

L. Stegena

QUESTIONS OF PRINCIPLES OF THE CORRELATION-REFRACTION-SEISMIC  
METHOD

The article contains the text of a lecture held before the Association of Hungarian Geophysicists on the 7th April 1961. In analysing the problems of principles of correlation-refraction-seismics the author aims not only at a more thorough study of the method, but points to its limitations, too. Nevertheless, while making clear these limitations he does not contest the great importance of the method at all. According to the author, seismic investigations in our country will remain to be based on the correlation-refraction-method for a long time to come, not only because it is a really modern method but because we aren't equipped with suitable reflection apparatuses.

A KORRELÁCIÓS REFRAKCIÓS SZEIZMIKA ELVI KÉRDESEI

Stegena Lajos

A korrelációs refrakciós szeizmika alkalmazásának elvi kérdéseiről sok vita folyt, főleg a szeizmikus klubban. Jelenleg ez a magyarországi szeizmikus kutatások egyik legfontosabb kérdése.

Rádlér Béla előadása bizonyos szempontból valóban mérföldköve a kutatásoknak, hosszabb időszak munkájának átfogó szintézise; mutatja azt a hatalmas fejlődést, amely a magyar szeizmikában, de különösen a Szeizmikus Üzemben végbement. Szükséges, hogy a Szeizmikus Üzemben nagy anyagon szerzett tapasztalatok másutt, elsősorban a Geofizikai Intézetnél elterjedjenek.

Gamburcev alapgondolata, hogy az útidőgörbék megfejtésében ne csak az időadatokat, hanem a teljes szeizmikus jelformát használjuk fel, ragyogó gondolat, és mint sok más nagyszerű dolog, egyszerű is. Hogy új módszer-e, vagy nem tekinthető különálló módszernek, ez lényegtelen nevezéktani vita; a lényeges a fenti szemlélet elfogadása. Ez a szemlélet visszahatott a műszerkonstrukcióra és a terepi technikára, s így bátran nevezhető új módszernek, bár nem valamely új hullámtípus, hanem a Mintrop-hullám észlelésén alapul. Sőt maga az alapgondolat is egydísz a szeizmikával, mert nyilvánvaló, hogy az időadatok absztrahálva a szeizmikus jelektől függetlenül nem léteznek. Ezért természetesen soha senki nem gondolta, hogy a szeizmikus jelek az útidőgörbe egyetlen, tört vonalába beférnek, s ez a tört vonal a teljes szeizmogrammal ekvivalens, másrészt azonban ez egy olyan, szükséges absztrakció, amit a feldolgozás során mindenki elvégez, maga Gamburcev is, mint azt könyvének számos

ábrája bizonyítja. Egyszerűen a műszertechnika primitívsége, és még más, elvi akadályok késztették a szeizmikusokat e próbálkozások abbahagyására, és az első kiütések kétségtelenül könnyen és általában mindig elvégezhető följegyzésébe történő belenyugvásba. Azt hiszem, a szeizmikusok érdeklődését a reflexió s szeizmika gyors kifejlődése és ragyogó eredményei vonták el erről a területről; a műszertechnika fejlődése, és a reflexió s szeizmika bizonyos korlátainak felismerése később mégis lehetőségessé és szükségessé tették a korrelációs alap gondolat kidolgozását; e munkát végezték el a Szovjetunióban Gamburcev akadémikus és munkatársai. Senki előtt nem lehet vitás, hogy az időadatok mellett a szeizmikus beérkezések jellegeinek (amplitudók, frekvenciák, csillapodás) figyelembe vétele csak többletet nyújthat, s így a Gamburcev-féle korrelációs refrakciós szeizmikat kell a refrakciós szeizmikának tekintenünk.

Az előadáson számos és meggyőző példát láttunk annak illusztrálására, hogy a szeizmogramon megjelenő hullámkép korántsem függ annyira a zavarónak vélt tényezőktől; de ezt igazolja maga az a tény is, hogy az eljárást, tudomásunk szerint a Szovjetunióban széles körben alkalmazzák.

Másrésztől ismeretesek a szeizmikusok előtt olyan esetek, amikor a hullámkép zavarttá, kúszává lesz. Így, hogy csak a legszélsőségesebb eseteket említsen, a fázisviszonyok egyes csatornákon úgy megváltoznak, hogy a kiértékelő végül is nem tudja eldönteni, hogy nem észlelői hanyagásról, póluscseréről van-e szó; az amplitudók ingadozásáról hasonlóan az mondható, hogy ezek olykor nagymértékűek, szabálytalanok, és a dinamikus korreláció alapján értelmezhetetlenek. A szeizmikus jel formákat egyes esetekben nem az átharántolt réteg alakítja ki, ahogy azt a korreláció megkívánja. Hogyan lehetne megvizsgálni a robbantás és észlelés körülményeinek hatását a szeizmikus jelek kialakulására? Egyszerű és jó módszer a kölcsönös pontokban felvett szeizmogramok összehasonlítása. Amennyiben a robbantás és észlelés körülményei nincsenek hatással, a kölcsönös szeizmogramoknak identikusnak kell lenniök. Példaként bemutatom az 1959. évi hajduszoboszlói szeizmikus mérések 21 kölcsönös pontját. (1. ábra.) Több kölcsönös pontot még nem vizsgáltam, ezek tehát nem kiragadott példák egy nagyobb vizsgálati anyagból. A szeizmogram párok - eltekintve az első beérkezések időpontjától - nem mutatnak nagy hasonlóságot. Valamennyi szeizmogram párra, és a szeizmogram párok egyes részleteire külön is, kiszámítottuk a korrelációs tényezőt. A korrelációs faktor meghatározásához kiolvastuk 10 msec-onként az egyidejű elongációkat, majd a Csurov-féle paraméterrendszer segítségével (A. Csurov: Grundbegriffe und Grundprobleme der Korrelationstheorie. 195.)

meghatároztuk az

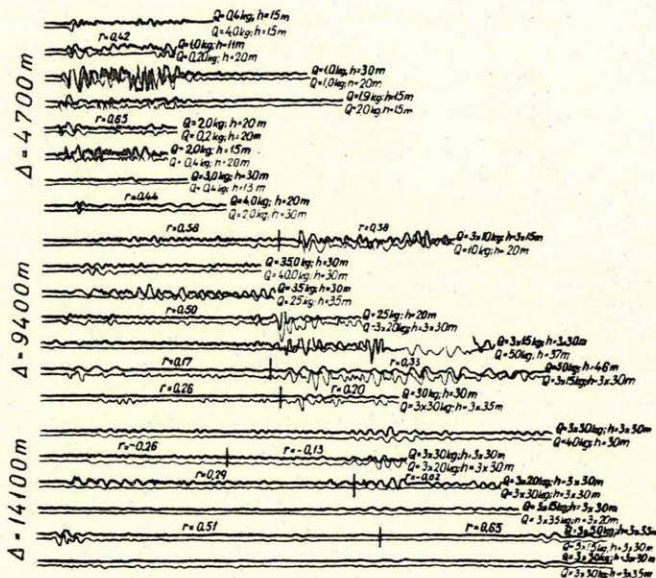
$$r_{1/1} = \frac{\mu_{1/1}}{\sigma_x \sigma_y}$$

korrelációs faktort. Itt  $\mu_{1/1}$  a két változó első centrális momentuma, értékpár esetén

$$\mu_{1/1} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^{n=N} x_n y_n$$

ahol  $x_n$  és  $y_n$  a középértékektől való eltérések,  $\sigma_x$  és  $\sigma_y$  a két változó szórása

$$\left( \sqrt{\frac{\sum x_n^2}{N}} \right)$$



1. ábra. A Bor-5 szelvény 21 kölcsönös pontjának szeizmogramja

A szeizmogramokat azért bontottam szakaszokra, mert választ vártam arra a Gálfi János által felvetett problémára, hogy a beérkezések későbbi szakaszában, midőn a kicsengési folyamatok már talán kisebb szerepet játszanak, hogyan változik a korrelációs tényező. - A végzett korrelációs számítás nem elegendő e kérdés eldöntésére; csupán annyit állapíthatunk meg, hogy a kölcsönös pontok szeizmogramjával nem korreálhatók megfelelő módon.

A hajduszoboszlói példával csak illusztrálni óhajtottam azt a különben ismert tényt, hogy a robbantási, észlelési körülmények, a műszer

reprodukáló képessége döntő mértékben megszabhatja a nyert refrakciós szalagokat, s így e körülmények vizsgálata jelentőséggel bír.

Mi okozhatta a hajdusszoboszlói anyagban a kölcsönös pontokon ennyire eltérő hullámkép létrejöttét? Bizonyos eltérések ugyan is adódhatnak, hogy a Fermat-elv a teljes mozgás-vektorra vonatkozik, itt viszont, mivel mindkét pontban vertikális szeizmométerekkel dolgoztak, és döntő rétegek esetén az emergenciaszög nem azonos a két kölcsönös pontban, a vertikális szeizmométerek nem azonos irányítottaságú komponenset mértek a két pontban. Azonban a számbajövő kis dölések, a felszíni laza réteg vertikálisba fordítható hatása miatt ez az effektus, amely különben is főleg csak arányos amplitudóváltozást eredményez, - mivel elk hullámoknál valamely irányú komponens a teljes vektor lineáris transzformáltja - figyelmen kívül hagyható. - A Hamilton-elv (a legkisebb hatás elve a mechanikában), a Fermat-elv, a geodétikus vonalak elmélete mind ugyanazon matematikai elvre vezethetők vissza. M.R. Hestenes (F. Beckenbach: Modern matematika mérnököknek, Bpest, 1960.) variációszámítás segítségével igazolja, hogy hosszú pályák nem szükségképpen minimálisak a hatásintegrált. Azonban világos, hogy szeizmikának a Fermat-elv alapján áll, és érvényességi határainak rögzítése nem a szeizmikások feladata. A kölcsönös pontok eltéréseinek okát másutt kell keresnünk.

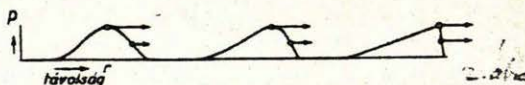
Nézzük először a robbantás körülményeit. Melyek azok a tényezők, amelyek a kiinduló szeizmikus jel formáját megszabják? Ha eltekintünk a csak esetlegesen fellépő körülményektől (inhomogenitások, nem gömbalaku és esetleg rossz töltés, rossz fojtás,) három fő paraméter adódik: a töltet nagyság, a robbantás mélysége és a robbantást hordozó közet fizikai tulajdonságai.

