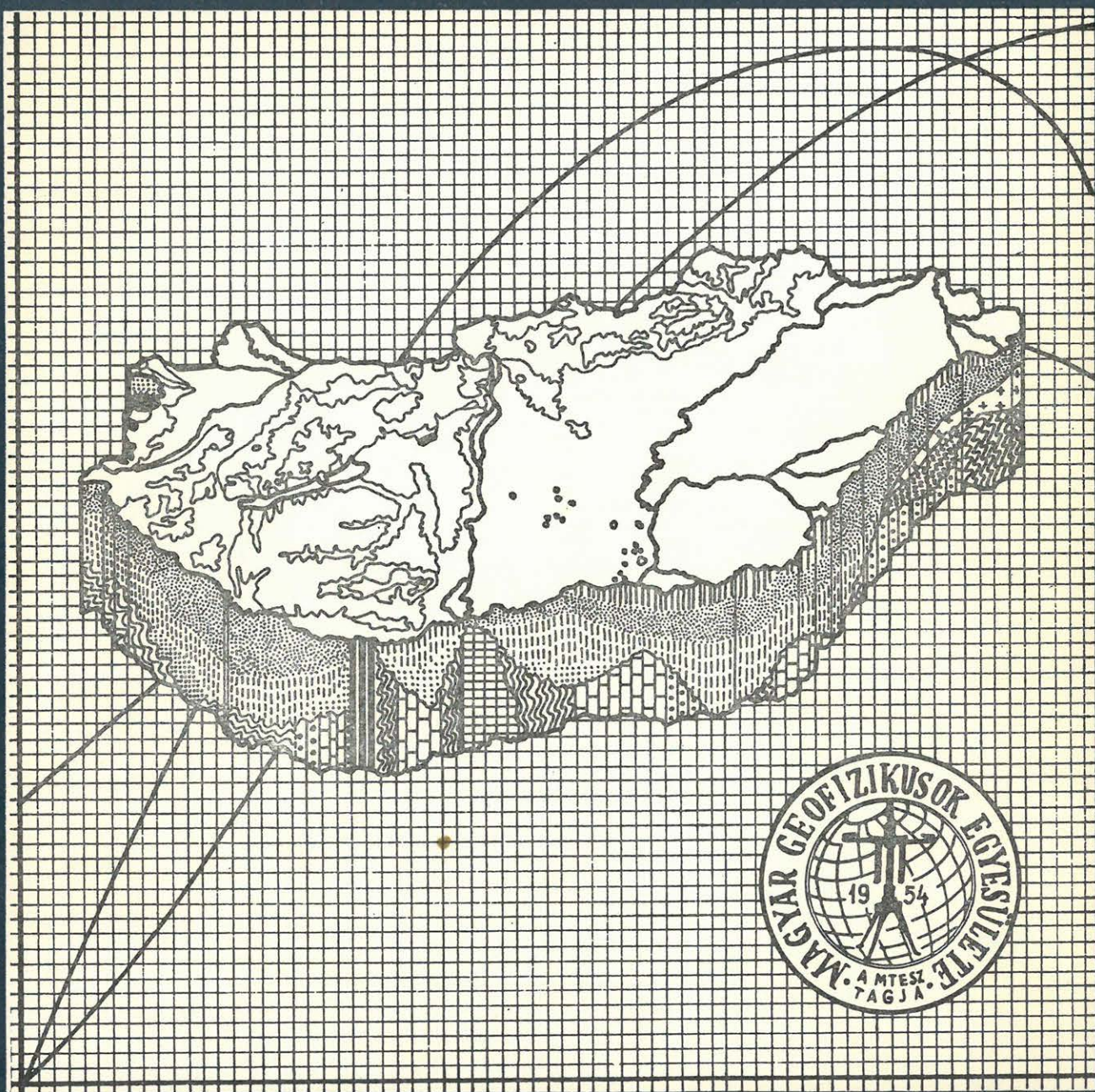


MAGYAR 5-6 GEOFIZIKA



A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE FOLYÓIRATA
BUDAPEST, 1990. XXXI. ÉVFOLYAM, 5-6. SZÁM

*Szalay
József*

TARTALOM

<i>Kovács András—Gerse József—Késmárky István</i> : Komplex geológiai-geofizikai értelmezést segítő program-csomag	97
<i>Vermes Mátyás</i> : Dinamikus programozási algoritmus mélyfúrású geofizikai szelvények mélységegyeztetésére ...	112
<i>Lipták Ernő—Réz István</i> : A műszerkabinok adatainak tárolása és feldolgozása	118
<i>Zsíros Tibor</i> : Paks földrengés kockázatának becslése a szeizmicitás alapján	124
<i>Mónus Péter</i> : Szintetikus szeizmogramok felhasználása a telephelyen várható, földrengés által okozott gyorsulás időfüggvényének meghatározására	133
<i>Tóth László</i> : A lokális geológiai viszonyok hatása a telephelyen várható gyorsulásokra. (A felső laza rétegek intenzitás módosító hatása, spektrális karakterisztikái)	143

