

**Nyugat-Magyarországi Egyetem**  
**Kitaibel Pál doktori iskola**  
**Geo-környezettudományi program**

**DOKTORI (PhD) ÉRTEKEZÉS**

**A szeizmikus módszer geotechnikai  
alkalmazásainak kritikai vizsgálata**

Sorszám: 118

Törös Endre

Témavezető: Dr. Wesztergom Viktor egyetemi magántanár

**Sopron**  
**2006.**

**A SZEIZMIKUS MÓDSZER GEOTECHNIKAI ALKALMAZÁSAINAK  
KRITIKAI VIZSGÁLATA**

Értekezés doktori (PhD) fokozat elnyerése érdekében,  
a Nyugat-Magyarországi Egyetem Kitaibel Pál Doktori Iskolája,  
geo-környezettudományi programjához tartozóan.

Írta:  
Törös Endre

Témavezető: Dr. Wesztgom Viktor egyetemi magántanár

Elfogadásra javaslom (igen / nem)

(aláírás)

A jelölt a doktori szigorlaton ..... % -ot ért el,

Sopron,

.....  
a Szigorlati Bizottság elnöke

Az értekezést bírálóként elfogadásra javaslom (igen /nem)

Első bíráló (Dr. ....) igen /nem

(aláírás)

Második bíráló (Dr. ....) igen /nem

(aláírás)

(Esetleg harmadik bíráló (Dr. ....) igen /nem

(aláírás)

A jelölt az értekezés nyilvános vitáján.....% - ot ért el

Sopron,

.....  
a Bírálóbizottság elnöke

A doktori (PhD) oklevél minősítése.....

.....  
Az EDT elnöke

# Tartalomjegyzék

<b>1</b>	<b>Bevezetés.....</b>	<b>7</b>
<b>2</b>	<b>A szeizmikus hullámok jellemzői.....</b>	<b>10</b>
2.1	<i>Hullámtípusok és alakváltozási jellemzők kapcsolata.....</i>	<i>10</i>
2.2	<i>A szeizmikus hullámok terjedése .....</i>	<i>13</i>
2.3	<i>Az abszorpciós közeg.....</i>	<i>17</i>
2.4	<i>A rétegzett közeg .....</i>	<i>18</i>
<b>3</b>	<b>A szeizmikus hullámok mérése .....</b>	<b>21</b>
3.1	<i>A hullámtípusok gyakorlati alkalmazásainak kérdései.....</i>	<i>21</i>
3.2	<i>A sekélykutatási mérések jellemzői.....</i>	<i>24</i>
3.3	<i>A mérési eszközök.....</i>	<i>25</i>
<b>4</b>	<b>Szeizmikus mérési eljárások .....</b>	<b>27</b>
4.1	<i>Szerkezetkutató mérések.....</i>	<i>27</i>
4.1.1	<i>A reflexiós mérés .....</i>	<i>27</i>
4.1.2	<i>A refrakciós mérés .....</i>	<i>30</i>
4.1.3	<i>A diffrakció.....</i>	<i>32</i>
4.2	<i>Sebesség meghatározási eljárások .....</i>	<i>35</i>
4.2.1	<i>A szeizmikus tomográfia.....</i>	<i>35</i>
4.2.2	<i>A downhole/uphole és a Seismic Cone Penetration Test .....</i>	<i>39</i>
4.2.3	<i>Egyéb eljárások .....</i>	<i>41</i>
4.2.4	<i>Crosshole mérések.....</i>	<i>41</i>
4.3	<i>A felszíni hullám mérésén alapuló eljárások.....</i>	<i>45</i>
<b>5</b>	<b>A szeizmikus módszerek szerepe a geotechnikai feltárásokban .....</b>	<b>49</b>
5.1	<i>A probléma megfogalmazása.....</i>	<i>49</i>
5.2	<i>Közetek és talajok eltérő viselkedése.....</i>	<i>49</i>
5.3	<i>A szeizmikus anyagjellemző paraméterek geotechnikai szerepe .....</i>	<i>55</i>
5.4	<i>A szeizmikus paraméterek konvertálása .....</i>	<i>57</i>
<b>6</b>	<b>A szeizmikus mérések eredményei, mint anyagjellemzők .....</b>	<b>59</b>
6.1	<i>Kapcsolat a geotechnikai paraméterekkel.....</i>	<i>59</i>
6.1.1	<i>Közetek jellemzése .....</i>	<i>59</i>
6.1.2	<i>Talajok jellemzése.....</i>	<i>63</i>
6.2	<i>A szeizmikus sebességet befolyásoló tényezők.....</i>	<i>65</i>
6.2.1	<i>A fizikai tulajdonságok hatása a szeizmikus sebességekre .....</i>	<i>65</i>
6.2.2	<i>Az anyag mechanikai állapota .....</i>	<i>69</i>
6.2.3	<i>Az anyag feszültségállapota .....</i>	<i>69</i>
<b>7</b>	<b>Szilárd, nem rétegzett közegek környezetföldtani célú kutatása.....</b>	<b>71</b>
7.1	<i>Bevezetés.....</i>	<i>71</i>

7.2	<i>A gránitfelszín és a gránittest kutatása</i> .....	71
7.3	<i>A VSP mérések</i> .....	73
7.4	<i>A felszíni és a VSP mérések eredményei</i> .....	73
7.5	<i>Fúrólukak közötti tomográfia</i> .....	74
7.6	<i>A szeizmikus mérések együttes értelmezése</i> .....	77
7.7	<i>Nem rétegzett közegek kutatása</i> .....	79
8	<b>Laza, talajnak nem minősülő közegek környezetföldtani célú kutatása</b> .....	82
8.1	<i>Bevezetés</i> .....	82
8.2	<i>Felszínközeli beszakadások</i> .....	83
8.3	<i>Biogázt tartalmazó hulladékártoló kutatása</i> .....	85
9	<b>Az épített környezet vizsgálata, talajok</b> .....	90
9.1	<i>Bevezetés</i> .....	90
9.2	<i>Alapozás lösztalajon</i> .....	90
9.3	<i>Épületkár finomszemcsés homokon történt alapozásnál</i> .....	95
9.4	<i>A roskadó talajok tulajdonságai és szeizmikus kutatása</i> .....	96
10	<b>Az épített környezet vizsgálata, műtárgyak</b> .....	98
10.1	<i>Bevezetés</i> .....	98
10.2	<i>Távvezetékek alaptesteinek vizsgálata</i> .....	98
10.3	<i>Ipari padlóburkolat és ágyzatának vizsgálata</i> .....	103
11	<b>Befejezés</b> .....	108
12	<b>Irodalomjegyzék</b> .....	110

## Ábrajegyzék

1. ábra. A Hooke törvény érvényessége. A szeizmikus hullámok terjedésekor az anyagok rugalmas alakváltozást szenvednek.....	10
2. ábra. Összefüggések az egyes szeizmikus hullámtípusok és a Poisson-hányados között (RICHART et al. 1970).....	12
3. ábra. A longitudinális és a transzverzális hullám (az ábrán $S_V$ ) terjedése (BOLT 1993 nyomán) .....	14
4. ábra. Rayleigh-hullám terjedése (a) és a részecske mozgás bemutatása egy pszeudo Rayleigh-hullám (ground roll) valós hodográf görbájén (b) (SHERIFF 2002) .	15
5. ábra. A részecske mozgás amplitúdójának változása a mélység függvényében homogén izotróp közegben a Rayleigh-hullám szabad felszínhez kötött terjedésénél (RICHART et al. 1970) .....	15
6. ábra. A Love-hullám terjedése (BOLT 1993 nyomán).....	16
7. ábra. Földrengés észlelése két csatornás regisztrátumon (SHERIFF 2002).....	17
8. ábra. A szeizmikus hullámok jelalak változása az időben és térben. A talaj felülvágó szűrőként funkcionál (MESKÓ 1994 nyomán) .....	18
9. ábra. Az akusztikus impedancia (a.), a törési törvény és a hullámkonverzió (b.), valamint a refrakciós hullám keletkezésének bemutatása (c.).....	19
10. ábra. Rayleigh-hullám terjedése homogén a) és rétegzett közegben b) (STROBBIA 2003).....	20
11. ábra. Szeizmikus hullámok észlelése a talajfelszínen 3 csatornás vevő rendszerben.....	21
12. ábra. Ugyanazon ponton, ellenkező irányú gerjesztéssel készült S-hullám csatornák (a harmadik az első kettő egymásra rajzolása) (TÖRÖS et al.2004) 23	
13. ábra. A geofon észlelte jelet, mielőtt az adatgyűjtőbe kerül, a szeizmikus műszerek .....	26
14. ábra. Reflexiós időszelvény a tervezett 4-es metró Duna alatti átvezető szakaszán. A reflektáló felületek vázlata (jobb oldali rajz) és a mérés nyomvonala (alsó rajz, piros vonal), (PRÓNAY, TÖRÖS 2001a) .....	28
15. ábra. Egy 2-3 m-es főtémélységű üreg felszíni hullámos reflexiós képe, (TÖRÖS et al. 1995).....	29
16. ábra. Refrakciós mérés elve. Refrakciós hullám csak $x_k$ -tól létezik, $x_r$ -tól első beérkezésként ismerhető fel .....	30
17. ábra. Jellegzetes, kétréteges refrakciós mérés eredménye, egy meddőhányó fedettségének vizsgálatánál, Gyöngyösorosi, (PRÓNAY 2005) .....	31
18. ábra. A refraktáló réteg sebessége a refrakciós beérkezés megjelenése függvényében, az első réteg paramétereire normalva (REDPATH 1973) .....	32
19. ábra. Diffrakciós jelek keletkezése egy vetődés élénél. A diffrakciós jelek egy hiperbolára illeszkednek.....	33
20. ábra. Üreg okozta P-hullámos diffrakció megjelenése egyedi reflexiós szeizmikus felvételen a), részletek a mérést követő feltárás eredményeiből b), (TÖRÖS 2005).....	34
21. ábra. A tomográf sebességtér kiszámítása a beérkezési időadatokból modellezéssel .....	36
22. ábra. A terjedési idők számítása.....	36

23. ábra. A refrakciós módszer általánosítása a bemerülő hullámos tomográfia. A rézsűoldal szelvényre merőleges irányú csúszása a szelvény 50-60 m-ében volt a legaktívabb, (TÖRÖS 2003a).....	38
24. ábra. A downhole mérés elve, és egy, a mérés eredményeként kapott, különböző forrásokkal készült jellegzetes szeizmogram (PRÓNAY et al. 1999) .....	39
25. ábra. Downhole mérés eredménye az Udvari fúrásban. A jósági tényező ( $Q$ ) a $P$ -hullám beérkezésekből származik (TÖRÖS 1997) .....	40
26. ábra. A crosshole mérés elvi vázlata. A műszerezettség egyezik a downhole mérésnél leírtakkal .....	42
27. ábra. Egy crosshole mérés eredménye és a CPT szondázással kapott rétegsor összehasonlítása, Százhalombatta, (TÖRÖS et al. 1997).....	44
28. ábra. Rétetparaméterek számítása a felszíni hullám diszperziós görbéjéből.....	45
29. ábra. Mélyszerkezet kutató mérés felvételeiből származó sebességek és azok mélyfúrásgeofizikai mérések eredményeivel történő összehasonlítása. ....	47
30. ábra. Jellegzetes alakváltozásai görbék kőzetekre és talajokra (EGERER és KERTÉSZ 1993).....	50
31. ábra. Downhole mérés eredménye és az akusztikus karotázs értékeinek összehasonlítása egy 0 – 60 m lösz, 60 m-től gránit anyagú összeteben (HERMANN 2003) .....	52
32. ábra. Talajok statikus (a) és dinamikus (b) alakváltozása (jelmagyarázat lásd a szövegben) .....	52
33. ábra. A dinamikus alakváltozás jellemzése .....	54
34. ábra. A gerjesztő frekvencia ( $f$ ) hatása a kis feszültség állapotnál mért nyírási modulusra ( $G_{max}$ ) és a csillapítási tényezőre ( $D_{min}$ ).....	55
35. ábra. A szeizmikus mérések helye a geotechnikában.....	56
36. ábra. A redukciós faktor a plasztikus index függvényében. A felső ábra a 0,10 %-os, az alsó a 0,25% -os alakváltozási szintre vonatkozik. ....	57
37. ábra. A rezonancia teszt elvégzéséhez szükséges laboratóriumi műszer működési elve (DRNEVICH et al. 1978).....	58
38. ábra. $RQD$ és $V_P$ értékeinek összehasonlítása az üveghutai grániton (PRÓNAY et al. 1999).....	61
39. ábra. Homokkő minta szárítási folyamatának modellje és a rugalmassági modulusok viszonylagos értékei a víztartalom függvényében .....	66
40. ábra. Longitudinális hullámterjedési sebesség ( $V_P$ ) és a jósági tényező ( $Q$ ) reciprokának viselkedése a frekvencia függvényében egy vízzel és gázzal változó mértékben telített homokkő esetében. ....	67
41. ábra. A longitudinális hullám sebességének változása homokban a telítődési folyamat legvégén, (ALLEN et al. 1980) .....	68
42. ábra. A lefejtett szénrétegek feletti közettömeg feszültség állapotát is tükröző refrakciós mérésből származó $V_P$ sebességértékek (GÖGH et al. [1994] nyomán) .....	70
43. ábra. Felszíni és a VSP eredmények bemutatása az $S$ - reflexiós szelvényen, (TÖRÖS et al. 2003).....	74
44. ábra. Az Üh-23, Üh- 2, Üh-22 és Üh-3 fúrólukak közötti sebességtomográf (TÖRÖS et al. 2003a) és abszorpciós tomográf szelvény, valamint a fúrólukakban mért transzmisszivitás értékek (SZÚCS et al. 2003) .....	76

45. ábra. Az Üh-28, Üh-3, Üh-4 fúrólukak közötti sebesség tomográf szelvény és az Üh-28-as fúrás különböző mélységéből származó magláda fotók (TÖRÖS et al. 2003, foto MÁFI, Üh-28-as fúrás dokumentáció).....	76
46. ábra. Az „A” szelvény menti szerkezeti kép kialakításához használt elemek .....	77
47. ábra. A szeizmikus mérésekből szerkesztett vázlatos É-D-i irányú földtani szerkezet Üveghután.....	78
48. ábra. S-reflexiós szelvények és az Üh 44-es fúrás axonometrikus képe. A kék színnel jelölt lapos dőlésű törések és a fúrásban az akusztikus hullámsebesség amplitúdója (piros szín) összetartoznak.....	79
49. ábra. A felületi hullám csoportsebességén alapuló tomográf térkép. (TÖRÖS et al. 2004) Bp., X. ker. Óhegy park) .....	84
50. ábra. Visszatöltött bányagödör aljának meghatározása jó sebesség kontraszt mellett, (Bp., Rókahegy).....	85
51. ábra. Helyszínrajz a rezgéskeltési és észlelési pontokkal .....	86
52. ábra. Felületi hullámos tomográfia és a $V_P$ eloszlása különböző mélységmetszetekben (TILDY és KIS 2006 nyomán) .....	87
53. ábra. A P-hullámos és -S- hullámos beérkezések.....	88
54. ábra. a.) A $V_P/V_S$ axonometrikus megjelenítése szelvények mentén a potenciális gázkinyerő helyekkel b.) a mért biogáz koncentrációk .....	89
55. ábra. A kárt szenvedett épület helyszínrajza és az elvégzett vizsgálatok.....	91
56. ábra. Felszíni hullámterjedési sebesség eloszlása és a süllyedés megfigyelési helyek, zárójelben a süllyedési értékekkel mm-ben.....	92
57. ábra. Az épület Ny-i oldalán felvett longitudinális hullám kiértékelésére alapozott bemerülő hullámos tomográfia sebesség szelvénye .....	94
58. ábra. Szeizmikus mérés az üzemcsarnokban .....	95
59. ábra. Elvi metszet az üzemcsarnok alapozásának bemutatására és a DPM 30-20 dinamikus szondázással végzett talajtömörtség vizsgálatok eredménye (TÖRÖS 2006).....	96
60. ábra. A kis térfogati sűrűségű löszök viselkedése nedvesítés hatására és a roskadási potenciál. ....	97
61. ábra. Összefüggés a betonok szilárdsága és longitudinális hullámterjedési sebessége között .....	99
62. ábra. Megfelelő minősítésű beton alaptest képe és sebesség hisztogramjai (TÖRÖS 2002b) .....	100
63. ábra. Nem megfelelő minősítésű beton alaptest képe és sebesség hisztogramjai .....	101
64. ábra. A 138-as oszlop sebesség tomogramjai és terjedési sebesség hisztogramjai .....	102
65. ábra. Akusztikus mérések rögzített adó-vevő távolságú eszközzel .....	103
66. ábra. Betonsebesség szelvények (TÖRÖS és PRÓNAY 2003).....	104
67. ábra. Reflexiós szelvények betonban. ....	105
68. ábra. A beton vastagságtérképe, az ágyazat és a beton csatolása .....	105
69. ábra. Üregesedés az ágyazat és beton között, az ágyazóréteg hiánya, a kétféle anyagú, eltérő ágyazórétegek bemutatása (fotó TÖRÖS) .....	106

## Táblázatok jegyzéke

<i>I. táblázat. A szeizmikus módszerek helye a geotechnikai alkalmazásokban. (Forrás: EM 1110-1-1804, 2001).</i>	8
<i>II. táblázat. Üreg reflektivitása, különböző anyagkitöltés mellett.</i>	27
<i>III. táblázat. Kőzetek fejthetőségének értékelése WEAVER [1975] szerint</i>	60
<i>IV. táblázat. Kőzetek besorolása a <math>V_P</math> alapján és az egyirányú nyomószilárdság jellemző értékei (WHITELEY 2003)</i>	62
<i>V. táblázat. A norvég <math>Q</math> kőzetminősítési tényező meghatározása <math>V_P</math> alapján (BARTON 1996)</i>	62
<i>VI. táblázat. Talajok és kőzetek besorolása jósági tényezőjük alapján</i>	62
<i>VII. táblázat. Talajok besorolása földrengéstani szempontok alapján az EUROCODE 8-ban</i>	64
<i>VIII. táblázat. Telítetlen homokos talajok besorolása a <math>V_P</math> alapján és az SPT szondázás jellemző értékei (WHITELEY 2003).</i>	65
<i>IX. táblázat. Az üveghutait gránit kutatásának fontosabb szeizmikus paraméterei</i>	71
<i>X. táblázat. Az egyes mérésekre jellemző horizontális és vertikális információsűrűség</i>	80
<i>XI. táblázat. Az elvileg kimutatható legkisebb anomália</i>	80
<i>XII. táblázat. A szeizmikus módszerek geotechnikai alkalmazásainak összefoglalása</i>	108



*Mottó: „Az a szép a geofizikában, hogy ha nem alkalmazod, soha nem tudod meg, hogy a hasznodra lett volna.” (Karl Terzaghi)*

## 1 Bevezetés

A geotechnika azoknak az építőmérnöki tudományoknak és tevékenységeknek az összessége - ezek gyűjtőneve –, amely épületek, szerkezetek, földművek, talajjal, kőzettel való kapcsolatával, kölcsönhatásainak elemzésével, számszerű értékelésével, tervezésük, fenntartásuk egyes kérdéseivel foglalkozik. A sokrétű tevékenységen belül az első feladat a talajmechanikai feltárás, a talajok, kőzetek tulajdonságainak, in situ viselkedésének pontos megismerése, hogy ezekkel a tervezés, kivitelezés, vagy az építmény fennmaradása során számolni lehessen.

Az alkalmazott geofizika a talajok, kőzetek műszeres vizsgálatával, azok különböző fizikai tulajdonságai alapján történő megismerésével, elkülönítésével foglalkozik. Az alapvetően a talaj megbontása nélkül végzett kutatási módszerek a nyersanyagkutatásban terjedtek el a XX. század elején - közepén, szerepük azonban napjainkban rohamosan növekszik a talajmechanikai feltárásban is, mivel az utóbbi évtizedek technikai fejlődése lehetővé tette ilyen irányú alkalmazásukat.

A geotechnika atyjának tartott Terzaghi számára a geofizika még nem volt több kihívásnál, ma már része az aktuálisan bevezetendő EUROCODE eljárásoknak. Európában is használt, szabványosított eljárása van a szeizmikus refrakciós és a crosshole méréseknek az Egyesült Államokban (Geofizikai Szabványok 2006), de különböző nemzeti szabványok léteznek és számos műszaki ajánlást dolgoztak ki egyes geofizikai mérések tervezési gyakorlatban történő alkalmazására (pl. a környezetvédelemben a talajszennyezettség lehatárolására, a katód védelemre, vagy a hidrogeológiai vizsgálatokra). A leggyakrabban használt felszíni geofizikai módszerek közül a geoelektromos, a földradar és a szeizmikus a legfontosabbak. Az alábbi táblázat a geotechnikai feladatok megoldására alkalmazott felszíni geofizikai módszerek egyfajta összefoglalását és értékelését mutatja be használhatóságuk szerint (*I. táblázat*).

Bár a feladatok csoportosításában lehet némi önkényesség, hiszen lehetetlen minden feladatot említeni, másrészt kimaradt a módszerek felsorolásából pl. a fűrólyuk-, vagy a légi geofizika, mégis szembeütő a szeizmikus módszerek gyakorisága és használhatósága.

A mérnöki feladatok jelentős részében a talajok mechanikai viselkedésének megismerése a cél, amelyhez módszertanilag a szeizmikus alkalmazás áll a legközelebb, hiszen a szeizmikus hullámterjedés mechanizmusát leginkább a talajok, vagy kőzetek mechanikai tulajdonságai befolyásolják.

Talajok és kőzetek, szeizmika és szeizmológia. Nem árt már most tisztázni a fogalmakat, amelyek az egyes szakterületek képviselőinek teljesen egyértelműek, de nehézséget jelenthet, ha egy-egy önálló tudomány szemszögéből ugyanolyan értelemben használjuk ezeket. Nos, geofizikai szempontból nem mindig teszünk különbséget talaj és kőzet között, a fogalmakat, mint anyagmegnevezéseket használjuk. A

szeizmika szót a szeizmikus hullámok ipari alkalmazásaira tartjuk fenn, amelyeknél többnyire mesterséges jelkeltést használunk, a szeizmológia szót meghagyjuk a Földben, mint égitestben keletkező rugalmas hullámok tanulmányozásával foglalkozóknak.

geofizikai módszer	ajzat mélység megh.	P-hullám sebesség	S-hullám sebesség	nyírási modulus	Young modulus	Poisson-hányados	kőzetten	rétegzettség	réteg dőlés	sűrűség	in situ feszültség állapot	permeabilitás	víztelítettség	talajvízszint	talajvíz minőség	vízutatás	talajvíz áramlás és irány	fejthetőség	vető meghatározása	üregkutatás
refrakció	4	4	4	4	4	4	1	3	4	2	1	0	2	2	0	2	0	4	3	2
reflexió	4	0	0	0	0	0	1	4	4	0	0	0	0	2	0	1	0	0	4	3
Rayleigh-hullám diszperzió	1	0	2	2	0	0	1	3	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Felületi hullám mérés mesterséges forrással	2	0	4	4	4	0	1	3	0	2	1	0	0	0	0	0	0	2	1	2
természetes potenciál	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	2	3	3	3	0	3	3
ellenállás szelvényezés	3	0	0	0	0	0	1	3	2	0	0	2	1	4	0	4	2	2	0	4
radar	3	0	0	0	0	0	1	3	2	0	0	2	3	3	0	0	2	0	3	3
elektromágneses	4	0	0	0	0	0	3	4	1	0	0	1	2	3	1	2	0	0	3	0
gravitációs	3	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	3
mágneses	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
uphole/downhole	4	4	4	4	4	4	1	4	0	2	1	0	2	2	0	2	0	2	3	0
szeizmika	4	4	4	4	4	4	1	4	2	2	1	0	2	2	0	2	0	2	3	0
crosshole szeizmika	4	4	4	4	4	4	1	4	2	2	1	0	2	2	0	2	0	2	3	3

A táblázatban lévő számok a módszer alkalmazhatóságával, potenciális alkalmazási lehetőségeivel arányosak.

0 = alkalmatlan a feladat megoldására

1 = korlátozottan alkalmas módszer

2 = alkalmas lehet, de nem ez a legjobb módszer

3 = alapvetően alkalmas, de módszertanilag nem eléggé kidolgozott

4 = alkalmas, módszertanilag jól kidolgozott, ajánlható módszer

### I. táblázat. A szeizmikus módszerek helye a geotechnikai alkalmazásokban.

(Forrás: EM 1110-1-1804, 2001).

A dolgozat két fő részre bontható. Az első a mérnökszeizmikus módszer leírására vállalkozik, egyszerű geotechnikai példákon keresztül mutatva be az alkalmazási lehetőségeket.

A szeizmikus módszer kritikája a két fő rész közé illeszkedik. Arra a kérdésre igyekszik választ adni, hogy hol a helye a sekély szeizmikus módszerek alkalmazásának a mérnöki tudományokban és melyek a módszer korlátai.

A második részben összetettebb, elsősorban környezetvédelemi jellegű geofizikai vizsgálatok esettanulmányai szerepelnek.

A dolgozat megírásában nagy szerepe van annak a tudomány területen belül évek óta érlelődő felismerésnek, hogy szükség van a szeizmikus módszerek és a geotechnikai

ismeretek egyfajta korszerű szintézisére. Az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Mérnökgeofizikai Főosztályán az utóbbi években igen sok tanulmány született a különböző mesterséges és földtani veszélyforrások okainak felderítése (partfalcsúszás, a földrengések helyi hatásainak meghatározása, felhagyott bányák utóélete), a természetes és épített környezet geofizikai vizsgálata (barlang- és üregkutatás, épületsúlylyedés), vagy pl. a kommunális- és radioaktív izotóp hulladék elhelyezési feladatokban, amelyekben ezek az igények a gyakorlati felhasználók és a módszert alkalmazók részéről rendre körvonalazódtak.

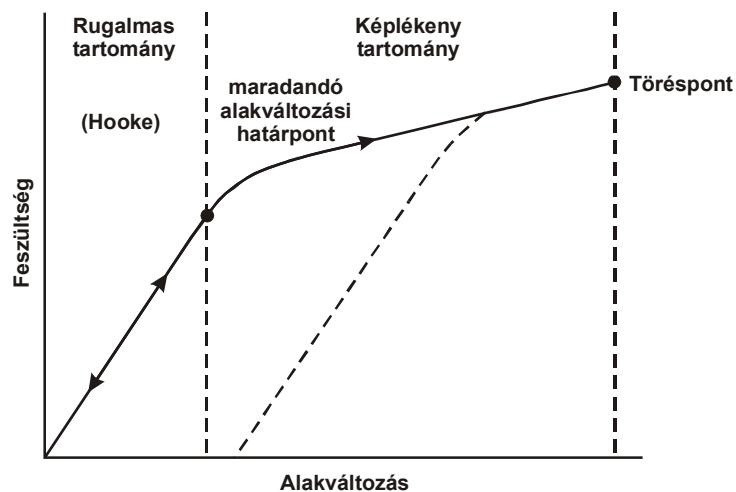
A szintézisben a geofizikán, a szeizmikán van a hangsúly. A kritikai elemzés lényege annak a kérdésnek a megválaszolása, hogy hogyan tud túllépni a szeizmika a szerkezetkutatási feladatokon és ad egyre inkább in situ anyagi jellemzőket is a kőzetekkel és talajokkal foglalkozó szakemberek számára.

## 2 A szeizmikus hullámok jellemzői

### 2.1 Hullámtípusok és alakváltozási jellemzők kapcsolata

A szeizmikus hullám a rugalmas közeg deformációja révén terjedő energia megnyilvánulási formája. A hullámterjedést közvetítő közeget rugalmasnak tekintjük, ha érvényes a Hooke törvény, azaz a részecskék elmozdulása arányos az elmozdulást okozó belső feszültség nagyságával. Az arányossági tényező anyagállandó, jellemző az energiát közvetítő közegre. A feszültség megszűnése után minden elmozdult részecske az elmozdulás előtti, eredeti helyére tér vissza, energia a közeg maradandó alakváltozására nem fordítódik (1. ábra.).

Ez a megállapítás érvényes a szeizmikus hullámokra, mert terjedésükkor csak kis feszültségváltozások lépnek fel a rugalmas tartományon belül.



1. ábra. A Hooke törvény érvényessége. A szeizmikus hullámok terjedésekor az anyagok rugalmas alakváltozást szenvednek

A hullámterjedés szempontjából azonos tulajdonságokkal bíró végtelen, homogén, és a terjedés irányától is független, izotróp közegben, az ún. testhullámok esetében, a részecskék elmozdulását időben és térben leíró mozgásegyenlet az egyszerűség kedvéért csak egydimenziós esetben:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = v^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \quad (1)$$

A mozgásegyenlet megoldása az  $u$  elmozdulásra egy tetszőleges  $u = f(x \pm Vt)$  alakú függvény, amely egy síkhullámot ír le. A síkhullámban a zavart állapot  $x$ , vagy vele ellentétes irányban  $V$  sebességgel terjed a  $t$  időnek is függvényében.

3 dimenziós esetben kétféle megoldás létezik a sebességre, amely két eltérő, ún. test hullámtípust jelöl:

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2)$$

Ahol a  $V_P$  az ún. longitudinális hullámban, míg a  $V_S$  az ún. transzverzális hullámban a rugalmas energia terjedési sebességét jelenti, valamint  $\rho$  a közeg sűrűségét, a  $\lambda$  és  $\mu$  az ún. *Lamé állandókat*. A longitudinális hullám egyéb elnevezése a *primer* hullám, vagy *P*-hullám, a transzverzális hullámé a *secunder* hullám, vagy *S*- hullám.

A *Poisson-hányados* ( $\nu$ ) bevezetésével a testhullám sebességek közötti összefüggés az alábbiak szerint is leírható.

$$V_P = V_S \sqrt{\frac{1-\nu}{0.5-\nu}} \quad (3)$$

Ha a végtelen közeg helyett végtelen féltérben vizsgáljuk a hullámtípusokat, akkor a hullámegyenlet egyik megoldása homogén, izotróp féltéren az ún. szabad felszíni hullám (más néven *Rayleigh*-hullám). A *Rayleigh*-hullám terjedési sebessége ( $V_R$ ) ahogyan maga a hullámmozgás is, összetett, bennük a testhullám sebességek jelennek meg.

A forrástól elegendően távol érvényes az alábbi összefüggés (ACHENBACH 1975):

$$\left[ 2 - \left( \frac{V_R}{V_S} \right)^2 \right]^2 - 4 \left[ 1 - \left( \frac{V_R}{V_P} \right)^2 \right]^{1/2} \left[ 1 - \left( \frac{V_R}{V_S} \right)^2 \right]^{1/2} = 0 \quad (4)$$

Ha ebben a bonyolult összefüggésben a  $V_P$  értékét (3)-al helyettesítjük, akkor kisebb elhanyagolásokkal az alábbi közelítő, a *Poisson-hányados* is tartalmazó kifejezéshez jutunk:

$$V_R = \frac{0,874 + 1,117\nu}{1 + \nu} V_S \quad (5)$$

Láthatóan a *Rayleigh*-hullám sebessége alig különbözik a  $V_S$ -tól. A *Poisson-hányados* két szélső értékénél ugyanis  $V_R = 0,874 V_S$  ( $\nu = 0$ ), és  $V_R = 0,955 V_S$  ( $\nu = 0,5$ ).

A (3) és (5) figyelembevételével a testhullám sebességek és a *Rayleigh*-hullámsebességek közötti kapcsolat tovább elemezhető (2. ábra). Az ábrán a sebességek a  $V_S$  értékeire vannak normálva.

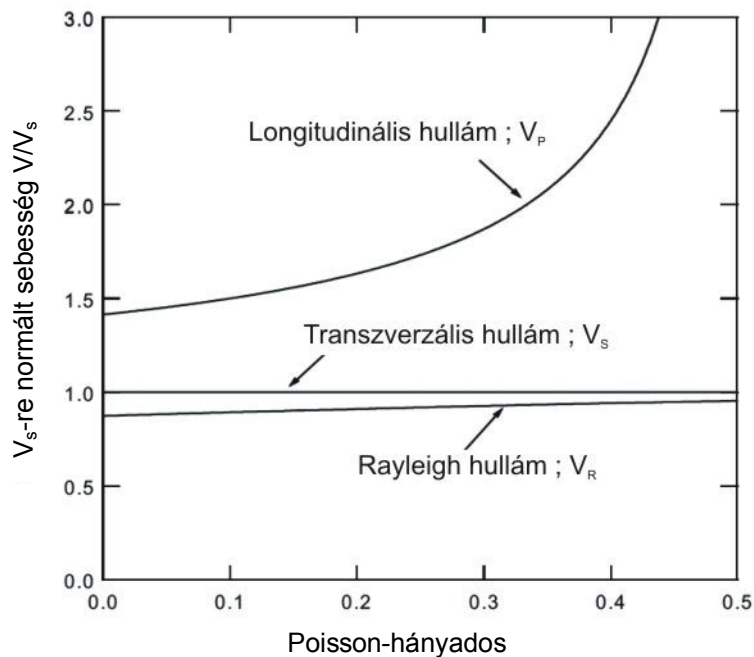
A *Poisson-hányados* leggyakoribb, vagy középértékeire, az ismert

$$V_P = \sqrt{3} V_S \quad (\nu = 0,25) \text{ adódik.}$$

Az energia terjedése tehát gyorsabb a longitudinális hullámban, innen az „elsőnek beérkező” *primer* elnevezés és a gyakorlatban csak közeteknél becslésként elfoga-

dott  $\sqrt{3}$  középérték. (Talajok esetében, a későbbiekben kiderül, nem beszélhetünk  $\sqrt{3}$ -ról, mint leggyakoribb értékről, mert a víztartalom és az agyagtartalom  $\nu$  értékeit jelentősen befolyásolják, gyakoribb a  $\nu = 0,4$  – nek megfelelő sebességérték). A  $V_R = 0,923 V_S$ , ( $\nu = 0,25$ ), ugyancsak elfogadott közelítésként használt érték a felületi és a transzverzális hullám összefüggéseire.

A ( $\nu = 0$ ) esetén  $V_P = \sqrt{2}$ , és ( $\nu = 0,5$ )-nél (folyadék-, vagy gázszerű állapot)  $V_S = 0$ , ezért matematikailag  $V_P/V_S = \infty$ .



2. ábra. Összefüggések az egyes szeizmikus hullámtípusok és a Poisson-hányados között (RICHART et al. 1970)

A szeizmikában az energia rugalmas anyagban történő terjedésének leírásához tehát a sűrűségeen kívül a kétféle sebesség ismerete szükséges (2).

Az anyagtudományokban, de a geotechnikában is elegendő két anyagjellemző ismerete a rugalmas anyagmodell feltételezése mellett, de értelmezésbeli különbségekből fakadóan más-más anyagjellemzőket definiálnak.

Előnyben részesítve a laboratóriumban is mérhető, a közetek alakváltozásához kapcsolható mennyiségeket, praktikusán az alábbi, a fentiekkel összhangban lévő anyagállandókat használják:

$$M = \rho V_p^2 \quad (6)$$

az egyirányú nyomószilárdsággal arányos mennyiség, ( $M$ ), definíciószerűen az egytengelyű nyomószilárdsági vizsgálatokban a tengelyirányú feszültség és alakváltozás közötti összefüggés mérőszáma. Angol nyelvű elnevezése a *constrained modulus*, vagy *P-wave modulus*. Pontos magyar megfelelője nincs.

$$G = \rho V_s^2 \quad (7)$$

a *nyírási modulus*, ( $G$ ), egyben az egyik Lamé állandó, értelmezésben is egyezik az általánosan használt, a talajok nyíróvizsgálatánál használatos kifejezéssel.

$$B = \rho \left( V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right) \quad (8)$$

*összenyomhatósági modulus*, ( $B$ ) amelynek  $K$  is elfogadott, szokásos jelölése. A triaxiális vizsgálatokhoz kapcsolódó mennyiség.

$$E = \rho V_s^2 \left( \frac{3V_p^2 - 4V_s^2}{V_p^2 - V_s^2} \right) \quad (9)$$

*Young modulus*, ( $E$ ), az ismert rugalmassági állandó.

A felsorolt mennyiségek mindegyike erő/felület (Pa) dimenziójú.

A (6) és (9) összefüggések újabb kapcsolatot jelentenek a geotechnikai és a szeizmikus módszerek által meghatározott paraméterek között.

Meg kell jegyezni, hogy szeizmikus méréseknél az energiát közvetítő részecskék elmozdulása geotechnikai értelemben a nagyon kis feszültség-alakváltozás tartományába esnek, míg a fent definiált összefüggésekben és a valóságban is a megismerni kívánt anyagjellemzők nem feltétlenül. Ezért alkalmazásuknál azon felül, hogy érvényes-e a rugalmas közeg feltétele, a jelenséget abból a szempontból is meg kell vizsgálni, hogy a számításainkban milyen feszültség állapotú anyagra vonatkozó anyagjellemzőket szeretnénk meghatározni. Erről részletesebben az 5. fejezetben lesz szó.

## 2.2 A szeizmikus hullámok terjedése

Az energia terjedése a szeizmikus hullámban a közvetítő közeg térben és időben történő változását jelenti, amelyre érvényes, hogy

$$V = \frac{\lambda}{T} = \lambda \cdot f \quad (10)$$

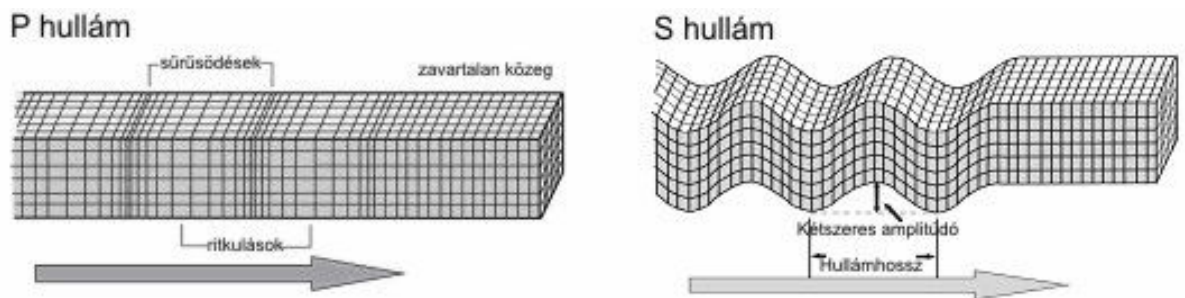
ahol  $V$  az energia terjedési sebessége, a  $\lambda$  hullámhossz, az az úthossz, amit az energia  $T$  periódusidő alatt megtesz,  $f$  a frekvencia.

A periódusidő jelenti azt az időt, amíg a vizsgált térrész egy adott pontja ugyanabba az állapotba jut vissza (rugalmas közeg esetén). Ez a mennyiség az alakváltozás sebességével arányos, amelyet a geotechnikában különösen fontos ismerni, hiszen ezektől a szilárdsági paraméterek nem függetlenek. Részletesebben erről is az utolsó fejezetben lesz szó.

A szeizmikus hullámok terjedési körülményeinek ismerete az egyes hullámtípusok felismeréséhez szükséges. Hullámtípust felismerni csak a rezgéskeltési helytől egy bizonyos távolságra lehet, forrásközelben ugyanis még nincs kitüntetett terjedési, vagy talajrészecske elmozdulás irány, legalább két-három hullámhossznyi távolság szükséges még a már tárgyalt „tiszta” test hullámtípusok kialakulásához és felismeréséhez is.

A longitudinális hullámban a részecskék az energia-, vagy hullám terjedés irányával megegyezően mozognak el, a közeg összenyomódik, majd kitágul (3. ábra).

A transzverzális hullámban a részecskék a terjedés irányára merőlegesen mozognak el a nyírási deformáció fázisainak megfelelően. A terjedés iránya és az elmozdulás iránya által meghatározott síknak a felszínhez, mint horizontális síkhoz viszonyított helyzete szerint  $S_V$  és  $S_H$ -hullámokat különböztetünk meg.



3. ábra. A longitudinális és a transzverzális hullám (az ábrán  $S_V$ ) terjedése (BOLT 1993 nyomán)

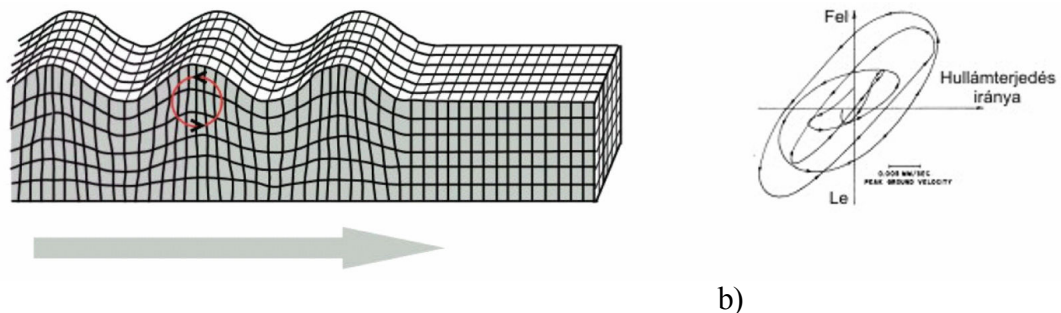
Mivel a közeget kitöltő folyadékban nyírási alakváltozás nem jöhet létre, folyadékban transzverzális hullám sem létezik. Ez az oka annak, hogy csak a szilárd, a szemcsék érintkezési helyein fellépő hatékony feszültség van befolyással az  $S$ -hullám terjedésére, a semleges feszültség nincs. Ez egyezik a talajok nyírószilárdságának értelmezésével (KÉZDI 1972).

Tökéletesen rugalmas közegben teshullámoknál az energia frekvenciától függetlenül azonos sebességgel terjed.

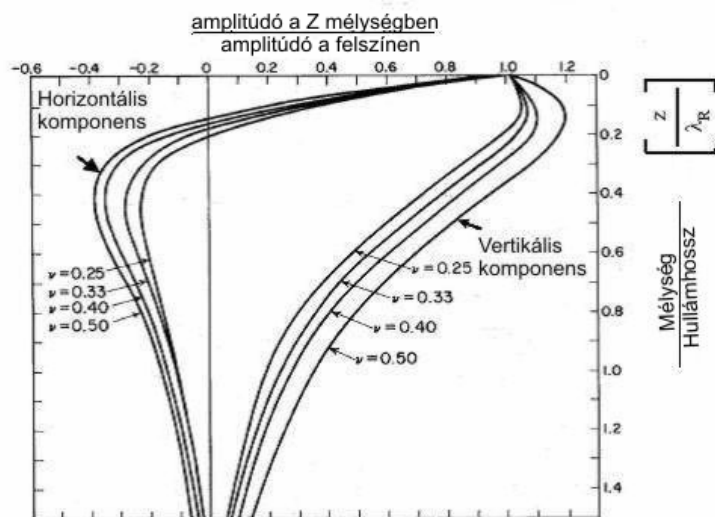
A felszíni hullámokban az energia terjedése a teshullámoknál megismert elmozdulás formák egymásra épülése és kombinációja révén valósul meg.

Felszíni hullámoknál az energia terjedése irányfüggetlen a felszínnel párhuzamos síkokban és az amplitúdója a mélység növekedésével gyorsan csökken. A részecskék ellipszis pályán, a hullám terjedéséhez képest felszínközelben „előre-hátrafelé” (retrográd módon) mozognak a felszínre merőleges, a hullám terjedési irányán áthaladó síkokban. A Rayleigh-hullámban a részecskék elmozdulása az  $S_V$  nyíró (vertikális komponens) és a longitudinális hullám ( $P$ , horizontális komponens) elmozdulások kombinációjából jön létre (4. ábra).





a) b)  
 4. ábra. Rayleigh-hullám terjedése (a) és a részecske mozgás bemutatása egy pszeudo Rayleigh-hullám (ground roll) valós hodográf görbéjén (b) (SHERIFF 2002)



5. ábra. A részecske mozgás amplitúdójának változása a mélység függvényében homogén izotróp közegben a Rayleigh-hullám szabad felszínhez kötött terjedésénél (RICHART et al. 1970)

Az elmondottakat érthetőbbé teszi az 5. ábra. A Rayleigh-hullámnak a vertikális és a horizontális síkban is van elmozdulás komponense, amely a mélységgel változik. Az amplitúdó mélységi változása a felszínen mérhető amplitúdóra, maga a mélység a Rayleigh-hullámhosszra normált.

Az ábráról leolvasható, hogy míg a vertikális komponens amplitúdója viszonylag kis mélység után fokozatosan, addig a horizontális komponens amplitúdója a mélységgel jóval erősebben csökken, zérus átmenet után ellenkező előjelre vált. Az előjelváltás egyben a hullámmozgás horizontális komponensének irányváltását is jelenti az adott mélységben.

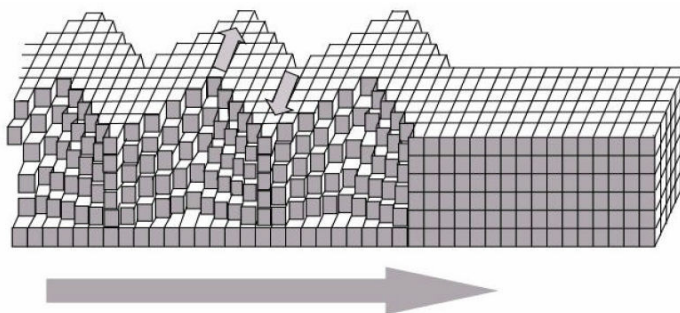
Az a mélységtartomány, amelyben a Rayleigh-hullám energiájának jelentős része terjed, kb. egy hullámhossznyi. Ezt a hullámhossztól függő mélységet adhatjuk meg a Rayleigh-hullám kutatási mélységének.

A hullámmozgást alig befolyásolja a Poisson-hányados ( $\nu$ ) értéke, ahogyan ez már az (5) összefüggésből is látszott. (A Rayleigh-hullámban a vertikális komponens a

hullám terjedés irányára merőleges irány, ezért alig tér el a Rayleigh-hullám terjedési sebességének értéke a transzverzális hullámsebességétől.)

A valóságban a végtelen féltér rugalmas paraméterei még geotechnikai léptékben is, a mélységgel változnak, általában a hullám terjedési sebességek növekszenek. Felszínközeli környezetben növekvő sebességnél az ún. *pszeudo Rayleigh-hullám* vagy más néven a „*ground roll*” terjedése a jellemző. Elnevezésében sokszor nem különböztetjük meg a homogén féltérben leírt Rayleigh-hullámtól.

A „*ground roll*”-hoz hasonlóan „valós” közegben, a felszínhez kötötten terjed a szintén a felszíni hullámokhoz sorolt ún. *Love-hullám* is. Kialakulásához legalább kétréteges félvégtelen közeg szükséges a felszín közelében kis sebességű réteggel (*felszíni csatornahullám*), de a mélységgel folyamatosan növekvő sebességtérben is létezik. A részecskék elmozdulása a szabad felszínnel párhuzamos, egyben merőleges a hullámenergia terjedési irányára, azaz  $S_H$  hullám (6. ábra).

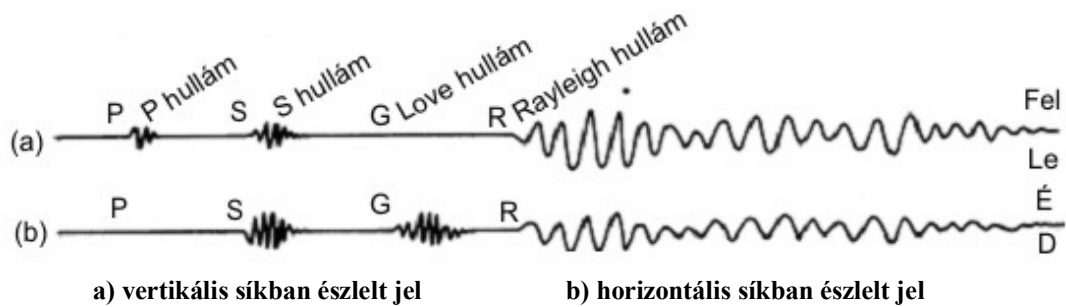


6. ábra. A *Love-hullám* terjedése (BOLT 1993 nyomán)

Különböző geofizikai kutatásokban leírnak még a felszíni hullámoknál tárgyalthoz hasonló tulajdonságú, ún. „vezetett” hullámtípusokat. Ilyen az ún. *Scholte hullám* (WRIGHT et al 1994), ahol a felszínközeli „laza réteg” a víz, vagy ennek fűrőlyukbeli változata a *Stoneley-hullám*, amelynek terjedése a fűrőlyuk felszínéhez, így magához a fűrőlyukhoz kötött, ezért *csőhullámnak* is hívjuk (SHERIFF 2002).