A szeizmikus hullámkeltés problémáival több szerző foglalkozott. J.A. Sharpe (Geophysics, 1942, 2; 1942, 3) G. Morris (Geophysics 1950, 1.) H.L. Selberg (Arkiv för Fysik, 1951, 7) W.I. Duwall (Geophysics 1953, 2.) G.I. Petraseny (Materiali kolicsesztyvennovo izucsenia dinamiki szeizmicseszkih voln, 1957), L.P. Zajcev és N.V. Zvolinszkij (I.A.N. Ser. Geof. 51. I. 5.), Vanek (Czechoslovak Journ. of Physics, 3). Valamennyien úgy vetik fel a problémát, hogy a rugalmas közeg és az üreg, vagy a roccsolási zóna közötti határt adottnak fogadják el. Nem veszik figyelembe, hogy a Sharpe-féle "equivalent cavity" sugara, azaz a roccsolási zóna mérete, és következésképpen a kiinduló szeizmikus jel alakja a töltetsúly függvénye. Ezért a fenti szerzők hipotetikusán felvett,  $p = e^{-a \cdot t} - e^{-b \cdot t}$  alakú nyomásfüggvényből indultak ki, amely nyomás egy gömbalaku felületre hat. A töltetsúly hatását csak a legújabb irodalom veszi figyelembe. (A.L. Latter - E.A. Martinelli-Teller, Physics of fluids 1959, 2; P.N.S. O'Brien, Geoph. Journ. of the Royal Astr. Soc. 1960. III; D.E. Weston,

Geoph. Journ. of the Royal Ast. Soc. 1960. II; W.E.Peet, Geoph.Prosp. 1961.I.). En az elkövetkezőkben Peet nyomán fogok haladni, azért, mert kísérletileg is igazolt, plauzibilisan jól közelítő modellből indul ki, részben pedig azért is, mert eredményeiben azonos azzal a modellel, amelyet Gálfi János kollegámmal dolgoztunk ki (Magyar Tudományos Akadémia, 1959. évi pályázata). A mi modellünkben a nonlinearis zónán belül olyan szilárd anyagot vettünk fel, amelyben a roncsolási munka zömét a dezintegráció teszi ki, az egyéb folyamatokat (olvadás, kémiai átalakulások) elhanyagoltuk. Peet összenyomható folyadékknak fogja fel a gímbalaki robbanóanyag környezetét. Valóban, a dinamitot legtöbbször vízzel telített pórozus kőzet veszi körül, és hogy a víz játssza a főszerepet a normális szeizmikus jel kialakulásában, azt gyakorlatból is tudjuk. Peet alkalmazta A.H.Cole (Underwater explosions, 1948) lökéshullám elméletét szeizmikus robbantásokra. Mivel a víz összenyomható, benne, egy bizonyos kritikus nyomásnál ( $\sigma_m$ ) nagyobb nyomás esetén lökéshullám (shockwave) terjed. A terjedés sebessége  $c$  sűrűségű közegben,  $P$  nyomás esetén, állandó  $S$  entrópiánál

$$c = \sqrt{\left(\frac{dP}{d\rho}\right)_S}$$

Mivel a víz összenyomhatósága a nyomás növekedtével csökken, azaz a  $P - \rho$  görbe a nyomástengely irányából nézve konkáv, a  $dP/d\rho$  derivált, és így  $C$  értéke növekvő nyomással nő. Ezért a lökéshullám frontja kiélesedik, a "felfutási idő" lecsökken, mert a nagynyomású impulzus beéri a kezdő kicsit. (2.ábra.)



2.ábra. Lökéshullám kialakulása.

A lökéshullám-nyomást összenyomható folyadékban a

$$P(\tau) = U(\tau) P_m e^{-\tau/\theta}$$

összefüggés írja le, a robbanóanyag sugaránál többszörösen nagyobb távolságon túl.

Itt  $U(\tau)$  a Heaviside-féle egységfüggvény,  $P_m$  a maximális nyomás,  $\tau$  a lökéshullám kezdetétől mért idő,  $\theta$  a lökésfrontmögötti nyomás exponenciális csillapodásának időállandója.

$$\text{Kimutatható, hogy } P_m = f_1 \frac{r_0}{r}$$

$$\text{és } \frac{\theta}{r_0} = f_2 \left( \frac{r_0}{r} \right)$$

ahol  $r$  a gömbalaku forrás középpontjától mért távolság,  $r_0 < r < r_1$ ,  $r_0$  pedig a forrás sugara. Ezek az összefüggések a lökeshullám Cole-féle differenciálegyenleteiből levezethető hasonlósági elvből következnek, amely szerint a lökeshullám nyomása és egyéb értékei változatlanok, ha a hosszúság és idő mértékét azonos szorzóval változtatjuk (ez magában foglalja  $r_0$ , tehát a töltet tömegének változását is).

Fenti függvényeket a

$$P_m = c_1 \left( \frac{Q^{1/3}}{r} \right)^n \quad \text{és } \theta = c_2 \cdot r_0 \log \left( \frac{r}{r_0} \right)$$

kifejezésekkel approximálhatjuk (Cole). Itt  $c_1$  és  $c_2$  a robbanóanyag és a robbantás közegének fizikai jellemzőiből összetevődő állandók,  $n$  empirikus kitevő, viz. esetén  $n = 1.16$ .

A lökeshullám külső  $r_1$  sugarának megfelelő távolságban, ahol a lökeshullám rugalmas hullámba megy át

$$P_m = \sigma_m$$

ahol  $\sigma_m$  a folyási határ. Itt

$$P_m = \sigma_m = c_1 \left( \frac{Q^{1/3}}{r_1} \right)^n$$

Ebből

$$r_1 = \left( \frac{c_1}{\sigma_m} \right)^{1/n} \cdot Q^{1/3}$$

s így

$$\theta = m \cdot Q^{1/3}$$

ahol  $m$  állandó.

Tehát a nemlineáris és lineáris zóna határáról, az  $r_1$  gömbfelületről kiinduló hullám nyomásidő-függvénye:

$$P(r) = U(r) \cdot \sigma_m \cdot e^{-r/Q_1}$$

függ a töltet súlyától, a töltet és a közeg jellemzőitől is.

Ha az  $r_1$  felületről tovaterjedő rugalmas hullámot ebből a lökeshullám-nyomásból vezetjük le (azaz a hullámmozgást leíró (Laplace-transzformált)  $P^*(s)$  függvényt a fenti peremi feltételből határozzuk meg), akkor a rugalmas közegben terjedő nyomást a következő egyenlet írja le: (megjegyzendő, hogy bizonyos távolságon túl a gömbhullám  $P$  nyomása és  $v$  részecskésebessége azonosan tárgyalható, mert azonos formában fordul elő benne az  $P$  elmozdulási potenciálfüggvény, csak más állandókkal).

$$p(r_1 \tau) = \frac{B}{r} Q^{1/3} g\left(\frac{\tau}{Q^{1/3}}\right)$$

Ez azt jelenti, hogy a  $p$  nyomásfüggvény időben és amplitúdóban a töltet köbgyökének megfelelően alakul.

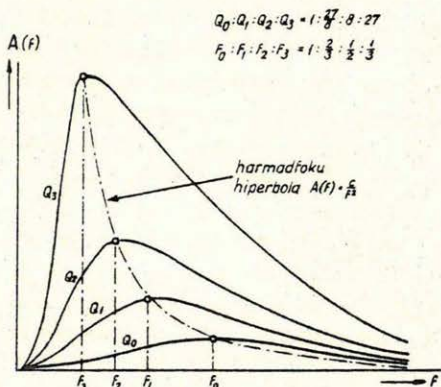
A nyomás- és a részecskesebesség-frekvenciaspektruma az alábbi általános alakú függvénnyel írható le:

$$p(r_1 f) = \frac{\text{const}}{r} r_1^2 \frac{(r_1 f)^2}{(r_1 f) \text{ polinom}}$$

E függvény vizsgálata azt mutatja, hogy

1. A spektrumnak az  $f = f_m$  frekvenciánál van maximuma és  $f_m = c \cdot Q^{1/3}$
2.  $f=0$  közelében a spektrumamplitudó  $f \cdot Q^{4/3}$ -al arányos
3.  $f=f_m$ -nél a spektrumamplitudó  $Q^{2/3}$ -al arányos
4.  $f \rightarrow \infty$  esetén a spektrumamplitudó  $Q^{1/3}/f$ -el arányos.

Fentieket a 3. ábra szemlélteti. A spektrumok maximumait összekötő görbe  $c/f^2$  alakú harmadrendű hiperbola. Nyolcadrészt töltet esetén az  $f_m$  értéke felére csökken.



3. ábra. A szeizmikus nyomáshullám spektrumának változása a töltetsúly függvényében.

Igy tehát a korrelációs refrakció szempontjából arra a lényeges eredményre jutottunk, hogy a szeizmikus jel alakja a töltetnagyság függvénye még abban az esetben is, ha más paraméterek (kőzetállandók) változatlanok. Mivel a nagyobb távolsághoz szükségszerűen nagyobb töltetek tartoznak, ez a körülmény szükségszerű korlátot jelent a dinamikus kor-

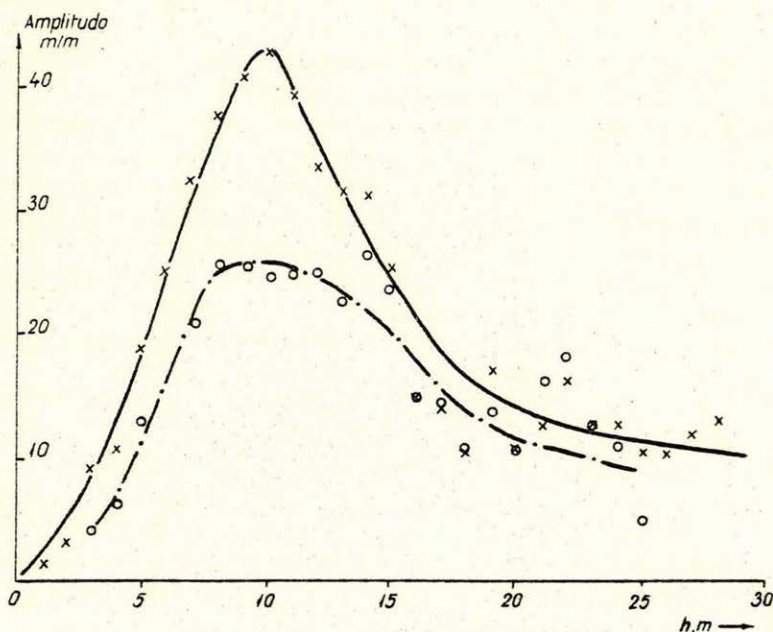
reláció szempontjából.