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Ковач, А.—Герше, Й.—Кешмарки, Й.</i> : Пакет программ, облегчающий комплексную геолого-геофизическую интерпретацию	97
<i>Вермеш, М.</i> : Динамический алгоритм программирования для сопоставления глубин геофизических каротажных данных	112
<i>Липтак Е.—Рез И.</i> : Хранение и обработка данных приборных кабин	118
<i>Жирос Т.</i> : Оценка риска землетрясения города Пакш по сейсмичность	124
<i>Монуш П.</i> : Использование теоретических сейсмограмм для определения временной зависимости ускорения вызванного землетрясением ожидаемым в пласте	133
<i>Тот Л.</i> : Сейсмические воздействия на площадке (спектральные характеристики грунтов площадки)	143

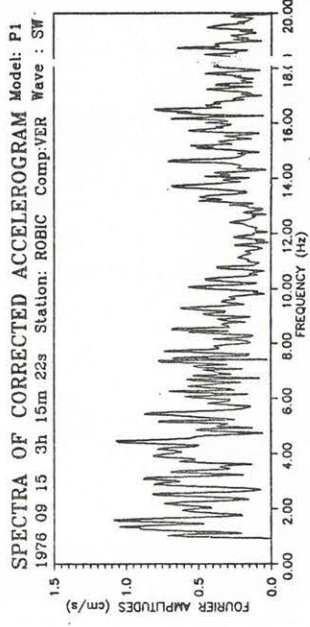
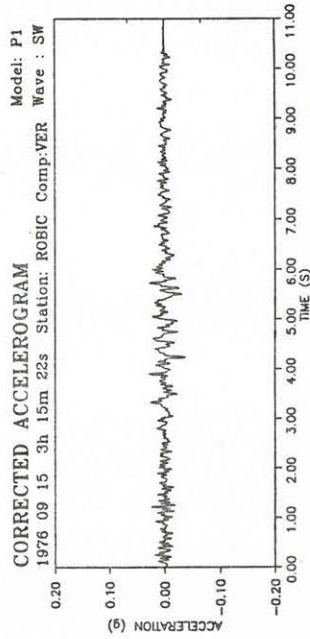
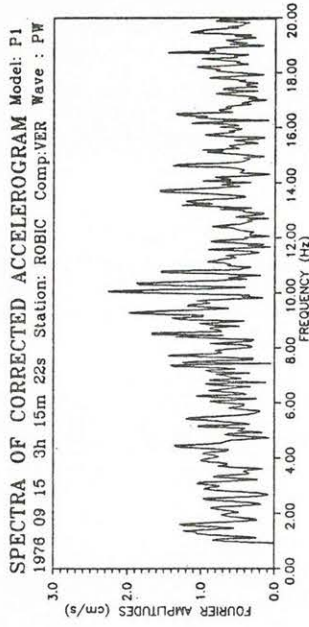
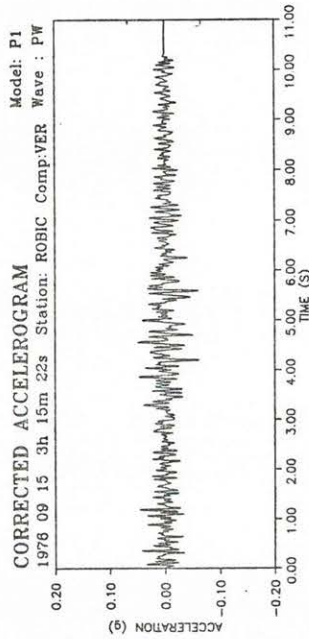
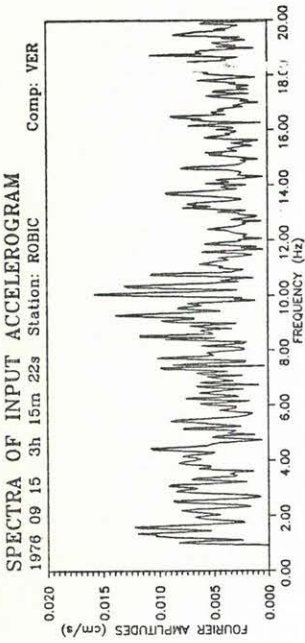
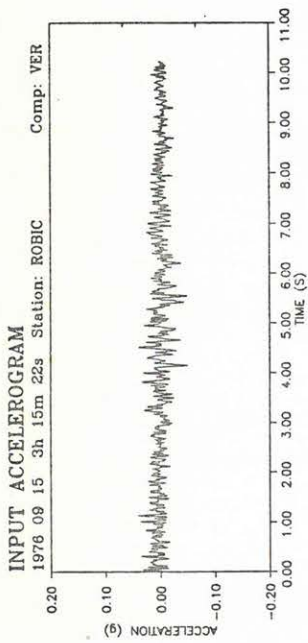
CONTENTS