A teljes térben vezetett, vagy ún. *csatornahullámok* akkor alakulnak ki, ha a hullám-vezető réteg két nagysebességű réteg közé van beágyazódva. Ezen csatornahullám  $S_H$  változatát *Evison-*,  $S_V$  változatát *Krey hullámnak* hívjuk. A csatornahullámok részletes leírása BODOKY et al. [1986] munkájában található meg.

A testhullámok és felületi hullámok bizonyos tulajdonságai szemléletesen láthatók a földrengéseket megfigyelő és azok adatait folyamatosan rögzítő szeizmológiai állomások szeizmogramjain. A 7. ábrán bemutatott obszervatóriumi felvételek egyidejűleg készültek egy, a felvevő helytől elég távol kipattant földrengésről. Az egyik rezgésfelvevő a vertikális, a másik a horizontális síkban beérkező jeleket rögzítette.



7. ábra. Földrengés észlelése két csatornás regisztrátumon (SHERIFF 2002)

Ugyanilyen jelekre számíthatunk a sekélyszeizmikus méréseknél is, csak az egymás utáni hullámbeérkezések közötti idők sokkal kisebbek.

### 2.3 Az abszorpciós közeg

A szeizmikus hullámok amplitúdója a terjedés során csökken a tökéletesen rugalmas közegben is, mert az energia a térben „szétszóródik”, azaz az egységnyi térfogatra eső energia mennyisége a forrástól távolodva csökken. A jelenséget geometriai szóródásnak nevezzük.

Pontforrásnál, testhullámok esetén a jelenség gömbi szóródással, míg felszíni hullámoknál hengersizmetrikus energiaszóródással közelíthető. Ekkor az energia csökkenésének mértéke a geometriai különbségből fakadóan rendre az  $1/r^2$ , ill. az  $1/r$  függvénnyel jellemezhető.

Mivel a hullámok amplitúdója az energia négyzetgyökével arányos, testhullámoknál  $1/r$ -rel, felszíni hullámoknál  $1/\sqrt{r}$ -rel arányosak a mérhető hullámamplitúdók (EWING et al. 1967).

Látható, hogy a forrástól a vevőig egyenes vonalban terjedő ún. direkt hullámok (valójában testhullámok) a geometriai szóródás miatt a felszínen jobban csillapodnak, mint a Rayleigh-hullám.

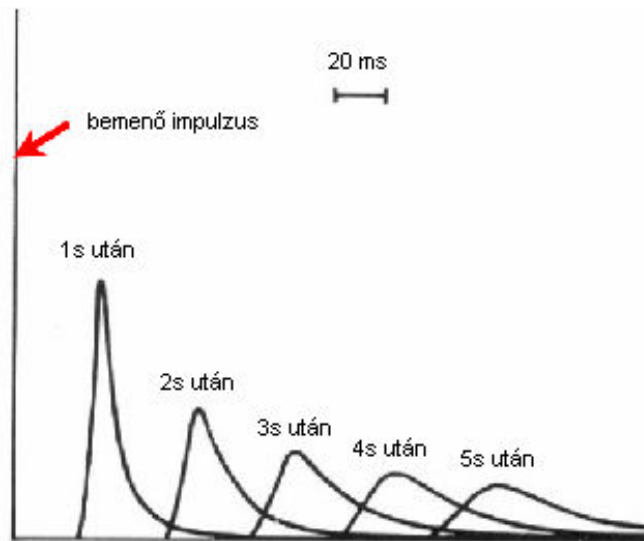
A szeizmikus hullámok amplitúdójának csökkenését okozza az energiát közvetítő anyag abszorpciója. A valós közegek ugyanis nem tökéletesen rugalmasak és inkább megfelelnek a viszkoelasztikus kritériumoknak, amelynél a terjedés során „elveszett” energia valójában a belső súrlódás miatt hővé alakul.

Az energia csökkenésének mértéke, miként a terjedési sebesség is, jellemző az anyagra.

A  $\Delta l$  távolságon lecsökkent amplitúdó exponenciális függvénnyel fejezhető ki:

$$A = A_0 e^{-\alpha \Delta l}, \quad (11)$$

ahol  $\alpha$  [ $m^{-1}$ ] a csillapítási állandó. Az  $\alpha$  értéke frekvenciafüggő, a nagyfrekvenciás (kis hullámhosszú) hullámok energia elnyelődése is nagyobb. A talaj így felülvágó szűrőként viselkedik, azaz a nagyfrekvenciás hullámokat jobban csillapítja, mint a kisfrekvenciás hullámokat (8. ábra).



8. ábra. A szeizmikus hullámok jelalak változása az időben és térben. A talaj felülvágó szűrőként funkcionál (MESKÓ 1994 nyomán)

A gyakorlatban a jósági tényezőt ( $Q$ ) használjuk a közetek abszorpciójának jellemzésére:

$$Q = \frac{\pi}{\alpha\lambda} = \frac{\pi f}{\alpha v} \quad (12)$$

A jósági tényező dimenziótlan szám, reciproka az egy hullámhosszra eső csillapítás mértékét fejezi ki.

Mivel a rugalmas energia csillapítására vonatkozó tulajdonság is anyagspecifikus, logikus és jól használható anyagjellemző lehetne. Azonban amíg a sebesség meghatározásához pontosan mérhető a forrás-vevő geometria, nagy pontossággal a hullámterjedési idő, és bizonyos sebesség modelleket feltételezve követhető a hullám útja, addig az energiavesztés mérésének úgy gyakorlatilag, mint módszertanilag jelentős nehézségei vannak.

## 2.4 A rétegzett közeg

A közeg akkor tekinthető szeizmikus szempontból homogén, izotrópnak, ha abban nincs akusztikus impedancia változás.

Az akusztikus impedancia egy adott hullámtípusra:  $Z = \rho V$  (13)

( $\rho$  a sűrűség,  $V$  a hullám terjedési sebessége az adott rétegben)

A szeizmikus módszerrel csak azok a térrészek mutathatók ki, amelyeknek méretei legalább a hullámhossz nagyságrendjébe esnek és akusztikus impedancia változással jellemezhetőek. Az állítás megfordítva is igaz. Ha akusztikus impedancia változásra utaló jeleket észlelünk a felvételeken, annak oka valamilyen inhomogén, anizotrop, adott esetben rétegzett közeg jelenléte kell legyen.

A kimutathatóság és felbontóképesség rokon fogalmak. Általában a hullámhossz felét/negyedét adják meg az egyes módszerek felbontóképességének. Ha egy réteg vastagsága a  $\lambda/2$ -től jóval kisebb, a hullám „nem veszi azt észre”.

Egy réteghatár kimutathatósága, a szomszédos rétegek akusztikus impedanciájának különbözőségén múlik. Ennek mérőszáma definíciószerűen a reflektivitás:

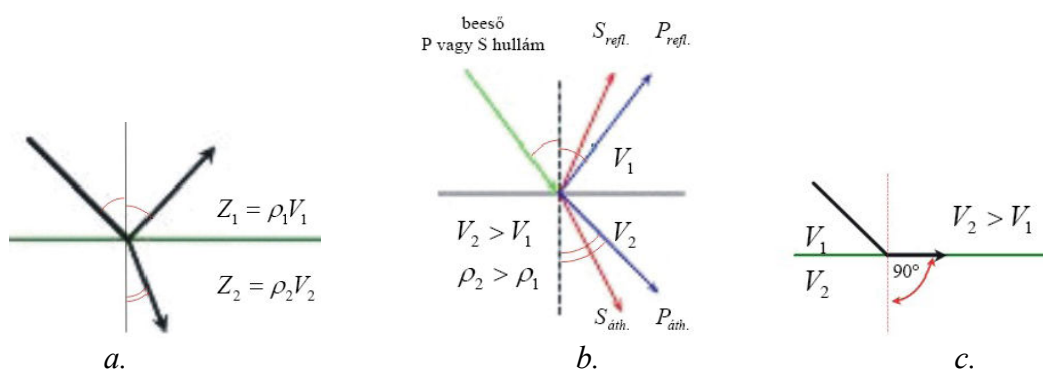
$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_1 + Z_2} \quad (\text{ahol } -1 < R < +1) \quad (14)$$

Az áthaladó és visszavert hullámok amplitúdóját a közegek adott hullámra vonatkozó akusztikus impedanciája határozza meg (9a. ábra).

Egy réteghatárnál, ha a hullámhossz nagyon kicsi a rétegek vastagságához képest, érvényesek a geometriai optikában ismert törés-visszaverődés törvényei.

A Snellius-Descartes törvény: 
$$\frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{V_1}{V_2} \quad (15)$$

Általános esetben a zérustól különböző szöggel beeső  $P$  hullámból további négy hullám lesz, a hullám konvertálódik. A hullámok egy síkban vannak, amelyre merőleges az ábrázolt réteghatár (9b. ábra).



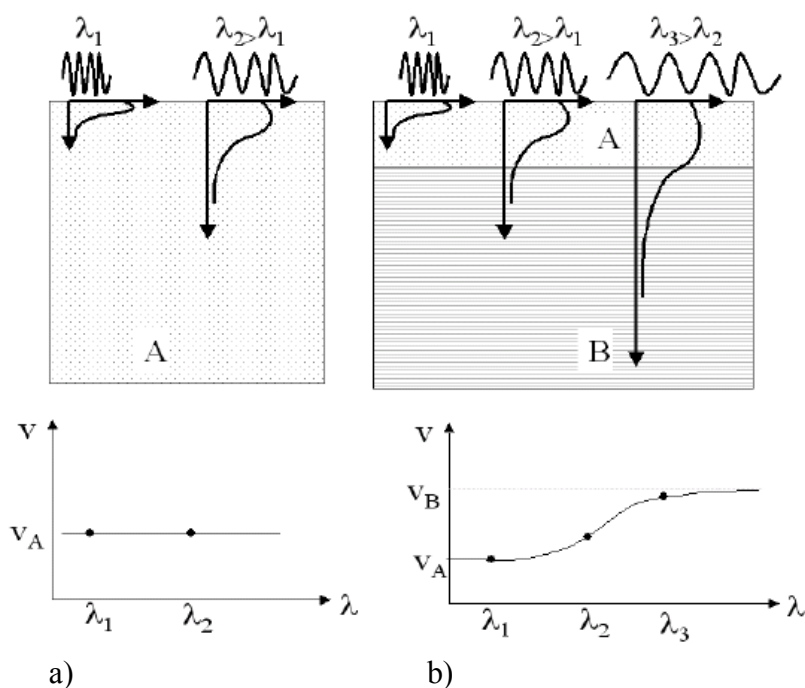
9. ábra. Az akusztikus impedancia (a.), a törési törvény és a hullámkonverzió (b.), valamint a refrakciós hullám keletkezésének bemutatása (c.)

A hullám egy adott réteghatáron/inhomogenitáson bizonyos feltételek mellett konverziót szenved, amely megnehezítheti a vizsgált hullám felismerését a regisztrátumon. A jelenség hasonló ahhoz, mint amikor egy rezgékeltésnél többféle típusú hullám keletkezik.

A hullámok a rétegzett közeg határain reflexiót szenvednek. Az adott hullámtípus által megtett utak a törési törvénynek megfelelően olyanok, hogy azt a hullám a lehetséges legrövidebb idő alatt teszi meg (Fermat-elv).

A szeizmikus hullámok teljes visszaverődést szenvednek, ha az alsó réteghatáron a terjedési sebesség megnövekszik. Ilyenkor a törés szöge éppen  $90^\circ$ , azaz az energia a felület mentén terjed, és folyamatosan visszasugárzódik a felszínre. Ez a refrakciós mérési módszer alapja (9. c. ábra).

A Rayleigh-hullámok rétegzett közegbeni terjedése bonyolultabb. Míg homogén féltérben az energia terjedése független a hullámhossztól, addig rétegzett közegben a kis hullámhosszak terjedését leginkább a felszínhez közeli, míg a nagy hullámhosszak terjedését a mélyebb rétegek sebesség paramétere határozzák meg (10. ábra). A hullámhosszakhoz képest kis vastagságú rétegek hatása csekély a Rayleigh-hullám terjedésének befolyásolására.



10. ábra. Rayleigh-hullám terjedése homogén a) és rétegzett közegben b) (STROBBIA 2003)

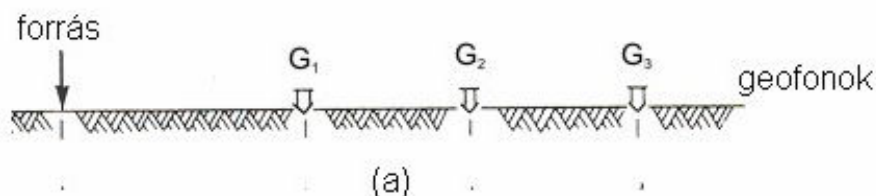
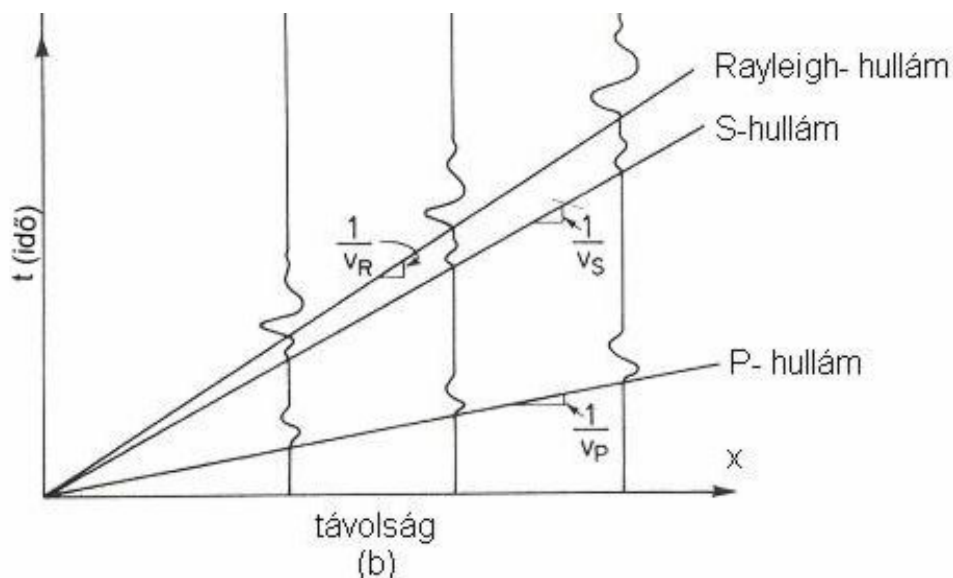
Az eltérő hullámhosszú (frekvenciájú) hullámok különböző sebességgel történő terjedése a diszperzió jelensége. A valóságban a felszínközeli laza réteg hatása miatt a felszíni hullámok mindig diszperzek.

### 3 A szeizmikus hullámok mérése

#### 3.1 A hullámtípusok gyakorlati alkalmazásainak kérdései

Az alkalmazott hullámtípus megválasztása nagyon fontos a közeg jellemzésének szempontjából, hiszen különböző hullámtípusok eltérően viselkednek az egyes közegekben.

MILLER és PURSEY [1955] kiszámította, hogy egy, a talajfelszínen elhelyezett függőleges irányú szeizmikus impulzus forrás esetén a keletkező rugalmas energia 67%-a Rayleigh, 26%-a S hullám és csak 7%-a P-hullám. Ennek a felismerésnek a geotechnikai mérések tervezése szempontjából igen nagy jelentősége van.



a) a jelforrás és a vevők a felszínen

b) menetidő diagramon felismerhető hullámok és terjedési sebességeik (szeizmogram)

11. ábra. Szeizmikus hullámok észlelése a talajfelszínen 3 csatornás vevő rendszerben (RICHART et al. 1970 nyomán)

Annak ellenére, hogy az induló jel energia mennyiségében a P-hullám szerepe jelentéktelennek tűnik, a rezgéseltés egyszerűsége (vaskorong kalapáccsal való megütése, a bevitt energia gyakorlatilag korlátlanul növelhető egyéb technikákkal) és jelfel-

ismerés szempontjából a legkönnyebb dolgunk a  $P$ -hullámok alkalmazásával van, hiszen a  $P$  megelőz minden hullámot, csupán az alapzajból való kiemelkedését kell felismerni a terepi regisztrátumon (11. ábra).

A  $P$ -hullámos mérések mellett szól az is, hogy bár nagyobb az induló jelben az  $S$  hullámenergia aránya a  $P$ -hez képest, háromfázisú rendszerben csak a közetmátrix közvetíti az energiát, ellentétben a  $P$ -hullámokkal, amely mindhárom fázisban terjed, így kevésbé csillapodik. A kisebb csillapodás nagyobb amplitúdójú jelbeérkezést, azaz könnyebb jelfelismerést jelent.

A mérnökszeizmikus mérések egy jelentős része a longitudinális hullám észlelésén és kiértékelésén alapul. A fentiekén kívül a nyersanyagkutatásban elterjedt klasszikus mérési és feldolgozási eljárások átvétele és alkalmazása szólnak érvként használat mellett.

Transzverzális hullámokat az alábbi esetekben használunk:

Szerkezetkutató mérésekben az  $S$ -hullám mérések szerepe ott kitüntetett, ahol a talajvízzel elárasztott régiók jellemezése a feladat. A  $P$ -hullámok sebességét laza üledékben ugyanis a víztartalom megváltoztatja, a víz nagyobb sebessége a talajvízszint alatt gyakorlatilag homogenizálja a sebességet, ezzel elfedve a földtani rétegsort. A víz jelenléte vagy hiánya a transzverzális hullám terjedési sebességet kevésbé befolyásolja, így az  $S$ -hullámos mérések gyakorlatilag a valódi rétegsort képezik le.

Közettettekben az  $S$  hullámok sebessége jobban lecsökken a töredezett, mállott zónákban, mint a  $P$ -hullámoké, ezért ezek kimutatására alkalmasabbak.

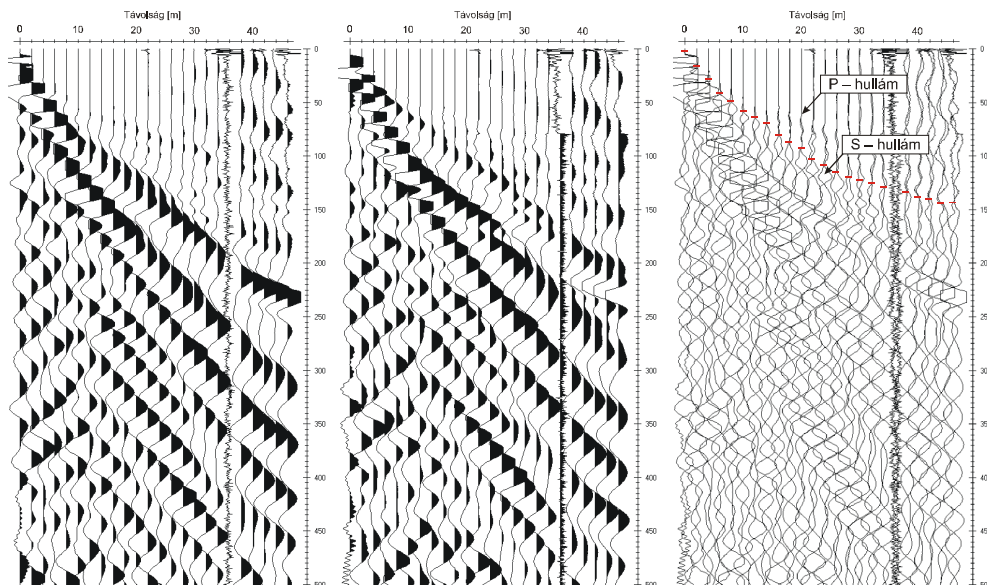
A  $S$ -hullámos mérések további alkalmazásai azok, amikor kifejezetten a  $V_S$  értékét kell meghatározni és abból a 2. fejezetben megadott talaj paramétereket kell számítani.

Mivel a testhullámok közül a transzverzális hullámok jobban csillapodnak, ráadásul a felszínközeli konzolidálatlan laza talaj még további csillapítás növelő tényező, az  $S$ -hullám beérkezésének felismerésén alapuló mérésekben olyan szeizmikus forrásokat használunk, amelynél az induló jelenergiában a transzverzális irányú részeske elmozdulások aránya eleve nagyobb, mint az a talaj egyszerű függőleges megütésével lenne.

A gyakorlatban  $S_H$  hullámot gerjesztünk, amelyet a szelvény irányára merőleges, vízszintes irányú erőhatással állítunk elő. Ezt elérhetjük például egy fogazott vasidom talajhoz történő leterhelésével és oldalirányú megütésével.

A felszínen történő transzverzális hullám gerjesztésének külön „tudománya” van. A fogazott deszka, vagy vasidom terhelése akkor optimális a keletkező transzverzális hullám amplitúdójának szempontjából, ha a terhelést adó tömeg horizontális elmozdulása is biztosítva van (pl. valamilyen görgős megoldással), ezáltal akár négyszeres energiájú forráserősséget is el lehet elérni a hagyományos jelgerjesztéshez képest (AREIAS 2003). (Logikusan adódik a hasonlóság a laboratóriumi nyírószilárdság vizsgálathoz.)





12. ábra. Ugyanazon ponton, ellenkező irányú gerjesztéssel készült S-hullám csatornák (a harmadik az első kettő egymásra rajzolása) (TÖRÖS et al.2004)

Az S-hullámra épülő szeizmikus vizsgálatoknál egy jelforrás helyhez alapvetően két, ellentétes gerjesztési irányú felvétel önálló regisztrálása szükséges az S-hullám beérkezésének pontos jelfelismeréséhez. Attól függően ugyanis, hogy milyen irányú volt a jelgerjesztés a horizontális síkban, az induló jel alakja felismerhető a vevő oldalon is. A 12. ábrán az ugyanazon a helyen, de különböző irányú jelgerjesztéssel készült szeizmogramok láthatók, a jobb oldali felvétel a két előző szeizmogram egymásra rajzolásával született, a szemléletesség kedvéért hullámírással.

Bizonyos esetekben figyelembe kell venni a hullámkonverzió jelenségét is (9.b. ábra).

A P hullám méréseknél a P és  $S_V$  hullámok a réteghatárokon egymásba konvertálódnak és a két hullámtípus a szeizmogramokon együtt jelenik meg, rontva a felvétel jel/zaj viszonyát.

Transzverzális hullámsebesség mérésekor az  $S_H$  forrás alkalmazása azért is kívánatos, mert az  $S_H$  hullámok nem konvertálódnak. (Ilyenkor a részecske mozgás párhuzamos a réteghatárral.)

A felszíni hullámok gerjesztése, a regisztrált jel azonosítása a testhullám jelekhez képest könnyebb. (Bár speciális felszíni hullám vizsgálatokban változtatható frekvenciájú szeizmikus vibrátorokat használnak forrásként.) Tény, hogy mivel a Rayleigh-hullámterjedési sebesség igen közel áll az S-hullám sebesség értékéhez (5), azokban a feladatokban, amelyekben a transzverzális hullám sebességének meghatározása a cél, a felületi hullám mérés kiválóan helyettesítheti a komplikált S-hullámos méréseket. Más kérdés a mérés megkövetelt pontossága, vagy az adott mérési geometria, amelyek miatt ezzel a helyettesítési lehetőséggel nem mindig célszerű élni.

A diszperzió jelensége ugyan lehetőséget ad a Rayleigh-hullám sebesség értéke változásainak mélységi tagolására a felszíni hullám mérésével is, a talaj szerkezetének

kutatására azonban csak akkor használjuk, ha a módszer felbontóképességének hiányosságait a nagy volumenű, egyszerű adatgyűjtés könnyebbségei mindezt ellensúlyozzák.

### **3.2 A sekélykutatási mérések jellemzői**

A sekélykutató eljárásoknál a kutatási mélység nem számítva az ugyanezen a fizikai elven működő, az épület szerkezet kutatásában alkalmazott akusztikus eljárásokat, a néhány métertől a néhányszor tíz méteres tartomány. A kis kutatási mélység, ami együtt jár a kis forrás–vevő távolsággal sokszor nagyon kicsi hullámfutási időket is jelent, ahol a szeizmogramon nem válnak szét a különböző hullámtípusok, ezért felismerésük is nehéz, vagy sokszor lehetetlen.

Egy mérést általában egy konkrét hullámtípus kiértékelésére alapozunk, amely mérés technikailag megkönnyíti a helyzetet, mert úgy a forrás, mint a vevő oldalon a jelfelismerhetőség szempontjából optimális lehet a mérési rendszer kialakítása.

Az értelmezést természetesen segíti, ha többféle hullámtípus értékelésére van lehetőség ugyanannak a feladatnak a megoldására, a gyakorlatban azonban ez ritkán fordul elő, mert egy regisztrátumon általában csak egy hullámtípusra nézvést használhatók a felvételek, a többszörös terepi adatgyűjtés pedig jelentős költségnövelő tényező.

A jelforrás optimalizálásával a sekélykutatásokban általában kisebb hullámhossz, azaz jobb felbontás érhető el, mint a klasszikus szeizmikus nyersanyag kutatási feladatokban. Növelve az alkalmazott hullámforrások frekvenciáját, a felszínközeli előforduló relatíve kisebb sebesség mellett a hullámhossz csökken, ezáltal a felbontóképesség növekszik. Transzverzális hullámoknál a még kisebb sebességhez ugyanolyan frekvencián még jobb felbontóképesség tartozik. Ugyanakkor éppen a kis sebességű talajoknál a mérési frekvenciát nem lehet végtelenül növelni, hiszen terjedésüket erősen befolyásolja az abszorpció.

Az abszorpciós szeizmika sekélygeofizikai célú alkalmazása nagyon ritka, amelynek számtalan, a kivitelezéshez és a feldolgozáshoz köthető oka van.

Az abszorpciós szeizmikus feldolgozáshoz nagyon pontosan kell ismerni forrás oldalon is az induló jelalakot (lásd a 8. ábrát).

Figyelembe kell venni az egyes geofonok talajhoz, a vizsgált anyaghoz való mechanikai csatolását, amely rossz csatolásnál maga is helye az energiaveszteség fellépésének. Ugyanakkor a beérkezési idők felismerését a rossz csatolás alig befolyásolja. Pontosán kell ismerni a geofon és külön az adatgyűjtő műszer átvitelét, amelyek külön-külön sem feltétlenül alkotnak lineáris rendszert. Mindezek mellett a mérés sokkal zajérzékenyebb, amely komoly hátrány, hiszen a mérési feladatok jelentős részét lakott területen jelentős zajterhelés mellett kell végezni.

### 3.3 A mérési eszközök

Ebben a fejezetben a szeizmikus mérések műszeres háttér igényeit tekintjük át.

A jelforrás optimalizálása a felszínközeli összeletek kutatásánál az adott körülmények szerinti legnagyobb frekvenciás összetevőjű forrásjel használatát jelenti. Hagyományos feladatoknál ez a frekvencia tartomány 10-200 Hz körül van a vett jelre nézvést, ami hullámhosszban (1000 m/s –os sebességgel számolva) 5-100 m-t, felbontóképességben néhány m-t, néhányszor tíz m-t jelent. Olyan környezetben, ahol a forrás csatolását a környezetéhez a folyadék elősegíti (pl. fűrólyukban, vagy folyóvíz felszínén végzett mérések) a nagyfrekvenciás jel csak kis része vész el az indulásnál, ezzel a mérések felbontóképessége is jelentősen javul. Tájékoztatásul, pl. egy az autógyertya működési elvén működő ún. sparker forrással, fűrólyukbeli méréssel 800 Hz körüli jeleket lehet regisztrálni, ami 1000 m/s-os sebesség mellett néhány dm-es felbontóképességet jelent.

A legnagyobb felbontóképességre az épületszerkezet vizsgálatoknál van szükség, amelynél piezo forrással kHz-es jeleket használunk, vagy pl. az ún. impact echo vizsgálatoknál, ahol a jelforrás egy kalapács sorozat, ahol a kalapácsok feje a néhány mm-től a néhány cm-ig terjed változtathatóvá téve az induló jel frekvenciáját.

A szeizmikus módszerrel megoldható geotechnikai feladatokban egy, a frekvenciáját és az induló jel energiáját széles tartományban változtatni tudó eszköz, a vibrátor használata nehézkes és költséges.

A nagymélységű szénhidrogén kutatásban használatos vibrátor egy elektronikus vezérlésű hidraulikus eszköz, amely önmaga tömegét ráterhelve a talajnak rezgést átadó lemezre, egy időben változó frekvenciájú, ún. sweep-et bocsát a talajba. A vibrátoros mérés vett csatornáit a forrásjel korrelálásával a hagyományos impulzusforrásnál megszokott jelekké alakítják át. Az impulzusforrásokhoz képest a vibrátor energiája jóval nagyobb is lehet, mivel hosszabb a működés időtartama, éppen ezért környezetkímélőbb, mint ugyanezen feladat megoldásához szükséges robbantásos rezgés-keltés.

Léteznek ma már mérnökszeizmikus vibrátorok is (SUTTON és SNELLING 1998, HAINES 2006), de a nagy energia kibocsátása nagy tömeg periodikus mozgását követeli meg, ami így határt szab az alkalmazási lehetőségeknek, azaz nem elegendő az energiájuk a szokványos geotechnikai feladatokban. Változtatható frekvenciája miatt leginkább a felületi hullámos méréseknél alkalmazzák.

A szeizmikus forrásjel optimalizálása mellett külön jelentősége lehet a forrás-közeg-vevő rendszer egymáshoz történő csatolásának, különösen pl. a fűrólyuk-geofizikai, vagy az *S*-hullámos mérésekben.

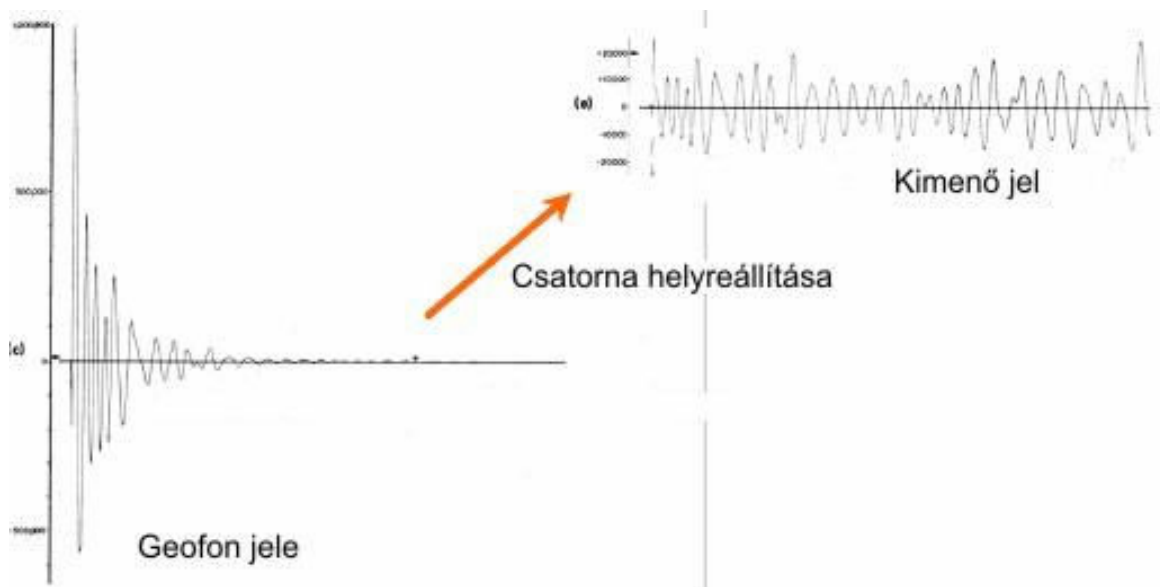
Hagyományos, talajfelszínen végzett méréseknél előnyös lehet a forrás talajba süllyesztése (kis töltetek robbantásánál) ezáltal csökkentjük a felszínközeli laza réteg abszorpció hatását és a szerkezetkutató mérésekben haszontalan felszíni hullámokat.

A mérnökszeizmikus célra alkalmazott források sokfélesége nem teszi lehetővé ezek részletes megtárgyalását, de szükségtelen is, mert az esetek többségében szerencsére felszíni szeizmikus jelforrásnak bőven megfelel egy néhány kg-os kalapács.

Vevő oldalon a geofon a talaj elmozdulás sebességével arányos analóg jelet ad. A nagyfrekvenciás tartományban történő méréseknél az adó és vevő maga is egy piezokerámia testből áll, ami a kHz-es tartományban ad jeleket és a rezgés közvetítő közeg elmozdulásának gyorsulásával arányos analóg jelet ve

Itt kell megemlíteni, hogy a fejlődés iránya a nyersanyagkutatásban már részben bevezetett olyan terepi geofon használata, amely a vett analóg jeleket helyben digitalizálja ezzel jelentősen csökkenti a méréshez használt kábelek mennyiségét. Ez előrevetíti a 3D sekélyszeizmikus mérések kivitelezésének lehetséges bevezetését.

Egy a talajba szúrt geofon, –ahogyan a rezgést átvadó közeg is,– időben csökkenő amplitúdójú mozgást közvetít, ezért a geofonoktól a kábeleken keresztül beérkező jelek közvetlenül alkalmatlanok a további feldolgozásra (13. ábra). A szeizmikus csatorna jelét tehát erősíteni kell, kompenzáló a geometriai szóródás és az abszorpció hatásait.



**13. ábra. A geofon észlelte jelet, mielőtt az adatgyűjtőbe kerül, a szeizmikus műszerek szabályozottan felerősítik**

A mai modern digitális műszerekkel szemben támasztott egyik alapkövetelmény az, hogy nagy legyen a dinamika tartománya, azaz a legkisebb és a legnagyobb fogadott jelszint aránya. A nagy mintavételi sűrűségű (néhány  $\mu\text{s}$ , vagy néhányszor  $10 \mu\text{s}$ ) mintavétel lehetővé teszi, hogy a nagy felbontóképességű mérésekhez szükséges nagyfrekvenciás jeleket is képes legyen regisztrálni, ami a kis mélységek kutatásánál elengedhetetlen feltétel. Meg kell még említeni a csatornaszámot, amely egy-egy rezgéskomponens összességét jelenti, amelyet a műszer fogadni és regisztrálni tud. A mai gazdaságosan használható műszerek legalább 24 csatornásak, de a legtöbbjük 48 csatornás.

## 4 Szeizmikus mérési eljárások

A szeizmikus mérési eljárásokat szerkezetkutató és sebesség meghatározó eljárásokra osztjuk. Nem húzható közöttük éles határvonal, hiszen mindkét esetben a hullám útját és a terjedési sebességét nyomozzuk. A különbség a felhasználás módjában van, abban, hogy melyik paraméter meghatározása fontosabb az adott feladat megoldása szempontjából.

### 4.1 Szerkezetkutató mérések

A szerkezetkutató méréseknél a szeizmikus hullám nem közvetlenül, hanem megtörve, visszaverődés révén jut el a forrástól a vevőig, a kutatás tárgyát képező, rétegzett, inhomogén közegen keresztül. A módszerrel réteghatárok, a geológiai-, vagy a talajszerkezet kutatása a cél.

#### 4.1.1 A reflexiós mérés

A reflexiós módszer a rugalmas hullámok visszaverődésén alapszik (9b ábra). Feltétele az akusztikus impedancia előjeltől független megváltozása a réteghatáron, a hullámhosszhoz képest nagy kiterjedésű rétegekben.

Az alábbi táblázatban egy mészkőben lévő üreg reflektivitásának értékei ( $R$ ) láthatók, különböző anyagú üregkitöltések mellett (II. táblázat). Csaknem a teljes energiameennyiség reflektálódik a mészkő levegővel való kitöltése és kb. a fele az agyaggal való kitöltése mellett.

	$\rho$ [kg/m <sup>3</sup> ]	$V_P$ [m/s]	$R$
Mészkő	2700	4000	0
Levegő	~ 0	330	~ -1
Víz	1000	1500	-0, 76
Agyag	1900	1800	-0, 52

II. táblázat. Üreg reflektivitása, különböző anyagkitöltés mellett.

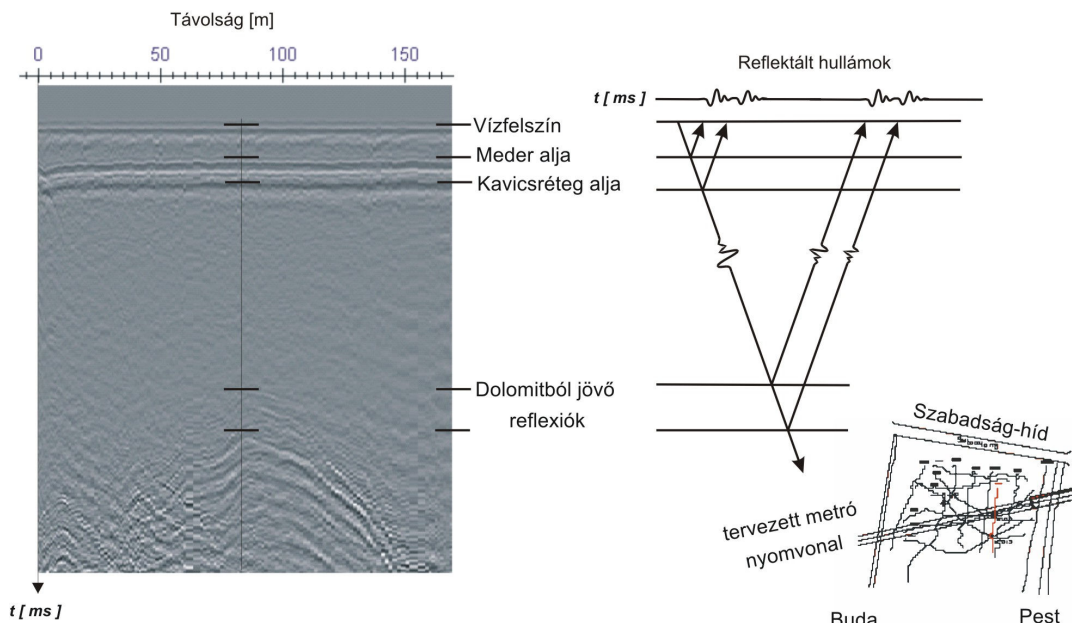
A reflektáló felületről visszajövő hullámok egy szelvény mentén a szomszédos geofon pontokba közel ugyanabban az időpontban érkeznek be, ezzel a felület a reflexiók beérkezési idejével „lekövethető”. Ez a reflexiós mérési eljárás lényege.

A reflexiós feldolgozások végterméke az időszelvény, amely a szelvény adott pontján beérkező reflexiós jelek összessége. Az időadatokat mélységszelvényre alakításához ismerni kell a reflektáló felület feletti térrészben a hullámterjedési sebességeket. Ennek hiányában a mélység csak becsléssel adható meg.

A reflexiós méréseket jól illusztrálja a Szabadság hídtól közvetlenül délre a Duna felszínén felvett mérés szelvénye, amely Budapesten a tervezett 4-es metró alagútja nyomvonalának környezetében készült. (14. ábra). Bár a rétegsor igen változatos (a mélyben triász dolomit, majd változóan eocén bázistörmelék, budai márga, tardi agyag, kiscelli agyag, felső oligocén kőzetek alkotják (HORVÁTH et al. 2001), jó reflexiót csak a folyómeder alja, az alatta lévő kavicsréteg és a mélybe zökkent dolomit anyagú sasbérc felszíne adott. A kavicsréteg elegendően vastag ahhoz, hogy a felszínéről és az alatta lévő kőzetről érkező hullámok a felvételeken elkülönüljenek. Összefoglalva tehát a módszer „szelektál” a geológiai rétegsorban és csak a számára kedvező akusztikus impedanciájú és elég nagy kiterjedésű rétegsorok kutathatók vele. (Itt kell megjegyezni, hogy PRÓNAY et al. [2005] szerint pusztán akusztikus impedancia változás létezik a bemutatott példában a Duna vizébe beáramló melegvíz és a hidegvíz között is.)

A klasszikus reflexiós eljárásnál a felvételek úgy készülnek, hogy egy-egy reflexiós felületelemről több adó-vevő geometriájú elrendezésben is kaphassunk reflexiós jeleket. Ezeket a megfelelő helyeken összeadva tovább növelhető a felvételeken a jel/zaj érték, amely megkönnyíti a kiértékelést, hiszen a rendezetlen zajok a hasznos jelekkel ellentétben csökkentik egymás hatását. (Ez az ún. stacking eljárás lényege).

A nyersanyagkutatásban leggyakrabban alkalmazott reflexiós mérések a geotechnikai feltárásokban kevésbé gyakoriak a következők miatt.



14. ábra. Reflexiós időszelvény a tervezett 4-es metró Duna alatti átvezető szakaszán. A reflektáló felületek vázlatja (jobb oldali rajz) és a mérés nyomvonala (alsó rajz, piros vonal), (PRÓNAY, TÖRÖS 2001a)

A néhány méteres mélységből származó reflexiók a feladat jellegéből adódóan, időben nem különülnek el a direkt hullámbeérkezésektől, a felületi hullámtól annyira, hogy a reflexiós jelekből a réteghatár rekonstruálható lenne.

A felszínközeli kőzetek kevésbé konszolidáltak, mint a mélyebben fekvő rétegek, vagy mert fiatal üledékes kőzetek, vagy mert mállottak, bontottak. A kis sebességű kőzet anyagai között általában kicsi az akusztikus impedancia kontraszt emiatt nem számíthatunk jó reflexiós jelekre. A fiatalokorú rétegek gyakran inhomogének is, amelyek bonyolítják a reflexiós hullámképet.

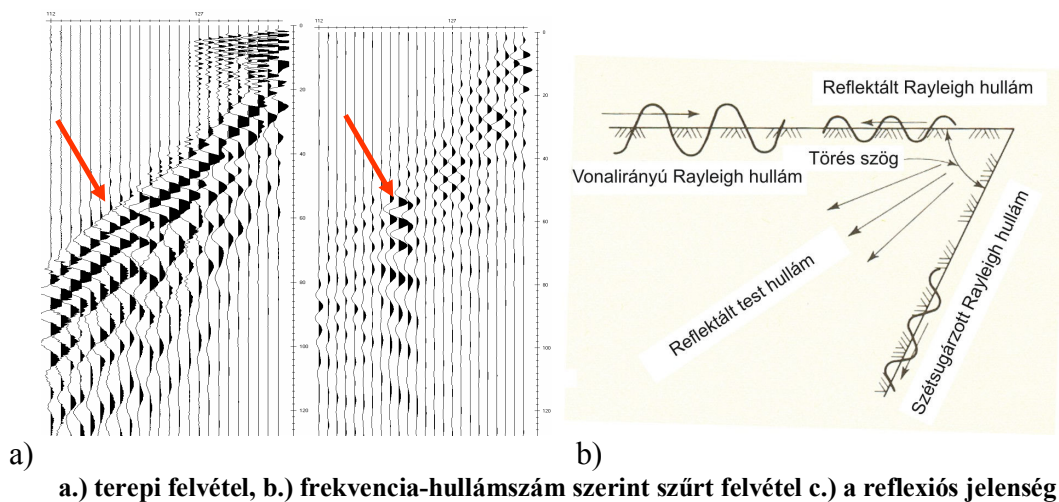
A feladatok jelentős részét zajos ipari, vagy városi környezetben kell megoldani, amely sokszor ellehetetleníti a jó terepi felvétel készítését.

Végezetül, a reflexiós módszer mérés- és feldolgozás igényes, ami költségessé teszi egyéb módszerekkel szemben.

Itt kell említést tenni VSP mérésről (Vertical Seismic Profiling), ami a reflexiós szeizmikus mérés egy speciális fajtája. Az érzékelők a VSP mérésnél a fúrólyukban vannak és a felszínen, azonos helyen jeleket gerjesztve a vevőt valamilyen lépésközzel mozgatva mérik végig a vizsgált mélységtartományt.

Ugyan reflexiós mérés alatt általában valamely testhullám reflexióját értjük, de a geotechnikában adódnak esetek, amikor a felszíni hullám visszaverődése is megoldása egy feladatnak.

A felszínközeli inhomogenitások, pincék, betemetett árkok, csővezetékek helyei, stb. a felületi hullámot reflektálhatják.



15. ábra. Egy 2-3 m-es főtémélyégű üreg felszíni hullámos reflexiós képe, (TÖRÖS et al. 1995)

A 15. ábrán egy, a Rayleigh-hullámok reflexióját felhasználó módszert alkalmazó üregkutatásból látható egy szeizmogram (Diósd, M0-ás bekötőút építését megelőző vizsgálatok). A felszíni hullám reflexióját a direkt felszíni hullámmal ellentétes fázisú amplitúdó növekedés jelzi az adott geofon helyeken.

Mivel a felszíni hullámban a mélységgel csökken az energiaszállítás mennyisége (5. ábra), a módszer alkalmazhatóságának leginkább az üreg mélysége szab határt. A felszíni hullámok reflexióján alapuló módszerek ezért csak a legfeljebb 3-4 m-es

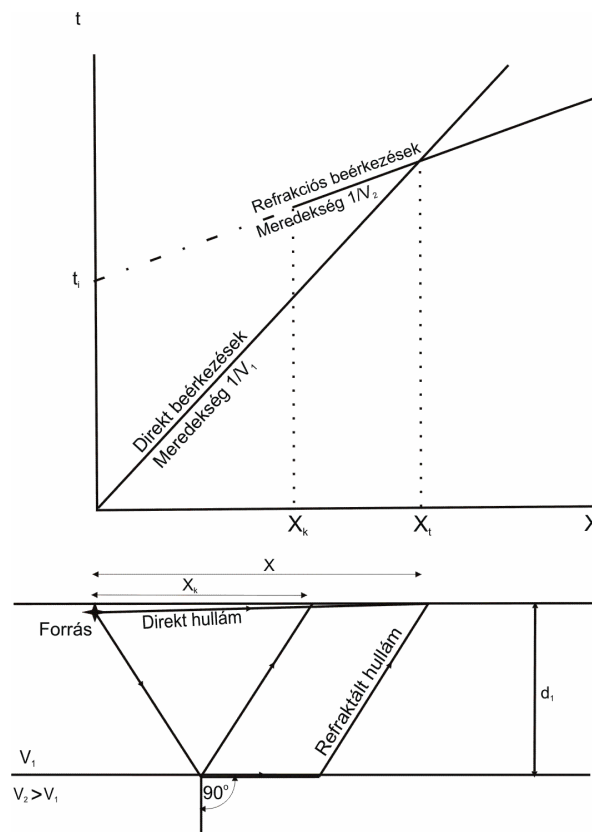
főtemélységű pincék/üregesedések kimutatására alkalmazhatók. (Az ábrán jellemző még legkorábbi beérkezésként a nagyfrekvenciás direkt hullám gyors csillapodása, utalva a szilárd burkolatú úttest hatására.)

#### 4.1.2 A refrakciós mérés

A refrakciós mérés alapfeltétele, hogy a fedőrétegben kisebb legyen a hullámterjedési sebesség, mint az alatta lévőben. Ekkor, a kritikus szöggel beeső hullámokból a nagy sebességű réteg határán kialakul az ún. fejhullám, ami az energia fedőrétegbe történő visszaszórását (refrakcióját) jelenti (9c. ábra). A visszaszóródás szöge megegyezik a (kritikus) beesési szöggel.

Egy, a refraktor mélységétől függő távolság után a refrakciós hullám megelőzi a direkt beérkezéseket, így könnyen felismerhető a regisztrátumon (16. ábra). Ezért a refrakciós terítési rendszert úgy tervezik, hogy az első beérkezéseket némi átfedéssel a teljes refraktáló felületről regisztrálják.

A módszerrel lefelé növekvő rétege sebességek mellett többréteges modell is kezelhető.



16. ábra. Refrakciós mérés elve. Refrakciós hullám csak  $x_k$ -től létezik,  $x_r$ -től első beérkezésként ismerhető fel

A refrakciós hullámfront meredeksége a refraktor sebességének reciproka ( $1/V_2$ ). Ellentétben a reflexióval, refrakcióval a kutatott objektum mélységén túl a refraktáló rétegbeni hullámterjedési sebességet is meg lehet határozni. Ez nagyon fontos lehet



olyan esetekben, amikor egy laza üledékkel fedett feküt kell felismerni ill. minősíteni a sebessége alapján.

