

Szeizmikus felszíni zavarhullámok (ground roll) dinamikai tulajdonságainak vizsgálata

ADÁM OSZKÁR

A hortobágyi szeizmikusan (reflexiós) „néma” területen rövid kísérletsorozatot hajtottunk végre a felszíni zavarhullámok dinamikai tulajdonságainak meghatározása végett. Az eredmények azt mutatják, hogy a zavarhullámok alapperiódusa, spektruma és diszperziója a robbantási körülményektől függ. A töltet mélységének csökkentésével, nagyságának növelésével a zavarhullámok az alacsonyabb frekvenciasávba szoríthatók és lényegesen kedvezőbb mérési viszonyok érhetők el.

A vizsgálatokat nem tekintjük teljesnek, egyrészt mert további paraméterekre, másrészt több szeizmikusan „néma” területre is ki kell azokat terjesztenünk.

На сейсмически (с точки зрения отраженных волн) немой Хортобадыской территории была проведена небольшая серия экспериментов с целью определения динамических свойств поверхностных волн помех. Результаты показывают, что основной период, спектр и дисперсия помех зависят от условий взрыва. Уменьшением глубины взрыва и увеличением величины заряда поверхностные волны помех могут быть вытеснены в полосу более низких частот и тем самым могут быть достигнуты более благоприятные условия измерений.

Исследования не считаются полными, так как их надо распространить на дальнейшие параметры и на другие сейсмически немые зоны.

In der Hortobágyer Zone des Ausbleibens der Reflexionen wurde eine kurze Versuchsreihe zwecks eines Studiums der dynamischen Eigenschaften der Oberflächenwellen ausgeführt. Nach den erhaltenen Ergebnissen hängen die Grundperiode, Spektrum und Dispersion der Störwellen von den Schiessverhältnissen ab. Durch Reduktion der Tiefe des Schusses und Vergrößerung der Ladung ist es möglich die Störwellen in ein niedrigeres Frequenzband einzudringen, und derart wesentlich günstigere Messverhältnisse zu erhalten.

Zur Vollendung der Untersuchungen ist es notwendig mehrere seismische Parameter und Blindzonen zu prüfen.

Az elmúlt évek folyamán az olyan mérési területeinket, ahol a reflexiós beérkezések nyerése, ezek kiértékelése nehézségekbe ütközött, néma területnek neveztük. A múltban némának minősített területek nagy része ma már megszólaltatható, s értékes adatok nyerhetők e területek földtani felépítésének vizsgálatához. Időközben előtérbe került a „némaság” vagy „álnémaság” okainak vizsgálata is. A némaság oka szerint első közelítésül három típusú néma területet különböztethetünk meg: A némaságot okozhatja:

1. A felszín közeli rétegek nagy elnyelő képessége (t. k. néma zóna);
2. a felszínen kialakuló felszíni zavarhullámok (ground roll) és a felszín közelben vagy nagyobb mélységben kialakuló refrakciós, reflexiós és difrakciós szabályos vagy szabálytalan jellegű hullámok fellépése;
3. a mélybeni rétegsor gyenge reflexiós képessége (szeizmikus rétegzetlensége).

Természetesen mint minden rendszerezés, ez is önkényes. Egy-egy területen mindhárom tényező is éreztetheti hatását, s így ezek ún. interferenciája hozza létre a valóban néma, csak nehezen megszólaltatható területeket.

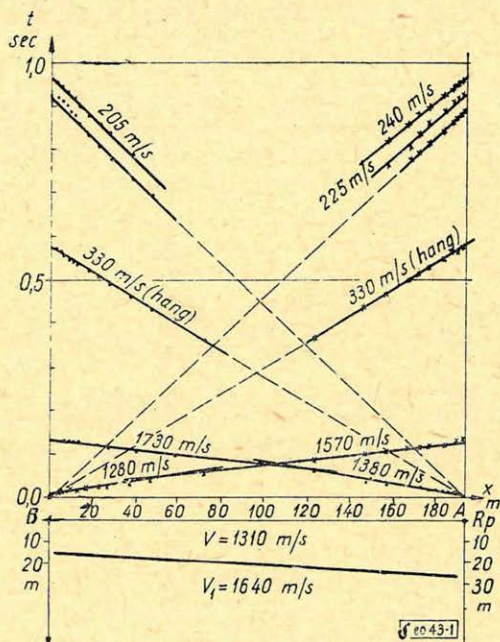
A következőkben a felszíni nagy intenzitású zavarhullámok (ground roll) tanulmányozásáról számolunk be, egy Magyarországon sokáig némának tar-

tott területen végzett, rövid kísérletsorozat alapján. A kísérletsorozat elsődleges célja a felszíni zavarhullámok dinamikai tulajdonságainak bizonyos mértékű megismerése és az analízis módszereinek kidolgozása volt. A mérési terület és jellemzői: Kísérleti pontunk a hortobágyi álnéma területen van, a hortobágyi hídtól DNy-ra kb. 5 km-re és LSK-1-el (linear shooting kísérlet) jelöltük.

A felszín sima legelő, mentes minden terepegyenetlenségtől.

