

MAGYAR

Geofizika



A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE
KIADVÁNY SOROZATA

BUDAPEST, 1960.

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE
KIADVÁNYSOROZATA

I. évfolyam

2. szám.

MAGYAR
Geofizika

Budapest, 1960.

Felelős szerkesztő:
Dr. SEBESTYÉN KÁROLY
a Magyar Geofizikusok Egyesülete főtíkára

Szerkesztőbizottság tagjai:
Czeplédi István és Dr Renner János

Technikai szerkesztő:
Buday Tibor

Az ábrákat rajzolta:
Németh Lajos

Készült az Országos Meteorológiai Intézet házi nyomdájában 700 példányba
megjelenik negyedévenként

Engedély száma: Művelődésügyi Minisztérium 3168145/1960.

T a r t a l o m j e g y z é k .

	Oldal
Dr. Haáz István: Jordan Károly.	4
Holló Lajos: A 27 napos visszatérési tendencia a földi-áramok különböző pe- riodusú variációiban.	6
Wallner Ákos: A Nagycenk melletti obszervatórium mint tellurikus bázisállomás.	13
Jermendi Zoltán: Korszerű szeizmikus erősítő tervezési kérdései.	20
Kilényi Éva: Felszinközeli szeizmikus sebességek vizsgálata.	28
Molnár Károly és Miklós Gergely: A zavarhullámok kiküszöbölése terén elért hazai eredmények és további lehetőségek.	38
Nagy Zoltán: Reflexiós sebességszámítási eljárások összehasonlító vizsgálata és a sebességek hibájának hatása a felületelemek meghatározásá- ra.	51
Ujfalusy Antal: Kéértékelő problémák a kínai-magyar szeizmikus méréseknél. . .	62
Varga Imre: A kőolajipari szeizmikus mérések néhány földtani eredménye. . .	70
Markó László: A dunántúli szénhidrogéntárolók szelvényezési és értelmezési módszerei.	84

JORDAN KÁROLY

1871-1959

1959. dec. 24-án, 88 éves korában elhunyt JORDAN Károly nyug. egyetemi tanár, a legidősebb magyar matematikus, tudományos életünk egyik külföldön is elismert és nagyrabecsült egyénisége.

1871. dec. 16-án született Pesten. (Pest és Buda csak 1872-ben egyesültek Budápestité.) Középiskolai tanulmányait a belvárosi reáliskolában, egyetemi tanulmányait Zürichben, Genfben és Párizsban végezte. Vegyésznek készült, doktori értekezését és még néhány első értekezését is a múlt század végén a szerves kémia köréből írta.

Amidőn azonban hazajött, itthon a geofizika egyik ágában, a szeizmológiában kezdte el tudományos pályáját: 1905-től néhány éven át a budapesti Földrendési Számoló Intézet igazgatója volt, 1907-ben nagyobb összefoglaló tanulmányt is írt a földrengési hullámok terjedéséről. (La propagation des ondes sismiques, Revue Générale des Sciences, Paris 1907.)

Tágabb értelemben a geofizika körébe tartozik meteorológiai munkássága is. Már korábban, 1904-ben foglalkozott a valószínűségszámításnak, majd később ismételt a korrelációszámításnak is a meteorológiai alkalmazásaival.

A valószínűségszámítás csakhamar tudományos munkásságának középpontjába került és ezzel kapcsolatban foglalkozott a differenciászámítással, a mérési hibák elméletével és a matematikai statisztikával is. Ezekben a tudományágakban elért értékes eredményeinek ismertetése nem a mi feladatunk.

Bennünket is érdekel azonban és kutatásainkban már eddig is szolgálatokat tett az észlelések eredményeinek megközelítő matematikai előállítására vonatkozó eljárása. Gyakori feladat minden megfigyeléssel, észleléssel, méréssel foglalkozó tudományban az észlelések eredményeinek megközelítő előállítása: grafikus ábrázolásban egyenes vonallal vagy valamilyen egyszerű görbével, numerikusan első-, másod- vagy más, nem túl magasfokú racionális egész függvénnyel, polinommal. Az ilyen előállítás igen alkalmas lehet egyrészt az észlelt változások esetlegességektől mentes általános menetének, másrészt ehhez az általános menethez képest mutatózó szabályos ingadozásainak tanulmányozására. A megközelítő polinom együtthatóinak meghatározása a legkisebb négyzetek elve alapján elvileg egyszerű feladat, de az eljárás hosszadalmas és ha a megközelítés nem bizonyul kielégítőnek, akkor a jobb megközelítést jelentő magasabbfokú polinom előállítására a számítást egészen előlről kell elkezdeni. JORDAN a számítást részleteiben is egyszerűbbé tette és a feladatot úgy oldotta meg, hogy a jobb közelítést nyújtó együttható kiszámítása legyen szükséges.

Ezt az eljárást alkalmazta kezdeményezésemre BARTA György a földmágnesség évszázados változásának törvényszerűségeire vonatkozó, tagtársaink előtt is jól ismert vizsgálataiban. Jórészt ez tette lehetővé, hogy a földmágneses obszervatóriumok igen nagy adathalmazát aránylag kevesebb számítással rövidebb idő alatt feldolgozhatta és más, szintén hosszú észlelés-sorozatú megfigyelések törvényszerűségeivel a kapcsolatukat tanulmányozhatta.

Az eljárás két (vagy több) változás polinomokkal előállítható jelenségekre is kiterjeszhető és jó lenne, ha geofizikus kutatóink is foglalkoznának ezzel a

lehetőséggel. Ugyanis ez alkalmas lehet pl. nagy kiterjedésű területeken végzett geofizikai mérések eredményeiből meghatározott anomáliák esetlegességektől mentes regionális változásainak és ehhez a regionalitáshoz képest mutakozó szabályos helyi, lokális vagy másodlagos változásainak tanulmányozására.

JORDAN Károly mélyenjáró tudományos munkásságát itthon is, külföldön is elismerték és nagyrabecsülték. Az Eötvös Loránd Matematikai és Fizikai Társulat a Kónig Gyula jutalommal, kormányzatunk Kossuth-díjjal és a Magyar Népköztársaság Érdemérmével tüntette ki, a Magyar Tudományos Akadémia levelező tagjává, a Bolyai János Matematikai Társulat elnökévé, a Magyar Geofizikusok Egyesülete tiszteleti tagjává és számos külföldi tudományos társaság is rendes ill. tiszteleti tagjává választotta. Egyesületünk munkáját élete végéig érdeklődéssel kísérte, még a tihanyi kirándulásoknak is szorgalmas résztvevője volt.

Dr. Haáz István

A 27 napos visszatérési tendencia a földi-áramok különböző periódusú variációiban.

A MTA Geofizikai Kutató Laboratóriuma földiáram obszervatóriumában elsősorban a tellurikus áramok frekvenciavizsgálatai foglalkoztatják a kutatókat. Evvel kapcsolatban vált szükségessé, hogy a tellurikus áramok különböző periódusú variációit a 27 napos visszatérési hajlam szempontjából is megvizsgáljuk.

A 27 napos visszatérési hajlamot a földmágneses jelenségekben régóta ismerik és részletesen fel is dolgozták. Mivel a földi elektromágneses tér egyes jelenségei között szoros kapcsolat van, kézenfekvő, hogy a 27 napos visszatérési tendencia a tellurikus áramok variációiban is jelentkezik. A tellurikus áramok változásaiban ennek a periodicitásnak a vizsgálatával Kunetz Géza egyik tanulmánya foglalkozik /1/, de csak a rövidperiódusú változásokat vizsgálta.

A 27 napos visszatérésre vonatkozó vizsgálatot a nagyeceni tellurikus obszervatórium lassú regisztrálásának anyagán végeztük el 1957 augusztusától 1959 májusáig terjedő időközre.

A vizsgálatokat a tellurikus változások feldolgozásánál már korábban bevezetett 5 periódus-osztály alapján végeztük el. Ezek.

- | | |
|----|----------|
| 1. | 0 - 2° |
| 2. | 2 - 6° |
| 3. | 6 - 12° |
| 4. | 12 - 24° |
| 5. | 24 - 60° |

Az egyes sávok napi tevékenységét az átlagos amplitudók alapján egy-egy karakterszámmal jelöljük 0-9-ig. Számításaink alapjául ezek a karakterszámok szolgáltak /2/.

Az öt frekvenciaosztály tevékenységét jelző karakterszámokat osztályonként időrendi sorrendben kiírtuk. Ezután megnéztük, hogy adott tevékenységű - tehát bizonyos karakterszámmal jellemzett - napok után 27 nap múlva milyen értéket találunk. Ezeket azután átlagoltuk. Az adatok száma minden esetben 500-on felül volt, így a számítások eléggé megbízhatónak tekinthetők.

A maximumok és minimumok, tehát nagy és kis karakterszámú napok általában 27 nap múlva egy-kéi napos késéssel újra jelentkeznek. Legkorábban az ötödik frekvenciaosztálynál mutatkozik ez a jelenség, éspedig fél vagy egy nappal megelőzve a többi frekvenciaosztályt. Feltűnő, hogy a minimumok még a maximumoknál is jobban visszatérnek, mintegy következményeképpen annak, amit már a napfolttevékenység vizsgálatánál megállapítottak, hogy a napfoltmentes területek jobban visszatérnek, mint a tevékenyebb részek /3/.

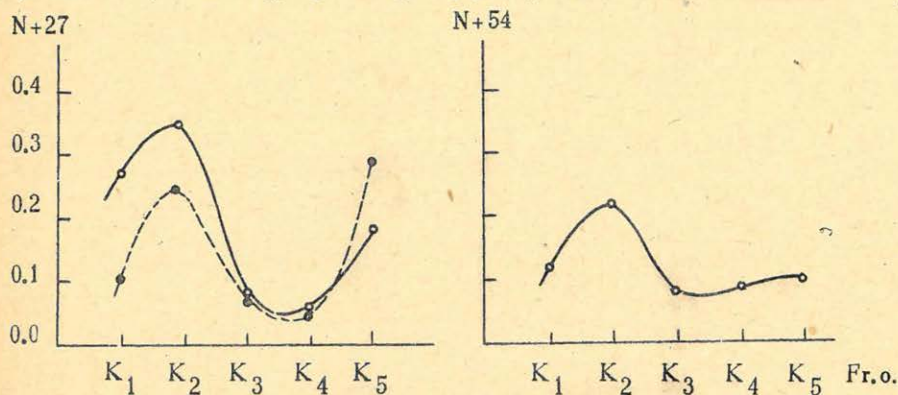
A korrelációs számítás segítségével kiszámíthatjuk, milyen valószínűséggel várható, hogy egy jelenség 27 ill. 54 nappal később megismétlődik. Ezért autokorrelációt végeztünk a kérdéses és az utána következő 27, ill. 54. nap karakterszámai között, azaz kiszámítottuk a megfelelő regressziós egyenesek hajlásszögének iránytangensét az un , r korrelációs faktor értékét. Mivel a viharos napok értékei nem teljesen megbízhatók, ezért közepes zavartságú adatokból is kiszámítottuk a korrelációs faktort, azaz csak a 2-6-os karakterszámmal jellemzett napokat véve figyelembe.

A rendelkezésünkre álló adatok bizonyos véletlennek tekinthető ingadozásoknak vannak alávetve, azaz valószínűségi változók. Célszerű a valószínűségszámítás alapján a regressziós egyenesek 90 és 99 %-os biztonságu hibahatárait is meghatározni.

I. Táblázat.

	Frekvenciaosztály	Korrelációs faktor v. a regressziós egyenes iránytangense	90 %-os biztonságu hibahatár	99 %-os hibahatár
27. nap	K ₁	0.27	<u>+0.07</u>	<u>+0.10</u>
	K ₂	0.34	<u>+0.07</u>	<u>+0.11</u>
	K ₃	0.08	<u>+0.07</u>	<u>+0.11</u>
	K ₄	0.06	<u>+0.07</u>	<u>+0.10</u>
	K ₅	0.18	<u>+0.07</u>	<u>+0.11</u>
54. nap	K ₁	0.12	<u>+0.07</u>	<u>+0.11</u>
	K ₂	0.22	<u>+0.07</u>	<u>+0.11</u>
	K ₃	0.08	<u>+0.07</u>	<u>+0.10</u>
	K ₄	0.09	<u>+0.07</u>	<u>+0.10</u>
	K ₅	0.10	<u>+0.07</u>	<u>+0.10</u>

Bartels a napfolttevékenység időszaka alatt a sugárzási mennyiségek 27 napenkénti visszatérési hajlamát vizsgálva /3/ 0.40-0.19 közötti korrelációs faktorokat kapott eredményül. Ez nagyságrendileg elég jól egyezik a mi számításainkkal.



--- közepes zavartságu adatokból számított r.

1. ábra

A vízszintes tengelyre a frekvenciaosztályok, a függőleges tengelyre a kérdéses és az utána következő 27. ill. 54. nap közötti autokorreláció r értékei vannak felhordva. A szaggatott vonallal rajzolt görbe a közepes zavartságu adatokból számított korrelációs faktor értékeit köti össze.

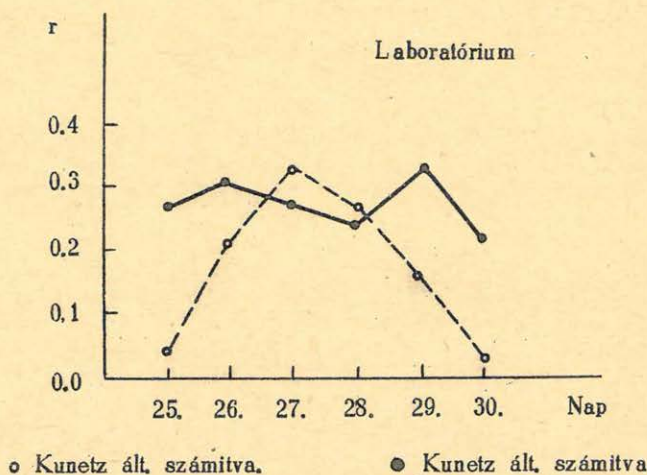
Ha a rendelkezésünkre álló adatokat a frekvenciaosztály függvényében ábrázoljuk, akkor világosan látszik, hogy a második és ötödik frekvenciaosztályban az autokorrelációs faktor lényegesen nagyobb, mint a harmadik és negyedik frekvenciaosztályban.

A napi potenciál-változások 27 napos visszatérési hajlamát vizsgálva kiderült, hogy a viszonylag nagy korrelációs faktor ($r = 0.30$) a szabályos évi változás következménye.

Kunetz Géza /1./ a rövidperiódusú (0-2/ variációkból kimutatta a 27 napos visszatérést. Mi az átlagamplitúdók alapján számított értékekből a 27 napos visszatérési tendenciát ebben a frekvenciaosztályban kimutatni nem tudtuk.

II. Táblázat

Nap	25.	26.	27.	28.	29.	30.	
r	0.04	0.21	0.33	0.27	0.16	0.03	Kunetz által számítva
r	0.272	0.304	0.274	0.243	0.330	0.224	Laboratórium által számítva



2. ábra

A vízszintes tengelyre a kérdéses nap utáni 25. 26. stb. nap, a függőleges tengelyre az autokorrelációs faktor értéke van felhordva. A teljes vonallal összekötött értékeket a Laboratórium, a szaggatott vonallal összekötött értékeket Kunetz számította.

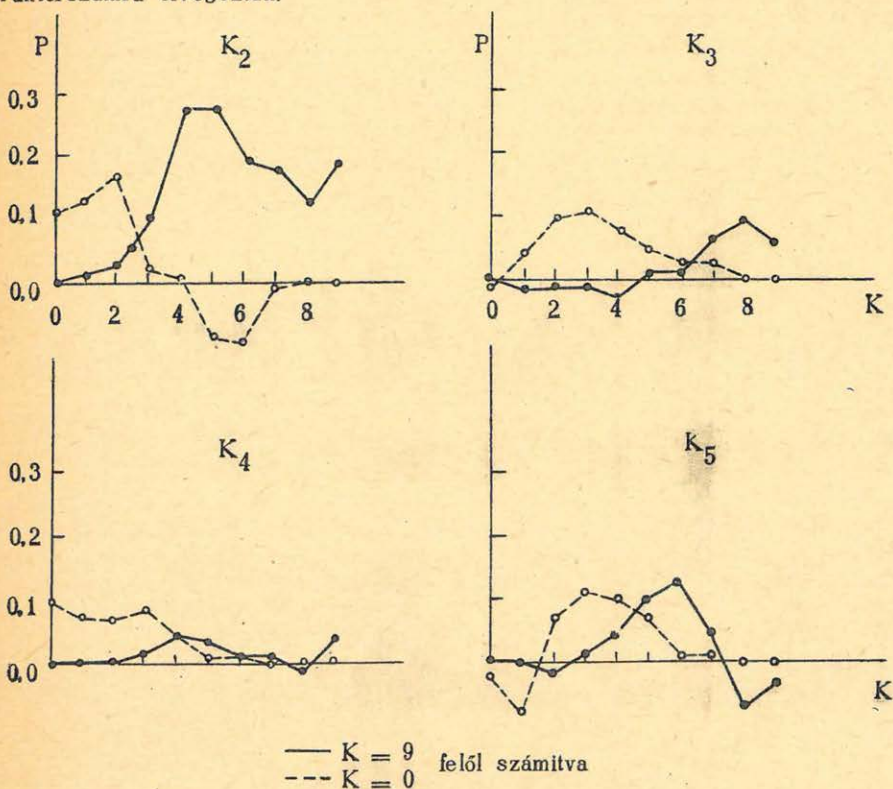
D.W.G.Chappel a 27 napos visszatérés vizsgálatára a korrelációs számítás helyett egy egyszerűbb módszert, a perzisztencia-számítást ajánlja /4/.

Jelöljük N -nel a feldolgozott napok számát. Legyen n_1 azoknak a napoknak a száma, amikor egy jelenség mutatkozik, n_2 pedig azoknak a napoknak a száma,

amikor 27 nap múlva hasonló jelenséget észlelünk. A perzisztencia-tényező a következőképpen számítható:

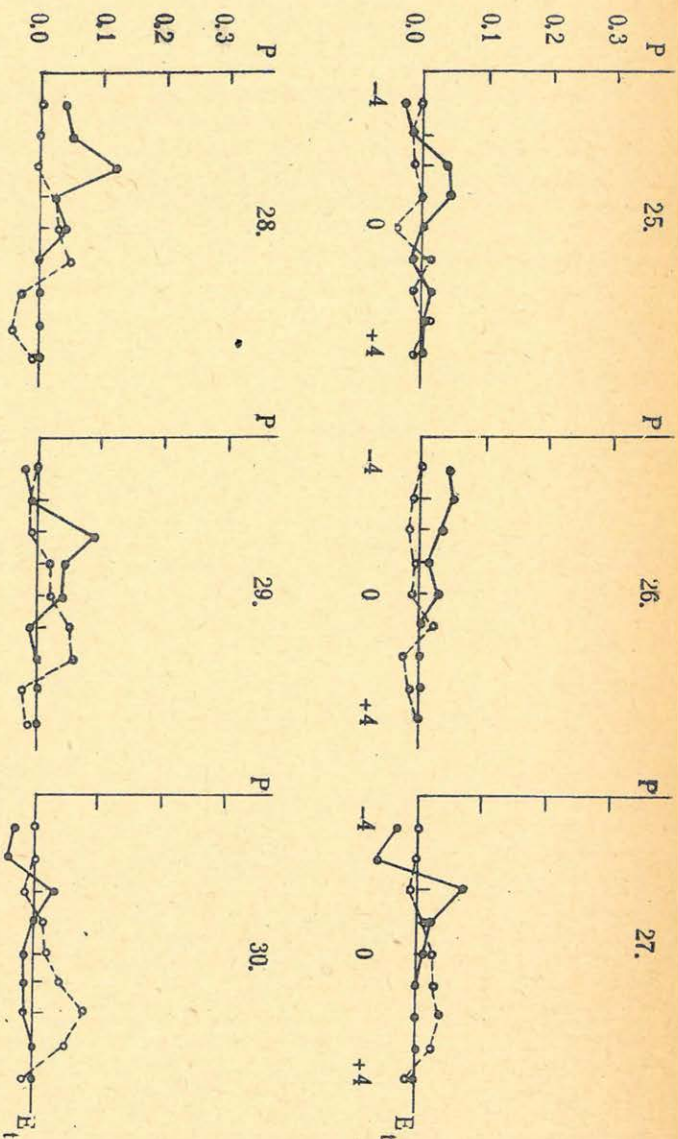
$$P = \frac{n_2}{n_1} - \frac{n_1}{N}$$

Összehasonlításképpen elvégeztük a 27 napos perzisztencia-értékek számítását a frekvenciaosztályokra két oldalról $K=9$ és $K=0$ felől. Egyik oldalról számítva kikötöttük azt, hogy egy adott tevékenységnél pl. $K=6$ -nál kisebb zavartságú, azaz $K=6$ értéknél kisebb karakterszámmal jellemzett nap nem fordul elő, másik oldalról azokat a napokat vizsgáltuk, amikor egy bizonyos tevékenységű napnál nagyobb karakterszámú nap nem fordul elő. A teljesség kedvéért a számítást az összes karakterszámra elvégeztük.



3. ábra

A vízszintes tengelyen a karakterszámfokokozatok (K) vannak feltüntetve, a függőlegesen a perzisztenciatényezők (P) értékei. A teljes vonallal összekötött értékek a $K=9$ felől, a szaggatott vonallal összekötött értékek $K=0$ felől vannak számítva. K_2 a második, K_3 a harmadik, K_4 a negyedik, K_5 az ötödik frekvenciaosztályt jelentik.



4. ábra

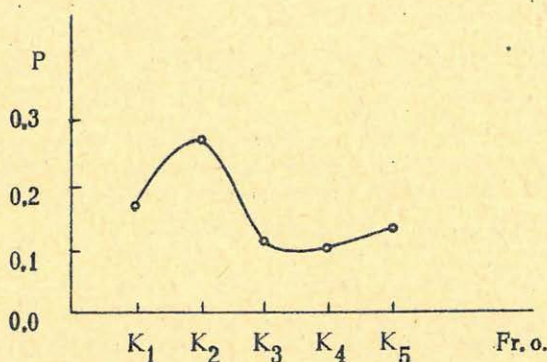
A vízszintes tengelyre a havi közepektől való eltérések (E_1) -4 és +4 közötti értékei, a függőleges tengelyre a perzisztencia-értékek (P) vannak felhordva. A teljes vonallal összekötött értékek a +4-es, a szaggatott vonallal összekötött értékek a -4-es eltérés felől számított perzisztenciák, 25, 26. stb. a kérdéses nap után 25, ill. 26. napot jelentik.

Az első frekvenciaosztályra végzett perzisztenciaszámítások - ha az évi járást kiszűrtük - ismét megerősítik, hogy az első frekvenciaosztályban a 27 napos visszatérési hajlamot kimutatni nem tudjuk.

Ha a maximális perzisztencia-tényezőket az egyes frekvenciaosztályok függvényében ábrázoljuk, akkor szembevetendő a hasonlóság az 1. ábrával.

III. Táblázat

Frekvenciaosztály	K_1	K_2	K_3	K_4	K_5
Perzisztenciaérték	0,171	0,271	0,106	0,097	0,130



5. ábra

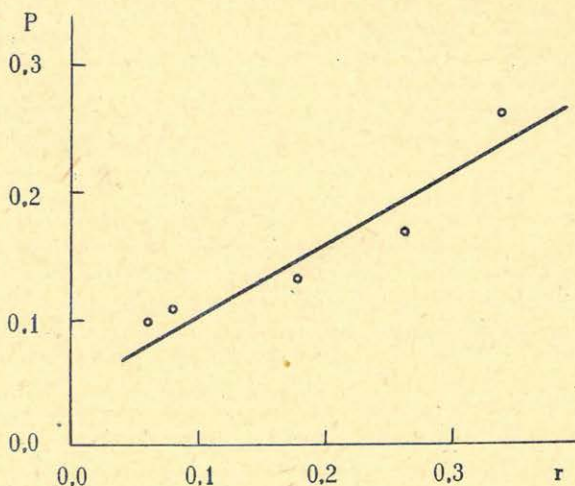
A vízszintes tengelyen a frekvenciaosztályok, a függőleges tengelyen a perzisztencia-értékek vannak feltüntetve.

Az eddigieket egybevetve megállapíthatjuk, hogy a kissé hosszadalmas korreláció-számítás helyett teljes értékkel használhatjuk a sokkal egyszerűbb perzisztenciaszámítást a 27 napos visszatérési hajlam vizsgálatára. Ha összehasonlítjuk az egyes frekvenciaosztályokban az autokorrelációs faktor és a perzisztencia-tényező értékét, akkor a nagyságrendi egyezés is jónak mondható.

Egyes különleges változástípusokra is elvégeztük a perzisztencia-számítást. Itt a változásokat 27 naponként csoportosítottuk, és ennek az alapján már számítható volt a perzisztencia-tényező értéke. 27 napos visszatérési hajlamot ezekben a jelenségekben nem, vagy alig tapasztaltunk. Oka lehet talán ennek az is, hogy az egyes változások szétválasztása még nehézségekbe ütközik.

IV. Táblázat

P_i pulzációk	$P = - 0,031$
Éles kiütések	$P = - 0,014$
Öblök pulzációval	$P = 0,004$
Öblök pulzáció nélkül	$P = - 0,022$
Viharok	$P = - 0,032$
Tűk	$P = 0,013$



6. ábra

A vízszintes tengelyre a korrelációs faktor értékei, a függőleges tengelyre a perzisztencia-értékek vannak felhordva. A pontok közel egyenes mentén fekszenek

Összefoglalás.

Kunetz Géza a rövidperiódusú változásokból mutatta ki a 27 napos visszatérési hajlamot. Vizsgálataink eredménye eltér Kunetz eredményeitől.

Egészében véve az első frekvenciaosztály átlagamplitudói alapján számított értékekből sem korreláció-számítással, sem perzisztencia-számítással a 27 napos visszatérési tendenciát kimutatni nem lehet, ha az évi járást kiszűrjük.

A különböző frekvenciájú variációk viselkedése sok érdekes problémát vet fel. Az ezzel kapcsolatos vizsgálatok felvilágosítást nyújtottak az egyes frekvenciasávok viselkedésére. Azt tapasztaltuk, hogy a második és ötödik frekvenciaosztály elsődlegesen, a harmadik és negyedik frekvenciaosztály mint kísérő jelenség lép fel /5., 6./.

Ezeket a megállapításokat egészíti ki és támasztja alá a 27 napos visszatérési hajlam vizsgálata. Az elsődleges frekvenciaosztályokban a 27 napos visszatérési tendencia erősebb, a másodlagos frekvenciaosztályokban gyengébb.

IRODALOM.

Holló Lajos

- /1/ Kunetz G.: Correlation et recurrence des variations de courants telluriques et du champ magnétique. 1953. Luxemburg, Imprimerie Bourg-Eourges.
- /2/ Observatóriumi jelentés (nyomatás alatt).
- /3/ J.Bartels: Geophysik. Teil I. Naturforschung und Medizin in Deutschland 1939-1946. Band 17. 1948. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- /4/ D.W.G.Chappel. A relationship between the life of M-regions and the rate of solar activity. Journal of Atmospheric und Terrestrial Physics, 1960. Pergamon Press. Vol. 17. No.4.
- /5/ Veró József. J. Atmosph. Terr. Phys. 13. 375., 1958.
- /6/ Veró József. Kísérlet a földi áramok változásaiban lévő frekvenciasávok szétválasztására (nyomatás alatt).

A Nagycenk melletti OBSZERVATÓRIUM *mint tellurikus bázisállomás.*^{1/}

A M.T.A. Geofizikai Kutató Laboratóriuma feladatául tüzte ki országos jellegű tellurikus mérések végrehajtását. Az 1959 szeptemberében megrendezett Nemzetközi Geofizikai Ankéton Ádám Antal és Verő József már ismertették módszertani vizsgálataikat, továbbá az eddigi méréseket és azok eredményeit. /2/ Jelen tanulmányban azzal a kérdéssel szeretnék foglalkozni, hogy - felhasználva az országos mérések eddig bemért állomásait - a gyakorlati tellurikus mérések számára a nagycenki obszervatórium milyen területen használható főbázisként.

A bázisállomások telepítésénél a legfontosabb szempont az, hogy az adott körülményekhez képest tektonikailag nyugodt helyet találjunk. Ezt rendszerint a rendelkezésre álló gravitációs vagy mágneses felvételek alapján szokás kiválasztani. Ideális esetben a bázisnak elektromos szempontból izotrop rétegelrendeződés fölött kellene lennie, hogy a tellurikus anizotrópia-ellipsziseknek az alakja egy-egy állomáson a tényleges anizotrópiát tükrözze. Ezt az állapotot, ha nehéz is a valóságban elérni, célszerű a lehetőségekhez képest megközelíteni.

A gyakorlat azt mutatja, hogy akár szelvénymenti, akár területmérésről van szó, egy bázis használata általában nem elegendő. Bizonyos távolság után, a tektonikától függően a tellurikus tér olyan mértékben torzul el, hogy a felvételek, illetve tellurikus változások azonosítása már nehézségekbe ütközik. Ilyenkor a tellurikában leggyakrabban használt relatív ellipszis-módszer bizonytalanná válik és az ellipszis pontjai szórnak. Ebben az esetben szükséges több bázis használata.

Több bázis esetében a mérésnek igen fontos lépése a bázisok egymáshoz való bemérése és az egész mérésnek egy főbázisra, azaz közös szintre való vonatkoztatása. A bázisok összemérésére éppen ezért különleges gondot kell fordítani és időben hosszabb felvételeket kell készíteni. A közvetlen összemérés sokszor okoz nagyobb kiesést, különösen, ha variációszegény felvétel miatt szükséges annak megismétlése. Nagyobb távolságok és azonosítási nehézségek esetében szokás ún. kapcsolóállomásokat közbeiktatni, amelyeket azután mindkét bázishoz bemérnek.

Kapcsolóállomások használatánál, továbbá hosszabb szelvény mentén fekvő bázisok lépésről lépésre történő összemérésénél kedvezőtlen hibahalmazódás léphet fel és ez a tellurikus profilt elcsavarhatja. A gyakorlati tellurikában ilyenkor általában furás mellett telepített állomásokkal, vagy ennek hiányában ellenállásmérésekkel szokták a méréseket kiegészíteni. Így a tellurikus profilt mintegy fix pontok közé illesztjük be.

A nagycenki obszervatórium jó szolgáltatásokat tehet a fenti nehézségek leküzdésében. Ugyanis, ha a bázisokkal egyidőben az obszervatóriumban is készül gyors regisztrálás, akkor minden egyes bázist az obszervatóriumra, mint főbázisra lehet vonatkoztatni. Ezáltal a bázisok összemérése elhagyható. Mivel egy bázisállomáson több napon keresztül történik átlagosan több órás regisztrálás, már lehetőség nyílik a relatív ellipszis-módszer helyett a több adatot feldolgozó abszolút ellipszis-módszer felhasználására. /3/ Ennek a módszernek az alkalmazása azzal az előnnyel is járna, hogy az ellipsziseknek a bázisra vonatkoztatott területarányain kívül az abszolút ellipszisek nagytengelyének irányából és az excentricitás mértékéből további következtetéseket is lehet a geológiai szerkezetre vonatkozóan levonni.

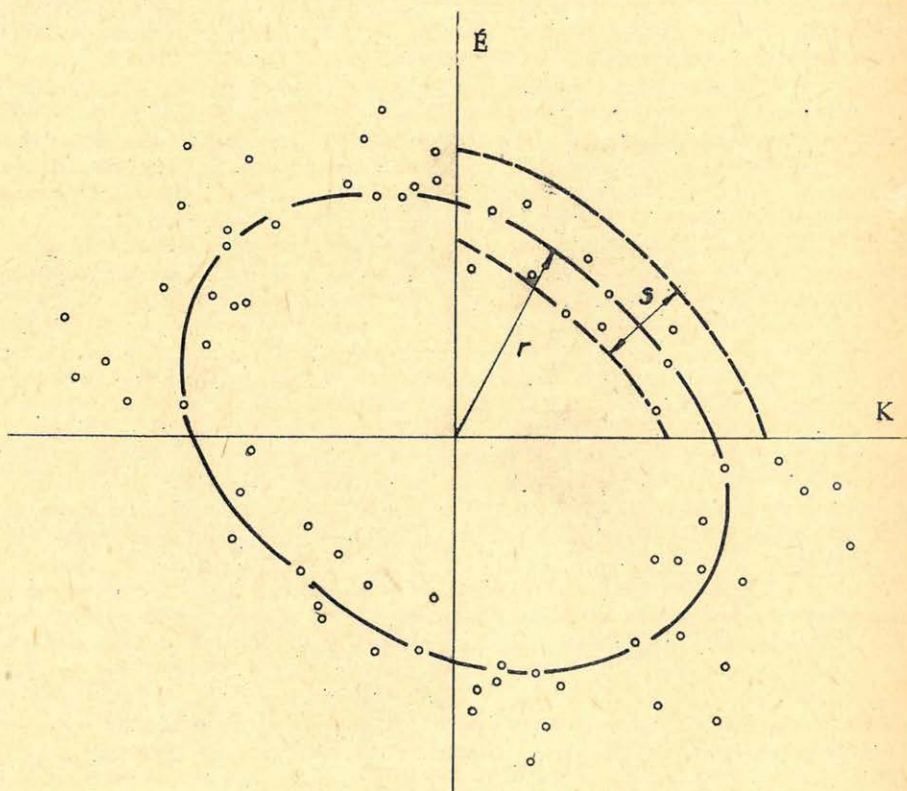
1/ A Geofizikusok Egyesület Ifjúsági Ankétján 1959 XII. 7-én megtartott előadás.

Az obszervatórium, mint egy állandósított tellurikus állomás jól használható akkor is, ha pl. egy, bármilyen okból megszakított mérést később folytatni kell. Ilyenkor régi, elveszett bázispontok felkeresése is tetemes többletmunkát jelent, ami az obszervatórium felhasználásával elhagyható.

Az országos mérések alapján megvizsgáltuk, hogy a nagycentri obszervatórium az eddig bemért pontokon milyen mértékben töltheti be a főbázis szerepét. Kiszámítottuk az egyes állomások abszolút ellipsziséit és ebből megszerkesztettük a relatív ellipsziseket. Emellett a relatív ellipszis-módszerrel is szerkesztettünk ellipsziseket. A relatív ellipszis-módszerrel kapott vektorvégpontok szórtsága jellemezheti az egyes állomások bizonytalanságát.