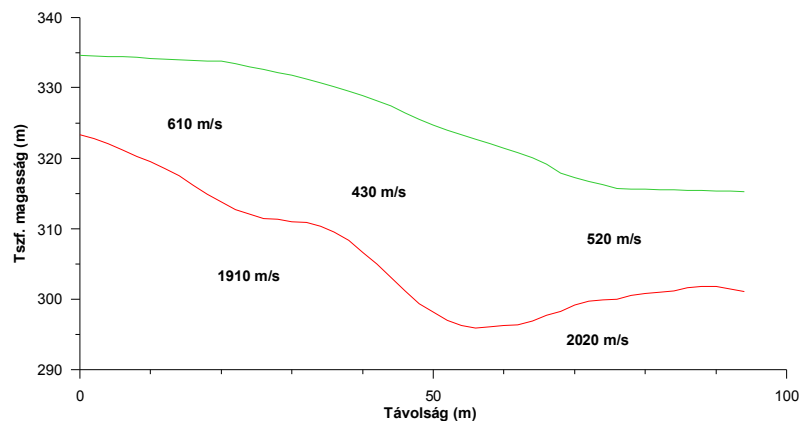
Jellegzetes refrakciós feladatok pl. az eltemetett bányagödrök, hulladéklerakók aljzatának vizsgálata vagy a külfejtések tervezésénél a fedőréteg vastagságának meghatározása egyben a feküben lévő leművelendő kőzettest minősítése. Tipikus feladat a talajvíz mélységének refrakcióval történő meghatározása is. Szemcsés, jó vízvezető képességű rétegekben a talajvíz, mint szabad felszín általában kimutatható refrakcióval, mert a vízfelszín refraktorként viselkedik.

A felszínközeli lazább képződmények, alatta jól refraktáló közeg, mint a refrakciós kutatás alapfeltétele sok geotechnikai feladatban teljesül, hiszen a mélységgel (az általában idősebb képződményekben) a konszolidáció nagyobb, növekszik a rétegekben a hullámterjedési sebesség.

A refrakciós mérésből és számításból származó együttes hibák a mélység és a sebesség értékekben jelennek meg. A szeizmikus módszereknél ez a hiba legfeljebb 5-10%-os lehet, az ettől nagyobb eltéréseknek földtani okot tulajdonítunk.

A 17. ábrán a refraktor a sebességértékei szerint még elfogadható homogén rétegnek, ellentétben a fedőréteggel, amelynél a sebességek változatossága eltérő kondíciójú összletet mutat.

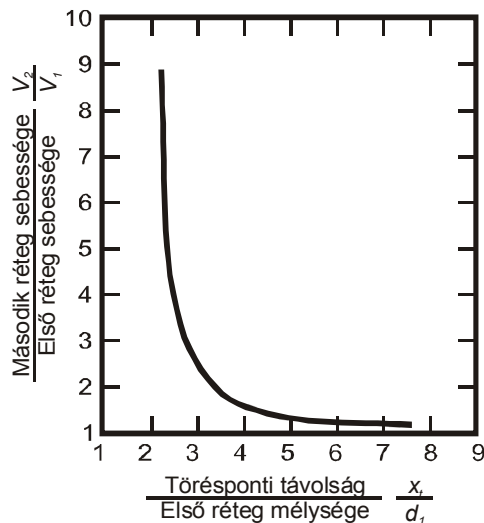
A geológiai és az anyag mechanikai tulajdonságainak szempontjából látszólag egybeeső réteghatárok mélysége eltérhet egymástól. Gyakorlati tapasztalat, hogy ha a meghatározandó refrakciós aljzat felszíne bontott, mállott kőzetanyagú (pl. egy löszszel fedett gránitfelszín), akkor a refrakciós mérések nem a geológiai feltárásokból egyértelműen meghatározható kőzetfelszín képezik le, hanem a kis sebességű, mállott felszín alatti üdébb, szilárd kőzetfelszín.



17. ábra. Jellegzetes, kétréteges refrakciós mérés eredménye, egy meddőhányó fedettségének vizsgálatánál, Gyöngyösorsoszi, (PRÓNAY 2005)

A geofizikai mérések általában, így a refrakciós mérések is simítják a valóságos földtani képet. Ennek oka elsősorban a módszerek felbontóképességében keresendő, de a refrakciónál abban is, hogy a kis sebességű, vagy vékony réteg beékelődések a módszerrel nem ismerhetők fel, továbbá az aljzat hirtelen kiszögelései, meredek kiemelkedéseit nem lehet követni.

A refrakció nem képezi le jól a nagy dőlésű réteghatárokat sem.



18. ábra. A refraktáló réteg sebessége a refrakciós beérkezés megjelenése függvényében, az első réteg paramétereire normalva (REDPATH 1973)

Egyes talajmechanikai feladatokban hasznos lehet a refraktáló réteg mérésekkel történő nyomon követése (pl. a teherviselő réteg meghatározása).

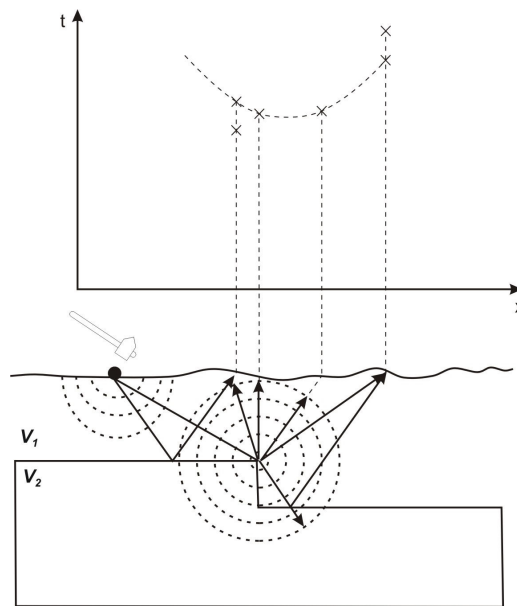
A mérés tervezésénél figyelembe kell venni, hogy refrakciós mérésnél a kutatandó objektum mélységétől függően a felszínen a mérési vonalak kezdő és végpontjai túlnyúlnak a kutatási területen (16. ábra,  $x_k$  és  $x_t$  távolságok miatt). Ez hátrányos lehet pl. egy foghíjtelek beépítése vizsgálatánál, vagy bárhol, ahol geometriailag korlátozottak a felszíni mérés lehetőségei.

A tervezéshez segítséget nyújt a 18. ábra. Jó sebességkontraszt esetén is legalább az első réteg mélysége 3-4 szeresének megfelelő távolsággal a vizsgálati területen kívül kell esnie egy rezgéskeltési pontnak, hogy a kutatási terület széléről már kapjunk refrakciós beérkezést.

A refraktor és fedőréteg sebességkontraszt nagysága meghatározó a refrakciós mérések szempontjából. Az ábrából az is látszik, hogy két-háromszorosnál nagyobb sebességkontraszt esetén nem változik lényegesen a mérési geometria.

### 4.1.3 A diffrakció

A hullámterjedés törvényeit tekintve a legáltalánosabb jelenség, amelyre kutatási módszer is épül. A Hygens–Fresnel elv szerint a hullámok felületének minden pontja újabb elemi hullámok kiindulópontja lehet. A szeizmikus gyakorlatban ez akkor észlelhető, ha a vizsgált térben a hullámterjedési sebesség, vagy a sűrűség megváltozik (pl. a hullámhosszal összemérhető üreg, töréses szerkezet miatt) és mint egy új pontforrás a regisztrátumon hiperbolaként jelentkezik (19. ábra).



**19. ábra. Diffrakciós jelek keletkezése egy vetődés élénél. A diffrakciós jelek egy hiperbolára illeszkednek**

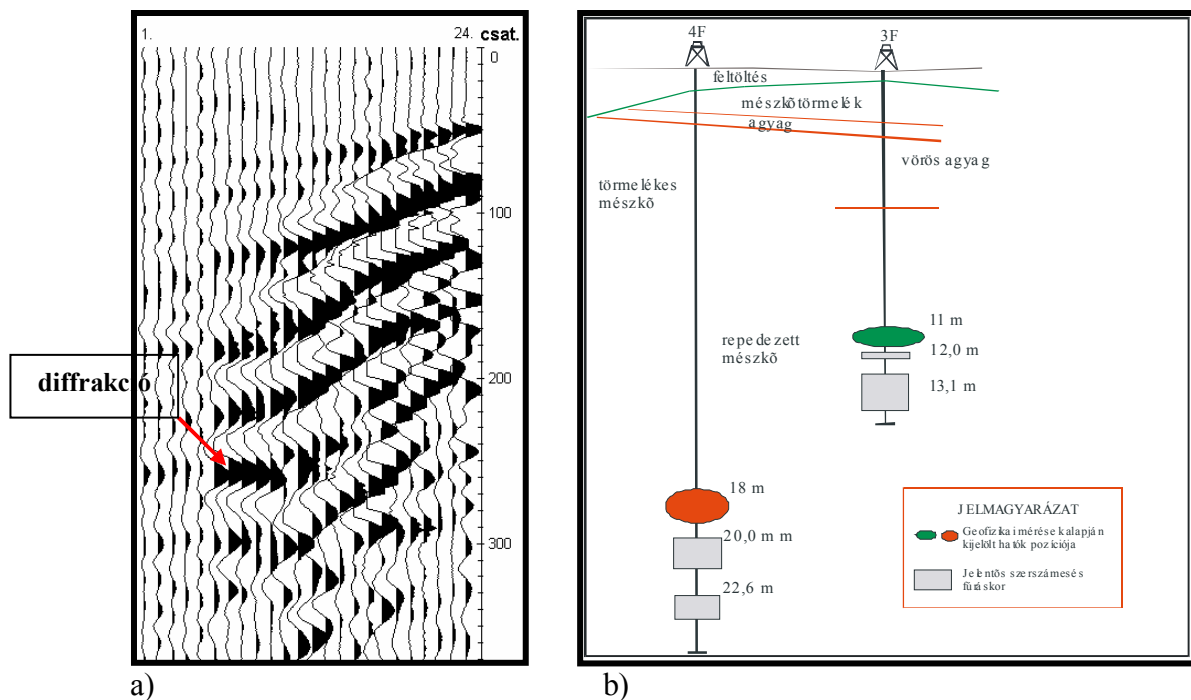
A diffrakciók általában zajnak minősülnek a szeizmikus felvételeken, ugyanakkor a sekélykutató feladatok egy jelentős részében az ezt okozó talajbeli inhomogenitások megkeresése a cél. A reflexiós rendszerben mért szelvények egyedi szeizmogramjain jelennek meg zavaróan, vagy mintegy a mérések melléktermékeként. (Az első beérkezések környezetében regisztrált diffrakció inkább elősegíti az értelmezést.)

A diffrakciós értékelésnél az egyedi szeizmogramokon felismert jelenséget elemezzük. A jellegzetes diffrakciós hiperbola minimuma a beérkezési időt adja, a sebességet a hiperbola szárainak meredekségéből számítjuk, vagy becsléssel (pl. direkt hullám beérkezésekből, reflexióból származó sebességadatból) adjuk meg.

Az alábbi feladatban szeizmogramok diffrakciós értékelésére volt szükség, a mérésekre Tapolcán egy tervezett szálloda helyén, az épület tervezési szakaszában végzett kutatás során került sor.

A barlangjáratokkal átszőtt karbonátos kőzetet törmelékes-üledékes kőzetek és mesterséges feltöltés takarták. A szeizmogramokon a mészkőből jövő diffrakciók, mint anomáliák eredete a mérést követő fúrásos feltárásokig kétséges volt. A fúrások általában 1-2 m-rel mélyebben találták meg a diffrakciók okozóit, mint ahogy azt a geofizikai mérési eredményekből becsülni lehetett.

A barlangok/üreges teteje/alja okozta diffrakciók kutatásának találati aránya fúrással kb. 70%-os volt. A találati hiba több tényezőtől adódhatott:



20. ábra. Üreg okozta P-hullámos diffrakció megjelenése egyedi reflexiós szeizmikus felvételen a), részletek a mérést követő feltárás eredményeiből b), (TÖRÖS 2005)

- a reflexiós és refrakciós eljárásoknál hallgatólagosan kétdimenziós szerkezeteket tételeztünk fel, nem számolva az esetleges oldalról beérkező reflexiókkal, vagy első beérkezésekkel,
- a felvételeinken diffrakciót okozó szerkezetek „szigorúan háromdimenziósak”, azaz nagyon érzékenyek a terítés-objektum geometriájára, (a megoldás a sűrűbb szelvényezés, vagy természetesen a 3D mérés lehetne),
- a hiba másik része a sebesség túlbecsléséből eredt.

## 4.2 Sebesség meghatározási eljárások

Az alábbi vizsgálatokban az a közös, hogy segítségükkel a sebességeket, mint anyagjellemzőket határozzuk meg a későbbi geotechnikai felhasználás céljaira.

A szeizmikus tomográfia módszere hasznos a vizsgált anyagok kritikus pontjainak megtalálásában, az anomális viselkedési helyek feltárásában, pl. az építkezéseket megelőző talajvizsgálatokban, optimalizálva ezzel az ezt követő talajmechanikai feltárást. A fúrólukbéli sebesség meghatározási eljárásokat a talajok rezgésekkel szembeni átviteli tulajdonságainak meghatározására használják.

### 4.2.1 A szeizmikus tomográfia

A tomográf módszer lényege, hogy valamilyen fizikai mennyiség eloszlása egy tartományon belül meghatározható a tartomány kerületén végzett, átvilágítás típusú mérések adataiból, ha a mért értékek a vizsgált fizikai mennyiség vonalintegráljai. A szeizmikában ilyen kapcsolat van a hullámterjedési idők ( $t_r$ ) és a lassúság ( $n$ ) (a sebesség reciproka), valamint az amplitúdók reciprokának logaritmusára és az abszorpció között.

$$t_r = \int_{(r)} n(x,y) ds, \text{ ahol } n(x,y) = \frac{1}{V(x,y)}, \text{ és } r = 1, 2, \dots, R \quad (16)$$

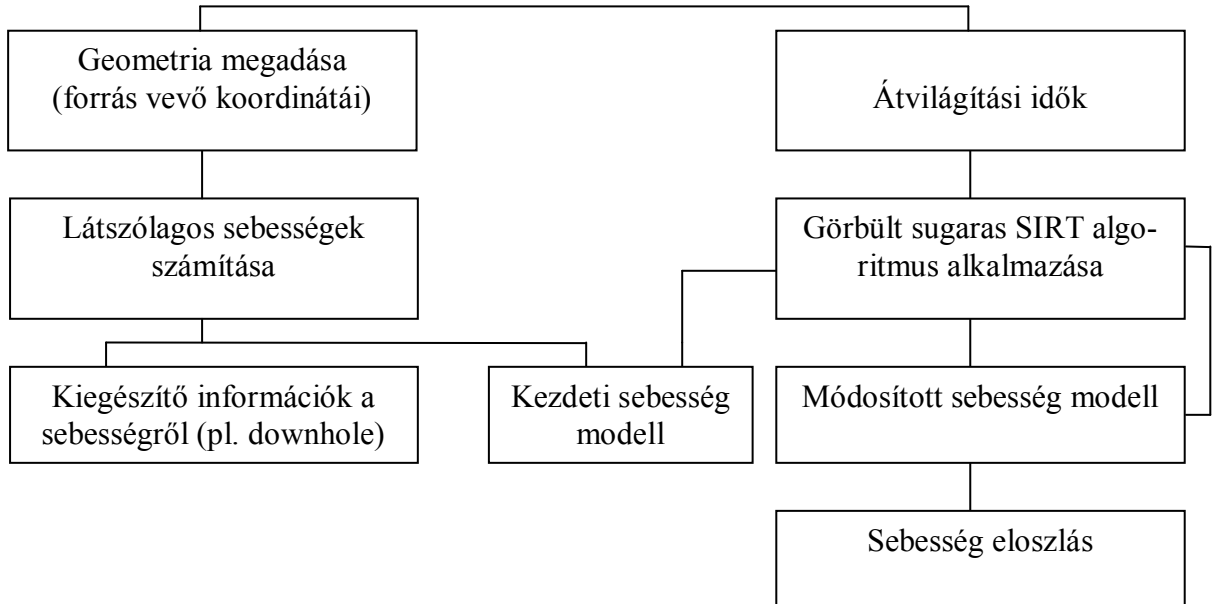
ahol  $r$  a mérési adatokat jelenti.

A vizsgált tartomány kerületén elhelyezett robbantópontok és geofonok között nagy (elvileg végtelen) számú, egymást keresztező sugárúton megmérve a fenti terjedési időket és az amplitúdókat a terület sebesség- és abszorpció-szelvénye számítható (HARDAGE 1992).

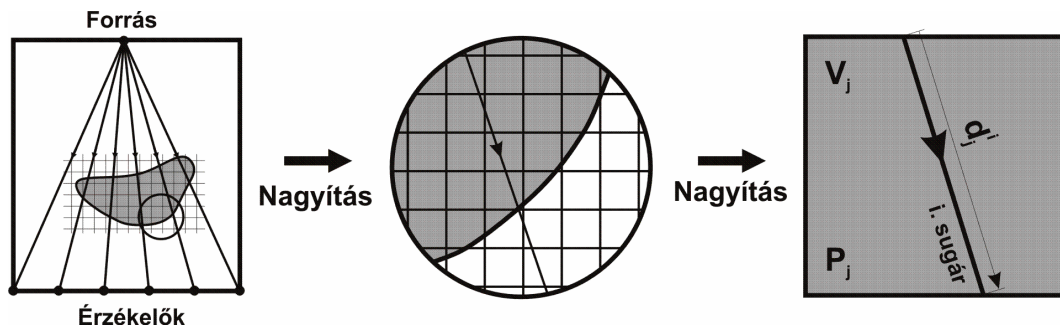
Megbízható és minden irányban megfelelő felbontású eredményszelvényekhez a vizsgált terület nagyszámú sugárral való egyenletes lefedettsége szükséges. A tomográfia annál pontosabb eredményt szolgáltat, minél több, a mérési területet irány és sűrűség szerint is lefedő sugárút keletkezik. A terület „körüljárhatósága” – az orvosi CT-vel szemben – a szeizmikus gyakorlatban ritkán valósítható meg.

A szeizmikus sebesség tomográf adatok feldolgozásának lényege, hogy a mérési geometriából és a beérkezési időadatokból „rekonstruálják” az „átvilágított” sebességteret. A szeizmikus tomográf módszerek esetében az egyik legsikeresebb a SIRT (*Simultaneous Iterative Reconstruction Technique*) eljárás (DOBRÓKA 2001) a nagyméretű inverz probléma megoldására (a mért adatok és az ismeretlenek száma egy átlagos méretű feladatnál többeszer). Az eljárás menete a 21. ábrán közölt folyamatábrán látható. Az alkalmazáshoz az adó-vevő párok pontos geometriai adatainak és a peremfeltételeknek (induló sebességmező) a rögzítése szükséges. A hullám beérkezési ideje egy cellákra osztott tartomány egyes celláiban eltöltött idő összegeként adható meg (22. ábra). Az algoritmussal a cellák paraméter eloszlása mellett számított és a mért értékek eltéréseit ismételt számítással úgy csökkentik egy minimális, a mérési hibát elérő értékig, hogy közben a cellák értékeit folyamatosan „javítják”.

Amennyiben a mért és a számított beérkezési idők eltérése a mérési hibánál kisebb, a számított sebességmező a valódi sebességtérrel azonosnak tekinthető.



21. ábra. A tomográf sebességtér kiszámítása a beérkezési időadatokból modellezéssel



áthaladási idő egy cellára:

$$t_j = \frac{d_j}{V_j}$$

teljes áthaladási idő az i-edik sugárra:

$$T^i = \sum_{j=1}^N t_j = \sum_{j=1}^N \frac{d_j^i}{V_j}$$

22. ábra. A terjedési idők számítása

Azt, hogy az algoritmus működése során az adott hullám milyen utat jár be, a hullámterjedést, például az ún. „expanding time field” algoritmussal modellezhető (VIDALE 1988). Ez az eljárás a robbantópontból kiindulva egy négyzetrácson követi a táguló hullámfrontokat. Az algoritmus a sebességmező lokális struktúráját figyelembe véve minden rácspontban kiszámítja az összes lehetséges sugárúthoz tartozó beérkezési időket, és ezek közül a legkisebbet fogadja el. A terjedési időket az adott robbantópontba kiszámított időmezőnek a vevőhelyeken felvett értékei adják, a sugárutak a vevőktől kiindulva követhetők vissza a forráspontig az időmező maximális negatív gradiense mentén.

Az egyenes sugárutas megoldásnál az adó-vevő hullámút állandó, néhány sugárkövetés-mezőmódosítás ciklus elegendő a sebességtér előállításához. A valóságot jobban megközelítő görbült sugárutas tomográfiánál több iterációs lépésre van szükség, mert a sebességmező módosításával a sugárutak is megváltoznak.

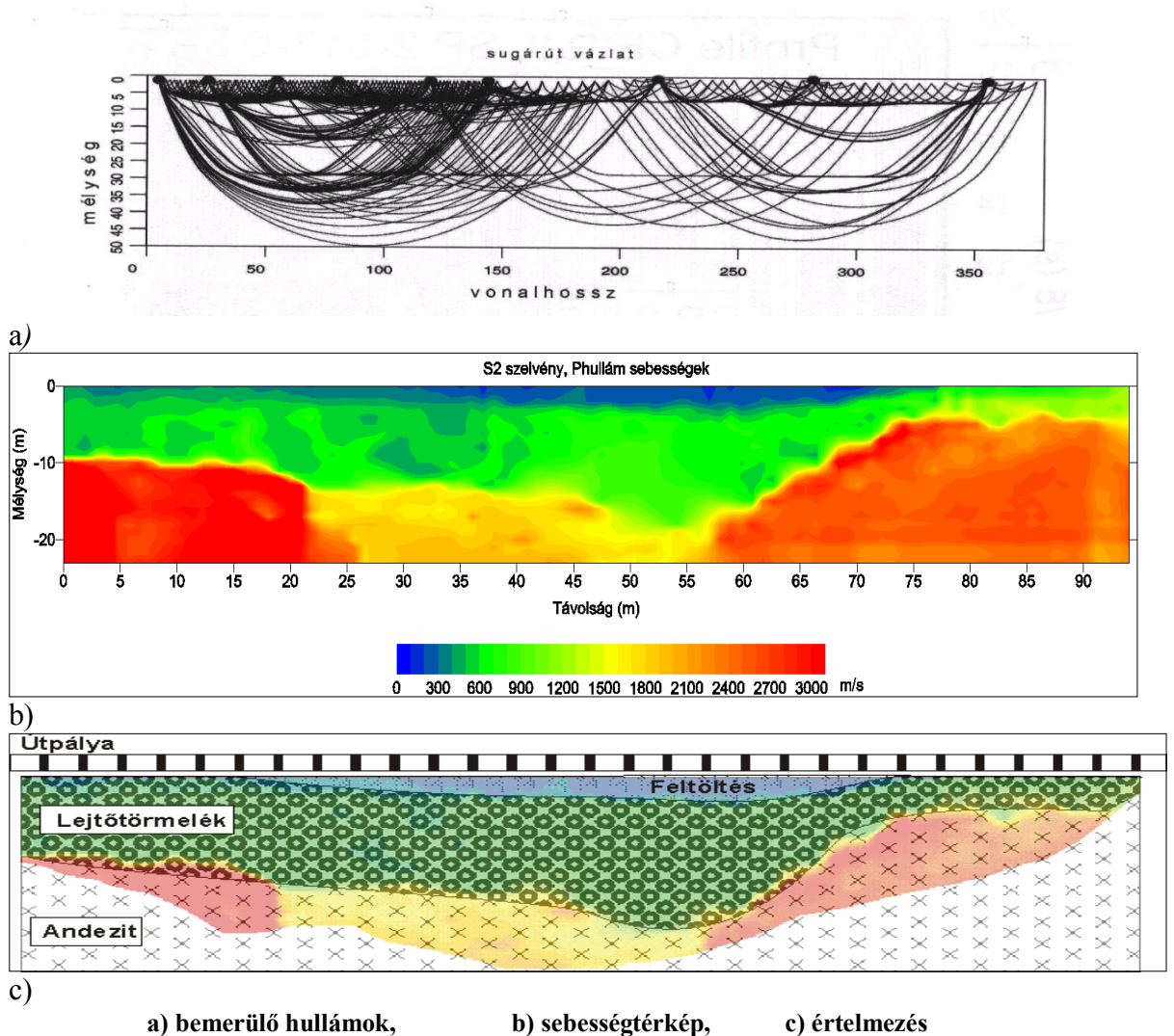
A szeizmikus átvilágítás geotechnikai célú felhasználására sok példa hozható. Megvizsgálhatók vele pl. az épület alatti térrészek, amelyek egy szelvényméréshez megközelíthetetlenek, de felhasználhatók a már meglévő fúrólukak a közöttük lévő tér megismerésére. Bizonyos feltételek mellett a tomográfia a felszíni mérések időadataira is alkalmazható. Leggyakoribb formája a refrakciós-, vagy reflexiós hullámbeérkezésekből számított tomográfia, vagy az ún. bemerülő hullámos tomográfia.

A bemerülő hullámos tomográfia egy általánosított refrakciós mérés, jóval több sugárúttal, mint ami egy refraktor megszerkesztéséhez szükséges lenne. Megvalósításához a mélységgel növekvő hullámterjedési sebességű összlet megléte szükséges, esetleg több, akár horizontálisan is változó sebességű refraktorral. Ezzel a felszínen keltett hullámok különböző mélységekbe „merülnek be”, az egymást keresztező hullám utakat modellezve pedig, a teljes összlet leképezhető a mérési vonalhossz által meghatározott legalsó refraktorig. A refrakciónál elmondottak erre az esetre is érvényesek. A mélységgel csökkenő, kisebb sebességű rétegeket, inhomogenitásokat nem, vagy helytelenül képezi le az eljárás, és ugyancsak figyelembe kell venni a refrakció simító hatásait.

Bemerülő hullámos tomográfiára látható egy a partfalcsúszással kapcsolatos példa Hollókőről. A mérés egy közlekedési útpálya nyomvonalában készült egy hegyoldalon, csapásirányú szelvény mentén. A rendszeres süllyedés következtében, az útpálya egy bizonyos szakaszát folyamatosan fel kellett tölteni, amit, önmagában a meredek rézsűoldal léte nem indokolt, hiszen ez egy lokális jelenség volt. Az összlet geológiai felépítésének megismerésével a jelenség magyarázatot nyert. A kis sebességű, laza anyagú lejtőtörmelék vastagsága a kritikus helyen hirtelen kivastagodott (5 m-ről 20 m-re változott), amely így a környezetétől eltérő szilárdsági tulajdonságokkal bírt és gyorsabban süllyedt, ill. folyamatosan csúszott a völgyoldal felé.

A tomográfia gyakorlatában a vizsgált terület sugárutak szerinti részleges, vagy a sugárutak iránya szerinti inhomogén fedettségével kell számolni, ami a paramétereloszlások meghatározásának hiányosságait vonja maga után. Egy bemerülő hullámos tomográfia esetében pl. ez abból adódik, hogy mivel csak a felszínen vannak érzékelők, a vertikális irányú sugárfedettség a mérési rendszer miatt mindig teljes, ill. homogén, míg a horizontális irányú fedettséget a refraktor(ok) helyzete határozza meg. Egy, a fúrólukak közötti átvilágításnál a vizsgált tartomány irány szerinti fedettsége azért hiányos, mert a vertikális irányú átvilágítás részlegesen ugyan megvalósítható a felszínről indított méréssel, de ezek így sem érintik a lyuktalpak közötti térrészt, azaz a vizsgálandó terület nem körüljárható.

Egy nem teljes sugárfedettségű tomográf mérési adatrendszernek matematikailag több megoldása is lehet, attól függően, hogy milyen kezdeti peremfeltételeket adtunk meg a programban a sebességmező számításához. A leképezést javítja, ha az előzetes geológiai ismeretek beépülhetnek a peremfeltételekbe.



23. ábra. A refrakciós módszer általánosítása a bemerülő hullámos tomográfia. A rézsűoldal szelvényre merőleges irányú csúszása a szelvény 50-60 m-ében volt a legaktívabb, (TÖRÖS 2003a)

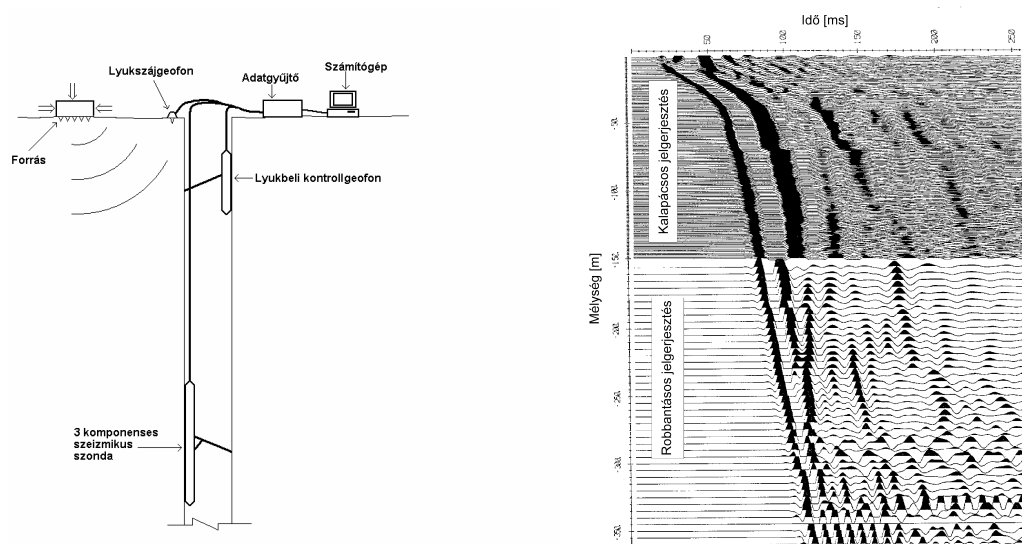
Az abszorpciós tomográfiában nem a beérkezési időkre, hanem egy kiválasztott típusú hullám beérkezéseinek amplitúdóira érvényesek a tomográfia alapösszefüggései. Az eljárás jósága azon is múlik, hogy mennyire sikerül pontosan az adott hullámtípus szerinti beérkezést azonosítani. Természetesen ilyenkor is ismerni kell a vizsgált hullám útját, amelyen az energiavesztés fellépett. Mivel a vizsgált amplitúdó több paraméter függvénye, mint a sebesség és a mérési zaj a sebességtomográfiánál kevésbé zavaró az első beérkezés bejelölésénél, az abszorpciós tomográfia zajérzékenyebb, mint a sebességtomográfia.



#### 4.2.2 A downhole/uphole és a Seismic Cone Penetration Test

A felszíni mérésekkel nem lehet elég pontosan követni a talajban a különböző típusú hullámok útját. A közvetlen sebesség meghatározási eljárások lényege, hogy legalább a szeizmikus vevőt, de akár a szeizmikus forrást is fúrólukba, a vizsgálandó öszletbe helyezik, hogy a geotechnikai paraméterek számításához elegendő pontossággal lehessen meghatározni az adó-vevő hullámúton értelmezett terjedési sebességeket.

A downhole mérésnél a forrás a felszínen a fúróluktól néhány méternyire, a vevő a fúrólukban van, különböző mélységeken. Az uphole mérésnél a vevő van a felszínen és a forrás a lyukban. A mérés eredménye szempontjából a forrás és vevő felcserélhető, a fúróluk védelem és felszínen történő egyszerűbb hullámkeltés miatt a downhole mérést gyakrabban alkalmazzák, mint az uphole-t (24. ábra).



24. ábra. A downhole mérés elve, és egy, a mérés eredményeként kapott, különböző forrásokkal készült jellegzetes szeizmogram (PRÓNAY et al. 1999)

Az intervallumsebességeket az alábbi egyszerű összefüggéssel számítják:

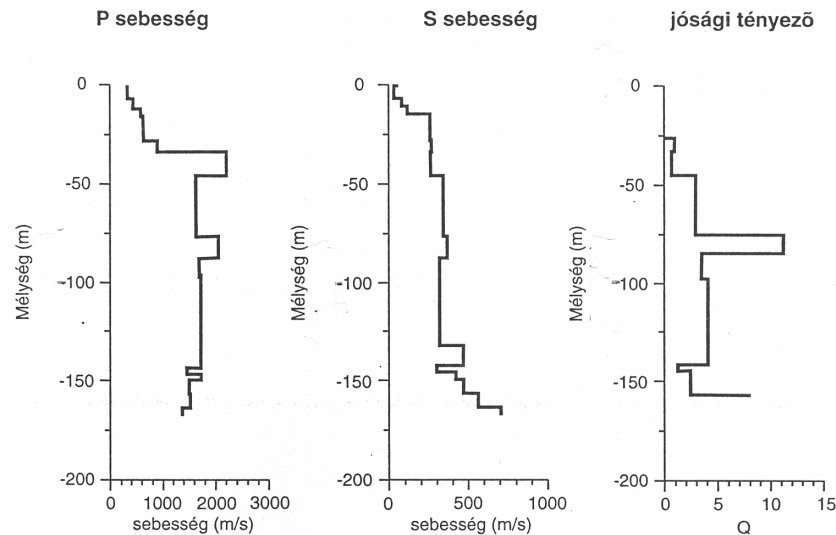
$$V_{S(i+1)} = \frac{L_{i+1} - L_i}{t_{i+1} - t_i}, \quad (17)$$

Ahol ( $t_i$ ) a hullám futási ideje a forrástól az  $i$ -edik vevőig, a szeizmogramról első beérkezésként olvasható le, ( $L_i$ ) a vevőszonda mélysége az  $i$ -edik mérési pontban. A tomográfiához hasonlóan, a hullámok réteghatáron történő megtörését is figyelembe vevő, ún. sugárkövetéses eljárással a sebesség mélység-szelvénye pontosabban számítható.

A tárgyalt mérések a fúróluk környezetének vertikális irányú sebességviszonyait képezik le. A mérés tartománya a mért domináns frekvenciából és a hullámterjedési

sebességből meghatározható. A sebesség értékek kialakításában a kb. fél hullámhossznyi fúróluk környezet játszik meghatározó szerepet.

A mélységgel a sebesség meghatározás pontossága romlik a hullámbeérkezések jelölésének bizonytalansága (abszorpció) miatt, ugyanakkor a rétegsebességek meghatározásánál az előzetesen elkövetett hibák halmozódnak.



**25. ábra. Downhole mérés eredménye az Udvari fúrásban. A jósági tényező (Q) a P-hullám beérkezésekből származik (TÖRÖS 1997)**

Kalapáccsal történő transzverzális jelgerjesztéssel, gyakorlati tapasztalatok szerint a vizsgált anyag csillapításától függően maximum 50 m -300 m mélységig lehet értékelhető felvételeket készíteni. A geotechnikában ez a mélység elegendő is, a nagyobb mélységű geológiai célú kutatásokhoz robbantási technológiát, vagy vibrátort használnak a P-hullámsebesség szelvényezéséhez.

Minden méréstípusnál fontos a fúrólukban lévő szonda és környezetének csatolása, ehhez a szondát a méréskor a fúróluk falához kell szorítani.

Az udvari fúrás üledékes rétegsorában kalapáccsos jelgerjesztéssel kb. 160 m-ig készültek értékelhető felvételek. A jósági tényező számításához értelemszerűen az induló jelet is rögzíteni kell (25. sz ábra).

Talajokban a Seismic Cone Penetration Test (SCPT) a downhole méréssel analóg eljárás (CAMPANELLA et al, 1986, vagy a legújabb: BUTCHER et al. [2005]).

Lényege, hogy a vevőszondát nem egy fúrólukban mozgatják, hanem az egy dinamikus talajszonda csúcsában van, amelyet sajtolással, veréssel juttatnak a talajba. Az eljárással, a szonda lejuttatása során, a talaj mechanikai állapotával kapcsolatos egyéb paramétereket is felvesznek (csúcsnyomás, palástsúrlódás, stb.)

Az SCPT szilárd kőzetekben nem alkalmazható és a szonda lejuttatásának talajban is mélységi korlátai vannak.

### 4.2.3 Egyéb eljárások

A fúrólukbéli sebesség meghatározásának egyéb eljárásai is ismertek.

Ilyen a „Suspension Logger”-el (SL) való mérés, ami az OYO japán cég által kifejlesztett eszközzel történik. A szonda 7 m hosszú, nyitott fúrólukban „felfüggesztett” elven működik, azaz a szonda mérőkábelén függ, a szonda és a lyukfal közötti rezgés közvetítő anyag a fúrólukban lévő folyadék.

A szonda felső részében erős, néhány száz tíz kHz-es piezo forrás van, a szonda alsó részében a két vevőszonda egymástól egy méterre van elhelyezve. A szondahosszból következően a downhole-hoz képest a valós  $P$ -hullám sebességének mérése mellett a Stoneley hullám (lásd 2.2 fejezet) sebességéből számítja a transzverzális hullámterjedési sebességet. Sajnos éppen a legsekélyebb tartományokban nem lehet használni az adott szondahossz és a fúróluk folyadék szükségessége miatt. Előnye, hogy a hullám útja kisebb hibával számítható, mint a downhole mérésnél és a közvetlen fúróluk környezet sebesség viszonyait képezi le. A módszer leírására vonatkozó hivatkozásokból KITSUNEZAKI [1980] említhető.

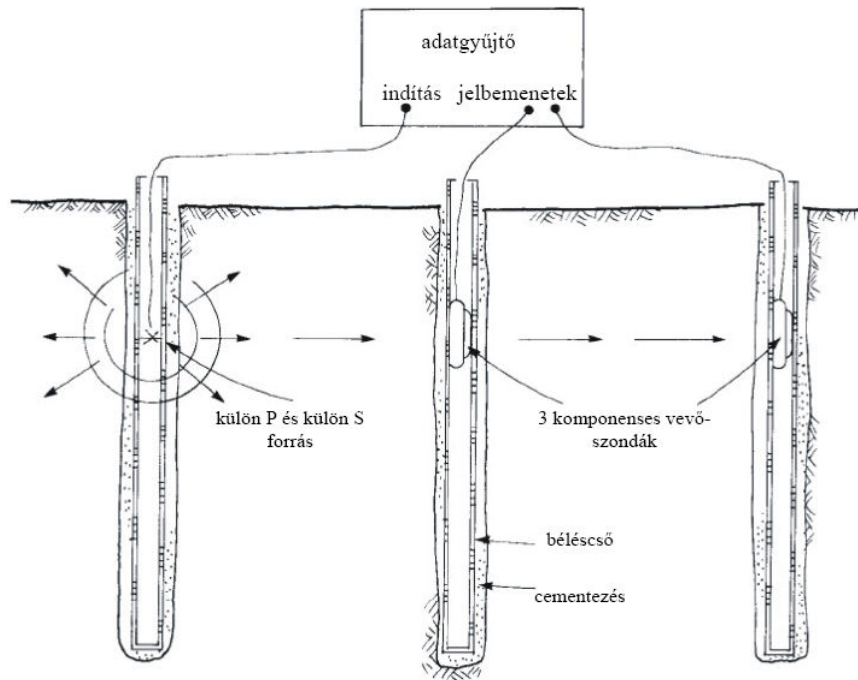
Az eddig közölt eljárások a hullámterjedési sebességek mélység szerinti szelvényezésére szorítkoznak, amelynél az adott hullámot, mint első beérkezést kell felismerni. A reflexiós eljárásnál említett VSP mérést elsősorban a geológiai szerkezet kutatására alkalmazzák. Ezeknél a teljes szeizmikus hullámképet veszik figyelembe (reflexiókat, refrakciókat, adott esetben diffrakciós beérkezéseket is).

A fúróluk és környezetének teljes hullámképet felhasználó szeizmikus vizsgálatára speciális esetekben a geotechnikában is szükség lehet. A műtárgyak alapozási mélységének meghatározásánál az alapot a felszínen megütik és a műtárgy mellé fúrt lyukban észlelik az alapozás aljáról jövő diffrakciós beérkezéseket. A kutató objektum és a fúróluk egymáshoz viszonyított kedvező elhelyezkedése egyéb esetekben, pl. üregkutatásnál is hasznos lehet.

### 4.2.4 Crosshole mérések

Crosshole mérésnél az adó- és a vevőszonda is a vizsgálandó mélységben, a fúrólukokban van. Főleg laza talajokban használják a rugalmassági paraméterek meghatározására, ahol a talajmintavétel lehetősége erősen korlátozott. A módszer leírása leginkább BALLARD [1976] nevéhez fűződik, az USA-ban az eljárást szabványosították is. A módszer elemzését, valamint a speciális fúrólukbéli műszerezettség kialakítását hazai viszonyok között az ELGI-ben kezdték el (TÖRÖS 1991, HERMANN et al. 1992), a későbbiekben több sikeres mérésre került sor (TÖRÖS et al. 1997).

Crosshole mérésnél horizontális sebességeket mérnek, a szondák egy adott mérési ponton egyazon mélységben vannak a fúrólukokban (26. ábra).



26. ábra. A crosshole mérés elvi vázlat. A műszerezettség egyezik a downhole mérésnél leírtakkal

A fúrólukak egymástól való távolsága elegendően kicsi kell legyen ahhoz, hogy ténylegesen a direkt és ne a szondakörnyezetben lévő rétegek határaitól jövő refrakciós hullámokat észleljük első beérkezésként, valamint elegendően nagyoknak kell lennie ahhoz, hogy az egyes hullámtípusok időben elkülönülten érkezzenek be, ezáltal felismerhetők legyenek a regisztrátumon.

Kompromisszumos megoldásként a méréshez szükséges lyukakat egy vonalban tűzik ki, az első vevőlyuk az adólyuktól számított 3-5 m-re, a második, az előzőtől további 3-5 m-re van. Ritkábban, anizotrópia gyanúja esetén egy vizsgálattal a kitézött szelvény irányára merőleges irány(ok)ban is megméri a hullámterjedési sebességeket, amely így több fúróluk elkészítését igényli. Az egyszerű kétlyukas megoldás ritka. A vizsgálati mélység tartományt a feladat határozza meg, általában 15 m - 30 m szokott lenni.

A művelet többnyire bélésűcsővezetett lyukakban végzik, mert általában a talajvíznívó alatt kell a mérést kivitelezni. Bélésűcsővezetésnél a gyűrűs teret a lyuktalptól kezdve olyan technológiával cementálják, hogy a jó minőségű cementpalást anyaga ne szűrődjön be a porózus rétegekbe és ezzel ne változtassa meg a környezetének mechanikai állapotát. Ez rendkívül fontos és nagy körültekintéssel járó mérés előkészítést igényel, mert éppen ezek a laza rétegbetelepülések leginkább a vizsgálat tárgyai. A laza rétegek ugyanis, lévén a legjobb hullámvezetők és rossz állékonyságúak, a tervezés kritikus pontjai.

A másik fontos tényező, a szondák mechanikai csatlakozása a környezetükhöz a mérés során. Ha ez nem kielégítő pl. a gyűrűstér hiányos cementálása miatt, a jelenség

egy felülvágó szűrőként működik, nagymértékben bizonytalanná téve a hullámbeérkezések bejelölését.

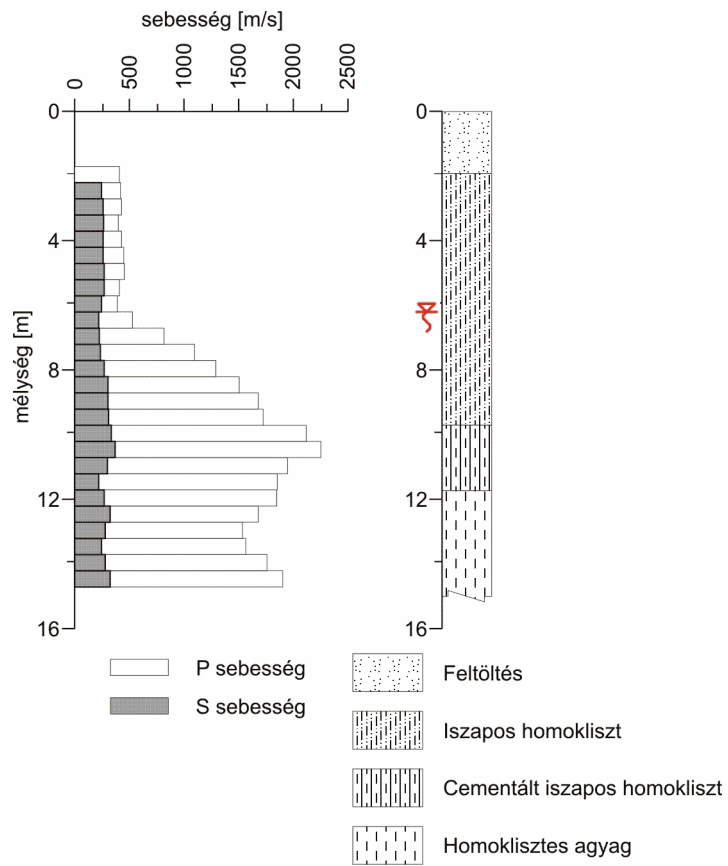
A mérésnél külön kell felvenni a  $P$  és külön az  $S$ -hullám szelvényeket, speciális hullámforrás alkalmazásával. Technikai szempontból a legnagyobb nehézséget a transzverzális hullám fúrólukbeli gerjesztése okozza. Erre a célra az ELGI-ben kifejlesztettek egy hidraulikus falhoz szorítású, elektromechanikus elven működő transzverzális hullámforrást, amelynek legfontosabb jellemzője az ismételhetségek. Az eljárás során külön-külön regisztrálják a szonda belsejében elmozduló kalapács fúróluk tengely irányú le és felütéseit, így a vett jelek egymásra rajzolásával lehetővé válik a transzverzális jel beérkezés egyszerű felismerése, ahogy ez a felszíni méréseknél is történik (v.ö. 12. ábra).

A nagysebességű rétegekben a direkt hullám meghatározása elméletileg egyszerű feladat, de a környezetétől kisebb sebességű rétegekben szükségszerűen megjelennek a refrakciós hullámok, amelyek első beérkezésként észlelhetők még a direkt hullám beérkezése előtt. A regisztrált első beérkezések ezért csak látszólagos sebességeket adnak (lásd a 18. ábrát).

A rétegek valódi sebességeit mindkét vevőluk adatait felhasználva sugárút követéses modellezéssel meg lehet határozni (HERMANN et al. [1992], de közölnek hasznos eljárásokat a már említett amerikai szabványban is. Ökölszabályként kimondható, hogy az 5, 10 m-es adó-vevő távolságok alkalmazása mellett az 1 m-es laza rétegvastagságnál kisebb rétegek valós sebessége csak nagy hibával határozható meg.

A dinamikus rugalmassági paraméterek számításához [(7) - (9)] szükséges sűrűség adatokat fúróluk geofizikai, esetleg laboratóriumi méréssel kell meghatározni. A pontos sebesség értékek megméréséhez a fúrólukak ferdeségét is ismerni kell a jel által megtett út pontos számításához.

A 27. ábrán egy crosshole szelvényezés eredménye látható. A földtani rétegsor egy közvetlenül a fúrólukak mellett mélyített CPT szondázásból származik. A finomszemcsés rétegsorban a talajvízszint felett a  $V_P/V_S$  arány gyakorlatilag változatlan, alatta a  $V_P$  értékében a víztartalom a domináns. A  $V_S$  értékét a „cementált iszapos” képződmény alig változtatja meg, míg  $V_P$  az eltérő víztartalomnak köszönhetően változik. Jellemző, hogy ez a változás nem következik be ugrásszerűen a talajvízszint környezetében, hanem fokozatosan emelkedik. A kevésbé konszolidált, fiatal üledékben nincs a nyírási modulus szerinti kitüntetett réteg.