A robbantási lyuk földtani szelvénye:

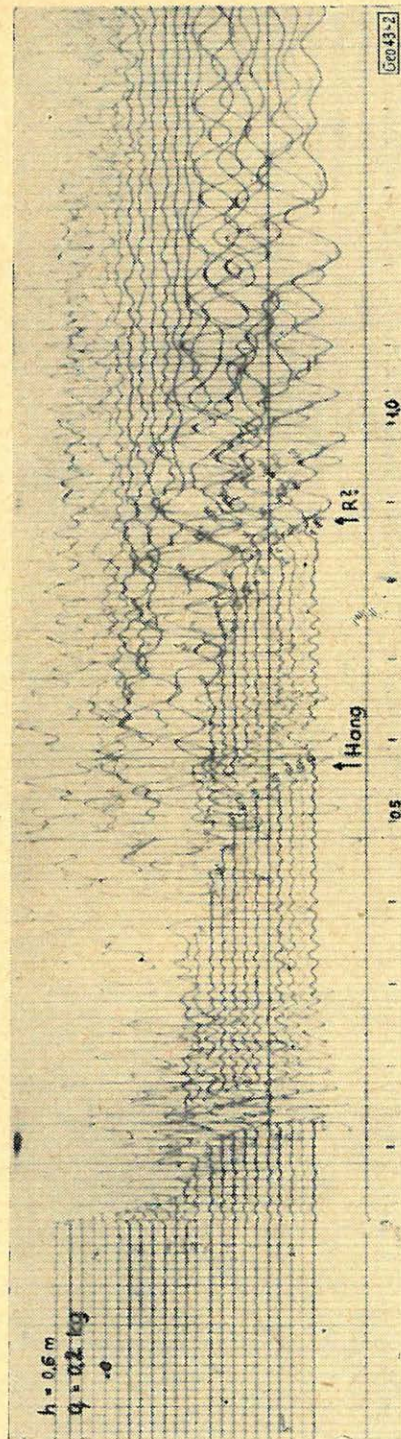
- 0–12 m agyag
- 12–16 m homok
- 16–21 m agyag
- 21–25 m agyagos-homok



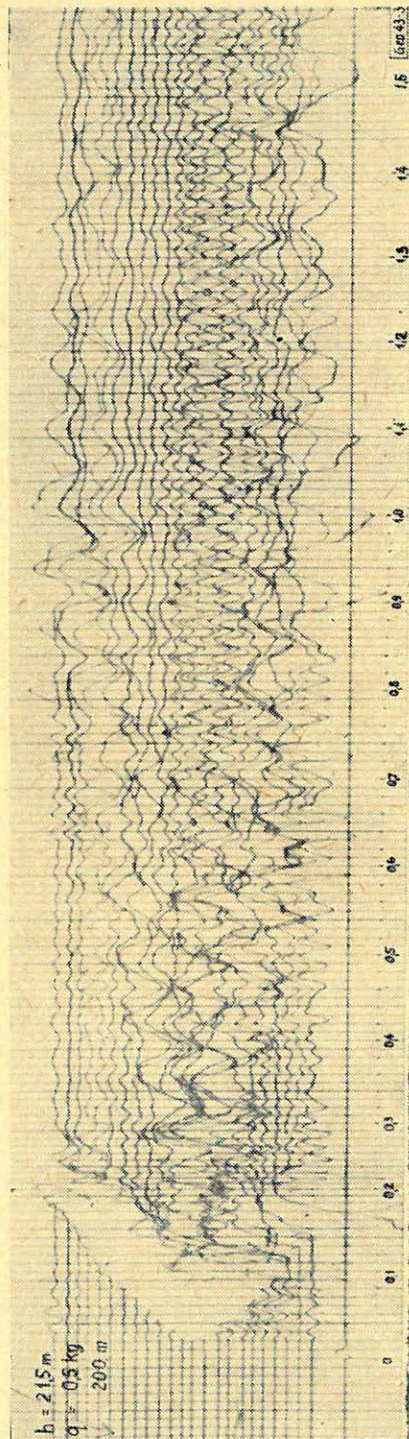
1. ábra

A közelben mélyített mélyebb fúrások is hasonló rétegsorúak. Talajvízszint a felszín közelben, 2–3 m-ben volt. A mélybeni földtani viszonyok röviden a következők: 1100–1500 m vastag neogén üledékek alatt a mezozoós medence aljzatot kréta, flis képezi. A tulajdonképpeni kristályos alaphegység helyzete jelenleg még ismeretlen.

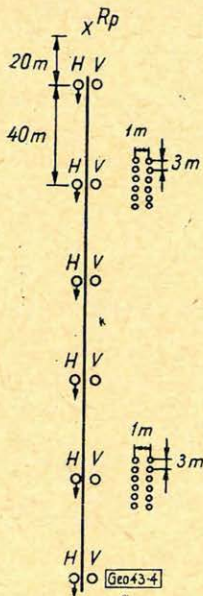
A terület felszíni szeizmogeológiai viszonyainak jellemzésére (az 1. és 2. ábrák a legalkalmasabbak). 1. ábrán a szokásos kisrefrakciós lövés menetidő görbéjét, a 2. ábrán az egyik szeizmogramot mutatjuk be. Az 1. ábrán látható szeizmogram esetében a robbantást 0,6 m-ben 0,1 és 0,2 kg-mal hajtottuk végre. A menetidőgörbe csupán nagyon vékony, kifejezetten kissebességű réteget jelöl, melynek vastagsága 1 m-nél kisebbre becsülhető. A második réteg 1380, illetőleg 1280 m/s látszólagos, illetőleg 1310 m/s átlagsebességgel jellemezhető. A harmadik réteg mintegy 3–4°-os dőlésű, és határsebessége 1640 m/s.