Ennek a bizonytalanságnak a jellemzésére egy jellegszámot állapítottunk meg a következő módon:

A pontok szórtsága alapján meghatároztuk azt a terület-sávot, amely a pontok 80 %-át magában foglalja, míg 10-10 %-egy-egy oldalon kívül esik. Ennek a sávnak lemértük a szélességét és elosztottuk az ellipszis középpontjától mért közepes távolsággal (1. ábra):



1. ábra. A rohodi állomás ellipszise ($b=0,42$)

$$b = \frac{c \cdot s}{n \cdot r},$$

ahol:

$$c = 10,$$

s = a területsáv szélessége.

n = a relatív ellipszis-módszerrel meghatározott pontok száma.

r = a sávnak az ellipszis középpontjától mért közepes távolsága.

Tekintettel arra, hogy a relatív ellipszist az egyes térszövegekben nem lehet mindig egyforma pontsűrűséggel meghatározni, az ellipszis egyes szakaszaira külön b értéket számítottunk és ezek középértékét fogadtuk el jellegszámunknak.

Meg kell itt említeni, hogy a vektorvégpontok alapján külön nem rajzoltuk meg a relatív ellipszist, hanem mindjárt az abszolút ellipszisekből szerkesztett relatív ellipszissel hasonlítottuk össze a vektorvégpontokat. Ezt az eljárást az teszi indokolttá, hogy egyrészt az abszolút ellipszis-módszerrel egy-egy állomásra 6-800 adatot dolgoztunk fel, míg a relatív ellipsziseknél csak mintegy 40-60-at; másrészt az abszolút és relatív módszernél a felvételek azonos szakaszát dolgoztuk fel. Ebből következik, hogy a jellegszám meghatározására felhasznált területsáv az abszolút ellipszisekből megszerkesztett ellipszire vonatkoztatva szimmetrikus.

Az ellipszis bizonytalanságának megállapítására a legkisebb négyzetek elve a klasszikus módszer. Jellegszámunk ellenőrzése céljából ezt a számítást is elvégeztük a

$$\mu = \sqrt{\frac{[vv]}{n}}$$

képlettel, ahol [vv] az egyes pontok ellipszistől mért távolságának négyzetösszege, n a pontok száma.

$$r = \frac{a+b}{2}$$

vagyis az ellipszis pontjainak a középponttól vett közepes távolsága.

A két módszer közötti lineáris összefüggést ábránk meggyőzően mutatja, tehát az előzőkben bevezetett egyszerűen és gyorsan meghatározható jellegszámmal az ellipszis jól jellemezhető (2. ábra).

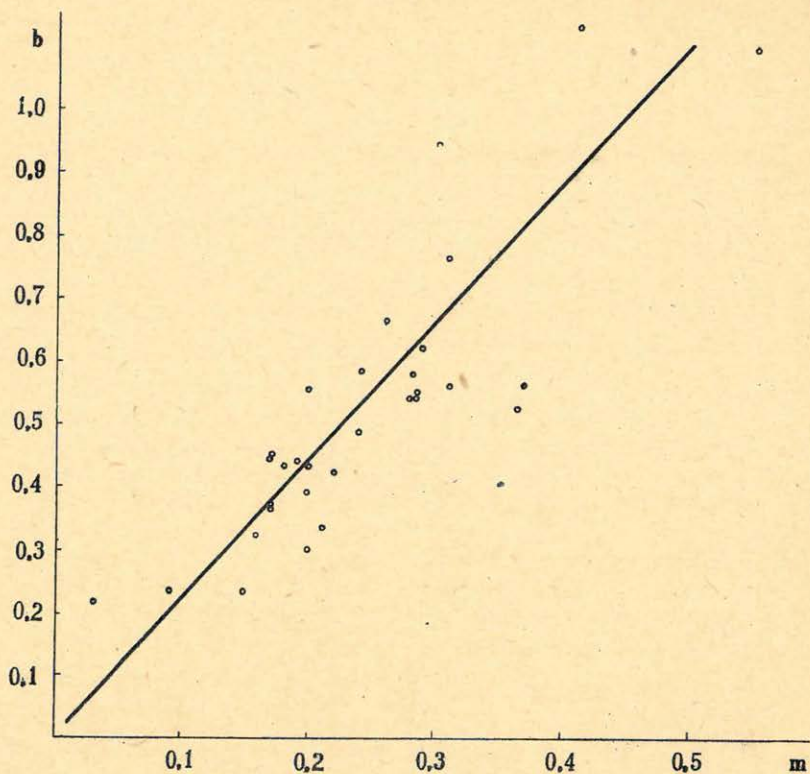
Az ellipszisek jellegszámait az obszervatóriumtól való távolság függvényében ábrázolva (3. ábra) megközelítőleg exponenciális összefüggést kapunk. A jellegszámok és a távolságok logaritmusai között korrelációs számítás végeztünk. A korrelációs tényező:

$$r_k = + 0,29.$$

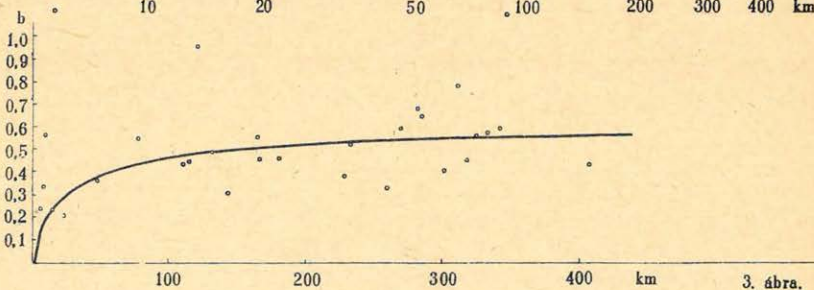
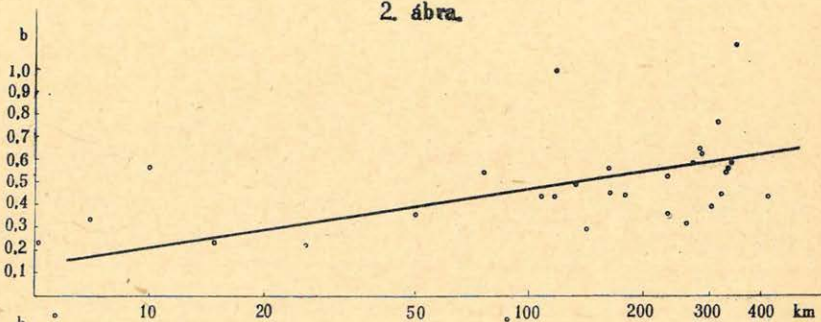
A regressziós egyenes egyenlete (3. ábra):

$$b = - 0,05 + 0,25 \cdot \log t.$$

A 0,29-es korrelációs tényező laza kapcsolatot mutat. Az egyes állomásokat vizsgálva szembevetendő, hogy pl. az obszervatóriumtól 160 km-re levő sárosdi állomás ($b=0,55$) és a 330 km-re levő püspökladányi állomás ($b=0,56$) azonos bizonytalanságú, míg a 400 km-re fekvő Rohod állomáson a bizonytalanság kisebb ($b=0,42$).

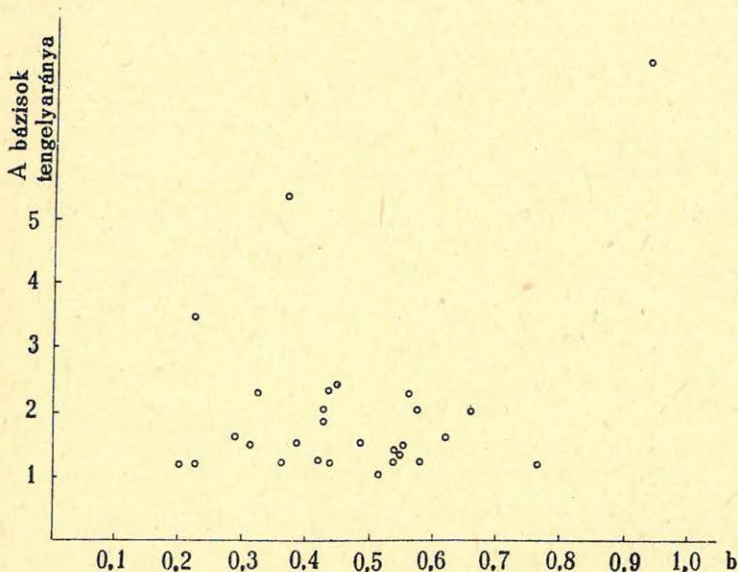


2. ábra.



3. ábra.

Kiszámítottuk az ellipszisek tengelyaránya és a bizonytalanság közötti korrelációt is. Az eredmény itt még lazább korrelációt ($r_k=0,19$) mutat (4. ábra), tehát a mérési pontjainkon a tektonika által okozott tér-torzulás nem növeli a relatív ellipszis-módszer bizonytalanságát. A jellegszámok szórásának okát legfőképpen a tellurikus áramok változó jellegében kereshetjük.



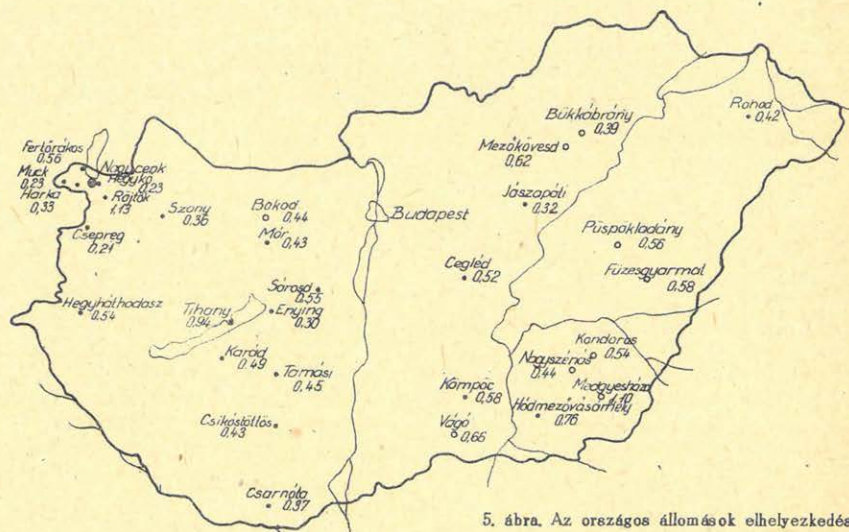
4. ábra.

Vizsgálatainkhoz 30 országos állomást használtunk fel. (5. ábra) Ennek nagyobb részét a Laboratórium mozgó obszervatóriuma mérte. Egy-egy állomáson 1 órát regisztráltunk folyamatosan. Felhasználtuk ezen kívül az E.L. Geofizikai Intézet tellurikus csoportjának és a Nehézipari műszaki Egyetem Geofizikai Tanszékének 1958-59-ben végzett méréseiből a bázisállomásokat. Utóbbiaknál 10-15 óra együttregisztrálás volt általában. Mégsem kaptunk rosszabb eredményeket, mint saját mérésünkénél, mert ezek a mérések főleg a tellurikus szempontból legtevékenyebb délelőtti órákban történtek.

A felhasznált 30 országos állomáson a bizonytalansági jellegszám átlagosan $b = 0,5$, amely jó átlagnak tekinthető. Mindössze négy érték az, ami ennél jóval nagyobb (Hódmezővásárhely $b=0,76$, Tihany $b=0,94$, Medgyesháza $b=1,1$, Rőjtök $b=1,13$).

A tellurikus változások lefutását minden állomáson jól lehetett egyeztetni. Ez tehetővé, hogy még a 400 km-es távolságban levő roholdi állomásnál is sikerrel alkalmaztuk a relatív ellipszis-módszert. Rohod gyakorlatilag a Magyarországon származásba jövő legnagyobb távolságot képviseli.

Ezekből az eredményekből azt a tapasztalatot szűrhetjük le, hogy a nagycentri obszervatórium általában a főbázis szerepére alkalmasnak látszik. Országos méréseink rehaladtával lehetőség nyílik arra, hogy az azonos jellegszámú helyeket izovonalakkal összekötve izotérképet nyerjünk. Egy ilyen módon készített térkép nagy foltoival mutatja azokat a nagytektonikai viszonyokat, amelyek a tellurikus tér quazistacionárius jellegét megzavarják. Egy ilyen térkép arra vonatkozólag is támpontot nyújt,



5. ábra. Az országos állomások elhelyezkedése

- ◻ Obszervatórium
- Mozgó obszervatóriummal végzett mérés
- Felhasznált bázisállomások

hogy ha az obszervatóriumot, mint főbázist használjuk, akkor milyen területen lehet a relatív ellipszis-módszert használni és hol kell az abszolút ellipszis-módszert igénybe venni. Pontos előírásokat adni erre vonatkozólag nem lehet, mert ez a kérdés idején jelentkező tellurikus áramoknak is függvénye. Az obszervatóriumnak, mint főbázisnak itt is mutatkozik előnye, mivel a hosszabb időtartamú párhuzamos észlelések (a bázisok és az obszervatórium között) a tellurikus tevékenység jellegét egyenlítik.

Wallner Ák

IRODALOM

- /1/ Ádám Antal - Verő József: Das Erdstromobservatorium bei Nagyecsek (Geophysica Pura e Applicata, Bd. 39 1958 / 1. s. 126-151.)
- /2/ Ádám Antal - Verő József: Előzetes beszámoló a MTA Geofizikai Kutató Laboratóriumának országos földáramméréseiről. (megjelenőben a Geofizikai Közleményekben)
- /3/ Verő József: Die Bestimmung der tellurischen Stationsellipsen (Gerlands Beitr. zur Geophysik 1960 No.5.)

Ádám Antal:

Hozzászólás Wallner Ákos: "A Nagycenk melletti obszervatórium, mint tellurikus bázisállomás" című előadásához.

Wallner Ákos előadása szép példája annak, hogyan kapcsolódik egymáshoz, milyen kölcsönhatásban van a tudományos kutatás és a gyakorlati élet. A MTA Geofizikai Kutató Laboratóriuma országos földáramméréseivel elsősorban egy érdekes tudományos kérdésre keres feleletet. Tanulmányozni kívánja a magyarországi földáramviszonyokat, azaz az áramok regionális megoszlását, irányajátságait, a nagytekonika és a hegyszerkezet áramiránydeformáló hatását. - A vizsgálatokat mozgó obszervatóriummal végzi. - Ezeknek a méréseknek a gyakorlati tellurikus kutatásban való felhasználhatóságát világítja meg Wallner Ákos előadásában, mint jó tereptapasztalattal rendelkező szakember.

A földáramtér időbeli változása a tellurikus módszerrel relatívá teszi és a mérések végrehajtását valamilyen bázisállomás használatához köti. Ennek a bázisnak helyes megválasztása a mérések sarkpontja. Jelentősen megkönnyítheti az értelmezési munkát, de ugyanolyan mértékben gátolhatja is azt. Az előadásban is említett fázistolások és egyéb zavarok miatt pl. egy hosszabb profil bemérésénél több bázissal is kell dolgoznunk. Ezek az egyes profilszakaszokat szintben is eltolják, összetörik. Ilyenkor szükségessé válik egy főbázis alkalmazása, amellyel közös szintre vonatkozathatjuk a méréseket. A fent vázolt szerepénél fogva lényeges tehát, hogy a bázis az ideális feltételeket megközelítse: azaz jól ismert geológiai viszonyok, lehetőleg izotróp rétegelrendeződés fölé telepítsük.

Egy földáram-obszervatórium földtani, ellenállás- és földáramviszonyai részben a létesítés előtt végzett ilyen irányú tanulmányok, részben a hosszú regisztrálás következtében jól ismertek, tehát a gyakorlati mérések szemszögéből nézve kitünő bázis.

Wallner Ákos statisztikus módszerekkel azt vizsgálja, hogy milyen területen belül teremthető meg a gyakorlati kutatásokhoz szükséges kapcsolat az országos méréspontok, továbbá a Nagycenk melletti obszervatórium között. A rendelkezésre álló viszonylag kevés adat is rávilágít arra, hogy Magyarországon - egy speciális kiértékelési eljárás: az abszolút ellipszis alkalmazásával - különösen jól használható az obszervatórium az országban végzett tellurikus kutatások koordinálására.

Wallner eddigi eredményei így gazdasági szempontból is hasznosnak mondhatók.

Korszerű

SZEIZMIKUS ERŐSÍTŐ

tervezési kérdései.

Korszerű, fejlett műszerekkel elérhető nagyobb mérési pontosság, gazdaságosabb mérési munka határozott fejlesztési igényt jelent a műszer konstruktőrök számára. Jelen cikkben összefoglaljuk azokat az alapvető elvi követelményeket, melyek kielégítését az erősítő konstrukciójának biztosítani kell, és kritikai tárgyalás alá vesszük az egyes konstrukciós megoldásokat műszaki, gazdaságossági szempontok alapján. Az erősítő tervezésénél meg kell határoznunk az erősítő érzékenységét, átviteltechnikai tulajdonságait, valamint dinamikáját.

Az egész szeizmikus csatorna érzékenységét az a kívánság szabja meg, hogy regisztrálni tudjuk az átlagos talaj nyugtalanságot, 10^{-8} cm, átlagos talaj nyugtalanságot feltételezve, $200 \mu\text{V}/\text{cel}$ geofon érzékenységgel számolva, 25 Hz-nél az erősítő elektronikus részének érzékenysége mintegy $0.5 \mu\text{V}$ legyen. Természetesen magasabb frekvenciákon a helyzet kedvezőbb. A teljes erősítő erősítése reflexiós méréseknél elegendő ha 80 dB, míg refrakciós méréseknél az erősítés egy nagyságrenddel nagyobb legyen: 100 dB. Az erősítés mértékszámainak ilyen mértékű megválasztása bizonyos erősítés tartalékkal számol, szűrő fokozatok beiktatása, AGC rendszer alkalmazása esetén a tényleges erősítés kisebb lesz.

Az erősítő átviteltechnikai tulajdonságainak meghatározásához meg kell vizsgálnunk, hogy milyen jellegű zavarokkal kell számolnunk a szeizmikus mérések során. Reflexiós mérések során a legnagyobb nehézséget a kisméretű zavar, az ún. ground roll okozza. A zavar 10-25 Hz-es sávban jelentkezik, és energiája felülmúlja a hasznos jelek energiáját. Átlagosan a jel/zaj viszonyt - 20 dB-ben határozhatjuk meg. Ez az érték csak középértéknek fogható fel, mert a tényleges jel/zaj viszony területenként változik és egyes helyeken még rosszabb is lehet. Refrakciós mérést a ground roll mérés technikai okok miatt nem zavarja. A nagyobb frekvenciákon jelentkező zavar ún. back ground noise egyenletes spektrális eloszlású fejtér zaj jellegű. Reflexiós méréseknél kevésbé zavaró hatása van mint a ground roll-nak, mert a jel/zaj viszony feltétlenül pozitív. Refrakciós méréseknél nagymértékben növelheti a mérés önköltségét. Ugyanis a back ground noise miatt nem lehet kihasználni az erősítő erősítését, és ahhoz, hogy a jel kiemelkedjen a zaj háttérből, nagyobb töltet szükséges. Az elmondottak alapján a következőképpen célszerű kialakítani az erősítő frekvencia karakterisztikáját az egyes mérési módszerek esetén.

Reflexiós mérések esetén a hasznos jelek sávja üzemi tapasztalatok szerint 35-55 Hz-ig terjed. A 30 Hz alatti sávot meredek átmeneti sávú, nagy csillapítású szűrővel vágjuk. A szűrő áteresztő és záró sávja között az üzemi csillapítás legalább 30 dB legyen. Ugyanis átlagosan - 20 dB jel/zaj viszonytal számolhatunk, így a hasznos jelek kiemeléséhez csillapítás tartalékra is szükség van. A szűrő átmeneti sávja 25-35 Hz-ig terjedjen, 25 és 35 Hz között 30 dB szintkülönbséggel, csak 70-75 dB/oktáv meredekségű szűrővel lehet biztosítani. Refrakciós méréseknél a kis frekvenciák csillapítatlan átvitele a lényeges. Ezért az erősítő alsó határfrekvenciája 5-8 Hz legyen. A nagyobb frekvenciákat 20-40 Hz határfrekvenciával vág-

ni kell. Mivel a back ground noise kis energiával jelentkezik, nem szükséges az éles vágás, a gyakorlat számára jó megoldás 20-30 Hz között 20 dB csillapítás.

Az erősítőt el kell látni automatikus erősítés szabályozóval. Ugyanis a szeizmikus jelek dinamikája eléri a 75-80 dB-t, míg a fotografikus jelrögzítő berendezés dinamikája nem több mint 20 dB. Az AGC rendszer felépítésénél alapvető szempont, hogy ne okozzon időmérési hibát. Célszerű az AGC rendszert késleltethető és változtatható időállandóval megtervezni.

A megvalósítandó feltételek rövid összefoglalása után tekintsük át hogy ezek megvalósítása milyen műszaki nehézségeket jelentenek.

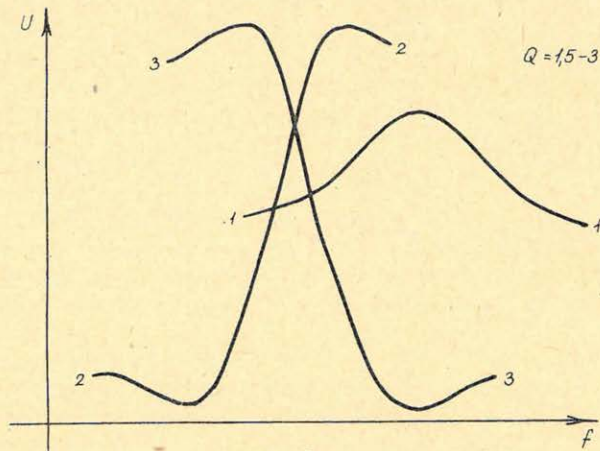
Az egész erősítő felépítését tekintve több fokozatú, RC csatolású kis frekvenciás impulzus erősítő. A tranzienst csökkentése céljából törekedni kell a minél kisebb fokozat számra, azaz egy fokozat minél többet erősítsen. Célszerű az egyes fokozatokat pentódával megépíteni. Bemenő fokozatnak trióda ajánlható kisebb zajra miatt. A szeizmikus csatorna alapzaját döntő mértékben a szeizmikus alapzaj határozza meg, de tekintve az erősítő nagy erősítését, kívánatos az elektromos alapzaj minél kisebb szinten való tartása. Az erősítő infra hangfrekvenciás erősítő, ezért alsó határ frekvenciájának megválasztásában több szempont érvényesülhet. Az eddigi konstrukciók kompromisszumos megoldásként széles sávú kombinált erősítők, azaz reflexiós és refrakciós mérésre egyaránt alkalmasak. A kompromisszum mindig magában rejti azt, hogy a különböző feltételeket nem tudjuk egészében teljesíteni. Felmerül az a gondolat, hogy célszerű lenne külön reflexiós és külön refrakciós erősítőt konstruálni, melyek maradéktalanul teljesítik az egyes mérési módszerek sajátos követelményeit. Refrakciós erősítő megépítése lényegesen egyszerűbb, és az AGC rendszer elhagyása azzal az előnnyel jár, hogy azonos csőszám használata esetén megnövekszik az erősítés. Refrakciós erősítő alsó határfrekvenciáját 25-30 Hz-nek választhatjuk, és ez azzal az előnnyel jár, hogy kis frekvenciás zavart már az erősítő vágja. 30 Hz önfrekvenciájú geofon, magasabb határfrekvencia együttesen azt eredményezhetik, hogy egy fokozatú alulvágó szűrő használata elegendő, míg széles-sávú erősítő használata esetén a kis frekvenciás zavar kellő csillapításához két alulvágó szűrőfokozat szükséges. A szűrőfokozat növeli az erősítő tranzienst. Végül soron azt mondhatjuk, hogy a szélessávú megoldásnak, a két erősítő típus kidolgozásának vannak előnyei, és gazdasági szempontok kell döntenek az egyik vagy másik megoldás javára.

A szokásos megoldásoknál az erősítő ki és bemenetének illesztésére illesztő transzformátorokat használnak. A megoldásnak jelentős hátránya az, hogy nehezen tartható a fázisidentitás a megengedhető tűréseken belül. Lehetőség van elektronikus impedancia illesztésre is. A kimenet illesztését katód followerrel végezhetjük. A fokozat feszültség erősítést ugyan nem végez, de impedancia transzformáció révén jelentős a teljesítmény erősítése. A geofon erősítőhöz való illesztését földelt rácsú erősítővel végezhetjük. Ennél a kapcsolásnál a trióda rácsát földeljük le, és a bemenő jelet a trióda katódjára adjuk. Egy erősítő katódban történő vezérlése magával hozza azt, hogy a vezérlendő áramkör ellenállása aránylag kis értékű lesz. Zaj szempontjából a földelt rácsú és földelt katódú kapcsolás egyenértékű. A cső zaját a rajta átfolyó elektron áram határozza meg, és az átfolyó áram mind a két kapcsolásnál ugyanaz.

A reflexiós erősítő frekvencia karakterisztikája 35-55 Hz-es sávban sávátéresztő jellegű kell legyen. A sávátéresztő jellegre való tekintettel kívánatos alul és felül átteresztő szűrő együttes alkalmazása. Az alul átteresztő szűrő alkalmas határfrekvenciájú fokozataival kialakíthatjuk a refrakciós erősítő szükséges frekvencia karakterisztikáját. A kis frekvenciás zavart éles vágású szűrővel kell csillapítani.

A szükséges meredek átmeneti sáv miatt csak a magasabb rendszámú derivált szűrők alkalmasak. A back ground noise vágására mind reflexiós, mind refrakciós mérés esetén egyszerű szűrő megoldások is alkalmasak.

A szűrőket a szokásos csoportosításon - alulvágó, felülvágó - kívül vizsgálhatjuk áramkörti kapcsolódásuk szerint, és így megkülönböztetünk kétpólusú, és négy-pólusú szűrőket. A következő összefoglalásban ezen elvi szempont szerint vizsgáljuk meg az egyes szűrő megoldásokat.



1. ábra

A kétpólusú szűrő legegyszerűbb megoldása a csillapított parallel rezgőkör. A műszer konstrukciók kezdeti fokán általánosan alkalmazzák. Az antirezonáns frekvencia kiemelésével ez a szűrő típus sáváteresztő jellegű. Nagy hátránya az, hogy az antirezonáns frekvencián történő gerjesztés esetén a kicsengési idő lényegesen felülmúlhatja az erősítő tranziens idejét. E hátrány kiküszöbölése érdekében kis jóságú $Q = 1.5 - 3$ jóságú köröket alkalmaznak, ez természetesen a szűrő szelektivitási tulajdonságait rontja le. A szűrő átviteli görbáját az 1. ábrán 1 jelzésű karakterisztika mutatja be.

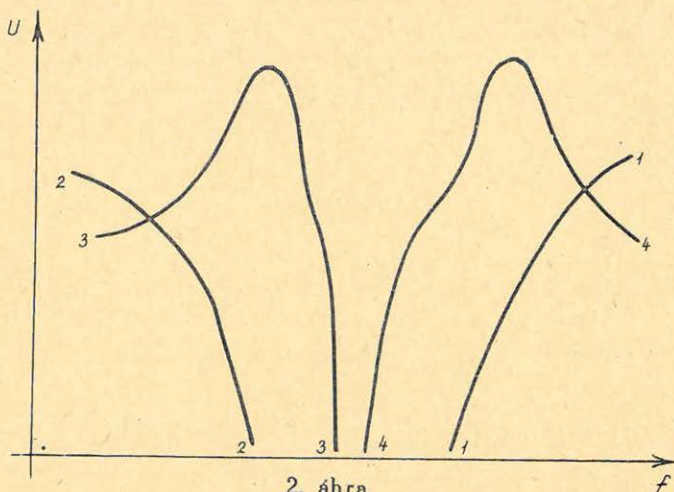
Alul és felülvágó jellegű szűrőt szintén készíthetünk két pólussal, mégpedig olyan reaktáns két pólussal, melynek a használatos frekvencia sávban két egymással ellentétes szingularitása van: rezonanciája és antirezonanciája. Természetesen Q és végtelen is szingularitás. A két szingularis frekvencia megfelelő frekvencia távolságra való méretezése biztosítja az átmeneti sáv kívánatos meredekségét. Alulvágó jellegű szűrő kapacitív kezdésű rezonáns kifejtésű kétpólussal valósítható meg. Az 1. ábra 2 jelzésű karakterisztikája mutatja be a szűrő átvitelét. Egy megvalósított megoldásnál a szűrőnek 28 Hz-nél rezonanciája és 44 Hz-nél antirezonanciája van. Az átmeneti sáv meredeksége - a legmeredekebb szakaszon mérve - eléri az 55 dB/oktáv értéket. Mint az elvi ismertetésből kitűnik, a szűrő megvalósításához egy induktivitás elegendő. Így jól gyártható gazdaságos szűrőtípus. Felülvágó jellegű szűrő is megvalósítható reaktív kétpólussal. A szűrő megvalósítása gyártási szempontból nem gazdaságos, mert két induktivitásra van szükség és a kölcsönös indukció miatt nem használható leágazásos fojtó.

A szeizmikus átvitel számára még kedvezőbbek az olyan relatív kétpólusok, melyek még több szinguláris frekvenciával rendelkeznek. Tekintve, hogy a magasabb rendszámú szűrők összetettebb kapcsolásokra vezetnek, ezért helyesebb,

ha más szűrő alap kapcsolást választunk. Ilyen lehetőség a négy pólusú szűrő.

A négy pólusú szűrő egyik lehetséges alkalmazási megoldása a frekvencia függő negatív visszacsatolás. Ez a megoldás bár biztosítja a sáváteresztő jelleget, mivel nem elég szelektív hatású, így nem fogadhatjuk el kielégítő megoldásnak. Egy gyakorlatban használatos megoldásnál a meredekség 12 dB/oktáv.

A négy pólusú LC szűrő klasszikus megoldási lehetősége π és T tag. Mindkettővel lehet mind alul, mind felül áteresztő szűrőt építeni. Az a feltétel, hogy a kapcsolást egy fojtóval kell megépíteni, alulvágónak T tagot, felülvágónak π tagot kínál. A két szűrő kapcsolás átvitelét a 2. ábra 1 és 2 jelű karakterisztikája mutatja be.



2. ábra

A kapcsolat könnyen megvalósítható, és előnye, hogy határfrekvencia változtatás esetén csak kondenzátorokat kell cserélni. Hátrányuk az átmeneti sáv kis meredeksége: 20 dB/oktáv. A négy pólusú szűrőknél is olyan megoldást kell alkalmazni, ahol a szűrőknek több szinguláris frekvenciájuk van. A 2. ábra 3 és 4 jelzésű karakterisztikája mutatja be a derivált alul és felül áteresztő szűrő átvitelét. A derivált szűrők modulusának megválasztásával lehet beállítani az átmeneti tartomány meredekségét. A kapcsolások minden szempontból megfelelőek, hátrányuk az, hogy határfrekvencia váltás esetén minden kapcsolási elemet változtatni kell. Így leágazások fojtóra van szükség. Végezetül megemlítjük, hogy az illesztő transzformátorok induktivitásait is ki lehet, sőt gazdaságos kihasználni. A bemenő transzformátor szekundér tekercsének induktivitásával párhuzamosan rezgőkört lehet készíteni, míg a kimenő transzformátor primer induktivitását L tag kapcsolásban hasznosíthatjuk.

Jelen esetben infra hangfrekvenciás szűrők megvalósításáról van szó, így még közelítőleg sem érvényes a tiszta reaktív tagok fogalma. A szükséges nagyértékű 300-400 Hy értékű légréses fojtótekercs megvalósítása a jelenleg beszerezhető vasmagokkal nagy menetszámú tekercs használatát követeli meg. Ez nagy soros veszteségi ellenállást jelent. Ezért a szűrők elméleti csillapítás görbéi a következőképpen módosulnak: az áteresztő tartományban csillapítás jelentkezik a soros ágak ohmos ellenállása, valamint a keresztágak átvezetése miatt. A rezgőkörök ellenállása rezonáns frekvencián nem zérus, antirezonáns frekvencián nem végtelen,

tehát pólus frekvenciákon véges a csillapítás. A határfrekvenciákon a csillapítás görbe meredek emelkedése elmosódik, azaz az átmeneti sáv kisebb meredekségű lesz.

A szűrőkről elmondottakat összegezve: a ground roll vágására kívánatos egy vagy két fokozatú $m=0,7$ modulusú derivált alulvágó szűrőt alkalmazni. A back ground noise vágásra megfelel az egyszerű alul áteresztő \mathcal{N} tag.

A reflexiós mérésekhez feltétlenül szükséges AGC rendszer alkalmazása. Az egyes AGC rendszereket minőségileg a szabályzási állandó jellemzi. A szabályzási állandót a következő matematikai levezetés alapján értelmezzük.

AGC rendszerrel ellátott erősítőt négypólusnak tekintve az AGC rendszer működésének lényege az, hogy $U_1(t)$ időfüggvényből előállított $U_1(t)$ amplitudó függvény úgy befolyásolja a négypólus erősítési tényezőjét, hogy az növekvő amplitudóval csökkenjen. A négypólus bemenetén jelentkező feszültség amplitudót U_1 -el, a kimeneten jelentkező feszültség amplitudót U_2 -vel, a négypólus erősítési tényezőjét A -val jelölve, a kimenő és bemenő feszültség amplitudók viszonyát a következő egyenlet fejezi ki

$$U_2 = AU_1 \quad /1/$$

A feszültség függő, s mivel U amplitudó függvény időfüggvény, így A is időfüggvény. A feszültségváltozások összefüggését a következő egyenlet fejezi ki.

$$dU_2 = AdU_1 + U_1 dA \quad /2/$$

A jelamplitudók relatív változásainak összefüggését a 3. egyenlet fejezi ki.

$$\frac{dU_2}{U_2} = \frac{dU_1}{U_1} + \frac{dA}{A} \quad /3/$$

A 3. egyenletet átrendezve és bevezetve

$$R = 1 + \frac{U_1 dA}{AdU_1} \quad /4/$$

jelölést nyerjük az 5. egyenletet:

$$\frac{dU_2}{U_2} = R \frac{dU_1}{U_1} \quad /5/$$

ahol R az AGC rendszer működésére jellemző állandó. Értelmezése a ki és bemenő jelamplitudók relatív változásainak aránya. Vizsgáljuk meg R három értékénél a négypólus dinamikai tulajdonságait.

$$R = 1$$

Ebben az esetben az 5. egyenletből követhetően a ki és bemenő jelfeszültség amplitúdók százalékos változása azonos. Ebben az esetben nincs dinamika torzítás.

$$R < 1$$

Az 5. egyenlet alapján a bemenő jel amplitúdók relatív változása nagyobb, mint a kimenő jel amplitúdó relatív változása. A dinamika komprimálásáról van szó. Ez jellemző a szeizmikus erősítőben alkalmazott AGC rendszerre. A dinamika kompresszió annál nagyobb minél kisebb R .

$$R > 1$$

Az 5. egyenlet alapján a bemenő jel amplitúdó relatív változása kisebb, mint a kimenő jel amplitúdó relatív változása. Ez a dinamika expandálását jelenti.