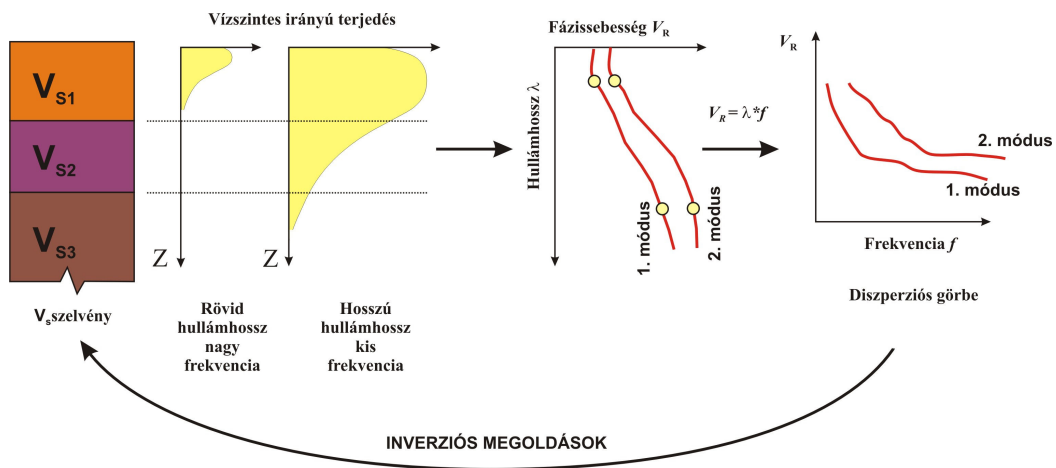
27. ábra. Egy crosshole mérés eredménye és a CPT szondázással kapott rétegsor összehasonlítása, Százhalombatta, (TÖRÖS et al. 1997)

### 4.3 A felszíni hullám mérésén alapuló eljárások

A felszíni hullámok mérésén alapuló eljárások módszertanilag eltérnek az előzőektől, ezért önálló fejezetet érdemelnek. A vizsgálatok célja a felszínközeli rétegek  $S$ -hullámterjedési sebességgel történő jellemzése tekintettel arra, hogy a felszíni hullám terjedési sebessége alapján igen közel áll az  $S$ -hullámhoz (Rayleigh-hullámra lásd a 2. ábrát).

A felszíni hullámok sebessége kisebb, mint a testhullámoké, ezért későbbi beérkezésként jelennek meg, ugyanakkor a felszíni hullámok inhomogén, rétegzett esetben diszperz hullámok. Az energia a hullámcsomagban csoportsebességgel, míg a csoportot alkotó különböző frekvenciájú hullámok egymástól eltérő sebességgel terjednek. Az energia részben a kisebb frekvenciájú (nagyobb hullámhosszú) hullámok formájában a mélyebb rétegekben, részben a nagyobb frekvenciájú (kisebb hullámhosszú) hullámok formájában a felszínhez közelebbi térrészekben terjed (10. ábra).

A Rayleigh-hullám mérésén alapuló eljárások lényege, hogy a mérési adatokból előállítják a diszperziós görbét, a hullám frekvencia – fázissebesség függvényét, majd megkeresik hozzá a leginkább illeszkedő rétegmódellet, amellyel így magának a talajnak a keresett paramétereit határozzák meg (inverziós eljárások). Az eljárások közötti különbség így a diszperziós görbe előállításának módjában és az inverziós módszerek különbözőségében van (28. ábra).



28. ábra. Rétetparaméterek számítása a felszíni hullám diszperziós görbéjéből

A diszperziós görbe speciális szeizmikus vibrátor használatával mért terepi adatokból állítható elő legegyszerűbben. Impulzus, vagy véletlenszerű zaj forrás használatával mért adatokból történő előállítására különböző módszerek eltérő számú geofonokat, ill. szeizmikus terítési rendszereket használnak.

A legrégebbi, a SASW (Spectrum Analysis of Surface Waves, STOKOE 1994) módszernél két geofont használnak egy egyirányú terítésben, az adó-vevő (offset) és a geofon-geofon távolság állandó, majd ennek növelésével szakaszonként mérik ki a két geofon közötti fáziskülönbséget, azaz a diszperziós görbét, gyakorlatilag a szelvény egy adott pontjára.

A MASW (Multi-channel Analysis of Surface Waves, PARK et al. [1999] mérésénél a szeizmikában megszokott „normális számú” 24, 48 db csatorna különböző offsetekkel felvett jeleivel számolnak. A MASW legfontosabb módszertani előnye a SASW-vel szemben a különböző hullámtípusok felismerésében és szétválasztásában van. Ezen kívül maga a terepi mérés rendszere alkalmas arra, hogy azt egyéb szeizmikus célú (pl. refrakciós, reflexiós) egyidejű terepi adatgyűjtésre is használják.

MASW mérések esetén a diszperziós görbét f-k transzformációval határozzák meg, mellyel a magasabb módusok is elemezhetők.

A CSW (Continuous Surface Wave, MATTHEWS [1996]) eljárás előnye, hogy forrásként szeizmikus vibrátort használ, így a fázissebességeket közvetlenül méri a frekvencia függvényében. Innen az eljárás az S hullámsebesség profil számítására a többi eljáráshoz hasonló.

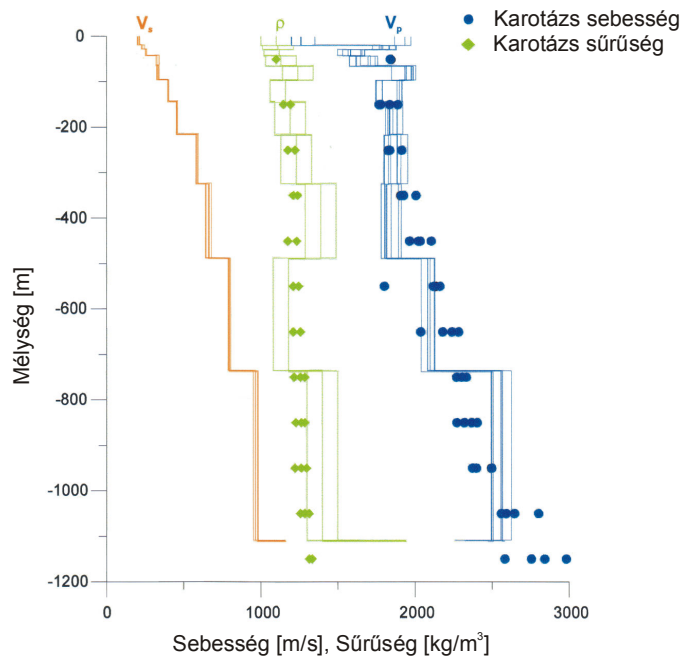
A felszíni hullám vizsgálatán alapuló módszereket összehasonlítva a klasszikus szeizmikus eljárásokkal a legfontosabb különbség a kivitelezés egyszerűségében van. Jellemző, hogy a módszer kevésbé zajérzékeny, értékelhető eredményt ad sebesség inverzió (kis sebességű, ún. „rejtett rétegek” jelenléte) esetén is.

Gyakorlati tapasztalat, hogy változékony, karakteres rétegsoroknál a felszíni hullám értékeléséből kapott eredmény jól hasonlít az egyéb módon meghatározott sebesség profilra. Kevésbé karakteres rétegsoroknál impulzusos forrás használatával a fázissebesség – frekvencia görbét csak egy szűk frekvencia sávban kapjuk meg, amely nem elegendő a rétegsor kellő felbontású leképezésére. Megfelelő tömegű szeizmikus vibrátorral ilyenkor feltehetően jobb eredményeket lehetne elérni.

A 29. ábrán bemutatott feldolgozás esetében a hullámforrás megfelelő energiájú volt, hiszen a felületi hullámot, amelynek értékeléséből az ábrán látható sebességprofil született egy kéregkutató reflexiós mérés felvételeként regisztrálták (POSGAY et al. 1996). A jó minőségű, a mélyszeizmikus kutatás szempontjából érdektelen felületi hullám felvételekből a diszperziós görbét f-k transzformációval határozták meg az inverziót az ún. genetikus algoritmusra alapozva végezték el (TÖRÖS et al. 1999). A  $V_S$  értékei jól illeszkedtek a reflexiós szelvény szintjeihez, az induló modellben  $V_P$  és a sűrűség értékeit becsléssel határozták meg. Ennek ellenére az eredményeket a mélyfúrásgeofizikai eredmények igazolták.

Esetünkben a példa elsősorban módszertani szempontból érdekes, a nagy kutatási mélység miatt az a szeizmológusok számára használhatóbb információt hordoz, de egyben rávilágít adott szeizmikus felvételek többcélú feldolgozásának lehetőségeire is.





29. ábra. Mélyszerkezet kutató mérés felvételeiből származó sebességek és azok mélyfúrásgeofizikai mérések eredményeivel történő összehasonlítása.

A felszíni hullámokat gyakran alkalmazzák olyan geotechnikai jellegű vizsgálatokban, amikor a durvaszemcsés talaj nem teszi lehetővé a talajszondák talajba juttatását (pl. talajtömörítéssel monitoring vizsgálatok). „Iparszerű” alkalmazásai a világon zömében a nagy tömegű felmérésekhez kapcsolódnak. Magyarországon a földrengések helyi rezgésátviteli paramétereinek meghatározására, ill. térképezésére használják néhány kiválasztott területen. Ezeknek a térképeknek az építésföldtani hasznosíthatósága nyilvánvaló, hiszen a talajok nyírási paramétereire vonatkozó információt tartalmaznak.

Itt kell megemlíteni, hogy a felszíni hullámok geotechnikai célú alkalmazásai nem szűkíthetők le pusztán a  $V_s$  sebességprofil meghatározására. Szeizmikus tomográfiával megoldható feladatokban is a felszíni hullám az egyik leggyakrabban alkalmazott hullámtípus. A mérés gyors, a csoportsebesség jelfelismerés automatizálható, mivel a legnagyobb energiával beérkező hullámcsomag amplitúdóját kell kijelölni.

A pusztán a csoportsebesség beérkezéseken alapuló módszereket kellő kritikával kell fogadnunk. A probléma megértéséhez tudnunk kell, hogy a frekvencia - csoportsebesség összefüggés korántsem lineáris, sőt éppen az energia maximum környékén az ún. Airy frekvenciánál a függvénynek minimuma is van.

Mindemellett mivel eszközeinkkel csak egy adott frekvencia sávban mérünk, korántsem biztos, hogy az észlelt maximális amplitúdókhöz kötött beérkezésekből számított tomográf térkép teljesen korrekten képezi le a csoportsebesség eloszlást.

Azt is figyelembe kell venni, hogy a csoportsebességhez kapcsolódó mélység bonyolultabb összefüggésekkel írható le, mint a Rayleigh-hullám fázissebességénél láttuk

(5, 10. ábrák), ezért az ilyen sebesség eloszlások mélység szerinti értelmezése meglehetősen pontatlan.

Mindkét érvet figyelembe véve elmondható, hogy a felszíni hullám csoportsebesség beérkezéseinek alapuló tomográfia vertikális felbontása nem jó, de olyan területeken, ahol felszínközeli inhomogenitás, a közvetlen felszín alatti térség hirtelen megváltozása jellemző a kutatott objektumra, az észlelt amplitúdó maximumok beérkezéseiből számított térkép a feladatnak megfelelően és jó helyen képezi le ezeket a horizontális változásokat.

A felszíni hullámok terjedéséhez nagyon hasonló szeizmikus csatornahullámok geotechnikai alkalmazása ott lehetséges, ahol a hullámvezető réteg „átvilágításához” a szeizmikus jeladó és vevő által a hozzáférés biztosított. Lényege, hogy a hullámvezető a rá jellemző, a bonyolult interferencia révén kialakult hullámokat közvetíti és a benne lévő inhomogenitások, vagy a hullámvezető szakadási helyei módosítják az átvitel frekvencia tartalmát. Széntelegek kutatásában a feltáró vágatok között mérve az átvilágítás relatív mérőszáma az  $i$ -edik hullámforrástól a  $k$ -edik érzékelőig a

$$T_{i,k}(f_1, f_2, f_3, f_4) = \frac{\int_{f_3}^{f_4} A^2(f) df}{\int_{f_1}^{f_2} A^2(f) df} \quad (18)$$

összefüggéssel számítható, ahol  $A(f)$  a frekvencia spektrum, a számlálóban a nagyfrekvenciás, a nevezőben, a kisfrekvenciás sávban terjedő energia mennyiségével arányos (TÖRÖS et al. 1988). A tektonikai zavarok felülvágó szűrőként funkcionálnak.

A csatornahullámok nemcsak átvilágítási feladatokban használhatók. Reflexiók alkalmazásaira látunk példát BODOKY et al. [1983] munkáiban.

## 5 A szeizmikus módszerek szerepe a geotechnikai feltárásokban

### 5.1 A probléma megfogalmazása

A szeizmikus mérések az adott feladat szempontjából lehetnek szerkezetkutató, vagy a közeg anyagi minőségét annak sebessége alapján meghatározó eljárások. A földtani szerkezet térképezésénél a kutatott objektum határainak és inhomogenitásainak kimutatása a cél, az anyagi minőségre jellemző információ tartalom geotechnikai felhasználása másodlagos.

A sebességből és a sűrűségből származtatható in situ alakváltozási paraméterek meghatározására irányuló kutatások ma még ritkábbak a szerkezetkutató eljárásokhoz képest. Ennek oka leginkább az, hogy a geotechnikai feladatok döntő többségében statikus problémákat kell megoldani, amelyhez a mérnökök az anyag törésközeli feszültségállapotára jellemző alakváltozási ismereteket igénylik, amelyet a rövid ideig tartó, kis feszültség-alakváltozási állapot mellett nyert szeizmikus paraméterek [(7), (8), (9)] csak közelítőleg elégítenek ki.

A reális közegek, különösen a talajok viselkedése terhelés hatására sokkal bonyolultabb, minthogy azt csupán a rugalmas jellemzőkkel leírhatnánk. A feszültség és az alakváltozás között nincs mindig lineáris kapcsolat, az energia az alakváltozás során disszipálódik, a szeizmikus sebességekből és a sűrűségből számított rugalmassági paraméterek a dinamikus talajterhelésre bekövetkező alakváltozással kapcsolatos számításokban is csak korlátozottan használhatósak.

A szeizmikus sebességekből számított anyagjellemzők geotechnikai használhatóságát illetően azokra a kérdésekre kell választ adni, hogy hogyan függnek az alakváltozási paraméterek

- az anyag feszültségállapotától (a terhelés különböző szintjein fellépő alakváltozások megismeréséhez),
- az anyagra ható dinamikus terheléstől és
- az alakváltozás sebességétől (a statikus probléma megoldására).

A szeizmikus sebességek talajjellemzőként való felhasználásához el kell végezni a szeizmikus mérésekkel kapott eredmények összehasonlítását (beleértve a mérések értelmezési tartományát is) más geotechnikai vizsgálati módszerek ugyenezen szempontok szerinti eredményeivel.

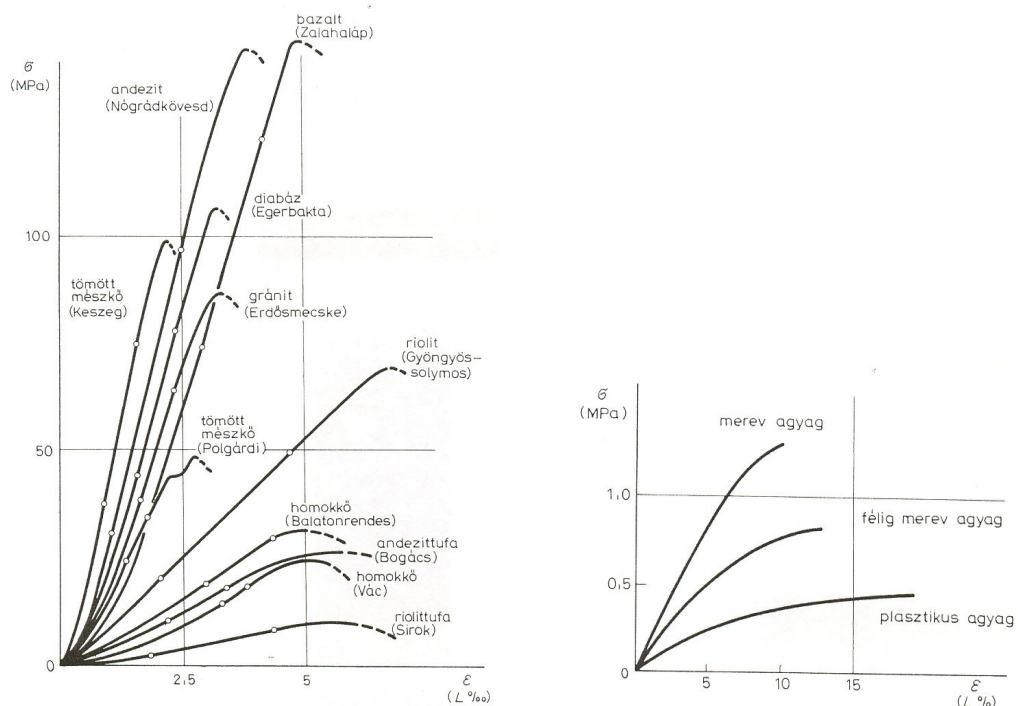
### 5.2 Kőzetek és talajok eltérő viselkedése

Vizsgáljuk meg az alakváltozás mechanizmusát kőzetek és a talajok esetében. Terhelés hatására a kőzet szövete, kristályszerkezete torzul, a térfogatcsökkenés egyedüli oka az anyag rugalmas összenyomódása, amely a terhelés megszűnte után visszanyeri eredeti alakját.

A kőzet szöveteiben alakváltozást okozó erőhatásokhoz képest jóval kisebb terhelésnél a talaj összenyomódik. Az összenyomódás során a talaj előbb tömörödik, azaz részecskéi egymáshoz képest elmozdulva kitöltik a rendelkezésre álló kisebb teret, majd további erőhatásra a szemcsék érintkezése révén a terhelés a teljes vázszerkezetre átadódik, az anyag ekkor a kőzetekhez hasonlóan rugalmas alakváltozást szenved.

Kőzetek és talajok eltérő alakváltozási mechanizmusából következik, hogy a kétféle anyagra a szeizmikus sebességekből számítható paraméterek geotechnikai célú felhasználása is különbözik. (A Young modulus pl. kőzeteknél lehet a süllyedésszámítások bemenő adata, ugyanez laza talajoknál hibás eredményre vezet.)

Kőzeteknél ugyanaz a terhelés nagyságrendekkel kisebb alakváltozást eredményez, mint talajoknál. A mérnöki tervezés számára fontos tartományokban az alakváltozási görbe lineáris szinte a teljes törési határállapotig (30. ábra). (Az ennek látszólag el- lentmondó zérus környéki alakváltozások esetét mérés-technikai okokkal magyarázhatjuk).



30. ábra. Jellegetes alakváltozási görbék kőzetekre és talajokra (EGERER és KERTÉSZ 1993)

Talajoknál az ideális kőzethez képest a feszültségállapot különböző szintjeihez eltérő alakváltozási állapotok tartoznak, vagyis az alakváltozási jellemzők függvényei a deformációnak. A szeizmikus módszerrel meghatározható rugalmassági paraméterek pontosan csak a szeizmikus mérés- kori anyagot jellemzik, így az adatok használhatóságát különösen talajoknál külön meg kell vizsgálni.

A dinamikus terhelés hatására fellépő alakváltozások szempontjából is eltérőek a kőzetek és a talajok reakciói. Talajoknál és a kis szilárdságú kőzeteknél, leginkább a tömörödés folyamata miatt, az anyag nem tér vissza eredeti állapotába, az energia egy része a maradandó alakváltozásra fordítódik.

Eltekintve az erős földrengések pusztító hatásától, a valóságban előforduló dinamikus terhelések (pl. káros környezeti rezgések) a kőzeteknél elhanyagolható mértékű maradandó alakváltozást okoznak, azaz a kőzet a dinamikus terhelés hatására is rugalmas tulajdonságokat mutat.

A sebesség, mint anyagjellemző ugyanakkor a kőzeteknél is mutat némi frekvenciafüggőséget. A konstans  $Q$  modellnek megfelelő kőzetekben (ahol maga a jósági tényező független a mérési frekvenciától) LIU et al. [1976] szerint a kőzetben mérhető hullámterjedési sebességek az alkalmazott frekvenciától és a jósági tényezőtől függetlenül változnak:

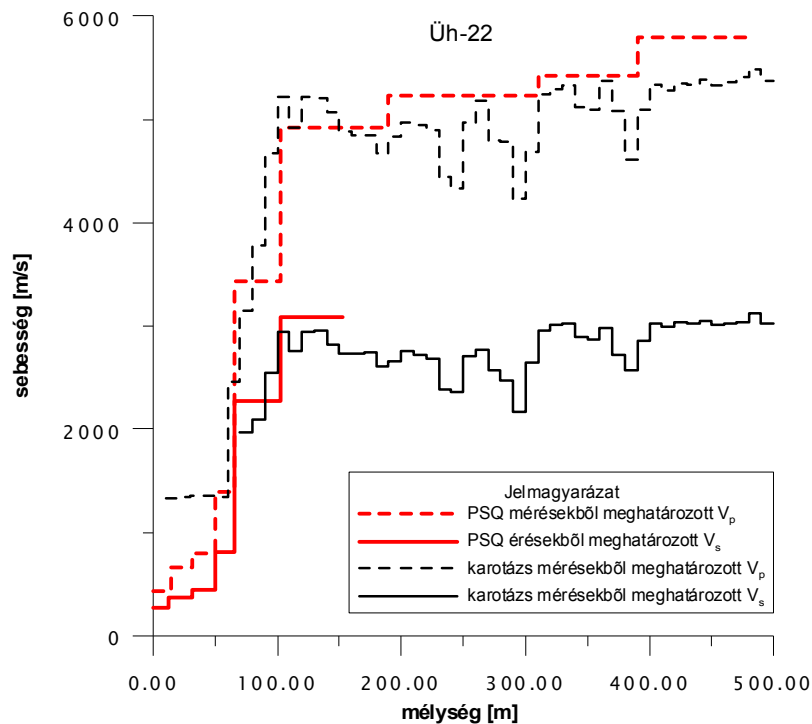
$$\frac{V(\omega)}{V(\omega_0)} = 1 + \frac{1}{\pi Q} \ln\left(\frac{\omega}{\omega_0}\right) \quad (19)$$

ahol  $\omega$  és  $\omega_0$  a mérésnek megfelelő körfrekvenciák.

Ez azt jelenti, hogy pl. egy laboratóriumi, vagy mélyfúrás-geofizikai módszerekkel meghatározott kőzetsebesség érték ( $V_{\sim 20 \text{ kHz}}$ ) alig 3 %-al nagyobb attól, amit pl. egy földrengésnél a kőzettesten mérhetnénk ( $V_{\sim 1 \text{ Hz}}$ ). (A példában a kőzet jósági tényezője 100, ami megfelel egy jó minőségű hazai gránitnak.)

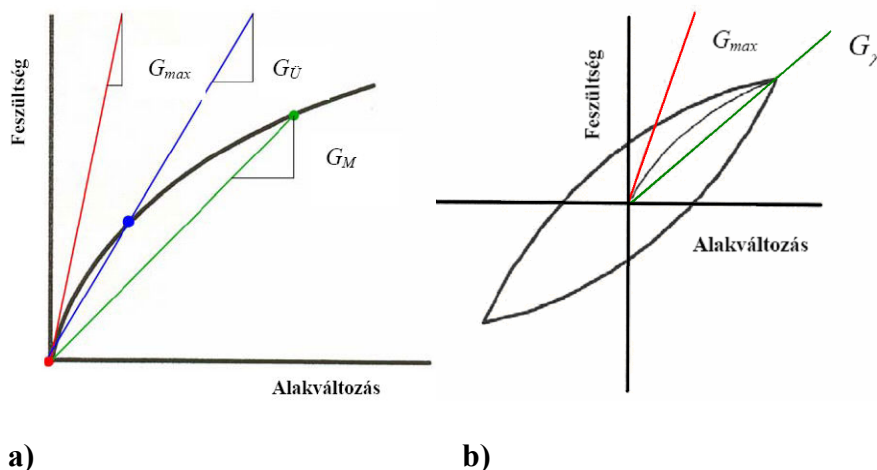
Ugyanezen a frekvenciákon talajra kb. 60%-os eltérést tapasztalunk  $Q=5$  mellett, ami egy homokos talajnak megfelelő érték. A konstans  $Q$  modell persze talajokra kevésbé érvényes, de a példa arra rávilágít, hogy a kőzeteknél a maradandó alakváltozással nem járó tartományokban a sebességgel jellemezhető anyagi minőség csak nagyon kis mértékben függ az alakváltozás sebességétől.

Fentieket illusztrálják a 31. ábrán bemutatott az Űh-2-es fúrásban felvett akusztikus karotázs és downhole mérés szelvényei, amelyek a mérési hibán belül ugyanazt az eredményt adják. Az eltérések abból adódnak, hogy az egyes mérési eredmények eltérő kőzettest térfogatra vonatkoztathatók a fúróluk környezetében. Így pl. a karotázs mérés érzékeny a fúróluk falán található repedésekre, amelyek a downhole mérés nagyobb vizsgálati tartományában érzékelhetetlenek. Itt kell megjegyezni a kivett magmintán, laboratóriumban elvégzett ultrahangos méréseket, amelyeknél a minták nyilvánvalóan nem a fúróluk környezetet reprezentálják, ráadásul ezek feszültségállapota, víztartalma, stb. eltér az in situ kőzetállapottól.



31. ábra. Downhole mérés eredménye és az akusztikus karotázs értékeinek összehasonlítása egy 0 – 60 m lösz, 60 m-től gránit anyagú összletben (HERMANN 2003)

Tekintsünk egy átlagos, a szemcsés telítetlen talajokra vonatkozó feszültség-alakváltozási görbét a tönkremenetelt megelőző deformációk tartományában (32a. ábra).



32. ábra. Talajok statikus (a) és dinamikus (b) alakváltozása (jelmagyarázat lásd a szövegben)

A nagyon kis feszültség állapothoz tartozó, lineárisnak tekinthető alakváltozásoknál, amely a szeizmikus rezgésterjedés során jellemzi a talajt, a rugalmassági modulus értéke nagyobb az „üzemvitel során” ( $G_U$ ), vagy a maradandó alakváltozás környezetében ( $G_M$ ) mérhető értéknél.

A jelenséget, hogy a szeizmikus sebességekből számított nyírási modulus nagyobb, mint az egyéb, in situ módszerrel mért nyírási modulus, szakirodalmi adatok (DAVIS és SELVADURAI 1996) és a hazai crosshole mérésekhez kapcsolódó (TÖRÖS et al. 1997) talajmechanikai vizsgálatok eredményei is igazolják (MECSI 2006).

Nyírási alakváltozásnál a (7) összefüggés helyett a szeizmikus módszerekkel meghatározott nyírási modulus megkülönböztetésére javasolható a

$$G_{max} = \rho V_S^2 \quad (20)$$

összefüggés használata. (Értelemszerűen a (8) és (9)-es összefüggésekben jelzett modulusok is maximum értékeket jelentenek.)

A nyírási modulusok értéke a feszültség növekedésével agyagos talajoknál kevésbé, homokoknál nagyobb mértékben csökken. A szeizmikus módszerekkel meghatározható nyírási modulus a  $G_M$  maradandó alakváltozás közeli állapotban lévő nyírási modulusal a

$$G = R G_{max} \quad (21)$$

kapcsolatban van, ahol  $R$  az ún. *redukciós faktor* ( $0 < R \leq 1$ ), és  $R$  maga is függvénye a feszültségállapotnak.

A megújuló-, vagy dinamikus rezgésterhelésnek kitett talaj ugyanúgy, ahogy statikus esetben, a terhelés megszűnésével sem tér vissza a kezdeti konszolidált állapotába, azaz maradandó alakváltozást szenved (32b. ábra). Periodikus, állandó amplitúdójú terhelésnél a helyesen értelmezett nyírási modulus  $G_\gamma$  ahol a  $\gamma$  a modulus alakváltozás-függőségét jelzi. (A bemutatott példában az egyszerűbb tárgyalásmód kedvéért megengedtük az anyag húzásra történő terhelhetőségét és csak egy ciklus alakváltozását ábrázoltuk.)

Periodikus jelgerjesztésnél a 33. ábra jelölései alapján a maradandó alakváltozásra fordított munka a hiszterézis hurok területével, a teljes befektetett munka, a maximális alakváltozás elérésénél a háromszög területével egyenlő, ekkor

$$D = \frac{\Delta E}{4\pi E} \quad (22)$$

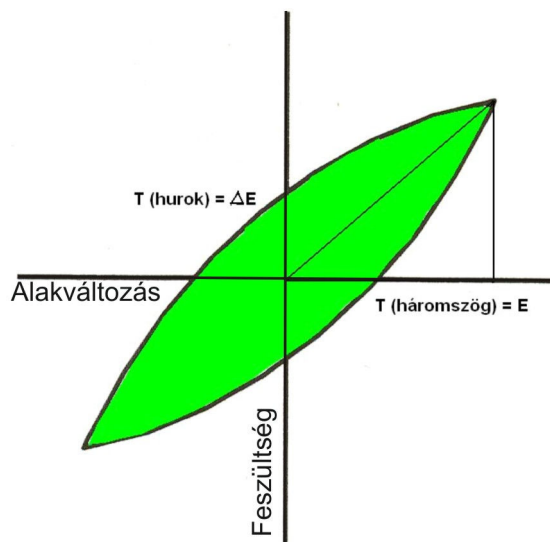
ahol  $D$  a csillapítási tényező.

A nyírási modulus (21) analógiájára a szeizmikus csillapítási tényező mindig kisebb ( $D_{min}$ ), mint a nagyobb alakváltozással járó talajmechanikai vizsgálatok esetében.

A csillapítási tényező kifejezhető még a jósági tényezővel (12) is

$$\frac{1}{2Q} = D, \quad (23)$$

ami talajoknál szintén feszültségállapottól függő jellemző.

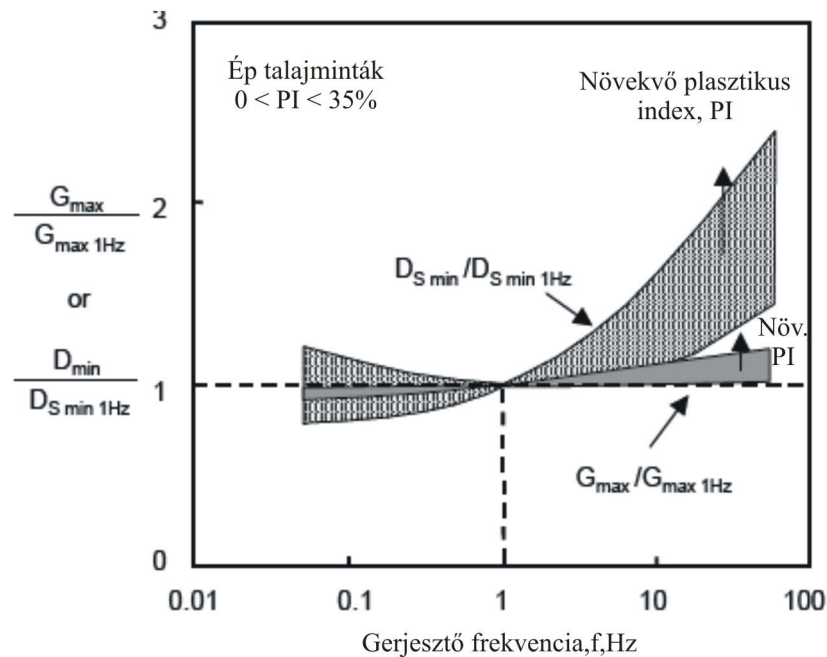


33. ábra. A dinamikus alakváltozás jellemzése

STOKOE et al. [1999] agyagos talajokon történt mérései szerint a kis nyírási alakváltozással járó tesztekben származó nyírási és csillapítási paraméterek csak kevésbé függenek a frekvenciától 34. ábra. A változás mértéke 5-30% közé esik a három nagyságrendet is átfogó frekvenciasávon belül, a nagyobb eltérések a nagyobb plasztikus indexű talajoknál fordulnak elő. (A plasztikus index  $[PI]$  a relatíve nagy vízmennyiséget felvevő, nagyon kis szemcseméretű, kötött talajok jellemzője. Értéke adott talajnál „vízfelvevő képességet”, egyben ennek növekedésével arányos kohéziócsökkenést jelent, az anyag sodorhatósága és a megfolyása közötti állapotban. A plasztikus index értéke iszapokra 5, agyagokra kb. 40 körüli érték.)

A hullám csillapodása nagyobb mértékben függ a frekvenciától, mint a nyírási modulus és a duplájára is nőhet a vizsgált tartományon belül, ugyancsak függést mutatva a talaj plasztikus indexétől.





34. ábra. A gerjesztő frekvencia ( $f$ ) hatása a kis feszültség állapotnál mért nyírási modulusra ( $G_{max}$ ) és a csillapítási tényezőre ( $D_{min}$ ).

A kísérletek tanúsága szerint tehát a szeizmikus mérésekből meghatározható rugalmassági paraméterek az alakváltozás sebességétől csupán elhanyagolható mértékben függenek, így azok a statikus feladatokban is felhasználhatók. A talaj dinamikai jellemzőit tekintve, főleg agyagos talajoknál és nagyfrekvenciás rezgéseknél az alakváltozás sebességével is számolni kell.

### 5.3 A szeizmikus anyagjellemző paraméterek geotechnikai szerepe

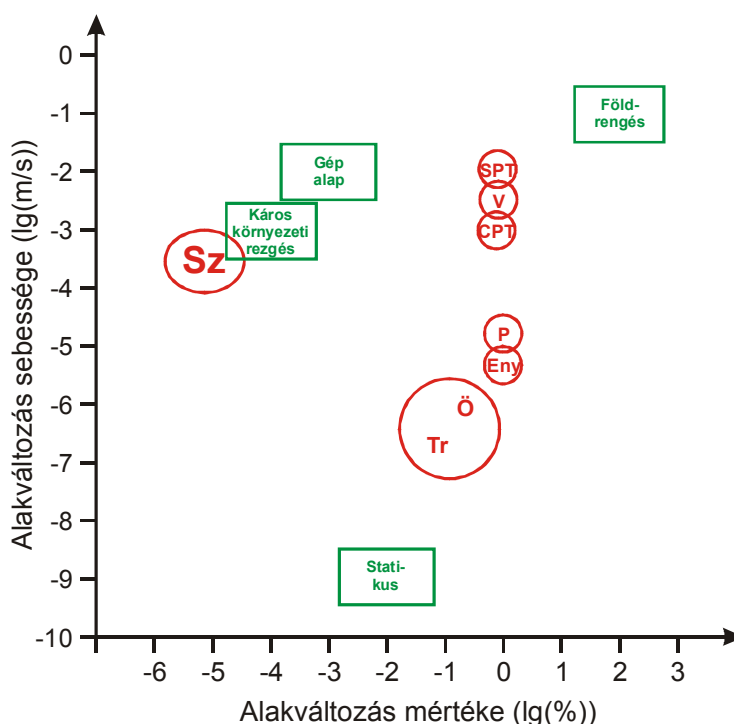
A szeizmikus módszerek egyéb talajvizsgálati eljáráshoz és a geotechnikai feladatokhoz való, az alakváltozás mértéke és az alakváltozás sebessége szerinti viszonyát mutatja be a 35. ábra. Az alakváltozás mértéke mérőszámának számításánál egy, a módszerre jellemző átlagos elmozdulás értéket viszonyítottunk a teljes alakváltozással érintett talajösszlethez, pl. egy laboratóriumi mintánál a minta rövidülését a terhelt talajminta hosszához, szeizmikus módszereknél a talajrészecske tényleges elmozdulását a terjedési hullámhosszhoz. A %-ban becsült értékek logaritmus az egyes eljárások nagyságrendi összehasonlítását teszi lehetővé.

Az alakváltozás sebességének számításánál az alakváltozást az egyes eljárásokhoz tartozó átlagos alakváltozási időhöz viszonyítottuk.

A vizsgálati módszerek és feladatok egymáshoz viszonyított helyzetének értékeléséhez az adatok pontszerű ábrázolása elegendő, azonban nyilvánvalóan egy-egy módszer úgy az alakváltozás mértékét, mint annak sebességét illetően akár több nagyságrendet is érinthet.

A statikus tervezéshez használatos szilárdsági paraméterek a különféle laboratóriumi (triaxiális, vagy ödométeres) vizsgálatokból, vagy a roncsolásos in situ talajvizsgálá-

tokból (Vane test, pressziométeres vizsgálat) származnak. Ezek mindegyike nagyobb alakváltozással jár, mint ami a műtárgyak statikus terheléséből adódik üzemelésük során. Mivel az egyes módszerek eredményei a tervezés bemenő adatai, az eljárás helyesen igazolja vissza a talajok határállapotára vonatkozó tervezési szemléletet. Látható, hogy igazán „statikus” terepi szonda nem létezik. A CPT eljáráshoz hasonló, a hazai gyakorlatban statikus szondázásnak hívott módszerrel nyert adatok alig különböznek az SPT, a hazai gyakorlatban dinamikus szondázásnak nevezett eljárás eredményeitől. (Az ELGI-ben kifejlesztett mérnökgeofizikai szondázás elvében és módszertanában a CPT eljáráshoz áll legközelebb.) Jellemző, hogy ezek a vizsgálatok is feladatfüggőek, az általuk nyert talajparaméterek értékei a talajszondázásoktól eltekintve általában nem helyettesíthetők egymással.



**Talajvizsgáló módszerek:**

*Sz:* szeizmikus mérések, *SPT:* „dinamikus” szondázás, *V:* Vane test (vagy nyírószondás vizsgálat), *CPT:* „statikus szondázás”, *P:* pressziométer, *Eny:* egyirányú nyomószilárdság, *Ö:* ödométer, *Tr:* triaxiális nyíróvizsgálat

35. ábra. A szeizmikus mérések helye a geotechnikában

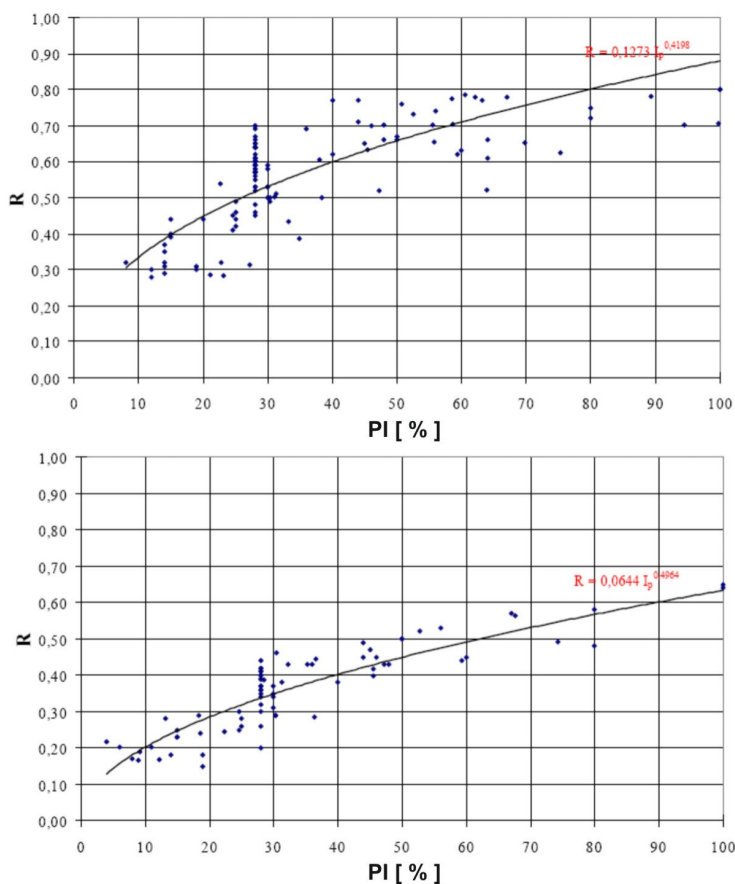
A szeizmikus mérésekkel a talaj dinamikus paramétereit határozzuk meg. A szeizmikus sebességek alakváltozási tartományához a legközelebb az épületekre, az emberre káros környezeti rezgések feladata áll (pl. közlekedési forgalom keltette rezgések, bányászati robbantások). Ebbe a kategóriába sorolhatók a kisebb alakváltozással járó földrengések, a gépalapok tervezéséhez szükséges bemenő adatok szolgáltatása is. A talajok nagy erejű földrengések hatására bekövetkező változásainak elemzéséhez, a statikus tervezéshez a szeizmikus mérésekből számítható paraméterek közvetlenül nem használhatók fel.

## 5.4 A szeizmikus paraméterek konvertálása

A szeizmikus módszerek geotechnikai alkalmazásokban nyújtotta előnyökről kár lenne lemondani. A földtani szerkezetkutatáson túl az in situ, az egyéb geotechnikai módszerekhez képest roncsolásmentes beavatkozással nyert adatok jól jellemzik a közeget, amelyben ezeket megmértük.

Mivel a jelenlegi mérnöki gyakorlat a roncsolásos vizsgálati eljárások eredményeire épülő megoldásokat részesíti előnyben, legkézenfekvőbb megoldás, ha a szeizmikus sebességadatokat közvetlenül, tapasztalati úton, ezen eljárások eredményeivel hasonlítjuk össze. A következő fejezetben látjuk, hogy ez az összehasonlítás kőzeteknél és talajoknál egyaránt használatos és elősegíti a szeizmikus adatok beépülését a geotechnikai tervezésbe.

A szakirodalom szerint sokféle próbálkozás van a redukciós faktor ( $R$ ) értékének (21) meghatározására különböző talajtípusokra. Homokos talajoknál  $R$  értéke leginkább a a sebesség kialakításában is fontos szerepet játszó hézagtenyezőtől függ, amelyre részletesebben a következő fejezetben térünk ki. Agyagos talajoknál a plasztikus indexnek van elsődleges szerepe (MASSARSCH 2000), 36. ábra.



36. ábra. A redukciós faktor a plasztikus index függvényében. A felső ábra a 0,10 %-os, az alsó a 0,25% -os alakváltozási szintre vonatkozik.

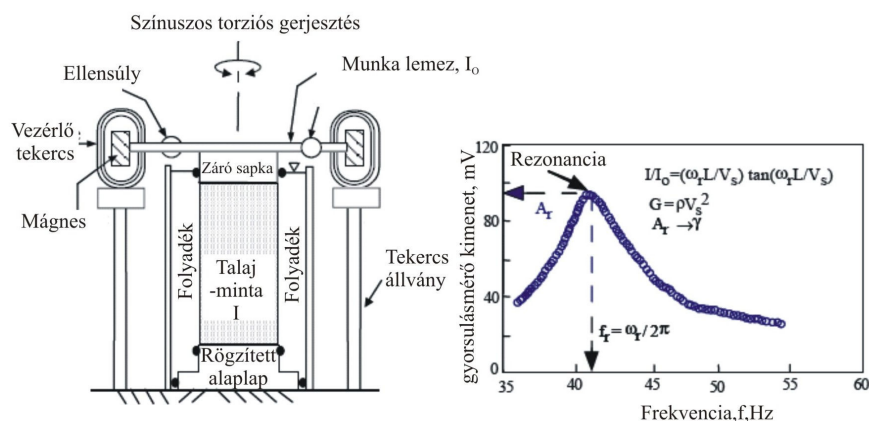
Az ábrából levonható a következtetés, hogy a talaj csökkenő plaszticitása és az alakváltozás növekvő szintje külön-külön az  $R$  értékének csökkenése irányában hatnak. Vagy másképpen fogalmazva, a növekvő plasztikus index és az alakváltozás szintjében történő csökkenés mellett  $R \rightarrow 1$ -hez, azaz a szeizmikus mérések eredményeit egyre kisebb mértékben kell módosítani.

A jelenleg is folyó kutatások lényege, hogy különféle talajokra egy egységesen kezelhető számítási eljárást adjanak. Ebben a konkrét  $R$  és a csillapításra vonatkozó korrekciós értékek ( $D_{min}/D$ ) egy sor, laboratóriumban meghatározható talajparamétertől függenek, úgymint plasztikus index, hézagtényező, víztartalom, szemeloszlás és talajtörési paraméterek.

A sokparaméteres megoldás bonyolultnak tűnik, de a meghatározás pontossága ezzel jelentősen javul. A fenti paraméterek laboratóriumban egyszerűen meghatározhatók és a vizsgálatokat bizonyos tervezésekhez egyébként is szükséges elvégezni, amelylyel a terepi sebesség adatokból elfogadható pontosságú, az alakváltozás kívánt szintjére vonatkozó, a dinamikus terhelésre történő tervezéshez megfelelő modulusokat lehet számítani.

A szeizmikus és az egyéb módszerekkel meghatározott paraméterek együttes értelmezésére pontos és jó megoldást kínál a szeizmikus rezonancia mérésén alapuló laboratóriumi eljárás, az ún. „Resonant Column” (RC) teszt. A módszerrel legalább a  $10^{-6}$  -  $10^{-1}$  % -os alakváltozási tartományon belüli nyírási modulusok mérhetők meg. A műszer működési elvét a 37. ábra illusztrálja.

A mintahengerben ép, zavartalan,  $L$  hosszúságú,  $I$  súlyú minta van, amelyet az előfeszített ( $I_0$ ) munkalemez segítségével torziós-periodikus gerjesztéssel hoznak mozgásba. A rezgésszám változtatásával eléri, hogy a talajminta éppen együtt rezegjen a terhelő lappal. A rezonancia frekvenciából ( $f_r$ ) és a rezonancia frekvencián mért amplitúdóból ( $A_r$ ) számítható a transzverzális hullámok terjedési sebességének felhasználásával a nyírási modulus és az alakváltozás mértéke. A csillapítási tényezőt a gerjesztés megszüntetése utáni csillapodásból lehet számítani



37. ábra. A rezonancia teszt elvégzéséhez szükséges laboratóriumi műszer működési elve (DRNEVICH et al. 1978)

Nyilvánvaló, hogy csak összeálló, ép mintákkal lehet a mérést végrehajtani, ezért a kísérletek elvégzése gondos, körültekintő munkát igényel.

## 6 A szeizmikus mérések eredményei, mint anyagjellemzők

Láttuk, hogy a szeizmikus mérésekből származtatott mennyiségek csak viszonylag szűk feladatcsoportban lehetnek közvetlenül a mérnöki számítások bemenő adatai. A redukációs faktor meghatározásához hosszadalmas laboratóriumi vizsgálatok, vagy kísérletsorozatok elvégzése szükséges, amelynek költségeit kisebb beruházások képtelenek elviselni. Felismerve a szeizmikus mérési módszerek kétségtelen erényeit, felértékelődnek azok a tapasztalati úton szerzett ismeretek, összefüggések, amelyek alkalmassá teszik a mérések eredményeinek geotechnikai paraméterként való felhasználását.

A szeizmikus paraméterek geotechnikai jellemzővé történő átalakítása csak bizonyos hibahatáron belül lehetséges és bár alapvetően nem helyettesíti, de kiválthatja a nagy mintaszámú geotechnikai vizsgálatok elvégzését, vagy ahogyan a szerkezetkutatásban is, a mintavételi helyek optimális kijelölését teszi lehetővé.

Minden szeizmikus mérés egyben in situ anyagvizsgálat is. Eredményeinek helyes értelmezéséhez meg kell vizsgálnunk azokat a tényezőket, amelyek kialakítják, vagy befolyásolják a vizsgált anyag tulajdonságait. A talajjal kapcsolatos vizsgálatokban pl. nagyon fontos a víz szerepének tisztázása, kőzeteknél a mechanikai állapoté. Erről lesz szó a fejezet második részében.

### 6.1 Kapcsolat a geotechnikai paraméterekkel

#### 6.1.1 Kőzetek jellemzése

A szeizmikus sebesség önmagában is lehet geotechnikai paraméter más egyéb anyagjellemző mellett. A  $V_p$  meghatározása a gyakorlatban a legegyszerűbb, ezért viszonylag régen elterjedtek a kőzetek fejthetőségéhez, az árkolhatósághoz, kapcsolódó, a különböző földmunkagépek gyártóinak a sebességet is tartalmazó minősítései.

A Caterpillar cég 1958-ban mutatta be először a csak a  $V_p$  meghatározásán alapuló módszerét, amit később tökéletesítettek, megtartva a szokásos kőzetvizsgálati módszereket (STACEY és NOBLE 1975, CATERPILLAR 1988).

A III. táblázat adatai a kőzetminőséget fejthetőségi szempontból befolyásoló tényezőket mutatják.