Mégis adódik egy, a gyakorlat szempontjából fontos előírás, és az a következő: a szelvény mérése folyamán a töltet súlyát lehetőség szerint állandónak kell tartani. Közelebbi robbantásoknál nem a töltetsúlyát, hanem inkább az erősítést kell csökkenteni.

A robbantás másik paramétere a robbantási mélység. Elégge meglepő módon, a szeizmikus robbantások hullámképének kialakulásában kevéssé vették figyelembe azt a tényt, hogy a robbantás mindig a rugalmas féltér határfelületének közelében történik, bár nyilvánvaló, hogy a hullámhosszal összemérhető, sőt gyakran kisebb távolságra lévő szabad felszín szerepet kell játsszon a hullámkép kialakulásában. F.A. Van Melle és K.R. Weatherburn (Geophysics, 1953. 4.) felhívják a figyelmet a felszínről visszaverődő energiára; ezt ők szellemreflexiónak nevezik (ghost reflection). Ez a beérkezés pl. 20 m robbantási mélység és 2000 m/s terjedési sebesség esetén 20 ms-ra követi magát a jelet; formája a felső rétegek állandóitól, nagysága a szabad felszín reflexiós koefficiensétől függő mértékben változik. Külföldi közlemények alapján feltehetjük, hogy a szellemreflexiók viszonyított amplitúdója nem kicsi és 0-0,1 sec időtartam múlva, a  $\pi/2$ -el fordított fázisban hozzáadódó, változó amplitúdóú jel a hullámképet sok esetben lényegesen megváltoztatja. Léküzdésének módja elvileg a légrobbantás lehetne, vagy J.P. Lindsey (Geophysics, 1960. 1.) szerint lineáris szűrők alkalmazásával olyan autokorrelációval lehet kiszűrni, amit a felszín reflexiós koefficiensével vezérel. Ennél sokkal lehetségesebb és járhatóbb út az A.W. Musgrave, G.W. Ehlert és D.M. Nash által (Geophysics, 1958. 1.) javasolt út: felülről indított, 1/4-2 hullámhossznyira nyújtott, kissebességű robbanóanyag (puskapor) nagymértékben növeli a lefelé irányuló, és csökkenti a horizontális és a felszín felé irányuló energiát. Eljárásuk akkor ad legjobb eredményt, ha a lőpor robbantási sebessége 4/5-e az oldalfal sebességének. Ezt a robbantási módszert reflexióra dolgozták ki, de a fentiek miatt feltétlenül ki kellene próbálni a korrelációs refrakcióban is, annál is inkább, mert dolgozatukat a S.E.G. besorolta az elmúlt negyedszázad néhány tucatnyi legjelentősebb közleménye közé. A Geofizikai Intézet még ez évben kísérleteket szándékozik végezni e témakörben.

Érdekesnek látszik az a kísérlet-sorozat, amelyet Gálfi János kollégával végeztünk néhány éve (Ann. Univ. Sci. Budapestensis, 1961.). Egy kísérleti területen néhány furásban végeztünk robbantásokat úgy, hogy a töltet súlyát állandóan tartottuk, és a robbantás mélységét változtattuk. Egy szélessávú berendezéssel észleltük egy magasabb szintől és az alaphegységről visszaérkező reflexió amplitúdóját és frekvenciáját. (Frekvencia alatt a regisztrátum két szomszédos szélső értéke között al-

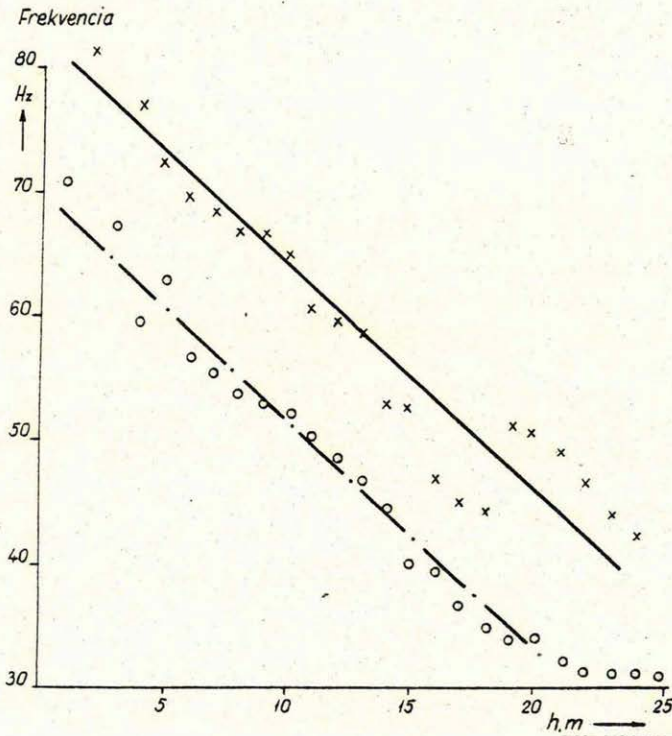
telt idő reciprokját érttem). Az a meglepő eredmény adódott, hogy a reflexiók amplitudója a robbantás mélységének növelésével kezdetben növekedett, majd csökkent, s közben maximumot adott. A reflexiók frekvenciája a robbantási mélység növekedésével monoton csökkenést mutatott; miközben a robbantás mélysége 0-ról 25 m-re növekedett, a frekvencia 70-80 cps-ről 30-40 cps-re csökkent. (4. és 5. ábrák) Kísérletünket H. Menzel és O. Rosenbach (Geoph. Prosp. 1957. 3.) megismételte és az amplitudókra vonatkozóan azonos összefüggésre jutott; a frekvenciákról cikkében nem tesz említést. A mi öt fúrópontunk egyenként is fenti eredményt adta, e külföldi példával megerősítve, nem valószínű, hogy valamely véletlen, különleges geológiai viszonyok létrehozta jelenségről van szó.



4. ábra. A reflexiók hullám amplitudójának változása a robbantási mélység függvényében.

A jelenség egyszerűen magyarázható, ha feltesszük, hogy a szeizmikus jel kialakításában lényeges szerep jut a felszín és a robbantási központ között elhelyezkedő tömegek együttrezgési, rezonáns jelenségeinek. A robbantási lökéshullám nyilván nagyobb amplitudóval gerjeszti a

szabad felszínhez közel eső, könnyebben elmozdítható talajtömegeket. Ez a talajtömeg egy, a peremén befogott rezgő membránnal helyettesíthető, melynek vastagsága a robbantás mélységével azonos, átmérője pedig azzal arányos. Így mennél mélyebben történik a robbantás, annál kisebb kell legyen a gerjesztett amplitudó és frekvencia, mivel a rezgő tömeg - első közelítésben - a mélység egynél magasabb hatványával, a rezgő tömegre a talajrugalmasságból ható direkciós erő a mélység első hatványával arányos. Az amplitudó kis mélységeknél másodlagos hatások (fojtás elégtelen volta, a talaj rugalmas tulajdonságainak leromlása a felszín közelében) miatt csökken le. -



5. ábra. A reflexiós hullám frekvenciájának változása a robbantási mélység függvényében

Megjegyzem, hogy e rezonáns-elmélet elvi alapjait még nem dolgozták ki kellőképpen. A membránszerű gerjesztett tömegnél jobbnak látszik a kúp alakú, vagy félgömb alakú gerjesztés feltételezése, ahol a kúp alapjának vagy a félgömbnek középpontja az epicentrumban van, a kúp csúcsa pontja, vagy a félgömb felszínének egy pontja pedig a töltéssel esik egybe.

A korrelációs refrakciós szeizmika szempontjából tehát arra a lényeges eredményre jutottunk, hogy a robbantás mélysége önmagában is befolyásolja a szeizmikus jel alakját akkor is, ha minden más paraméter változatlan marad. A szellemreflexiók szempontjából elvileg is meggyújtató megoldást csak a légrobbantás, vagy az irányított robbantás adna, az első gyakorlatilag nem, a második egyelőre nem kivitelezhető. Ezért, legalábbis egyelőre törekednünk kell arra, hogy egy-egy szelvény meglovése esetén a robbantás mélységét állandóan tartsuk.

Végül a robbantópont közeli harmadik paraméter, a közet fizikai tulajdonságainak szerepe a kiinduló rugalmas hullám alakjának megformálásában, a legkevésbé tisztázott kérdés. Peet elmélete ebből a szempontból túlságos egyszerűsítést jelent, éppen azért, mert a közegét összenyomható folyadékként fogja fel, ahol a lökéshullám vezetését a nonlineáris tartományban a víz végzi. Már pedig, hogy a vizen kívül a szilárd közegnek is jelentős szerepe van a jelformálásban, azt a lyukkifáradás közismert jelensége mutatja. Ennél többet azonban a robbantás nonlineáris körzetében levő szilárd anyagoknak a kezdő lineáris felszínről kiinduló szeizmikus jel megformálásában betöltött szerepéről kvantitatíve nem mondhatunk, bár a korreláció szempontjából fontos tényezőről van szó, amely inhomogén közegben a szalagon belüli korrelációt is veszélyezteti. Mindenesetre a korrelációs robbantásokat feltétlenül célszerű legalább földtanilag azonos közegben végezni.