Tekintsük R értékét állandónak és integráljuk az 5. számú egyenletet.

$$\ln U_2 = R \ln U_1 + \text{konst} \quad /6/$$

Behelyettesítve a maximális és minimális jelamplitúdókat és a két egyenletet egymásból kivonva nyerjük:

$$\ln U_{2 \max} - \ln U_{2 \min} = R / \ln U_{1 \max} - \ln U_{1 \min} / \quad /7/$$

Felhasználva a dinamika definícióját, mely szerint egy átviteli rendszerben előforduló maximális és minimális jelamplitúdók viszonya, és átrendezve a 7 egyenletet

$$R = \ln D_2 / \ln D_1 \quad /8/$$

A 8. egyenlet segítségével különböző áramköri megoldású AGC rendszerek minőségét hasonlíthatjuk össze. Természetesen az AGC rendszert R értékén túl jellemzi az a dinamika tartomány, melyen belül az AGC rendszer szabályoz. Tehát azonos R szabályozási állandóval rendelkező AGC rendszer közül az a jobb, mely nagyobb dinamika tartományban szabályoz.

A szeizmikus erősítőben alkalmazott AGC rendszerek dinamika kompresszorok. Az áramköri megoldás tárgyalása előtt összefoglaljuk azokat az elvi követelményeket, melyeket az AGC rendszernek teljesítenie kell.

1. A szabályzás tartománya legalább 60 dB legyen.
2. R szabályzási állandó jobb mint 0,2.
3. Szabályzás késleltethető legyen.
4. Ne okozzon frekvencia torzítást.
5. Arányos dinamika torzítást okozzon.
6. Változtatni lehessen a leszabályozási időállandót.

Az 1. és 2. pontok szükségességét a rengés hullámok dinamikája, valamint a regisztrálhatóság feltétele szabja meg. Az AGC rendszernek feltétlenül késleltethető kivitelben kell elkészülnie. (A késleltetés szükségességét az a tény szabja meg,

hogy késleltetés nélkül a szabályzás már egészen kis bejövő jelek esetén megkezdődik, így esetleg a leszabályozott erősítő erősítése nem elegendő a végfokozat kivezérléséhez.) Így a késleltetés mértékét a végső kivezérlhetősége szabja meg. A nonlinearis torzítást az erősítőben kerülni kell, így nem engedhető meg, hogy az AGC rendszer nonlinearis torzítást okozzon. A gerjesztett rengéshullámok legfontosabb információja a reflexiók beérkezése. További információt jelent a beérkezett reflexió frekvenciája és amplitúdója. Amennyiben AGC rendszer használata miatt lemondunk a dinamika információról, annál inkább lényeges a frekvencia információ. Itt csatlakozik a következő szempont az arányos dinamika torzítás. Más szavakkal ez annyit jelent, hogy az AGC rendszer használata esetén is fennálljon az a követelmény, hogy nagyobb bemenő jelhez nagyobb kimenő jel tartozik. Természetesen a szabályzás következményeként a kimenő jel dinamikája nem azonos a bemenő jellel. Végezetül az időálló kérdés. Két fajta időállandót kell megkülönböztetnünk: az ún. leszabályozási vagy beállási időállandót, és a feloldási időállandót. A két fajta időállandót a következőképpen szemléltethetjük: adott pillanatban az erősítő bemenetére egy nagy impulzust adunk. Az egyes fokozatok sorban erősítik a jelet és így a szabályzó rész is vezérlést kap. Az AGC rendszer a vezérlés után csak az időálló elteltevel szabályozza le a jelet. Az impulzus megszűnte után azonban mindaddig van szabályozás, míg a feloldási időállandóank megfelelő időtartam el nem telik. Tehát a feloldási időálló alatt beérkező újabb jel szintén csillapítva lesz, mégpedig a csillapítás mértékét az előzőleg beérkezett jel szabja meg. Az elmondottakból láthatjuk, hogy a szabályzás a jel beérkezése után kezdődik és a jel megszűnte után is tart. Tehát célszerű az időállókat változtathatóra megoldani, mert ezzel javíthatjuk a műszer feloldó képességét.

Lényeges kérdés az AGC rendszer működtetéséhez milyen minőségű kis frekvenciásan szűrt vagy szűretlen jelet használjunk. Az automatikus szabályzó célszerű az alulvágó szűrő után levett jellel meghajtani. Ugyanis ha kis frekvenciák től nem szűrt jele működne az AGC rendszer, akkor a hasznos jelnél nagyobb intenzitással jelentkező ground roll szintjének megfelelő csillapítás értékre állna be az AGC rendszer. Ez gyakorlatilag azt jelentené, hogy a hasznos jelek nem emelkednének ki kellő mértékben a regisztrátumon. Ezért célravezetőbb a szabályzó működtetésére az alulvágó szűrő után levett jelet használni. Természetesen az intenzív szűrés igen fontos, mert ha a szűrő nem biztosítja a ground roll kellő mértékű elnyomását, a szabályzó csillapítását megint csak a ground roll szabja meg. Ezt gyakorlatban jól megfigyelhetjük a magyar szeizmikus berendezéseken.

Az AGC rendszer meghajtására szolgáló szabályzó jelet általában egy fokozatú erősítővel erősítjük. Az a kívánság, hogy az AGC rendszer frekvencia független legyen, meghatározza az erősítő minőségét, azaz nem alkalmazhatunk frekvencia függő visszacsatolást a szabályzó jel erősítőjében. A szabályzó jel egyenirányítására alkalmazhatunk mind csövet mind félvezetőt. A gyakorlatban félvezető teljes mértékben megfelel, és alkalmazása azzal az előnnyel is jár, hogy kisebb az erősítő fűtő teljesítmény szükséglete. A kompresszor nonlinearis osztójában fix elemként általában 3-5 MOhm-os ellenállást alkalmazunk. Nonlinearis elemként választhatunk minden olyan elemet, melynek feszültség - áram karakterisztikája nem egyenes. Ilyen elem sok van. Elektroncsövek közül alkalmasak dióda, trióda, félvezetők közül silicium, germánium dióda, sirutor ect. Általában bármely elem választható, mivel az osztó szimmetrikusan alkalmazza a nonlinearis elemet, így a választás a csövek felé pontosabban a kettős diódák felé fordul. A félvezető diódák nagy szórása miatt nehézzé lenne egy műszerre való azonos diódát összeszedni és a műszert összeszabályozni. Felmerül a kérdés, hogy a nonlinearis osztót az erősítőben melyik fokozat

előre helyezzük, azaz vissza szabályozzuk vagy előre szabályozzuk. Az a feltétel, melyet a dinamika szabályozó általános követelményeinek megállapításánál tettünk, azaz, hogy az AGC rendszer arányos dinamika torzítást végezzen, megszabja a szabályozás irányát. Abban az esetben ha vissza szabályozást végzünk, a kimenő és bemenő feszültség karakterisztika mindig enyhén emelkedő lesz, azaz teljesül az a feltétel, hogy nagyobb bemenő jelhez nagyobb kimenő jel tartozzon. Előreszabályozás esetén elérhetjük azt, hogy az AGC rendszer karakterisztikája nem emelkedik, esetleg nagyobb bemenő jeleknél a karakterisztika csökken, azaz nagyobb bemenet-höz kisebb kimenet tartozik. Bár az utóbbi megoldásnak vannak bizonyos előnyei, történetesen az, hogy a kisebb bemenő jelek kevésbé vannak leszabályozva, mint a nagyobbak. De ez a megoldás lehetlenné tesz minden dinamikai következtetést az egyes beérkezések energiájára vonatkozólag.

A cikk keretében felsorolt konstrukciós szempontok minél tökéletesebb megvalósítása biztosítja a geofizikai követelmények kielégítését, az eredményesebb kutató munkát.

Jermendy Zoltán

Felszinközeli szeizmikus sebességek vizsgálata

Bevezetés

Magyarországon is a klasszikus gravitációs és mágneses mérési módszereket használták fel először nyersanyagkutatói céllal: a gravitációs térkép alapján végezték azután a későbbi geofizikai vizsgálatokat. A részletesebb, komplex kutatások kiterjesztése előtt mindenki természetesnek tartotta, hogy a gravitációs képalaphegység domborzatát tükrözi. A magasabb deriváltak módszerének kifejlesztésé után már ketté lehetett választani a mélybeli és a felszinközeli hatókat, de világszerte ez a módszer sem ad mindig. Egyes esetekben ez a másodlagos gravitációs hatóként szereplő szerkezeti forma nem szükségszerűen a felszinközeli rétegekben jelentkezik, hanem az alaphegységben. Erre nem nehéz példát felhozni, csak a Dunántúlon is több ilyen területet találhatunk, melyek mind szeizmikus mérésekkel, mind mélyfúrásokkal már kellő pontossággal felkutatottnak mondhatók. Egy szélsőséges eset a görgetegi maximum kiöblösödéseként jelentkező babócsai másodlagos maximum, melynek fúrásokkal is kimutatott valószínű alaphegység rögzítve felel meg, míg nagy kiterjedésű, elsődleges görgetegi maximum sem a szeizmikus mérésekben, sem a mélyfúrásokban nem jelentkezik mint alaphegység kiemelkedés. Ahogy szaporodnak a részletes szeizmikus mérések, úgy növekszik az ilyen és ehhez hasonló problémák száma. Fentebb dunántúli területeket említettem, de az Alföldön is hasonló látszólagos ellentmondások jelentkeznek.

Ezeket a problémákat szándékoztuk megfejteni, vagy legalábbis újabb adatokat nyújtani a későbbi, végleges megoldáshoz. Vizsgálatunk alapja a rugalmassági adatok és a sűrűség közötti ismert kapcsolat. Az ábrákon látható nyilvánvaló kvalitativ összefüggést sűrűség adatok híján nem sikerült kvantitatívá tenni.

A felszinközeli sebességek meghatározása.

A reflexiós szeizmikus mérések első beérkezését használtuk fel a sebesség meghatározáshoz. Ha közelítő becslést végzünk a behatolási mélységről, egyszerű számítás alapján kapjuk, hogy lyuklövés esetén, ahol robbantópont-terítés távolság 0-575 m, lyukmélység 25 m körül ingadozik - 30-50 m mélységből, léglövés esetén, ahol viszont robbantópont-terítés távolság 575-1150 m - 80-100 m mélységből kapunk sebességadatokat. E különbségnek megfelelően két különböző területen teljesen azonosan 100 m/sec sebesség különbség adódott az egymáshoz csak lakozó léglövéses és lyuklövéses szelvények között, természetesen a léglövés javára. A nagyobb behatolási mélység miatt előnyösebb a módszer szempontjából a léglövéses felvétel, itt nem zavar a felszíni egyenletlenség, vagy a lazareleg kivastagodása.

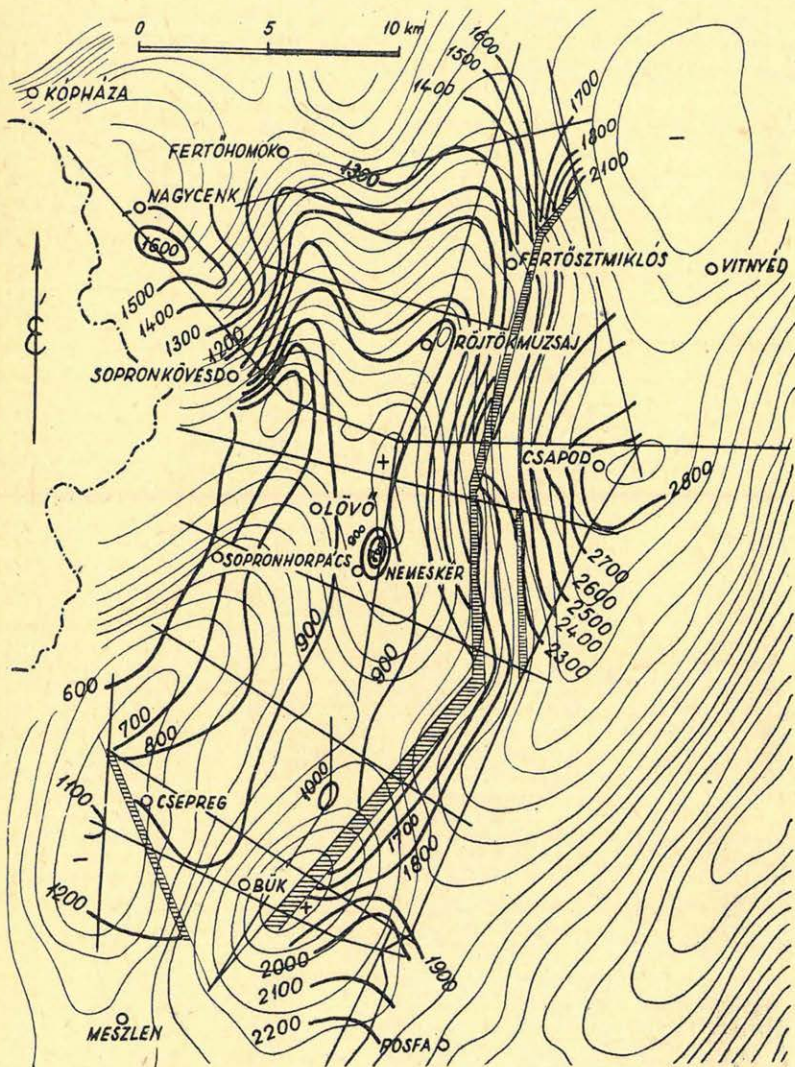
A módszer statisztikus jellegénél fogva csak olyan területen használható, mely kellő sűrűségű szeizmikus vonalhálózattal rendelkezik.

A sebesség értékközöket 50 m/sec-ként húztuk meg; további finomításra már nincs értelme.

gyes területek ismertetése

, Fertőszentmiklós - Pinnye - Vát

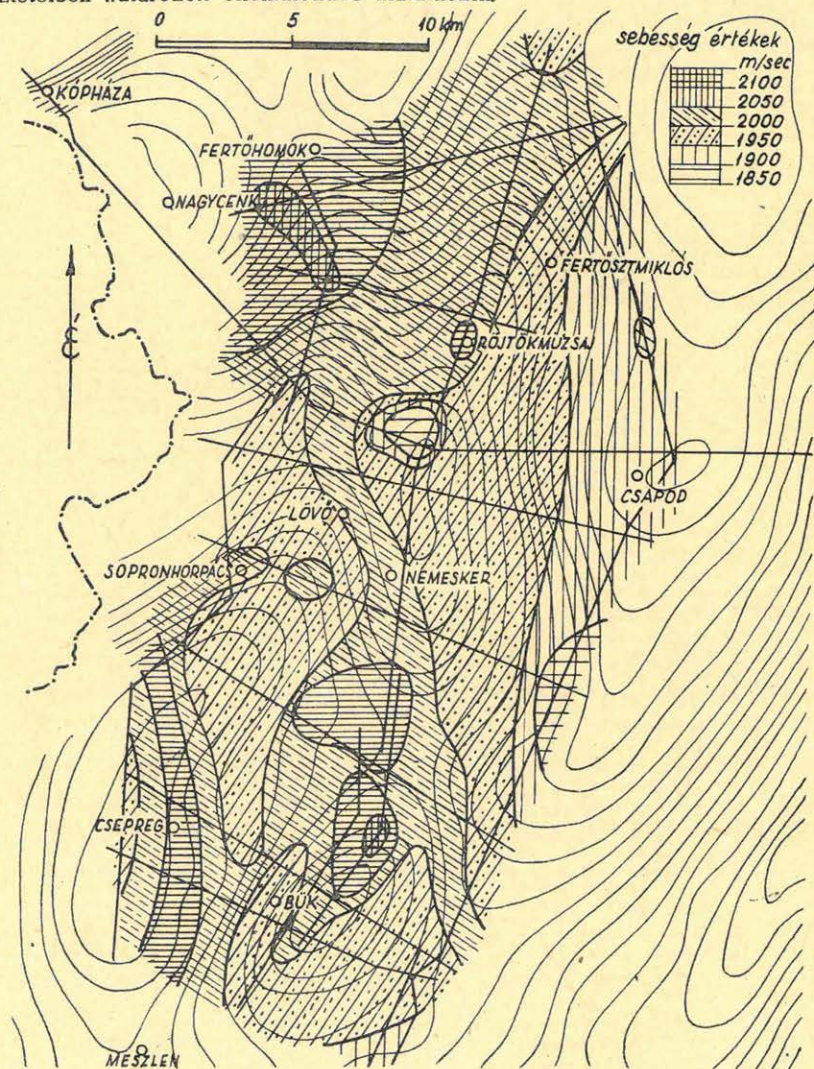
A reflexiós méréseket 1952 és 1953 években végezte a Geofizikai Intézet 014. ill. I/5. sz. szeizmikus csoportja. A reflexiós anyag minősége igen jó volt, e mivel nehézségek mutatkoztak a fúrásokban megállapított rétegek és a reflexiós zintek egyeztetése körül, izohypsza térkép nem készült egy szintről sem. Az 1. sz. brán látható izohypsza térképet a Vá-1 fúrás alapján az alaphegységgel azonosít-



1. ábra.

ható reflexiós szintről szerkesztettük. A szelvények többségében ez a szint jól k
vethető és az 1952-es és 53-as mérések jól egyeztetetők.

Láthatjuk, hogy K-ról Ny felé haladva gyors, meredek emelkedés, ve
majd egy széles terrasz mutatkozik, amit egyenletes lassú további emelkedés köv
Ha viszont a gravitációs térképet nézzük, egy közel ÉD irányú elnyúlt maximum v
nulatot láthatunk, mely Pinnye környékén csak másodlagos maximumként jelentkez
de D felé haladva Lövő és Bük környékén határozott, záródó maximumok láthat
A büki maximum felderítésére mélvült a Bü-1 és Bü-2 fúrás, de sem ezek, sem
szeizmikus mérések nem mutattak ki emelt szerkezetet. A maximumvonalatnak cs
pán az izohypsza térképen látható terrasz felel meg. Tehát a gravitációs izoanom
lia térkép csak nagy vonalakban tükrözi az alaphegység domborzatát, de lényeg
részeleiben határozott ellentmondás mutatkozik.



2. ábra.

A 2. sz. ábrán az azonos sebességű területeket ábrázoltuk a gravitációs anomália térképpel egybevetve. Az ÉD irányú maximumvonalat, melyből kiemelkedik a pinnyi és bükki maximum elég szembeötlő. A terület középső részén a látható minimum egy felszíni homokos domb következménye.

2. Zalaegerszeg (Andráshida - Nagytilaj)

Az egész terület erősen tagolt: patakmedrekkel szabdaltnak teraszok és dombok alkotják a felszínt. Mindkét területrészen a gravitációs terraszok tipográfiai kiemelkedés felel meg. A fennsíkszerű magaslatokat ÉD irányú meredek, keskeny patak völgyek szabdalják át.

Az andráshidai részen 1952-ben, a nagytilaji részen 1953-ban végzett méréseket a Geofizikai Intézet 1013 sz. ill. III. sz. szeizmikus csoportja. Az andráshidai mérési eredmények minősége, továbbá a felületelemek korrelálásának bizonytalansága miatt izohypsa térképet nem lehetett szerkeszteni. Mindenesetre Andráshida közvetlen környékén enyhe boltozódást mutattak ki. A magasabb rétegekben kisebb, másodlagos boltozódásra lehet következtetni. Érdekes eredmény, hogy a szelvények K-i végén a felületelemek határozott emelkedést mutatnak - a gravitációs mérésekkel ellentétben.

Öt fúrást is mélyítettek ezen a területen, melyek bizonyítják a mezozoos alaphegység kiemelkedését, mely D-re eltolódva jelentkezik a pannon rétegekben.

A nagytilaji területéről Ádám Oszkár szerkesztett rétegszintvonalas térképet két reflektáló felületről. A 3. sz. ábrán közölt közelíti meg inkább a fúrásokból nyert alaphegység mélységet. A fúrások hasonló terraszt határoznak meg a kréta alaphegységben, mint ami az izohypsa térképen látszik. Ez a terrasz nem egyezik megfelelően a gravitációs anomália képpel, mert éppen ahol annak erős kiöblösödése mutatkozik, ott az izohypsa térképen erős lejtés látható.

A fentiekkel ellentétben, ha vizsgálat alá vesszük a 4. sz. ábrán látható izotérképet, feltűnő egyezést láthatunk a gravitációs anomáliák és az azonos sebességű területeket összekötő görbék lefutása között. A nagytilaji gravitációs terraszok nagyobb területre kiterjedő sebesség-maximum felel meg, melyből a reziduál anomália maximális értékének területén a legnagyobb sebességérték ugrik ki.

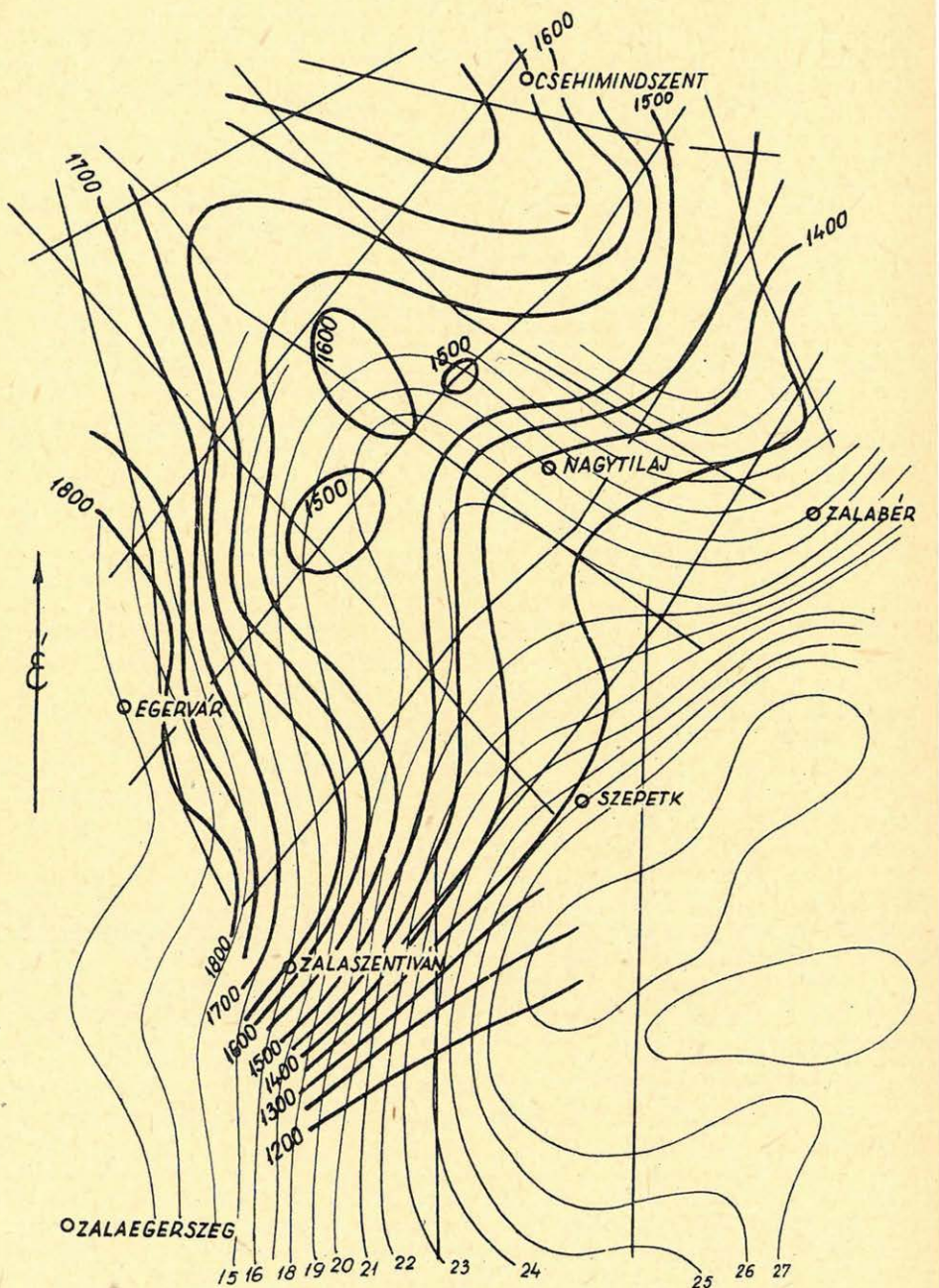
Az andráshidai területrészen talán még szebb az egyezés, a kis sebességértékekkel körülzárt sebesség-maximum szépen egyezik a gravitációs anomália képpel. Sajnos erről a területről nem készült magasabb derivált térkép, mert az jelen esetben feltételezhetően még szebben mutatná az összefüggéseket.

Az andráshidai területrészt lyuklovéses, a nagytilaji léglövéses felvétel. A két területrészt a bevezetésben említett 100 m/sec-os korrekcióval lehetett azonos szintre hozni.

3. Inke - Nagyatád - Görgeteg

A feldolgozott terület két gravitációs maximumot és egy közbezárt minimumot ölel fel.

Az inkei maximum területe topográfiaiilag a DNY dunántúli pannon dombvidékhez tartozik, a felszínt lösz- és homokdombok alkotják, a patak völgyeket vékony pleisztocén és alluviumi hordalék borítja. Ez a felszín szeizmikus mérésekre nem a legalkalmasabb. A fúrások alapján megállapítható léncses település miatt összefüggő, korrelálható szinteket nem igen kaptak. A fúrások elektromos lyukszelvényei az ún. márganyak kivételével szintén nem korrelálhatók. Az alsó-felső pannon határról és az alsó pannon fekvéséről szerkesztettek rétegszintvonalas térképet, melyek a gravitációs maximum tengelyétől D-re eltolódva mutatnak ki boltozódást. A reflexiók mélysége



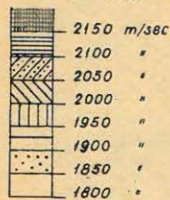
3. ábra.



0 2 4 km

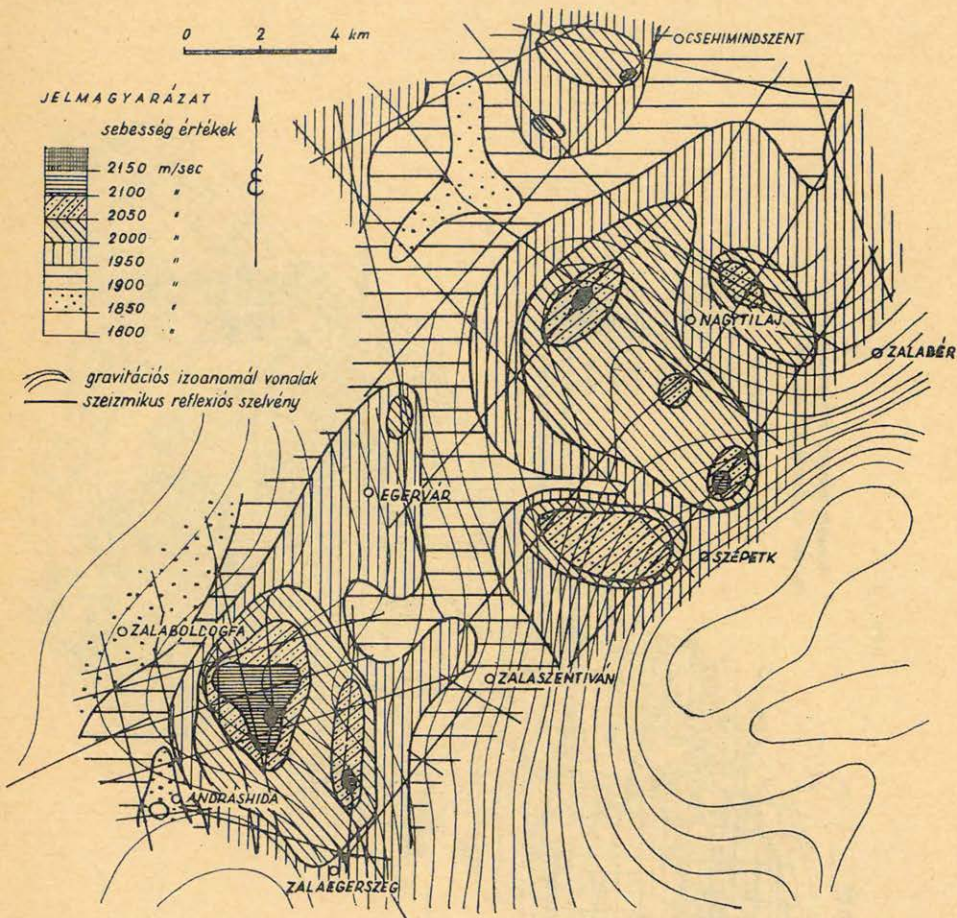
0 2 4 km

JELMAGYARÁZAT

sebesség értékek



 gravitációs izoanómia vonalak
 szeizmikus reflexiós szelvény



4. ábra

a maximum tetején nem haladja meg a 2000 m-t és a szelvényeken is csak legfeljebb 2400 m-t ér el. Tehát reflexiós mérésekkel nem lehetett kimutatni a bizonytalan (2000-3500) mélységben fekvő alaphegységet, 1958. óta refrakciós méréseket végez a Geofizikai Intézet az inkei maximum vidékén. Az 5500 m/sec sebességgel jelentkező határfelület, mely feltételezhetően a mezozoós alaphegységgel azonosítható, egyes helyeken határozott ellentmond a gravitációs anomália képnek. A KiR-2 szelvényben Pat község környékén határozott emelkedés mutatkozik, míg Inke felé közeledve mély völgybe jutunk. A KiR-4 szelvény, mely Vése közelében ÉD irányban harántolja a gravitációs maximumot, egészen enyhe lejtésű kiemelkedést mutat.

Az inkei maximumtól D-re és DK-re eső nagyatádi minimum és görgetegi maximum területén a Maszolaj geofizikai vállalat végzett regionális majd részletes reflexiós szeizmikus méréseket. A fúrások és a mérések egyaránt az mutatták, hogy a görgetegi gravitációs maximumnak nem felel meg mélybeli boltozódás, nemhogy az alaphegységben, de még a fedőrétegekben sem mutatható ki antiklinális. A G-1, G-2 és G-3 fúrásokból nyilvánvaló, hogy egyedül a levantikum-felső pannon határ mutat a gravitációs képnak közel megfelelő dőlést, az alsóbb szintek éppen ellenkező irányú dőlést mutatnak.

	G-1	G-2	G-3
levantikum- f. pannon határ	270 m	230 m	430 m
f. és a. pannon határ	1350	1240	1210

A miocén-alsó pannon határt csak a legészakibb, G-3 fúrás ütötte meg. Ez valószínűvé teszi, hogy a mélyebb rétegek dőlése is D-i. Viszont a babócsai másodlagos gravitációs maximum területén a reflexiós mérések és a fúrások is bizonyítják az alaphegység kiemelkedését. A babócsai fúrások 2000 m körül elérték az alaphegységet, míg a görgetegi három fúrás 2200 m körül a pannonban vagy miocénben állt meg. Tehát a maximum kiöblösödéseként jelentkező babócsai szerkezet lényegesen magasabb, mint a görgetegi.

A nagyatádi minimum területén csak hol kisebb, hol nagyobb dőlésű regionális É felé való emelkedés látszik a szeizmikus izolypsza térképen, amit az a pannon egyik szintjéről szerkesztettek.

Az 5. sz. ábrán az egész összefüggő DNY dunántúli terület izocel térképe látható. A közel azonos sebességszintű D-i területéhez képest kiugrik nagy sebességértékeivel az inkei maximum. A nagyatádi minimum és a görgetegi maximum területén semmiféle szisztematikus sebességváltozás nem látható, csupán elszórt, egész kismértékű és kis területekre szorított sebességváltozások.

Következtetések

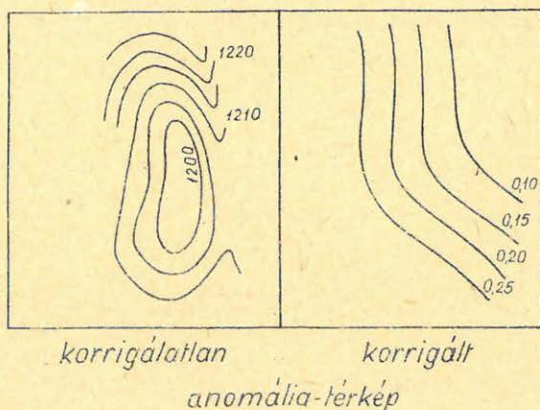
Mindhárom dunántúli terület felszínközeli felépítése hasonló: vékony pleisztocén-holocén fedőréteg alatt felső pannoniai rétegek találhatók. Kisrefrakciós mérésekből a lazaréteg vastagsága átlagban nem haladja meg a 10 m-t, terjedési sebessége 400-450 m/sec, szélső határai 300-900 m/sec. Az ezalatt található levantikum vastagsága már igen széles skálán változik: 0-600 m-ig.

A fúrási adatokból láthatjuk, hogy míg a fertőszentmiklósi és zalaezerszegi területein a levantikum és holocén összvastagsága 0-70 m-ig terjed (szerencsére a lyuklővéses részekben 0-25 m közé esik), az inkei fúrásokban kettő kivételével nem haladja meg a 40 m-t, addig az Inkétől D, DK-re eső területen erősen kivastagszik. A babócsai fúrásokban 3-400 m, a három görgetegi fúrásban már 4-600 m között

változik. Tehát a fertőszentmiklósi, zalaegerszegi és inkei területen az első beérkezés a felső pannon és levantikum határfelületéről jön, sebessége 1800-200 m/sec között változik, a nagyatádi és görgetegi területen viszont az első refrakciós határfelület vagy a holocén-levantikum határ, vagy ami még valószínűbb, egy levantikumbe-li közethatár.

Próbáljuk ezen az alapon megmagyarázni a fenti leírt problémákat.

A lazaréteg alatti közetösszletek horizontális sebességváltozása nem ismeretlen az irodalomban. Egyes területeken elhanyagolható, de másutt igen komoly hibákat okoz e változás figyelmen kívül hagyása. Baillie és Rozsa leírnak egy területet, ahol csupán a szokásos lazaréteg korrekciót használva maximumot szerkesztettek. A fúrások csak regionális dőlést találtak. Készletesebb vizsgálatok után kiderült, hogy a téves anomáliát felszinközeli sebességváltozás okozta. A megfelelő korrekció után a maximum eltűnt (C. sz. ábra). Ők a topográfia hatásának tulajdonítják a jelenséget.