Az „értékelés” sorban az egyes kőzetjellemzők adott osztályon belüli súlytényezőiből látszik, hogy a szerzők nagy szerepet tulajdonítottak a szeizmikus sebesség in situ meghatározásának. A táblázat az 1200 m/s alatti  $V_p$  értékeket tovább nem osztja, ezeket talajoknak gondolja, amelyeket árkolással könnyen fejthetőnek vél. Fejtési szempontból ugyancsak nem érdekesek számára a szeizmikus sebességek 2150 m/s feletti értékei, hiszen egyéb feltételek teljesülése mellett ezek a kőzetek robbantással jöveszthetők.

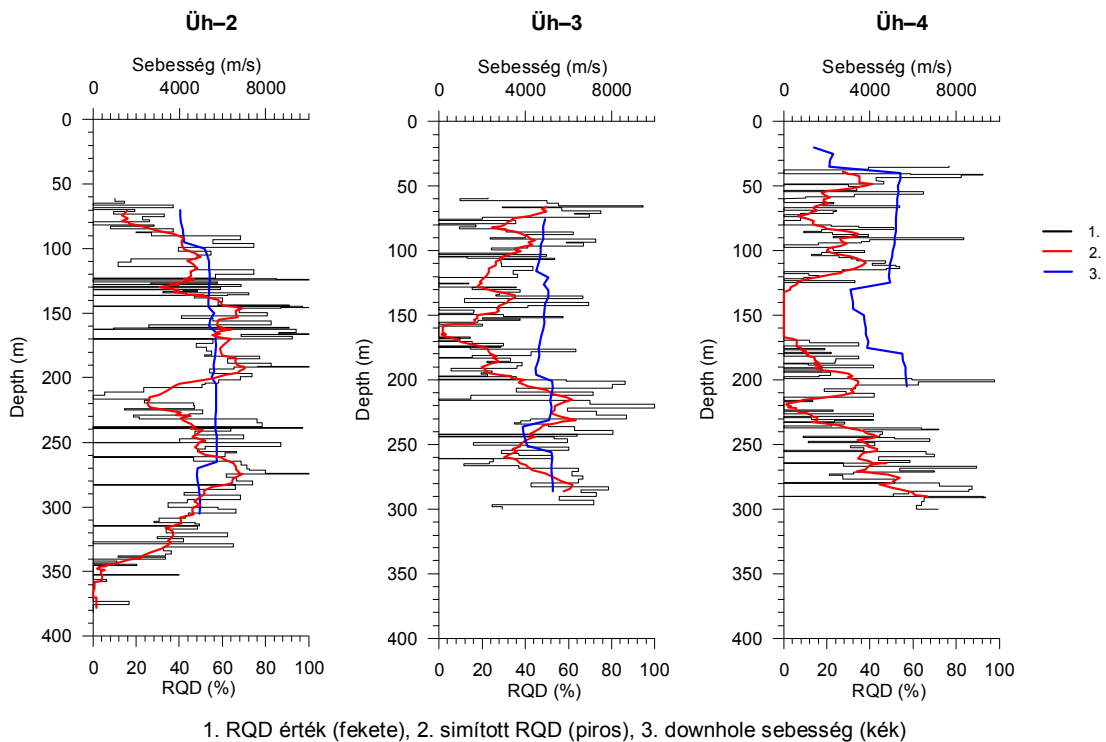
<b>Kőzetosztály</b>	<b>I</b>	<b>II</b>	<b>III</b>	<b>IV</b>	<b>V</b>
<b>Jellemzők/Minősítés</b>	<b>Nagyon jó minősítésű kőzet</b>	<b>Jó minősítésű kőzet</b>	<b>Közepes minősítésű kőzet</b>	<b>Gyenge minősítésű kőzet</b>	<b>Nagyon gyenge minősítésű kőzet</b>
Szeizmikus sebesség $V_p$ (m/s)	> 2150	2150 -1850	1850 -1500	1500- 1200	1200 - 450
Értékelés, pontszám	26	24	20	12	5
Kőzet keménység	Különösen kemény	Nagyon kemény	Kemény kőzet	Puha kőzet	Nagyon puha kőzet
Értékelés	10	5	2	1	0
Kőzet mállottság	Nem mállott	Kissé mállott	Mállott	Nagyon mállott	Teljesen mállott
Értékelés	9	7	5	3	1
Kőzet tagoltság (mm)	> 3000	3000 - 1000	1000 - 300	300 - 50	< 50
Értékelés	30	25	20	10	5
Repedezettség folytonossága	Nem folytonos	Kissé folytonos	Folytonos - nincs hézagkitöltés	Folytonos, kevés hézagkitöltéssel	Folytonos, hézag-kitöltéssel
Értékelés	5	5	3	0	0
Litoklázis, repedés	Nincsenek repedések	Alig vannak repedések	Repedés <1 mm	Repedés <5 mm	Repedés > 5 mm
Értékelés	5	5	4	3	1
Dőlés és csapásirány	Nagyon kedvezőtlen	Kedvezőtlen	Kissé kedvezőtlen	Kedvező	Nagyon kedvező
Értékelés	15	13	10	5	3
<b>Értékelés összesítése</b>	<b>100 - 90</b>	<b>90 - 70</b>	<b>70 - 50</b>	<b>50 - 25</b>	<b>&lt;25</b>
Fejthetőség osztályozása	Csak robbantással	Munkagéppel és robbantással fejthető	Nagyon nehezen fejthető munkagéppel	Nehezen fejthető munkagéppel	Könnyen fejthető munkagéppel
Munkagép teljesítmény határok lóerőben kilowattban		770/385 575/290	385/270 290/200	270/180 200/135	180 135

**III. táblázat. Kőzetek fejthetőségének értékelése WEAVER [1975] szerint**

A hullámterjedési sebesség és a kőzet egyéb geotechnikai jellemzőinek kapcsolatát helyesen leíró összefüggések keresésének nehézségeit jól mutatják az üveghutai grá-

niton mért kőzetjellemező és sebességértékek. A 38. ábrán néhány fúrólukban az *RQD* és a downhole mérések eredményeinek összehasonlítása látható. (Az *RQD*, Rock Quality Designation, a geológusok által használatos, a fúrásból kivett ép magminták hosszával kapcsolatos mennyiség)

Első ránézésre úgy tűnik, hogy az összehasonlítás hasonlít a bolha és az elefánt közötti hasonlóságok kereséséhez. A nagy sűrűségű mintavétellel készült *RQD* adatrendszer előbb simítani kell, hogy a fúrési kőzetmintára értelmezett *RQD* értékek nagy változékonyságától függetlenítsük. Nem számolva az optimális simítási eljárás megtalálásának nehézségével, az összehasonlítandó adatok mintavételezése még így is módszerfüggő marad és látszik, hogy a mélységekre vonatkoztatott értékek módszerként különböző kőzettestet reprezentálnak. A fúróluk közvetlen környezetét minden bizonnyal az *RQD*, míg tágabb környezetét a downhole mérésekből származó adatrendszer írja le jobban. Teljes szelvényű fúrásnál, ahol *RQD* értékek nincsenek, jól használhatók az ilyen összehasonlító vizsgálatok során szerzett, az adott területen jellemző tapasztalati összefüggések.



38. ábra. *RQD* és  $V_p$  értékeinek összehasonlítása az üveghutai grániton (PRÓNAY et al. 1999)

A III. táblázat ötletéhez hasonlóan több paraméterből képeznek kőzetjellemezőket, amelyekben az egyes tételek (pl. *RQD*, repedés gyakoriság, víztartalom, stb.) különböző súlyokkal szerepelnek. Ilyen az *RMR* (Rock Mass Rating) és a norvég ún. *Q* kőzetosztályozás rendszere. *Q* értéke kb. a  $10^{-3}$ - $10^3$  tartomány (jelölése nem tévesztendő össze a jóságai tényezővel). Mindkettőre jellemző, hogy a bennük különböző súlytényezővel szereplő kőzetjellemezők a sebességet is befolyásolják, ezért lehet a kőzetsebesség a jó becslés alapja.

Kőzeteknél az egyirányú nyomószilárdság a legismertebb és könnyen meghatározható anyagjellemző. Az erre vonatkozó összehasonlító adatok láthatók a *IV. táblázatban*.

Egyirányú nyomószilárdság (MPa)	kőzet geotechnikai jellemzője	$V_P$ értéke (m/s)
<10	kis szilárdságú	<2000
10 - 20	közepes szilárdságú	2000 - 2500
20 - 60	nagy szilárdságú	2500 - 3500
>60	nagyon nagy szilárdságú	3500 - 7000

*IV. táblázat. Kőzetek besorolása a  $V_P$  alapján és az egyirányú nyomószilárdság jellemző értékei (WHITELEY 2003)*

Az *V. táblázat* a  $V_P = \lg Q + 3,5$  km/s összefüggésre épül, amely a kőbányászatban és az alagúthajtásban gyakran alkalmazott összefüggés.

$V_P$ (m/s)	500	1500	2500	3500	4500	5500	6500
$Q$ (norvég)	0,001	0,01	0,1	1	10	100	1000

*V. táblázat. A norvég  $Q$  kőzetminősítési tényező meghatározása  $V_P$  alapján (BARTON 1996)*

A hullámterjedési csillapodáshoz köthető jóság tényező, mint anyagjellemző STEEPLEES [2005] szerint jóval kisebb tartományban értelmezhető (*VI. táblázat*).

homokos, agyagos talajok	05 - 25
homokkő	10 - 50
palás kőzetek	25 - 75
gránit	55 - 130
mészkö	50 - 180

*VI. táblázat. Talajok és kőzetek besorolása jóság tényezőjük alapján*

Az a régi törekvés, hogy a mérnöki felhasználás szempontjából egy adott kőzet összes jellemzőjét egy konkrét mérhető értékkel ki lehessen fejezni, érthetően nem vált be. A  $V_P$  sebesség azonban egyes kőzetminősítéseknek, vagy becsléseknek továbbra is az alapja maradt, mivel laboratóriumban és a kőzettest természetes előfordulásában is jól mérhető mennyiség. Annak ellenére, hogy a transzverzális hullámterjedési sebesség a kőzetek mechanikai tulajdonságainak változásaira érzékenyebb, a gyakorlatban ritkábban használatos, mivel kőzetfelszínen történő mérése nehezebb, mint a longitudinális hullámé.

A kőzettestek szeizmikus módszerekkel történő kutatása a kőzetek bányászata kapcsán, vagy az alagúthajtásban fordul elő a leggyakrabban.

A külszíni bányászatban a laza fedőjű kőzettest refrakciós módszerrel jól kutatható, sőt a kőzetfelszín (ami többnyire mállott kőzet) minősíthető is a refrakciós sebességgel. Ilyen jellegű kutatásra a hazai gyakorlatban is számos példa létezik (HERMANN



2005). A mélybányászatban és az alagúthajtásban a kutatások célja megegyezik, mégis, a mélybányászatot fejlettebb kőzetvizsgálati eljárások jellemzik. Ez utóbbinál talán több idő van a módszerek meghonosítására, szemben az alagúthajtásnál, ahol a vágat elkészülte után a területet elhagyják.

A nyílt homlokterű alagúthajtásnál a kőzet minősítése alapvető fontosságú. A technológiákat leegyszerűsítve két különböző filozófiájú vágathajtási módszer létezik, a NATM (New Austrian Tunneling Method) és az NMT (Norwegian Method of Tunneling, innen származik a „norvég  $Q$ ” elnevezés is). A fő különbség, hogy a NATM módszert inkább lazább kőzettestben alkalmazzák, ahol hagyják a szabad vágatszelvényt a kőzet természetes törésrendszere mentén kialakulni és utólag a vágatot biztosítják is. Az NMT esetében a cél az, hogy a vágatprofil kialakítását a kőzet anyagának ismeretében, azt figyelembe véve alakítsák ki, azaz a vágat „önhordó” legyen és a biztosításnak az enyhébb változatait (pl. kőzethorgony) alkalmazzák csupán. Nyilvánvaló, hogy ez utóbbit csak jobb megtartású kőzettestben lehet alkalmazni mindamelllett a kőzet előzetes megismerése elengedhetetlen feltétele az alagúthajtásnak.

Mivel a rugalmas alakváltozási modellt a víz nélküli kőzettest közelíti meg legjobban, ezért  $V_P$  ismeretében több más kőzetjellemző értékére is jó becslést lehet adni. Ilyenkor, mivel a Poisson-hányados értéke kevésbé változik egy adott területen (kb. 0, 1-0, 2 között, ha  $V_P > 3000\text{m/s}$ ) a  $V_P/V_S$  értékét elég nagy biztonsággal lehet számítani, de az NMT módszer alkalmazásához szükséges  $Q$  tényezőt is jól lehet becsülni az  $V$ . táblázat segítségével.

### 6.1.2 Talajok jellemzése

A talajmechanikai gyakorlat szerint a talajok szeizmikus hullámterjedési sebességeinek ismerete leginkább a rezgés-, vagy földrengéstani vizsgálatokhoz nélkülözhetetlen. Mivel a műtárgyakat elsősorban a vertikális síkban fellépő erőhatásokra tervezték, ezért a káros környezeti rezgések, nagy amplitúdójú földrengések vízszintes irányú erőhatásaira az épület szerkezeti pontjai nagyon érzékenyen reagálnak. Ez indokolja, hogy talajoknál  $V_S$  ismerete fontosabb  $V_P$  ismereténél.

A VII. táblázatban a földrengések helyi hatásainak (site effect) számításához fontos talajkategóriák vannak feltüntetve. A táblázatban  $N$  az  $SPT$  (Standard Penetration Test) szondázás értékeit jelenti, a szabványos mintavevő szonda előrehaladásához szükséges ütések számát, adott tömegű, adott magasságból történő sorozatos súlyejtés mellett. (Hazánkban ez a fajta vizsgálat nem terjedt el, helyette az elvében alig különböző dinamikus szondázást, vagy „verőszondázást” használják, lásd még a 35. ábrát.)

Japán kutatók (OHTA és GOTO 1978) szerint egy  $SPT$  szondázás tengelyében felvett szeizmikus nyíróhullám profil és a szondázás  $N$  értéke szoros kapcsolatban vannak egymással és a közöttük lévő összefüggés az alábbiak szerint írható le.

$$V_S = a N^b \quad (24)$$

ahol  $a$  és  $b$  területtől függő konstansok, de fontos, hogy  $b$  értéke  $\sim 0,35$  és kevésbé változik regionálisan.

A (7) felhasználásával:  $G = \rho a^2 N^{2b}$  ami mutatja, hogy a nyírási modulus és az *SPT* szondázás értékei is jól korrelálnak egymással.

Területenként és talajtípusonként elegendően nagyszámú minta  $V_S$  és  $N$  értékeinek elemzésével a fenti összefüggés paraméterei kellő pontossággal meghatározhatók és a későbbiekben egymást jól kiváltó módszerek lehetnek, megadva a gazdaságosabb módszer választásának lehetőségét a kutatás során. NOTTIS [2005] ilyen jellegű tapasztalatairól számolt be egy a New York városi metróépítésénél szerzett vizsgálati alapján.

A talajok  $V_S$  értékei és a dinamikus szondázások eredményei hasonlóságának bemutatására a későbbi fejezetekben is lesz példa. A felszíni hullámok térképezésével nyert adatok igazolására a dinamikus szondázás ad a legmegbízhatóbb igazolást.

<b>A</b>	Olyan kőzet, vagy egyéb képződmény, amelynek $V_S$ értéke <b>legalább 800 m/s</b> és maximum 5 m vastagságú lazább fedője van.
<b>B</b>	Olyan nagy tömörségű homokból, kavicsból vagy erősen konszolidált agyagból álló szilárd üledék, amely néhányszor 10 m vastag, a mélységgel fokozatosan egyre kedvezőbb mechanikai paraméterekkel jellemezhető, a $V_S$ értéke <b>360-800 m/s között</b> van, $N > 50$ .
<b>C</b>	Vastag, tömör, közepesen tömör homokból, kavicsból, vagy közepesen szilárd agyagból álló üledék, amelynek vastagsága néhányszor 10 m-től több száz méterig terjedhet, nyíróhullám sebessége <b>160-360 m/s közötti</b> az $N$ 15 és 50 között van.
<b>D</b>	Közepes és laza állapotú kohéziómentes anyagból álló (esetleg néhány gyengén kohéziós réteget tartalmazó) üledék, vagy döntően lágú-közepesen szilárd kohéziós talajokból álló, <b>180 m/s-nál kisebb <math>V_S</math> sebességgel</b> jellemezhető, $N < 15$ üledékek.
<b>E</b>	Olyan rétegsor, amely 5-20 m közötti vastagságú C vagy D típusba tartozóhoz hasonló $V_S$ sebességgel jellemezhető fedőből nagy, <b>800 m/s-nál nagyobb</b> sebességű fekeülről áll.
<b>S1</b>	Nagy plaszticitású ( $PI > 40$ ), legalább 10 m vastag réteget tartalmazó, vagy teljesen abból álló nagy víztartalmú üledék, amelynek $V_S$ sebessége kisebb mint 100 m/s.
<b>S2</b>	Folyásra hajlamos talajok, agyagok, és bármely a fentiekbe nem sorolható egyéb rétegsor.

**VII. táblázat. Talajok besorolása földrengéstani szempontok alapján az EUROCODE 8-ban**

A dinamikus szondázás és a szeizmikus módszerek „rokonságának” oka lehet az alakváltozás sebességének az egyezősége is (35. ábra.)

A tapasztalatok szerint a kapcsolat kevésbé szoros, de az  $N$  értékei a  $V_P$  értékeivel is korrelálnak és a (VIII. táblázat) a gyakorlat számára jól használható összefüggést ad.

SPT szondázás értéke (N)	talajmechanikai jellemző	$V_p$ értéke (m/s)	Relatív sebességek
0 - 4	nagyon laza	<350 - 430	nagyon kicsi
4 - 10	laza	430 - 520	kicsi
10 - 30	közepesen tömör	520 - 730	közepes
30 - 50	tömör	730 - 1680	nagy
>50	nagyon tömör	>1680	nagyon nagy

VIII. táblázat. *Telítetlen homokos talajok besorolása a  $V_p$  alapján és az SPT szondázás jellemző értékei (WHITELEY 2003).*

## 6.2 A szeizmikus sebességet befolyásoló tényezők

Közetekben és talajokban a kis deformációk ellenére eltérőek a szeizmikus hullámvezetési mechanizmusok is.

A közetek szilárdabb szerkezetűek, mint a talajok, az energia terjedése során a szeizmikus hullámban a közetalkotó részecskék nem mozdulhatnak el szabadon, az energia konduktív, makroszkopikus mozgás nélküli transzportja jellemző. A talajok esetében az energia egy része az alkotó részek makroszkopikus elmozdulására fordítódik, a hullámterjedés konduktív – konvektív. Ezt a terjedést erősen befolyásolja a részecskék egymás közötti kölcsönhatása, a cementáció mértéke, a szemcsealak és méret, stb.

A szilárd közetekben bármelyik típusú szeizmikus hullám terjedési sebessége nagyobb, mint a talajokban. A repedéseket, pórusokat kitöltő anyag, a víztartalom, az egyik fontos tényező a hullámvezetés kialakulásában különösen talajoknál.

A szeizmikus mérésekkel meghatározható hullámterjedési sebességek kialakításában több, egymással akár ellentétesen ható tényező is lehet. A szeizmikus mérések értelmezésének célja megtalálni a sebesség kialakításában meghatározó szerepet játszó tényezőket, amely alapján a vizsgált anyagbéli elváltozások nyomozhatók.

A szeizmikus sebességeket alapvetően három fontos tényező befolyásolja közeteknél és talajoknál egyaránt. Az első az anyag fizikai jellemzőinek összessége, sűrűsége, anyagi összetétele, az alkotó elemek tulajdonságai, a második az anyag mechanikai állapota, a harmadik az anyag feszültség állapota.

### 6.2.1 A fizikai tulajdonságok hatása a szeizmikus sebességekre

Közetekben a sűrűség és a sebesség ( $V_p$ ) kapcsolatára NAFE és DRAKE [1960] amerikai geofizikusok állapítottak meg empirikus összefüggést, azonban ez kis sűrűségeknel használhatatlan. Amellett, hogy nagy az adatok szórása ebben a tartományban, a sebesség meghatározása a könnyebben megmérhető sűrűségből nem ad megbízható eredményt, mert a talaj egyéb paraméterei maguk is függvényei a sűrűségnek (lásd pl. a (2) összefüggésben szereplő Lamé állandókat).

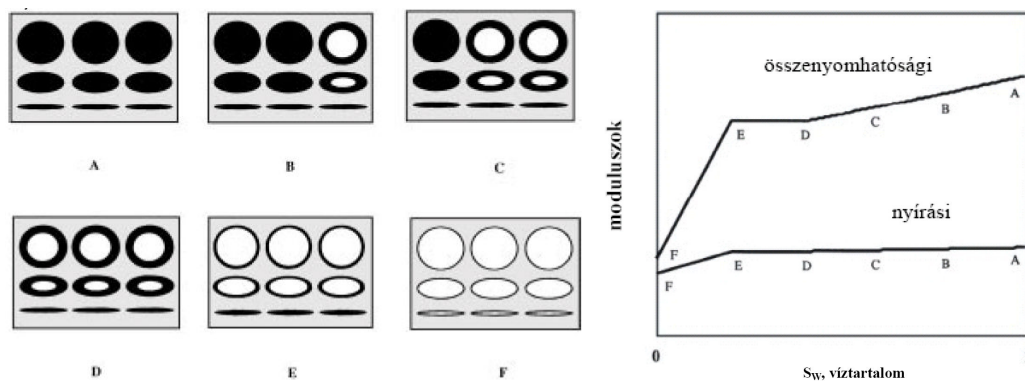
A kőzetek folytonossági hiányát figyelembe vevő Wyllie összefüggés elsősorban a porozitás kiszámítására használatos, amely a sebesség durva becslésére ad lehetőséget telített porózus kőzetek esetében:

$$\frac{1}{V_f} = \frac{\Phi}{V_w} + \frac{1-\Phi}{V_m} \quad (25)$$

ahol  $V_f$ : a kőzet egészére jellemző hullámterjedési sebesség  
 $V_w$ : a kőzet pórusait kitöltő folyadékban a sebesség  
 $V_m$ : a kőzet mátrixban a sebesség  
 $\Phi$ : a porozitás

A víztartalom rugalmassági modulusok kialakításában játszott szerepének tanulmányozására különböző kőzeteken GOERTZ és KNIGHT [1998] végeztek vizsgálatokat. Telített kőzetállapotból kiindulva a szárítás különböző fázisaiban mérték a kőzetekben a hullámterjedési sebességeket. A mért értékek kőzetenként ugyan eltértek, de találtak közös jellemzőket is. A 39. ábrán egy homokkőre vonatkozó mérési sorozat összegzése látható, a víztartalom függvényében számított rugalmassági modulusok változásainak ábrázolásával. Ezekből (6) és (7) alapján a  $V_P$ , és  $V_S$ , változásaira is következtethetünk.

A teljes víztelítettség közeli állapot csak a  $V_P$  értékeinek változásaira érzékeny (AB szakasz), míg a kőzetváz felszínéhez kötött víz hiánya még a  $V_S$  értékét is csökkenti, igaz nagyon kevésbé. (EF szakasz). Az elvárásnak megfelelően  $V_S$  értéke nem változik a teljes szárítási folyamat során (EA szakasz). A kőzetvázhoz tapadó víz tehát erősíti a kőzetvázat, majd egy bizonyos, a felülethez nem kötődő víz már nincs befolyással az anyag nyírási ellenállására.

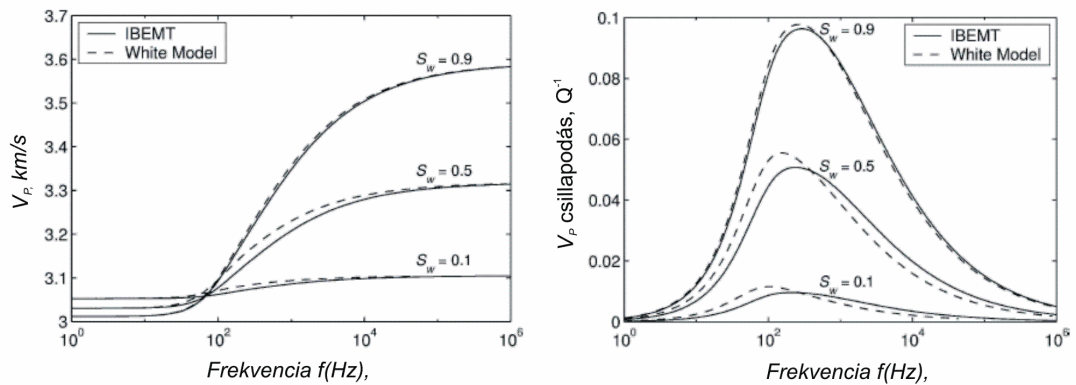


A: a pórusok víztelítettek, B, C, D, E: a szabad pórusvíz eltávolításának állapotai, F: a felszínhez kötött víz is eltávozik a szárítással

39. ábra. Homokkő minta szárítási folyamatának modellje és a rugalmassági modulusok viszonylagos értékei a víztartalom függvényében

A víztartalom a kőzetekben terjedő rugalmas hullám csillapodására is hatással van. A legfontosabb különbség a sebességhez képest, hogy míg a szeizmikus sebességek meghatározásában az alkalmazott frekvenciának nincs kitüntetett szerepe (19), a kőzetek csillapítási állandójának, vagy jóságai tényezőjének meghatározásában annál

inkább. TAYLOR és KNIGHT [2003] egy vízzel és gázzal változóan telített homokkőre kiszámította a sebesség- és a jósági tényező reciprokának viselkedését a frekvencia függvényében különböző közetmodellek szerint (40. ábra). (A modellekben közös, hogy a víz 1 cm-es foltokban jelent meg a közetben, a foltok, zárványok között nincs hidraulikus kapcsolat. A különbség a víztelítettség mértékében van). Jellemző, hogy míg a  $V_P$  értékeit csak nagy frekvenciáknál befolyásolja a víztartalom (a változás mértéke ott is 20%-on belül marad), addig a  $Q$  értéke éppen a szeizmikus tartományban a legérzékenyebb a frekvencia változásaira.

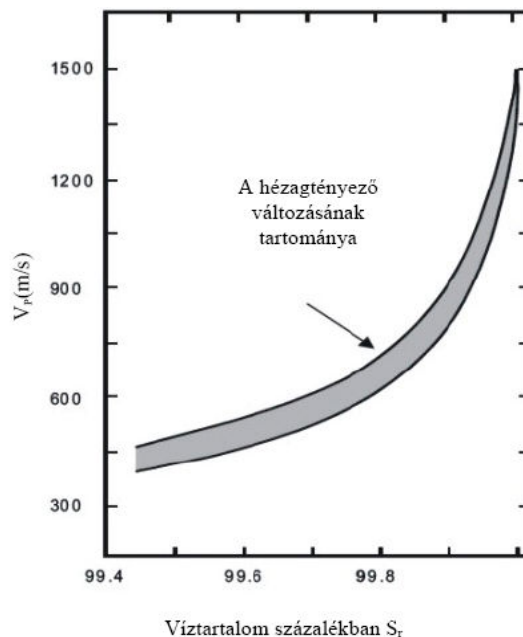


40. ábra. Longitudinális hullámterjedési sebesség ( $V_P$ ) és a jósági tényező ( $Q$ ) reciprokának viselkedése a frekvencia függvényében egy vízzel és gázzal változó mértékben telített homokkő esetében.

Az ábrából és a fentiekből következik, hogy az  $S_W=0,1$  mértéket meghaladó in situ víztartalom megtartása mellett a laboratóriumi ultrahangos közetsebesség meghatározások eredményei lehetnek nagyobbak, mint a fúrólukban meghatározott közetsebesség. Jellemző, hogy a csillapítás éppen a szeizmikus frekvencia tartomány környezetében a legérzékenyebb a víztartalomra, amit az abszorpciós mérések értelmezésénél figyelembe kell venni.

Talajoknál a 39. ábra közetmodellje helyett egy változó nagyságú- és összetételű szemcsés szerkezetű, összefüggő póruszerű, 3 fázisú rendszerben kell gondolkodnunk. A semleges feszültséget adó pórusvíz itt sincs befolyással a talajok nyírási alakváltozására, az  $S_W=0$  közeli állapotnak azonban, a fajlagos felület növekedésével arányosan növekvő következményei vannak nemcsak a  $V_P$  hanem a  $V_S$  értékeire is. A szemcsék felszínéhez kötődő víz hiánya a sebesség csökkenéséhez vezet mindkét sebességtípusnál. Ilyenformán tehát különösen talajoknál nem helyénvaló az a szeizmikus gyakorlatban elterjedt, a problémát leegyszerűsítő állítás, hogy a transzverzális hullámsebességet a víztartalom nem befolyásolja.

Mivel a talajoknál a vázszerkezetben a hullámterjedési sebessége kisebb, mint a közeteknél, a  $V_P$  értékét a víztelítettség még inkább növeli (lásd a 27. ábra crosshole mérési adatait), a vízre jellemző 1500 m/s körüli értéket azonban csak a teljes telítettséghez nagyon közeli, ill. a teljes telítettségi állapotban éri el a jó víztároló képességű anyagokban (41. ábra).



**41. ábra. A longitudinális hullám sebességének változása homokban a telítődési folyamat legvégén, (ALLEN et al. 1980)**

Ez az oka annak, hogy a talajvíz felszínét csak jó vízvezetőjű közegben lehet szeizmikus módszerrel kutatni, amelyben a teljes víztelítettség állapota egyáltalán kialakulhat. Rossz vízvezetőjű talajoknál a kapillaritás, változó szemcseméret és agyagtartalom miatt a  $V_P$  értéke nem emelkedik drasztikusan a 100%-os telítettségű fázishoz közelítve, hanem az inkább hasonlít a homokkőbéli állapothoz. Egy refrakciós méréssel követhető talajvízszintnél a refraktor  $V_P$  értéke azonban 15-20%-al is meghaladhatja az 1500 m/s-os sebességértéket (HERMANN et al. 1996).

Külön kell foglalkozni a hézagtényező transzverzális hullámsebességre gyakorolt hatásával. (Hézagtényező alatt egy adott talajra az összes nem szilárd fázis és a szilárd fázisú anyagok által betöltött térrészek arányát értjük.) Szemcsés talajokra leegyszerűsítve, a folyamat a szemcsék felületén fellépő felszíni súrlódás és a talaj szemcsék egymásba kapaszkodásának leküzdéséből áll. Első esetben a talajrészecskének egymáson kell elmozdulniuk, míg a második esetben az egymáson való elmozdulás csak úgy lehetséges, ha a szemcsék elfordultak, felemelkedtek. Az első eset inkább a laza homokokra, a második a tömör homokokra jellemző. (A jelenséget KÉZDI [1972] írta le a talajok nyírési ellenállásának szemléltetéséhez, de egyszerűen belátható, hogy ez érvényes a transzverzális hullám talajban való terjedésének szemléltetésére is.) Hézagosabb, nagyobb hézagtényezőjű anyagban a második hullámvezetési mechanizmus kevésbé jellemző, ezért a hézagterfogat növekedése a  $V_S$  sebesség csökkenéséhez vezet. A folyamat erősen feszültségállapot és szemcseméret (szemcsealak) függő, erre vonatkozóan RICHART et al. [1970] közöl empirikus összefüggéseket különböző talajokra. A jelenséget megismerve érthetővé válik a redukciós faktor hézagtényezőtől való erős függése (lásd. 5.2 fejezet).

A  $V_S$  értékét a hatékony feszültség egyértelműen meghatározza, amelyet nem csak a szemcsék érintkezési felületén fellépő érintkezési súrlódás, hanem a felületi erők is

befolyásolnak. A fajlagos felület növekedésével (kb. a 10  $\mu\text{m}$  - 100  $\mu\text{m}$  mérettartományban), a felületi erők szerepe is megnövekszik. Mint láttuk, ez kapcsolódhat a talaj  $S_w = 0$  közeli állapotú víztartalmához (kapillaritás), de kapcsolódhat a talajok cementációjához, vagy agyagtartalmához is.

A víztartalom felületi erőket növelő szerepét a hazai löszök is jól mutatják (TÖRÖS et al. 1995a). A talajok már igen gyenge cementációja esetén  $V_S$  értéke másfélszeresére növekszik (SANTAMARINA 2005).

Háromfázisú rendszerben a talajokban terjedő longitudinális hullám sebességét elméletileg befolyásolja a levegő tartalom is. Ez elsősorban nagyon laza talajoknál lehet érdekes, amelyben a 340 m/s-os terjedési sebességű levegő növelheti a talajokban a  $V_P$  értékét.

### 6.2.2 Az anyag mechanikai állapota

Az anyagok mechanikai állapotának romlása különösen kőzeteknél okoz szeizmikus hullámterjedési sebesség csökkenést mindkét hullámtípusnál. A törésekre, repedésekre a transzverzális hullámok sokkal érzékenyebbek, mint a longitudinális hullámok. Tekintettel a hullámterjedési mechanizmusra, a nyíróhullámokban a terjedési irányukkal megegyező elváltozások vannak leginkább befolyással a hullám sebességére és csillapítására. A kőzetek anizotrópiája a longitudinális hullám sebességét kevésbé befolyásolja, mint a transzverzális hullámét.

Talajoknál mechanikai állapotról lévén szó, inkább tömörségről, vagy lazultságról beszélünk. Tömörebb talajban nagyobbak a sebességek és fordítva.

Az elmondottakból következik, hogy egy talajtömörítési eljárásnál a szeizmikus sebességek terepi mérésével a sűrűséget nem lehet a gyakorlatban megkívánt pontossággal abszolút értelemben meghatározni. Ismétlődő mérésekkel a talaj tömörségének relatív változásait azonban ki lehet mutatni, amely bizonyos esetekben a mérnöki követelményeknek is megfelel.

### 6.2.3 Az anyag feszültségállapota

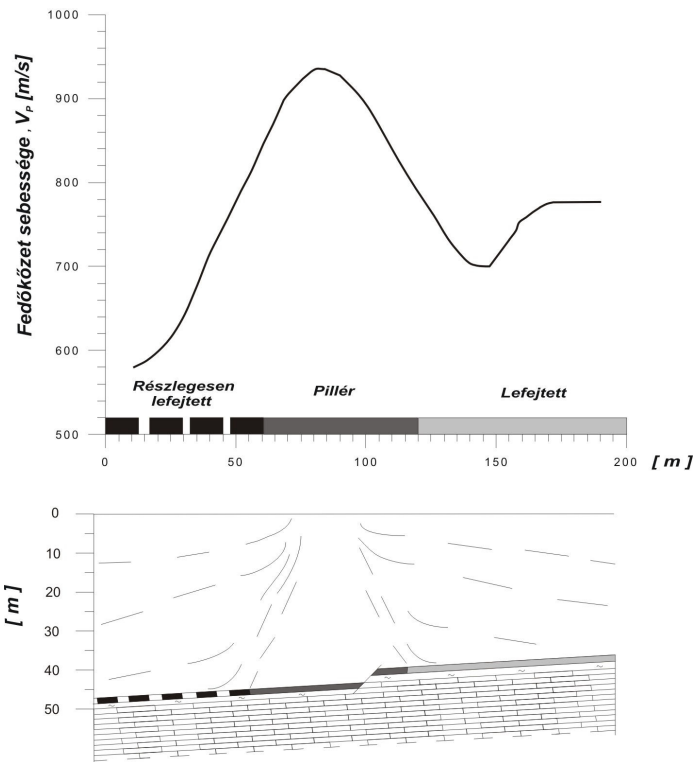
Kőzetekben és talajokban a sebesség feszültségállapot megváltozásának hatására hasonlóan viselkedik. Feszültségi állapotban az anyagszerkezet torzul, a hullám terjedése során feszültségátrendeződés megy végbe.

Talajoknál a felületi erőknek, kőzeteknél az anyagszerkezeti kötéseknél van nagyobb szerepük. A feszültség növekedése, ha az nem jár az anyagon belüli szerkezeti kötések átrendeződésével, növeli a hullámterjedési sebességeket, csökkenése ellentétes hatású.

A 42. ábra egy sekélymélységű felhagyott szénbánya fölötti térség kőzet állapotának megfigyelésére végzett refrakciós mérés eredményét mutatja. A vízvédelmi okokból pillérben maradt szénrétegek fedő kőzeteiben relatív feszültségnövekedés, a fejtések felett feszültség csökkenési folyamat játszódott le a bánya felhagyását követően. A nagy sebességgradiensű fejtésszéleken a kőzettest további feszültségátrendeződése és

konzolidációja várható, amely a kamrákkal részlegesen lefejtett térrész felett kritikusabb, mint a teljesen leművelt területen.

A bemutatott példában a lefejtett területek felett a közettömeg fellazulása is hozzájárulhatott a kőzet hullámterjedési sebességének csökkenéséhez.



42. ábra. A lefejtett szénrétegek feletti közettömeg feszültség állapotát is tükröző refrakciós mérésekből származó  $V_p$  sebességértékek (GÓGH et al. [1994] nyomán)

A feszültségek szeizmikus módszerrel kimutatható növekedése jellemző az erősebben terhelt épületalapok alatt pl. egy 4 emeletes panelház esetében, de a talajfeszültség növekedése jellemző nagytömegű víztározók, mezőgazdasági építmények alatt is (TÖRÖS et al. 1995b)



## 7 Szilárd, nem rétegzett közegek környezetföldtani célú kutatása

### 7.1 Bevezetés

Magyarországon a kis- és közepes aktivitású radioaktív hulladék tároló optimális geológiai háttérű telephelyének kijelöléséhez, a tervezett telephely környezetének megismeréséhez és vízföldtani modelljének kialakításához Bataapáti (Üveghuta) térségében jelentős mértékű földtani kutatások folytak. E tevékenység részeként került sor a geofizika, ezen belül a szeizmikus módszerek alkalmazására.

A szeizmikus módszerek szokványos feladatai a rétegzett közeg tulajdonságainak meghatározásához köthetők, amiktől az üveghutai rétegzetlen, tektonizált gránit jelentősen eltér. Az itt bemutatottak jól példázzák, hogy a szeizmikus módszerek nem rétegzett közegben is lehetnek az eredményes földtani kutatás eszközei.

### 7.2 A gránitfelszín és a gránittest kutatása

A tárolótér felszín alatti, gránittestben tervezett elhelyezéséhez a vizsgálandó mélységtartomány kb. 0 - 500 m, ebből a felső kb. 50 - 60 m lösz, ez alatt helyezkedik el a gránit tömege ismeretlen vastagságban.

A IX. táblázat a felszíni szeizmikus és a fúrólukban végzett tomográf mérések és akusztikus lyukszelvényezések adataiból készült. A transzverzális hullámra számolt reflektivitás értékek hasonlóak a gránit-lösz határfelületre.

A táblázat alapján az alábbi fontosabb megállapításokat tehetjük:

- a gránittest – lösz határfelület jól nyomozható szeizmikus mérésekkel,
- a gránittestben is van akusztikus impedancia változás, de a löszből csak az energia 5 - 20%-a jut be a gránitba,
- a fúróluk – fúróluk, valamint a lyuk – felszín módszerekkel jobb felbontóképesség érhető el, mint a felszíni módszerekkel, a gránitbeli nagy domináns frekvencia miatt.

	Sűrűség ( $\text{kg/m}^3$ )	$V_P$ (m/s)	domináns frekvencia (Hz)	Reflektivitás ( $R_{Vp}$ )	hullám- hossz (m)
Lösz	1900	300 - 800	40 - 100	-	3-20
Határfelület	-	-	-	0,8 – 0,95	-
Gránit	2700	4000 - 6000	350 - 450	-	10-15
Grániton belül	-	-	-	0,08	

IX. táblázat. Az üveghutait gránit kutatásának fontosabb szeizmikus paraméterei

A felszíni szeizmikus mérésekkel elsősorban a vízszintes, vagy kis dőlésű határfelületek képezhetők le nem rétegzett közegben is.

A területen tervezett refrakciós mérések a várt eredményt hozták. A szelvények mentén a gránit felszín mélységét és minőségét ( $V_P$ ) is meg lehetett segítségükkel határozni. Nehézségeket okozott, különösen a völgyirányokra merőleges szelvényeknél a mállott réteg felszínének/aljának földtani – geofizikai azonosítása. A gránitfelszíni nagy dölések, a mállott zóna, mint vékony réteg, és a lefelé növekvő gránitbeli rétegssebesség okozta értelmezési nehézségek ilyen feladatokban a refrakciós módszer velejárói.

A  $P$ -hullámos reflexiós mérések legfontosabb eredménye ugyancsak a gránitfelszín pontos meghatározása volt, de egyes szelvényekben a gránit felszínéhez közeli, a közvetlenül belüli, földtanilag nem feltétlenül azonosítható reflexiós felülete(ke)t is lehetett követni.

A 3D-s tomográfia  $P$ -reflexiós mérés alapvetően hasonló eredményeket hozott, mint 2D reflexiós szelvénybeni társa. A területet hálózatosan lefedő teljes 3D-s terítési rendszer méréséből származó eredmények értelmezése sokkal könnyebb, hiszen azaz felülete(ke)t lehet követni, de a szelvénybeli felbontás eléréséhez szükséges térbeli mintavételű mérés kivitelezése egyelőre megfizethetetlen.

Az  $S$ -hullámos reflexiós mérések a  $P$ -hullámos mérésekhez képest jobb eredményt, a gránittest belsejére a kívánt mélységig új ismereteket is hoztak. Mindezt több tényező együttes hatása magyarázza.

- Bár a reflektivitás adatokból a  $P$ -hullámmal közel egyező lösz-felszínre vonatkoztatott reflektivitás várható, viszont az induló jelben az  $S$ -energia nagysága nagyobb, az  $S$  és  $P$  komponensek aránya 26 a 7-hez (lásd a 3.1 fejezet idevonatkozó megállapításait). Az  $S$ -komponens részarányát az induló jelben speciális  $S$ -hullámos rezgéskeltési eljárással tovább növeltük.
- Az  $S$ -hullámra vonatkoztatott grániton belüli reflektivitás értékek feltehetően nagyobbak, mint a  $P$ -hullámra vonatkoztatottak. Az  $S$ -hullám terjedése szempontjából a gránitbeli repedések, törések erősebb kontrasztot képviselnek, mint a  $P$  hullám szempontjából, amelyekre a repedéseket kitöltő víz is hatással van. Más szavakkal, az  $S$ -hullámok sebessége a töredezett zónákban jobban lecsökken, ezért az ilyen jelenségek kimutatására alkalmasabbak.
- Mivel az  $S$ -hullámok sebessége fele, harmada a  $P$ -hullámokénak, azonos frekvencia esetén hullámhosszuk, azaz a felbontásuk ugyanilyen arányban jobb.
- Az  $S$ -reflexiós mérés a gyakorlatban  $S_H$ -hullámokra alapozott mérést jelent. Az  $S_H$ -hullámok azonosítása egyértelmű, szemben a  $P$ - és az  $S_V$ -hullámokéval, amelyek a réteghatárokon egymásba konvertálódnak.
- Az  $S$ -reflexiók időben későbbi beérkezések, mint a  $P$ -hullámos reflexiók, ezért azt a felszíni hullámok kevésbé zavarják.

A reflexiós mérések feldolgozását nehezítették a gránit felszín és a mérési felszín között ide-oda pattogó hullámok, az ún. többszörösök, amelyek lévén időben későbbi

beérkezések, zavarják a valós felületről jövő reflexiókat. A többszörösöket a stacking valamelyest csillapítja, mégis ha az ugyanazon időhöz tartozó többszörös, ill. gránitbeli reflexió amplitúdói egy nagyságrendbe esnek, lehetetlen a feldolgozással őket kiszűrni.

Az *S*-hullámos reflexiók mérések legfontosabb eredménye a gránittesten belüli összefüggő töréses zónák kimutatása volt, amelyek meghatározó elemei a teljes gránitösszlet szerkezeti képének.

### **7.3 A VSP mérések**

A IX. táblázat adataiból látszik, milyen előnyökkel jár a forrás és a vevő vizsgált közegbe történő helyezése. A VSP mérés felbontóképességének növeléséhez a forrást a laza réteg aljában egy erre a célra fúrt lyukban helyeztük el.

A jó felbontóképességű mérésnek ára van. A kivitelezés nehézségein túl hátrány a fúróluk meghatározta rögzített geometria, a komplikált feldolgozási eljárás.

A fúrólukbeli reflexiók mérésénél a tér minden irányából kapunk reflexiókat a fúrólukban elhelyezett 3 komponensű vevőkön, amelyekből a szeizmogramon az azonos időben beérkező reflexiók jeleket igyekszünk azonosítani. A reflexiók csak erősen dőlt felületekről származhatnak és olyan kúpfelületek alkotóin helyezkednek el, amelyeknek a fúrás a tengelye. Minél meredekebb a reflektáló sík és minél közelebb van a vevőszonda a fúrás és a reflektáló sík metszéspontjához, a róluk beérkező reflexiók annál közelebb vannak a forrásból jövő direkt hullámbeérkezésekhez.

Ahhoz, hogy a különböző dőlésű felületekről beérkező jeleket szétválasszuk, modellezni kell a fúróluk környezetet és meg kell találni a beérkezési adatokra legjobban illeszkedő reflexiók felületelemeket.

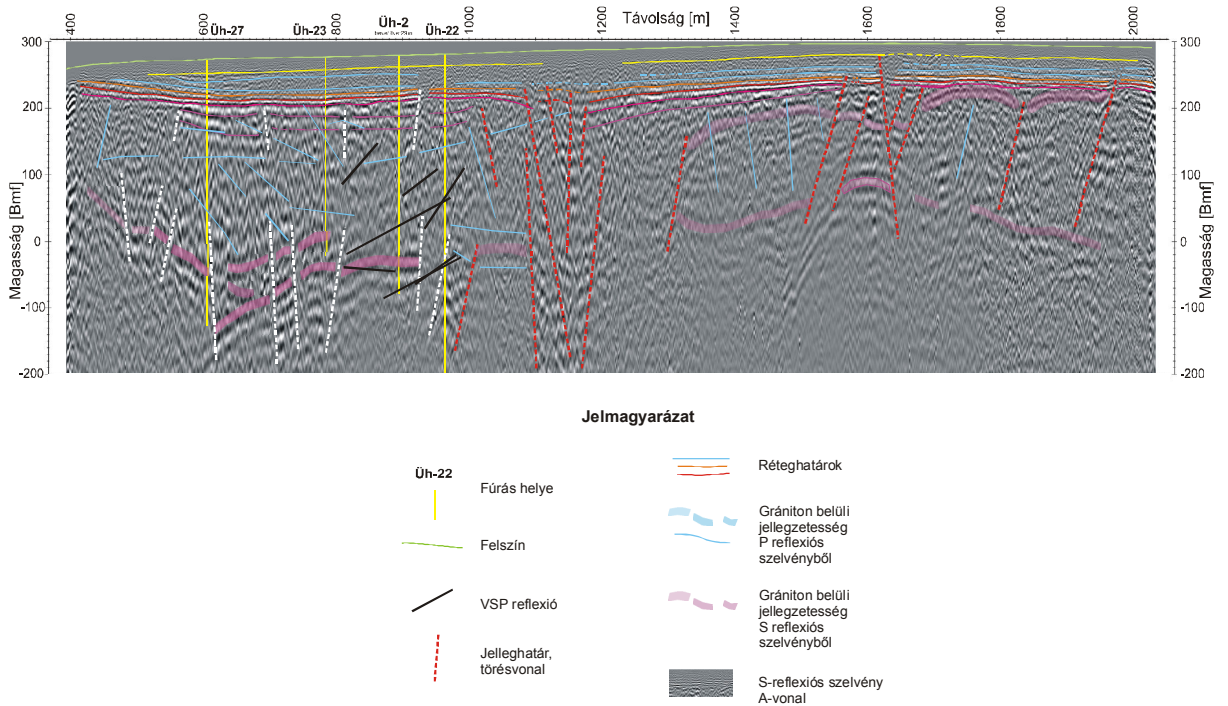
### **7.4 A felszíni és a VSP mérések eredményei**

A 43. ábrán a kutatási területet  $\acute{E}$ - $D$ -i irányban átszelő szelvény mentén kapott szeizmikus mérési eredmények integrált értelmezése látható. A szelvény nyomvonalában refrakciós mérések nem voltak, a *P*-hullámos és a *VSP* reflexiók felületelemek az *S*-reflexiók szelvényen vannak ábrázolva.