<i>Kovács, A.—Gerse, J.—Késmárky, I.</i> : Program package to aid complex geological-geophysical interpretation ..	97
<i>Vermes, M.</i> : Dynamic Programming Technique to Estimate Shift of Well Log Data	112
<i>Lipták, E.—Réz, I.</i> : Storing and processing of informations of mud-logging units	118
<i>Zsíros, T.</i> : Estimation of seismic risk at Paks based on the seismicity	124
<i>Mónus, P.</i> : Usage of synthetic seismograms for the evaluation of acceleration caused by earthquake	133
<i>Tóth, L.</i> : Seismic Microzoning and Ground-Motion Prediction at Bulding Sites (Seismic Response of Sedimentary Structures)	143

HU ISSN 0025—0120

Főszerkesztő: Zelei András

Szerkesztőbizottság: Cziller Eszter, Csathó Beáta, dr. Ferenczy László, Gombár László,
dr. Kis Károly, Kovács György, ifj. Somfai Attila, ifj. Zilahy Sebess László
Szerkesztőség címe: 1368 Budapest VI., Anker köz 1. félemelet 17. Postafiók: 240.



Geo 90/15-17

17. ábra. Az alapkőzetben jelentkező gyorsulás transzformációja az alapozás síkjára (vertikális komponens)

Рис. 17. Пересчет же акселерограмм на фундамента реактора (вертикальный компонент)
Fig. 17. Vertical component of input and corrected (for the level of basement) accelerograms

Komplex geológiai-geofizikai értelmezést segítő programcsomag

KOVÁCS ANDRÁS*, GERSE JÓZSEF*, KÉSMÁRKY ISTVÁN**

A cikk röviden ismerteti a KONverziós és Modellező Program (KOMP) lehetőségeit:
— szeizmikus út-idő összefüggés meghatározása VSP/SZKI és ATL adatok összedolgozásával,
— szintetikus szeizmogram készítése,
— litológiai szelvények transzformálása és megjelenítése szeizmikus időléptékben.
A rendszer használhatóságát néhány példán mutatjuk be.

Статья кратко знакомит с возможностями конверсионной и моделирующей программы (КОМП):
— определение зависимости между путем и временем пробега сейсмических волн совместной обработкой данных ВСП и акустического каротажа,
— расчет синтетических сейсмограмм,
— трансформация и представление в сейсмическом временном масштабе литологических разрезов,
На нескольких примерах показываются результаты применения системы.