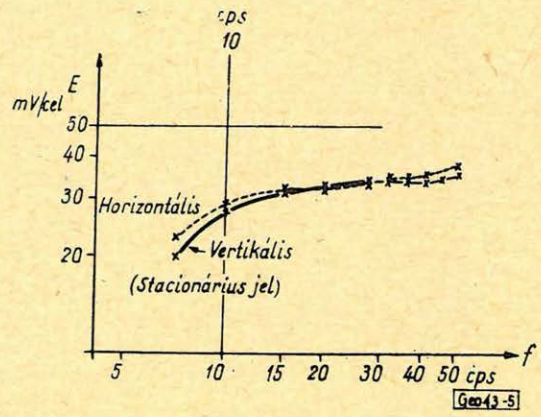
2. ábra



3. ábra



4. ábra



5. ábra

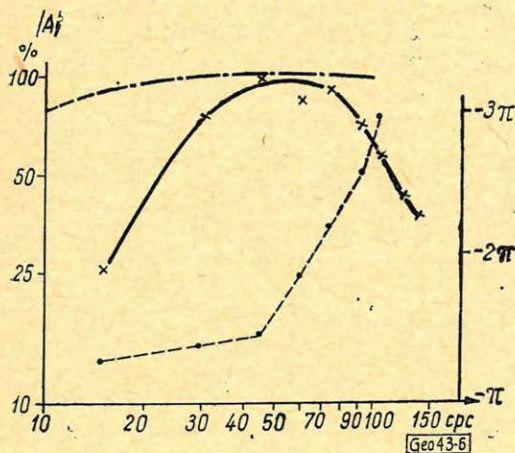
A mérési pont közvetlen környezete szigorúan véve nem tekinthető néma területnek. A szűrt, kevert és csoportosítással készített felvételeken 0,670–1,5 sec intervallumban több – a felszíni zavaroktól befolyásolt reflexiók beérkezését felismerhető. Egyszerű felvételezési technika alkalmazásával azonban csak a 3. ábrán mutatott anyagot nyerhettük.

A kísérlet végrehajtása

A zavarhullámok dinamikai tulajdonságainak vizsgálatát két egyszerű esetben kívántuk tanulmányozni. Első esetben a robbantási mélységet változtattuk, második esetben a töltet nagyságát. A maximális robbantási mélység 25 m, a maximális töltet nagyság $q = 8$ kg volt. Mindkét maximális paramétert az előző mérési tapasztalatok határozták meg. A robbantási mélységet 5 m-ként változtattuk $h_{min} = 5$ m-ig. A NIDIN töltetek nagysága: 0,25; 0,5; 1; 2; 8 kg volt. Minden mérési sorozatot friss lyukban kezdtünk. A fojtást mindig teljesen tartottuk.

A felvételeket GMGy 11 számú hordozható szeizmikus berendezéssel készítettük. 6–6 db horizontális és vertikális szeizmométert helyeztünk el egymástól 40 m-re vonal mentén. A horizontális szeizmométerek vonal irányba voltak orientálva. Első szeizmométer 20 m-re volt a lyuk szájától. (A lyuktól 60 és 180 m-re levő pontokon egy-egy 12 szeizmométerből álló csoportot is elhelyeztünk $x = 3$ m-es távolsággal.) Az elrendezés vázlatát a 4. ábrán látjuk. Mind a vertikális, mind a horizontális szeizmométerek 7 cps körüli saját frekvenciájuk voltak. Az egyes szeizmométerek – horizontális és vertikális – csillapító ellenállással voltak ellátva. Az egyes szeizmométerek érzékenység-frekvencia-karakterisztikáját stacionárius jelre vonatkozóan az 5. ábrán látjuk. A mérést több esetben ismételtük különböző amplitúdójú jel alkalmazásával, a terepi

— Impulzus átvitel (10 nF kondenzátorral)
 - - Szűrő jelleggörbe GMGy szerint
 — Számított fázis jelleggörbe (φ)



6. ábra

amplitúdó-szabályozással készítettük. Ennek alkalmazását az ún. általánosított vagy korrelációs harmonikus analízis alkalmazásának azon feltétele hozta létre, hogy az analizálandó idő függvényének stacionáriusnak, azaz az amplitúdóknak első közelítésben azonos nagyságúaknak kell lenniük.

mérések végrehajtása előtt és után. Az 5. ábrán látható görbe így az összes szeizmométerre vonatkoztatható átlagos érzékenység-frekvencia karakterisztikát mutatja.