6. ábra.

de megjegyzik, hogy nem csak a topográfia okozta terhelés különbség ill. a lepusztulás által létrejövő terhelés csökkenés okozhat ilyen sebességváltozásokat. A sebesség-sűrűség összefüggést csak exakt sebesség és sűrűség mérésekkel lehet meghatározni, mely területenként erősen változik. Mivel csak egy amerikai terület sebessége és rugalmassági adatai között összefüggés állt rendelkezésünkre, melynek felhasználása egészen abszurd eredményekre vezetett - nem tudjuk kvantitatíve meghatározni, hogy a felmerült sebességváltozásoknak milyen sűrűségváltozások felelnek meg. Mindenesetre bizonyos, hogy a sebesség és sűrűség arányban állnak és az esetek túlnyomó többségében növekvő sebességhez növekvő sűrűség tartozik. Tehát a gravitációs képen mutatkoznok kell a sebességváltozásoknak, különös tekintettel felszinközeli voltokra. A sebességváltozások okának feltételezhetjük a felső pannon szerkezet lepusztulását, mikoris természetes, hogy a lepusztult antiklinális középpontja felé haladva növekszik a sebesség, vagy a lepusztulás mértékének változása is létrehozhat ilyen jelenséget. Különösen valószínű ez a fellevés az Inke-Görgeteg-Nagyatádi területen. A vastag pleisztocén üledékekkel fedett Görgeteg-Nagyatád-i területéhez viszonyítva az inkei maximum területe már a pannonai rétegek felszínhez való közelsége miatt is kiugrik, de ezen túlmenően a maximum teteje felé növekvő

sebességértékek jelentkeznek. Ezek a jelenségek minden bizonnyal hozzájárulnak az inkei kb. 14 milligalos maximum kialakításához.

A többi terület nem magyarázható ilyen egyszerűen. Lehetséges, hogy egykori, azóta lepusztult topográfia hatása, mindenesetre a gravitációs anomáliakép kialakításában a felszinközeli sebességeloszlásnak feltétlenül szerepe van.

Kilényi Éva

IRODALOM

- Acheson: The Correction of Seismic Time Maps for Lateral Variation in Velocity Beneath the Low Velocity Layer *Geophysics* XXIV, No 4.1959.
- Ádám O.: Zalaegerszeg környéki reflexiós jelentés 1952, 1953.
- Ádám O.: Mihályi-Pinnye-Vát környéki refl. jelentés 1953.
- Baillie, Rozsa: The Effect of Topography on Near Surface Velocities, *Geophysics* XXI No 4 1956.
- Krumbein: Some Relations among Sedimentation, Stratigraphy and Seismic Exploration.
Bull. of the Amer. Ass. of Petr. Geol. vol 35 No 7.
- Pethő M.: Fertőszentmiklós környéki reflexiós jelentés 1952.
- Pethő M.: Inke-Surd környéki reflexiós jelentés 1953.
- Kőolajkutató és feltáró vállalat jelentése Nagykanizsa-Inke környékén végzett reflexiós munkákról 1956.
- Maszolaj jelentés Görgeteg területén végzett reflexiós mérésekről 1954.

A zavarhullámok kiküszöbölése terén elért hazai eredmények és további lehetőségek.

A szeizmikus kutatás során a robbantással nemcsak hasznos, hanem a mérések szempontjából káros ún. zavarhullámok is keletkeznek. A hasznos és zavarhullámok frekvenciaspektrumának pontos képe, amplitúdóik viszonya pontosan nem ismert, mert ezek területenként a robbantás körülményeitől, a robbantás környezetében levő közetek összetételétől, azok fizikai állandóitól, továbbá a felvételezés körülményeitől függenek.

Több kutatási területünkön, így Abony, Hortobágy, Kistelek, Szigetvár környékén a robbantási mélység növelésével a zavarhullámok amplitúdója csökkentést mutatott. Az esetek többségében azonban találtunk egy optimális mélységet, ahonnan robbantva minimális zavar amplitúdót észleltünk, de a jel/zaj viszony még mindig nem volt megfelelő. A robbantási mélységet növelve, konszolidáltabb rétegösszetételben végezve el a robbantást a zavar hullámok amplitúdója is növekedett, a hasznos hullámok amplitúdójával együtt. Ilyen esetben a jel/zaj arány állandó maradt.

A kapott felvételeken általában két-három eltérő frekvenciájú és látszólagos sebességű zavarhullám jelentkezik, amelyek a távolsággal különböző mértékben csillapodnak. Speciális méréseket végeztünk a zavarhullámfajták jellemzőinek meghatározására. E mérések szerint a hazai kutatási területeinken a zavarhullámok frekvenciatartománya 7-30 Hz, látszólagos sebességük 150-500 m/s között van.

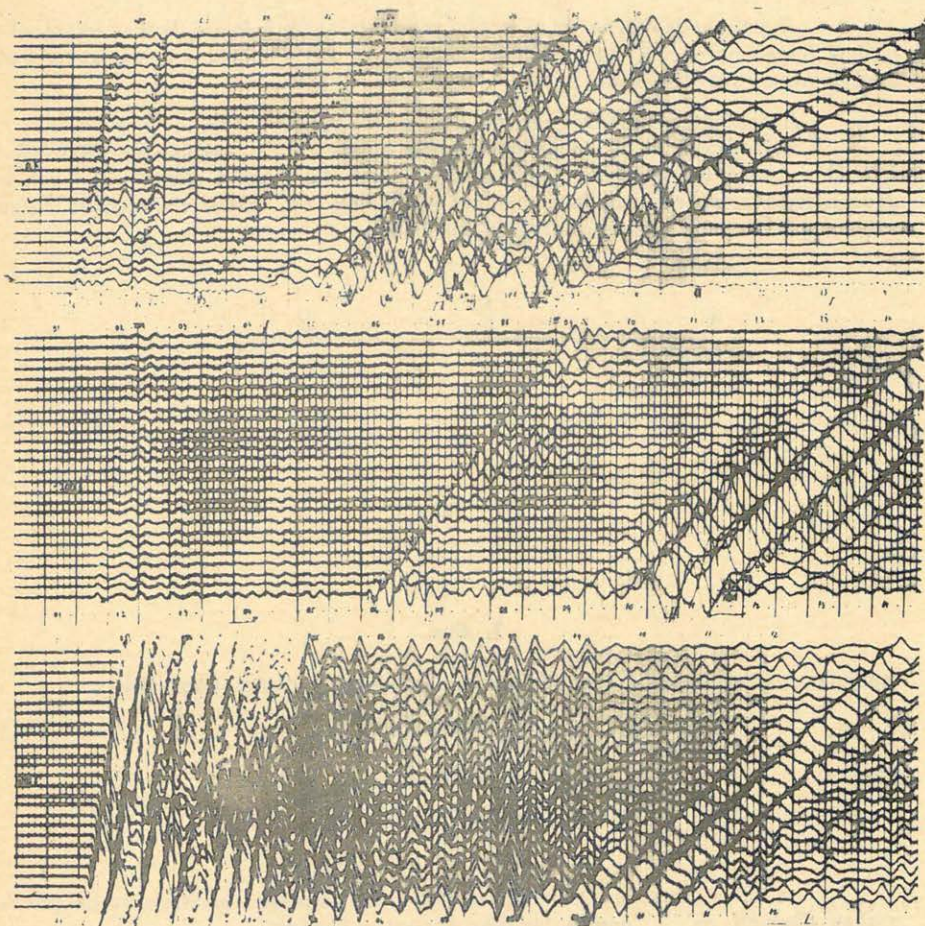
Az 1. ábrán bemutatott felvételek az abonyi kutatási terület zavarhullámviszonyait mutatják. A robbantópontot és a geofontávolságot úgy választottuk meg, hogy a zavarhullámok a hasznos jelektől elkülönüljenek és a zavarhullámfajták domináljanak. A legfelső felvételen a következő látszó sebességű beérkezések láthatók:

direkt beérkezés	500 m/s.
az első nagyobb sebességű rétegről refraktált hullám	1 600 "
hang	340 ..

Ezek után széles sávban jelentkeznek a zavarhullámok. E sávban a 260 m/s és 160 m/s látszólagos sebességű beérkezés jól elkülöníthető, de kijelölhető, - bár nem olyan határozottan, mint az előzőek - egy 230 m/s sebességű beérkezés is.

Ha a második és harmadik felvételt összehasonlítjuk - amelyeket azonos terítésben, de különböző mélységben robbantva készítettünk, - azonnal szembetűnik, hogy a harmadik felvétel jel/zaj viszonya a másodiknál lényegesen kedvezőbb, továbbá az, hogy a harmadik felvételen több reflexió és csak a 260 m/s sebességű zavarhullám található meg. Ezen körülmény rámutat arra, hogy a későbbiekben ismertetett csoportos eljárásoknál sem lehet közömbös a robbantási mélység megválasztása a jel/zaj viszony szempontjából.

A hasznos és zavarhullámok frekvenciaspektrumának különbözősége a legtöbb esetben lehetőséget ad arra, hogy megfelelő szűrőkkel a zavar intenzitását a felvételeken csökkentjük és a csatorna maximális érzékenységét a hasznos hullámok sávjába helyezzük. Az intenzív zavarhullámos területeinken a hasznos és zavar



1. ábra.

jelek között mutatkozó sokszor $1/5-1/25$ amplitúdó viszony a felvétel jel/zaj viszonyát a szűrés ellenére kedvezőtlené teszi és további zavarhullám amplitúdó csökkentést csak az interferencia jelenségén alapuló szűrő rendszerek alkalmazásával érhetünk el. E rendszerek hasznos és a zavarhullámok látszólagos sebességértékei között mutatkozó eltéréseket használják fel arra, hogy a hasznos beérkezéseket a zavartól elkülönítsék.

A következőkben néhány szót az interferenciás szűrőrendszerekről.

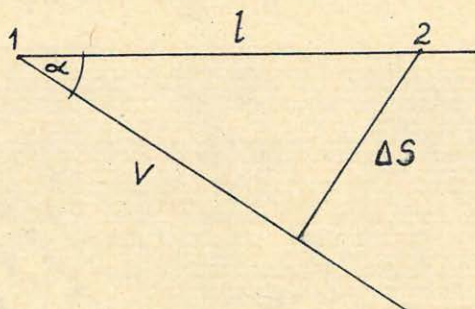
Ezek:

1. A szeizmikus erősítőben épített keverő
2. Csoportos geofonos
3. Csoportos lövéses
4. Sebességszűrős
5. Szabályozott irányítású vételezési (RNP) eljárások.

A sebességszűrős és a szabályozott irányítású felvételezési eljárásokat ezideig hazai méréseink során nem alkalmaztuk a zavarhullámok kiszűrésére, ezért ezek ismertetésétől eltekintünk.

A csoportos geofonos eljárás elve a következő:

Helyezzünk el az észlelési vonalon egymástól "l" távolságra két geofont. Jelöljük a kilépő hullámfront és az észlelési vonal által bemért szöget " α "-val, legyen a felső rétegben a hullám terjedési sebessége "v", akkor harmonikus rezgéseket feltételezve az "l" pontban levő geofonban



2. ábra.

indukált elektromotoros erő a következő összefüggés szerint írható fel:

$$E_1 = E_0 \cos 2\pi f \cdot t. \quad 1./$$

ahol

E_0 az amplitúdó

f frekvencia

t idő

A "2"-es pontban elhelyezett geofonban létrejövő elektromotoros erő fázisban eltolódik az "1" pontba levőhöz képest, mégpedig

$$\Delta t = \frac{\Delta s}{v} = \frac{l \cdot \sin \alpha}{v} \text{ értékkel}$$

így a "2" pontban keltett elektromotoros erő

$$E_2 = E_0 \cos 2\pi f \left(t - \frac{l \sin \alpha}{v} \right) \quad 2./$$

Há a továbbiakban a két geofont elektromosan összekapcsoljuk, akkor az eredő elektromotoros erő

$$E_{\Sigma} = \frac{\sin 2\pi f l \frac{\sin \alpha}{v}}{\sin \pi f l \frac{\sin \alpha}{v}} \cdot E_0 \cos 2\pi f \left(t - \frac{l \sin \alpha}{2v} \right) \quad 3./$$

A következőkben helyezzünk el az 1 és 2 pont közötti "l" távolság felén egy geofont, akkor "l" helyettesíthető $\frac{l}{2}$ -el a 2./ összefüggésben, és akkor kapjuk az $\frac{l}{2}$ távolságra helyezett geofonban indukált elektromotoros erőt.

$$E_{l/2} = E_0 \cos 2\pi f \left(t - \frac{l \sin \alpha}{2v} \right) \quad 4./$$

A 3. összefüggés tehát a következőképpen írható fel:

$$E_{\Sigma} = \frac{\sin \frac{2\pi f l \sin \alpha}{v}}{\sin \frac{\pi f l \sin \alpha}{v}} \cdot E_{l/2} \quad 5./$$

Ismeretes, hogy $v^* = \frac{v}{\sin \alpha}$

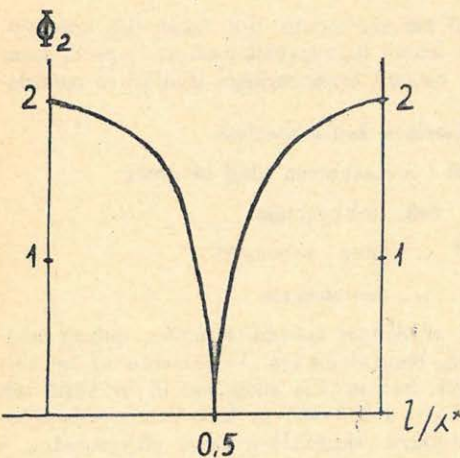
ahol v^* a hullám látszólagos sebessége, " α " a hullámfrontnak a felszinnel alkotott szöge.

$$\text{viszont} \quad \lambda = \frac{v}{f} \quad \lambda^* = \frac{v^*}{f} = \frac{v}{f \sin \alpha}$$

Ezen értékeket behelyettesítve az "5" egyenletbe

$$E_{\Sigma} = \frac{\sin 2\pi \frac{l}{\lambda^*}}{\sin \pi \frac{l}{\lambda^*}} \cdot E_{l/2} \quad 6./$$

$$\Phi_2 = \frac{\sin 2\pi \frac{l}{\lambda^*}}{\sin \pi \frac{l}{\lambda^*}}$$



3. ábra.

kifejezést a 2 geofonból álló csoport irányítottsági tényezőjének nevezzük és Φ_2 -vel jelöljük.

Az összefüggésből kiolvasható, hogy a 2 geofonból álló csoport éppen úgy működik, mintha a csoport középpontjába egy geofont telepítenénk, de ennek érzékenysége a különböző látszólagos hullámhosszú jelekkel szemben más és más lenne. Ha Φ_2 -t az l/λ^* függvényében ábrázoljuk a 3. ábrán látható, görbét kapjuk:

A görbéből látható, hogy 0 lesz a csoport érzékenysége, ha $l/\lambda^* = 0,5$, és viszont azokkal a hullámokkal szemben legérzékenyebb a csoport, amelyeknek látszólagos hullámhossza ∞ , tehát a felszinnel bezárt α szögük kicsiny.

A görbéből leolvasható, hogy csak egy diszkrét sáv elnyomására használhatjuk, mert a különböző látszólagos hullámhosszakra majdnem azonos érzékenységet mutat. Az 1. ábrán bemutatott felvételek azonban azt mutatják, hogy a zavarhullámok nem diszkrét, hanem elég széles frekvencia és sebesség-tartományban jelentkeznek, ezért sokkal nagyobb szelektivitás elérésére kell törekednünk. Ezt azáltal érhetjük el, ha a csoporton belüli geofonok számát növeljük. Ily módon a karakterisztika maximumai élesebbek lesznek.

"n" számú geofon esetén a csoport irányítottági tényezője

$$\Phi_n = \frac{\sin n\pi / \lambda^*}{\sin \pi / \lambda^*} \quad 8./$$

Ahhoz, hogy a rutimméréseknél gyorsan használható grafikont szerkeszthessünk, alakítsuk át a 8-as összefüggést oly módon, hogy

$$\lambda^* = \frac{v^*}{f} \quad \text{értéket helyettesítsünk}$$

$$\text{akkor } \Phi_n = \frac{\sin n\pi \frac{fl}{v^*}}{\sin \pi \frac{fl}{v^*}} \quad 9./$$

jelöljük az $l \cdot f$ szorzatot P -vel, akkor $n = 4$ esetén különböző P értékek mellett a látszólagos sebesség és az érzékenység közti összefüggést a 4. ábra görbéi mutatják. Hogy az egész reflexiós és zavar látszólagos sebességtartományt egy grafikonnal tudjuk ábrázolni, reciprok osztású léptéket választottunk.

Az ábrán az alapvető maximumokon kívül, másodlagos maximumokat is találunk. Ezek részben azért adódnak, mert tárgyalásunk elején harmonikus rezgéseket tételeztünk fel. A gyakorlati méréseknél nem harmonikus, hanem impulzus jellegű rezgéseket keltünk, így a másodlagos maximumok lényegesen kisebb értékűek lesznek.

Az "l" távolság meghatározásánál két szempontot kell szem előtt tartanunk. Egyrészt azt, hogy a zavar elnyomása a lehető legnagyobb mértékű legyen, másrészt azt, hogy a hasznos tartományban a csoport érzékenysége legalább a maximális érzékenység 70 %-a legyen.

Hogy ezt elérjük, a következő feltételnek kell teljesülnie:

ahol l a csoporton előli távolság

$$\frac{l \cdot f_{ref}}{v^*_{ref}} \leq \frac{1}{2n}$$

f refl. frekvenciája

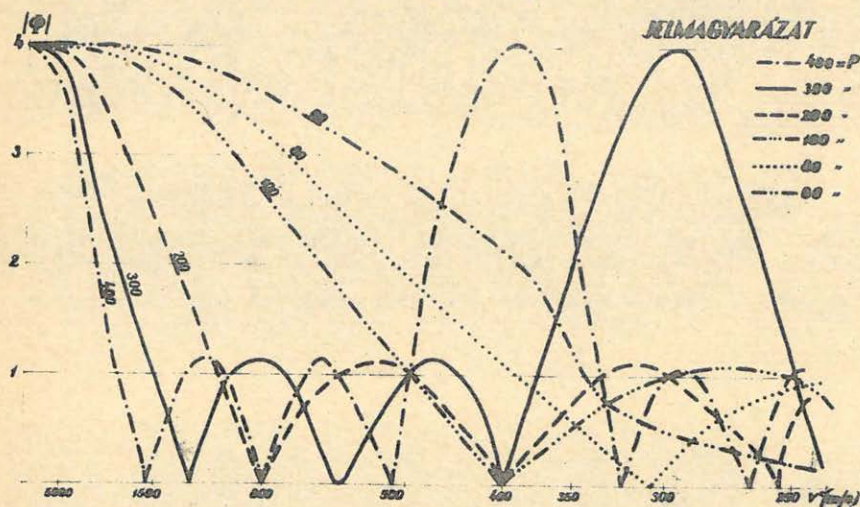
v^* .. látsz. sebesség

n .. geofonszám.

Ezek után vizsgáljuk meg, hogy az abonyi kutatási területen milyen megfontolások alapján történt az "l" távolság megválasztása. E területen az intenzív zavar látszólagos sebessége 250-300 m/sec, frekvenciája átlagosan 18 Hz körül volt.

Ha megnézzük az ábrát, látjuk, hogy a 250-300-as látszólagos sebesség-intervallumban a 60-as P -tól a 200-ig bármelyik megfelelő a zavar elnyomására. A

4 geofonból álló csoport irányítottági karakterisztikái.



4. ábra.

hasznos beérkezések látszólagos sebessége általában 4500 m/s-on felüli értékkel adható meg. Ebben a tartományban is mindegyik P görbe a szükséges érzékenységet megadja. Méréseinknél a 80-as P-t választottuk és ebből a csoporton belüli távolságot kiszámítottuk.

Az előzőkből már ismeretes, hogy

$$P = fl \quad l = \frac{P}{f} = \frac{80}{18} = 4,5 \text{ méter}$$

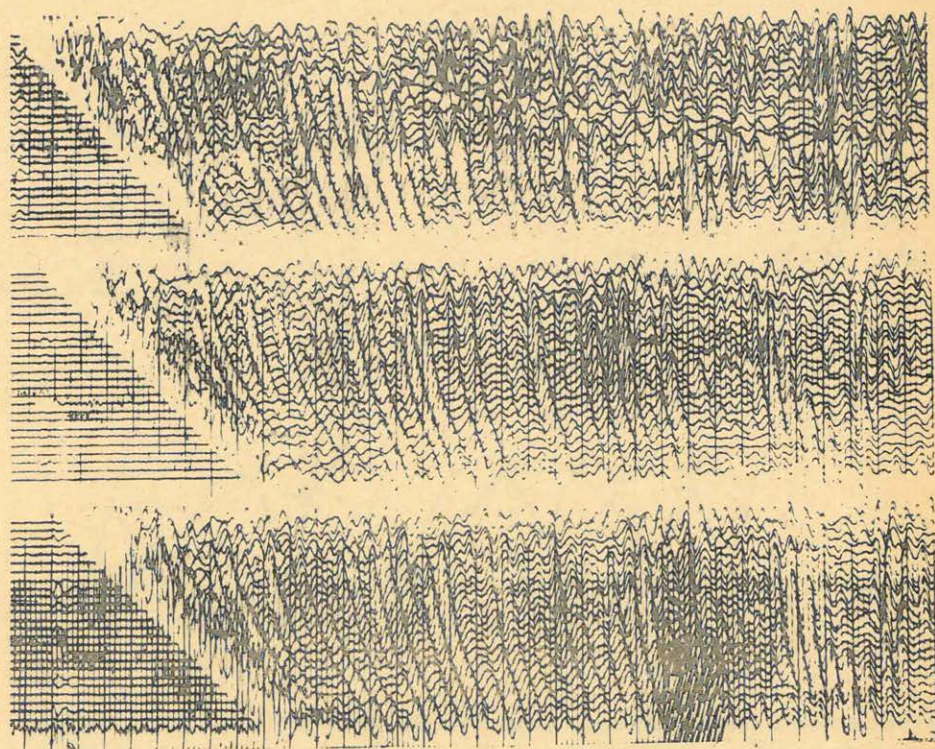
Ugyanezt a hatást értük volna el, ha 200-as P-t választunk, ebben az esetben

$$l = \frac{200}{18} = 11,2 \text{ méter}$$

lett volna.

A mérések előrehaladása és a köliségek szempontjából viszont sokkal kedvezőbb volt, ha a csoporton belüli távolságot nem 11,1 hanem 4,5 méternek választjuk. Az 5. ábrán bemutatunk ezen a területen azonos terítésben szóló és csoportos geofonos eljárással készített felvételeket. Az első felvételen egy geofon észlelés mellett látható a zavarhullámnak a felvételén való végigvonulása.

A zavar és hasznos jelek interferenciája miatt a reflexiók fázistengelye csak bizonytalanul jelölhető ki. A második felvételt 4 geofonos csoporttal 4,5 m csoporton belüli távolsággal észleltük. Itt a zavar már elenyésző kis amplitudóval jelentkezik, a reflexiók fázistengelyét nem torzítja, oly mértékben, hogy kijelölésükben bizonytalanság mutatkozna. A 3. felvételre a későbbiekben fogunk utalni.



5. ábra.

A dolgozat elején elmondott felsorolásnál a keverőt mint az interferencia rendszerek egyikét említettük.

Elméletével nem kívánunk részletesen foglalkozni, mindössze azt a megjegyzést tesszük, hogy a mai szeizmikus berendezések keverővel el vannak látva és a reflexiós méréseknél - a csoportos eljárások alkalmazása esetén kiterjedten használjuk.

Irányítottsági koefficiensét a következőképpen írhatjuk fel:

$$\Phi_k = \frac{(1 - q)^2}{1 + q^2 - 2q \cos 2\pi \frac{d \cdot f}{v^*}}$$

ahol q = keverési koefficiens

d = geofontávolság

v^* = látsz. sebesség

f = frekvencia

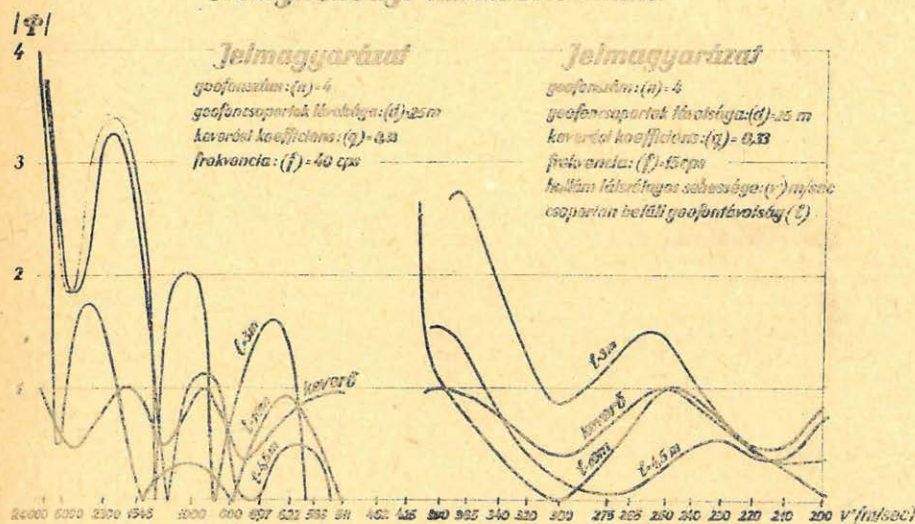
A geofoncsoporttal való együttes alkalmazás esetén az eredő koefficiens a két koefficiens szorzatával lesz egyenlő.

$$\Phi_2 = \Phi_k \cdot \Phi_n = \frac{(1 - q)^2}{1 + q^2 - 2q \cos 2\pi \frac{d \cdot f}{v}} \cdot \frac{\sin n\pi \frac{l \cdot f}{v}}{\sin \pi \frac{l \cdot f}{v}}$$

Az összetett rendszer (geofoncsoport és keverő) irányítottági koefficiense csak abban az esetben érvényes ilyen alakban, ha a vonalmenti geofoncsoportosítást alkalmazzuk, tehát a térben azonosra tájoltak a csoportok.

A keverő és geofoncsoportosítás együtt jobb eredményt ad. Az irányítottági karakterisztikák alap- és másodlagos maximumai élesebbek, a jel/zaj viszonyszám javulást mutat.

Irányítottági karakterisztikák.

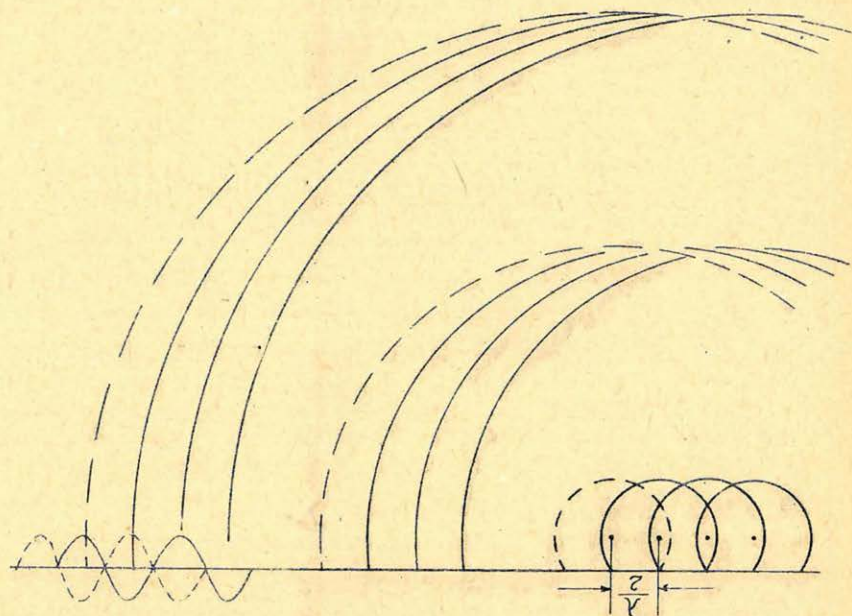


6. ábra.

A 6. ábrán, a gyakorlatban is felhasznált irányítottági karakterisztikák közlünk. A jobb-oldali karakterisztikák 15 Hz, a baloldaliak 40 Hz-es frekvencia értékre érvényesek. A keverési koefficiens 0,33. Az $l = 4,5$ csoporton belüli geofontávolság a már említett Abony, az $l = 10$ m-es pedig a hajduszoboszlói kutatási területen bizonyult a legjobbnak; érthető, hiszen a $V = 270$ m/s, illetve $V = 300$ m/s látszólagos sebességű hullámokra a legkevésbé érzékeny az illető geofoncsoport.

A jóval nagyobb sebességű hasznos hullámokkal szemben pedig a csoport s zömmel láthatóan érzékenyebb.

A csoportos lövések módszerének elve a 7. ábrából olvasható le. A kis fekete pontok a robbantópontokat, a körök különböző időpillanatban a felületi hullámok időterét ábrázolják. Láthatjuk, hogy abban az esetben, ha a robbantópontokat úgy telepítjük, hogy a köztük levő távolság a zavar látszólagos hullámhosszának felével egyenlő, akkor az észlelési vonal mentén a hullámok kioltják egymást. A



7. ábra.

nagymélységben elhelyezkedő rétegekről reflektált hullámok, melyek majdnem mérőlegesen érik el a felszint, közel azonos fázisban érkeznek a geofonokhoz, így egymás hatását erősítik.

A szakirodalomban a csoportos lövési eljárást általában azonos módon tárgyalják, mint az előzőkből megismert csoportos geofonok esetét. A terepi méréseknél az optimális lyukszámot és a lyukak közti távolságot kísérleti mérésekkel határoztuk meg. Vállalatunknál a csoportos lövések bevezetése megelőzte a csoportos geofonos eljárás bevezetését, még pedig azért, mert geofonok hiányában ez további módszert alkalmazni nem tudtuk. A csoportos lövések hazai alkalmazásának területe elég széles. Alkalmaztuk az eljárást abban az esetben is, amikor a csoporton belüli geofonok számát növelni nem tudtuk és a felvételeken a zavarhullámok - bár csak kismértékben -, de akadályozták a reflexiók kijelölését.

Ugyancsak eredményesen alkalmaztuk a csoportos lövések módszerét olyan területeken, ahol a felszínhez közel 3-8 m mélységben települt hordalék kavicsrétegek az optimális mélységű fúrást megakadályozták. Ilyen esetekben a kavicsréteg átfúrása hosszadalmasnak és az iszappal való fúrás miatt költségesnek is bizonyult. A kismélységű szülő robbantásoknál viszont intenzív felületi hullámok jelentkeztek és a hasznos energia lehatolási mélysége is elégtelennek bizonyult. Így tehát a csoportos lövéseket nemcsak a zavarhullámok elnyomására, hanem a hasznos energia megtöbbszörözésére is felhasználtuk.

Hasonlóképpen eredményesnek bizonyult a csoportos lövések alkalmazása olyan esetekben, amikor megfelelő energia előállításához 60-100 m-es lyukak lemélyítése vált szükségessé. E nagy mélységek lefúrása egyrészt ebben a mélységben települt tömörebb kőzetek átfúrása miatt, 1-3 napot igényelt, másrészt a nagyfokú igénybevétel fűrőberendezéseink állapotát erősen megviselte. Ilyen esetekben

3 pontos csoportos robbantással, (10-15 m mélységből) jó eredményeket értünk el.

Az 5. ábra legelső felvétele az abonyi kutatási területen készült csoportos lövéses eljárással. A csoporton belül a lyukak egymástól való távolsága 5 m volt. A legfelső felvételen látható zavar végigvonulása. A harmadik (csoportos lövés felvétel) felvételen a zavar nem látható, a reflexiók teljes biztonsággal kijelölhetők. A regisztrátumok egyébként mutatják, hogy a csoportos lövések a csoportos geofonokkal azonos értékű eredményt adnak.

Bár az eddigi mérések a csoportos eljárások hasznosságát és alkalmazhatóságát bizonyítják, mégis a jövőben a kutatás fejlődésének útját nemcsak a csoportos geofonok és lövések módszerének fejlesztésében, hanem a szeizmikus berendezések tökéletesítésében látjuk. A csoportos eljárások alkalmazása a mérések ütemét nagymértékben lassítja, a km költséget pedig tetemesen megnöveli. Több hazai kutatási terület költségei alapján, ahol egyes és csoportos eljárással is végeztünk méréseket, mondhatjuk, hogy a csoportos geofonos eljárás egy bemért km önköltségét 20-40 %-kal növeli, az egy geofonos eljárással bemért km költséghez viszonyítva. Csupán e számadat alapján azonban bárki joggal mondhatná, hogy nem a bemért km szám, hanem a minőségi eredmények a mérvadók. Ez teljes mértékben helyes is és méréseinknél mindenkor a pontos, megbízható adatszolgáltatás az elsődleges szempont. Hogy mégis a viszonylag jó eredmények ellenére, bárcsak látszólag a csoportos eljárások alkalmazása ellen beszélünk, azt azért tesszük, mert összehasonlító mérések szerint korszerű szeizmikus berendezéssel végezve a méréseket, hazai viszonyokat tekintve csak egy-két területen lenne szükséges a csoportos eljárások alkalmazása.

A magyar berendezéseinkkel azonban a legtöbb kutatási területen csak csoportos geofonos eljárással sikerült kiértékelhető reflexiós anyagot regisztrálnunk ott is, ahol az 51 mintájú szovjet berendezések egyes geofonokkal is jó eredményeket szolgáltatottak.