A tovaterjedő szeizmikus hullám változtatja alakját. Ennek egyike az abszorpció; de a tiszta rugalmas közegben is változik a hullám alak, nemcsak a geometriai szóródás következtében. Nézzük ezt meg a legegyszerűbb esetre, homogén izotróp közegben terjedő gömbhullámra. Mint ismert, a hullámmozgás leírható egy skaláris  $\varphi$  függvénnyel, az elmozdulási potenciál-függvénnyel.

$$\varphi = a^2 \frac{P}{r} - \frac{v}{a}$$

( $r$  távolság a gömb középpontjától,  $a$  sebesség)

Az elmozdulási potenciál  $r$  szerinti deriváltja az elmozdulás,

$$\frac{\partial \varphi}{\partial r} = \dot{\varphi} = -a^2 \frac{P}{r^2} - \frac{\dot{v}}{a}$$

és  $u$ -nak idő szerinti differenciálhányadosa a minket legjobban érdeklő, (elektrodinamikus szeizmométerrel) észlelésünk tárgyát képező részecs-

ke-sebesség

$$\frac{\partial u}{\partial t} = v = -a^2 \left( \frac{P'}{r^2} + \frac{P''}{ar} \right)$$

Tehát a sebességimpulzus alakváltozást szenved, miközben a forrástól kifelé terjed, és csak a forrástól nagyobb távolságra ( $r \gg a$ ) lesz

$$\frac{\partial u}{\partial t} = v = -a \frac{P''}{r} \left( t - \frac{r}{a} \right)$$

azaz a sebességi hullámalak állandósul, és csupán a geometriai szóródás marad meg.

(A nyomás

$$p = \frac{K}{r} P'' \left( t - \frac{r}{a} \right)$$

és a részecske-sebesség között tehát csak nagyobb távolságban érvényesül a  $v=p/z$  összefüggés, itt a  $z$  az akusztikus impedancia).

Azonban a tovaterjedő szeizmikus hullám nemcsak emiatt, hanem aközvetek abszorpciója miatt is változtatja alakját. A Gamburcev könyvben csupán az abszorpció alaptörvénye, a

$$dA/A = \alpha \cdot dx$$

Lambert-Beer törvény van említve, amely a monokrom síkhullámra vonatkozó amplitudócsökkenést írja le, s így eöcpeo semmit nem mond egy ismert kiinduló nyomáshullámból az abszorpciós közegben fellépő hullám frekvenciaspektrumára vonatkozóan. Gamburcev csupán azt a megállapítást teszi, hogy az abszorpciós közeg elsősorban a magasfrekvenciás komponenseket nyeli el.

Ugy vélem, a korrelációs refrakció szempontjából igen lényeges Huang Jen-hu tanulmánya, melyet a Tudományegyetem Geofizikai Tanszékén készített. Tanulmányában megalkotja az abszorpciós közegben tovaterjedő hullám elméletét.

Hasonlóan A. Sharpe (Geophysics, 1942.3.), G. I. Petraseny (Materiali Kolicsesztvenno Izucsenia dinamiki szeizmicseszkih volu, 1957.) és mások munkájához,

$$p(t) = p_0 \left( e^{-m\omega t/\sqrt{2}} - e^{-l\omega t/\sqrt{2}} \right)$$

tipusu nyomáshullámból indul ki, ( $\omega = 2\sqrt{2} \cdot v/3a$ ,  $m$  és  $l > m$  konstansok), amely  $v$  terjedési sebességű közegben  $a$  sugaru gömb felületéről (a non-lineáris zóna külső határáról) indul ki. Huang Jen-hu kimutatta, hogy ez a nyomáshullám olyan szeizmikus hullámot gerjeszt, melynek sebesség-amplitudó spektruma  $\alpha = \kappa \cdot f^\beta$  abszorpciós koefficiens esetén

$$v_x(f) = \frac{4\pi^2 d}{r} \cdot f^2 e^{-x \cdot r \cdot f^\beta} \frac{1}{S_m S_l} \left\{ \left( A_m S_l - A_l S_m \right)^2 + \left( B_m S_l - B_l S_m \right)^2 \right\}^{1/2}$$

alaku. Itt  $d=3\rho_0 \cdot a/4\pi\epsilon v$ ,  $r$  a terjedés sugara,  $f$  a frekvencia,  $A$ ,  $B$  és  $S$  a kezdeti nyomás  $m$  és  $l$  paramétereitől,  $v$  terjedési sebességtől,  $a$  kiinduló sugártól és a frekvenciától függő mennyiségek.

Kimutatható, hogy elegendő kis frekvenciák esetén a zárójeles kifejezés, valamint  $1/S_m - S_l$  állandó érték felé közeledik, praktikusán 500 cps alatt a frekvenciaspektrum

$$\mathcal{V}_n(f) = \frac{c}{r} \cdot f^2 \cdot e^{-\alpha \cdot r \cdot f^3}$$

alakúvá egyszerűsödik.

Itt  $\beta$  azt fejezi ki, hogy az abszorpciós koefficiens a frekvencia hányadik hatványával arányos; fenti levezetés alapján  $\beta$  értéke meghatározható. Ha u. is a tovaterjedő hullám spektrumát egy ponton meghatározzuk, akkor minden  $f$  frekvenciához tartozó  $\mathcal{V}_n(f)$  spektrumamplitúdóra felírható, hogy

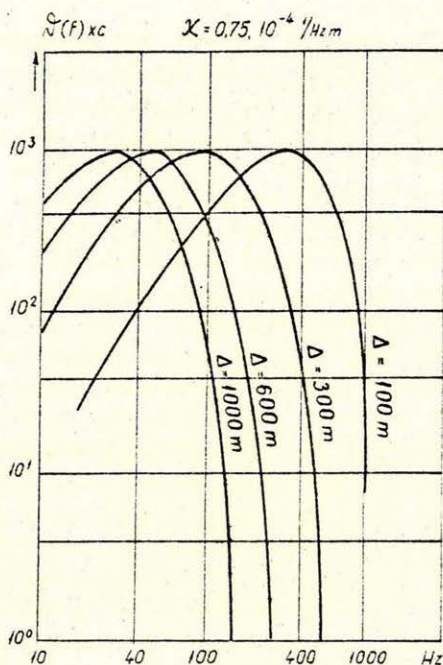
$$\ln \frac{\mathcal{V}_n(f)}{\mathcal{V}_n(f_0)} - 2 \ln \frac{f}{f_0} = \bar{v} = -\alpha \cdot r \cdot (f^3 - f_0^3)$$

ahol  $\mathcal{V}_n(f_0)$  valamely kiszemelt  $f_0$  frekvenciához tartozó spektrumamplitúdó. Ha  $\bar{v}$ -t ábrázoljuk a frekvencia függvényében, akkor parabolát kapunk, amely  $\beta=1$  esetében egyenessé degenerálódik. Így meghatározható. Egy magyarországi mérés az üledékekre 0-1550 m között Pusztaföldváron  $\beta=1$ -et eredményezett. Feltehető, hogy hazai üledékekre is általánosan érvényes az abszorpciós koefficiens lineáris növekedése a frekvenciával. (Elméletileg Boltzmann rugalmas utóhatás elmélete  $\beta$ -ra 1, Sesawa és Ricker viszkozus veszteség elmélete  $\beta$ -ra 2 értéket ad).

Fontos megállapítás az is, hogy alacsony frekvenciáknál, egy bizonyos távolságon túl a hullám alakját egyedül az abszorpciós koefficiens határozza meg, függetlenül más közetfizikai állandóktól. Ez azt jelenti, hogy a hullám alakjának tanulmányozása, a dinamikus korreláció más és új szempont szerint különbözteti meg a kőzeteket, azon kőzetek abszorpciósja szerint, amelyen a hullám áthalad.

Kimondja továbbá, hogy a hullámalak szempontjából  $\alpha$  és  $r$  kommutálható mennyiségek. Egy tíz egységnyi abszorpciós koefficiensű közegben egységnyi utat megtett hullám identikus spektrumot ad egy egységnyi abszorpciós koefficiensű közegben tíz egységnyi utat megtett hullámmal. Ez a megállapítás előbbi megállapításunkat lerontja, és elvi akadályát jelenti a dinamikus korrelációnak. A szeizmikus hullám alakja állandóan változik akkor is, ha azonos kőzetben terjed, ha a változást a távolság függvényében vizsgáljuk. (6. ábra.) Lényegesen enyhíti ezt a helyzetet, hogy a változás ebben az esetben mindig monoton. Mégis azt kell gondolnunk, hogy a magyarországi laza üledéken belül - amennyiben az ab-

szorpciós koefficiensek olyan egységek, mint azt Huang Jen-hu három mérése mutatja (7,9; 7,7;  $7,7 \cdot 10^{-5}$  l/Hz.m), - nem várható, hogy a dinamikus korreláció lényeges szerephez jut.



6. ábra. Az abszorpciós közegben tovaterjedő hullám frekvencia-spektrumának változása a távolság függvényében

Az alaphegység(ek)nél más a helyzet, az abszorpciós koefficiens ezeknél feltehetőleg lényegesen kisebb. Éppen ezért a hullám frekvencia-spektrumát, az alaphegységet rövid szakaszon érintő hullámoknál nem az alaphegység, hanem az átharántolt üledéksor szabja meg, amelynek  $\Gamma \cdot x$  szorzata dominál; távolabbi észleléseknél, midőn az alaphegység  $x$ -szorzata megnövekszik, az alaphegység fogja megszabni a hullámalakot, egyhangzóan Gamburcev azon megállapításával, hogy korrelációra az útidő-görbék távoli szakaszai alkalmasak elsősorban.

A fenti, az üledéken belüli dinamikus korreláció szempontjából kedvezőtlen képet megváltoztathatják a vékony rétegek, kiékelődések. Ezeknél, bár hatásuk elméletileg még sokban tisztázatlan, várható az amplitudó gyorsabb csökkenése, és a spektrum dusulása magasabb frekvenciák-

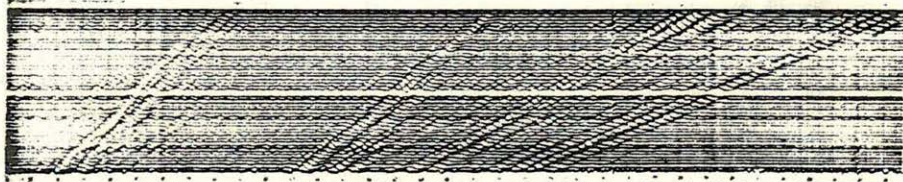
ban.