*P*-reflexióval a gránitfelszín követésén túl kb. a 120 mBf környékén is lehet egy reflexiók felületet követni az  $\acute{E}$ -i oldalon. Ez a szint  $D$ -i irányban a gránit felszínére fut ki. A mélyebbről jövő jelek már bizonytalanabbak, egy-egy bejelölés, különösen a meredek elemek sokszor nem is felületelemhez, inkább egy reflexiók jelenség megszakadásához köthetők.

Az *S*-reflexiók, a gránittest belsejéből érkezők is, határozottak, különösen a szelvény  $\acute{E}$ -i oldalán. A szelvény mentén  $\acute{E}$ -on a 0 mBf szint alatt, a  $D$ -oldalon a 0 mBf felett húzódik egy lapos dőlésű reflexiók felület. A területre egyébként jellemzőbb meredek törésekre itt is egy-egy reflexiók felületelem megszakadásából lehet következtetni. Ezek közül a legjellemzőbb a szelvény kb. 1200 m-énél lévő, amely a területet szerkezet földtanilag is  $\acute{E}$ -i és  $D$ -i-re osztja.

A *VSP* reflexiós felületelemek jól illeszkednek az *S*-reflexiós irányokhoz, a *D* felé emelkedő felületet jól indikálják, de az *Üh-22*-es fúrás környezetében lévő meredek dőlésű szerkezeti elemeket is jól visszaadják.



43. ábra. Felszíni és a *VSP* eredmények bemutatása az *S*-reflexiós szelvényen, (TÖRÖS et al. 2003)

Önmagában az is megnyugtató, hogy egymástól független szeizmikus mérések ugyanazt a felületet eredményezik (pl. gránitfelszín), vagy ugyanazt az irányt képezik le (*S*-reflexió és *VSP*). Mégis a reflexiót kiváltó közettani okokra az egyéb geofizikai mérések, a fúrásos feltárás és más vizsgálatok adnak magyarázatot.

A legnagyobb gránitbeli *S* reflexiók egy kis dőlésű, a vizet jól vezető törésvonalat reprezentálnak. A hidrogeológiai vizsgálatok az *Üh-27*-es és az *Üh-22*-es fúrás között jó vízvezető zónát mutattak ki a fúrások talpának környezetében, de a szelvény *É*-i irányban történő folytatásában is. A gránitfelszín közelében lévő *S*-reflexiók környezete (pl. *Üh-27*-es fúrás) magnetotellurikus mérések szerint egyben kisebb elektromos ellenállású is, a kőzet tehát feltehetően töredezett. A gránitfelszín alatti *P*-reflexiók a fúrólukak közötti tomográf mérésekkel mutatnak jó korrelációt.

## 7.5 Fúrólukak közötti tomográfia

A lyukak közötti szeizmikus tomográfia kivitelezéséhez számos technikai nehézséggel kell megküzdeni. A geofizikában sem szokványos eljárás egyedileg fejlesztett eszközök használatát követeli meg. A fúrólukak távolsága adott (ez Üveghután elég nagy, 200-300 m között volt). Megfelelő energiájú forrás alkalmazásának határt szab, hogy védeni kell a fúrólukat, amelyben egy-egy visszapergő, vagy leváló közettörmelék szondavesztéshez is vezethet.

Az üveghutai vizsgálatokban forrásként, fúrólukbeli vizsgálatokra átalakított Bolt gyártmányú „airgun”-t használtunk, vevőként saját fejlesztésű hidrofonfüzért (ezek nyomás érzékeny „geofonok”, amelyeknél a rezgést átadó közeg a fúrófolyadék). A jó jelszint eléréséhez csak a folyadékot tartalmazó fúrás szakaszok alkalmasak, ami Üveghután kb. a gránitfelszín közelében volt. A mérés során az egyik fúrásban a forrás, a másokban a vevő van, esetenként a jobb fedettség eléréséhez ezeket felcserélik. Egy forráshelyzetben a forrásjel ismétlésével a teljes vevő oldali fúrásszakaszt felméri, majd a forráshelyzet változtatásával ismét, így a teljes lyukközi térség átvilágításra kerül. A jobb horizontális felbontáshoz függőleges sugárutak is kellenek. Különösen nagy fúróluktávolságoknál célszerű a felszínről, az átvilágítási síkban fúrt fúrólukokban kiegészítő forrásokat alkalmazni. A pusztán felszíni rezgéskeltésekből származó jelbeérkezések az üveghutai területen használhatatlanok a tomográf feldolgozáshoz. A nagy vastagságú lész a nagyfrekvenciás jeleket a detektálhatósági szint alá csillapítja, ugyanakkor kis sebessége miatt túlságosan nagy hibát okoz a gránitra vonatkoztatott hullámterjedési idő meghatározásában. A mérést a sebesség tomográf eljárásnál a  $P$ -hullámos első beérkezések kiértékelésére, abszorpciós tomográfiánál az első beérkezést követő zajmentes jelcsomag kiértékelésére alapoztuk.

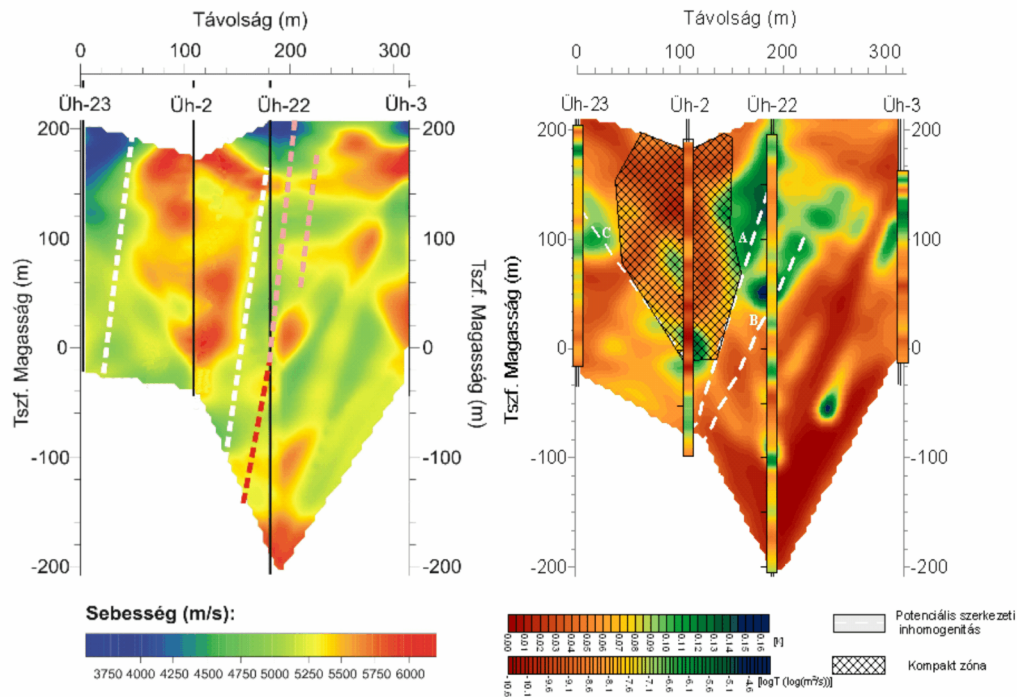
Feldolgozásnál az SIRT kiértékelő algoritmus alkalmazásához szükséges fúrólukbeli peremfeltételeket a downhole fúróluk-vizsgálati adatok szolgáltatták.

Az értelmezésnél figyelembe kell venni a sűrűség és irány szerinti részleges sugárfedettségéből, a leképezések egyéb hiányosságaiból adódó torzulásokat, pl. hogy kisebb sebességű szerkezetek pontos sebességét a tomográfia nem adja meg, „elkeni”, mert a legkisebb terjedési időt adó sugarak jelentős része az adott szerkezetet elkerüli.

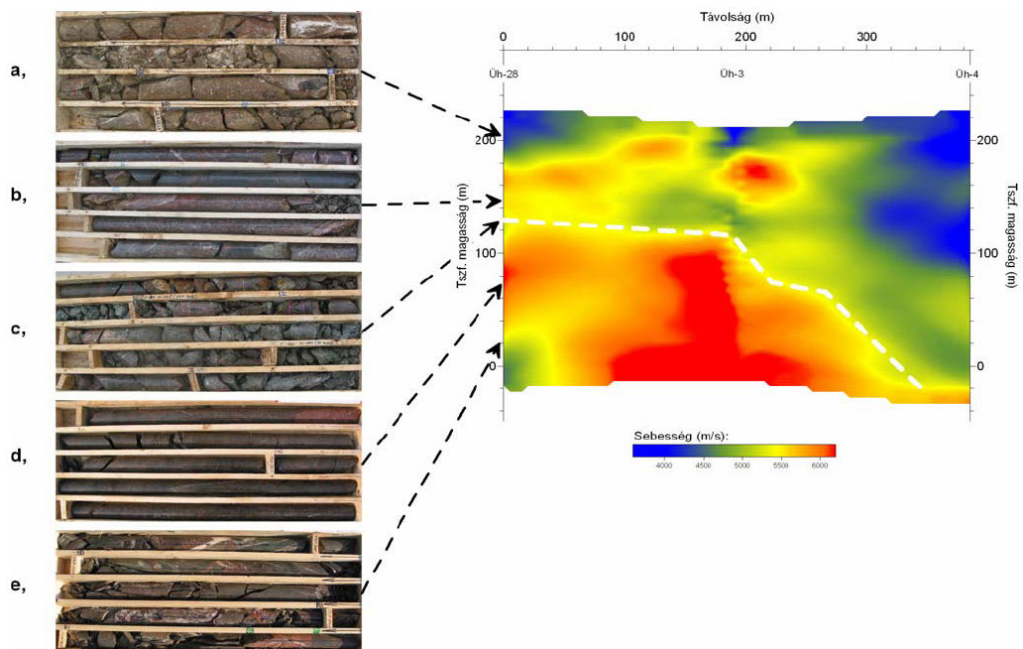
Az üveghutai tomográf mérések eredménye egy-egy két dimenziósként idealizált, lyukak közötti foltként, esetleg sávyszerűen megjelenő kis-, vagy nagysebességű gránittest, illetve az ezen térrészek közötti az átlagosnál kisebb sebességű, gyengült zóna. Néhány kivételtől eltekintve jellemző, hogy a csökkent sebességű tömbök inkább a kisebb mélységekben figyelhetők meg. A legkedvezőbb geometriájú mérésnél, az  $Üh-23$  -  $Üh-2$  -  $Üh-22$  -  $Üh-3$  fúrások esetében úgy a sebesség-, mint az abszorpciós tomográf szelvényeken a meredek dőlésű elemek is megjelentek. A hidrogeológiai vizsgálatokban ezek jó vízvezető zónáknak bizonyultak (44. ábra).

A mérés felbontóképességéből következik, hogy a tomográf foltok, az ezek közötti gyengült zónák alakja, megjelenése nem hordozza feltétlenül magán a fúrási magmintán, vagy karotázs mérésekből megismert paraméter jegyeket. A módszerrel a mérési hullámhosszal összemérhető változások figyelhetők meg, ennél fogva pl. nem biztos, hogy a longitudinális hullámterjedési sebességet a gránitbeli repedezettségi irányok befolyásolják.

Tapasztalatunk szerint Üveghután a fúrólukak között mérhető szeizmikus sebesség és abszorpció, mint kőzetjellemző paraméter értéke legkevésbé a kőzettest feszültségállapotától és anyagától, döntő mértékben annak mechanikai állapotától függ (45. ábra).



44. ábra. Az Üh-23, Üh-2, Üh-22 és Üh-3 fúrólukak közötti sebességtomográf (TÖRÖS et al. 2003a) és abszorpció tomográf szelvény, valamint a fúrólukokban mért transzmisszivitás értékek (SZŰCS et al. 2003)



45 ábra. Az Üh-28, Üh-3, Üh-4 fúrólukak közötti sebesség tomográf szelvény és az Üh-28-as fúrás különböző mélységéből származó magláda fotók (TÖRÖS et al. 2003, foto MÁFI, Üh-28-as fúrás dokumentáció)

A magláda fotókon jól látszik, hogy a repedezettebb kőzetekhez kisebb tomográf sebesség tartozik (*a, e ládák*), míg a nagy sebességű kőzethez általában jobb megtartású, jobb mechanikai állagú kőzet (*b, d ládák*). Ugyanakkor sem a magládában látható kőzet állapotból nem következik egy adott hullámterjedési sebesség, sem egy adott kőzetállapothoz nem lehet egy adott kőzet állapotot hozzárendelni. Az értékek mindig viszonylagosak. A *c jelű láda* magmintái például viszonylag nagysebességű környezetből származik mégis repedezett. Ez a tomográf kép alapján azonosítható töréses szerkezetből származik, amelyet az *Üh-3-as* és *Üh-4-es* fúrásban a karotázs szelvény alapján is lehetett azonosítani.

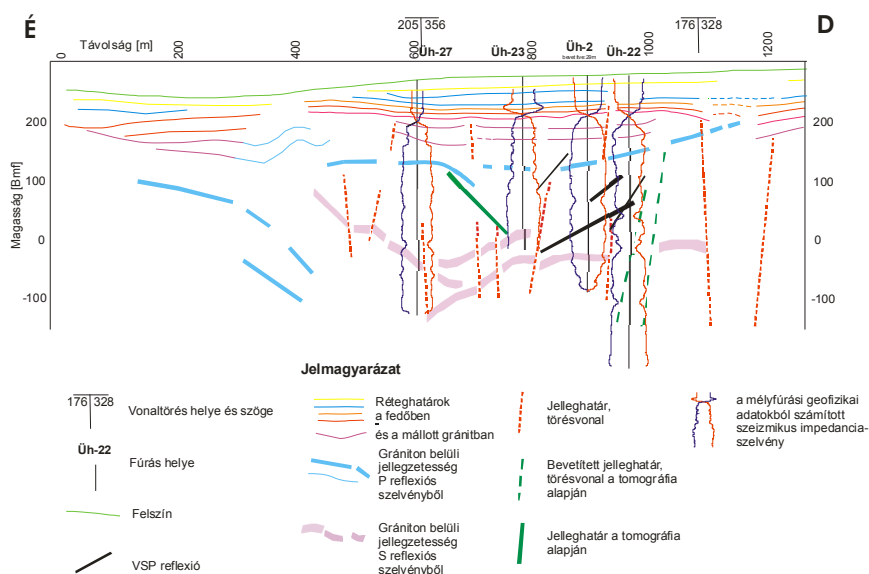
Itt kell megjegyezni, hogy a mechanikai tulajdonságok nem garantálják önmagukban, hogy a kőzet vezeti-e a vizet, vagy sem, bár nyilvánvaló, hogy az eltérő mechanikai tulajdonság eltérő vízföldtani tulajdonsággal párosul.

A tomográf mérések jelentősége vízföldtani szempontból az egyes tömbök kijelölésében van. Az eltérő sebességű „foltok” eltérő vízvezető tulajdonsággal bíró tömböket jelentenek, amelyek a szeizmikus sebességgel összefüggő, önálló hidraulikai rendszert képeznek

## 7.6 A szeizmikus mérések együttes értelmezése

A különböző szeizmikus mérések értékelésével kapott jellegzetes reflexiókat és a tomográf mérések eredményeit együtt ábrázolva és elemezve érdekes, a terület szerkezeti képének megismerésére vonatkozó megállapításokat tehetünk (46. ábra).

A gránit felszín alatt, (kb. a 120 - 150 mBf szinten) elsősorban a reflexiós szelvény alapján úgy tűnik, hogy a felső 100 - 120 m-es összlet elkülöníthető az alatta lévőttől. Ez a határvonal jelentkezik a tomográf képen a szelvénnel közös viszonylag rövid szakaszon is.



46. ábra. Az „A” szelvény menti szerkezeti kép kialakításához használt elemek

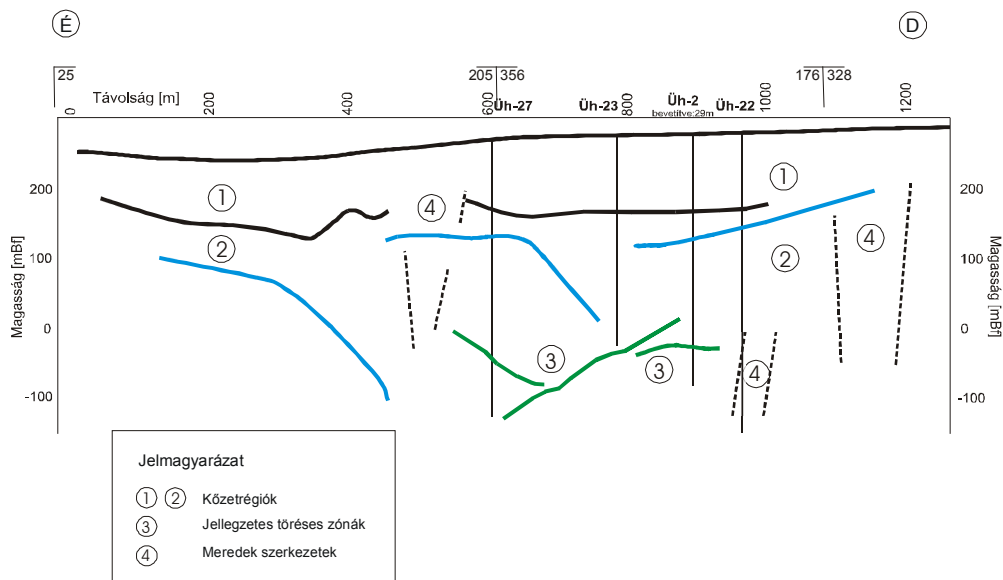
A szelvény 400 m-ének környezetében a *P*-reflexió szelvényen látható redőzés alapján egy gyűrődéses szerkezet feltételezhető, ami az *É*-i és a *D*-i köztettek egykori, egymással szembeni mozgását feltételezi. Ez a gránittömeg a szelvény *D*-i része felé kivékonyodik.

Az előbbi gránittömeg alatt az *É*-i oldalon egy lehajló szerkezet figyelhető meg, melyet elsősorban az *Üh-23* és *Üh-27* fúrások közötti tomográfia és a *P*-reflexió jelöl ki, de ezt megerősíti az előzőekkel közel párhuzamos lefutású, feltehetően a gránittömeg belsejében lévő töréshez kapcsolódó, az *Üh-37*-es fúrás felé emelkedő *S*-reflexió felület is. A kis dőlésű *S*-reflexió felületelemek az *Üh-23* és *Üh-22*-es fúrások alján feltehetően töréses zónák, az *É*-i és a *D*-i tömegek egymáshoz viszonyított, a szelvényirányra közel merőleges elmozdulását jelezhetik.

A *D*-i oldalon lévő szerkezet szintén alábukó jellegű, de ez a jelleg kevésbé jellemző, mint az *É*-i oldalon, jellemzőbb talán a köztömegek *D* felé történő emelkedéséről beszélni. Az *S*-reflexió kép alapján az *É*-i és *D*-i szerkezet találkozásánál feltételezhető a repedezettségben megnyilvánuló legnagyobb mérvű kőzetbeli alakváltozás, ami kb. az *Üh-27* és az *Üh-23* fúrások környezetére tehető.

A szelvényt az *S*-reflexió képen bemutatott helyeken meredek dőlésű törések szelik át, amelyek egy része kapcsolódni látszik az itt bemutatott szerkezetekhez, de azoktól lehet teljesen független is. A függetlenségre leginkább a szelvény 1200 m-ében lévő szerkezet esetében, a függőségre az *Üh-27* és *Üh-37* -es fúrások közötti törés esetében láthatunk példát.

A földtani szerkezet leegyszerűsített modellje a 47. ábrán látható.



47. ábra. A szeizmikus mérésekből szerkesztett vázlatos *É-D*-i irányú földtani szerkezet Üveghután

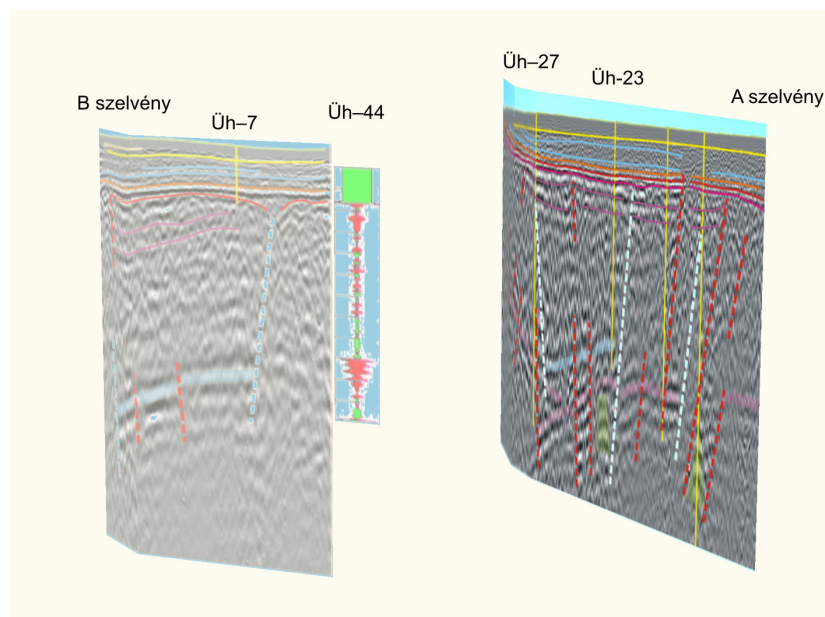
A szelvény menti szeizmikus mérésekből szerkesztett vázlatos földtani kép alapján a következő megállapítások tehetők.



Az 1-es és 2-es régiók közötti határvonal nem jellegzetes az *S*-hullámos reflexiós szelvényen, csak a *P*-hullámosokon. Ebből arra lehet következtetni, hogy ez nem egy repedezett, töréses zóna, vagy ha az, a repedések régiek, valamilyen anyaggal kitöltöttek, nem feltétlenül vízvezetők.

Az *S*-reflexiókkal kapott jellegzetes töréses szerkezetek nagy valószínűséggel elsődleges vízvezető zónák, amelyek blokkhatárokon átívelnek, részlegesen a B jelű *S*-hullámos reflexiós szelvényen és az Üh-44-es fúrásban is megtalálhatók (48. ábra).

A szelvény irányra merőleges, a szelvényben ábrázolt szerkezettől független töréseknek önálló tektonikai jelentése van.



48. ábra. *S*-reflexiós szelvények és az Üh 44-es fúrás axonometrikus képe. A kék színnel jelölt lapos dőlésű törések és a fúrásban az akusztikus hullámsebesség amplitúdója (piros szín) összetartoznak

## 7.7 Nem rétegzett közegek kutatása

A szeizmikában a rétegzett közegek kutatása a szokványos, míg a geotechnikában a nem rétegzett „anomáliakereső” feladatok a gyakoribbak. Az üveghutai gránit változékonysága, a kutatásánál használt módszerek egymástól eltérő térbeli mintavétele és felbontóképessége alkalmat adnak arra, hogy a nem rétegzett közeg geofizikai kutatásának problémáját megértsük.

Vizsgáljuk meg közelebbről az üveghutai kutatásnál alkalmazott egyes módszerek felbontóképességét, a fontosabb geofizikai mérések dimenzióit.

A karotázs adatok sűrűsége mélység irányban 10 cm volt, horizontálisan viszont, a fúrások átlagos távolsága alapján csak kb. 300 m. Az *S*-hullám reflexiós mérések vonalak mentén 1 m-es mélységpont közzel készültek, mélység irányú felbontásuk, a hullámhossz negyedeként definiálva, 12,5 m volt. A lyukközi tomográfia 3 m-es hidrofonközzel készült, a feldolgozás során használt, a hullámhosszhoz igazodó cellaméret 5 m volt. Az MT mérések 100\*100 m-es hálózatban készültek, függőleges

irányú felbontásuk a mélységgel romlott, a 2D inverziónál használt rács magassága a tengerszinten nagyjából 40 m volt. A 3D reflexió mérési hálózata a mért terület nagy részén 100\*50 m, a tomográf feldolgozás során használt cellaméret 50\*50\*25 m, a felbontása ennél természetesen rosszabb. A könnyebb összehasonlíthatóság kedvéért az egyes mérésekre jellemző horizontális és vertikális információsűrűség az alábbi táblázatban látható:

Módszer	Horizontális adatsűrűség db/m	Vertikális adatsűrűség db/m
Karotázs	0,003	10
Lyukközi tomográfia	0,2	0,2
S-hullám reflexió	1	0,08
3D tomográfia	0,02-0,01	0,04
MT	0,01	0,5-0,025

*X. táblázat. Az egyes mérésekre jellemző horizontális és vertikális információsűrűség*

Természetesen minél több adat esik egy m-re, annál jobbnak tekinthető a térbeli mintavétel. Az *Üh-2* és *Üh-22* fúrások eltérése alapján a mintavételi tétel ( $1/2\Delta dx$ ) szerint a mérési háló rácsállandója nem haladhatná meg a 40 m-t, ami 0,025 db/m horizontális adatsűrűségnek felel meg. Ilyen sűrűségű adatrendszer csak egyes fúrások között (lyukközi tomográfia) és két szelvény mentén (S-hullám reflexió) áll rendelkezésre az üveghutai kutatásnál is, vagyis a terület döntő része alul van mintavételezve. A kérdés meg is fordítható: az adott méréssűrűség mellett a mintavételi tétel szerint mekkora az a legkisebb anomália, ami elvileg megtalálható. A válasz a következő táblázatban található:

Módszer	Legkisebb kimutatható horizontális anomália (m)	Legkisebb kimutatható vertikális anomália (m)
Karotázs	600	0,2
Lyukközi tomográfia	10	10
S-hullám reflexió	4	25
3D tomográfia	100-200	50 — a mélységgel romlik
MT	Modellfüggő — 30–200	Modellfüggő — 30–100

*XI. táblázat. Az elvileg kimutatható legkisebb anomália*

Természetesen egy sor egyéb, itt most nem figyelembe vehető szempont is tárgya kell legyen egy kutatás megtervezésének (pl. árkérdés), de az objektumok megismeréséhez a fentieket érdemes tovább gondolni.

Keressünk a tér mindhárom irányában kb. 40 m-es dimenziójú objektumokat az üveghutai kutatási területen. Megkutatásához a fúrásos kutatás önmagában semmi-

képpen sem ajánlható. Az MT és a 3D mérések csak akkor, ha a sűrűbb térbeli mintavételezéssel javítható a felbontóképességük, vagy kb. 20 m-es hálózatban S-reflexiós méréseket végzünk.

És most jöhet a többi szempont, mert geotechnikai feladatokra lefordítva általában mindkét megoldás kivitelezhetetlen. Osszuk el ugyanis a 40-et 10-zel, akkor a geotechnikában „normális” 4 m-es anomáliával van dolgunk. Ha van egyáltalán olyan módszer, amelyiknek a felbontóképessége ez alatt van, akkor is látszik, hogy a szelvényező 2D-s módszerek 2 m-enkénti kivitelezése már drágább, mint a területi módszereké, de a 3D felvetése ebben a dimenzióban inkább csak elméleti, hiszen sekély alkalmazásokban még elég ritkán fordulnak elő.

Sok hasonlóság van a nem rétegzett közegek kutatása és a geotechnika „anomáliakereső” feladatai között.

Mivel egyelőre a 2D-s szelvényezések gyakoribbak, egy-egy terület jellemzéséhez, vagy azon az anomália megtalálásához fontos, hogy egyéb ismeretet is bevonjunk a kutatásba, ill. a 2D-s szelvények eleve jellemző helyre kerüljenek.

A térbeli mintavétel feltételeinek megfelelően nem rétegzett közegeknél külön kell szólni egy konkrét mérés, esetünkben a szeizmikus mérés felbontóképességéről.

A szeizmikában a Fresnel-zóna térfogatába eső események esnek egybe a szeizmogramon található jelenségekkel. Ennek mérete, a *2.4 fejezetben* rétegzett közegekre megadott  $\lambda/2$ ,  $\lambda/4$  érték. (A kritikus -100 mBf S-hullám reflexiós felületelemekre a felszínről történő kutatásnál ez  $\sim 37$  m-re becsülhető).

Azokat a térfogati akusztikus impedanciaváltozásokat (anomáliákat) tudjuk tehát kimutatni, amelyek ettől nagyobbak. Természetesen az állítás meg is fordítható: a szeizmogramon felismert jelenségeknek szükségképpen a hullámhosszal összemérhető földtani okokat kell tulajdonítanunk.

## 8 Laza, talajnak nem minősülő közegek környezet-földtani célú kutatása

### 8.1 Bevezetés

A felhagyott bányagödrökben részlegesen konszolidálódott bányászati meddőanyagok és hulladékok nem minősíthetők talajnak. Mivel ezekben a feltöltés folyamatáról, annak anyagáról, vagy térbeli elhelyezkedéséről csak ritkán rendelkezünk megfelelő dokumentációval, kezelésük, felhasználásuk szükségessé teszi megkutatásukat. A hagyományos feltérési módszerek csak korlátozottan használhatók. A többnyire laza, vegyes hulladékot tartalmazó közeg egyéb geotechnikai feltérési módszerekkel nehezen kutatható, pedig a változó anyagú összlet nagy mintavételi sűrűséget kívánna meg. A kutatás csak részben geotechnikai jellegű, az többnyire szorosan kapcsolódik környezetvédelmi, hidrogeológiai feladatokhoz, ezért az ilyen összletek komplex kutatásához általában egyéb geofizikai módszerek alkalmazására is szükség van.

A vizsgált objektum rendszerint nem felel meg a Hooke közeg feltételeinek. A feltöltés anyaga mellett, hogy változatos, nem írható le egyszerű talajmodellekkel, ezért vizsgálata nem egyszerű szerkezetkutatási feladat.

A felhagyott hulladékok a talajhoz hasonlóan háromfázisú rendszert alkotnak, amellett, hogy a fázist alkotó rendszerelemek anyagukban is változhatnak.

A legjellemzőbb szilárd fáziselemek a laza bányászati meddőanyag, az építési törmelék, a kommunális-, gyakran szerves hulladékok. A folyadék fázis anyagát elsősorban az összleten áthaladó és az azt átmosó csapadékvíz alkotja, míg a gáz fázis anyaga többnyire a levegő és a szerves hulladékösszletben felszabaduló gázok elegye. Érdekes, de a környezetvédelem szempontjából a biogázok kimutatása a legfontosabb geofizikai feladat. A keletkező biogáz ugyanis a szilárd fázison belüli kiüregelődésekhez, fellazulásokhoz vezet, amely a talajrozkadáshoz hasonló balesetek okozója lehet, de van példa a talajból kiáramló gyúlékony biogáz környezetkárosító hatására is.

Míg a víztelen szilárd közetekben a Poisson-hányados értéke stabilnak mondható, így a  $V_P$  szinte önállóan elegendő a közeg jellemzésére, a hulladékanyagokban a testhullámsebességek arányainak ( $V_P/V_S$ ) változása, a Poisson-hányados nagy térbeli változékonysága a jellemző.

A hulladéklerakók anyagán végzett szeizmikus mérések csupán az anomális szerkezetek feltérására, ill. ezek monitoring jellegű megfigyelésére szorítkozhatnak. A bekövetkező alakváltozások (a konszolidáció mértéke, a süllyedés), a szeizmikus módszerekkel nem határozható meg a gyakorlatban elvárható pontossággal, azaz a szeizmikusan meghatározott „rugalmassági” paraméterek süllyedésszámításra csak közelítésként használhatók.

A továbbkutatáshoz a hulladéklerakó térbeli lehatárolása, a feltöltés anyagának minősítése, vagy az optimális feltérési helyek megadása szeizmikus módszerrel általában teljesíthető elvárások. Ehhez feladattól függően többféle hullámtípus használatá-

ra, a laza anyagú feltöltések miatt megfelelő energiájú szeizmikus forrásra van szükség.

## 8.2 Felszínközeli beszakadások

A térbeli lehatárolás horizontális értelemben az egykori rézsűélnek a külszínnel való metszévonalát jelenti, amely lehetséges a felszín alatti, a közegtől függő sávban terjedő felületi hullám csoportsebességének térképezésével.

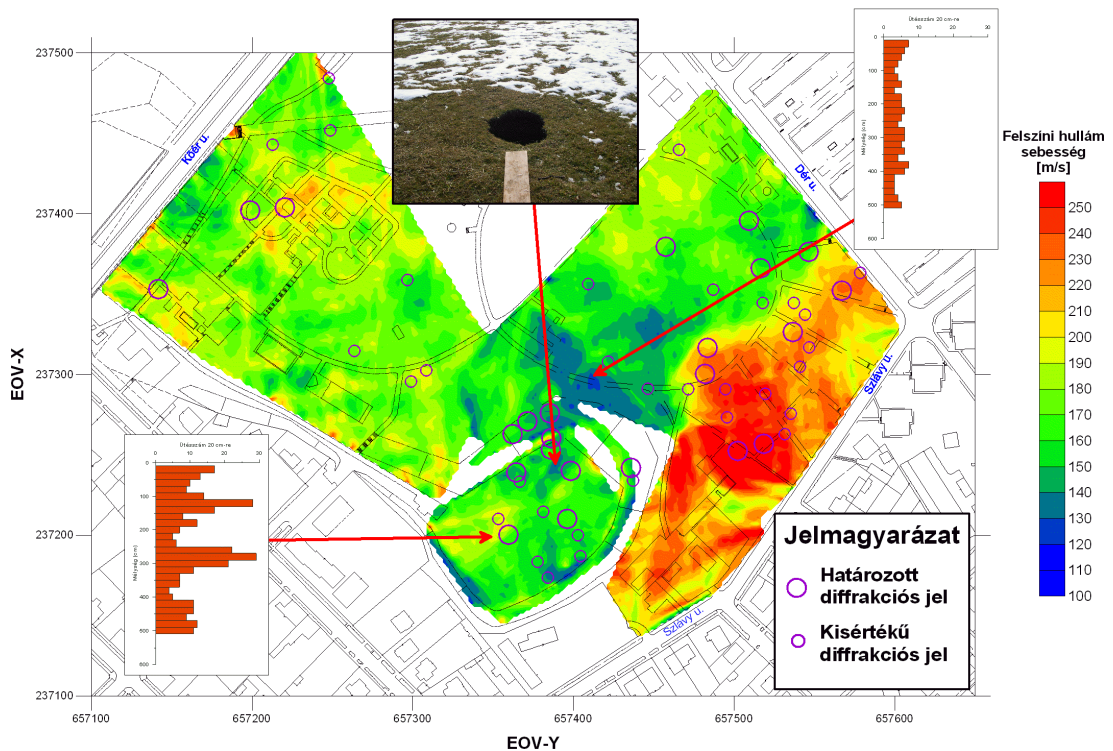
A felületi hullám hulladéktárolón történő használatát külön indokolja, hogy a laza kőzetanyagban a felületi hullám keltése a legegyszerűbb, a testhullám beérkezéseken alapuló módszerek az egyes hullámtípusok gyors elnyelődése miatt nem mindig alkalmazhatók, a módszer az adott viszonyok mellett a legkevésbé zajérzékeny.

A felszínközeli talajviszonyok anomáliáinak kutatása a legfontosabb, az emberi életet is veszélyeztető felszínközeli veszélyforrásokra hívja fel a figyelmet.

A kis sebességek laza, süllyedésre, adott esetben a bányászkodás jellegétől függően beszakadásra hajlamos talajt jeleznek, míg a nagy sebességek felszínközeli lévő pilléreket, egykori rézsűélt jelölnek ki. (Előfordulhatnak érdekes eltérések. Egy salakot tartalmazó hulladéktárolóban az anyag a lerakás után történt kohéziójától függően igen nagy felületi hullámsebességet is mérhetünk, miközben a kemény, összeálló anyagnak nagyon kicsi a sűrűsége.)

Bp. Kőbánya Óhegy park jelenlegi területén egykoron külfejtéses és mélyműveléses bányászkodás is folyt, amit mára bányászati meddővel, kisebb részben kommunális hulladékkal töltöttek fel (49. ábra). A tomográf térképen a 100-140 m/s körüli felszíni hullám sebességek  $N < 10$  SPT szondázási értéket, gyenge kohéziójú, laza állapotú anyagot jelentenek, amelyek beszakadásra hajlamosak. (Az ábrán a mérést követő néhány hónapon belül történt beszakadás fényképe és két dinamikus szondázás eredménye látható.) A fellazulások a terület közepén egykori mélyművelésű vágatok beszakadásával, a nyugati oldalán és az északi részén az egykori külfejtéses bányászati műveletekkel kapcsolatosak. A keleti oldalon a nagy sebességű folt határvonala jelöli ki az egykori rézsűélt a külfejtés felé.

Jól refraktáló aljzat esetén annak lehatárolása tipikusan  $P$ -hullámra alapozott refrakciós, vagy bemerülő hullámos feladat, mivel a hullámterjedési sebesség (általában a sűrűség is) a mélységgel növekszik. A kutatáshoz ebben az esetben is nagy energiájú szeizmikus forrás szükséges. A refrakciós mérés tervezéséhez segítséget nyújt a 18. ábra. A feltöltés anyagának változó sebessége miatt a mélység számítása a szeizmikus méréseknél megszokottnál nagyobb hibával terhelt.

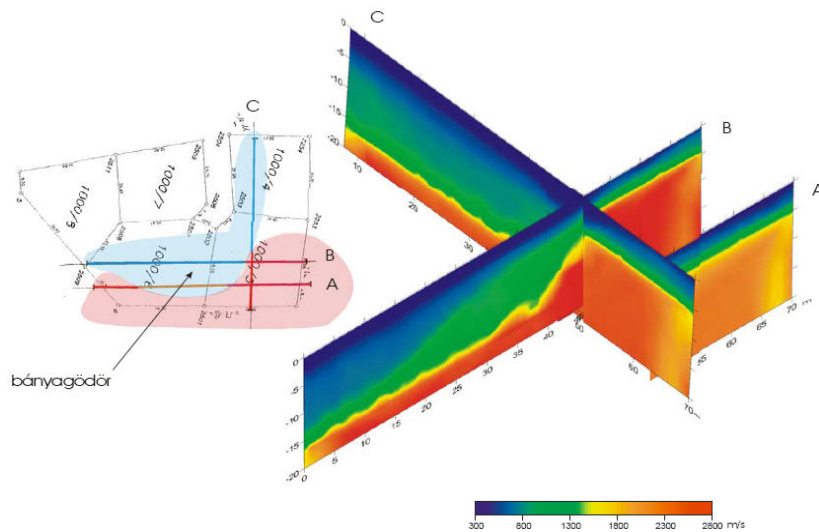


49. ábra. A felületi hullám csoportsebességén alapuló tomográf térkép. (TÖRÖS et al. 2004)  
Bp., X. ker. Óhegy park)

A 50. ábrán bemutatott építésföldtani példában egy betemetett külfejtéses mészkőbánya aljzatát kellett nyomozni (HEGYMEGI 2004). Az üde mészkő aljzat és az agyagos meddőfeltöltés közötti jó sebesség kontraszt miatt könnyű volt jó refrakciós terepi felvételeket készíteni.

A helyenként nagy dőlésű aljzat, a nem rétegzett közeg mellett a klasszikus refrakciós feldolgozási eljárás nem használható. Az élek, csúcsok a bemerülő hullámos tomográfia alkalmazását is megnehezítik. Ilyenkor a kezdeti sebesség modellt az egyedi szeizmogramok feldolgozásából állítjuk elő. A diffrakciók keresése, a dőlés modellezése segít a kezdeti sebességmodell kialakításában.

A hulladéklerakók területének újrahasznosítása megkívánja annak mérésekkel történő minősítését. A konszolidált anyagú meddő feltöltésben a 700-800 m/s -os  $V_P$  érték  $N > 30$  SPT szondázási értéket jelent (VIII. táblázat), amelynél közepesen tömör, vagy inkább tömör, jó teherviselő talajjal lehet számolni. A rézsűélek környezetét ráépítés szempontjából kerülni célszerű, mert terhelés hatására a változó meddőanyag vastagság miatt abban differenciális süllyedések fordulhatnak elő.



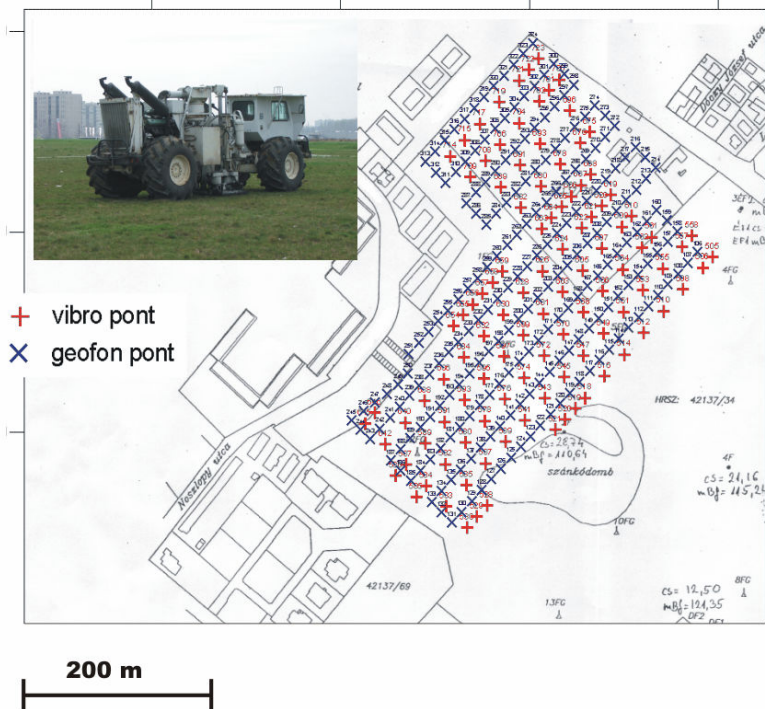
50. ábra. Visszatöltött bányagödör aljának meghatározása jó sebesség kontraszt mellett, (Bp., Rókahegy).

### 8.3 Biogázt tartalmazó hulladéktároló kutatása

A feladat a fentebb megfogalmazottakkal összhangban van, az évtizedekkel ezelőtt felhagyott hulladéktárolóban egykoron a sok szerves hulladékot tartalmazó bányászati meddő anyaggal együtt szerves hulladékot is elhelyeztek, amely az évek során biogáz képződéséhez vezetett. A biogáz jelenlétét több, felszíni mérés igazolta.

A terület kb. 8 hektárnyi, a feltöltés ma szabad terület, de szükségessé vált újrahasznosítása, ill. környezeti állapotának felmérése.

Néhány szeizmikus próbafelvétel megerősítette, hogy hagyományos szeizmikus forrásokkal az aljzatot nem lehet kutatni a laza feltöltés okozta túlságosan nagy energia elnyelődés miatt, ráadásul a feltehetően agyagos, vagy bontott mészkő anyagú aljzat nem jó refraktor. A vizsgálathoz a szénhidrogén kutatásban használatos vibrátor szolgáltatja a forrás energiát. (Meg kell jegyezni, hogy épített környezetben nagy figyelmet kell fordítani a szeizmikus vibrátor okozta esetleges rezgésekárosodására, a mérés során a megfelelő védőtávolságokat be kell tartani. A mérést követő esetleges vitás esetek elkerüléséhez a mérés megkezdése előtt célszerű a tervezett védőtávolságokat hitelesített rezgésmérővel – az MSZ 13018 Magyar Szabvány szerinti rezgésmérés elvégzésével – leellenőrizni a vibrátorhoz legközelebbi ház előtt, ill. a vonatkozó épületeket független statikus szakértővel megvizsgáltatni és előzetes szakvéleményt készíttetni.)



51. ábra. Helyszínrajz a rezgékeltési és észlelési pontokkal

A vibrátoros mérés célja a hulladéktároló  $P$ -hullámos sebességterének a szeizmikus tomográfia módszerével történő meghatározása volt a teljes vizsgált térfogatra. A mérés a bemerülő hullámos tomográfia 3D-s változata.

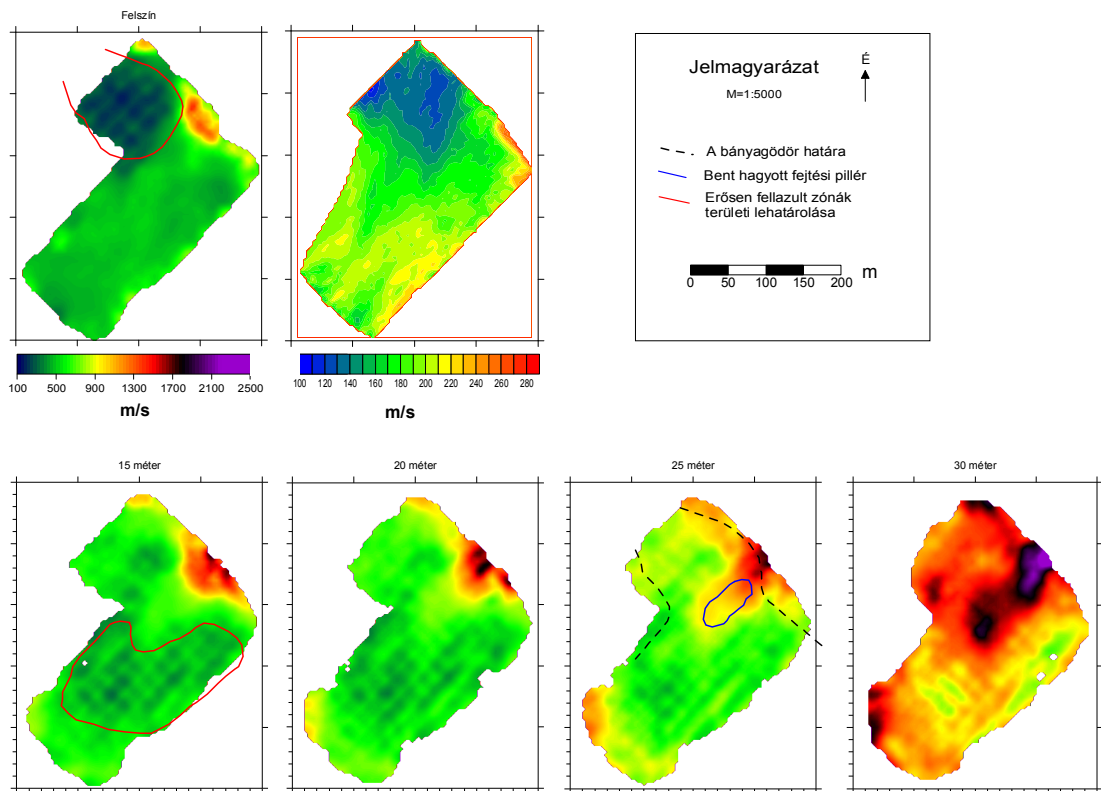
A vizsgálathoz a terület egésze rezgékeltési helyekkel és észlelési pontokkal le volt fedve, így lehetővé vált, hogy egy forráspontból szinte a teljes vizsgált területről regisztráljunk reflexiókat, ami végeredményben igen sok sugárút kereszteződést jelent (51. ábra).

A hulladéklerakó  $P$ -hullámos sebességtere horizontális metszetekben jeleníthető meg különböző mélységekben (52. ábra).

Az első beérkezésen alapuló vizsgálatban a felszínközeli terjedő direkt hullámokból szerkesztett tomográf térkép horizontális felbontása elmarad ugyan a felületi hullámok csoportsebességén alapuló térkép felbontásától, de a feladat megoldása szempontjából a tároló felszínének viszonyait hasonlóan írja le. A hulladéktároló északi csücskében van egy laza 200-300 m/s-os  $P$ -hullám sebességű terület, eltekintve még az északkeletről benyúló bent maradt pillér hatásától, egyéb helyeken a sebességeloszlás homogén talajszerkezetet mutat.

Az északi laza zóna a 15 m-es mélységmetszeten még látható, majd eltűnik. Ugyanezen mélységben a terület közepén is kialakul egy, az előzőtől kisebb jelentőségű laza település. A 30 m-es mélységmetszet már az aljzat sebesség viszonyait tükrözi le.