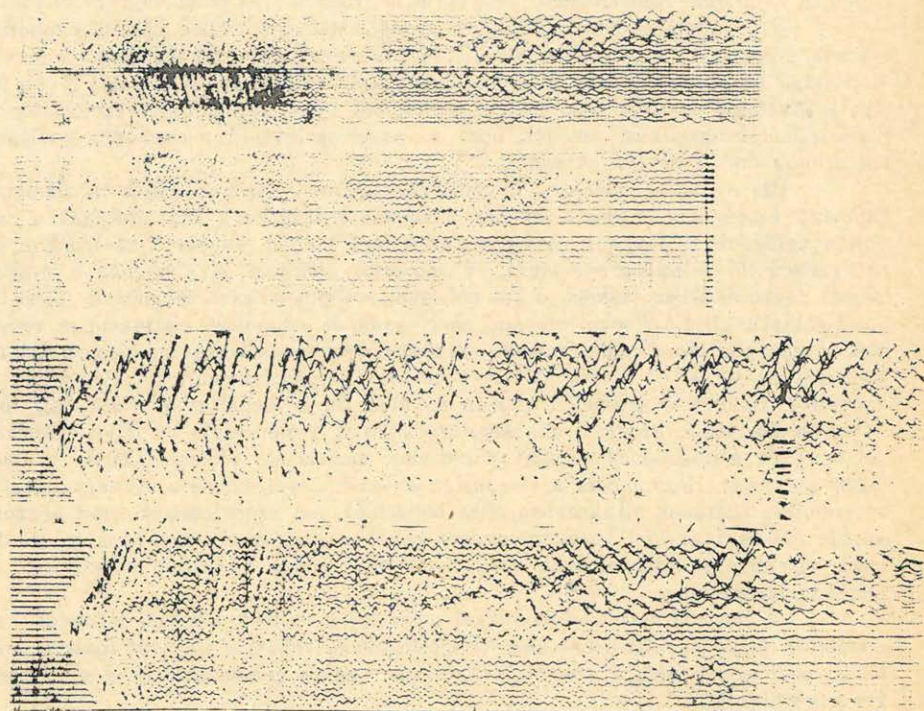
Vizsgáljuk meg, honnan adódik az 51-es típusú szovjet és 53-as típusú magyar berendezés között a zavarhullám tartományban mutatkozó érzékenységkülönbség.

A 26 illetve 48 csatornás magyar szeizmikus berendezés szeizmométer erősítő és a galvanométer egységei valamennyi szeizmikus hullám kevésbé torzított átvitelét biztosítják. Helyes törekvés volt a geofonok önfrekvenciáját 6-7 Hz-nek megválasztani, mert így a hasznos tartományba eső reflexiós és refrakciós hullámok sokkal jobb átvittelrel regisztrálhatók, mint pl. 35 Hz önfrekvenciájú szeizmométer esetében. Ilyen módon viszont reflexiós méréseinknél a zavarhullámok igen széles skáláját is regisztráljuk, ami a jel/zaj viszonyra kedvezőtlen hatást gyakorol, továbbá a reflexiós fázistengelyek eltorzulását, sőt a legtöbb esetben a reflexiók teljes elnyomását eredményezi.

Hogy a geofonok önfrekvenciájának megválasztása a jel/zaj viszony szempontjából milyen jelentős, azt összehasonlító mérések felvételeiből is megállapíthatjuk. A 8. ábrán bemutatott felvételesorozatot magyar 24 csatornás portáblilis

szovjet 24
magyar 26
szovjet 26

berendezésekkel azonos terítésben, azonos lövéssel készítettük. A terítést úgy helyeztük el, hogy a zavarhullámok csak 1,3 "s" után érkezzenek a geofonokhoz. Az 1-13 sz. csatornákra 7 Hz magyar, a 14-26 csatornákra szovjet 31 Hz-es geofonokat kötöttünk. Azonnal szembetűnik, hogy a 7 Hz geofonos oldal jel/zaj viszonya sokkal kedvezőtlenebb, mint a 31 Hz geofonos oldalé. Ez érthető is, mert a 7 Hz-s



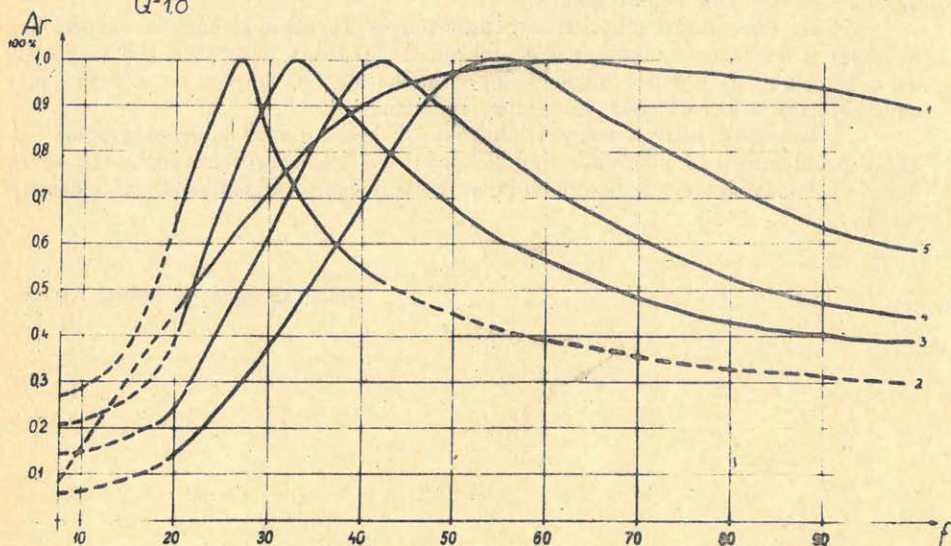
8. ábra.

őnfrekvenciájú magyar geofonok átvivő képessége a hazai viszonyok között legintenzívebben jelentkező 15-20 Hz frekvenciájú zavartartományban már maximális, míg ugyanítt a 31 Hz-s szovjet geofonok átvivő képessége a maximális átvivő képességnek csak mintegy 30-35 %-a. Hangsúlyoznunk kell azonban, hogy mindez csak reflexió mérések esetén áll fenn és az alacsonyfrekvenciás magyar geofon refrakciós mérésekhez kiválóan alkalmas.

A magyar és szovjet berendezés szűrőkarakterisztikáit a 9 ill. 10 ábrán láthatjuk. Nem nehéz megállapítani, hogy a szovjet berendezés szűrői az alacsony frekvenciás tartományban élesebben vágnak, mint a magyar műszeré. Ha figyelembe vesszük, hogy reflexió méréseknél a legtöbb hazai területen a hasznos hullámok 35-45 frekvenciával jelentkeznek és megnézzük, hogy a különböző kocsiknál milyen szűrőállás felel meg a legjobban a hasznos jelek kiemelésére, akkor láthatjuk, hogy szovjet berendezésnél legmegfelelőbb a III-as szűrőfokozat, melynek átvitele a zavartartományban a maximális átvitel 10 %-a, ugyanítt a magyar műszer-kocsi IV-es szűrőfokozata még 40 %-os átvitelrel dolgozik. Ha ehhez még hozzávesszük, hogy a Szovjetuniótól vásárolt legújabb típusú portábilis berendezésünk az 1951-es típusnál sokkal korszerűbb alul- és felülvágó szűrőkkel van ellátva, akkor máris megerősítettük azon állításunkat, melyet az előzőekben már megtettünk,

26 csatornás magyar műszer szűrőkarakterisztikái.

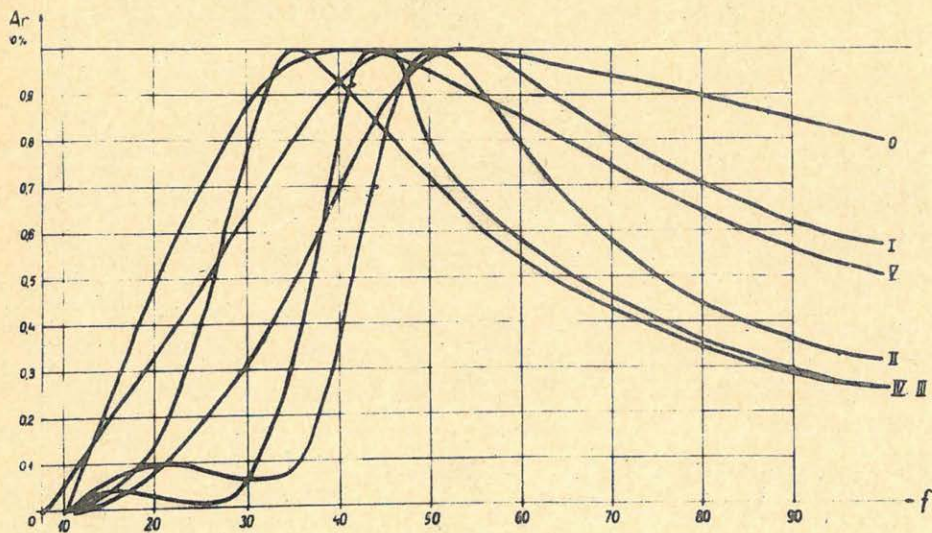
Q-18



9. ábra

26 csatornás szovjet műszer szűrőkarakterisztikái.

Q-18



10. ábra

nevezetesen azt, hogy a zavarhullámok kiküszöbölésére legelső sorban korszerű berendezéseket kell konstruálnunk.

Az elmondottakból tehát egyértelműen az következik, hogy a zavarok kiszűrését a lehetőséghez képest geofonokkal, de főképpen szűrőkkel kell megoldani és csak abban az esetben alkalmazzuk a csoportos eljárásokat, ha szűrőink már nem képesek a zavart teljes mértékben elnyomni.

Reméljük, hogy a magyar geofizikusok hiven a múlt hagyományaihoz ezzel a problémával is sikeresen megbirkóznak és az elkövetkezendő évek egyre növekvő feladatait már korszerű magyar berendezések alkalmazásával oldhatjuk meg.

Miklós Gergely és Molnár Károly

REFLEXIÓS SEBESSÉGSZÁMITÁSI ELJÁRÁSOK ÖSSZEHASONLÍTÓ VIZSGÁLATA ÉS A SEBESSÉGEK HIBÁJÁNAK HATÁSA A FELÜLET- ELEMÉK MEGHATÁROZÁSÁRA.

A szeizmikus mérések kiértékeléséhez ismernünk kell a beérkező rugalmas hullámok átlagos terjedési sebességét az üledékösszlet különböző mélységeiben. Az átlagsebességek meghatározását legcélszerűbb szeizmokarottázs mérésekkel végezni. Olyan területeken azonban, ahol mélyfúrások nincsenek, csak a regisztrált hullámok ut-időgörbének felhasználásával nyerhetünk adatokat az üledékösszlet sebességviszonyaira.

A továbbiakban a reflexiós szeizmikus kiértékelésben használatos átlagsebesség-meghatározásra alkalmas módszerekkel foglalkozom.

Az irodalom többféle módszert ismertet, amelyeket három főbb szempont alapján csoportosíthatunk.

I. Annak alapján, hogy az ut-időgörbének hány pontját használjuk fel a számításban, lehetnek

- a/ teljes ut-időgörbét
- b/ az ut-időgörbe speciális értékeit alkalmazó módszerek.

II. A terítés szimmetriája szerint

- a/ a robbantópontra szimmetrikus terítés esetében
- b/ a lövés-ellenlövéses eljárásnál alkalmazható módszerek.

III. A reflektáló felületelem helyzete szerint

- a/ dőlt
- b/ horizontális helyzetű visszaverő felületre vonatkozó módszerek.

Minden módszer az ut-időgörbe egyenletéből indul ki, de más-más uton jut el az átlagsebesség meghatározásához. Közös feltétel minden esetben az, hogy a reflektáló felületelem sík és az ut-időgörbe hyperbola. Itt kell megjegyezni, hogy a valóságban az ut-időgörbék alakja a reflektáló felület görbülsége, az üledék inhomogenitása miatt eltér a hyperbolától. Az irodalom ismertet görbült reflektáló felületre vonatkozó átlagsebesség meghatározó eljárásokat is. (L. 3, 351-353 old.) A következőkben csak olyan eljárásokkal foglalkozom, amelyek sík reflektáló határt tételeznek fel.

A mérési adatok kiértékelésével nyert eredmények megbízhatóságát nagymértékben befolyásolja a felhasznált sebességértékek pontossága. Meg kell vizsgálnunk tehát a sebességszámításban várható középhibák nagyságrendjét, továbbá a pontossági követelmények figyelembevételével a különböző sebességszámítási eljárások alkalmazhatóságát tömeges számítás esetén. Végül a szerkesztéshez felhasznált sebességadatok hibájának továbbterjedését vizsgálva megbecsülhetjük mérési eredményeink pontosságát.

Vizsgálat céljára olyan eljárásokat választottam ki a reflexiós átlagsebesség-meghatározó módszerek közül, amelyek kiértékelési munkánkban felhasználást nyertek ill. nyernek.

Ezek a következők.

1./ Sebességszámítás az ut-időgörbe speciális pontjait felhasználó nomogrammal.

- 2./ Sebességszámítás állandó utkülönbségek módszerével (Bugajko módszere).
 3./ Sebességszámítás aszimptota-módszerrel.
 4./ Sebességszámítás az ut-időgörbe parabolává való transzformálásával (Opitz módszere).
 5./ Sebességszámítás találkozó ut-időgörbe ágak esetén (Glotov módszere).

A felsorolt sebességszámítási eljárások közül a 2. és 3. az irodalomból közismert. Ezek bemutatásától eltekintek. A másik három eljárás lényege röviden a következő.

Sebességszámítás az ut-időgörbe speciális értékeit felhasználó nomogrammal.

Alapfeltevéseink teljesülése esetén, ha a reflektáló felületelen: sík és az ut-időgörbe minden pontját ugyanaz az átlagsebességérték jellemzi, az ut-időgörbe egy hyperbola egyenletével írható le. Ebben az esetben elméletileg az ut-időgörbe három pontja elegendő az átlagsebesség meghatározásához. Általános esetben

$$V = \sqrt{\frac{d_a \cdot d_b \cdot (d_a + d_b)}{t_a^2 \cdot d_b + t_c^2 \cdot d_a - t_b^2 (d_a + d_b)}}$$

itt t_a , t_b , t_c az ut-időgörbe három pontjához tartozó időérték, d_a , d_b a t_a és t_b , d_b a t_b és t_c pontok közötti távolság. Ha a két távolság egyenlő, akkor

$$V = \sqrt{\frac{2d^2}{t_a^2 + t_c^2 - 2t_b^2}}$$

Amennyiben megállapodunk abban, hogy a három kiválasztott időérték mindig a robbantóponthoz és a terítés két szélső pontjához tartozik, úgy az ut-időgörbe speciális értékeinek használatáról beszélhetünk.

Legyen a robbantóponthoz tartozó időérték és a terítés szélső pontjaihoz tartozó időértékek különbsége

$$\begin{aligned} t_1 - t_0 &= \varepsilon_1 \\ t_2 - t_0 &= \varepsilon_2 \\ \varepsilon_1 + \varepsilon_2 &= \Sigma \varepsilon \end{aligned}$$

A sebesség képletébe t_1 és t_2 helyett $t_0 + \varepsilon_1$ és $t_0 + \varepsilon_2$ értékeket helyettesítve

$$V = \sqrt{\frac{2d^2}{2t_0(\varepsilon_1 + \varepsilon_2) + \varepsilon_1^2 + \varepsilon_2^2}}$$

kifejezéshez jutunk. Itt a d a terítés hosszának felét jelenti. Kisebb dőléseknel ε_1 és ε_2 közel egyenlő és néhányszor 10 millisec. nagyságrendű. $\varepsilon_1^2 + \varepsilon_2^2$ első köze-

lítésben jól helyettesíthető

$$2 \left(\frac{\varepsilon_1 + \varepsilon_2}{2} \right)^2$$

értékkel. A sebességképlet ezáltal olyan egyszerűbb formát ölt, amely alkalmas nomogram készítésére, ha állandó d távolságot tételezünk fel. A nomogram használatánál az ut-időgörbe speciális pontjaihoz tartozó időértékeket kell ismernünk, majd a $\Sigma \varepsilon$ érték képzése után a nomogram megfelelő $\Sigma \varepsilon$ paraméterű görbéjét felkeresünk. A nomogram abszcissza tengelyén a t_0 , az ordináta tengelyen a v értékek vannak felhordva. Így a kiválasztott görbén a t_0 abszcisszájú ponthoz tartozó v értéket leolvashatjuk.

Sebességszámítás a hyperbola parabolává való transzformálásával.

A szokásos x, t koordináta rendszerben az ut-időgörbe hyperbola volt. Ha a hyperbola egyenletében x^2 helyett ξ és t^2 helyett τ jelölést vezetünk be, az egyenletet négyzetre emeljük, úgy τ ; ξ koordináta rendszerben olyan parabola egyenletéhez jutunk, amelynek a tengelye a ξ tengellyel α szöget zár be. Az α szögre felírható a $t_g \alpha = 1/v^2$ összefüggés.

A gyakorlatban tehát egy négyzetes koordináta lapot kell használnunk, amelyen az abszcisszát τ -ban hordjuk fel, de t -ben jelöljük, az ordinátát ξ -ben hordjuk fel és x -ben jelöljük. Így tehát t és x értékek diktálásával τ és ξ értékek hordhatók fel. A felhordott pontokhoz legjobban simuló parabolát megrajzoljuk. A parabola tengelyirányának megállapításához egy konjugált átmérőjét kell meghatározni (ez párhuzamos a tengellyel). Konjugált átmérőt kapunk, ha a parabolát egy párhuzamos szelősereggel felosztjuk tetszésszerű irányban és az így kapott hurok felezőpontjait összekötjük. Leolvassa a

$$\frac{\Delta \xi}{\Delta \tau} = v^2$$

értéket, számítható a sebesség. A parabolát más irányban felosztva számításunkat ellenőrizhetjük.

Horizontális reflektáló felületelemnél a parabola helyett kettős egyenest kapunk. Ezek iránytangenséből számíthatjuk a sebességet.

A parabolává transzformálás elve alkalmazható találkozó félhyperbolaágak esetében is (lövés-ellenlövés). Ebben az esetben azonban az eljárás nem konjugált átmérő meghatározását jelenti. A megrajzott parabolaágakból egy $\Delta \xi$ értékhez a hozzá tartozó $\Delta \tau$ értéket leolvassa képlet alapján határozhatjuk meg a sebességet.

Átlagssebességszámítás találkozó fél ut-időgörbék esetében.

Lövés-ellenlövés esetén a találkozó ágak időértékei azonos abszcisszánál legyenek t_e és t_f . Vezessük be a $t_e - t_f = \mathcal{K}$ és a

$$\frac{t_e + t_f}{2} = \tau$$

jelölést. Képezzük a τ és \mathcal{X} értékeket a görbék minden x abszcisszájára. Kimutatható, hogy 10° -nál kisebb dőlések esetében a τ értéke közel állandó minden x -re, a $\mathcal{X} = f(x)$ összefüggés pedig egy egyenest ad. Az egyenes iránytangense

$$\frac{\Delta \mathcal{X}}{\Delta X} = \frac{d}{v^2 \tau}$$

tehát a sebesség meghatározható.

A képlet alapján kiértékelésünkben görbesereg készült, amely a fenti egyenletet τ és

$$\frac{\Delta X}{\Delta \mathcal{X}}$$

koordináta-rendszerben $v = \text{constans}$ paraméterek mellett ábrázolja. A reflexiós ut-idő-görbék alapján megrajzolva a $\mathcal{X} = f(x)$ egyeneseket (grafikus középérték), a

$$\frac{\Delta X}{\Delta \mathcal{X}}$$

és τ meghatározásával a nomogramból a sebességértékeket kiolvashatjuk.

A sebességszámítás pontosságát a meghatározott sebességértékek középhibájából állapíthatjuk meg. A sebességérték középhibájának meghatározásánál csupán az időmérésben elkövetett hibák továbbterjedését kell vizsgálnunk, a geofontávolságokat hibamentesnek tetelezhetjük fel.

A sebességszámítási eljárások képleteiből a függvény középhibájának ismert formulája alapján, az időmérés μ_t középhibájának ismeretében, az átlagsebesség μ_v középhibája felírható. Az így kapott képletekbe mindig az ut-időgörbe speciális időértékeit betéve, összehasonlításra alkalmas alakokhoz jutunk.

A tárgyalás sorrendjében felírva:

$$1./ \mu_v = \pm \mu_t \frac{v^3}{2d^2} \sqrt{t_1^2 + t_2^2 + 4t_0^2}$$

$$2./ \mu_v = \pm \mu_t \frac{v^3}{2d^2} \sqrt{t_1^2 + t_2^2 + 4t_0^2}$$

$$3./ \mu_v = \pm \mu_t \frac{v^3}{d^2} \sqrt{t_1^2 + t_m^2}$$

$$4./ \mu_v = \pm \mu_t \frac{v^3}{2d^2} \sqrt{t_1^2 + t_2^2 + 4t_0^2}$$

$$5./ \mu_v = \pm \mu_t \frac{v^3}{4d^2} \sqrt{16t_1^2 + 2(t_{o1} + t_{o2})^2}$$

Az 1., 2., és 4. esetben az eredmény megegyezik. Látszólag eltérő eredményt kapunk a 3. és 5. esetben. Vezessünk be a különböző időértékek helyett egy átlagos t időt, ekkor az 1., 2., 4. és 5. esetben

$$\mu_v = \mu_t \cdot \frac{v^3 t}{d^2} \sqrt{1,5}$$

A 3. esetben.

$$\mu_v = \pm \mu_t \cdot \frac{v^3 t}{d^2} \sqrt{2}$$

A 3. eset eltérése a többtől abból származik, hogy itt az átlagsebesség meghatározásához csak két pontot használtunk fel. Ebben az esetben d nem a féltérítés hosszát, hanem a minimumpont és a terítés szélső pontja közti távolságot jelent. A különböző időértékek középpontját egyenlőnek tételezhetjük fel. A 3. képletnél t_m a hyperbola minimumpontja. Az 5. esetben t_{01} és t_{02} a lövés ill. ellenlövés robbantópontjához tartozó időérték.

Az eredmények azt mutatják, hogy az időmérésben elkövetett hibák minden eljárásnál egyező módon terjednek tovább. Ez szükségszerűen következik a különböző eljárások közös kiinduló egyenletéből is.

Vizsgáljuk meg a sebességszámításoknál várható középpontok nagyságát.

Az átlagsebesség középpontja a fentiek szerint egyenesen arányos az időmérés középpontjával és az átlagsebesség harmadik hatványával, fordítottan arányos a geofonok közti távolság második hatványával. Ily módon a gyakorlatban előforduló sebességértékek esetében az alkalmazott terítés alapján meghatározhatnánk a várható középpontok nagyságát. Figyelemmel kell lennünk azonban a következőkre.

A fenti képletek levezetésénél alapfeltétel volt az, hogy az ut-időgörbe hyperbola, vagyis tetszőlegesen kiválasztott három pont alapján az ut-időgörbéhez tartozó átlagsebességet egyértelműen meghatározhatjuk. A középpontokat is ezen az alapon határoztuk meg.

A valóságban azonban a mérésben elkövetett hibák, a reflektáló felület egyenetlenségei és az üledék inhomogenitása folytán a mért időértékek bizonyos szórást mutatnak. A pontokhoz legjobban simuló görbe csak megközelíti a hyperbolát. A sebességet nem elegendő tehát az ut-időgörbe egy adatharmasából meghatározni, hanem a lehető legtöbb, egymástól független adatokból meghatározott átlagsebesség középértékét kell számítanunk.

Dr. Tarczy-Hornoch Antal akadémikus már 1953-ban foglalkozott egyik cikkében a reflexiós sebességmegtározások középpontjával /2/. Az állandó utkülönbségek módszerét vizsgálva rámutatott arra, hogy a valóságot legjobban megközelítő értéket, csak szigorú kiegyenlítés után kaphatjuk meg. Szigorú kiegyenlítés elkerülhető abban az esetben, ha megengedünk néhány (4-5) százalékos pontatlanságot. Ebben az esetben minél több egymástól független adatból tudjuk számítani a sebességértékeket ill. a középértéket, annál kisebb lesz a sebesség középértékének a középpontja. Ezért célravezető olyan módszereket alkalmazni, amelyek az ut-időgörbe összes pontját felhasználják.

Egy konkrét példával jellemezhetjük azt a pontosságváltozást, amelyet az ut-időgörbe összes pontjának ill. a speciális pontoknak a használata okoz.

Különböző t_0 -akhoz tartozó ut-időgörbékkel meghatároztam a sebességet a speciális pontokhoz tartozó időértékek és az összes időérték felhasználásával. Az

utóbbi esetben Dr. Tárcazy-Hornoch Antal említett cikkében közölt képletet használtam, amely tulajdonképpen nyolc egymástól független sebességérték középértékének a középhibáját adja.

$$V = \sqrt{\frac{4D}{t_1^2 + \dots + t_8^2 - 2t_9^2 - \dots - 2t_{16}^2 + t_{17}^2 + \dots + t_{24}^2}}$$

Itt D egy-egy t értékhármashoz tartozó geofontávolságot jelent. A középhiba

$$\mu_v = \pm \frac{27v^3}{2n^3 d^2} \cdot \mu_t \cdot \sqrt{t_1^2 + \dots + t_{\frac{n}{3}}^2 + 4t_{\frac{n}{3}+1}^2 + \dots + 4t_{\frac{2n}{3}+1}^2 + \dots + t_n^2}$$

n a geofonok száma.

A számított sebességérték 1950 ill. 2250 m/s volt 0,7 sec ill. 1,27 sec t_0 -nál. A relatív középhiba

$$\left| \frac{\mu_v}{v} \right|$$

százalékosan kifejezve első esetben az összes pont használatánál 1,5 %, speciális pontok esetében 1,8 % volt. Második esetben viszont 3,6 % ill. 6,3 % volt. Az időmérés középhibáját $\pm 0,002$ sec-nek vettem. Viszonylag kis sebességértékeknél tehát nem kapunk nagy eltérést a pontosságban, azonban a sebesség növekedésével az eltérés már jelentékenyebbé válik.

A meghatározott sebességérték középhibája esetenként különböző. Ha az ut-időgörbe minden pontját felhasználjuk a számításban, úgy a középérték középhibája azonos körülmények között annál kisebb, minél kevésbé szórt értékeink vannak. Így tehát minden esetben meg kellene határoznunk a középhibát, hogy számított értékeink pontosságáról felvilágosítást nyerjünk.

Az előzőekben konkrét példákon láttuk azt a pontosságkülönbséget, amit a teljes ut-időgörbe használata okoz, szemben a három érték felhasználásával számított sebességértékkel. Célszerű megvizsgálnunk, hogy az ut-időgörbe három értékének felhasználásával nyert sebességértékekhez mekkora várható középhibák tartoznak.

Erre a célra felhasználhatjuk az átlagos \bar{t} időérték bevezetésével nyert képletet

$$\mu_v = \pm \mu_t \cdot \frac{v^3 \bar{t}}{d^2} \sqrt{1,5}$$

Az alábbi táblázat különböző \bar{t} időértékek esetében a sebesség függvényében mutatja a relatív középhiba százalékos értékét, ha $\mu_t = \pm 0,002$ sec és $d = 625$ m

v	m/s	\bar{t}				
		1,0	1,5	2,0	2,5	sec
2000		2,5	3,8	5,0	6,3	%
2250		3,2	4,8	6,4	8,0	%
2500		3,9	5,9	7,8	9,8	%
2750		4,7	7,1	9,4	11,8	%
3000		5,7	8,5	11,3	14,2	%

A felvett sebességértékek megfelelnek a hazai viszonyoknak. A számított adatok azt bizonyítják, hogy nagyobb időértékek esetében már a felvett legkisebb sebességnél is legalább 5 % a pontatlanság, nagyobb sebességértékeknél ezt jóval meghaladja. Természetesen az így kapott középhibák csak az időmérés középhibájának továbbterjedésére adnak felvilágosítást. A gyakorlatban a helyzetet kedvezőtlenebbé teheti az ut-időgörbe az említett okok folytán való eltérése a hyperbolától. Célszerű az ut-időgörbe speciális értékeit használó módszert a pontosság kedvéért csak 1,8-1,9 sec határig alkalmazni. Ennél nagyobb időértékek esetében pedig a teljes ut-időgörbét felhasználó eljárásokkal dolgozni.

A speciális pontokra készített nomogram alkalmazása megköveteli e pontok biztonságát. Ha nem használhatók a terítés szélső (speciális) pontjai, akkor a robbantópontra szimmetrikusan két beljebbfekvő pontot kell kiválasztani. A nomogramból ilyen esetben kapott értékeket a csökkent d távolságnak megfelelően egy tényezővel be kell szoroznunk.

A nomogram ismertetésénél láttuk, hogy az alapképletben az $\varepsilon_1^2 + \varepsilon_2^2$ kifejezést a

$$2 \cdot \left(\frac{\varepsilon_1 + \varepsilon_2}{2} \right)^2$$

helyettesíti. Dőlésmentes esetben ez nem okoz hibát, mivel ekkor $\varepsilon_1 = \varepsilon_2$ és így a két kifejezés is egyenlő. A dőlés növekedésével azonban ε_1 és ε_2 közötti különbség egyre nagyobb lesz. A két kifejezés az $(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)$ érték négyzetével különbözik egymástól. Emiatt a nomogramból mindig nagyobb sebességet kapunk, mint amilyen a valóságban előfordul. A nomogramot tehát szigorúan csak dőlésmentes esetekben használhatnánk, azonban a gyakorlatban megadhatunk egy olyan dőlési intervallumot, amelyben a nomogramot még alkalmazhatónak tekintjük. PL alkalmazhatjuk a nomogramot mindaddig, amíg a sebességmeghatározásnak a visszaverőfelület dőléséből eredő hibája kisebb, mint a sebességérték középhibája. A hiba nemcsak a dőlésnek, hanem a sebességnek is függvénye.

Hymódon	2000 m/s	esetében	14	°
	2500 "	"	21	°
	3000 "	"	24	°

dőlés tekinthető az alkalmazhatóság határának. 15-20° dőlésig a nomogram használható. Hazai viszonylatban általában alkalmazható, mivel az alföldi üledékekben ahol kutatásunk zöme történik, 15°-nál nagyobb dölések nem gyakoriak. Megjegyzem, a helyettesítésből származó hiba állandó pozitív előjele miatt, korrekcióba is vehető.

Foglalkozunk az egyes módszerek alkalmazhatóságával.

A szerkesztéseknél alkalmazott átlagsebességgörbe megbízható elkészítéséhez tömeges sebességszámítást kell végeznünk. Ilyen esetben nagy jelentősége van a gyorsan és egyszerűen alkalmazható módszereknek. A megkívánt pontosságtól függően kell eldöntenünk, szükséges-e az ut-időgörbe minden pontját felhasználó eljárást alkalmaznunk vagy a gyors munka érdekében kisebb pontossággal is megelégszünk-e.

Az előzőekben három olyan eljárással foglalkoztunk, amely az ut-időgörbe minden pontját felhasználja.

A három eljárás közül az aszimptota módszer csak olyan döléseknél hasz-

nálható, amelyeknél a minimumpont még a terítésen belül van. Az aszimptota módszer alkalmazásánál a hyperbola minimumpontjának megállapítása külön hibát okoz, az ordinátaértékek számítása pedig nehézkes. Ezzel szemben az állandó ütkülönbség módszerénél a hyperbola minimumpontjára nincs szükség, tehát bármilyen dőlés esetében használható. Alkalmazni egyszerűbben lehet, mint az aszimptota módszert. Mindkét módszernek hátránya, hogy alkalmazását négyzettábla használata lassítja. Nem tisztán grafikus módszerek.

Opitz módszerének (parabolává transzformálás) alkalmazásához előre elkészített négyzetes koordináta papír szükséges. Ez a módszer alkalmazását nehézkessé teszi. Egyedi számításokhoz azonban jól alkalmazható, több konjugált átmérő meghatározásával pedig ellenőrzésre is lehetőség nyílik. Grafikus módszer.

Lövés-ellenlövés esetére két módszert láttunk. Mindkettő az ut-időgörbe összes pontját felhasználja. A Glotov-féle módszer csak kis dölések esetében (10° alatt) használható. Alkalmazásához nomogramok készültek, ezek segítségével a sebességmeghatározás leegyszerűsödik. Előnye az eljárásnak az, hogy abban az esetben is alkalmazható, ha a találkozó ut-időgörbe ágakon felszini hatás miatt torzulás mutatkozik. A módszer eredményét ugyanis ez nem befolyásolja. A torzulást nem okozhatja a reflektáló felület görbültsége! Az Opitz-féle módszert találkozó ut-időgörbe ágak esetében nagy döléseknél is lehet alkalmazni. A sebesség meghatározására ugyanis az előző módszer ilyen esetben nem alkalmas.

Az ut-időgörbe három pontjának használata az összes pont helyett a pontosság rovására történik. A speciális értékekre készített nomogram viszont a munkát annyira meggyorsítja, hogy tömeges számításoknál a kisebb pontosság ellenére is nagy jelentősége van. A nomogram használata csak kis dölések esetén célszerű.

Vizsgáljuk meg a sebességmeghatározás középhibájának a szerkesztésben való továbbterjedését.

A felületelem helyzetét meghatározza a felületre merőleges (normál) sugár hossza és a felületelem dölése.

A normál mélységet a

$$z = \frac{vt_0}{2}$$

a dölést a $\sin\alpha = v \cdot \frac{t_2 - t_1}{X} \cdot \frac{t_2 + t_1}{2t_0}$ képlet adja.

A képletekből meghatározható az időmérésben elkövetett hibák továbbterjedése, vagyis a mélység és dőlés középhibája. A képletekben $v-t$ is az időértékkel kifejezve

$$Z = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{2d^2 t_0^2}{t_1^2 + t_2^2 - 2t_0^2}}$$

$$\alpha = \arcsin \sqrt{\frac{t_1^2 - t_2^2}{8t_0^2 [t_1^2 + t_2^2 - 2t_0^2]}}$$

így a középhibák

$$\mu_z = \pm \mu_t \frac{v^3}{4d^2} \sqrt{t_0^2 (t_1^2 + t_2^2) + (t_1^2 + t_2^2 - t_0^2)}$$

$$\mu_\alpha = \pm \mu_t \frac{v^3}{4t_0 d^3} \sqrt{t_1^2 (t_2 - t_0)^2 + t_2^2 (t_1 - t_0)^2 + (t_1 - t_2)^2 \cdot (t_1^2 + t_2^2 - 3t_0^2)}$$

α ivmértékben értendő.