A műszer szűrőjének átviteli jelleggörbáját — szintén stacionárius jel esetében — a 6. ábrán láthatjuk. Ez az ún. széles sávú szűrési fokozat. A fázisviszonyok ellenőrzésére egy 10 nF-os kondenzátorral adott impulzusszerű jelet is analizáltunk, amelynek eredményét szintén a 6. ábrán mutatjuk. Amint látjuk, 10–40 cps tartományban a műszer fázis-frekvencia jelleggörbéje lineáris. A műszer erősítését a mérések során azonos szinten tartottuk.

A felvételeket széles sávú szűrési fokozattal, de automatikus

A szeizmogramok analízise

A szeizmogramok minden részletre kiterjedő feldolgozása, bár a mérési anyag látszólag nem túl nagy, mégis rendkívül sok munkát jelent. Ezt a nagy munkát teljes egészében egyelőre még nem végeztük el. Ezzel szemben azonban az előzőekben említettek értelmében elsősorban a szeizmogramok többségében előforduló jellegzetességeket és magát a nagy amplitúdóval jelentkező felszíni zavarhullámot választottuk ki analízisünk céljaira. A feldolgozást tehát elsősorban a felszíni hullámra (ground roll) terjesztettük ki.

1. *Menetidőgörbék:* A 7. ábrán olyan menetidőgörbét mutatunk be, amely a többi szeizmogramokra is egységesen jellemző, bár a töltet nagyságának és mélységének hatása is felismerhető.

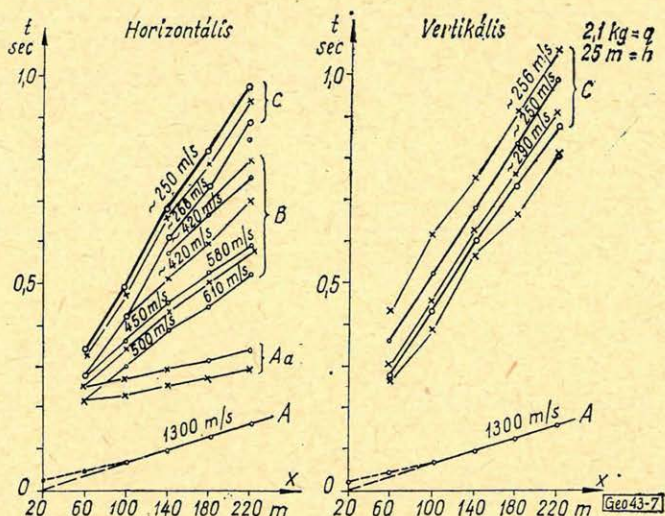
A menetidőgörbét a két orientált szeizmométer típusnak megfelelően kettéosztottuk, hogy az észlelhető különbségeket kiemeljük. Meg kell jegyeznünk, s ez jól ismert tény, hogy a zavarhullámmal analíziseknél mindig egy rendkívüli módon interferenciás jellegű hullámképpel van dolgunk. Ez a menetidőgörbék szerkesztésénél is nehézséget okozott, s ebből bizonyos mértékű bizonytalanság származhat.

A horizontális és vertikális szeizmométerekkel észlelt hullámkép nem azonos. Míg a vertikális szeizmométerek csak két hullámcsoporthat (A és C), addig a horizontálisak három hullámcsoporthat (A , B és C) regisztráltak.

Az „A” menetidőgörbe a direkthullám beérkezését jelöli. Jól megfigyelhető a menetidőgörbe hiperbola jellege is.

Az „Aa” menetidőgörbe ágat csupán a horizontális csatornákon észleltük, jelenlétük a vertikális csatornákon nem ismerhető fel. A menetidőgörbék reflektált hullámra (testhullámra) utalnak.

A „B” menetidőgörbe csoportot szintén csak a horizontális szeizmométerek regisztrálták. E hullámcsoporthoz látszólagos sebessége 400–600 m/es között változik, a sebességágak görbültek. E hullámok típusának meghatározása kétséges, ennek eldöntése további megfontolást igényel.



7. ábra

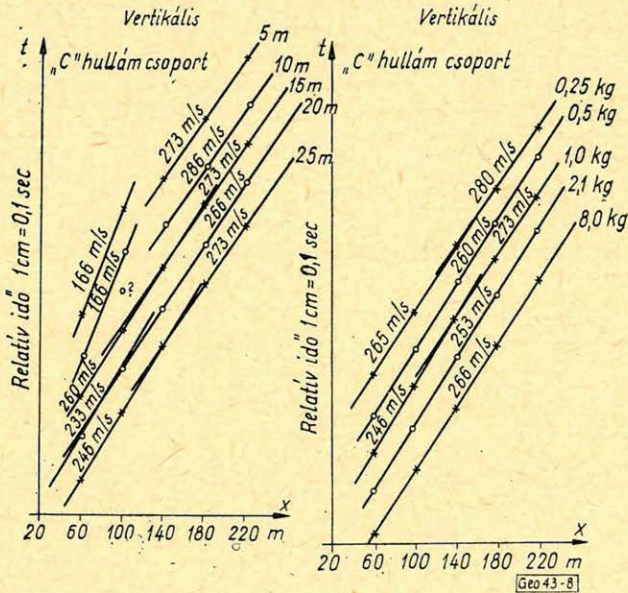
A „C” menetidőgörbe csoportot mindkét diagramon láthatjuk. A maximális amplitúdójú ágat vastag vonal jelzi. E csoportban a látszólagos sebesség 250–290 m/sec között változik. E hullámtípus részletes analizisével a következőkben foglalkozunk, mert gyakorlatunkban ezt nevezzük „felszíni hullámnak” (ground roll).