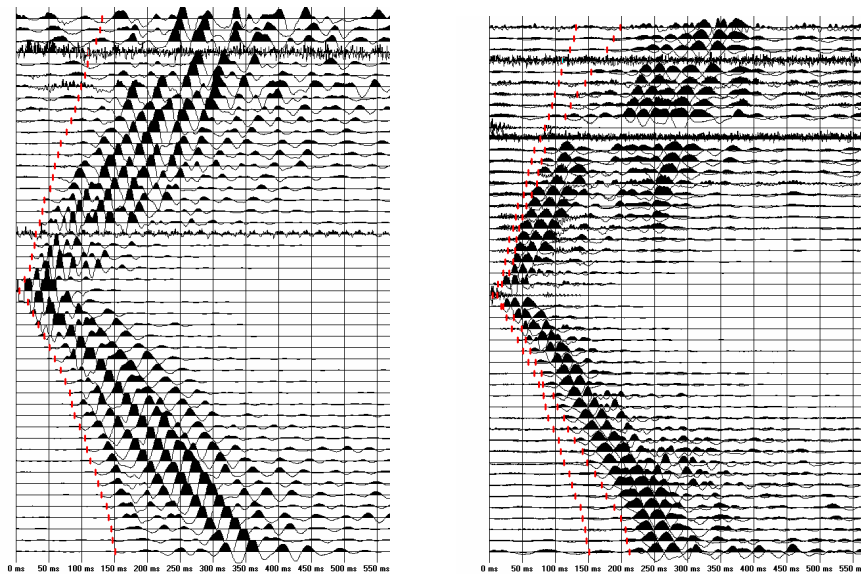


52. ábra. Felületi hullámos tomográfia és a  $V_P$  eloszlása különböző mélységmetszetekben (TILDY és KIS 2006 nyomán)

Szilárd kőzetekben adott kőzetmátrix mellett  $V_P/V_S$  értékéből következtetni lehet a pórusokat kitöltő anyag jellemzőire. Ilyenkor a póruskitöltő anyag  $V_P$  értékét határozottan,  $V_S$  értékét csak minimálisan befolyásolja. Talajoknál a nagyobb hézagokat kitöltő anyag nem, de maga a hézag befolyással van  $V_S$  értékére, mivel a talajrészecskék közötti távolság lényegesen befolyásolja a nyíró hullám terjedési mechanizmusát (lásd 6. fejezet).

Ez azt eredményezi, hogy laza, száraz talajokban, ahol a víztartalom a  $V_P$  értékét nem befolyásolja, a  $V_P$  és a  $V_S$  értéke is kicsi. A talaj ebben az állapotában nem viselkedik rugalmas anyagként és nem érvényesek a vonatkozó összefüggések.

A 53. ábrán a hulladéklerakó déli, a  $V_P$  értékei szerint laza területen ugyanazon a ponton felvett szeizmogramokat ábrázol. A jobb oldali  $S$ -hullám első beérkezések bejelölését láthatóan alig előzik meg a  $P$ -hullámos szeizmogramról átvitt első beérkezések jelei.



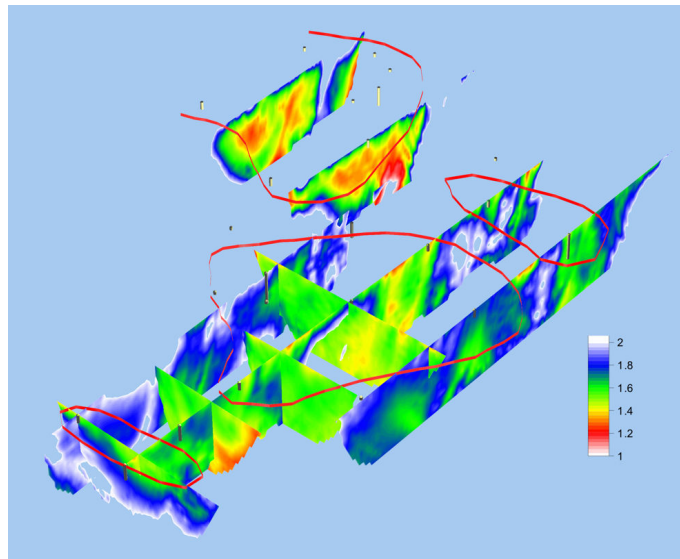
53. ábra. A *P*-hullámos és *S*- hullámos beérkezések

A száraz, biogáz telítettségű anyagok jó közelítéssel a szemcsés, nagy hézagtényezőjű talajmodellhez hasonlíthatnak és  $V_P/V_S$  értéke nem a póruskitöltő anyag jellemzésére szolgál, mint ahogy ez a kőzeteknél jellemző, sokkal inkább a gázt tartalmazó talajszerkezet hézagtényezőtől függő értékét reprezentálja. Így minél közelebb van  $V_S$  értéke  $V_P$ -hez, annál nagyobb a talaj gázfázisának térfogati aránya a szilárd részhez képest.

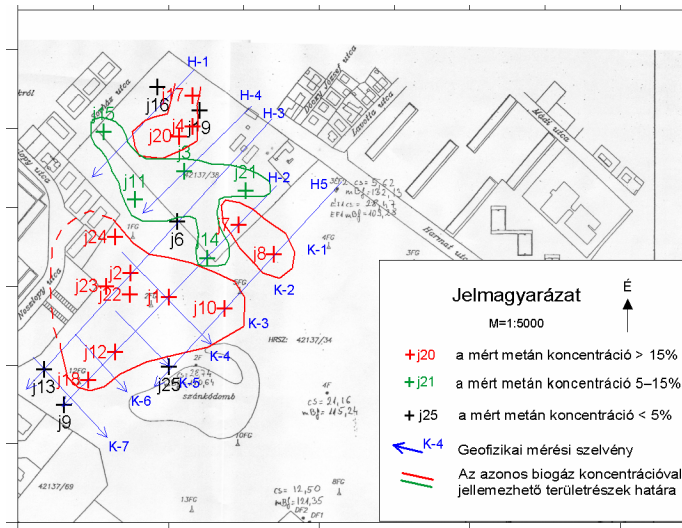
Nyilvánvalóan a hézagokat kitöltő gáz sűrűsége és nyomása is befolyásolja  $V_P$  révén a  $V_P/V_S$  értékét, de feltételezhetően ez a mérési hiba tartományán belül maradhat, mert a gáznak nincs nagy túlnyomása, mert folyamatosan áramlik ki a közegből.

A kutatott hulladéktároló területén biogáz kumulációs helyek kijelöléséhez szelvénymenti *P* és *S* bemenülő hullámos mérések kivitelezésére került sor (54. ábra).

A mérések nagy zajérzékenysége és korlátozott behatoló képessége miatt a számított  $V_P/V_S$  szelvények helyenként hiányosak, máshol nem érik el a kívánt kutatási mélységet, összességében azonban használható információval szolgáltak a kutatás tárgyát illetően.



a)



b)

54. ábra. a.) A  $V_P/V_S$  axonometrikus megjelenítése szelvények mentén a potenciális gázkinyerő helyekkel b.) a mért biogáz koncentrációk

A geofizikai mérést követő fúrásos kutatás alapvetően visszaigazolta az optimális gázkinyerési helyek létét, amelyek alapján az alábbi megállapítások tehetők:

- A biogáz kumulációs helyek jó közelítéssel a laza zónákra illeszkednek, de előfordulnak gázkivételi helyek a laza zónával határos területeken is, pl. a pillér területe, – ez nyilvánvalóan kapcsolatos a gáz migrációjával.
- Minden a gázkivétel szempontjából pozitív hely kis  $V_P/V_S$  értékű helyre esett ( $1,8 > V_P/V_S > 1,2$ ).
- A különböző mélységű, különböző céllal mélyített fúrólukából történt biogáz indikációk nem tették lehetővé a gáz vertikális eloszlásának ellenőrzését.
- Talajvizet csak nagy mélységben, az aljzat környéki mélységekben tártak fel, így azok  $V_P$  értékét nem befolyásolták. (A kutatott területre 4 db fúrólukból származnak vízmélység adatok.)

## 9 Az épített környezet vizsgálata, talajok

### 9.1 Bevezetés

A mérnökszeizmikus módszerek gyakorlati alkalmazásában az egyik legfontosabb témakör az épített környezettel kapcsolatos talajvizsgálat.

A települések fejlődésének természetes velejárója, hogy egyre több „barna zónás” építkezés valósul meg, amikor számolni kell az előző, már lebontott építmény után a talajban maradt nyomokkal (rosszul tömedékelt üregekkel, alaptestekkel, stb.), de kényszerűségből, ahogy a település terjeszkedik, egyre több építményt terveznek kedvezőtlen adottságú talajokra is, amelyeknek a beépítésére addig nem került sor. Az építést megelőző geofizikai vizsgálatok célja ilyenkor, hogy feltárja a talajban rejlő inhomogenitásokat, hogy az építmény az adott területen lehetőség szerint optimális helyre kerüljön, vagy ha a talaj rendellenes viselkedésének gyanúja sem merül fel, a fűrőlyukak kijelölésével csökkentse a közvetlen feltárások költségeit.

Egy-egy lakóépület esetében elegendőnek tűnik csupán a közvetlen környezetét vizsgálni, de nagyobb beruházások, műtárgyak biztonságánál annak tágabb környezetét is célszerű figyelembe venni. A Magyarországon előforduló fontosabb földtani veszélyforrások elleni megelőző-védekező tevékenységek közül a csúszásveszélyes magaspartok (amelyek anyaga többnyire alapozás szempontjából kedvezőtlen adottságú talaj) és a földrengés veszélyeztetettség helyi hatásainak kutatásában van szerepe a mérnökszeizmikának.

A talajokat rezgés átviteli szempontból kategorizáló sebesség meghatározási eljárások az előző fejezetekből ismertek, láttunk példát csúszásveszélyes part szeizmikus vizsgálatára is.

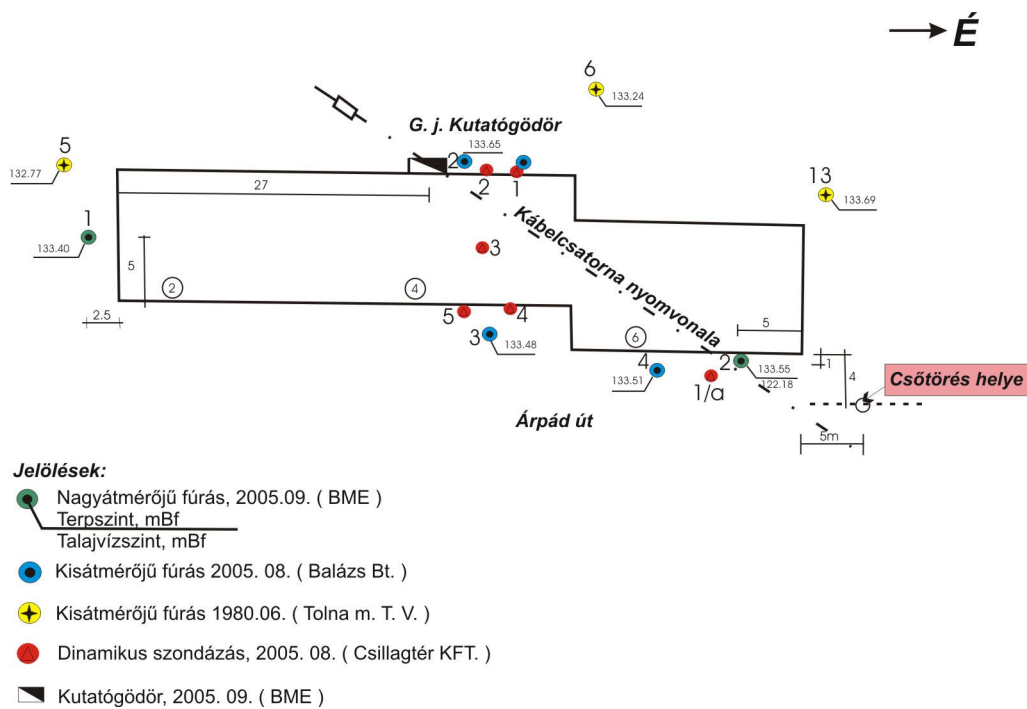
Módszereit tekintve az épületkárok okainak felderítésében nyújtott segítség sem különbözik az előzőektől, de ebben a kategóriában van a legtöbb lehetőség a geofizikai módszerek és egyes in situ vizsgálatok összehasonlítására. Az élet már csak ilyen, az épületkárok szinte minden esetben megelőzhetők lennének, ha az építést megelőzően a talajviszonyoknak megfelelő kutatást végeznének és eredményeit a tervezésnél figyelembe is vennék. Ugyanakkor meg nem lennének tanulságos példák, amelyek alapján megtanulhatnánk, hogyan is előzhetők meg az épületkárok...

A következőkben kedvezőtlen talajokon történő építkezések miatt előfordult épületkárok esettanulmányairól lesz szó. A közös bennük, hogy a tervezéskor megismert, az akkor aktuálisan fennálló talajviszonyok paramétereire tervezték az épületeket, nem számoltak a talajt érő későbbi hatásokkal, amelyek megváltoztatják teherbírási tulajdonságaikat.

### 9.2 Alapozás lösztalajon.

A vizsgált épületet, egy földszint +4 emeletes, 3 lépcsőházas lakóházat az 1982-83-as években építették Dombóváron, egy 42 lakásos társasház részeként (55. ábra). A

lakóház ráépült egy meglévő út nyomvonalára, amely mellett földszintes, részben alapincézett lakóépületek álltak. A 42 lakásos ház tervezéséhez 3 db 5-7 m-es talajmechanikai fúrást mélyítettek (az alapozás síkja 3,4 m mélyen van), amelyből egy sem került a most vizsgált kb. 60 m hosszú, 10 m széles épület alatti részre (FARKAS 2006).



55. ábra. A kárt szenvedett épület helyszínrajza és az elvégzett vizsgálatok

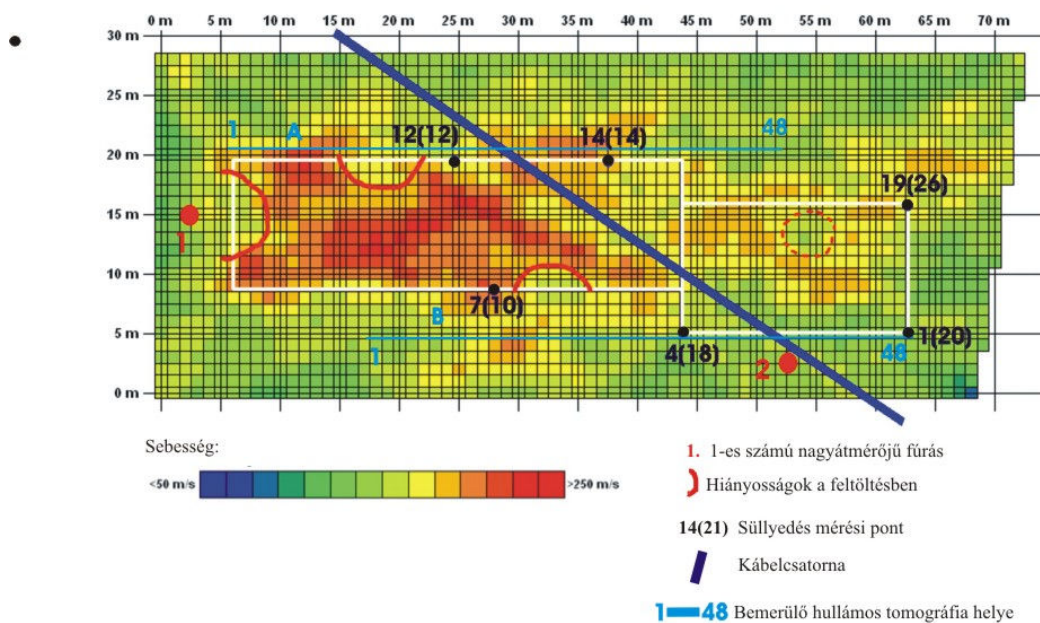
2005. július végén az épület hangjelenségek kíséretében megrepedt, a földszinti padozat megsüllyedt, a födémegek elferdültek, a lakókat néhány nap múlva ki kellett költöztetni. Ekkortól kezdve időrendi sorrendben az alábbi vizsgálatokat végezték el:

- 4 db kisátmérőjű fúrást mélyítettek a legnagyobb süllyedésű helyeken az épületek külső fala mentén 4-5 m mélységben,
- 6 db dinamikus szondázást végeztek 5-6 m-es mélységben, ebből egyet az épület belsejében, a többit a kritikus helyeken, a falakon kívül,
- süllyedés megfigyelést végeztek az épület 6 különböző pontján, kb. egy hónapon keresztül,
- épületen kívül feltártak egy használaton kívüli az 1970-es években fektetett, az épület alá benyúló telefonkábel nyomvonalat, amely vélhetően nem vezetett vizet folyamatosan az épület alá,
- feltártak egy 1958-ban fektetett azbesztcement 125 mm víznyomócsövet, amelyet még 1979-ben „felújítottak”, ennek védőcsöve bizonyíthatóan vezetett csapadékvizet és később kiderült, a csőtörés közelében lévén, közművizet is az épület alá (ez van az ábrán feltüntetve),

- 2 db nagyátmérőjű fúrást mélyítettek, egyet a legkevésbé zavart, természetes állapotúnak vélt helyen (1-es fúrás, talpmélység 7,5 m), egyet a kritikus helyen (2-es fúrás, talpmélység 18,0 m)
- kutatógödört mélyítettek az épület Ny-i falán kívül üregkutatásra és a kábelcsatorna vizsgálatára,
- a nagyátmérőjű fúrásból és a kutatógödörből kivett mintákat szilárdságtani és egyéb széleskörű laboratóriumi vizsgálatoknak vetették alá,
- geofizikai üregkutatást végeztek.

A talajmechanikai vizsgálatok lényegében kiderítették a házsüllyedés legfontosabb okát, a bentmaradt kábel védőcső elvezette egy közeli vízcsőtörés vizét az épület alá és a lösztalaj megroskadt. A vizsgálatot végzők gyanúja, hogy az épület alatt esetleg üreg is lehet, nem volt teljesen alaptalan, tekintettel az előfordult nagymérvű süllyedésekre és a város „pincés” múltjára.

A geofizikai üregkutatás az épület alatti térség vizsgálatát célzó felületi hullámok csoportsebességének kiértékelésére alapozott tomográf mérést, ill. az épület Ny-i és K-i homlokzatával párhuzamosan mért bemerülő  $P$ -hullámos tomográf mérést jelentett (55. és 56. ábrák), (TÖRÖS és PATTANYÚS 2005).



56. ábra. Felszíni hullámterjedési sebesség eloszlása és a süllyedés megfigyelési helyek, zárójelben a süllyedési értékekkel mm-ben.

A felszíni hullámok sebessége, valójában a nyíróhullámok terjedési sebességének négyzete, arányos annak a talajnak a nyírási ellenállásával, amelyben a hullám terjed. A hullám, 150 m/s-os átlagsebesség és 50 Hz-es domináns frekvencia mellett az épület alatti kb. 3-4 m-es vastagságú összletének átlagos nyíróhullám sebességeit képezi le.

Az épület alatt változó vastagságú agyagos, törmelékes feltöltés van. Ez az 1-es számú nagy átmérőjű fúrásnál 1,5 m, a 2-es számúnál 1,95 m, a kutatógödörnél 2,15 m-es vastagságú.

Tehát míg az eredeti agyagos feltöltés vastagságok az *É*-i oldalon nagyobbak, addig a sebességértékek itt feltűnően kisebbek.

A feltöltés alatt mindenütt 25-35 cm-es eredeti humuszréteg, alatta az 1. fúrásban kb. 3 m vastag meszes, laza, makropórusos, iszapos homokliszt, azaz lösz van. Ugyanez a lösz réteg a 2-es számú fúrásponton csaknem 11 m vastag. Az *É*-i oldalon tehát bár a sebességtér kialakításában az agyagos feltöltésnek vastagsága szerint nagyobb szerepe van, hatását lerontja az alatta lévő, nyilvánvalóan sokkal lazultabb löszrétegződés. Nem véletlen tehát, hogy az épület *D*-i oldala a július végi épületkár felfedezése óta egy hónapon keresztül mért süllyedések tanúsága szerint fele annyira süllyedt, mint az *É*-i oldala és hogy az épület padlóvonalában mért süllyedési adatok szerint az *É*-i oldala mintegy 13 cm-el lejjebb van, mint a *D*-i oldal. Ez a nagy süllyedéskülönbség többnyire még az épületkár bekövetkeztét megelőzően alakult ki.

A sebességtér kialakításában kisebb szerepe van az épület tömege okozta terhelésnek. Tapasztalatunk szerint egy ilyen nagy tömegű épületnél az épület alapjai által erősen nyomott részek nagyobb sebességükkel elkülönülnek környezetüktől. Ehhez hasonló jelenséget csak a *D*-i részen látni, az épület *Ny*-i, valamint a *K*-i sarkában és a hozzá kapcsolódó homlokfalazat mentén. A nagyobb sebességek a *D*-i részen vannak inkább az épület alatti térségben. Ebből a süllyedésre az alapokhoz képest kevésbé képes padozat feszültség növekedést okozó hatására következtetünk.

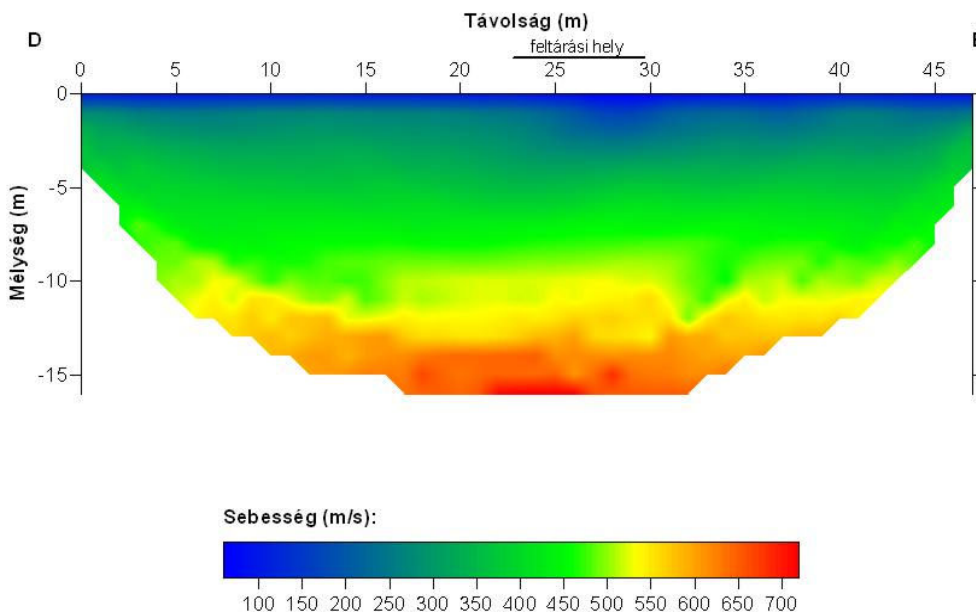
Kétségtelen, hogy az anomáliakép meghatározó eleme, az épület alá benyúló védőcsővel párhuzamosan megjelenő sebességcsökkent sáv. Ugyanakkor a vizesedést okozó kábelcsatornától legalább 10 m-re *D*-re, vele párhuzamosan is lehet látni az „elárasztás” hatását, azaz a csatorna teljes hosszában áztatta az épület alatti térséget és a víztartalom növekedés jellemezte a környező lösztalajokat is, amelyek roskadtak.

Az épület legkeletibb és északi fala alatti térséget feltehetően a csőtörés áztatta el, de a *D*-i oldalfal alatti 100-120 m/s körüli sebességek minden bizonnyal a kábelcső hatásától függetlenül alakulhattak ki.

A térkép és a feltárások összevetéséből az alábbi megállapítások tehetők:

- Az épület terhelés és a víz együttes löszre gyakorolt hatása leginkább az épület csőtöréshez legközelebbi környezetében és a kábel védőcsővel párhuzamos sávjában jelentkezik.
- A kábel védőcsőtől és a csőtöréstől függetlennek mondható nyíróhullám sebesség csökkenések is megfigyelhetők az épület alapozásának nyomvonalában, ritkábban azon belül, elsősorban a *D*-i épületszárny esetében. Ebből az agyagos feltöltés hiányosságaira és/vagy az épületen kívülről hozzáfolyó csapadékvíz a löszös talajt rokasztó hatására következtethetünk.
- A *D*-i és *É*-i oldal zavartalan területein mintegy 30-50 m/s-os sebesség különbség van, ami a *D*-i oldalon a nagyobb. A szeizmikus sebességekben is megjelenő süllyedéskülönbséget magyarázhatja az épületszárnyak alatti eltérő löszvastagság különbség.

Az épület Ny-i oldalán végzett, a longitudinális hullám kiértékelésére alapozott bemerülő hullámos sebesség tomográf szelvényen a felső 1-2 m-beni kisebb sebességtől eltekintve a sebesség fokozatosan növekszik a 10-11 m-ben lévő mélységig. Ez megerősíti azt a tapasztalatot, hogy a nagy fajlagos felületű, szemcsés anyagokban a víznek sebesség növelő hatása van, ugyanakkor a benne mérhető sebességek telített talajoknál sem érik el a pórusvíz 1500-1600 m/s körüli sebességértékét.



**57. ábra.** Az épület Ny-i oldalán felvett longitudinális hullám kiértékelésére alapozott bemerülő hullámos tomográfia sebesség szelvénye

A kutatási eredmények ismeretében az épület megerősítését tervezték az ún. „jet grouting” technológiával, amelynek lényege, hogy az épületet „megkönnyítik”, tömegének egy részét átterhelik a kb. 10m-es mélységben kezdődő közepesen tömör, iszapos, agyagos homoklisztes rétegre, amelynek a 2-es fúrásból ismertek a talajmechanikai paraméterei.

A P-hullámos sebességszelvény 650 m/s-os  $V_P$  értéke alapján (ld. VIII. táblázatot) ez a réteg kb. a 25-30-as SPT szondázási sávba sorolható. Anyagából ítélve roskadt lösz lehet nagy víztartalommal. Ez jó megoldásnak tűnik erre az épületre. Figyelembe véve a geofizikai mérések alapján levonható következtetéseket célszerű lenne a többi lakóház alatti térséget is megvizsgálni.



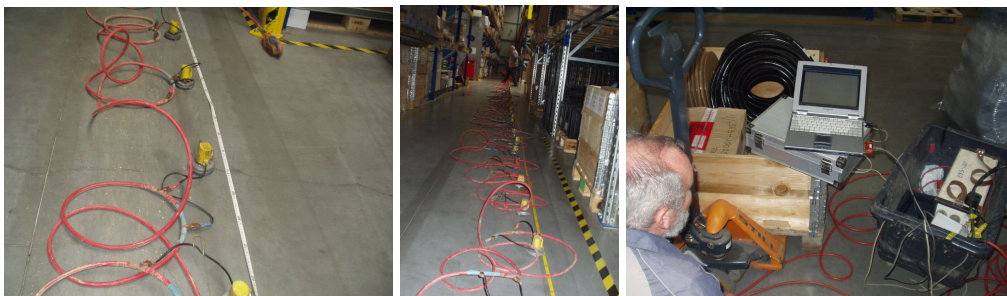
### 9.3 Épületkár finomszemcsés homokon történt alapozásnál

A kb. 10 m x 50 m-es méretű könnyűszerkezetes építésű üzemsarnok szálerősítésű betonja egy rendszeresen nagyobb terhelésnek kitett helyen a terhelés hatására be-süllyedt, majd annak megszűnte után rugalmasan visszanyerte előző állapotát.

A geofizikai mérések célja az volt, hogy feltárja az elsősorban a betonvastagságban, vagy az ágyazatban vélt hiányosságokat a süllyedési környezetben. Bár inhomogeni-tás a betonszerkezetben a teljes területet vizsgálva bőven volt, a süllyedés egyértelmű okát a radar méréseket követő közvetlen feltárással sem sikerült megtalálni.

Időközben kisebb elváltozások jelentek meg az emeleti padozatban is, amely mögött az épület szerkezeti elemeinek elmozdulását lehetett gyanítani. Egyéb kutatások is folytak a szennyvíz és a csapadékvíz elvezetésének esetleges hiányosságaival kap-csolatban, eredménytelenül.

Az épület alatti teljes térség vizsgálatára bevált módszer, a felszíni hullámos tomog-ráfia kivitelezésére az épület beépítettsége miatt nem volt lehetőség, ezért azt csak a csarnokon belülről, a sorok közötti terítésben és rezgéskeltésben, részlegesen lehetett megtenni.

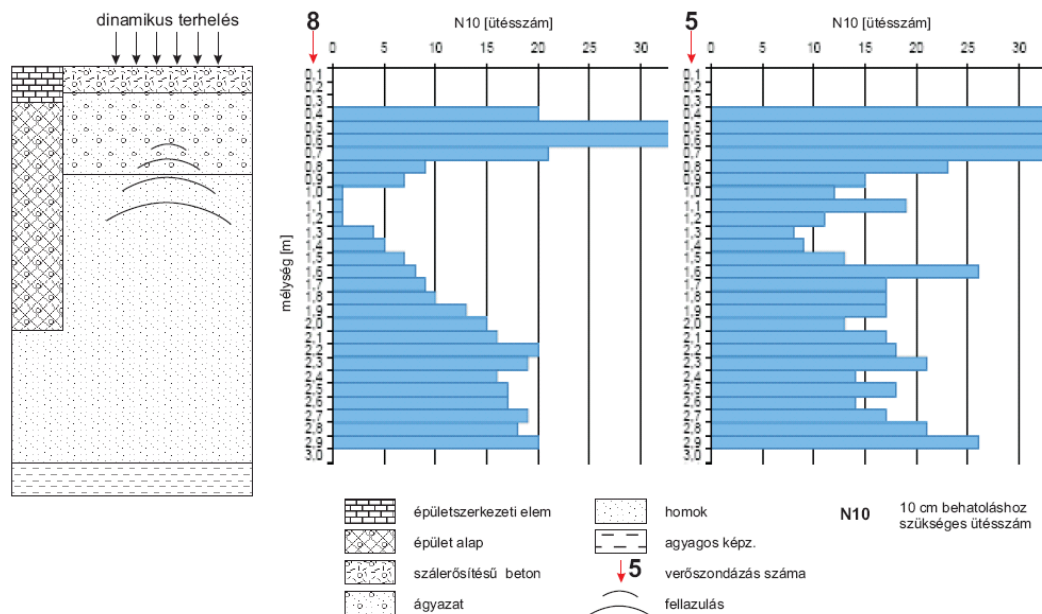


58. ábra. Szeizmikus mérés az üzemsarnokban

A „felszíni hullám” ilyen közegben valójában a beton és annak kemény ágyazata alatti rétegben terjedő, ún. vezetett hullám, vagy csatornahullám amely becsapdázód-va terjed az alulról is konszolidált réteggel határolt laza rétegben. A felszínen történő észlelését az teszi lehetővé, hogy az energia egy része folyamatosan kisugárzódik a kis sebességű rétegből.

A mérés eredménye a vezetett hullám csoportsebességének meghatározására alapo-zott térkép lett, 100-200 m/s közötti,  $V_S$  értéként kezelve valóban kis szilárdságra utaló sebesség értékekkel. Az „anomáliák” elkent, nagy foltokban jelentek meg jel-legzetes lokális hatásokat az egyetlenegy anomália kivételével, amely miatt az egész geofizikai mérést el kellett végezni.

A területen kijelölt 10 db feltárási ponton végzett dinamikus szondázások egymástól alig eltérő eredményeket hoztak. A legrosszabb és „legjobb” eredmény és ennek ér-telmezése látható az 59. ábrán.



59. ábra. Elvi metszet az üzemsarnok alapozásának bemutatására és a DPM 30-20 dinamikus szondázással végzett talajtömörtség vizsgálatok eredménye (TÖRÖS 2006)

A két eltérő szondázási eredményen látszik, hogy a targoncák által folyamatosan dinamikus terhelést elviselő ágyazat alatt a száraz finomhomok folyamatosan tömörödik. A kb. 2 m vastag anyag felső részéig felhatoló lazulás az ágyazó réteget is eléri egy idő után. Most még a rugalmas beton csak behajlik (különösen a dilatációnál) aztán rugalmasan visszaáll, azonban egy idő után az ágyazó réteget is eléri a lazult állapot.

Az épület szerkezeti elemeinek megmozdulását az okozta, hogy nem alapozták elég mélyre. Az agyagos jó teherhordó felület kb. 3 m mélységben van.

A folyamat lassú, fokozatos tönkremenetelt jelent, amely az ismétlődő terhelés hatására gyorsul fel. Szerencsére itt víz hozzáfolyással, elárasztással egyelőre nem kellett számolni.

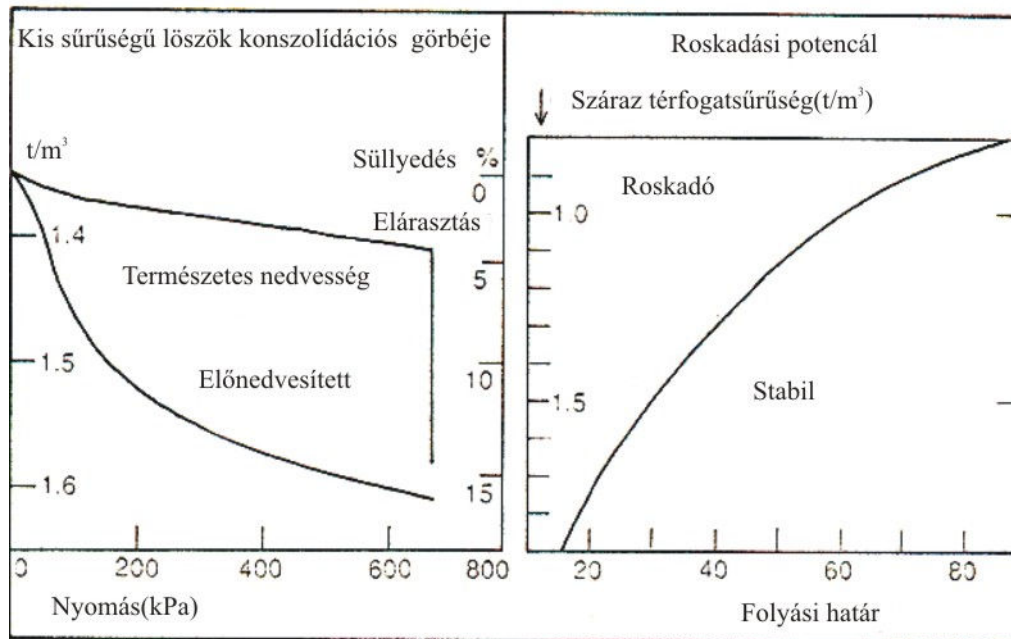
#### 9.4 A roskadó talajok tulajdonságai és szeizmikus kutatása.

A finomszemcsés, nagy hézagtényezőjú talajok alapozás szempontjából kedvezőtlen adottságúak. Közös jellemzőjük a kis térfogat sűrűség. A szemcsék élek, csúcsok mentén kapcsolódnak egymáshoz, terhelés nélkül kisebb mennyiségű vizet gyorsan átengednek. Ezért természetes állapotukban még jó szilárdsági paraméterekkel bírnak.

Az 59. ábrán látszik, hogy az ilyen anyagok terhelés hatására összenyomódnak (WALTHAM 1994).

Az üzemsarnok finomhomokja is terhelés hatására veszti el eddigi megfelelő tulajdonságait. A dombóvári példában a terhelés hatását lemérhetjük azon, hogy

FARKAS [2006] szerint az épület a 80-as évek végére viszonylag egyenletesen 4-5 cm-t süllyedt, amit a merevített szerkezet még károsodás nélkül elviselt. Az állandó nedvességnek, terhelésnek kitett löszben a tömörödési folyamat sokkal gyorsabb, ha elárasztják, a szerkezete hirtelen megbomlik és a talaj összeroskad. Dombóváron a csőtörés és az épület alá benyúló védőcső hatása a tomográf térképen jól látszik.



60. ábra. A kis térfogati sűrűségű löszök viselkedése nedvesítés hatására és a roskadási potenciál.

A roskadás a kisebb sűrűségű és kisebb folyási határértékű lösztalajokban nagyobb valószínűséggel zajlik le (59. ábra jobb oldala).

Az ilyen anyagok szeizmikus kutatásában a sűrűség különbség és a nedvesség tartalom relatív értékeinek változása ad lehetőséget in situ jellemzésükre.

Jelentős sűrűség különbségek hatása minden szeizmikus hullámtípuson felfedezhető, míg a talajnedvesedés elsősorban a *P*-hullámos felvételeken. A nagy fajlagos felület miatt a kapillárisok jelentős vizet képesek magukban tartani, ezért a sebesség értékek is folytonosan mennek át a víztelített talajon mérhető sebesség értékbe. A szemcsék szegleteiben megjelenő, a felületi feszültséget még éppen növelő víztartalom a transzverzális hullámsebesség értékét növeli (lásd a 38. ábrát).

Meg kell ugyanakkor említeni, hogy az ilyen talajok energiaelnyelése különösen száraz állapotban nagy, ezért nehéz megfelelő szeizmikus jelforrást találni.

## 10 Az épített környezet vizsgálata, műtárgyak

### 10.1 Bevezetés

A roncsolásmentes, rugalmas hullámokat használó épületszerkezeti vizsgálatok ugyanazon fizikai elvekre épülnek, mint a talajt vizsgáló eljárások. Miben térnek el mégis a szeizmikustól?

Csak a legfontosabbakat említve, a kisebb dimenziók miatt a jobb felbontóképességhez nagyfrekvenciás forrásokra és érzékelőkre van szükség. Méréstechnikailag számos nehézség merül fel. A legfontosabb a forrás és a vevő szondáknak a vizsgált objektumhoz való csatolása. Ehhez a felületet sokszor „kellősíteni” kell, ami nehézkessé teszi a mérést. Igen kis beérkezési időket (időkülönbségeket) kell mérni, a hullámtípusok nem válnak szét.

Az adatgyűjtőnek nagy mintavételi sűrűséggel kell működnie (néhány  $\mu$ s, vagy néhányszor tíz  $\mu$ s). A szeizmikus gyakorlatban használt műszerek erre csak ritkán alkalmasak, hiányzik a sok csatornás mérőrendszer.

A mérési geometria az épület geometriája által korlátozott, ugyanakkor a szeizmikában csak ritkán előforduló oldalhatások zavarják a kiértékelést.

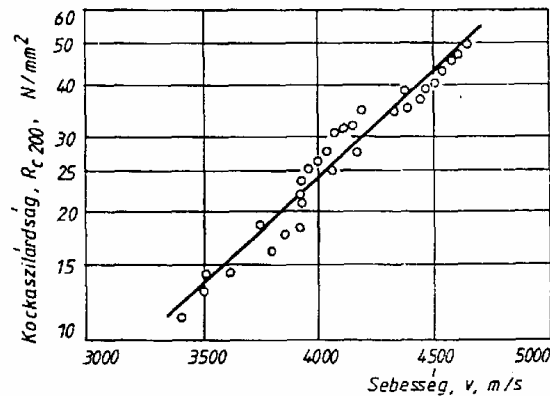
Hiányoznak a rutinszerű eljárások, egy-egy mérés sokszor csak eszközfejlesztések árán valósulhat meg.

A feladatkör ugyanakkor igen széles és változatos. A szeizmoakusztikus, vagy ultrahangos méréseket használják az útvizsgáló eljárásokban, a cölöpözés jóságának, az alapozás mélységének meghatározására, de épületek szerkezeti elemeinek minőségvizsgálatára is. Általában együtt használják a földradarral. A kivitelezése lassúbb, mint a földradaros mérésé, de mindkettőnek jó a felbontóképessége és a vizsgált közeg különböző paramétereire érzékenyek.

A következőkben bemutatott esettanulmányok az akusztikus mérések alkalmazásainak csak egy kis szeletét adják.

### 10.2 Távvezetékek alaptesteinek vizsgálata

A nem rétegzett, szilárd közetek anyagvizsgálataihoz hasonlóan  $V_p$  értéke jól jellemzi a betonokat is (BORJÁN 1981). BALÁZS [1997] adatai alapján a beton nyomószilárdságának logaritmus és terjedési sebessége között lineáris kapcsolat van (61. ábra). (A kockaszilárdságot használó nevezéktan helyett napjainkban már korszerűbb is van, de ez nem befolyásolja a bemutatott eredmények értékelését).



61. ábra. Összefüggés a betonok szilárdsága és longitudinális hullámterjedési sebessége között

Az OVIT Rt. nagyfeszültségű távvezeték-oszlopainak műszeres vizsgálatát az oszlopok betonlábazatának leromlott műszaki állaga indokolta, mivel ezek felújítását tervezték.

A betonok minőségét helyszíni vizsgálatlalt döntötték el, melynek része volt a beton-tömbök hullámterjedési sebességének meghatározása is.

A sebességeket a tömbök különböző geometriai méreteihez és formájához igazodva két pont között áthaladó  $P$ -hullámok formájában mértük. A sebességeket az ellentétes oldalon gerjesztett és — piezoelektromos érzékelővel — felvett jelek első beérkezéséből határoztuk meg. A mérést tömbönként legalább 12 esetben több pontpárra ismételtük meg.

A 62. és 63. ábrákon látható hisztogramokon a mért sebességértékek gyakorisága látható két különböző minőségű lábazat esetében. Az összetartozó értékek intervallumhossza 200 m/s.

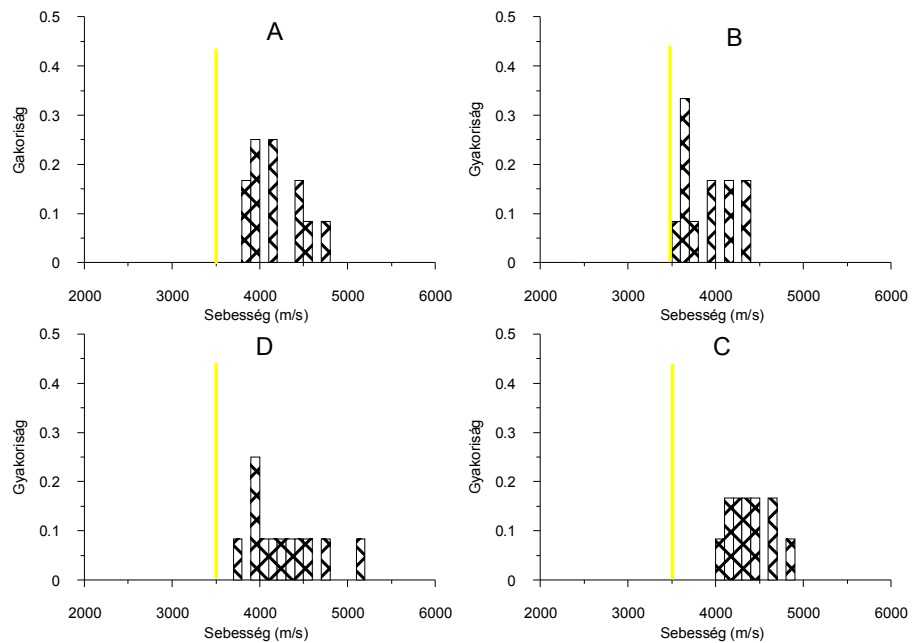
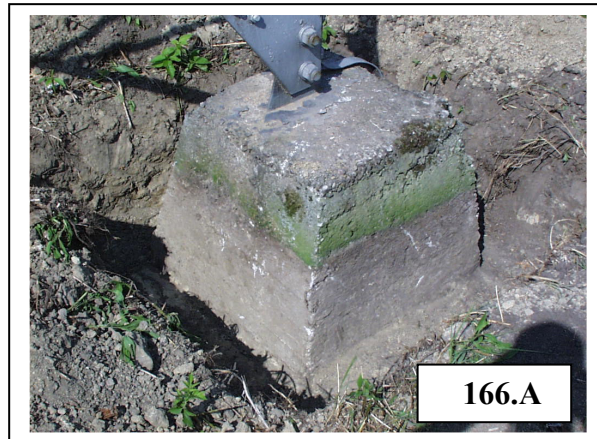
Az adott betonok esetében még megfelelő azok minősége, ha nyomószilárdságuk eléri, vagy meghaladja a  $V_P = 3500$  m/s -os küszöbértéket.

A 62. ábra oszlopánál a sebességadatok nem szórnak és a küszöbérték felett vannak. A vizsgált oszlop mind a négy alapteste megfelelőnek minősíthető a sebesség adatok alapján.

Az 63. ábra esetében az adatok szórása mindkét síkban nagy, azok többsége a küszöbérték alatt van. Az oszlop minősítése: nem megfelelő. Az adatok szórása az alaptestek eltérő belső szerkezetéből adódik. Ennek oka lehet az alaptesten belül is eltérő betonanyag minősége, vagy az eltérő betonozási mód.

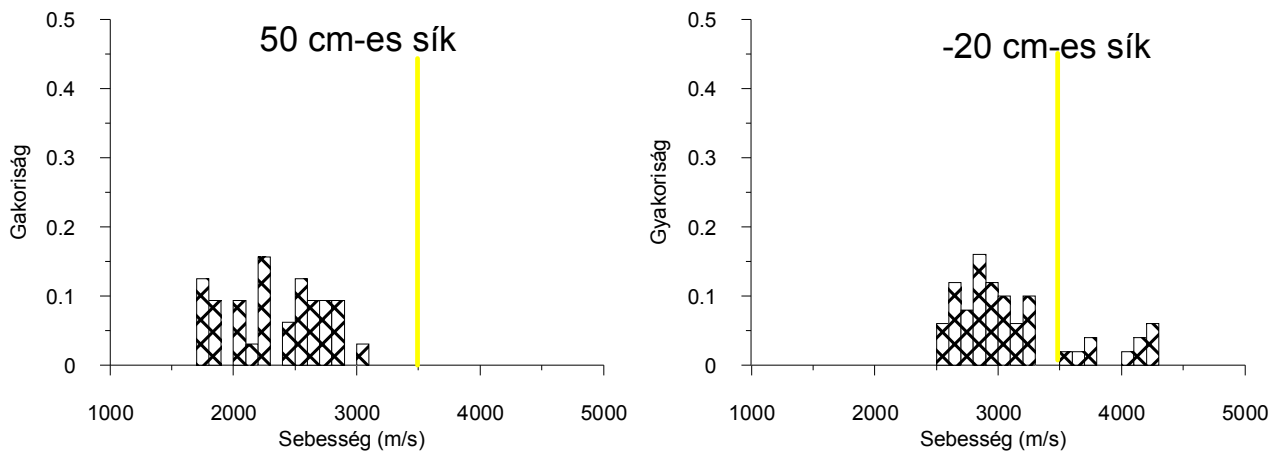
Tanulságos az 64. ábrán látható 138-as oszlop esete. Itt az  $A$  és  $D$  alaptestek minősítése még talán elfogadható lenne, de a  $B$  és  $C$  jelűeknél a sebesség értékek a küszöbértékek környékén, de inkább alatta szórtak. A tomográf sebességtérképek jól mutatják a betontesten belüli sebességeloszlást, amelyeknél a mérés síkja a felső éltől számított 30 cm-re metszette a betontestet.

A B láb esetén a csúcsoknál vannak nagyobb sebességek, jelezve a beépített vasalást, azonban a sebességek még itt sem érték el a szükséges küszöbértékeket. A C jelű láb eltérő sebességű oldalait feltehetően eltérő betonanyaggal tölthették fel, mert az alaptest két oldala határozottan eltérő sebességű. (Az ábrán a tomográf képeknek eltérő skálájuk van.)