Az eredmények azt mutatják, hogy a felületelem mélységének középhibája a mélység növekedésével fokozódik. Ugyanis a sebesség a mélység függvényében növekszik. A dőlés középhibájánál ezt a nevezőben lévő t_0 kisebb mértékben csökkentü. A terítés hossz növelése a dőlés középhibáját csökkentü. A vizsgált μ_z és μ_α érték természetesen csak arra az esetre vonatkozik, amikor a reflektáló felületelem meghatározásához a reflexió saját sebességértékét használjuk fel. A gyakorlatban a szerkesztéshez egy-egy területre vonatkozó átlagsebesség-idő függvényt használunk. A felületelemek adatainak pontosságát ilyen esetben a szerkesztéshez használt sebességérték befolyásolja elsősorban. Egy t_0 , t_1 , t_2 értékhármashoz tartozzon v állagsebesség. A mélység (merőleges):

$$z = \frac{vt_0}{2}$$

$$\sin \alpha = v \frac{t_2 - t_1}{X} \cdot \frac{t_2 + t_1}{2t_0}$$

Ha a sebesség $\pm \Delta v$ hibával van terhelve, úgy

$$\Delta z = \frac{\partial z}{\partial v} \Delta v$$

Ebből

$$\frac{\Delta z}{z} = \frac{\Delta v}{v}$$

A dőlésszög sinusára felírható:

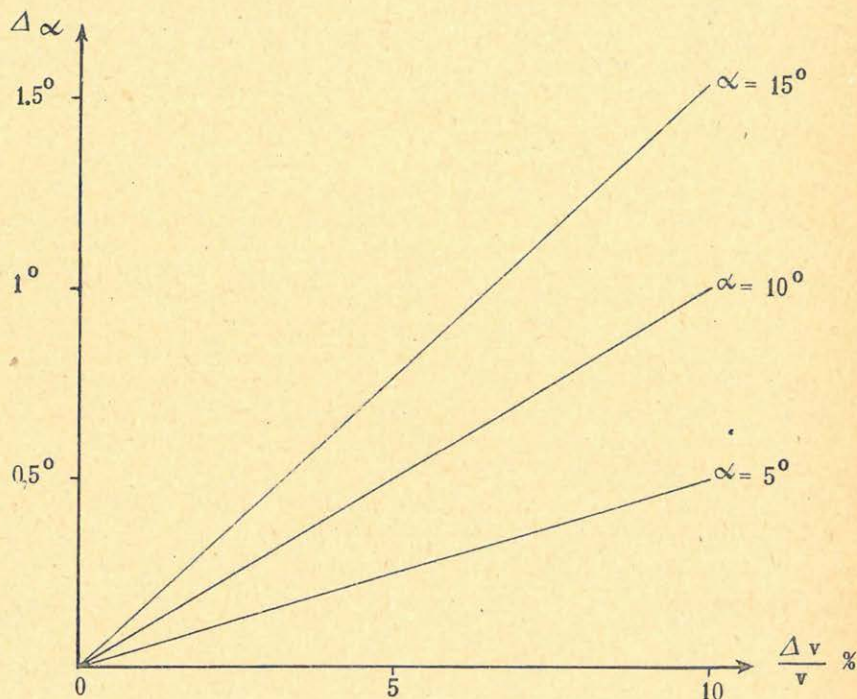
$$(\sin \alpha)^* = \frac{v \pm \Delta v}{X} \cdot \frac{(t_2 - t_1)(t_2 + t_1)}{2t_0}$$

Ebből

$$(\sin \alpha)^* = \sin \alpha \left(1 \pm \frac{\Delta v}{v}\right)$$

A felületelem mélységének relatív hibája tehát egyenesen arányos a relatív sebességhibával. Ebben az esetben a szerkesztéshez használt időértékek hibáját eltekintünk. Ezt a következő példa is bizonyítja. Pl. 2500 m/s sebességnél 1.800 sec t_0 -nál 5 %-os sebességhiba 5 %-os mélységhibát okoz a fentiek szerint. Ugyanakkor az időmérés kb. 0.002 sec középhibája a mélységben 0.1 - 0.2 %-os hibát okoz, ami a sebességhiba okozta bizonytalanságnál egy nagyságrenddel kisebb.

Az előzőekben vizsgált várható sebességhibák alapján a reflexiós mérések kiértékelésének eredményeiben 5 %-nál kisebb pontatlanságot a mélységadatokban nem várhatunk. A mellékelt ábrán a relatív sebességhiba és a dőlésszög függvényében a felületelemek dőléshibáját láthatjuk. A dőléshiba a várható sebességhibák intervallumában kb. $0.5-1^\circ$ (a szerkesztés pontossága kb. 0.5°).



Összefoglalva az előbbiekből levonható következtetéseket

- 1./ A különböző átlagsebességszámító eljárások egyenértékűek. A pontosság növelése a teljes ut-időgörbe alapján történő sebességszámítást követeli meg.
- 2./ Tömeges számításoknál a munka sebességét erősen növeli a sebességszámító nomogram használata. Ezért alkalmazása még a pontosságcsökkenés ellenére is indokolt. Nem célszerű a nomogram alkalmazása $t_0 = 1.9$ sec felett ill. 20° -nál nagyobb dölések esetében.

- 3./ A sebesség, dőlés és mélység középhibájának léplete arra enged következtetni, hogy a pontosság a terítés-hossz (ill. a geofontávolság) növelésével fokozható. Meg kell jegyezni azonban, hogy a túlzottan megnövelt terítés-hossz ennek ellenére a sebességszámítás szempontjából nem kedvező. Ilyen esetben ugyanis a görbült reflektáló felület eltérése a siktól határozottabban jelentkezik az ut-
 időgörbe alakjában (a görbült felület ugyanis kisebb szakaszon jól helyettesíthető sikkal, nagyobb szakaszokon már kevésbé).
- 4./ A sebességhibák továbbterjedését vizsgálva megállapíthatjuk, hogy a szeizmikus mélységi adatok megbízhatósága főként a relatív sebességhibától függ. A dőlés-
 adatok a szerkezeti formát helyesen tükrözik. A mélységhibák jelentősége különösen olyan területeken nagy, ahol a szeizmikus vonalakat mélyfúrásokhoz kapcsoljuk.

Nagy Zoltán

IRODALOM.

- /1/ Dr. hc. dr. Tárczy-Hórnóc Antal. A kiegyenlítő számítás. Sopron, 1950.
- /2/ Dr. hc. dr. Tárczy-Hórnóc Antal. A terjedési sebesség meghatározásáról a reflexiós módszernél. Geof. Közl. III. köt. 5. sz.
- /3/ Szorokin. A kőolajkutató geofizikai módszerei. Nehézip. Könyvkiadó, 1953.
- /4/ D. Opitz. Eine Methode zur Ermittlung der mittleren Geschwindigkeiten elastischer Wellen in der Reflexionsseismik. Gerlands. Beiträge zur Geophysik Band 66. Heft 3.
- /5/ Gurvics. Szeizmorazvedka.
- /6/ Posgay Károly. Szeizmikus reflexiós mérések középhibája. Geof. Közl. III. köt. 4. sz.

Kiértékelő problémák a **KINAI - MAGYAR** *szeizmikus* *méréseknél.*

A kínai-magyar expedíció Kína két nagy területén végzett szeizmikus kutatásokat. A Sárga-folyó által körülölelt Ordosz vidékén, és ÉK-Kinában. A kutatás az Ordosz területén túlnyomórészt reflexiós szeizmikus mérésekkel történt, ÉK-Kinában pedig refrakciós mérésekkel.

Az Ordosz vidékén a helyzeti adottságnak megfelelően a reflexiós mérések léglövéses módszerrel készültek. A léglövéses módszer alkalmazása szükségszerű volt, a vízhiány miatt, másrészt a nagykiterjedésű lakatlan területek is alkalmasnak bizonyultak a földfeletti robbantásokra. Ennek megfelelően a kiértékelési problémák a léglövéses módszer alkalmazásával kapcsolatosak.

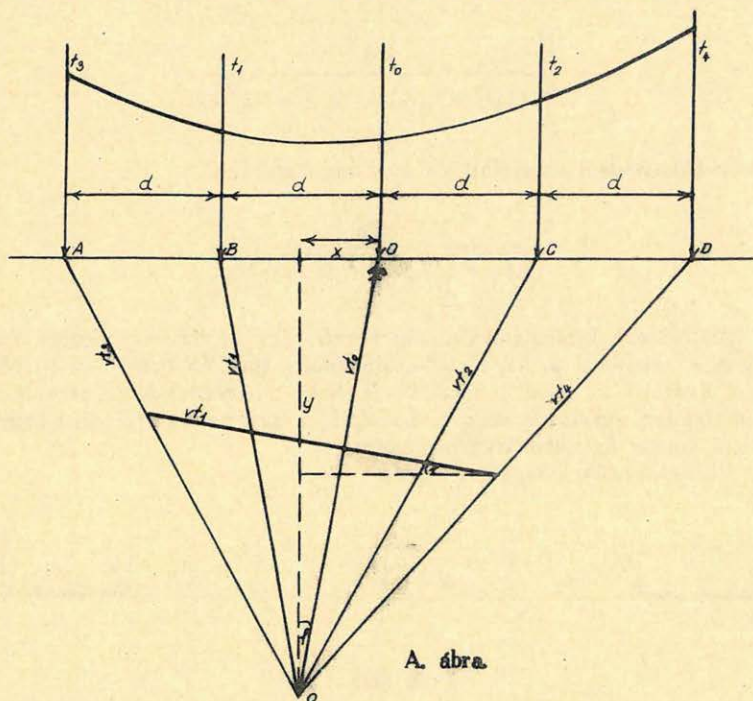
Az alaphegység általában paleozoos, amelyre mezozoos rétegek települtek. A hatalmas táblás szerkezetek jól elkülönülő markáns reflexiókat eredményeztek. He-lyenként meglepően nagydőlésű reflexiós szintek voltak kimutathatók folyamatos korrelációval csaknem 100 km-en keresztül. Ily módon nyertünk folyamatos szinteket pl. a Paotow-i regionális vonal mentén a perm és helyenként a karbonkoru rétegekről. A perm-koru réteg felső határát D-ről É-felé haladva 3000 m-es mélységből kiindulva közel 100 km-es szakaszon követtük végig, folyamatosan egészen a felszíni kibúvásig. Ezt követően hatalmas vetőzóna következett É-felé, és a szintek erősen elmélyültek a Hoang-Hó felé. Ezen a részen 4000-5000 m mélységből is észleltünk határozott reflexiókat.

A geológiai adatokon kívül az átlagsebességgörbék menete is utal az idősebb koru rétegek jelenlétére. 500 m/sec-ig 2500 m/s, és 1800 m/sec-ig 3200 m/s az átlagsebesség értéke. A rendelkezésünkre álló jó sebességadatok birtokában a horizontális sebességváltozást is megbízhatóan figyelembe tudtuk venni, ami a nagy dölések és így a rétegvastagságok jelentékeny változása miatt számottevő volt. Pl. a vetőzóna után az előbbi nagy átlagsebességértékeket jóval alacsonyabbak váltják fel. Itt 1800 m/sec-ig az átlagsebesség értéke 2500 m/s. A horizontális sebességváltozás 700 m/s, ami az elmélyült részen a fiatalabb koru rétegek jelenlétére utal.

A vonal D-i részén a 3000 m-ben elhelyezkedő reflektáló felületek tehát már 1750 m/sec-nál jelentkeztek. Az ismert léglövési szisztémánál 625 m-es terítéstávolságot alkalmazva tehát nem volt zavaró a hanghullám mélyebbről beérkező reflexióknál sem. A reflektáló szintek elmélyülésénél azonban már problémát okozott a reflexióknak egy csoportja, ami a hanghullám zónájába esett. Itt a reflexiónak egy-egy szakasza hiányzott, ami a szerkesztést, illetve a sebességszámítást bizonytalanná tette volna. Ezekben az esetekben a robbanóponttól jobbra és balra egy terítés kihagyása után 1250 m-es hiperbola ágakat löttünk meg. A többnyire közeli-tően sík reflektáló felületekről a sebességszámítás biztosabban elvégezhető volt és a szerkesztésnél is nagyobb szakaszokat tudunk figyelembe venni.

Különböző elrendezésű lövési szisztéma esetén a t_0 érték könnyen kiszámítható az utidőgörbe néhány időadatából, ugyancsak az átlagsebességadatok is kiszámíthatók t_0 nélkül. De a korrelációs problémákban is segítséget nyújt egy olyan könnyen elvégezhető számítás, amely az egyes hiperbola-ágak összetartozóságát vezeti le, szintén az utidőgörbe néhány időadatából. Ezek a számítások különösen léglövés esetén adhatnak segítséget, amikor a hiperbola robbanópont melletti szaka-

szá hiányzik, tehát a robbantópontban a beérkezési idő ismeretlen.



Az A. ábra szerinti jelöléseket alkalmazva a sebesség számítása a t_0 ismeretében:

$$v = \sqrt{\frac{2d^2}{t_1^2 + t_2^2 - 2t_0^2}}$$

Az egyenlet levezetéséből ismert a következő összefüggés:

$$2d^2 + 2v^2 t_0^2 = v^2 (t_1^2 + t_2^2) \quad /1/$$

Az ábra alapján felírható:

$$8d^2 + 2v^2 t_0^2 = v^2 (t_3^2 + t_4^2) \quad /2/$$

A 2. egyenletből kivonva 1.-et, az átlagsebesség meghatározására a követ-

kezdő összefüggést kapjuk:

$$v = \sqrt{\frac{6d^2}{(t_3^2 + t_4^2) - (t_1^2 + t_2^2)}}$$

amely még könnyebben számolható a következő alakban:

$$v = \frac{d\sqrt{6}}{\sqrt{(t_3 + t_1)\Delta t_1 + (t_4 + t_2)\Delta t_2}}$$

Az előzőek kiegészíthetők még azzal, hogy ez az összefüggés alkalmazható abban az esetben is, ha a robbantóponttól jobbra és balra 1-nél több terítés távolságot hagyunk ki olyan módosítással, hogy a számlálóban szereplő gyökjel alatti számértéket annyiszor néggyel növeljük, ahány terítéstávolságot hagyunk ki egy terítéstávolság figyelmen kívül hagyásával.

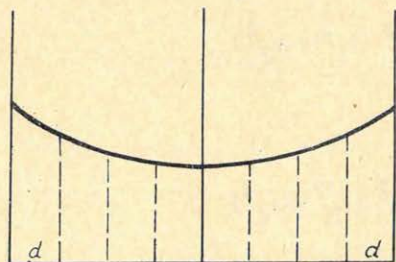
PL két terítés kihagyása esetén



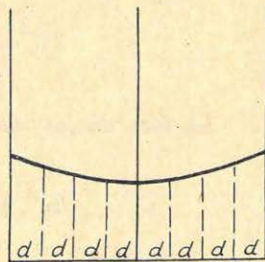
2. ábra

$$v = \frac{d\sqrt{10}}{\sqrt{(t_3 + t_1)\Delta t_1 + (t_4 + t_2)\Delta t_2}}$$

Az összefüggés felhasználható abban az esetben is, ha a teljes hiperbolából akarjuk az átlagsebességet meghatározni és a robbantópontban a beérkezési idő bizonytalan. Ebben az esetben különböző d -ket választva egyszerű és gyors számítással kapjuk meg a hiperbola több pontját figyelembevéve az átlagsebesség értékét.



a eset



b eset

3/a. /b ábra.

Az előző összefüggésekből és az A. ábra alapján határozható meg a t_0 értéke is, az időadatok segítségével.

$$t_0 = \sqrt{\frac{4t_1^2 + 4t_2^2 - t_3^2 - t_4^2}{6}} \quad \text{vagy} \quad t_0 = \frac{\sqrt{(2t_1 - t_3)(2t_1 + t_3) + (2t_2 - t_4)(2t_2 + t_4)}}{\sqrt{6}}$$

Problematikussá válhat a hiperbola ágak összetartozósága, amikor a hiperbola robbantópontba eső szakasza hiányzik és korrelációs lehetőségünk sincsen. Ebben az esetben ugyancsak az előző jelöléseket alkalmazva az összetartozóság könnyen megállapítható a következők segítségével:

$$x = \frac{v^2(t_4^2 - t_3^2)}{8d} \quad ; \quad x = \frac{v^2(t_2^2 - t_1^2)}{4d}$$

$$\frac{(t_2 + t_1)(t_2 - t_1)}{(t_4 + t_3)(t_4 - t_3)} = 0,5 \quad \text{vagy} \quad \frac{(t_4 + t_3)(t_4 - t_3)}{(t_2 + t_1)(t_2 - t_1)} = 2$$

Igy tehát a hiperbolák összetartozóságának megállapítására általános érvényű szabály vonatkozik.

Regionális mérést végezve a helyi adottságoknak megfelelően a szeizmikus vonalat több ízben meg kellett törnünk. A vonaltörés ha robbantópontban történik és talajlövésről van szó, különösebb problémát nem okoz korrelációs szempontból. Lég-lövésnél azonban, amikor a robbantóponttól jobbra és balra egy terítésnyi szakasz kimarad, vagy a robbantópontban nem tudjuk megvalósítani a törést, ebben az esetben érdemes megvizsgálnunk, hogy milyenek a korrelációs lehetőségek a vonaltörésnél, illetve a felületelem-szerkesztésnél mekkora szakaszok maradnak ki.

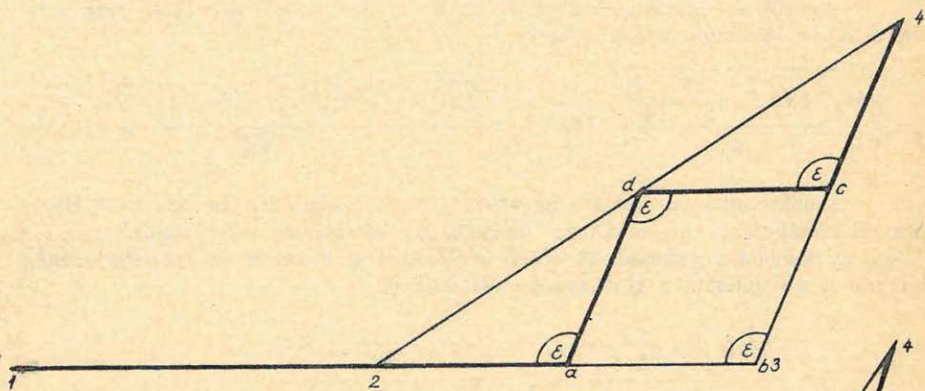
Vonalmenti robbantásoknál a felületelem a vonallal egy síkba esik, függőleges síkba pedig akkor, ha a vonal dőlésirányban halad.

Tételezzünk fel vízszint s reflektáló felületet. Ebben az esetben a reflektáló felület tényleges helyének meghatározására a következő szabály állítható fel. A robbantópontot összekötjük az 1. és 26. szeizmóméter helyével. E két összekötő sugár felezőinek összekötése adja a terítéshez tartozó felületelem hosszát, és térbeli helyzetének vetületét a felszínre.

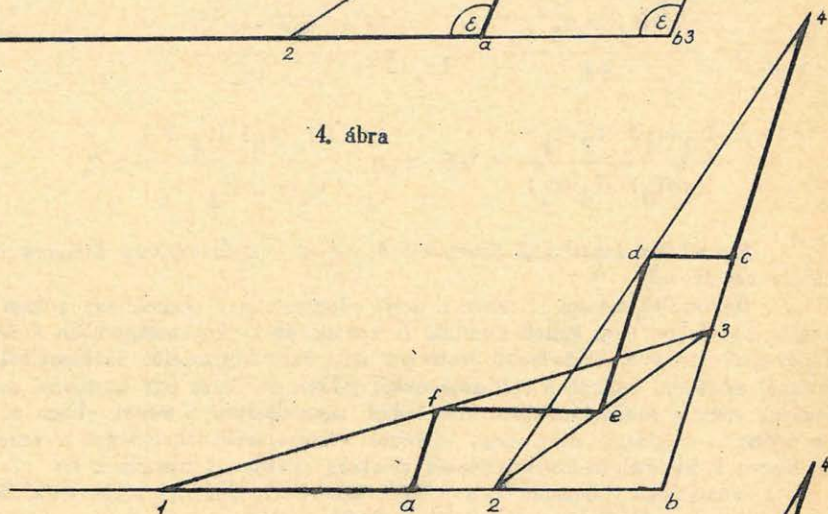
A 4., 5., 6. ábrák a vonaltörést háromféle elrendezésben mutatják be. 1., 2., 3., 4. számmal jelölt pontok a robbantópontok és egyszersmind a terítés határai is. A 4. sz. ábrán a vonaltörést a robbantópontban hajtjuk végre, az 5. sz. ábrán a terítés közepén és 6. sz. ábrán a terítés tetszésszerű helyén. Az ábrákból látható, hogy a robbantópontban hajtva végre a vonaltörést, a felületelemek vonalmenti szerkesztésénél a töréspont előtt és után fél-fél-terítésnyi kimaradás van, tehát összesen egy terítésnyi szakaszon (a b c) nem kapunk felületelemet.

A terítés közepén vagy tetszésszerű helyén törve meg a vonalat a felületelem kimaradás nagyobb az (a b c) szakaszon; 1 és fél terítésnyi szakasz. A tetszésszerű helyen választott törés esetén a töréstől jobbra és balra nem azonos a kimaradó felületszakasz hossza.

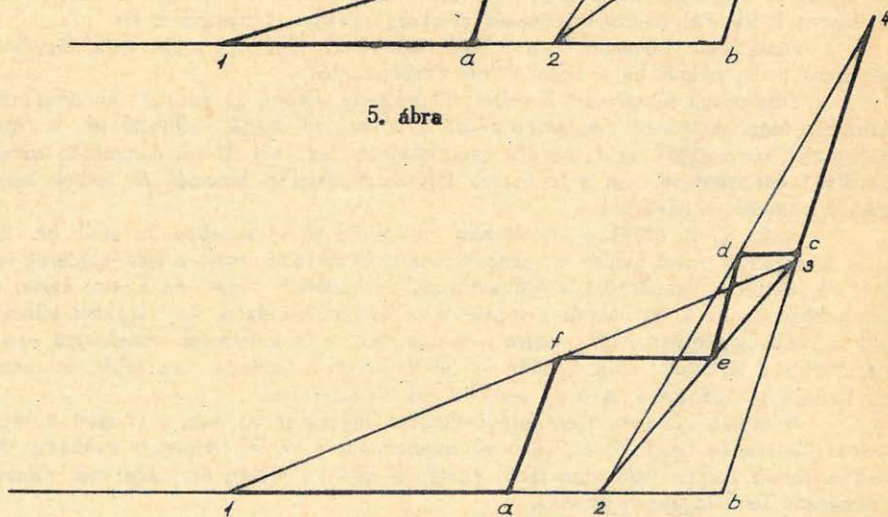
$$\text{vagyis} \quad \begin{array}{l} \overline{ab} = \overline{bc} \quad \overline{ab} + \overline{bc} = 1 \text{ terítés} \\ \overline{ab} = \overline{bc} \quad \overline{ab} + \overline{bc} = 1,5 \text{ " } \\ \overline{ab} \neq \overline{bc} \quad \overline{ab} + \overline{bc} = 1,5 \text{ " } \end{array}$$



4. ábra



5. ábra



6. ábra

Az ábrából jól láthatjuk, hogy a hiányzó szakaszok helyett hol kapjuk meg a megfelelő felületelemeket,

$$\begin{array}{l} 1. \quad \overline{ad}, \quad \overline{dc} \\ 2. \quad \overline{af}, \quad \overline{fe}, \quad \overline{ed}, \quad \overline{dc} \\ 3. \quad \overline{af}, \quad \overline{fe}, \quad \overline{ed}, \quad \overline{dc} \end{array}$$

A legkomplikáltabb a 2. és 3. ábrán látható elrendezés esetén a nem vonalmenti felületszakasz helyzete, tekintve, hogy a nem vonalmenti felületszakaszon a. f. e, d, c, töréspontokat kapjuk az 1. ábra a, d, c töréspontjával szemben. A szerkesztés szempontjából nem jelent előnyt az a tény, hogy a felületelem a vonalhoz közelebb esik.

Az elmondottakból a következő tények szűrhetők le. Ha a törés a robbantópontban van, a töréstől jobbra és balra lévő egy-egy felületelem a törés utáni szakasszal párhuzamosan toódik el, a belső szög irányába. Ha a vonal törésszöge ε , a két felületelem belső szöge és a felületelem elfordulása is ε .

A vonaltörés léglövés esetén is a legelőnyösebb, ha a robbantópontban történik, mert

- a./ a legkisebb a vonalmenti felületelem kimaradás,
- b./ a töréstől jobbra és balra azonos szakasz marad ki, ha a felületelem közel vízszintes helyzetű,
- c./ a nem vonalmenti felület helyzete e legegyszerűbb és kevés törésponttal rendelkezik.

Általános érvényű az a szabály, hogy folyamatos mérésnél a folyamatos korreláció minden esetben fennáll és a felületelemek korrelálásánál külön munkát igényel. Ezért nem szükséges az ugynevezett végterítés készítése a vonaltöréseknél, ami a terepmérések miatt esetleg körülményes és a rutinmérésnél lassítást is jelent.

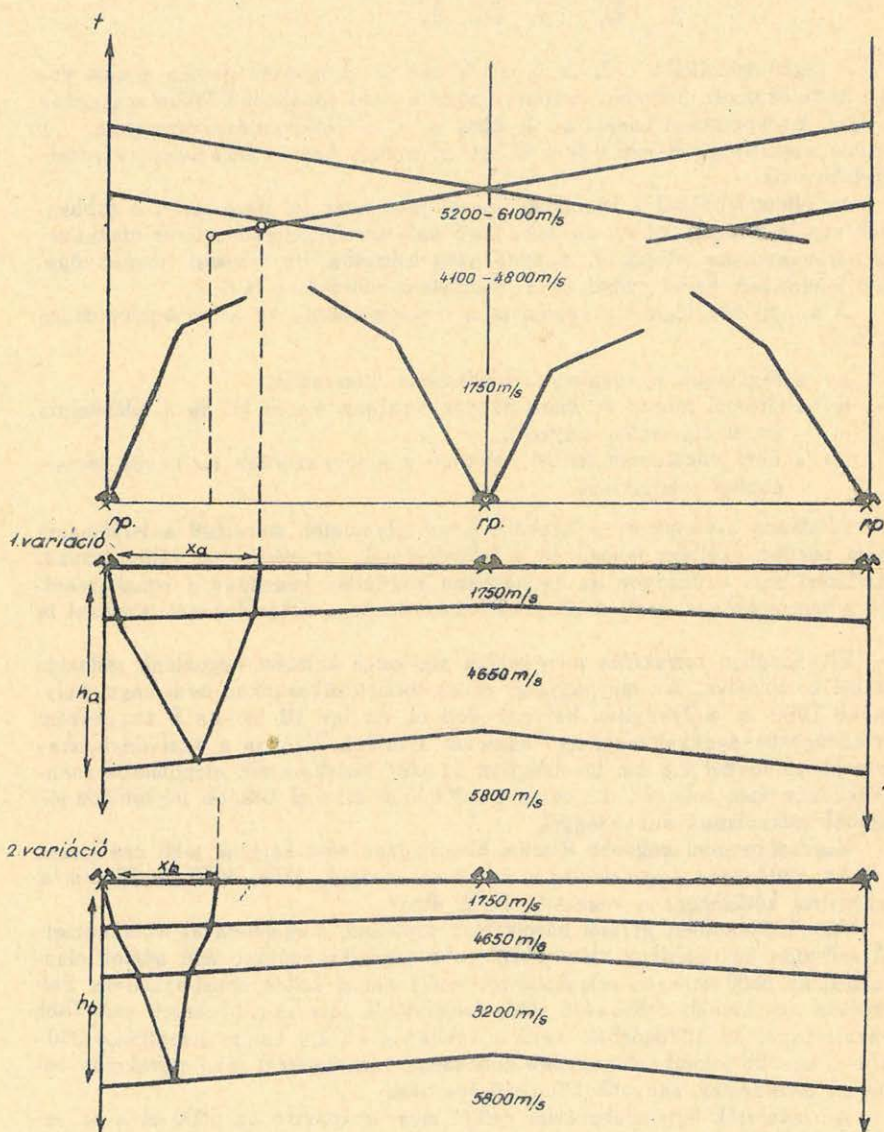
ÉK-Kinában refrakciós mérésekkel átnézetes kutatást végeztünk reflexiós mérésekkel kombinálva. Az alaphegység egyes területszakaszokon nem nagy mélységben kb 1000 m mélységben helyezkedett el, és így 10 km-es 5 km-enként meglőtt utidőgörbe-ágakkal megfelelő adatokat nyertünk. Ezekben a szelvénytárszakaszokon robbantóponttól 2.5 km távolságban az első beérkezések amplitudója rohamos csökkenés után teljesen megszűnt és 200-500 m/s-al később folytatódott jóval nagyobb látszólagos sebességgel.

Nagyságrenddel nagyobb töltettel kísérletezve sem kaptunk jobb eredményt. Az utidőgörbe-ágak alapján a valódi sebességek: 1750, 4650 és 5800 m/s. A szerkesztést kétféleképpen végeztük el /B. ábra/

Az első esetben normál háromrteg probléma megoldásával szerkesztettünk. A reflexiós és tellurikus mérésekből és a rendelkezésünkre álló adatok alapján azonban az 5800 m/s-os réteghatárnak magasabban kellett elhelyezkednie. Feltételezhetően egy kisebb sebességű réteg jelenlétéről, inverzióról lehetett szó. Több szelvénytárszakasz mérésénél az utidőgörbék minden ágában a kb 2.5 km-re jelentkező 200-500 m/s-al később jelentkező nagyobb sebességű réteghatárról jövő refrakciós beérkezés az inverzrteg nagyobb kiterjedésére utal.

Az inverziók figyelembevétele nélkül megszerkesztve az 5800 m/s-os sebességű réteg felszínét, a réteghatár h_a mélységben helyezkedik el. Ebben az esetben a robbantóponttól x_a távolságra kaphatjuk meg az elsőnek beérkező refrakciós hullámot.

Inverz réteg megszerkesztése a kínai-magyar
szeizmikus refrakciós méréseknél.



B. ábra

Határozott refrakciós beérkezést kaptunk azonban már a robbantóponttól kisebb távolságra is, az 5800 m/s-os sebességű réteg felső határáról. Ennek a réteghatárnak tehát magasabban kell elhelyezkedni, ami az időadatok figyelembevételével csak akkor lehetséges, ha közben egy kisebb sebességű réteg helyezkedik el a 4650 m/s-os sebességű réteg alatt.

A második esetben a refrakciós sugárút-törvény és az időadatok figyelembevételével már x_2 távolságra is kaphatunk refrakciós beérkezést, és természetesen így az 5800 m/s-os réteghatár is magasabbra kerül.

Az inverzréteg felszínét pontosan meghatározni nem tudjuk, tekintve, hogy vastagságát és sebességét nem ismerjük. Sebességét a következő feltételezések alapján vettük fel. Vulkáni képződmények esetén a feltörő láva egy nyugodtabb településű üledéksorba hatol be. Esetünkben ez megfelel 4650 m/s-os rétegnek. Az alatta elhelyezkedő réteg sebességét a környező refrakciós szelvények profilja alapján 3200 m/s-os sebességűnek tételeztük fel, miután az 1750 m/s-os rétegeket a szelvényeken a 3200 m/s-os réteg követte. A 3200 m/s réteg felső határát párhuzamosnak vettük fel a felette lévő réteghatárral ugyancsak alapozva azt a feltörő láva horizontális kiterjeszkedésére.

Az inverz réteg vastagságát tehát a felvett sebesség és dőlésviszonyok alapján határoztuk meg oly módon, hogy a 3200 m/s-os réteghatárt párhuzamosan fel- vagy letoljuk, addig, amíg a sugártöréseknek és az időadatoknak a figyelembevételével x_2 távolságra már refrakciós beérkezést kaphatunk az 5800 m/s-os réteghatárról.

Az inverz réteg felett elhelyezkedő 4650 m/s-os réteg felső határáról kapott első beérkezés gyors csillapodásának oka a rétegvastagság hullámhossz kedvezőtlen arányában is kereshető, melyet esetünkben vékonynak tételezhetünk fel.

Amennyiben az inverz réteg vastagságát választjuk meg tetszőlegesen, úgy az inverz réteg minimális sebessége határozható meg az előzőek figyelembevételével. Ennél kisebbre választva a sebességet a sugártörés törvényei alapján az alatta lévő réteghatárról reflektálódás nem lehetséges.

Az elmondottakból kitűnik, hogy az inverz réteg adatainak meghatározása nem egyértelmű. Esetünkben a megoldás helyességére utalnak a más mérésekkel történt összehasonlítások, amelyek az alaphegység magasabb elhelyezkedését mutatják.

A kínai területek rétegtani felépítése eltér ugyan a magyarországitól, mégis néhány következtetés felhasználható lehet a hazai méréseknél is.

Ujfalu Antal

A kőolajipari szeizmikus mérések néhány földtani eredménye.

A Kőolajipari Tröszt Szeizmikus Üzemében az elmúlt hét év alatt sok földtani szempontból is értékes adat halmozódott fel, amelynek szélesebb körben történő ismertetése sürgető feladat.

A nagymennyiségű anyag részletes tárgyalása meghaladja jelen előadás kereteit. Éppen ezért csak néhány kiragadott példa részletesebb ismertetéséről, és néhány elvi kérdés felvetéséről lehet szó.

Mindenekelőtt le kell szögezni, hogy a szeizmikus mérések földtani értelmezése más refrakciós és más reflexiós méréseknél. A refrakciós méréseknél a szerkezeti megállapításokon kívül a sebességértékek segítségével a képződmények korát, elterjedését és vastagságát is meg lehet határozni - természetesen egyéb, elsősorban fúrási adatokat is figyelembevéve -. Ugyancsak könnyebb a kiékelődési övezetek, vetők felismerése. A reflexiós mérések elsősorban a szerkezeti formák meghatározására alkalmasak. A kiékelődések, kivékonyodások megállapítása néha nehézségekbe ütközik. Problémát okoznak a reverberációk is, mert ezek biztos elkülönítése rendszerint kétséges. Ezek szerint tehát a refrakciós módszer alkalmasabb alaphegységkutatásra, a különböző korú képződmények elhatárolására, tektonikai mozgások megállapítására. Lényeges hibája azonban a módszer átlagoló volta, bár ezen a mérési és kiértékelési módszer változtatásával esetleg segíteni lehetne. A reflexiós módszer a felszínhez közelebb eső, elsősorban hajlott, nem töréses úton létrejött szerkezetek kimutatására volt alkalmasabb. A kőzetek minőségére és korára nem ad felvilágosítást.

Az eddig elmondottakhoz kapcsolódva a földtani eredményeket is két csoportba kell osztani. Az eredmények egy része a reflexiós mérések anyagából származik. Ezek elsősorban az üledékösszlethez tartozó hajlott formák, antiklinálisok, amelyekhez sokszor igen nagy gazdasági jelentőségű szénhidrogén telepek kapcsolódnak. Ilyen pl. Pusztaföldvár és Hajdúszoboszló.

A pusztaföldvári gáztároló szerkezet felfedezése kizárólag szeizmikus mérések alapján történt. Egyéb geofizikai mérések ezen a területen nem utaltak antiklinális jelenlétére. Pusztaföldvár gravitációs minimumterület. Az itt végzett reflexiós mérések határozott kiemelkedést mutattak. Az ezek alapján kitűzött fúrások kezdetben gázt, később pedig kőolajat tártak fel. A szerkezetet a fúrások szerint a paleozoós kristályos pala összlet kiemelkedése fölött pannon üledékek felboltozódása alkotja.