A robbantási mélység és töltetnagyság változtatásával az „A” hullámcsoporthoz menetidődiagramja lényegében változatlan marad. A látszólagos sebességek értéke csupán 1300–1340 m/s között változik. Az Aa és B hullámcsoporthoz menetidődiagramjának vizsgálata az alkalmazott észlelési viszonyok mellett nehézségekbe ütközött. Kis töltetknél a beérkezések nem határozhatók meg, nagy töltetknél pedig túl nagyok az amplitúdók ahhoz, hogy egyértelműen kiértékelhetők legyenek. Jelenlétük azonban minden kétséget kizáró módon felismerhető.

A C hullámcsoporthoz – s ez volt eredeti célkitűzésünk is – minden szeizmogramon jól felismerhető, s így menetidődiagramja is meghatározható volt. Amint azonban a 8. ábrán láthatjuk e menetidődiagramok különösebb változást sem a töltet, sem a mélység változtatásával nem jeleznek, kivéve a 5 és 10 m mélységben történt robbantásnál, amikor a 60 és 100 m távolságban levő szeizmométerek a távolabbiakhoz képest egy periódussal később adják a maxi-

mális amplitúdót. Ennek a jelenségnek azonban pillanatnyilag különösebb jelentőséget nem tulajdonítunk. Megemlítenünk azonban azért is kellett, mert a kisrefrakciós szeizmogramunkon hasonló sebességérték a későbbi beérkezések sorában (185 m/s – 205 m/s) jól megfigyelhető. Feltételezhető, s erre még visszatérünk, hogy ezen a ponton esetleg valójában „felületi” hullámmal van dolgunk, de amelyet a későbbiekben az egyéb hullámokkal való interferencia elnyom.

2. *Sebességvektor diagramok:* Sebességmérő szeizmometereket használván az egyes beérkezések a sebességvektor diagrammal jellemezhetők. A szeizmometereket úgy helyeztük el, hogy a pozitív amplitúdó a „fel” és „el” mozgás irányoknak felel meg a vertikális, illetőleg horizontális csatornákon.

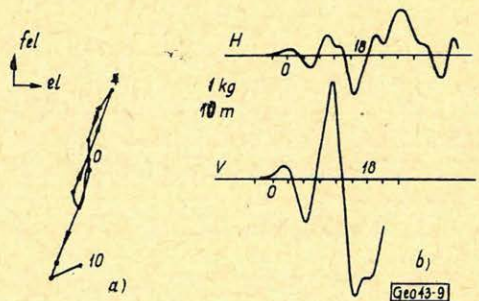


8. ábra

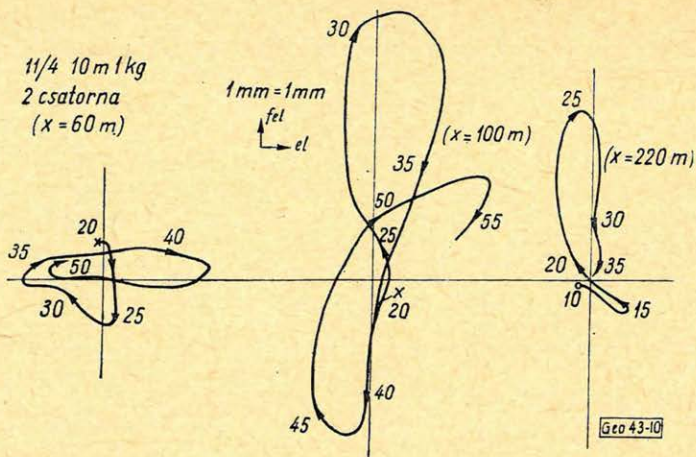
Az „A” hullámok, amelyeket menetidő diagramjaik alapján testhullámnak minősítettünk, vertikális sebességvektorral tűnnek ki, megerősítvén az előzőekben tett következtetést. A jellemző impulzus formákat és a kapcsolódó vektordiagramot a 9. ábrán láthatjuk.

Az Aa és B hullámcsoport vektordiagramja az előzőekben már említettek miatt nem szerkeszthető meg.