A dinamikus korreláció vastag rétegek esetén is igen hasznos szolgálatot tehet a töréspont kijelölésében, mert a mélyebb határfelületről érkező hullám, a megtett hosszabb út miatt, dusabb lesz alacsonyabb frekvenciákban. Az ilyen töréspontok rendszerint már a kinematikus jellegek alapján is kimutathatók.

A dinamikus jellemzők vizsgálata után vizsgáljuk meg a továbbterjedő szeizmikus hullám kinematikai jellemzőit. (Dinamikus jellemzők azok, amelyek egy bizonyos hullámot jellemeznek, a kinematikus jellemzők új hullám fellépésekor módosítják a hullámképet). Nézetem szerint sokszor azok is kinematikus jellemzők, amiket dinamikusnak értelmeztünk. Ez a nézet elfogadhatóvá válik, ha meggondoljuk, hogy a refrakciós felület bármilyen megváltozása (pl. a felület geometriája, kis hajlása, anyagának vagy sűrűségének ingadozása) új, diffraktált hullámot hoz létre. Ezek a hullámok gyakran kis menetidő és sebességkülönbséggel jelentkeznek, hosszabb-rövidebb szakaszon át.

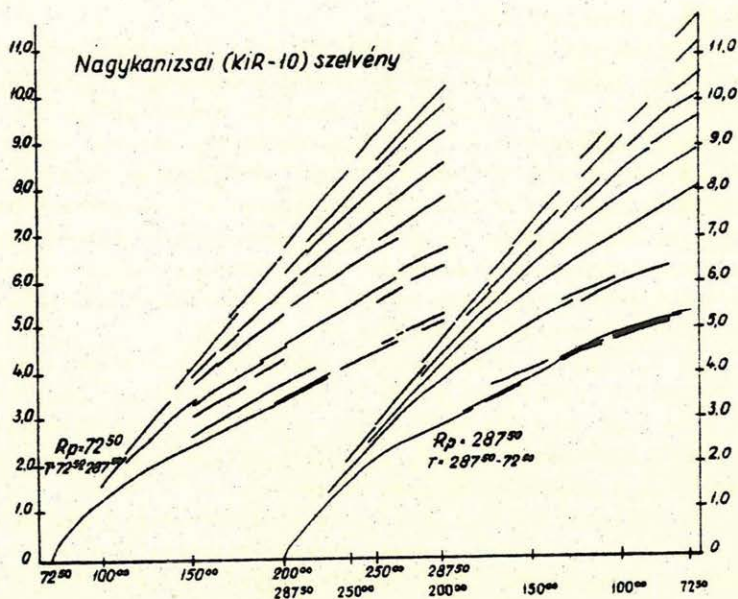
Az alábbiakban megkísérlem a magyarországi refrakciós szelvények összefoglaló kinematikai képét felvázolni. Lehetséges, hogy ez a vázlat nem lesz mindenben helyes, de előbb-utóbb meg kell kísérelnünk a teljes hullámkép értelmezését, annál is inkább, mert a későbbi beérkezések felhasználása a Gamburgcev eljárás része.

Mi jellemzi a hazai refrakciós útidőgörbéket? A direkt hullám után, a távolság növekedésével, egymás után jelentkeznek első beérkezésben 3-6 réteg az üledéken belül, majd az alaphegység. Ezeket nevezhetjük refrakciós határoknak. A refrakciós határokról érkező beérkezések között gyakran legyezőszerűen nyílnak szét a későbbi beérkezések, rendre kisebb látszólagos sebességgel. (7. ábra.)



7. ábra. Hajduszoboszlói refrakciós szeizmogram

Fentieket az ország négy különböző helyén, üledékes medenceterületen mért, lehetőleg teljes refrakciós útidőgörbével szemléltetem. (8. ábra.) Az azonos jelleg valamennyi útidőgörbén szembetűnő.

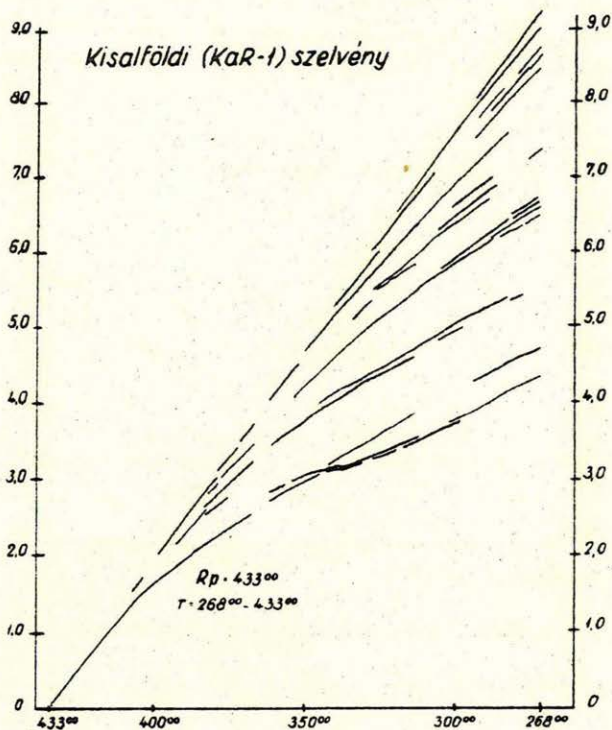


8.a. ábra. Tipikus refrakciós útidőgörbék Nagykanizsa vidékéről

Feltehető, hogy hasonló útidőgörbe-rendszer érvényes az ország jelentős területén.

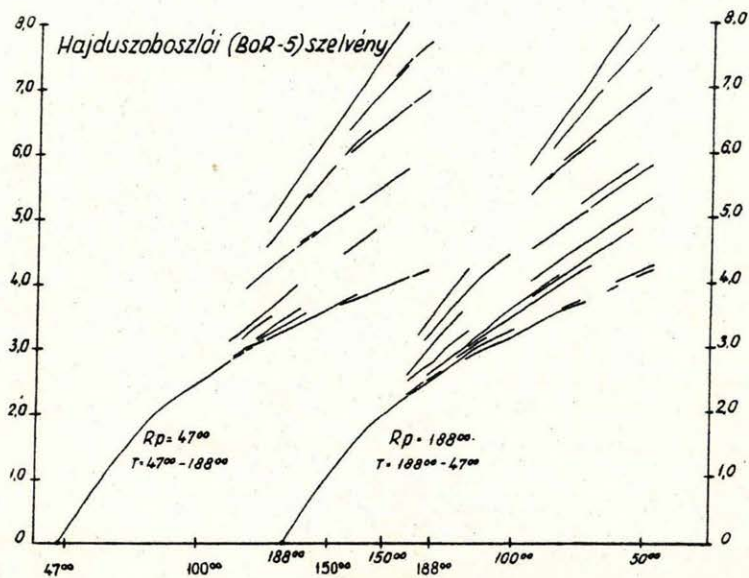
Ez a kinematikus kép az alábbi módokon magyarázható:

1. A második, harmadik, stb. útidőgörbék a felszínről egyszer, kétszer, stb. reflektált, reverberált hullámok (9. ábra). Szovjet közlések szerint e hullámok amplitúdója bizonyos esetekben (midőn a közeg erősen rétegzett, és emiatt a vízszintes irányban érvényes látszólagos abszorpciós-koefficiens nagy) nagyobb is lehet a közvetlen refrakciós hullámmal. - Az elmélet mellett szól, hogy a második, stb. útidőgörbékben valamely látszólagos sebesség nagyjából kétszeres, stb. távolságnál és időnél jelentkeznek.

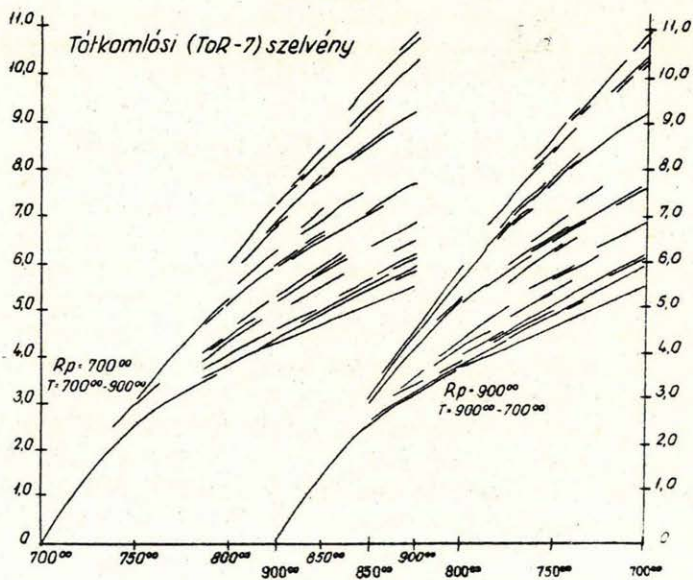


8.b. ábra. Tipikus refrakciós útidőgörbe Kisalföld vidékéről

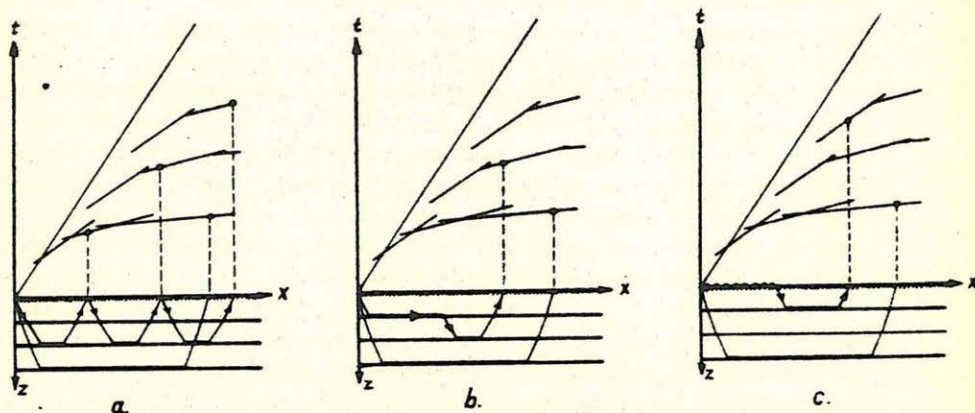
2. A szeizmikus energiát az üledéken belül kisebb vagy nagyobb vastagságú, kemény, környezetéhez képest nagysebességű, inverz rétegek felett lévő padok vezetik. Ezek a padok két irányba, felfelé és lefelé sugározzák ki az energiát. A lefelé sugárzott energia egyes pontokon gerjeszti a lejjebb fekvő padokat is (9.b. ábra). Így bizonyos időközönként megismétlődhet az első beérkezéseket leíró útidőgörbe. - Ennek az elképzelésnek az a gyengéje, hogy az energiát szállító pad egyes pontjain, ahol a gerjesztés bekövetkezik, kénytelenek vagyunk a geometriai forma, a sűrűség vagy a sebesség megváltozását feltételezni, márpedig úgy látszik, hogy a második, stb. útidőgörbék létrejötté általános jelenség, és nem esetlegességekhez kötött.