The paper briefly describes the abilities of the CONversion and Modeling Program package (COMP):
— evaluation of the time-depth relation with the processing of VSP, check shot and/or acoustic log data,
— generating synthetic seismograms,
— transformation and display of lithologic and well logs in two-way time.
The use of the system is demonstrated on practical data.

Bevezetés

Célunk olyan PC-re írt program kifejlesztése volt, mely a rendelkezésünkre álló technikai eszközöket, ismereteket, eljárásokat és a már korábban megírt részprogramokat szerves egységbe foglalja s kiegészíti azokat úgy, hogy képes legyen a karotázs szelvényeket tetszőleges léptékben és skáláhatárokkal megjeleníteni a különböző analízisek és teleptani, földtani modellvizsgálatok számára. Másik fontos feladat volt a szeizmikus idő-mélység összefüggés elfogadható pontosságú, függvényyszerű kifejezésének megoldása, hogy pontosabban tudjuk megadni a tervezett fúrási pontok korlátait, és a litológia- és telítettségi viszonyokat tükröző mért- és számított karotázs szelvényeket be tudjuk illeszteni a szeizmikus időszelvényekbe. Egyszóval, a sokat emlegetett komplex geológiai-geofizikai értelmezés iparszerű alkalmazásának elősegítése céljából fejlesztettük ki a (KOMP) KONverziós és Modellező Programot.

I. A KOMP-program általános jellemzése

A KOMP-program IBM XT/AT gépre készült; alapját egy kétdimenziós táblázatkezelő képezi, amely legfeljebb 75 000 adatot tud befogadni. A sorok, ill. oszlopok számára külön korlát nincs. A program az egész táblázatot a memóriában tartja, ezért bármelyik adatot igen gyorsan el lehet érni. A táblázat oszlopait változóknak nevezzük és nevükkel vagy sorszámukkal hivatkozhatunk rájuk.

Számítási és egyéb műveleteket végezhetünk a változókon; a műveleteket transzformációnak nevezük. A műveletvégzés intervallumát a kezdő- és végsorszám kijelölésével határozzuk meg. Ezt az intervallumot indexváltozó kijelölésével logikailag korlátozhatjuk; ilyenkor a műveletekben csak azok a sorok vesznek részt, amelyekben az indexváltozó értéke a megadott korlátok közé esik. Az intervallumot úgy is kijelölhetjük, hogy a feldolgozás fordított sorrendben történjen, vagy (a FORTRAN DO ciklushoz hasonlóan) a lépésköz 1-től különbözőn. A hiányzó adatokat tetszőleges értékkel jelölhetjük, a program ezeket a számításokban nem veszi figyelembe.

A KOMP interaktív program, a feladatokat menüből, illetve funkcióbillentyűkkel lehet kiválasztani. Az időigényes feladatok batch fájlból futtathatók. Ezek elkészítésére a feladathoz illeszkedő szerkesztő áll rendelkezésre, amely sok esetben a feltételezett (default) értékeket is felkínálja.

Az adattárat befolyásoló vezérlő parancsokat, valamint a számításigényes feladatok eredményét a program nem csak a képernyőn adja meg, hanem listafájlban is automatikusan rögzíti.

A felhasználó munkáját a program összes funkcióját leíró HELP-rendszer támogatja; ennek mindig az adott feladathoz kapcsolódó része aktivizálható. Megemlíthjük még a képernyős listázást, amelyet úgy készítettünk el, hogy abban előre és hátra is lehet soronként vagy képernyő laponként haladni. A programba egy kis szövegszerkesztőt is beépítettünk, amellyel egy képernyőnyi információt lehet beadni vagy javítani. Lehetőség van egy másik program funkcióbillentyűvel való hívására is (feltéve, hogy van elég memória).