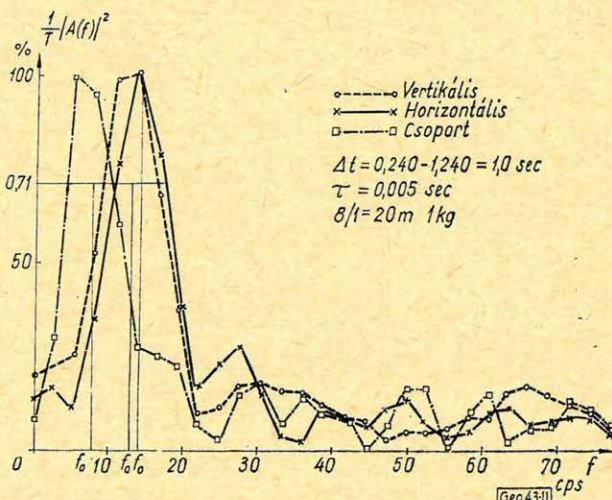
A „C” hullámcsoport maximális amplitúdójú részét tartalmazó intervallumból szerkesztettük meg a vektordiagramokat. A felvételeknél sajnos automatikus amplitúdó szabályozót használtunk, így bizonyos mértékben torzítottak az eredmények (10. ábrán). A lyukhoz közeli ($x = 60$ m) helyzetben a vektordiagram komplexitása tűnik fel, nagy a horizontális komponens. Tá-



9. ábra



10. ábra



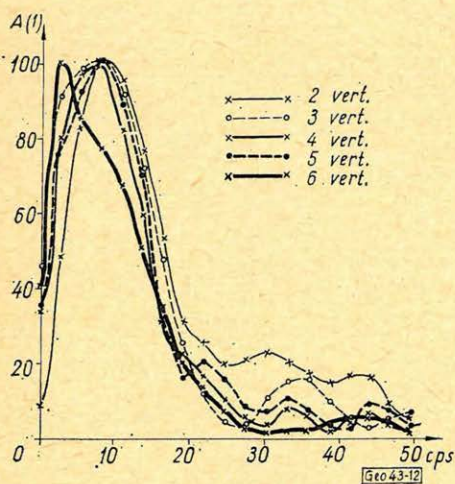
11. ábra

volodva a lyuktól a vertikális komponens mind uralkodóbbá válik, s a trajektoria alapján (5) hidrodinamikus H-hullámok jelenlétére következtethetünk. Tiszta Rayleigh-hullám feltehetően itt is csak nagyobb észlelési távolságnál lenne elkülöníthető.

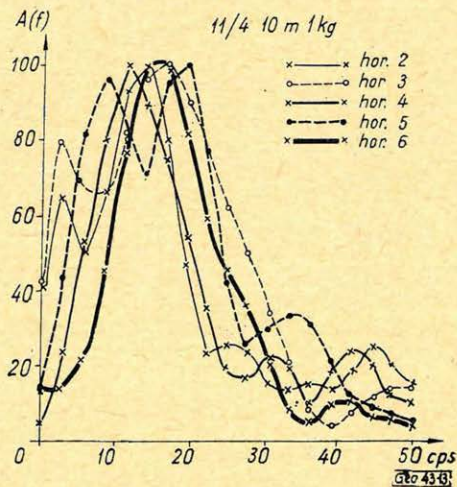
3. A felszíni zavarhullámok spektrumának meghatározásánál két utat követtünk:

a) Elsősorban egy robbantópont közeli ($x = 60$ m) észlelési ponton elvégeztük az általánosított harmonikus analízist a csatornák 1,0 sec-s szakaszára a maximális amplitúdójú hullám beérkezése után. Ennek az eredményét látjuk a 11. ábrán. A horizontális és vertikális csatornán észlelt hullámok ilyen módon meghatározott spektruma ebben a távolságban lényegében nem különbözik egymástól. A csoportszeizmóméteren észlelt hullámkép spektruma azonban az előzőekétől lényegesen lejjebb tolódott, kb. a szeizmóméter saját frekvenciája közelébe. Ez azt is jelentheti, hogy a rendszer csillapítatlanná vált.

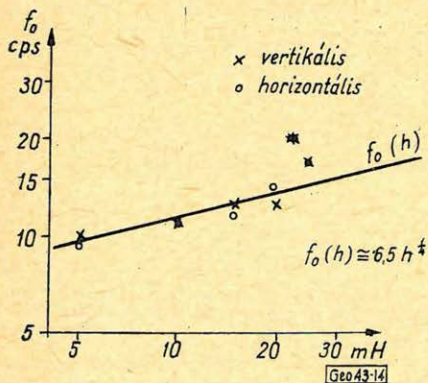
b) Másodsorban elvégeztük a harmonikus analízist a zavarhullám beérkezések vertikális-horizontális csatornán azonosítható első periódusán, a lyukközei csatorna kivételével, de nem minden robbantásra. A vertikális és horizontális csatornán észlelt beérkezések spektrumait a 12. és 13. ábrán láthatjuk. Első pillantásra feltűnik, hogy a vertikális és horizontális csatornán észlelt hullámok spektruma, annak ellenére, hogy mindkettő azonos időintervallumra vonatkozik, lényegesen különbözik. Míg a vertikális csatornákon a spektrum



