. 1.
- Neale, R. N.*: The Use of Isochron Charts in Seismic Refraction Interpretation. = Geophys. Prospect., 1964. 12. köt. 2. sz. 215 – 224. 1.
- Dobrin, M. B. – Rimmer, W. G.*: Regionals and Residuals in Seismic Prospecting for Stratigraphic Features. = Geophysics, 1964. 29. köt. 1. sz. 38 – 53. 1.
- Robinson, E. A. – Sven Treitel*: Principles of Digital Filtering. = Geophysics, 1964. 29. köt. 3. sz. 395 – 404. 1.
- Toksöz, M. N. – Schwab, F.*: Bonding of Layers in Two-Dimensional Seismic Modeling. = Geophysics, 1964. 29. köt. 3. sz. 405 – 413. 1.
- Shimshoni, M. – Smith, S. W.*: Seismic Signal Enhancement with Three-component Detectors. = Geophysics, 1964. 29. köt. 5. sz. 664 – 671. 1.
- Backus, M. – Burg, J. stb.*: Wide-band Extraction of Mantle P Waves from Ambient Noise. = Geophysics, 1964. 29. köt. 5. sz. 672 – 692. 1.
- Hall, D. H.*: Converted Waves in Refraction Surveys over Markers with Variable Depth. = Geophysics, 1964. 29. köt. 5. sz. 733 – 744. 1.
- Junger, A.*: Signal-to-noise Ratio and Record Quality. = Geophysics, 1964. 29. köt. 6. sz. 922 – 925. 1.
- Gassaway, G. S.*: Method using Ellipses to Interpret Seismic Reflection Data. = Geophysics, 1964. 29. köt. 6. sz. 926 – 934. 1.
- Ohovich, V. A.*: The Causes of Noise in Seismic Reflection and Refraction Work. = Geophysics, 1964. 29. köt. 6. sz. 1015 – 1030. 1.
- Limón, A. C.*: Techniques of Seismic Recording = Geophysics, 1964. 29. köt. 6. sz. 1031 – 1045. 1.
- Alekszejev, A. Sz. – Vol'vovszkij, I. Sz.*: A szeizmikus mélyszondázásnál regisztrált néhány hullám fizikai természete. I. = Izv. Akad. Nauk, 1964. 1. sz., 3 – 19. 1.