8.c. ábra. Tipikus refrakciós útidőgörbék Hajduszoboszló vidékéről



8.d. ábra. Tipikus refrakciós útidőgörbék Tótkomlós vidékéről



9.ábra. Magyarországi refrakciós útidőgörbék kialakulásának lehetőségei

3. A szeizmikus energia egy része a felszín közelében, vagy esetleg mélyebb réteghatáron felületi hullámként "időzik", majd bizonyos útmegtétele után ismét térhullámmá alakul és teljesen vagy részben időkéssel megismétlődik az útidőgörbe (9.c.ábra). Térhullámok és felületi hullámok kölcsönös átalakulása, valamint mélybeli réteghatárok menti felületi jellegű hullámok kialakulása nem ismeretlen jelenség (H.E. Tatel - M.A. Tuve, Journ. of Geophys. Research v. 59.no.2. 1954.-). - Ennek az elképzelésnek is az a gyengéje, hogy a hullámátalakulási pontokon esetlegességet kell feltételeznünk.

Hogy véglegesen állást foglalhassunk az elképzelések között, mindenekelőtt egy, lehetőleg teljes, útidőgörbe felvétele szükséges, célszerűen háromkomponensű szeizmóterek alkalmazásával. Az eddig felvett refrakciós útidőgörbék - bármily hatalmas anyagot tesznek ki - kevéssé alkalmasak a kvantitatív vizsgálatokra, mivel nem e célra készültek, nem törekedtek a teljes hullámkép kiolvasható regisztrálására.

A fentiekből nyilvánvaló, hogy mivel a későbbi beérkezések létrejöttének még az alapvető mechanizmusa sem teljesen világos, azok gyakorlati felhasználásától egyelőre el kell tekintenünk.

Ami az első beérkezések területét illeti, az üledékből származó útidőgörbék kinematikus jellegeinek vizsgálata arra utal, hogy a dinamikus korreláció itt nehézségekbe ütközik. Az útidőgörbék mind mélyebb és mé-

lyebb padokról származó beérkezésekből tevődnek össze, egy-egy padról származó hullám csak rövidebb szakaszon követhető nyomon, a padok vékonytsága, és az ennek következtében létrejövő hosszú interferenciás zónák miatt. A bemerülés elkerülése céljából kénytelenek vagyunk az úti-dögörbék kezdeti szakaszára korlátozni magunkat, ahol a bemerülés még elhanyagolható. Ez a terepi munkát hosszadalmassá teszi. Az üledéken belüli kutatás elsődleges módszere a reflexiós módszer.

Fenti következtetés összhangban van G.A.Gamburcev (Korrelációművi metod prelomennih voln. 1952.), Ju.I.Vasziljev (Szakvélemény a korrelációs módszerrel végzett munkák helyzetéről Magyarországon) nézetével. Gamburcev szerint nem túlnagy sebességkülönbségű, párhuzamos, közeli rétegek esetén az interferenciás zóna több km-t is kitehet. Vasziljev szerint az üledékes rétegsor felső részének részletes tanulmányozását refrakciós módszerrel nem célszerű végezni.

Végül vizsgáljuk meg, hogy a szeizmométer körül milyen folyamatok módosítják vagy módosíthatják a beérkező szeizmikus jel alakját. A rugalmas talaj a ráhelyezett szeizmométerrel rezgőrendszert alkot. E jelenség mindig és mindenkor fellép, és nemcsak akkor, ha a geofont rosszul helyezik le, rögökre vagy fűszálakra teszik. Ezért egy olyan kísérlet, melynek során több hónapos időközzel ismételnék egy mérést, a szeizmikus mérések ismert, s csupán a lyukkifáradás jelenségével gyengített reprodukálhatóságát bizonyítja. Ez a reprodukálhatóság a talaj-geofon rezgőrendszerre is vonatkozik, s mivel mindkét esetben azonosan jelentkezik, semmit sem mond magára a jelenségre nézve.

A talajgeofon-rezgőrendszerrel W.T.Born és A.Wolf (S.E.G.Meeting 1937.nov.20.), H.Washburn és H.Wiley (Geophysics, 1941.ápr.), A.Wolf (Geophysics, 1944.jan.), I.P.Paszecsnik (I.A.N. Ser.Geofiz. 1952.1,3,5.) foglalkoztak elsősorban. H.Rosemann összefoglaló könyvet írt a kérdérről (Freiberger Forschungshefte C.64.1959.). Az elméleti kidolgozás A.Wolftól származik. Egy  $V$  terjedési sebességű,  $\rho$  sűrűségű talajra helyezett,  $M$  tömegű,  $2b$  átmérőjű hengeres geofon a talajjal  $f$  frekvenciájú,  $h$  relatív csillapítási állandójú oszcillátort alkot, és

$$f = 0,212 \cdot V \cdot \sqrt{\rho b \frac{1-h^2}{(M + 0,820 \rho b^3)}}$$

$$h = 0,911 \sqrt{\rho b^3 / (M + 0,820 \rho b^3)}$$

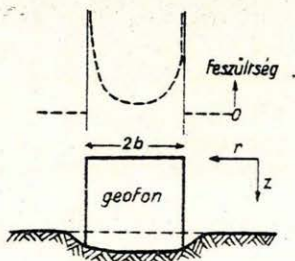
Wolf fenti eredménye annak feltételezésével adódik, hogy a talajra helyezett geofon a talajban (10.ábra)

$$T_{rz} = 0$$

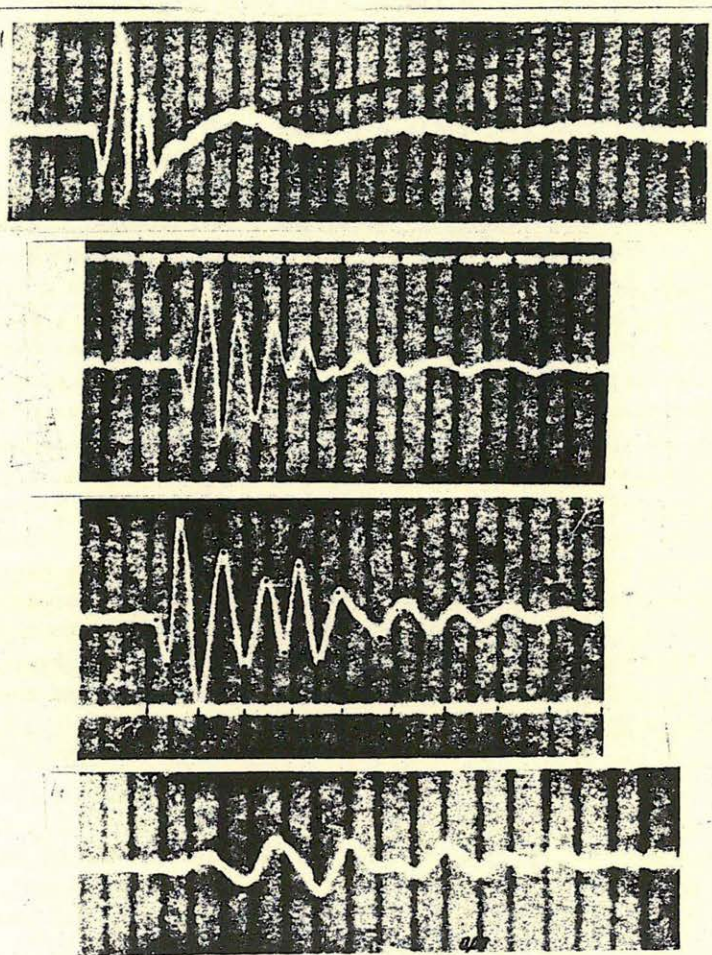
$$T_{zz} = - \frac{R}{2\pi b \sqrt{b^2 - r^2}} \quad \text{ha } r < b$$

$$T_{zz} = 0 \quad \text{ha } r \geq b$$

feszültségvektor-komponenseket ébreszt. Ezek a határfeltételek nyilvánvalóan csak közelítő jellegűek. Ezért szükséges a kísérleti munka, amely  $V$  és  $\dot{\epsilon}$  ismeretének szükségessége folytán amúgy sem kerülhető el. A talaj-geofon rezgőrendszer vizsgálatára két eljárás ismeretes. A statikus vizsgálatnál állandó teljesítményű, változtatható frekvenciájú mechanikus generátorral gerjesztik a talajra helyezett geofont, és mérik a geofonban keltett elmozdulást (vagy áramot). E módszer ellen azt lehet felhozni, hogy a geofonra helyezett generátor, ami rendszerint egy másik geofon - torzítja, mégpedig jelentősen a szeizmométer tömegét, a vele együtt feltehetőleg a talaj-geofon rezgőrendszer jellemzőit. De kevésbé közelíti meg a természetes viszonyokat a stacionárius gerjesztési mód is. A másik módszer a dinamikus, előnyösebbnek tűnik. A talajra helyezett geofont ütéssel gerjesztik, és a kicsengési görbét regisztrálják. Az I.P. Paszecsnik által bemutatott regisztrátumok (11. ábra), amelyek gumikalapácsos ütéssel készültek, mégis kevésbé megnyugtatóak, mert egyrészt az egymás után következő amplitudók nem monoton csökkennek, másrészt olyan alacsony, kevésbé csillapított frekvenciákat is nyert (25 cps) az SzP7 geofonnal, ami a Wolf képlettel nem igen magyarázható. Ezért mi a következő gerjesztési módot használtuk: egy horgászbotra néhányszor 10 kg-os súlyt kötöttünk, amelyet a geofonra helyeztünk, majd felrántottuk. A horgászbotra azért van szükség, hogy a fölrántáskor ne tápláljunk vissza energiát a geofon körüli talajba. Ez a gerjesztési mód hűen adja vissza a robbantásos gerjesztési viszonyokat, persze fordított előjellel, és abban az esetben, ha a beérkező szeizmikus jeleket impulzusként fogjuk fel.