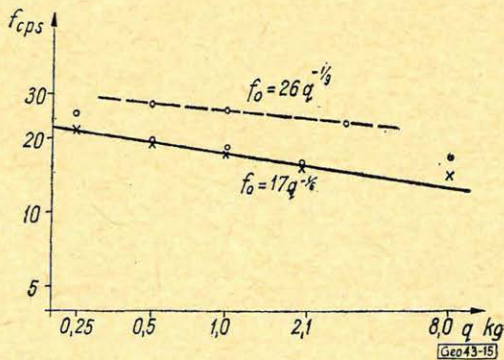
12. ábra



13. ábra



14. ábra



15. ábra

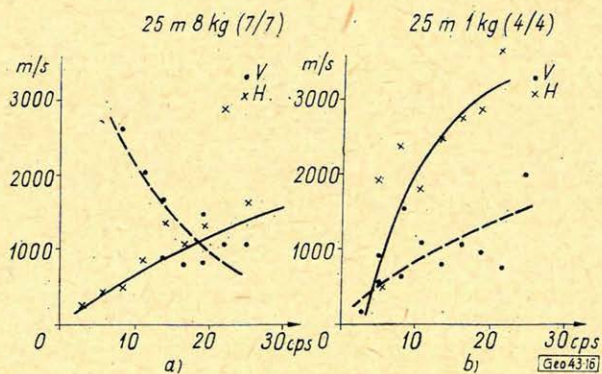
amplitúdó-maximum 10 cps körül van, s a spektrumok keskenyek, addig a horizontális csatornán 15–20 cps körül vannak a spektrum-maximumok, és lényegesen szélesebb sávot fognak át. A vertikális csatornán észlelt jelnek sokkal inkább impulzus jellege van és ez hozzá létre a különbséget.

c) Az általánosított harmonikus analízist az említett csatornán elvégeztük minden robbantásnál. Így lehetőségünk nyílik mind a töltet mélységének, mind nagyságának változását a spektrum csúcsfrekvenciájának függvényében tanulmányozni.

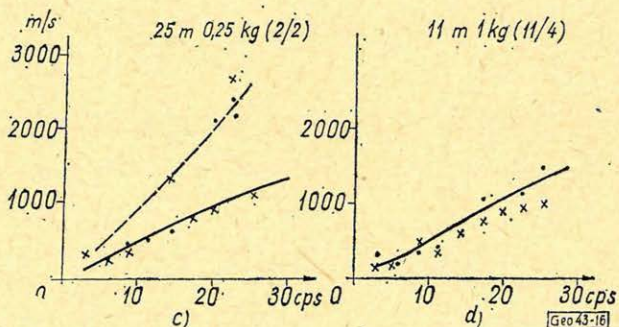
A 14. ábrán a $f_0(h)$ menetet ábrázoltuk bilogaritmikus koordináta rendszerben. Közelítő függvénykapcsolatként

$$f_0 \cong 6,5 h^{1/4}$$

írható fel, (ahol a mélység m-ben), azaz a felszíni zavarhullámok periódusa a robbantási mélység csökkenésével növekszik.



16a, b ábra



16c, d ábra

A 15. ábrán a $f_0(q)$ menetet mutatjuk be, ahol a q a töltetsúly kg-ban, közelítő függvényként

$$f_0 \cong 17,0 q^{-1/6}$$

(ahol a töltetnagyság kg-ban) határozható meg.

A 15. ábrán feltüntetettük (szaggatott vonallal) egy reflexiós beérkezésre ($t_0 = 1,0$ sec) elvégzett közelítő harmonikus analízis eredményét is, amelyet az új magnetofonos berendezéssel hajtottuk végre. Erre vonatkozóan — bár csupán három pontból —

$$f_0 \cong 26,0 q^{-1/9}$$

összefüggés határozható meg (ahol a töltetnagyság kg-ban). A kisebb hatványkitevő azt mutatja, hogy a reflexiós hullám spektruma kevésbé változik, mint a felszíni zavarhullámé.

d) A felszíni zavarhullám-beérkezések első periódusainak analizését úgy hajtottuk végre, hogy adatokat szerezzünk a hullámok diszperzív tulajdonságairól is. A Fourier-komponensek fázissebességének meghatározását Korschunov (6), Förtsch (7) módszerével végeztük el, négy felvételen. A diszperziós görbéket mind a vertikális, mind a horizontális csatornákon kiszámítottuk. 16. ábra, $a-b-c-d$.

Amint látjuk, majdnem minden esetben inverz diszperziót határoztunk meg. A horizontális és vertikális csatornák között esetenként nagy az eltérés. Ennek oka feltehetően a nem tiszta, hanem interferenciás beérkezés, másrészt a viszonylag nagy — 40 m — geofonköz alkalmazása. De nem hagyható figyelmen kívül az a különbség sem, amely a spektrumokban jelentkezett, s melyekre a figyelmet felhívtuk.

Megkíséreltük ugyanezen felvételeken a csoportsebesség meghatározását is Dobrin (8) módszerével. Ez azonban nem vezetett sikerre, határozott sebességmenetet nem tudtunk meghatározni. Ugyancsak megkíséreltük a kisrefrakciós felvételeken hasonló sebességgel jelentkező hullámok csoportsebességének meghatározását is. A csoportsebességek anomális diszperzióját határoztuk meg, de még meglehetősen bizonytalanul. Így ezek a hullámok feltehetően a Rayleigh típusba sorolhatók, amelyeket mélybeni robbantásnál felismerhetően nem észleltünk.