A hajdúszoboszlói szerkezetre szintén reflexiós mérések hívták fel a figyelmet. A szeizmikus kiemelkedés a gravitációs maximumtól ÉNy-ra van. A hajdúszoboszlói reflexiós mérések alapján kitűzött fúrások hazánk jelenlegi legnagyobb gázmezejének felfedezéséhez vezettek. A reflexiós méréseket refrakciós mérésekkel egészítették ki. A hajdúszoboszlói nagy anyag a végleges kiértékelés után egy külön előadásban kerül majd ismertetésre, így ezzel részletesen nem kívánok foglalkozni. Mindössze csak annyit, hogy a reflexiós és refrakciós mérések a fúrásokhoz hasonlóan bizonyítják, hogy itt nem egységes az alaphegység. A kutatási terület D-i szegélyén kristályos pala alaphegység van. É-felé haladva a kristályos alapkőzet fokozatosan a mélybe süllyed és fölötte a flis összlet jelenik meg. A terület egy részén a fúrások szerint bizonytalan korú, mészköves felépítésű, feltehetően mezozoós

közvetösszet is van. A refrakciós mérések elsőrendű feladata a különböző kőzetek elterjedésének elhatárolása. Az eddig történt feldolgozás alapján ez lehetséges lesz.

Ugyancsak reflexiós mérések alapján indult meg a kutatás Görgeteg-Babócsa környékén is. Ennek alapján gazdaságilag jelentős gázkincset tártak fel. Ehhez hasonló kiemelkedést állapítottak meg a szeizmikus mérések Heresznye és Vizvár környékén is. Az ezeken a területeken a közelmúltban megindult kutatások biztatóak.

Az előbbieken említés történt már a flis összeletről. Ennek kimutatása refrakciósan már több helyen megtörtént. A flis összeletet refrakciós mérésekkel jól nyomon lehet követni, határozott sebességértékekkel jelentkezik. A flis zónát, pontosabban annak D-i szegélyét, Hajdúszoboszló, Szolnok, Zagyvarékas, Törtel-Nagykőrös vidékén sikerült kimutatni. A flis refrakciósan, nagy területekre kiterjedően 4400-4650 m/s sebesség jellemzi. Sok helyen a flis összelet vastagságát is sikerült meghatározni. Lényeges azonban, hogy a refrakciós mérések eddig csak a flis zóna D-i szegélyén történtek, így É-felé való elterjedését nem lehetett tisztázni. Remélhető azonban, hogy a jelenleg Tiszaörs környékén folyó mérések erre a kérdésre is feleletet fognak adni. Az eddigi mérésekből megállapítható a flis kiékelődése, illetve megszűnése Törteltől Ny-ra. Ugyancsak tisztázottnak látszik a flis D-i határa Hajdúszoboszló vidékén, ahol a kristályos palán kiékel.

Feltűnő jelenség, hogy a refrakciós mérések a flis összeletben aránylag ritkán mutatnak ki vetőket, holott a fúrások szerint erősen tektonizált. A két tény között csak látszólagos az ellentmondás. A tektonizáltság nem jelenti feltétlenül nagyobb, refrakciósan is kimutatható vetők jelenlétét. Az erős tektonikai behatásokat gyűredezettség, vagy számtalan apró vető sorozata is képviselheti. Emellett az esetleges nagyobb vetők mellett kialakult szintkülönbséget a lepusztítás utóbb teljesen lesimíthatja. A vetősik maga pedig - szintkülönbség nélkül - szeizmikus módszerekkel nem mutatható ki.

A dunántúli refrakciós mérések közül földtani szempontból a Bázakerettye környékieket szeretném kiemelni. A kerettyei mezőt É-D-i irányban harántoló szeizmikus szelvény szerint közvetlenül a mező alatt az alaphegységben árok mutatkozik. (1. ábra)

Mechanikailag az árok és a felette levő pannon felboltozódás úgy magyarázható, hogy az alaphegységben kialakult árokba fiatal üledékek települtek. Később kétoldali nyomás hatása az árkot kitöltő üledék egy részét kinyomta, és jött létre így a pannon üledékek boltozata. A kétoldali nyomás elvileg a mélyebb szintekben (magában az árokban) meredekebb, a felsőbb szintekben pedig fokozatosan enyhébb dőlést eredményez.

A jelenleg rendelkezésre álló fúrási adatok az árok jelenlétének nem mondanak ellen, de nem is bizonyítják. A legmélyebb B-380-as fúrás, amely 3023 m mély és feltehetően helvét koru rétegekben fejeződött be, a szeizmikus mérések szerint már az árok területére esik. A fúrásokban - dr. Dank Viktor legutóbb közölt értékezése szerint - a mélyebb szintek felé haladva a rétegek dőlésénő. Érdekes, hogy a kerettyei mező területe mágneselesen kisebb értékeket mutat, mint a környező területek.

A szerkezet kialakulásának kora pontosan nem tisztázható. Annyi azonban megállapítható, hogy - ha a betelepült üledékek helvét korát elfogadjuk - hogy az árok kialakulása a neogén előtt történt. Az árok kétoldali nyomása pedig - amely az üledékek felboltozódását okozta - a pannonban történt. A szeizmikus adatok alapján a mozgás korát vagy az alsó- felsőpannon határra, vagy még inkább a felsőpannonba kell tennünk.

Ugyancsak az ezen a környéken végzett mérések arra is utalnak, hogy Lo-

vászi területén az alaphegység 5000 m, vagy annál nagyobb mélységben várható.

Az Alföldi refrakciós mérések közül igen nagy jelentőségűek a Battonya-Tótkomlós-Ferencszállás térségében végzettek. Miután ezek ismertetésével más előadás részletesen fog foglalkozni, röviden csak annyit, hogy az itt kimutatott Hódmezővásárhely-Makó-i árok (2. ábra), amelynek átlagos mélysége 7 km, hazánk egyik legmélyebb része. Ez az árok valószínűleg folytatása a Balkánon kimutatott Kraistida ároknak és így része egy nagyjelentőségű regionális törésnek. Az árok üledékanyaggal van feltöltve. A feltöltő üledékek kora a refrakciós mérések alapján pontosan nem tisztázható, mert a nagy mélységek miatt nem lehet a szokványos sebességértékekre számítani. A kérdés eldöntése csak nagymélységű fúrásokkal lehetséges. Meg kell azonban jegyezni, hogy az árkot kitöltő üledékek nyugodt, vízszintes, vagy közel vízszintes települést mutatnak, és így szerkezeti felépítésben a Kraistida árok legfiatalabb részéhez tartoznak, amelyek Boncev szerint oldalnyomást még nem szenvedtek.

Kétségtelen, hogy az árok kimutatására csak a fáziskorrelációs refrakciós mérés volt alkalmas. Az anyag értelmezése sok helyen vitatható. A kérdés tisztázása csak további kutatások után lesz lehetséges.

Szigetvár környékén a szeizmikus mérések szerint a mélyfúrásokban megismert kristályospalán (6200 m/s) kívül, más nagysebességű, feltehetően tehát idősebb korú kőzetek is vannak. A mérési terület, amely Szigetvártól É, ÉNy-ra található, szerkezeti szempontból két részre osztható. A Ny-i részen a kristályos palára települt 5200 m/s sebességű réteg a felszínhez közel helyezkedik el. Fölette, csak 1900 m/s sebességű összlet van. K-felé az 5200 m/s sebességű réteg egy vető mentén a mélybe süllyed. A vetőtől K-re egy kis medence alakult ki, amelyet magas helyzetű alaphegység vesz körül. Később tektonikus mozgások hatására a medence két részre tagozódott. Az ily módon létrejött D-i medencerészbe 4800 m/s sebességű rétegösszlet települt be. Az É-i medencerészben pedig a mozgás hatására az 5200 m/s és a 6200 m/s sebességű, feltehetően különböző korú rétegek egymás mellé kerültek. Az egész medencében előtűnt 3100-3600 és 1900-1950 m/s sebességű réteg van. (3. ábra)

A rétegek korát és közzetani összetételét meghatározni nem tudtuk. A közel eső mecsekhegységi kifejlődést és a fúrási adatokat figyelembevéve a 6200 m/s sebességű réteg feltehetően paleozoós, kristálypala, az 5200 m/s réteg fiatal paleozoós, vagy idősebb mezozoós, 4800 m/s-os pedig fiatalabb mezozoós kőzet. A kisebb sebességek neogén üledékösszletet képviselnek. (4. ábra)

Hasonlóan egy kis medencét mutattak ki a Baja környéki mérések is. A mérés a Duna melletti felszíni triász kibúvásoktól indult ki, K-felé haladva a triász rétegek erős elmélyülést mutatnak, majd ismét emelkedés látható. (5. ábra) A medencébe 4200-4750 m/s, és 3400-4000 m/s nagyobbsebességű rétegek települnek, kisebbsebességű (1700-2400 m/s) rétegösszlet alatt. A nagysebességű rétegek korának meghatározása kérdéses, feltehetően azonban, hogy a miocénen kívül ezek fiatalabb mezozoós (jura?), kisebb sűrűségű (nem mészköves) kőzeteket is képviselhetnek. A kérdés mélyfúrással való tisztázása esetleg kőszénkutatás szempontjából érdekes.

Röviden ennyit a szeizmikus mérések általános eredményeiről. Sok helyen azonban a finom részletek felderítése is lehetséges, még az átlagolóbbnak ismert refrakciós mérések alapján is. Így például pannonbéli mozgások voltak kimutathatók a battonyai és a zagyvarékasi mérési anyagból.

Battonyától É-ra, a ToR 3-as vonal 300⁰⁰-349⁰⁰ szakaszán világosan felismerhető az alaphegység pannonban történt kiemelkedése. (6. ábra) Természetesen

lehetséges, hogy a kiékelődés a valóságban csak elvékonyodást jelent, hiszen egy bizonyos határ alatt semmilyen réteg nem mutatható ki refrakciósan. Az is kétségtelen, hogy az itt végzett mérés célja nem a fiatal üledékek vizsgálata volt, hanem az alaphegység kimutatása, és így a mérési szisztéma sem ezt a célt szolgálta. Mindezek ellenére a kiemelkedés ténye nyilvánvalóan megállapítható volt. A fúrásokkal való rétegazonosítás szerint a mozgás kora a felsőpannonba tehető.

Ugyancsak pannon mozgások voltak kimutathatók a zagyvarékasí mérések alapján is. (7. ábra) Ebben az esetben a 4550 m/s sebességgel jellemzett flisösszletnek a fiatalabb üledékek lerakódása közben történt utólagos süllyedését lehet megállapítani. A süllyedés korát 3400-3500 m/s sebességű réteg lerakódása utánra kell tenni. A 2650 m/s sebességű réteg felszíne már ugyanazon a helyen közel vízszintes települést mutat, tehát ennek lerakódása alatt, vagy előtt történt meg a süllyedés. A fúrási adatokkal való egybevetés szerint a 3400-3500 m/s sebességű réteg felszíne - a hibahatáron belül - az alsó- felsőpannon határral esik egybe. Ennek megfelelően a süllyedés korát is erre a határra, vagy pedig a felsőpannon aljára kell tennünk. Meg kell jegyezni azonban, hogy a pannon folyamán az egész Alföld süllyedésben volt. Ezért a terület ezen részének relatív elmélyülését kell megállapítani azzal, hogy itt a süllyedés mértéke gyorsabb volt, megelőzte a környező részeket. Így alakult ki ez a kis szerkezet.

A már említett pusztaföldvári szerkezet sem alakulhatott ki másképpen, mint pannonban történt kiemelkedés hatására. Feltétlenül kellett, hogy a rétegek lerakódása után az alaphegység kissé megemelkedjen, mert pusztán eltérő mértékű rétegtömrőléssel a szerkezet kialakulását magyarázni nem lehet.

A refrakciós sebességértékek földtani korokkal való azonosítása országos viszonylatban nem egyértelmű, nincsenek mindenhová érvényes normák. A sebességértékek viszonylag kis távolságokon belül is erősen megváltozhatnak. A sebességértékek azonosításához mindig fel kell használni a mélyfúrási adatokat, valamint a szeizmokarottázs mérésekkel szerzett sebességadatokat. Ugyanazon képződményhez az ország más-más területein eltérő sebességadatok tartoznak. Ennek okát nem lehet mindig kizárólag a mélységkülönbségekre visszavezetni. Az észlelhető sebesség kialakításában feltétlenül jelentősége van a közzettévalás óta végbement tektonikai folyamatoknak, illetve azok következményeinek. Vagyis - más szóval - feltehetőleg szerepet játszik a sebesség nagyságában a jelenlegi feszültségi állapot. A tektonikai folyamatok következményeihez tartozik az, amikor a mozgások hatására például a kőzetanyag hosszabb ideig a lepusztulás hatása alá kerül. Ez feltétlenül a kőzet szilárdságának és ezen keresztül sebességének megváltozásához, csökkenéséhez vezet. Ugyancsak sebességváltozást okozhat a tektonikai hatásokra fellépő töredezettség, illetve helyenként a kőzet elmorzsolódása. Általában azonban a különböző erőhatásoknak a sebességre való kihatásáról biztos adataink nincsenek, csak feltételezésekkel élhetünk. De példákat találhatunk. Így Nagylengyel környékén a triász dolomit alaphegységére a szeizmikus mérések igen nagy (6400-6900 m/s, sőt helyenként 7000 m/s-nél nagyobb) sebességet adtak. Ezt valószínűleg a nagylengyeli szerkezet területén az erős tektonikai behatások, a feltehetően több alkalommal jelentkező nagy nyomás okozza. Esetleg úgy is megfogalmazhatnánk, hogy a feszültségek, talán csak részben, még jelenleg is fennállnak. A kérdés eldöntése nehéz, csak bonyolult és költséges laboratóriumi mérések segítségével lehetséges. Erre jelenleg nincs módunk, bár feltétlenül szükség lenne rá.

Beszélni kell arról is, hogy a fizikai határfelület többnyire nem esik egybe a földtani határfelülettel. Ezért a különböző sebességek földtani értelmezése sokszor problematikus. A sebességváltozás mindig a fizikai paraméterekben beálló változást

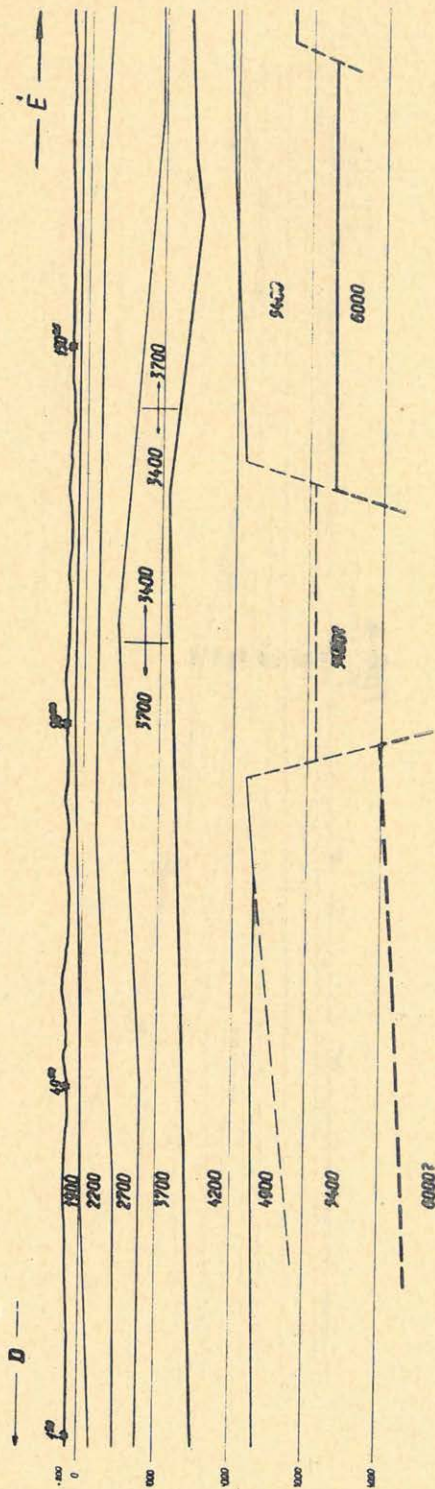
jelent. Előfordulhat az is, hogy a fizikai határfelület nem párhuzamos a földtani határfelülettel (pl. homoklencsés kifejlődés). Ebben az esetben a települési viszonyokról hamis képet kapunk.

Emellett arra is figyelmet kell fordítani, hogy egyes földtanilag fontos rétegek, vagy rétegcsoportok refrakciósan nem jelentkeznek önállóan. Ennek oka vagy az, hogy a réteg csekély vastagsága miatt arról refrakció beérkezést nem is kaphatunk, vagy pedig az, hogy fizikai jellemzői nem nagyon különböznek az alatta vagy felette való rétegektől, és így azokkal együtt egy refrakciós réteget alkot. Így például eddigi hazai tapasztalataink szerint általában ilyenek a miocén, szarmata és torton emeletének üledékei, amelyek rendszerint az alsópannon alsó részével együtt jelentkeznek refrakciósan. Részben vastagsága, részben pedig nem túlságosan eltérő fizikai tulajdonságai miatt.

Összefoglalva az eddigieket elmondhatjuk, hogy a szeizmikus mérések földtani szempontból történő vizsgálata és értelmezése már eddig is fontos és érdekes adatokat szolgáltatott. Kétségtelen, hogy az ilyen irányú vizsgálatok sokszor problematikusak és a kevés tapasztalat miatt még csak kezdeti stádiumban vannak. A közelejtikai paraméterek kiterjedt tanulmányozása sok kérdés megoldását meg fogja könnyíteni. A munkának feltétlenül célja és értelme van, csak módszereinket, szemléletünket és tudásunkat kell fejleszteni. Meg kell ismernünk a külföldi eredményeket is. Biztos, hogy nagyobb tapasztalatok, kiterjedtebb tudás számos értékes következtetés, ezen keresztül pedig fontos fejlődéstörténeti adatok megismeréséhez fog vezetni.

Varga Imre

MeR-17

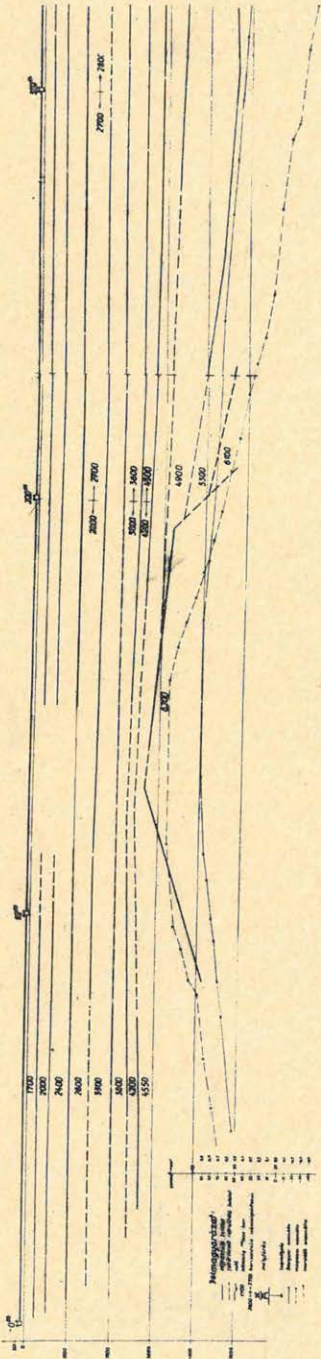


BEJÁRÓVÁZLAT
 a tervezési terv
 (a tervezési terv) szerinti
 alaprajzok
 a tervnek közzétett változatának
 módosításai
 módosított

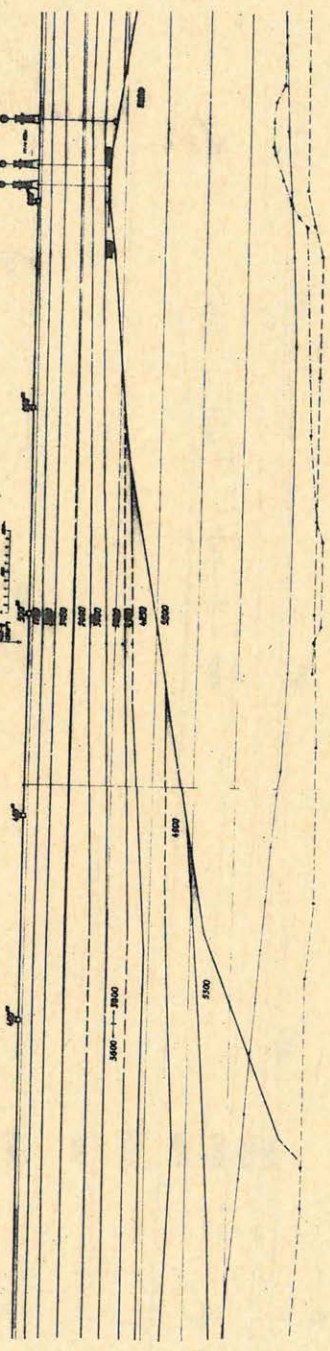
1. ábra

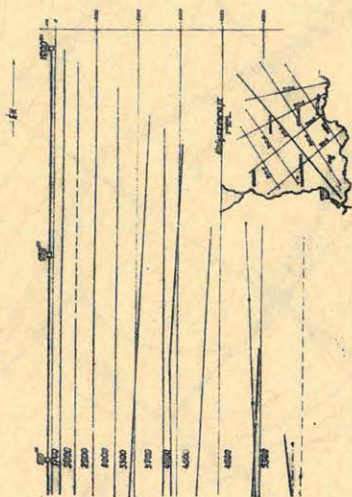
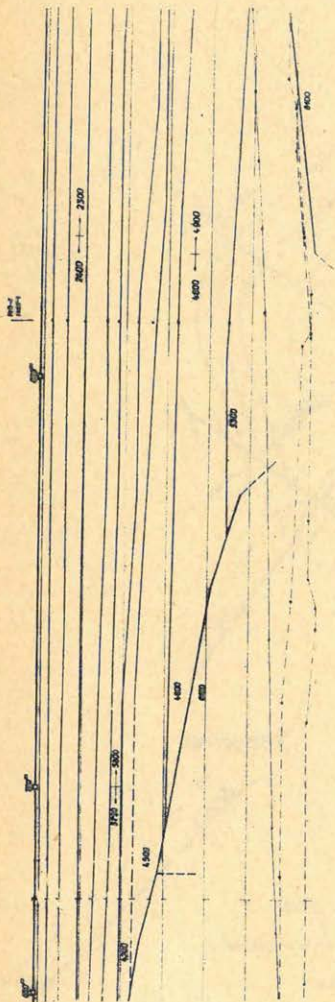
Дневная выработка
сверхнормативная норма

Дневная



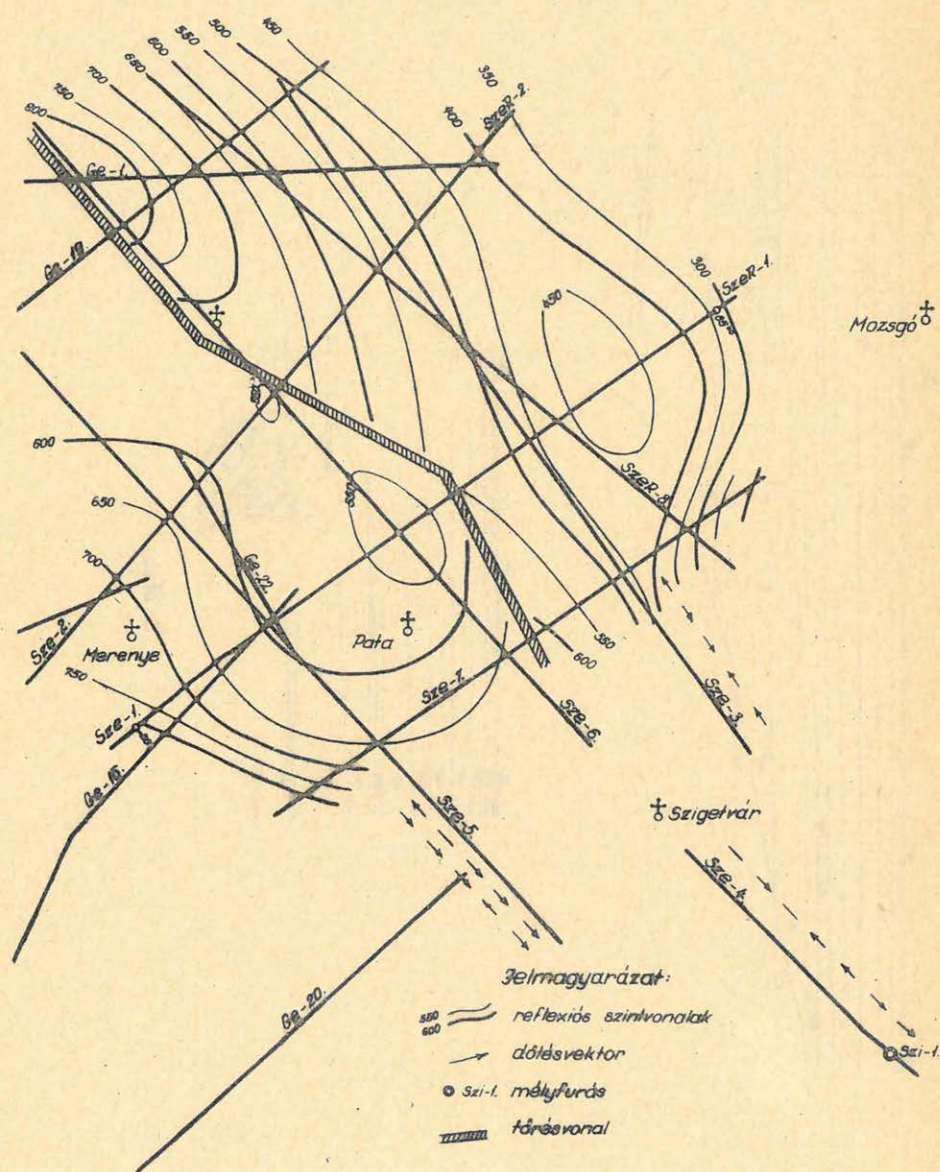
ТОР-4





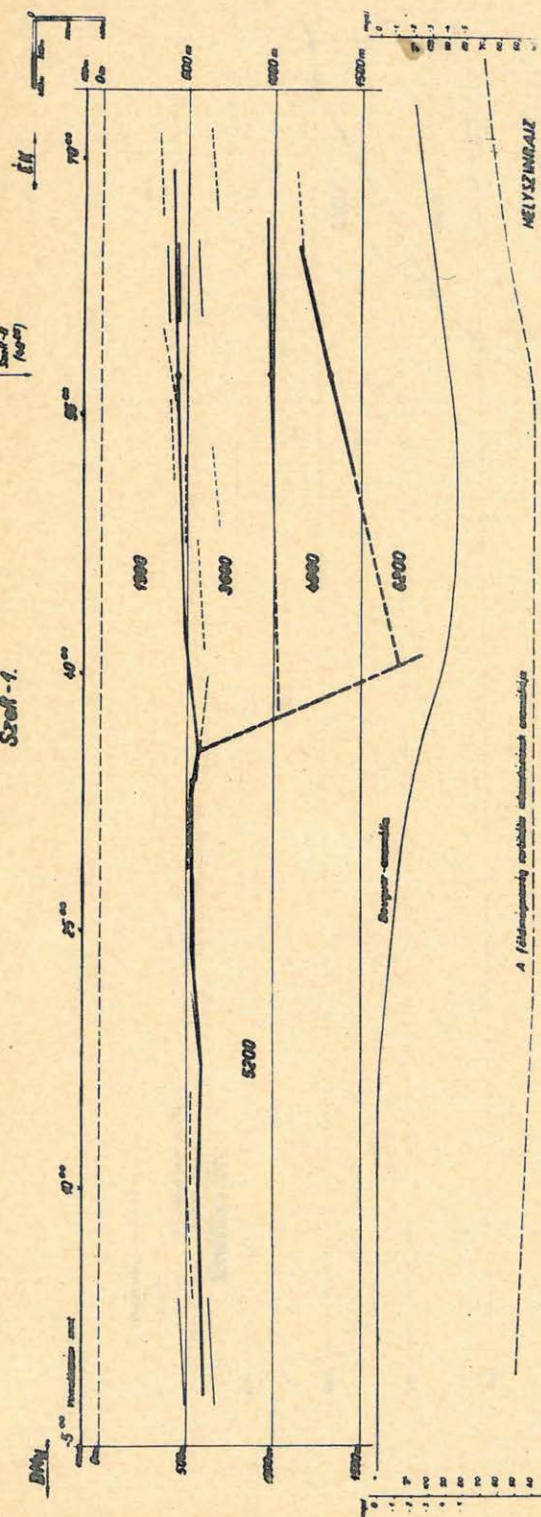
2. ábra

A szigetvári kutatási terület reflexiós szintvonalas térképe.



3. ábra

Szef-1.

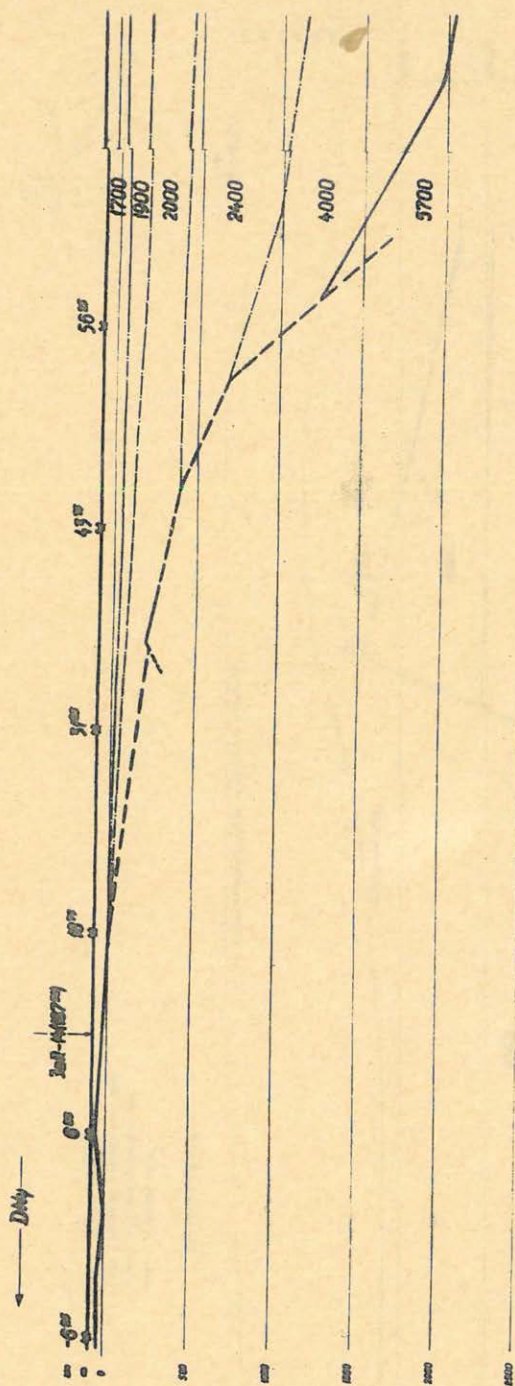


TELJESÍTÉSEK:

- rejtett fal
- - - földmunkák rejtett fal
- ... rejtett fal
- · - · rejtett földmunkák

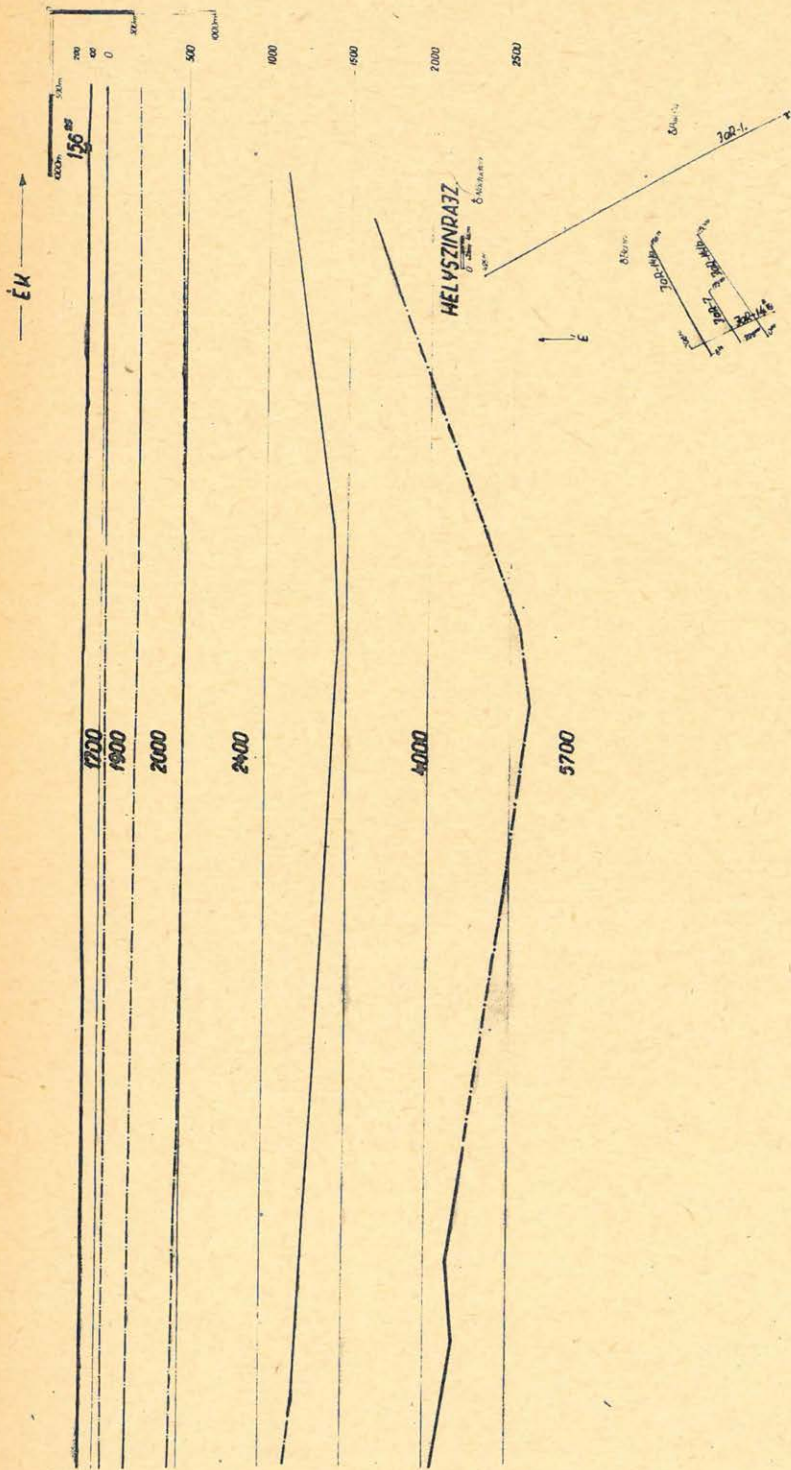
4. ábra

302-14/a. REFRACIÓS SZELVÉNY.