10. ábra. Feszültségeloszlás talajra helyezett geofon esetén



11. ábra. Talaj-geofon rezgőrendszer kicsengési görbék, Paszecsnik szerint

E módszerrel többszáz felvételt készítettünk Huang Jen-hu kollegával, annak tisztázása céljából, hogy a magyar szeizmométer hogy viselkedik néhány magyarországi talajféleségen. Eredményeinkről külön előadásban szándékozunk beszámolni, most csak néhány, a mi szempontunkból fontosabb eredményt ragadok ki. Tehát:

1. A Wolf-képlet eléggé jónak látszik a frekvenciára, kevésbé jónak a csillapításra.

2. A magyar geofon 54-438 cps közötti frekvenciájú rezgőrendszert alkot a hazai talajokon. A rezgések csillapítási állandója  $h=0,05-0,25$ .

3. A kicsengési görbe változik azonos talajféleségekben is, a talaj mechanikai állapotától, a növényi takarótól függően.

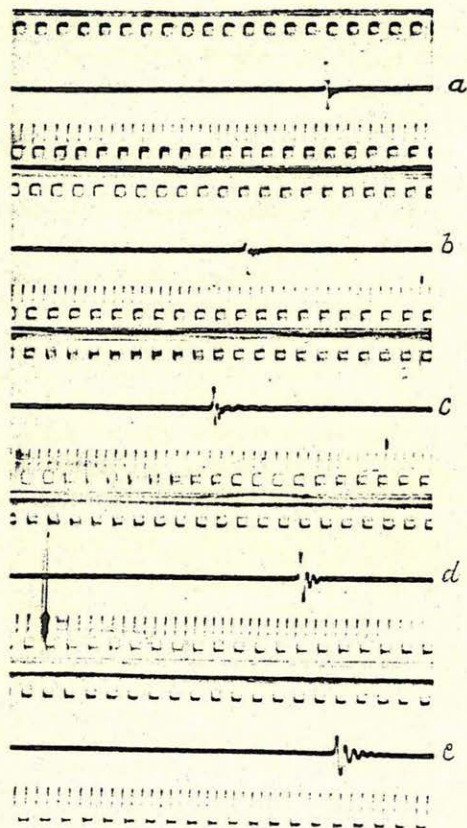
4. Egyes esetekben a magas frekvenciás kicsengés mellett alacsonyfrekvenciás, rosszul csillapított rezgések is fellépnek. Ezek a rezgések - feltehetőleg - azonosan a Paszecsnik-féle alacsonyfrekvenciás rezgésekkel és feltehetőleg olyankor lépnek fel, amikor a talajban lévő aszimmetriák miatt a geofonnal közölt impulzus nemcsak vertikális rezgéseket kelt, hanem jobbra-balra dülöngélést is.

5. A rezonanciafrekvencia és a csillapítás növekszik, ha a geofont kis (10-20 cm) gödörbe helyezzük.

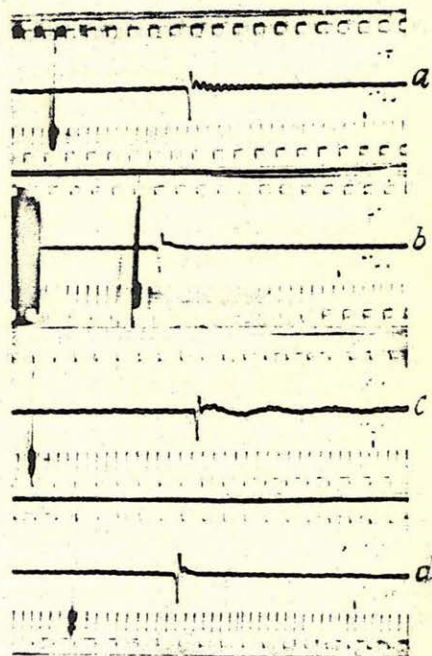
6. Még nagyobb mértékben növekszik a frekvencia és a csillapítás, ha a geofont földdel betemetjük és letaposuk. Ezen kívül a korrelációs szempontjából annyira veszélyes alacsonyfrekvenciás rezgések megszűnnek. A kapott eredmény megnyugtató a korrelációs refrakció szeizmika szempontjából. (12.-13. ábrák).

Mérési anyagunk, és annak jelenlegi feldolgozási állapota alapján azt mondhatjuk, hogy a talaj-geofon rezgőrendszer folytán fellépő, változó frekvenciájú és csillapítású rezgések kiküszöbölése céljából kb. 40-70 cps határfrekvenciájú felülvágó szűrőt célszerű a korrelációs refrakció berendezésbe építeni (e célból, és nem a talajnyugtalanosság lecsökkentése céljából). Ezenkívül célszerű a geofont 10-15 cm mélyre elföldelni, és letaposni, az alacsonyfrekvenciás rezgések eliminálása céljából. - Ugyanakkor méréseink alapján azt is állíthatjuk, hogy ezeket az intézkedéseket nemcsak célszerű, hanem szükséges is elvégezni, hogy a gyakran egész feltűnően jelentkező talajhibákat (csatornák "megkukacosodása"), amelyek a jelkorrelációt lehetetlenné teszik, kiküszöböljük. - Megjegyzem, hogy bizonyos, egyelőre nem pontosan ismert számú esetben nem lesz kiküszöbölhető az, hogy a szeizmikus jeleket a geofonnál fellépő berezgési folyamatok predominalják.

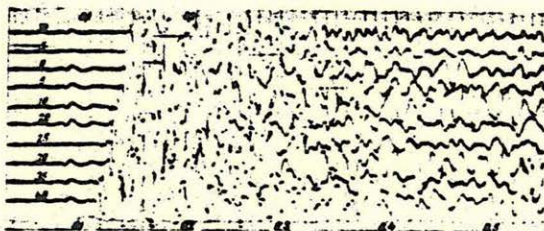
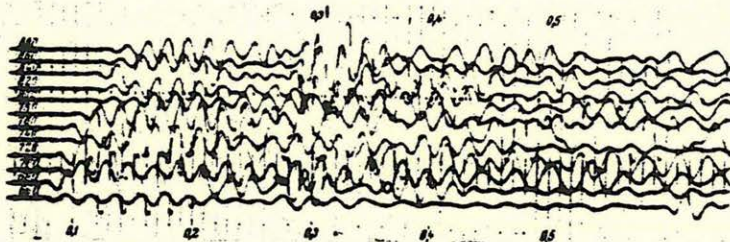
A talaj-geofon rezgőrendszer rezonáns folyamatainak egyéb, ismert módon történő csillapításával (cövek leverése, a geofonok homokba helyezése) nem foglalkoztunk részletesen, mivel ezek komplikáltabbak, az ipari munkát jobban nehezítő eljárások. Megjegyzem, hogy Paszecsnik szép eredményt ért el a geofonok homokra helyezésével; a két, különben azonos paraméterekkel készült szeizmogram egyuttal azt is illusztrálja, milyen döntő lehet a szeizmogram kialakításában a talaj-geofon rezgőrendszer szerepe. (14. ábra.)



12. ábra. Talaj-geofon rezgőrendszer saját folyamata azonos talajon: Budakeszi, erdei homokos agyagtalaj, különböző felszíni állapot  
 a) Kemény, letaposott út; -  
 b) Kemény, kopáros-füves; -  
 c) Füves; -  
 d) Felázott; -  
 e) Athordott, laza



13. ábra. Az eltemetés hatása a talaj-geofon rezgőrendszerre. Előlről a felszínen, utána az eltemetve felvett szeizmogram.  
 a-b) Kosd, nedves, humuszos lösz. Szárazabb hely; -  
 c-d) Kosd, nedves, humuszos lösz. Nedvesebb hely.



14. ábra. Közvetlenül a talajra és homokkupacra helyezett geofonokkal felvett szeizmogrampár

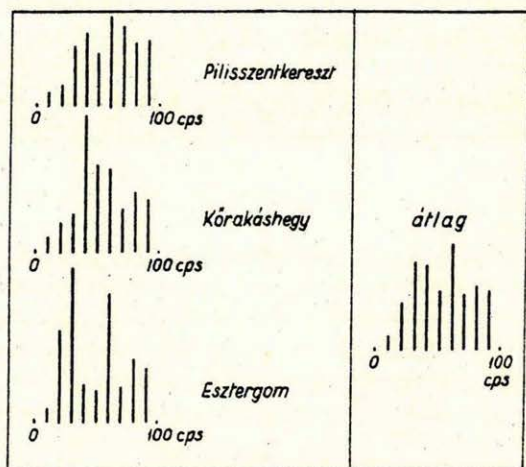
Eredmény várható a csoportgeofonok alkalmazásától is, mivel a talaj-geofon kicsengések eléggé változóak kis távolságon belül is. Mindenestre a várható hatás bizonytalan, és a mérések gyorsaságát csökkenti.

Végül, részben az eddig elmondottak tükrében, vegyük szemügyre, milyen követelmények támaszthatók a korrelációs szeizmikus módszerrel szemben. E műszer legfontosabb jellemzője átviteli sávja.

Leszögezhetjük, hogy az átviteli karakterisztika kialakításában a talajnyugtalanság semmi szerepet nem játszik. A talajnyugtalanság kérdésével foglalkozó irodalom gazdag; B. Gutenberg és F. Andrews idevágó bibliográfiája (Bibliography on Microseisms, Calif. Inst. Techn. Div. Earth Sci. Contr. No. 602, 1952.) 468 munkát sorol fel. Azonban ezek a munkák a szeizmológus frekvenciatartományba eső, 0,5-1,0 sec-nál nagyobb periódusokkal foglalkoznak. A regisztrált talajnyugtalanság spektruma helytől és időtől függően változik, de nem mutat generális tendenciát valamely spektrumszakasz területén történő, helytől és időtől független permanens energia-feldusulásra.