Következtetés

Amint már a bevezetőben hangsúlyoztuk, a kísérletek végrehajtására nagyon rövid idő állott rendelkezésünkre. A kísérlet célja elsősorban az volt, hogy a zavarhullám problémáját a rutin módszereken kívül más oldalról is megközelítsük. Az eredmények röviden a következőkben foglalhatók össze:

1. A menetidő görbén megjelenő és vertikális szeizmométerrel nem észlelt „B” hullámcsoport szerepe a felszíni nagy amplitúdójú „C” zavarhullám kialakításában, szerintünk elsődleges fontosságú. Hagedoorn (9) egy kísérlet-sorozattal azt igyekezett igazolni, hogy a felszíni nagy amplitúdójú és alacsony frekvenciájú zavarhullámokat reflektált tranzverzális hullámok hozzák létre. A tranzverzális hullámok — legalábbis esetünkben — nem reflektáltak, hanem bemerülő és a felszínről reflektált hullámok lehetnek, amelyek Hagedoorn által leírt mechanizmussal hozzák létre a felszíni zavarhullámot. Ez annál is inkább valószínű, minthogy nagyobb vastagságú kimondott kisebbességű réteg mérési területünkön nincs.

2. A felszíni nagy amplitúdójú „C”-vel jelölt zavarhullám alapfrekvenciája függ a robbantás mélységétől és a töltet nagyságától. A robbantás mélységének a hatása jól felhasználható arra, hogy a zavar spektrumát minél inkább a hasznos tartományon kívülre szorítsuk. A töltet nagyság hatása is jól felhasználható, azonban a kis 1/6-os hatványkitevő lényegesen kisebb változtatást enged meg. A hatványkitevő 1/6-os értéke mind Peet (10), mind Gurvics (11) 1/3-os értékétől eltér. Ezek a szerzők azonban közvetlen, illetőleg a reflektált hullám spektrumát vizsgálták és nem a zavarhullámét.

3. A felszíni nagy amplitúdójú „C”-vel jelölt zavarhullám anomális diszperziót mutat. Ez az eredmény nem egyezik Korschunov (6) megállapításaival, aki normális diszperziójú hullámokat határozott meg kis töltettel és ütéses rengéskeltéssel. Ezzel szemben anomális diszperziót ír le Karusz (12) minden

laza lös-szerű, homokos, agyagos kőzetre. Hasonlóképpen anomális diszperziót írnak le, hasonló bizonytalan R hullám csoportra Dobrin és társai (13).

Így tehát, – bár a meghatározás pontossága kifogásolható a nagy szeizmometérköz miatt – az eredmények jó tájékoztatásul elfogadhatók.

Az anomális diszperzió jelentőségére úgy gondolom nem kell különösebben kitérnünk. Csoportosításnál számtalan esetben kapunk reflexiós jellegű beérkezéseket. Ezek oka a nagy csoportbázisban, de véleményünk szerint a felszíni zavarhullámok anomális diszperziójában is kereshető.

Végeredményben megállapítható, hogy még egy ilyen gyorsan és nem teljesen kidolgozott kísérletsorozat is nyújthat értékes adatokat, zavarhullám problémánk megoldásában. A következő kísérletsorozatnál természetesen megfelelőbb műszerrel az eddigi eredmények stabilizálhatók és továbbfejleszthetők lesznek.

Ez a dolgozat a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Szeizmikus Osztályán készült.

IRODALOM

1. Horton, C. W.: The structure of the noise background of a seismogram. Geophysics, 1955. Vol. XX. No 3. 365 – 585.
2. Ádám Oszkár: Szeizmikus felvételek frekvencia analízise. 1962. Geofizikai Intézeti Napok előadása. Kézirat.
3. Goldman S.: Information theory New York Prentice-Hall Inc. 1955.
4. Jones, H. J. és mások: Cross Correlation Filtering Geophysics Vol. XIX.
5. Don Lect, L.: Earth Waves 1950. Harvard University Press 51. oldal.
6. Korschunov, A.: On Surface Waves in Loose materials of the soil Geophysical Prospecting. Vol. III. No – 4, 1955. 359 – 381.
7. Förtsch, O.: Deutung von Dispersions – und Absorptionsbeobachtungen an Oberflächenwellen. Gerlands Beiträge zur Geophysik. 1953. Vol. 63. 16 – 58.
8. Dobrin, H. A.: Dispersion in seismic surface waves. Geophysics 1951. Vol. XVI. No 1. 63 – 80.
9. Hagedoorn, J. G.: In pursuit of the errand seismic pulse. 1962. Geophysical Prospecting Vol. X. No 2.
10. Peet, W. E.: A shock wave theory for the generation of seismic signal around a spherical shot-hole. 1960. Geophysical Prospecting Vol. VIII. No 4.
11. Gurvics, I. I.: és Csao Bun: Az amplitúdó és töltetsúly közötti összefüggés. Razvedocsnaja i promiszlovaja. Geofizika 1962. No 4.
12. Karusz, E. V.: Rugalmas hullámok abszorpciója a kőzetekben, állandó rezgéskeltés mellett. Izvesztija Akademia Nauk SzSzsR Szeria Geofizika 1958. No 4.
13. Dobrin, H. B. és mások: Surface and near surface waves in the Delaware Basin. Geophysics Vol. XIX. 1954. No 4.