JELENYMÉNYEK:

- refrakció szer.
- - - felkértezt refrakció szer.
- szelvény
- szelvéspont



5. ábra

A dunántúli SZÉNHIIDROGÉNTÁROLÓK szelvényezési és értelmezési módszerei.

Mint ismeretes, a mélyfúrások geofizikai vizsgálata nagyon lényeges, sőt nélkülözhetetlen része a szénhidrogénkutatásnak. A mélyfúrási geofizikai vagy karróttázs szelvények mellett, hogy mélységileg pontos képet adnak a fúrás által harrántolt rétegsorról, lehetővé tesszik a permeábilis rétegek folyadéktartalmának meghatározását is.

Az értelmezés szempontjából a tárolókat homokkő és mészkő-tárolókra szokták osztani.

A mészkő-tárolók értelmezésének módja sokkal megalapozottabb, mint a homokkő-tárolóké. A homokkő-tárolókon belül is különbséget kell tennünk a tiszta, és az agyagos kifejlődésű homokkővek között. A tiszta, agyagmentes homokkővek értelmezése általában megbízhatóbb eredményre vezet, mint az agyagosoké.

A szelvények alapján legtöbbször a rétegeknek csak a porozitását és vizeztelítettségét (a pórusokban lévő viznek a pórustérfogat százalékában kifejezett értékét) kapjuk meg és ezek alapján kell a szelvények értelmezőjének a rétegek ipari értékére, vagyis műrevalóságára következtetni.

Feltáró fúrásokban, ahol a rétetparaméterek (porozitás, permeabilitás, rétegviz sótartalom stb.) közelítő értékét ismerjük, a várható termelvény összetételét igen nagy valószínűséggel meg tudjuk adni a szelvények alapján.

Kutató fúrásokban, különösen a szerkezet első fúrásában, ahol a fontosabb rétetparaméterek értékét közelítőleg sem ismerjük, a szelvényből kapott porozitás és vizeztelítettség alapján gyakran csak azt tudjuk megmondani, hogy a réteg egyáltalán tartalmazhat-e szénhidrogéneket, vagy sem.

Szeretném hangsúlyozni, hogy igen fontos az interpretátor helyismerete is, aki tapasztalatból tudhatja az egyes tároló rétegekre vonatkozóan azt, hogy mennyi az a kritikus vizeztelítettség érték, amely alatt a réteg vízmentes szénhidrogéntermelést ad.

Hazánk két legrégebben ismert szénhidrogéntároló szerkezete a budafai és a lovászi. (Lásd 1. ábra) E szerkezetek alsópannonjának szénhidrogénes részét szinttájakra osztották.

A budafai mezőben 7 (Budafa, Zala Mura, Lispe, Kerettye, Sziget és Borsfa), a lovászi mezőben 5 (Páka, Felsőrátká, Alsórátká, Sziget és Lovászi) szinttájákat különböztettek meg. Termelési és magfúrási adatok alapján ismerjük az egyes szinttájakra jellemző

átlagos porozitás	($\bar{\Phi}$)
permeabilitás	(K)
rétegviz ellenállás	(R_w)
maradékolaj	(S_{CH})
olajfajsúly stb. értékeket	

Ezek ismeretében a szelvényekkel a vizsgálandó formációnak csak a valódi ellenállását (R_f) kell meghatároznunk ahhoz, hogy az Archie formula

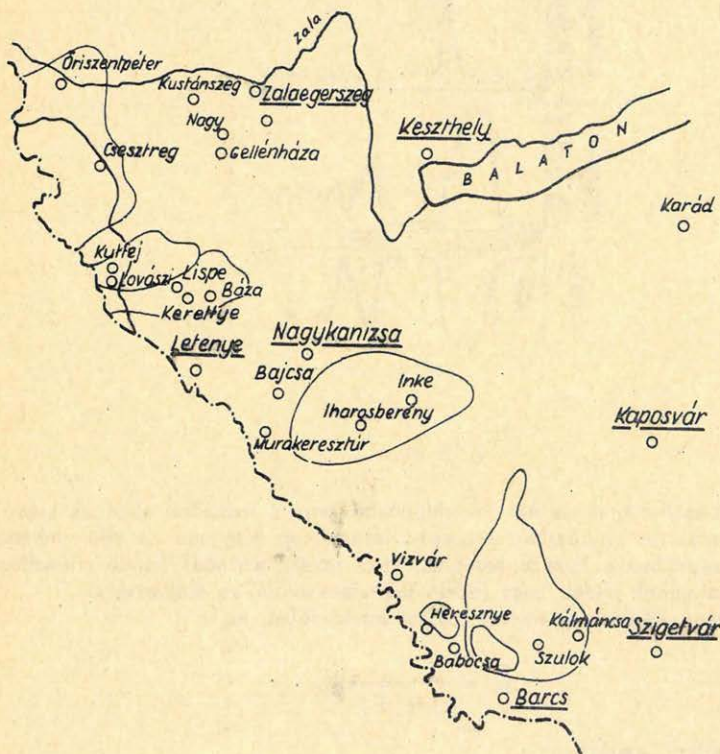
$$S_w = \left(\frac{F \cdot R_w}{R_f} \right)^{1/2}$$

segítségével megkapjuk a víztelítettségét (Sw). A képletben szereplő F tényezőt formációfaktornak hívjuk és a porozitásból a következőképpen számítjuk

$$F = \frac{0.62}{\phi 2.15}$$

/2/

ahol ϕ a porozitást jelenti. Az R_w -t a rétegvizminta ionkoncentrációjának ismeretében megfelelő diagramm segítségével határozzuk meg.



1. ábra

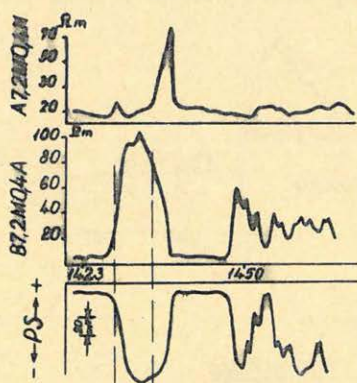
Az elmondottak értelmében a budafai és lovászi feltáró fúrásokban a geológiai korreláció céljára készített 1:1000 és a rétegek pontos mélységi helyének kijelölésére készített 1:200 mélység léptékű 40 cm-es rövid normálon kívül általában csak egy 7 m-es gradiens talpszonda szelvényét kell felvennünk R_f meghatározására.

A 2. ábrán egy lovászi feltáró fúrás Lovászi homokkőnek karottázs szelvényét mutatja. A réteg valódi fajlagos ellenállása a 7 m-es inverz görbe alapján 70 ohm. A lovászi szint formációfaktorának (F) átlagos értéke a magporozítások alapján 30; a rétegviz ellenállása 0.16 ohm. A réteg víztelítettsége

$$Sw = \left(\frac{30 \cdot 0.16}{70} \right)^{1/2} = 26 \%$$

Tapasztalatból tudjuk, hogy a Lovászi szintűjébeli homokok 35 %-nál alacsonyabb viztelítettség érték alatt gyakorlatilag vizmentes olajtermelést adnak; a réteget értelmezésünkben elsőrendűen fontos tárolónak nyilvánítottuk.

A réteg megnyitása után segédgázosan 25 m³/nap tiszta olajtermelést adott.



2. ábra

Természetesen a lovászi, de különösen budafai mezőben akadnak kissé nehezebb problémák is. Elsősorban a peremi fúrásokban. Ugyanis az olaj-vizhatár feletti átmeneti zónákban a hosszú potenciál vagy inverz szondák felfelé ellenállásgradienst mutatnak annak jeléül, hogy felfelé fokozatosan nő az olajtartalom.

Az ilyen ellenállásgradienst mutató formációban az

$$S_w = \frac{1}{(1+a \cdot h)} \quad 1/2 \quad /3/$$

képletet használjuk, amelyben

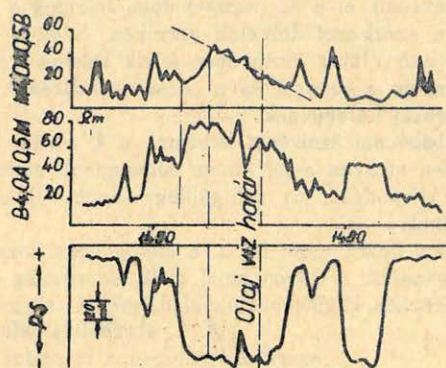
$$a = \frac{\Delta R}{\Delta h} \cdot \frac{1}{F \cdot R_w}$$

és h az olaj-vizhatár feletti magasságot jelent. A

$$\frac{\Delta R}{\Delta h}$$

ellenállásgradiens, vagyis az egységnyi mélységváltozáshoz tartozó ellenállásváltozás az átmeneti zónában.

Az olaj-vizhatáron fekvő rétegek esetén a 3. képlet alapján azt az olaj-vizhatár feletti h magasságot keressük, amely megfelel a kritikus olajtelítettség szintjének. E mélységszint feletti formációs szakaszt szabad csak megperforálni, ha vízmentes szénhidrogéntermelést akarunk.



3. ábra

A 3. ábra egy Budafa mezőbeli Borsfa szinttájon készült elektromos szelvényt mutat be. A szelvényen látható ellenállásgradiens arra utal, hogy a réteg közvetlenül az olaj-vizhatáron fekszik. Az inverz (gradiens talp) szonda görbéje alapján az ellenállásgradiens

$$\frac{\Delta R}{\Delta h} = \frac{20 \text{ ohm m}}{9 \text{ m}} = 2,22 \text{ ohm m/m}$$

A vizanalizisektől és a magvizsgálati adatokból tudjuk, hogy a Borsfa szinttájon az $F \cdot R_w$ szorzat általában 5 ohmm-rel egyenlő. Ezek szerint a 3. képletben a tényező

$$a = \frac{\Delta R}{\Delta h} \cdot \frac{1}{F \cdot R_w} = 2,22 \frac{\text{ohm m}}{\text{m}} \cdot 0,2 (\text{ohm m})^{-1} = 0,444 \text{ m}^{-1}$$

A szinttájra jellemző kritikus víztelítettség (Sw_k) kb 45 %. A feladat most az, hogy 45 %-os kritikus víztelítettség mellett megkeressük azt az olaj-vizhatár feletti h magasságot, amely felett a réteget megnyitva vízmentes vagy esetleg kis vízszázalékú olajtermelést kapunk.

$$h = \left(\frac{Sw_k^2 - 1}{Sw_k^2} \right) \cdot \frac{1}{a} = \left(\frac{0,45^2 - 1}{0,45^2} \right) \cdot \frac{1}{0,444} \text{ m} = -9 \text{ m}$$

Az olaj-vizhatárt a szelvényen kb 1467 m-ben állapítottuk meg. Ebből levontunk 9 m-t és megkaptuk a kritikus víztelítettségnek megfelelő mélységszintet, 1458 m-t.

A réteget a tetejétől 1433 m-től 1458 m-ig nyitattuk meg és az több mint 10 m^3 95 % olajtartalmú termelvényt adott.

Kutató területeink közül legjelentősebb a görgetegi szerkezet, amelynek dél-nyugati peremén helyezkedik el a heresznyei dóm. Jelenleg a heresznyei és a babócsi dómon, továbbá a szerkezet délkeleti peremén, Szulok, Kálmánca, valamint a szerkezettől nyugatra eső Vízvár térségében folyik kutatási tevékenység. Az itt telepített fúrások általában, de a babócsi és a heresznyei fúrások különösen igen hasonló kifejlődésű rétegsorokat harántolnak.

Egy tipikus babócsi szelvényt láthatunk a 4. ábrán. Mind a babócsi, mind a heresznyei fúrásokban megvan a jól ismert alsópannon gázos homokkőszint, amely rendszerint agyagos kifejlődésű. Ez a legjellegzetesebb és ezideig a legértékesebb szinttája a szerkezetnek.

Az alsópannon gázos szint felett, a felsőpannon homokkőösszetben is találunk néhol szénhidrogéneket. A gázos szint alatti alsópannon itt-ott ugyancsak tartalmaz kisebb, inkább lencsés kifejlődésű szénhidrogénes rétegeket.

A 4. ábrából is láthatjuk, hogy a görgetegi szerkezet rétegsora karottázs szempontból meglehetősen változatos. Tiszta és agyagos homok és homokkő rétegek és kisebb-nagyobb márga szakaszok váltogatják egymást. A rétegsoron belül jelentős porózitás és sótartalomváltozások fordulnak elő.

Az ilyen rétegsorban tapasztalataink alapján az alábbi módszer mutatkozott a legalkalmasabbnak a szénhidrogénes rétegek kimutatására (lásd 5. ábra). Féllogaritmikus koordináta rendszerben, a logaritmikus ordinátára az egyes permeábilis rétegeknek a szelvények alapján számított

$$\frac{R_{x0}}{R_1}$$

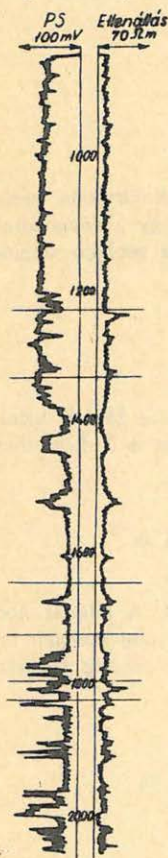
viszonyát, a lineáris abszcisszára pedig ugyanazon rétegek PS anomáliáját vesszük fel mV-ban.

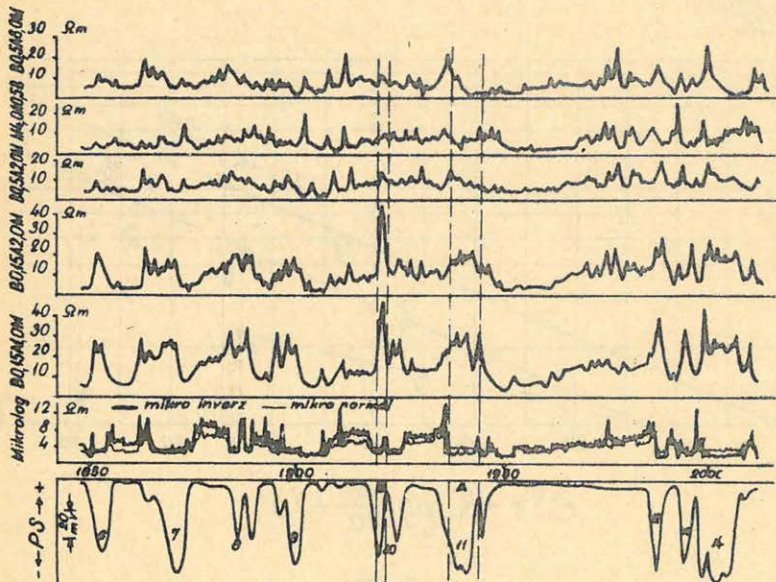
Az R_{x0} a vizsgált réteg iszap által kiöblített zónájának ellenállását, R_1 pedig a réteg valódi ellenállását jelenti, R_{x0} -t a mikrológból megfelelő korrekciós görbeseregek segítségével, R_1 -t pedig a laterál v. gradiens szonda görbéjéből "eltérési görbeseregek" alapján határozzuk meg.

A permeábilis rétegekre a fenti módon kapott pontok alapján (a jellegzetes K érték figyelembevételével) behúzzuk az átlagoló egyenest. Ez az egyenes a vizes rétegek vonala lesz, amelynek az egyenletét a 4. képlet fejezi ki:

$$PS = K \cdot \log \frac{R_{x0}}{R_0} + C \quad /4/$$

4. ábra





5. ábra

A c egy adott kut esetében a szelvényezés időpontjában fennálló állandót jelenti. A c konstans értéke általában 0-40 mV között szokott lenni, és azt fejezi ki, hogy abnormális PS-kifejlődésről van szó. Az abnormális PS létrehozói vagy az additív áramlási potenciál komponens vagy a rétegvízben lévő két vegyértékű ionok (Ca, Mg) szoktak lenni.

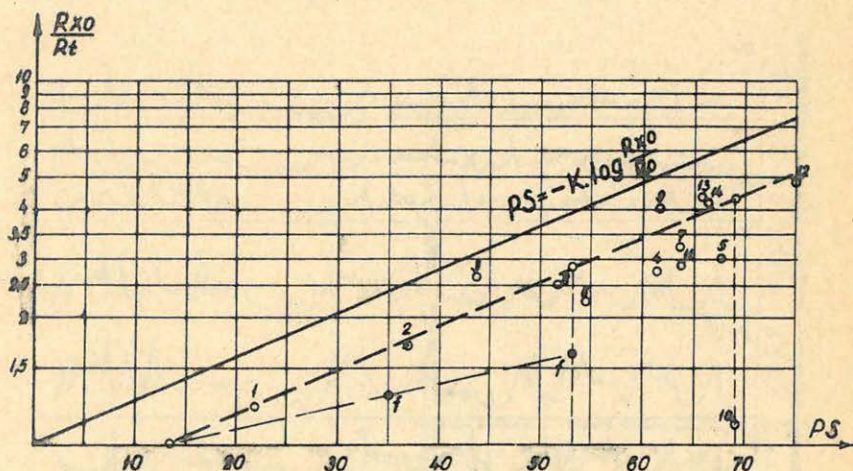
A vizes rétegek vonala alá különlegesen messze eső pont, vagy pontok szénhidrogénes rétegekre utalnak. Ha a szénhidrogénes réteg a PS görbe alapján agyagmentesnek látszik, viztelítettségét az előbb leírt módon felépített diagramm segítségével (5. ábra) határozzuk meg az 5. képlet alapján:

$$Sw = (1 - S_{CHi}) \left(\frac{R_{xo}}{R_t} \right)^{1/2} = (1 - S_{CHi}) \left(\frac{R_o}{R_t} \right)^{1/2} \quad /5/$$

$\frac{R_{xo}}{R_t}$ a vizsgálandó réteget jellemző pont ordinátája. Az $\frac{R_{xo}}{R_o}$ -t pedig a vizsgált pont ordinátájának a vizes rétegek vonaláig való meghosszabbítása adja meg.

A 6. ábrán látható szelvényszakaszt fenti módszerrel értékeltük ki az 5. ábrán. Az 5. ábra 10. sz. pontja a 6. ábra alapján üszta, agyagmentes homokkő. Vizeletettsége az 5. képlet segítségével

$$Sw = (1 - 0,2) \left(\frac{1,1}{4,4} \right)^{1/2} = 40 \%$$



$$PS = -K \log \frac{R_{x0}}{R_0} + 13$$

6. ábra

Mint ismeretes a tiszta homokkövek 40 % vízelitettséggel mellett általában vízmentes szénhidrogéneket szoktak adni. A réteg porozitása

$$\Phi = \left(\frac{0,62 \cdot R_w}{R_f \cdot S_w^2} \right)^{1/2,15} = \left(\frac{0,62 \cdot 0,14}{18 \cdot 0,16} \right)^{1/2,15} = 19,6 \%$$

Kiszámítottuk a réteg egységnyi térfogatából vizkihajtással kivethető maximális olajmennyiséget is a következő összefüggés alapján

$$J = \left(\frac{R_{mf}}{R_{x0}} \right)^{1/2} - \left(\frac{R_w}{R_f} \right)^{1/2} \quad 16/$$

és az 130 liter/m³-nek adódott.

Megjegyezzük, hogy ez a 2 m vastagságú réteg megvizsgálásakor napi 5 m³ olajat adott elenyészően kevés sósvízzel. Ha az 5. ábrán az érdekes pont agyagos kifejlődésű réteget ábrázol, mint például az f pont, a vízelittségét a szaggatott vonallal jelzett utat követve határozzuk meg. Vagyis az agyagos réteg pontját a vizes rétegek vonalának kezdőpontjából a vizsgált réteg szintjére jellemző tiszta vastag vizes rétegek PS-ének megfelelő abszcisszáig vetítjük, és az így kapott vetített f pontra végezzük el az 5. képlettel kifejezett vízelittégszámítást.

Ennek a módszernek igen nagy előnye az, hogy agyagos és tiszta kőze-

tek esetén egyaránt alkalmas a szénhidrogénes rétegek kimutatására. Tehát olyan rétegsorokban is alkalmazható, amelyeket tiszta és agyagos homokkövek egymást váltogatva építik fel.

A görgeteg-babócsai fúrások felsőpannonja egy majdnem összefüggő homokösszet, amelyben itt-ott kemény meszes csikok települnek. Az ilyen összetételben a PS görbén megbizható márga alapvonal rendszerint nem húzható be. Továbbá a PS anomáliák nagysága sem mutat nagyobb változásokat. Ezért az imént leírt módszer használata a felsőpannonban nem célszerű, mivel a pontok egy helyen sűrűsödnek és ezáltal az egyenes behúzása igen bizonytalanná válna.

Ezért a tiszta, agyagmentes, felsőpannon szakaszok viztelítettségének kiszámítására a módosított Archie formulát használjuk:

$$S_w = (1 - S_{CHI}) \left(\frac{R_{xo}}{R_l} \cdot \frac{R_w}{R_{mf}} \right)^{1/2} \quad (17)$$

ahol S_{CHI} a maradék olajteltetés a kiöblített zónában
 R_w a rétegvíz ellenállás a réteghőmérsékleten
 R_{mf} az iszapfiltrátum ellenállása réteghőmérsékleten.
 Az agyagos homokok viztelítettségét a

$$PPS = -K \log \frac{R_{xo}}{R_l} - 2\alpha K \log \frac{S_{xo}}{S_w} \quad (18)$$

összefüggéssel kaphatjuk meg, ahol PSP az agyagos homok PS-e.

$$\alpha = \frac{PPS}{SPS}$$

vagyis az agyagos réteg PS-ének a tiszta vizes homok PS-éhez viszonyított értéke, K értéket a felsőpannonban 70-75-nek vesszük.

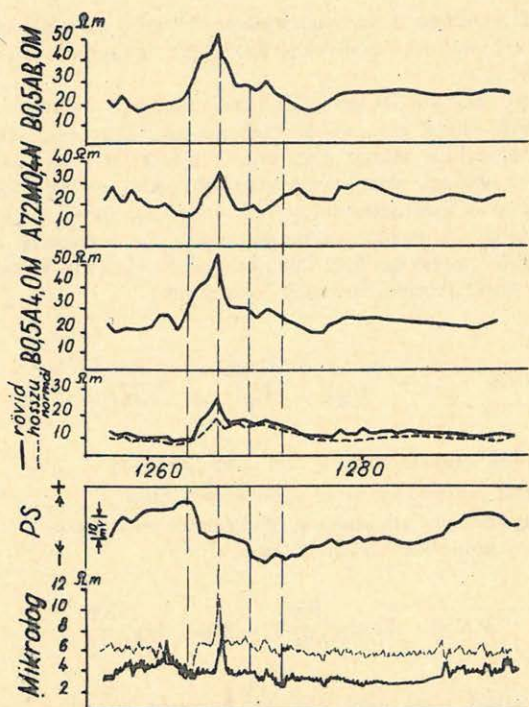
A 7. ábra egy görgeteg-babócsai felsőpannon szakaszt mutat be, amelynek B-vel jelölt része agyagos, az A-vel jelölt része agyagmentes és vizes homok (a magfúrás alapján).

Számítsuk ki az agyagos B szakasz viztelítettségét a 8. képlet segítségével. A vizsgálandó rétegre vonatkozólag a szelvények alapján a következő adatokat kapjuk:

$$\begin{aligned} R_{xo} &= 14 \text{ ohmm a mikrologból} \\ R_l &= 18 \text{ ohmm a hosszú gradiens szondákból} \\ PPS &= -18 \text{ mV az agyagos réteg szintjében} \\ SPS &= -29 \text{ mV a tiszta réteg szintjében} \\ S_{CHI} &= 0.05 \text{ magvizsgálatból.} \end{aligned}$$

$K = 70$ (feltételezett érték)

Mivel a 8. egyenlet az agyagos kőzet effektív pórusterére vonatkozó viztelítettséget adja, számításunk szerint a B réteg effektív pórusterének 48 %-át víz, a többi szénhidrogén foglalja el.



7. ábra

A réteg megvizsgálásakor $60.000 \text{ m}^3/\text{nap}$ éghető gázt és $5 \text{ m}^3/\text{nap}$ párlatot adott egészen kevés vízzel.

Ugyanerre a rétegre a Berlai Zoltán által javasolt ún. "viszonyszám-módszerrel" is végeztünk számítást. E módszer alapképlete:

$$S_{CH} = 1 - (1 - S_{CHi}) \left[\frac{Q}{V_1} \right]^{1/2} \quad /9/$$

ahol

$$V_1 = \frac{\frac{R_t}{R_{xo}}}{\left(\frac{R_t}{R_{xo}} \right) \text{bázis}} \quad /10/$$

A "Viszonyszám-módszer" alkalmazásához egy vizes bázisréteget kell választani. Ha a bázisréteg a szinttájon belül fekszik és agyagmentes, akkor a 9. egyenletben szereplő Q értékét a

$$Q = \frac{a \frac{R_{mf} - R_{SH}}{R_{SH}} + 1}{a \frac{R_w - R_{SH}}{R_{SH}} + 1} \quad /11/$$

összefüggésből számítjuk ki.

a a vizsgálandó réteg agyagossága ($1 - \alpha$)
 R_w a vizsgált és a bázisréteg vizének ellenállása
 R_{SH} a homokkőbe települt agyagcsíkok ellenállása

A 9. képlet alapján kapott szénhidrogéntelítettség (S_{CH}) a kőzet folyadék- és agyagrészecskékkel töltött részének relatív szénhidrogéntartalma. Ebből az effektív pórustérre vonatkoztatott szénhidrogéntelítettség

$$S_{CHe} = \frac{S_{CH}}{1 - a} \quad /12/$$

A viszonzszám-módszerhez az A réteget választottuk bázisréteggül, amelyre vonatkozóan a szelvények alapján:

$$\left(\frac{R_1}{R_{x0}} \right)_{\text{bázis}} = \frac{8 \text{ ohmm}}{13 \text{ ohmm}} = 0,615$$

Az $R_w = 1,1$ ohmm a formáció hőmérsékleten (vizanalízis alapján)

$$a = 1 - \alpha = 0,38$$

$$R_{SH} = 6 \text{ ohmm}$$

$$\frac{1}{Q} = \frac{0,38 \frac{1,1 - 6,0}{6,0} + 1}{0,38 \frac{1,7 - 6,0}{6,0} + 1} = 0,95; \quad V_1 = \frac{\frac{18}{14}}{\frac{8}{13}} = \frac{1,29}{0,615} = 2,1$$

Az A réteg szénhidrogéntelítettsége:

$$S_{CH} = 1 - 0,95 \left(\frac{1}{0,95 \cdot 2,1} \right)^{1/2} = 0,38$$

Az effektív pórustérre vonatkoztatott víztelítettség:

$$S_{CH} = \frac{0,33}{1 - 0,38} = 0,53$$

Ebból az effektív pórtétel víztellettsége:

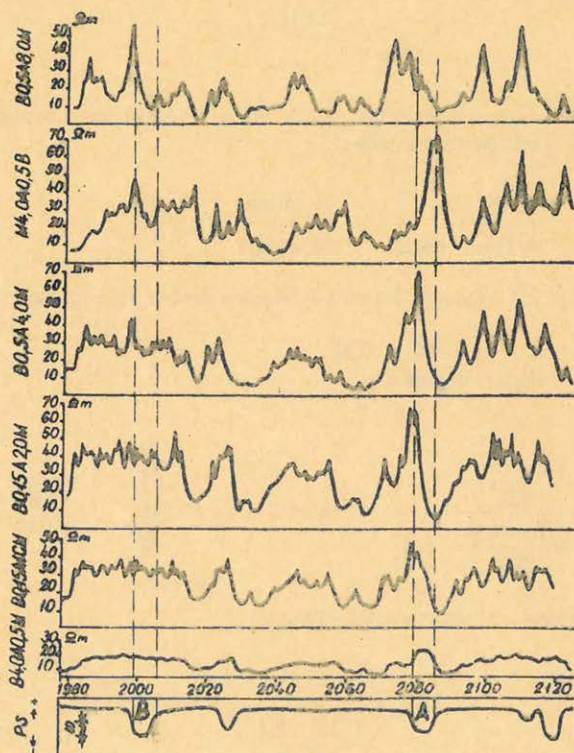
$$S_w = 1 - S_{CHe} = 0,47 = 47\%$$

Tehát látjuk, hogy a B rétegre a viszonyszám módszerrel 47 %-os víztellettséget kapunk. Természetesen az egyezés nem mindig ilyen jó. Az utóbbi módszernél, különösen az agyagtartalom megbízható meghatározása ütközik nehézségbe.

Az utóbbi interpretációs módszerek alkalmazásához az R_1 -t a BKZ görkéből, R_{x0} -t a mikrologból határozzuk meg.

A görgetegi szerkezet fúrásaitól igen eltérő rétegsort harántolnak a Bajcsa környéki fúrások, amelyeket az inkei szerkezet észak-nyugati peremére telepítettek. A bajcsai fúrások szénhidrogént is tartalmazó alsópannonját főleg kemény meszeskötésű és kis-porozitású homokkövek építik fel.

Kisporozitású kőzetekben az előző módszerek nem alkalmazhatók, mivel R_{x0} értékét a mikrolog kis porozítások esetén nem adja meg.



8. ábra

Kisporozítású kőzetekben az előző módszerek nem alkalmazhatók, mivel R_{x0} értékét a mikrolog kis porozítások esetén nem adja meg.

Egy tipikus bajcsai szakaszt ábrázol a 8. ábra.

E rétegekre jellemző, hogy kis effektív porozításuk miatt mélyen elárasztottak. Ilyen körülmények között a 40 cm-es rövid normál szonda az elárasztott zóna R_i fajlagos ellenállását adja. Ezért itt olyan interpretációs módszert használunk, amelyben R_{x0} helyett R_i szerepel. A módszer alapképletének leszármaztatásához az elárasztott és az érintetlen zónára felírt Archie formulát használtuk fel.

A levezetéseket itt is mellőzve a bajcsai homokkővek vizelettségét az alábbi képlettel fejezzük ki

$$S_w = \left\{ \frac{R_{i0}}{R_t} \left[z + (1 - z) \frac{R_w}{R_{mf}} \right] \right\}^{1/2} \quad /13/$$

R_{i0} a szinttájon belüli vizes rétegek elárasztott zónájának ellenállása, amelyet a rövid normálból határozunk meg.

z a maradék rétegvíznek a pórusokban lévő összes vízhez viszonyított aránya az elárasztott zónában. Irodalmi adatok alapján ezt átlagosan 0,1-nek vesszük.

A 13. képlet leszármaztatásánál a kőzeteket agyagmentesnek tételeztük fel. Számítsuk ki a 8. ábra A rétegének vizelettségét, amelynek valódi ellenállása

$R_t = 55$ ohmm a BKZ görbék alapján.

$R_w = 0,32$ ohmm vizanalízis alapján.

$R_{mf} = 1,7$ ohmm.

$R_{i0} = 25$ ohmm, a szinttájon belüli B vizes réteg elárasztott zónájának ellenállása.

Az A réteg vizelettsége

$$S_w = \left[\frac{25}{55} \left(0,1 + 0,9 \frac{0,32}{1,7} \right) \right]^{1/2} = 37 \%$$

A réteg porozitása

$$\Phi = \left(\frac{0,62 - 0,32}{55 \cdot 0,37^2} \right)^{1/2,15} = 18,5 \%$$

Az A réteg 80-100 ezer m^3 /nap éghető gázt adott víz nélkül.

A bajcsai területen a fenti módszerhez 5 BKZ görbét (gradiens szondákkal) és 2 normál görbét veszünk fel.

Igen nagy segítséget fog jelenteni itt a laterolog mérési eljárás bevezetése. Az R_i és R_{i0} értékét a pseudo-, az R_t értékét a mélybehatolású laterolog pontosabban fogja megadni, mint a konvencionális szelvények.

Hazánk legjelentősebb ismert olajtárolója a nagylengyeli mészkő. Mint ismeretes, jelentős mennyiségű olajat termelünk itt a torton és a kréta mészkő, valamint a triász dolomit rétegekből.

Az értelmezés szempontjából a mész-kötőanyagok jelentik nemcsak hazai, de világviszonylatban is a legnagyobb problémát. Ennek oka a mész-kötőanyagok erős heterogénitásban rejlik. A probléma bonyolultságára való tekintettel a mész-kötőanyagok értelmezését itt nem tárgyaljuk. Csupán annyit említünk meg, hogy a jelenlegi konvencionális szelvényezési módszerek mellett az egyes zónák viztelítettségét nem tudjuk kiszámítani. Ennek ellenére igen nagy segítséget nyújtunk azáltal, hogy megjelöljük azokat a zónákat, amelyekből perforálás és savazás után ipari mennyiségű folyadékot kaphatunk.

Összefoglalva az elmondottakat, hangsúlyozzuk, hogy a szénhidrogéntárolók értelmezésénél mindig a legmegfelelőbb módszert kell megtalálni. A módszerek mechanikus alkalmazása azonban nem mindig jár sikerrel.

Markó László

IRODALOM

- 1/1/ MR.J.Wyllie; The Fundamentals of Electric Log Interpretation. Academic Press Inc. New-York, 1957.
- 1/2/ A.Poupon, M.E.Loy, M.P.Tixier; A Contribution to Electrical Log Interpretation in Shaly Sands, Journal of Petroleum Technology, 1954. jun.
- 1/3/ M.P.Tixier; Electric Log Analysis in the Rocky Mountain. The Oil and Gas Journal 1949. jun. 23.

H i b a j e g y z é k .

A Magyar Geofizika I. számában több stiláris és sajtóhiba van. Olvasóink szíves elnézését kérjük a sajnálatos hibákért, amelyeket az alábbiakban helyesbítettünk.

5. oldal 12. sor: létünk	helyett	látunk
8. oldal 13. sor: részlegeknél	helyett	részlegek
9. oldal 20. sor: dolgoznak	helyett	dolgozik
10. oldal 7. sor: deriváltax	helyett	deriváltak
11. oldal 15. sor: definált	helyett	definiált
12. oldal 25. sor: amelyeket	helyett	amelyet
18. oldal 25. sor: $\varphi \sqrt{\frac{0.62}{F}}$	helyett	$\varphi = \sqrt{\frac{0.62}{F}}$
21. oldal 21. sor: indikája	helyett	indikálja
24. oldal 16. sor: ixperimental	helyett	experimental
24. oldal 17. sor: compositon	helyett	composition