Ezt mutatják saját, a szeizmikus tartományba eső 1960-as talajnyugtalanság-megfigyeléseink is, melyek közül három észlelés Fourier-spek-

trumát közlöm. (15. ábra.) Eltekintve az alacsony frekvenciák tartományától, amelyet a berendezés nem regisztrált, a spektrumok lokális változásain kívül más nem olvasható ki.



15. ábra. Talajnyugtalanás frekvenciaspektruma

Általánosságban tehát a mikroszeizmát fehérspektrumu zajként foghatjuk fel, ezért regisztrált nagysága a sáv szélességtől függ. Ha egyes, rövidebb ideig tartó méréseknél a mikroszeizma a szűrő változtatásával hirtelen amplitudóváltozást mutat, az legfeljebb azt bizonyítja, hogy ott és akkor valamilyen ok (pl. távoli traktor) miatt a mikroszeizma hangolt spektrumu volt, de ez a lokális jelenség nem szolgálhat műszerkonstrukciós alapul. Valószínűbb magyarázat, hogy mégcsak nem is a talajnyugtalanás spektrumának lokális hangolásáról van szó, hanem egyszerűen a beérkezések egyes elemeinek (szeizmométer, transzformátorok, csatló kondenzátorok) alacsonyfrekvenciás vágásáról. Így az alacsonyfrekvenciás, de különben azonos jóságú szűrő bekapcsolása valójában átviteli sávszűkítést, mégpedig a gyakorlatban nem kisméretű átviteli szűkítés t eredményez, ami azután a regisztrált talajnyugtalanás-amplitúdók csökkenését eredményezi. A talajnyugtalanás visszaszorítását tehát legalábbis egyelőre nem lehet az átviteli sávnak az alacsony frekvenciás tartományba való eltolásával megoldani, hanem csupán a sávszűkítéssel. Maga a korreláció viszont megkívánja a meglehetősen széles,  $Q=0,6-2,2$  jóságú sávátvitelt, a megfelelő információk kiolvashatósága céljából; és ebből

a sáv szélességből nyilván nem lehet a talajnyugtalanóság csökkentése céljából engedményeket tenni.

Milyen tartományba helyezjük el az átviteli sávot? Mindenesetre, a gyakran jelentkező hálózati szórás és főleg a talajgeofon rezgőrendszer saját folyamatának kiszűrése céljából a 40-50 cps feletti jeleket célszerű kiszűrni. A minél alacsonyabb frekvenciasávban történő észlelés indokolt. Az az ellenvetés, hogy a túl alacsony sávú szűrők elkennek, valószínűleg indokolatlan, és csupán a szeizmikus műszerek előbb említett tulajdonságával, hogy t. i. a szűrő azonos sáv szélessége az egész berendezés keskenyebb sáv szélességét jelenti alacsonyabb frekvenciáknál, - függ össze. A szeizmikus jelspektrumok folytonosak, s így a szeizmikus regisztrátum részletessége, információ-gazdagsága (nem használom a felbontóképesség kifejezést, mert azt a rétegvastagság-leképzésre használják) csak az átviteli sáv relatív szélességétől a  $\Delta f/f_0$ -tól függ, és nem függ a sáv helyzetétől,  $f_0$ -tól. Így a kvázirezonancia-frekvencia megválasztásában csupán azt a gyakorlati szempontot kell figyelembe venni, hogy a szeizmikus jelek frekvenciaspektrumának maximális energiájú tartományát öleljük át. - E megfontolás ellen azt lehetne felvetni, hogy alacsony-frekvenciájú észlelési tartomány esetében elvesztjük a vékony rétegek meghatározásának lehetőségét, mert ezek spektruma alacsony frekvenciájú komponensekben igen szegény. Praktikus szempontból nézve, mivel egy  $\lambda$  hullámhosszúságú szeizmikus hullámmal egy

$$d \gg 0,1 \lambda$$

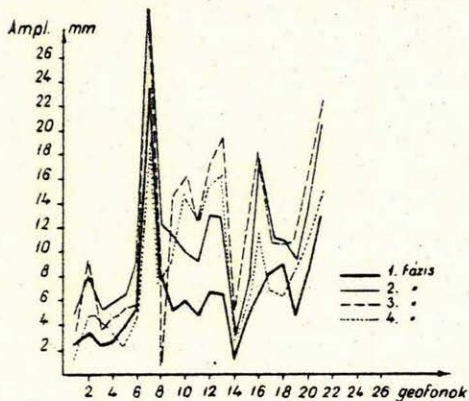
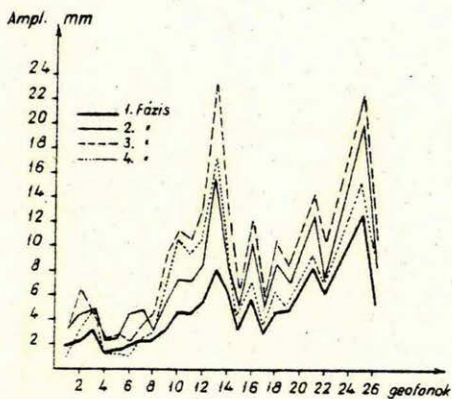
vastagságú réteg leképezhető (Gamburcev), akkor pl. 15 cps-u jellel dolgozva  $v=2000$  m/s sebesség esetén,  $d=13$  m a felbontóképesség, ami megfelelőnek látszik. Penteikkel azonos eredményre jut Ju. I. Vasziljev is: "az alacsonyabb frekvenciák regisztrálására való áttérésnél elvileg elengedhetetlen a vizsgálati pontosság kisebb mérvű csökkenése. A gyakorlatban azonban a szeizmogramok minőségének javulása következtében - különösen a robbantási ponttól számított nagyobb távolság esetén - a pontosság még növekedhet is." I. S. Berson (I. A. N. ser. Geof. 1956. l.), B. F. Grossling (B. S. S. A. 1959. 49.) és mások vizsgálatai arra utalnak, hogy a szeizmikus jelek energiamaximuma általában lényegesen alacsonyabb frekvenciáknál van, mint azt eddig gondolták. Mindent összevetve, úgy vélem, hogy jelenlegi berendezéseinken a magas frekvenciáknál a talaj-geofon rezgőrendszer sajátfolyamataitól és a hálózati szórástól, az alacsonyfrekvenciáknál szeizmométerünk átviteli karakterisztikájától korlátozva, a Vasziljev által is javasolt 6-30 cps átviteli sávra célszerű ráállni, mert ez 18 cps kvázirezonanciafrekvenciájával a szeizmikus jelspektrum megfelelő részén van, másrészt a 75 %-os sáv szélesség ( $Q=1,3$ ) elegendő

információgazdagságot biztosít.

Amplitudószabályozó használatánál részben eltekinthetünk az egyik korrelációs tényezőtől, a jelek egymáshoz viszonyított amplitudójának vizsgálatától. Ugyanakkor kényelmesen áttekinthetjük az egész rezgési tartományt. Központi vezérlési amplitudószabályozó működése ellen elvileg sem lehetne kifogást emelni, bár a szalagról szalagra történő amplitudó korreláció így illuzórikus. Mindaddig azonban, amíg ilyen amplitudó szabályozónk nincs, rutinmunkában nem célszerű használni.

Végül a korrelációs refrakciónál még fontosabbnak tűnik a műszerek identitásával szemben támasztott követelmény, mint a reflexiós szeizmikánál. Ezt a szélesebb átviteli sáv és a jelforma analízise okozza. Nézetem szerint jelenleg berendezéseink ezen a vonalon mutatják a legnagyobb hiányosságokat. Bemutatok két, egyformának és egyforma jónak ismert műszerrel azonos terítésben felvett robbantást. (16. ábra.) A két szeizmogramról kiirtuk az első beérkezés egymásutáni fázisainak amplitudóit. Míg az egyik műszerben az egymásutáni fázisok nagyjából azonos lefutást adnak, a másik műszer, amely azonos robbantást azonos szeizmóméter-felállításban vett, az egyes csatornákon változó csillapítással regisztrálta ugyanazt a jelet. Nyilvánvaló, hogy ilyen jelenség a dinamikai korrelációt nagymértékben gátolja.

A korrelációs refrakciós szeizmika alapjainak vizsgálatával nézetem szerint nemcsak a módszer jobb megismeréséhez jutottunk el, hanem megismertük annak korlátait is, ami feltétlenül szükséges ahhoz, hogy ne lehessünk szakmai divattal vádolhatók. A korlátok felismerésétől már csak egy lépés azok ledöntése, de ha nem ismerjük fel a korlátokat, könnyen elbotlunk bennük. A korrelációs módszer elbirja korlátainak emlegetését, éppen azért, mert valóban jó módszer; a jelek dinamikus jellemzőinek vizsgálata csak hozzáadhat a kinematikus jellemzők által kialakítható képhez; az ehhez járuló terepi technika, folyamatos szelvényezéssel és fedőágakkal, nagymértékben növeli a kutatás biztonságát. Ezért a robbantási körülmények, a talaj-geofon rezonanciák, vagy a kölcsönös pontok nem identikus regisztrátumainak emlegetése nem csüggedésre, hanem további lelkes és együttes kutatásra kell serkentse a magyar szeizmikusokat, mert nyilvánvaló, hogy még hosszú ideig, legalábbis a reflexiós műszerek hazai fejlődéséig a korrelációs refrakció lesz a hazai szeizmikus kutatások bázisa. A korrelációs refrakciós módszer nemcsak azért vált fontossá hazánkban, mert valóban korszerű módszer, hanem azért is, mert mincsenek jó reflexiós berendezéseink. Kétségtelen, hogy a feladatok egy jó része, de különösen az üledéken belüli kutatás elsősorban reflexiós mérést igényel. A reflexiós mérések kiemelése elmaradt állapotukból nézetem szerint a hazai szeizmikus kutatások elsőszámú feladata.



16. ábra. Két műszerrel felvett párhuzamos felvételek amplitúdó-viszonyai

Munkatársaim, Szabó Zoltánné, Mituch Erzsébet, Mezey Mária, Elek Jánosné, Sütő Katalin, Posgay Károly, Huang Jen-hu, Lányi János, Lendvai Károly, Németh Lajos közreműködése lényeges segítséget nyújtott dolgozatom összeállításánál.