166. oszlop

62. ábra. Megfelelő minőségű beton alaptest képe és sebesség hisztogramjai (TÖRÖS 2002b)

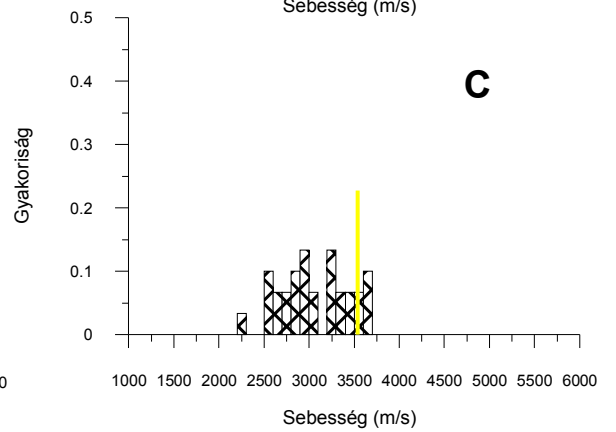
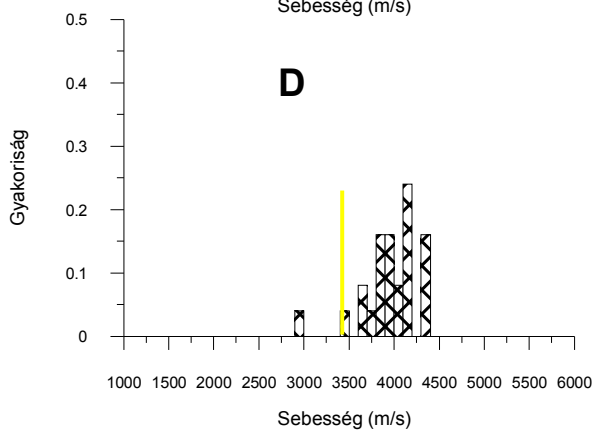
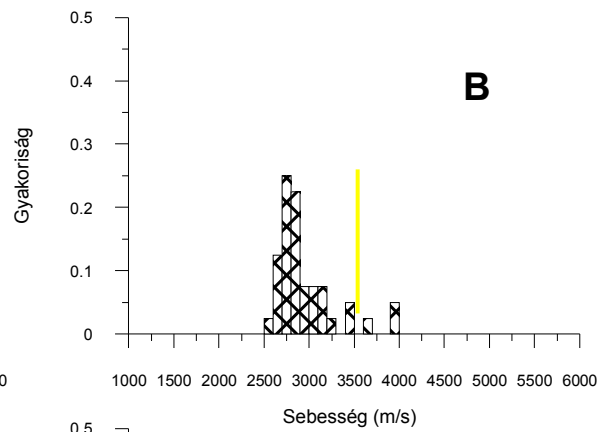
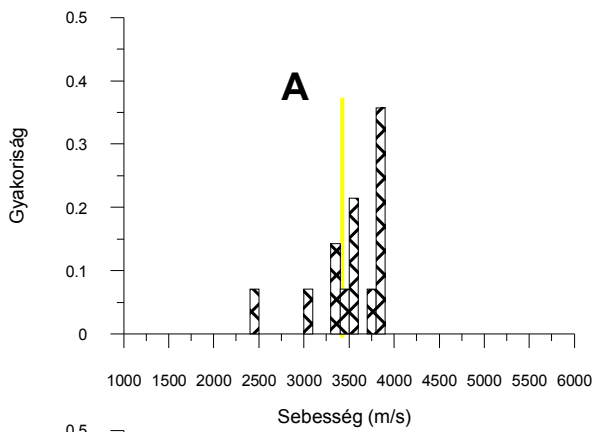
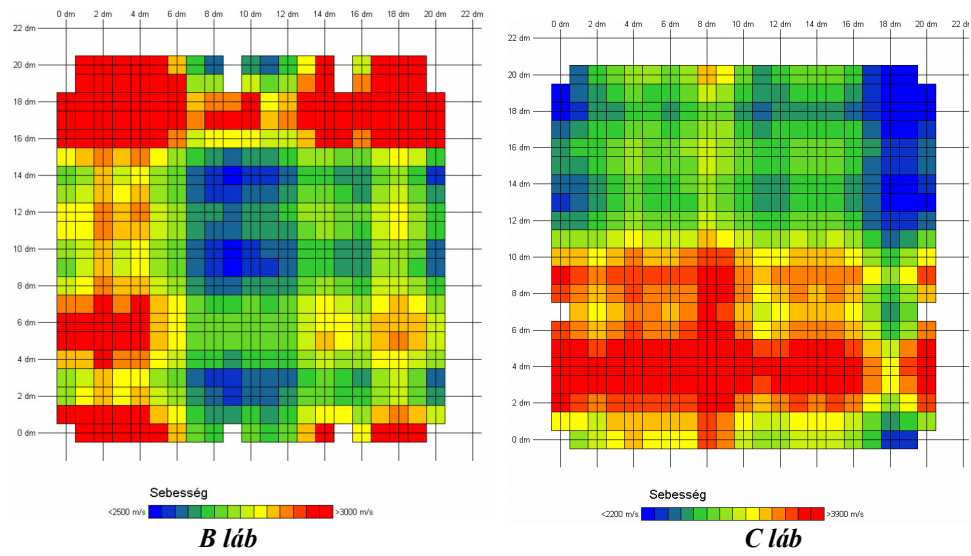


63. ábra. Nem megfelelő minősítésű beton alaptest képe és sebesség histogramjai

A külső burkolat az oszlopok közül három esetében (*B*, *C*, *D*) körbepedezett volt, a felület nagy részén elvált az alatta lévő anyagtól, a csúcsok, élek helyenként leváltak. A beton nagyszemcsés, kavicsos, a burkolat nélküli helyeken és az elvált burkolat alatt is porlik. A porló, fagyott beton vastagsága nagyobb, mint 10 cm. A nagyszemcsés betonban a repedések szemmel nem követhetők. (Az egyes lábakon végzett mérések száma: *A*: 37 db, *B*: 43 db, *C*: 55 db, *D*: 43 db volt.)

A beton alaptesteken végzett longitudinális sebesség mérések eredményeit nem minden esetben igazolták vissza a makroszkópos leírások. Ennek nyilvánvaló oka, hogy azzal csak a külső, látható jegyek rögzíthetők. A sebességeloszlás ismeretében az eltérő belső tulajdonságok is felismerhetők.

Nyilvánvaló ugyanakkor, hogy az ilyen jellegű vizsgálatok nem támaszkodhatnak csupán a sebességek meghatározására. A komplex terepi vizsgálatok mellett szükséges a hagyományos laboratóriumi háttér nyújtotta támogatás, hogy a meglévő tapasztalatok beépülhessenek a terepi anyagvizsgálati eljárásba.



64. ábra. A 138-as oszlop sebesség tomogramjai és terjedési sebesség hisztogramjai



### 10.3 Ipari padlóburkolat és ágyzatának vizsgálata

Az épületek szerkezetvizsgálatában az akusztikus mérések hasonló szerepet töltenek be, mint a szeizmikus mérések a geológiai szerkezet kutatásában.

Egy ipari épület betonból készült padlóburkolata vizsgálatának célja a beton állagának, a beton és az ágyzat csatolásának, az ágyzat és az aljzat in situ minőségének meghatározása volt, amelyhez az akusztikus módszerek nagymértékben járultak hozzá.

A kb. 60 m x 90 m-es csarnok épületben a kavicságyazaton, változó vastagságban feltöltött, helyenként termett talajon lévő szálerősítésű betonburkolat átlagos vastagságát 20 cm-re tervezték. Felszínén néhány év után repedések jelentek meg, amely már veszélyeztette a burkolat rendeltetésszerű használatát. A mérések célja a repedések okának felderítése volt.

A méréseket több, egymástól néhány méterre lévő párhuzamos szelvény mentén végeztük, egy 40 kHz-es adó/vevő frekvencián működő ELGI fejlesztésű műszerrel ( $\lambda \sim 0,1$  m). A jó csatolás érdekében a mérési szelvény mentén a felületet bevizeztük (65. ábra).



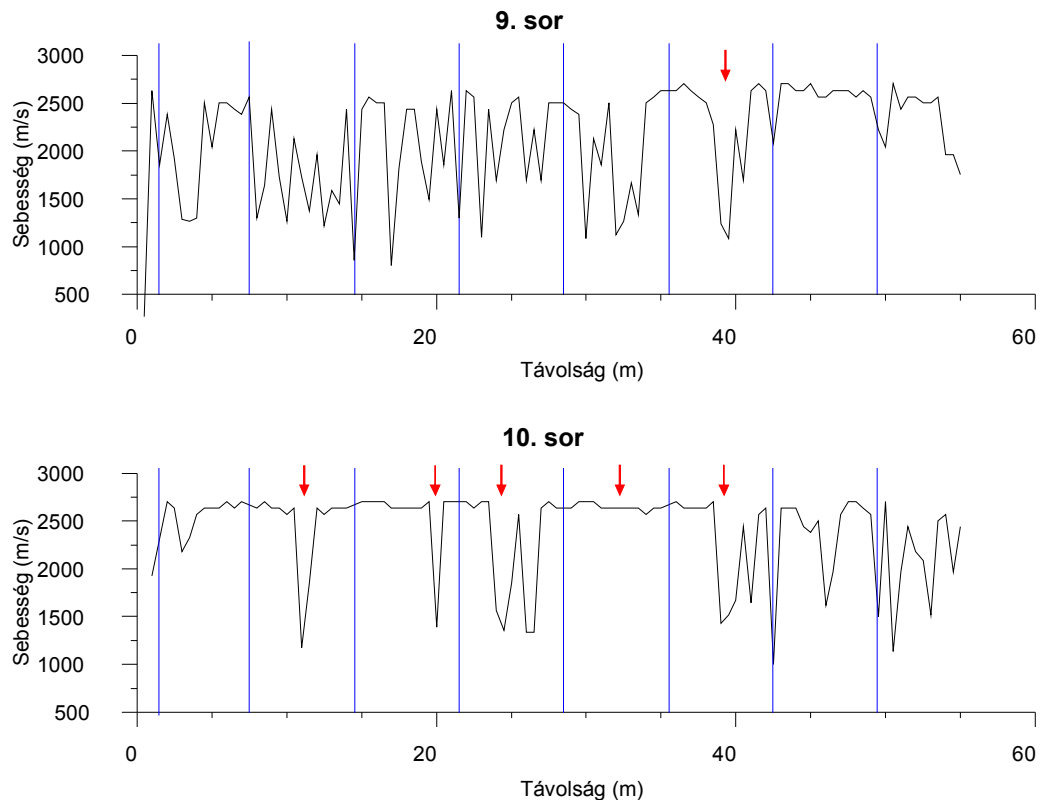
65. ábra. Akusztikus mérések rögzített adó-vevő távolságú eszközzel

A 66. ábrán két egymást követő sorban lévő szelvény mentén ábrázoltuk a betonban 50 cm-enként mért direkthullám sebességeket. A függőleges vonalak a dilatációs hézagok helyét, a nyilak a burkolat felszínén is észlelhető repedéseket jelentik. A szelvényeken megjelent a dilatációs hézagok és a felszínen látható repedések hatása, de ezeken kívül újabb helyeken is észlelhető volt jelentős sebességcsökkenés.

Érdekes, hogy a dilatációs hézagok nem jelentkeztek minden esetben sebességcsökkenéssel, amiből azt a következtetést lehet levonni, hogy a dilatációk csak részlegesen tagolják a betontestet. A felszínen is látható repedéseknek sem volt minden eset-

ben sebességcsökkentő hatásuk, ami jó jel, hiszen a repedések ilyenkor nem érintik a teljes betonvastagságot.

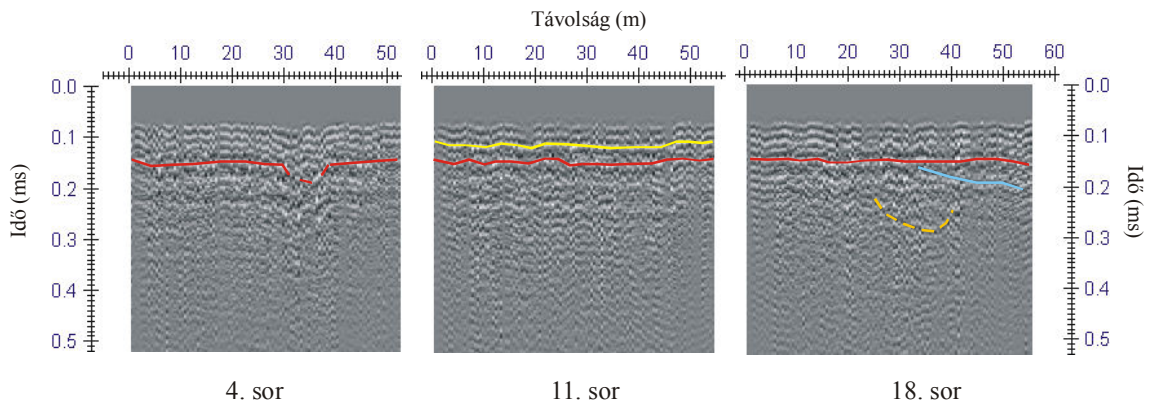
A sebességcsökkenés viszont minden esetben állagromlást jelent. Az ábrán jól látható, hogy a megjelölt helyeken kívül is szép számban találhatók jelentős sebességcsökkenések, amelyek a már elkezdődött, de a felszínre még ki nem ért repedések, vagy egyéb okból bekövetkezett mechanikai állagromlás helyét mutatják.



**66. ábra. Betonsebesség szelvények (TÖRÖS és PRÓNAY 2003)**

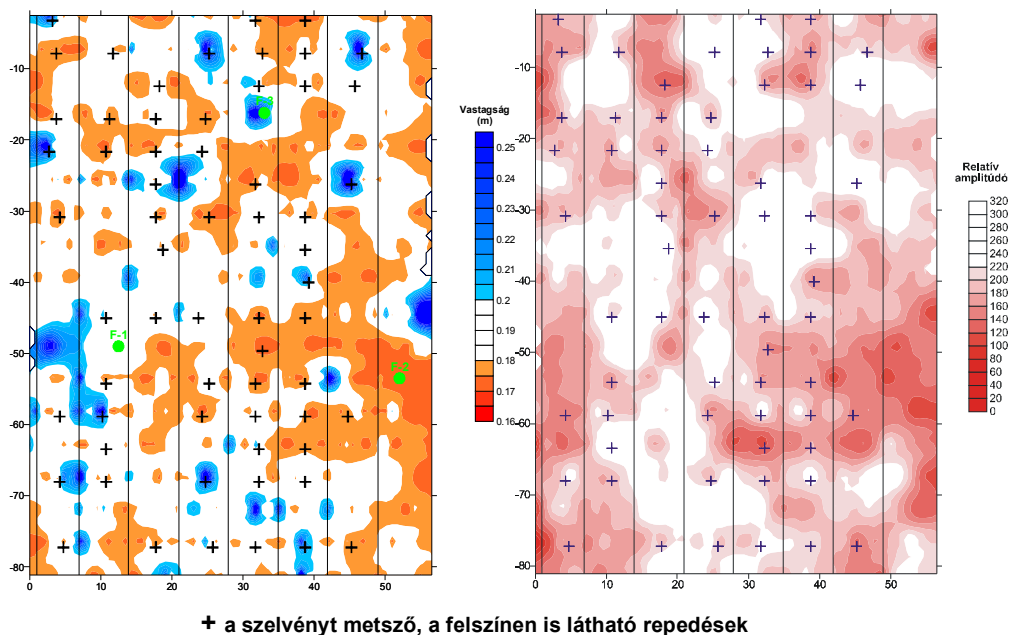
A reflexiós szelvény a burkolat egyes szerkezeti elemei vastagságának szelvénymenti meghatározására, a teljes szerkezetben lévő inhomogenitások kijelölésére használható (67. ábra). A bal oldali szelvény kb. kétharmadánál a beton alját jelző szint megszakad, és lezökken (szaggatott piros vonal). A középső szelvényen két, jól reflektáló szint mutatkozik, mintha a betonban is lenne rétegződés. A jobb oldali szelvényen több jelenség is megfigyelhető. Egyrészt a beton alatt a világoskékkel jelölt szint határozottan mélyül, másrészt a beton alatt a szaggatott narancssárgával jelölt helyen egy gödöröszerű bemélyedés látható. A jelenségek oka az építési technológiában keresendő.

A reflexiós szelvényekből számított betonvastagság 16-25 cm között változik, a szelvényt metsző repedések között nincs értékelhető kapcsolat, 68. ábra, bal oldala.



67. ábra. Reflexiós szelvények betonban.

Ha a reflexiós jelek határozottak és karakteresek, sima betonfelszín esetén csatolási problémák sincsenek, egy a reflektivitással arányos mennyiség, a reflexiós amplitúdók relatív jelerőssége is számítható.



68. ábra. A beton vastagságtérképe, az ágyazat és a beton csatolása

A jelerősség a reflektáló felület, a beton és az alatta lévő ágyazat közötti csatolásról hordoz információt, mivel az erről a határfületről visszaverődő hullám amplitúdóját a közöttük levő akusztikus impedancia-különbség határozza meg (68. ábra, jobb oldal). Ahol az érték kicsi, ott az érintkező felületek mechanikai tulajdonságai hasonlóak (piros foltok az ábrán). Ez a helyzet a jól tömörített, elegendő vastagságú ágyazat esetében, de sajnos a nagyobb agyagtartalmú, átvizesedett beton alatti ágyazatoknál is, vagyis önmagában a csatolásnak ez a mérőszáma nem elegendő a csatolás minőségének egyértelmű leképezésére.

Más a helyzet a beton alatt esetleg jelenlevő légrés, a legrosszabb csatolás esetén, amikor gyakorlatilag a teljes energiameennyiség reflektálódik. A rossz csatolású helyeket, amelyeknél a hézagokat a víz nem tölti ki, nagyobb eséllyel lehet kijelölni az akusztikus mérésekkel, mint a jó csatolású helyeket.

A mérések előnye a roncsolásmentes vizsgálat volt, de az eredményeket közvetlen feltárásokkal igazoltuk. A mérések alapján 5 db fúrást tűztünk ki, amelyek külön-külön a mérések által jelzett optimális helyre kerültek a következő szempontok szerint: a gyengébb minőségű beton helyek visszaigazolása, a beton vastagságának ellenőrzése, az ágyazóréteg és a beton közötti kedvező és kedvezőtlen csatolási helyeinek észlelése, valamint az ágyazóréteg minőségének visszaigazolása. A feltárások eredményét mutatja néhány fényképfelvétel a 69. ábrán.



**69. ábra. Üregesedés az ágyazat és beton között, az ágyazóréteg hiánya, a kétféle anyagú, eltérő ágyazórétegek bemutatása (fotó TÖRÖS)**

A padlóburkolaton a magfúrások laboratóriumi vizsgálata alapján GÁLOS [2002] a következőkben összegzi véleményét:

„Az F1-F5 fúrési mintákkal jellemzett padlóburkolat acélszál erősítésű betonja porózus kavicsbeton, melyben az acélszál igen változó eloszlásban helyezkedik el. A beton húzószilárdsága az acélszál adagolás egyenlőtlensége következtében kis értékű. A beton hajlító igénybevétel esetén felrepedezésre hajlamos.

Az ágyazat homokos kavics anyagának szemszerkezete olyan, hogy az nem kedvezően tömöríthető, ezért valószínűen az ágyazási együttható is alacsony értékű, ami a terhelés alatt nagyobb benyomódásokat eredményezhet. Az ágyazat egyenlőtlen vastagsága, illetve az ágyazat alatti aljzat igen bizonytalan összenyomhatósága – tömöríthetőségi tulajdonságainak nagymértékű egyenlőtlensége, illetve változó vastagsága következtében – a felettük lévő terhelt padlóburkolat egyenlőtlen felfekvését és így változó mértékű alakváltozását (benyomódását) eredményezi. Abban az esetben, ha a burkolat dilatációs rendszerével ezeket a mozgásokat nem tudja követni, úgy a burkolat felrepedezése jön létre.”

A laboratóriumi vizsgálatok úgy a beton minőségére, mint az ágyazat és az aljzat építési hiányosságaira vonatkozó megállapításainkat alátámasztották, ill. kiegészítették.

A laboratóriumi adatok szerint a vizsgált minták nyomószilárdsági vizsgálata alapján a padlóburkolat betonja C25-ös szilárdságú betonnak felelt meg, mivel a minősítő

érték  $R_{\varnothing 150/300} = 27,65 \text{ N/mm}^2$  volt. A padlóburkolat repedésekkel nem szabdalt betonjának átlagos sebessége 2600 m/s volt. E két értéket összevetve a kőzetekre vonatkozó *IV. táblázatban* megadott empirikus értékekkel (egyirányú nyomószilárdság: 20 - 60 MPa,  $V_p$ : 2500 - 3500 m/s), a laboratóriumi nyomószilárdság értékek jól illesznek a „nagy szilárdságú kőzet” kategóriájába.

Ugyanakkor a beton alaptesteknél meghatározott jóval nagyobb, a 3500 m/s-os küszöbsebességet, mint a még megfelelő minőségre vonatkozó érték alsó határát a gyakorlat, az egyéb geofizikai mérések (korrozivitás, radarmérések, makroszkópos leírás) nagyszerűen visszaigazolták (*60. ábra*).

Nem valószínű, hogy a két beton minősége között ilyen mértékű minőségi különbség lenne, ezért ebből az következik, hogy a sebesség - minőség kapcsolatot leíró összefüggés különböző típusú betonokra eltérő lehet, amit párhuzamos laborvizsgálati eredményekkel kell meghatározni. E két példa is bizonyítja ugyanakkor, hogy az összehasonlító adatok birtokában a beton longitudinális hullámterjedési sebessége a gyakorlatban is jól használható anyagjellemző.

## 11 Befejezés

Jogosan mondhatjuk, hogy mára a szeizmikus módszer egyike a geotechnikai feltárások széles eszköztárának. A *XII. táblázatban* összefoglaltuk a különböző mérnöki feladatokat, amelyekben a szeizmika a geotechnikai tervezés hasznára válhat. Szembetűnő, hogy ahogy az egyéb feltárásoknál is van, a kőzetek és talajok kutatásában a szeizmikus módszerek lehetőségei is különválnak. A természetes és épített környezetvédelem diktálta feladatokban a vizsgálat tárgyaként új elemek jelennek meg, pl. a hulladéklerakók laza, erősen inhomogén feltöltései, az épületszerkezet betonjai.

feladatok a vizsgálat tárgya	földtani szerkezet és inhomogenitásai	szilárdsági-rugalmassági jellemzők	környezeti rezgések, gépalapok vizsgálata	tervezés földrengéseknel várható alakváltozásokra	statikus tervezéshez bemenő adatok szolgáltatása
<b>kőzetek</b>	rétegzetlen esetben is, az S hullám és a nagyfrekvenciás jelek szerepe megnő,	$V_P$ és $V_S$ is, Q (feltételesen)	$V_P$ , $V_S$ és rezonancia vizsgálat	$V_P$ , $V_S$ , felszíni hullám, csillapítás meghatározása	a szeizmikus rugalmassági paraméterek általában felhasználhatók
<b>talajok</b>	általában kis akusztikus impedancia kontraszt jellemzi, az összes lehetséges hullámtípus alkalmazása	$V_P$ , $V_S$ és felszíni hullám, a víztartalom ismeretének fontossága	$V_P$ , $V_S$ és rezonancia vizsgálat	$V_P$ , $V_S$ , felszíni hullám, redukciós faktor, csillapítás számítása, vagy mérése	a rugalmassági paraméterek nem használhatók fel, redukciós faktor számítása, vagy mérése,
<b>kőzetnek, talajnak nem besorolható anyagok, pl. hulladékátrolók anyaga</b>	ua., mint talajoknál, felszíni hullámos tomográfia, energia-keltés nehézségei	$V_P/V_S$ szerepe megnő	ua., mint talajoknál	ua., mint talajoknál, redukciós faktor és csillapítás becslése	hagyományos geotechnikai feltárások
<b>épületszerkezet és környezete</b>	felszíni hullámos tomográfia, ágyazórétegek reflektivitása	egyelőre $V_P$ , kevésbé vizsgált	ua., mint talajoknál, épület -talaj kölcsönhatás vizsgálat	ua., mint talajoknál, az épület egyedi rezgésvizsgálata	ua., mint talajoknál

*XII. táblázat. A szeizmikus módszerek geotechnikai alkalmazásainak összefoglalása*

A szeizmikus módszerek mára kiléptek az eddig leginkább művelt szerkezetkutató, vagy „anomáliakereső” szerepkörből, lehetővé téve a mérnököknek, hogy a talaj tulajdonságait ne csupán egy törési határállapotban vegyék figyelembe. Ugyanakkor, ahogyan az egyéb in situ feltárások felhasználásának, úgy a szeizmikus módszereknek is megvannak a módszerből fakadó előnyei és hátrányai.

A szeizmikában a jövő, az anyagjellemzők kutatásában van. Ezen belül leginkább a kőzetek és talajok abszorpciójának mérésén, mert az ebből számítható paraméterek érzékenyebbek az anyagok tulajdonságainak megváltozásaira a szeizmikus mérési frekvenciatartományban, mint a sebességértékek.

A geofizikai eredmények értékét nagyban csökkenti ma is, ha a mérést nem követi annak egyes részleteit igazoló geotechnikai feltárás. Az anyagjellemzők kutatása a geofizikusok és a geotechnikát művelő szakemberek jövőbeni, közös feladata, amit együtt kell megoldaniuk.

*Terzaghinak* a dolgozat mottójául szolgáló kissé szarkasztikus megjegyzése ma már nem állja meg a helyét. A geofizikai eljárások, ezen belül a mérnökszeizmika jelentősen fejlődött az akkori állapotokhoz képest és a jövőbeni kilátásai is kedvezőek.

*Végezetül köszönöm témavezetőmnek és mindenkinek, aki hasznos tanácsokkal látott el a dolgozat elkészítésével kapcsolatban.*

*Szeretném megköszönni közvetlen munkatársaimnak, hogy munkámat – és itt nem csupán a dolgozatírás körülményeire gondolok – önzetlenül, sokszor kérésem nélkül is elősegítették. Ha név szerint mindenkit megemlítenék, a sor hosszú lenne. Megteszem ezt szóban is, senki nem marad ki.*

## 12 Irodalomjegyzék

- ASTM D4428M-00, Standard test methods for crosshole seismic testing ASTM International
- ASTM D5777-00, Standard guide for using the seismic refraction method for subsurface investigation ASTM International
- EM 1110-1-1804 2001: Engineering and Design - Geophysical Exploration for Engineering and Environmental Investigations <http://www.usace.army.mil/usace-docs/eng-manuals/em1110-1-1804/> Department of the Army U.S. Army Corps of Engineers
- ACHENBACH, J. D. 1975. Wave Propagation in Elastic Solids *North Holland* p. 425
- ALLEN, N. F., RICHART, F. E., JR. AND WOODS, R. D. 1980. Fluid wave propagation in saturated and nearly saturated sands *Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, Vol. 106, No. GT3* pp. 235-254
- AREIAS, L. 2003. SCPT Research *XIIIth European Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering, Workshop on Geophysical Testing, Prague*
- BALÁZS GY. 1997. Beton és vasbeton szerkezetek diagnosztikája *Műegyetemi kiadó*
- BALLARD, R. F., JR. 1976. Method for Crosshole Seismic Testing *Geotechnical Engineering Division, ASCE, Vol 102, No. GT12* pp. 1261–1273
- BARTON, N. 1996. Investigation, design and support of major road tunnels in jointed rocks using NMT principles *Proc. 9<sup>th</sup> Autrian Tunnelling Conf. Sydney Australia*
- BODOKY T., CZILLER E., TÁBORSZKY GY. TÖRÖS E. 1986. A szeizmikus csatornahullámok alkalmazása a szénbányászatban II. rész. A telephullám reflexiók mérések *Magyar Geofizika 27* pp. 197-215.
- BODOKY T., CZILLER E., TÖRÖS E. 1983. Practical Application and Preliminary Interpretation Techniques of in seam seismology *Geophysical Transactions 29/2* pp. 141-154
- BODOKY T., HERMANN L., DIANISKA L., TÖRÖS E. 1986. A szeizmikus csatornahullámok alkalmazása a szénbányászatban I. rész. Telephullám átvilágító mérések *Magyar Geofizika 27* pp. 157-182
- BOLT, B. A. 1993. Earthquakes *Freeman and Co.*
- BORJÁN J. 1981. Roncsolásmentes beton vizsgálatok *Műszaki Könyvkiadó*
- BUTCHER, A. P., CAMPANELLA, R. G., KAYNIA A. M., MASSARSCH K. R. 2005. Seismic cone downhole procedure to measure shear wave velocity - a guideline [www.geoforum.com/tc10/](http://www.geoforum.com/tc10/)
- CAMPANELLA, R. G., ROBERTSON, P. K., AND GILLESPIE, D. 1986. Seismic cone penetration test, Use of in situ tests in geotechnical engineering *Proceedings, In Situ '86, ASCE Geotechnical Specialty Publication No. 6, Samuel P. Clemence (ed.), Blacksburg, VA* pp. 116-130
- CATERPILLAR TRACTOR COMPANY 1988. Handbook of Ripping *8th edition, Caterpillar Inc, Peoria, Illinois* pp. 33
- CZILLER E., DIANISKA L., HERMANN L., HERMANN L., PRÓNAY ZS., TÖRÖS E. 1991. Otchjot ob eksperimentelnykh seismicheskikh izmerenijakh v antracitovojj sakhte Velka Trna (Voctohnaja Slovakija) *ELGI jelentés, Kézirat*



- DAVIS R. O. AND SELVADURAI A. P. S. 1996. Elasticity and Geomechanics *Cambridge University Press* pp 64-67
- DOBRÓKA M. 2001. Bevezetés a geofizikai inverzióba *Miskolci Egyetemi Kiadó*
- DRNEVICH, V. P., HARDIN, B. O., AND SHIPPY, D. J. 1978. Modulus and damping of soils by the resonant column method *Dynamic Geotechnical Testing, ASTM STP 654, American Society of Testing and Materials* pp. 91-125
- EGERER F. ÉS KERTÉSZ P. 1993. Bevezetés a közetfizikába *Akadémiai Kiadó Budapest* pp. 192-194
- ELGOSCAR KFT. 2006. Claus6 –al kapcsolatos talajvizsgálatok
- EWING, W. M., JARDETZKY, W. S., AND PRESS, F. 1967. Elastic Waves in Layered Media *McGraw-Hill Book Co., New York* pp. 380
- FARKAS J., TURI D. 2006. Egy löszre alapozott lakóház károsodása *Közúti és mélyépitési szemle 56/2*
- GÁLOS M. 2002. Szakértői értékelés betonburkolat szerkezeti rétegeinek vizsgálatáról 003-MG-031/2002, *BME Építőanyagok és Mérnökgeológia Tanszék*
- GOERTZ, D. AND KNIGHT, R. 1998. Elastic wave velocities during evaporative drying *Geophysics, Vol. 63/1* pp. 171–183
- GŐGH, É., PATTANTYÚS-Á, M., NEDUCZA, B., TÖRÖS, E., HERMANN, L. 1994. Felhagyott mélységi bányaműveletek hatásvizsgálata geofizikai módszerekkel *Magyar Geofizika 35/1* pp. 19-23
- GÚTHY, T. 2003. Nyíróhullám mérések vizsgálata *ELGI jelentés, Kézirat*
- HAINES, S. S. 2006. Design and application of an Electromagnetic Vibrator Seismic Source *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*
- HARDAGE, B: A. 1992. Crosswell Seismology and Reverse VSP *Seismic Application series 1, Geophysical Press Ltd., London* p. 304
- HEGYMEGI Cs. 2004. Szakvélemény az Üröm Rókahegy 1000/4, 1000/5, 1000/6 hrsz. ingatlanok geofizikai vizsgálatáról *ELGI jelentés, Kézirat*
- HERMANN L. 2003. Jelentés a PSQ mérésekről *ELGI jelentés, Kézirat*
- HERMANN L. 2005. Szakvélemény Csabdi-Bicske térségében végzett refrakciós mérésekről *ELGI jelentés, Kézirat*
- HERMANN L., NEDUCZA B., PRÓNAY ZS., TÖRÖS E. 1992. A dinamikus Young modulus és Poisson hányados meghatározása kismélységű (80-100 m-es) fúrólukak közötti szeizmikus átvilágítással c. OMFB pályázat tevékenységéről *ELGI jelentés, Kézirat*
- HERMANN L., NEDUCZA B., PRÓNAY ZS., TÖRÖS E. 1996. Összesítő jelentés az Udvari-2. sz. és az Üveghuta-1 sz. fúrások PSQ és PQ méréseiről *ELGI jelentés, Kézirat*
- HERMANN L., NEDUCZA B., PRÓNAY ZS., TÖRÖS E. 1996. Refrakciós szeizmikus mérések Diósberény-II és Udvari térségében *ELGI jelentés, Kézirat*
- HERMANN L., PRÓNAY ZS., TÖRÖS E. 1998. Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató Üveghuta körzetében, Jelentés az Üveghuta-2. sz. fúrás PSQ és PQ-méréseiről *ELGI jelentés, Kézirat*
- HERMANN L., PRÓNAY ZS., TÖRÖS E. 1998. Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató Üveghuta körzetében, Telephelyalkalmassági vizsgálatok Üveghuta körzetében, Jelentés a walkaway VSP mérésekről *ELGI jelentés, Kézirat*

- HERMANN L., PRÓNAY ZS., TÖRÖS E. 1998. Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephely-alkalmassági vizsgálatok Üveghuta körzetében Jelentés a lyukközi sebességtomográfiáról *ELGI jelentés, Kézirat*
- HERMANN L., PRÓNAY ZS., TÖRÖS E., ZILAHÍ SEBESS L., SZONGOTH G. 1999. Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése *Az R4.09/94 PHARE-projekthez kapcsolódó földtani kutatás zárójelentése, főszerkesztő Balla Zoltán, Kézirat*
- HORVÁTH T., FÁY M., ÉS SÁNDOR Cs. 2001. A Budapest 4 metróvonal Duna alatti átvezetésének földtani kutatásának összefoglalása *Földtani Kutatás 38/2* pp. 35-44
- KÉZDI Á. 1972. Talajmechanika I. *Tankönyvkiadó, Budapest* p. 189
- KITSUNEZAKI, C. 1980. A New Method for Shear Wave Logging *Geophysics, Vol. 45* pp. 1489-1506
- LIU, H. P., ANDERSON, D. L. AND KANAMORI, H. 1976. Velocity dispersion due to anelasticity: Implications for seismology and mantle composition *Geophys. J. Royal Astronom. Soc., 47* pp. 41-58
- MASSARSCH K. R. 2000. Deformation properties of fine-grained soils from seismic tests *GeoEng2000, 3rd International Workshop on the Application of Geophysics to Rock and Soil Engineering, ISSMGE, Melbourne*
- MATTHEWS, M. C., HOPE, V. S. AND CLAYTON C. R. I. 1996. The use of surface waves in the determination of ground stiffness profiles *Proc. Inst. Civil Engineers Geotechnical Engineering 119* pp. 84-95
- MECSI J. 2006. Szóbeli közlés a Százhalombattai crosshole vizsgálatokkal párhuzamosan végzett talajmechanikai vizsgálatok eredményéről
- MESKÓ, A. 1994. Rugalmas hullámok a Földben *Akadémia Kiadó, Budapest* p. 46
- MILLER, G. F. AND PURSEY, H. 1955. On the Partition of Energy Between Elastic Waves in a semi-Infinite Solid *Proc. Royal Society, London, A, Vol. 233* pp. 55-69
- NAFE, J. E. AND DRAKE, C. L. 1960. Physical properties of marine sediments *In Hill, M. N. (Ed.) The Sea, 3. Interscience, New York* pp. 794-815
- NOTTIS, G. N. 2005. Predictive equations for soil shear-wave velocities Lower Hudson Valley New York *MCEER Intern, Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University, Palisades, New York*, <http://mceer.buffalo.edu/education/reu/01presentations/sWvLwrHudson.htm>
- OHTA, Y. AND GOTO, N. 1978. Empirical shear wave velocity equations in terms of characteristic soil indexes *Earthq. Engg. Struct. Dyns., Vol 6* pp. 167-187
- PARK, C. B., MILLER, R. D. AND XIA, J. 1999. Multichannel analysis of surface waves (MASW) *Geophysics, Vol. 64* pp. 800-808
- PATTANTYÚS-Á M., HERMANN L., PRÓNAY ZS., TÖRÖS E. 1999. Combined geophysical investigation Buda Castle Hill *A selection of the activities of ELGI's Engineering Geophysical Departement* pp 10-17
- POSGAY K., TAKÁCS E., SZALAY I., BODOKY T., HEGEDŰS E., JÁNVÁRINÉ K. I., TÍMÁR Z., VARGA G., BÉRCZI I., SZALAY Á., NAGY Z., PÁPA A., HAJNAL Z., REILKOFF, B., MUELLER, S., ANSORGE, J., DELACO, R. AND ASUDEH, I. 1996. International deep reflection survey along the Hungarian Geotraverse *Geophysical Transactions 40/1-2* pp. 1-44
- PRÓNAY ZS. 2005. Report on seismic measurements at Gyöngyösoroszi and Fanate *ELGI jelentés, Kézirat*

- PRÓNAY ZS. 2006. Összefoglaló jelentés az Északi Objektum területén végzett geofizikai vizsgálatokról *ELGI jelentés, Kézirat*
- PRÓNAY ZS. ÉS TÖRÖS E. 2001. Szakvélemény a budapesti 4. sz. metróvonal I. szakasz Szent Gellért tér-Duna alatti átvezetés kiegészítő mérnökgeofizikai vizsgálatáról *ELGI jelentés, Kézirat*
- PRÓNAY ZS., HERMANN L. AND TÖRÖS E. 1999. Cross-hole velocity tomography and down-hole seismic survey at Üveghuta site *Annual report of Geological Institute of Hungary* pp. 299-313
- PRÓNAY ZS., HERMANN L., TÖRÖS E. 1996. Monitoring módszerek fejlesztése szeizmikus tomográf modellezéssel *ELGI jelentés, Kézirat*
- PRÓNAY ZS., HERMANN L., TÖRÖS E. 1999. Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephely-alkalmassági vizsgálatok Üveghuta körzetében, Jelentés az Üh-2 és Üh-23 fúrásban végzett VSP mérésekről *ELGI jelentés, Kézirat*
- PRÓNAY ZS., HERMANN L., TÖRÖS E. 2001. Lyukközi szeizmikus sebességtomográfia és lyuk felszíni mérések az üveghutai telephelyen *ELGI jelentés, Kézirat*
- PRÓNAY ZS., NEDUCZA B., TÖRÖS E. 2003. Kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok tervezett üveghutai tárolójával kapcsolatos, ELGI által 2002-ben végzett geofizikai munkálatok, Jelentés a P- és S-hullám szeizmikus reflexiós mérésekről *ELGI jelentés, Kézirat*
- PRÓNAY ZS., TÖRÖS E. 2001.a Szakvélemény a Budapesti 4. sz. metróvonal I. szakasz, Szent Gellért tér - Duna alatti átvezetés kiegészítő mérnökgeofizikai vizsgálatáról *ELGI jelentés, Kézirat*
- PRÓNAY ZS., TÖRÖS E. 2001.b Szakvélemény az EGLO Magyarország Kft. pásztói raktárában végzett geofizikai vizsgálatokról *ELGI jelentés, Kézirat*
- PRÓNAY ZS., TÖRÖS E. 2003. Kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok tervezett üveghutai tárolójával kapcsolatos, ELGI által 2002-ben végzett geofizikai munkálatok, Jelentés a szeizmikus sebességtomográfiáról *ELGI jelentés, Kézirat*
- PRÓNAY ZS., TÖRÖS E. 2005. Szakvélemény Bp. I. ker. Donáti u. 17-19. sz. épületek környezetének geofizikai megkutatásáról *ELGI jelentés, Kézirat*
- PRÓNAY ZS., TÖRÖS E., HERMANN L. 1998. Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése, Jelentés az Üh-2 fúrásban végzett VSP mérésekről *ELGI jelentés, Kézirat*
- PRÓNAY ZS., TÖRÖS E., HERMANN L. 1998. Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése, Jelentés a refrakciós szelvényezésről *ELGI jelentés, Kézirat*
- PRÓNAY ZS., TÖRÖS E., HERMANN L. 2000. Szeizmikus mérések a tervezett 4. sz. metróvonal alatti átvezetéséhez *Földtani Kutatás, XXXVII/2* pp. 19-25
- PRÓNAY ZS., TÖRÖS E., MISKOLCZI R. 2005. Kaphatunk-e reflexiót hőmérsékletkülönbségről? *Magyar Geofizika 46/4* pp. 152-157
- PRÓNAY ZS., TÖRÖS E., NEDUCZA B., MISKOLCZI R. 2006. Geotechnical Problems Caused by Abandoned Stone and Clay Mining Areas *Proceedings of the 12th Meeting of the EAGE Near Surface 2006, Helsinki, Finland A036*
- REDPATH, B. B. 1973. Seismic Refraction Exploration for Engineering Site Investigations *Technical Report E-73-4, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.*

- RICHART, F. E., JR., HALL, J. R. AND WOODS, R. D. 1970. Vibrations of Soils and Foundations *Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall* p. 414
- SANTAMARINA, J. C. 2005. The properties of near surface soils in related to elastic and electromagnetic wave parameters *Georgia Institute of Technology, Atlanta, Manuscript*
- SHERIFF, R. E. 2002. Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics, Fourth Edition *Society of Exploration Geophysicists* p. 286
- STACEY, T. R. AND NOBLE G. W. 1975. Seismic evaluation of soil trenchability *Proceedings, 6th Regional Conference on African Soil Mechanics and Foundation Engineering 2* pp 185-186
- STEEPLES, D. W. 2005. Shallow Seismic methods in *Rubin Y. and Hubbard S. S. (eds), Hydrogeophysics, Water Science and Technology Library, Vol. 50* pp. 215-251
- STOKOE, K. H. II, WRIGHT, G. W., JAMES, A. B. AND JOSE, M. R. 1994. Characterization of geotechnical sites by SASW method in *Geophysical characterization of sites. ISSMGE Technical Committee #10, ed. Woods, R.D., Oxford Publishers, New Delhi*
- STOKOE, K. H., II, DARENDELI, M. B., ANDRUS, R. D. AND BROWN, L. T. 1999. Dynamic soil properties laboratory, field and correlation studies *Proceedings, Second International Conference on Earthquake, Geotechnical Engineering, Sêco e Pinto, Editor, A.A. Balkema Publishers/Rotterdam & Brookfield, Netherlands, Vol. 3* pp. 811-845
- STROBBIA, C. 2003. Surface Wave Method. Acquisition, processing and inversion *PhD Thesis, Politecnico di Torino* p. 12
- SUTTON, J. A., SNELLING, K. 1998. Assessment of Ground Improvement Using the Continuous Surface Wave Method *Proceedings of the 4th Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society, Barcelona*
- SZÜCS I., MENYHEI L., GACSÁLYI M. 2003. Jelentés a 2002. évi szeizmikus abszorpciós tomográfiai mérések feldolgozásáról *Geopard Kft jelentés, Kézirat*
- TAYLOR, S. R. AND KNIGHT, R. 2003. An inclusion-based model of elastic wave velocities incorporating patch-scale fluid pressure relaxation *Geophysics, Vol. 68/5* p. 1503–1509
- TERZAGHI, K. AND PECK, R. B. 1967. Soil Mechanics in Engineering Practice *2nd edition, Wiley, New York*
- TILDY P., KIS M. 2006. A Kóbánya Gergely utca – Noszlopy utcai hulladéklerakó területén végzett mikrogravitációs és területi tomográf mérésekről *ELGI jelentés, Kézirat*
- TÖRÖS E. 1991. A fúrólukak közötti térrész vizsgálata a szeizmikus tomográfia módszerével *Részjelentés az OMF B pályázat tevékenységéről, Kézirat*
- TÖRÖS E. 1997. Szeizmokarotázs, P, S, Q mérések *A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonsága, Geofizikai kutatások Paks térségében, szerkesztette Marosi S. és Meskó A., Akadémiai Kiadó* pp. 74-93
- TÖRÖS E. 1998. Tihanyi tervezett víztároló helyén végzett geofizikai vizsgálatokról *ELGI jelentés, Kézirat*
- TÖRÖS E. 2002.a A 4-es metró dunai átvezetése *Mélyépítő Tükörkép*
- TÖRÖS E. 2002.b Szakvélemény az OVIT Rt. nagyfeszültségű távvezeték oszlopainak vizsgálatáról *ELGI jelentés, Kézirat*

- TÖRÖS E. 2003.a A dunai hévízforrások és hatásuk a geokörnyezetre *Doktori szigorlati dolgozat, Nyugat-Magyarországi Egyetem, Kézirat*
- TÖRÖS E. 2003.b Fejlődő Geofizika, új módszerek a mérnöki gyakorlatban *Mélyépitő Tükörkép, 2003 Augusztus* pp. 22-23
- TÖRÖS E. 2003.c Szakvélemény az EGLO Magyarország Kft. pásztói raktárában végzett fúrásos vizsgálatokról *ELGI jelentés, Kézirat*
- TÖRÖS E. 2005. Szakvélemény a tapolcai Pelion szálloda telkén kialakítandó aquapark alatti terület geofizikai kutatásáról *ELGI jelentés, Kézirat*
- TÖRÖS E. 2006. Szakvélemény a KUKA Robotics Kft. raktárhelyiségében végzett kiegészítő geofizikai kutatások eredményéről *ELGI jelentés, Kézirat*
- TÖRÖS E., BODOKY T. 1988. Telephullám szeizmikus mérések a Nógrádi Szénbányák bányauzemeiben *Bányászati és Kohászati lapok, Bányászat* 121 pp. 373-378
- TÖRÖS E., HERMANN L., PRÓNAY ZS. 1995.a Geotechnical Applications of Seismic Tomography *1<sup>st</sup> Meeting of EEGS-ES, Turin, Italy* pp. 68-71
- TÖRÖS E., HERMANN L., PRÓNAY ZS., NEDUCZA B. 1999. GA inversion of dispersion data applied to surface waves of deep seismic reflection profiling *A selection of the activities of ELGI's Engineering Geophysical Departement* pp 27-31
- TÖRÖS E., PATTANTYÚS Á., PRÓNAY ZS., NEDUCZA B. 1997. Szakvélemény a Pándy András magyarországi lakhelyeinek környezetében végzett műszeres geofizikai vizsgálatokról *ELGI jelentés, Kézirat*
- TÖRÖS E., PATTANTYÚS-Á. M. 2005. Szakvélemény a Dombóvár, Árpád u. 2-4-6 sz. alatti megsüllyedt épület környezetében végzett geofizikai kutatásokról *ELGI jelentés, Kézirat*
- TÖRÖS E., PRÓNAY ZS. 2004. Ipari padlóburkolat és ágyzatának vizsgálata geofizikai módszerekkel *Beton, XII/12* pp. 3-6
- TÖRÖS E., PRÓNAY ZS., HERMANN L. 1995.b A szeizmikus módszer geotechnikai alkalmazásai, esettanulmányok *Geotechnika '95 konferencia, Ráckeve*
- TÖRÖS E., PRÓNAY ZS., HERMANN L. 1998. Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephely-alkalmassági vizsgálatok Üveghuta körzetében, Jelentés a walkaway VSP mérésekről *ELGI jelentés, Kézirat*
- TÖRÖS E., PRÓNAY ZS., KIS M. 2004. Budapest X. kerület Óhegy park és Sportliget területek kiüregelődésének geofizikai felmérése *ELGI jelentés, Kézirat*
- TÖRÖS E., PRÓNAY ZS., NEDUCZA B., HERMANN L., ZILAHÍ-SEBESS L., SZÜCS I., MENYHEI L., GACSÁLYI M. 2003. Kiegészítő felszíni, lyukbeli szeizmikus és radar-mérések a Bábaapáti (Üveghutai) –telephelyen *A MÁFI Évi Jelentése*
- TÖRÖS E., PRÓNAY ZS., SZONGOTH G. 1997. Seismic crosshole test at Dunai Refinery. August, 1996 and March 1997, Hungary *ELGI jelentés, Kézirat*
- TÖRÖS E., PRÓNAY ZS., SZONGOTH G. 1997. Seismic crosshole test at Tiszai Refinery, Hungary *ELGI jelentés, Kézirat*
- VIDALE, J. 1988. Finite difference calculation of travel times *Bulletin of Seismological Society of America* 78 (6) pp. 2062-2076
- WALTHAM, A. C. 1994. Foundations of Engineering Geology *Blackie Academic & Professional, an imprint of Chapman & Hall, Glasgow, G64 2NZ, UK* p. 54
- WEAVER, J. M. 1975. Geological factors significant in the assessment of rippability *Civil Engineer of South Africa* 17 pp. 313-316
- WHITELEY, B. 2003. Case Studies of Borehole Seismic Tomographic Imaging for Tunnels and Pipelines *ISSMGE TC10 Meeting presentation, Prague*

WRIGHT, S. G., STOKOE, K. H., II AND ROESSET, J. M. 1994. SASW Measurements at geotechnical site overlaid by water *Dynamic Geotechnical Testing: Second Volume, ASTM STP 1213 Ebelhar, R. J., Drnevich, V. P. and Kutter B.L., Eds., American Society for Testing and Materials, 1994. Philadelphia* pp. 39-57.

ZILAHÍ-SEBESS L. 2005. Törékes övek kimutathatóságának problémái. 4.1.4 Radioaktív hulladék elhelyezéssel kapcsolatos geofizikai kutatások *ELGI jelentés, Kézirat*