* Kőolajkutató Vállalat, Szolnok

** Geofizikai Kutató Vállalat, Budapest

A KOMP-program funkciói:

- Üres adattár létrehozása.
- Input-output: tetszőleges ASCII, WDS-rendszer ASCII, valamint KISS-floppy formátum szerint lehetséges.
- Kétváltozós kapcsolatok ábrázolása képernyőn (cross plot) és a kapcsolat vizsgálata regresszióanalízissel (függvényillesztésekkel).
- Többváltozós módszerek: lineáris regresszió a legkisebb négyzetek, a leggyakoribb érték módszerével, vagy főkomponens elemzéssel.
- Geofizikai szelvényrajzolás mátrixnyomtatón tetszőleges léptékben; a rajz maximális hossza 1200 mm, szélessége 200 mm. Egy rajzon legfeljebb 10 szelvény ábrázolható; a skála lineáris vagy logaritmikus lehet.
- Általános transzformációk:
 - Aritmetikai műveletek, a szokásos matematikai függvények (logaritmus, exponenciális, trigonometrikus stb.)
 - Statisztikai jellemzők számítása
 - Numerikus differenciálás és integrálás
 - Interpolálás
 - Függvényillesztés a legkisebb négyzetek módszerével
 - Becslés a kiszámított koefficiensekkel
 - A program működését vezérlő transzformációk (intervallum kijelölés és módosítás, változók nevének módosítása)
 - Speciális geofizikai transzformációk (eljárások):
 - Több szakaszból álló függvény összeillesztése egy sima függvénnyé
 - Hullámalak tervezés: tetszőleges alakú, a felhasználó kívánságának megfelelő spektrális tulajdonságokkal és fázis sajátságokkal rendelkező szeizmikus jelalak állítható elő az alábbi típusokból kiindulva: Gauss-görbével csonkított cosinus függvény, robbantáshoz közeli és robbantástól távoli Ricker-wavelet, szimmetrikus sávszűrő. A jelalak a beépített grafikus szerkesztővel tetszőlegesen módosítható mind az idő-, mind a frekvencia tartományban.
 - Szűrés egyenlő, vagy hullámalak tervezéssel meghatározott súlyokkal
 - Reflexiós koefficiens számítása ATL, DEL és ro ill. Z értékből
 - Szintetikus szeizmogram készítése
 - Automatikus erősítésszabályozás

II. A KOMP néhány gyakorlati alkalmazása

1. A mélység-szeizmikus idő összefüggés ($T=f(H)$) meghatározása

A fúrásos kutatás pontszerű információt szolgáltat a vizsgált geológiai rétegsor egy-egy horizontjáról. Két, illetve több fúrás között azonosított szinteket a geológus szeizmikus szelvények hiányában kénytelen a legegyszerűbb módon interpolálni. Az ilyen egyszerűsített kép nem alkalmas bonyolultabb geológiai, teleptani problémák vizsgálatára. A szeizmikus szelvény információit csak akkor tudjuk eredményesen felhasználni — a

geológiai modellbe beépíteni — ha jó minőségű sebességfüggvény adatokkal rendelkezünk, ha képesek vagyunk a mélység tartományban megismert adatot az időszelvényen azonosítani és azt horizontálisan tovább vinni. Ezért szükséges a vizsgált kutak mindegyikében elkészíteni a saját mélység-szeizmikus idő függvényt ($T=f(H)$). A készíthető függvény pontossága a felhasznált adatok minőségétől és fajtájától függ. Célszerű a kútban és környékén a rendelkezésre álló összes sebesség információit felhasználni az alább vázolt esetek szerint:

1.1. A lyuk teljes hosszában volt szeizmikus sebességmérés (VSP vagy szeizmokarotázs):

Ez a legkedvezőbb eset. A mélység- és idő adatpárookra a legjobban simuló függvényt illesztjük. Jelentősebb (5–10 ms) eltérés esetén a kút egyes szakaszaira külön-külön is illeszthetünk más-más típusú és paraméterű függvényt (a LIN, EXP, HATVANY, POLINOM-2, -3, -4 parancsokkal). Tapasztalataink szerint az Alföldön a pannóniai, illetve a neogén üledékek $T=f(H)$ összefüggését legjobban egy negyedfokú polinommal lehet leírni.

A miocén és a miocénnél idősebb korú képződmények összefüggése lineárisan is közelíthető. Az így előállított kompozit $T=f(H)$ függvénnyel a karotázs szelvény minden egyes mintavételi pontja — egyben a hozzá tartozó legkülönbözőbb lyukgeofizikai szelvényértékek és geológiai adatok — átszámíthatók mélységről szeizmikus idő értékre. Példaként a JÁSZ-I fúrás szeizmokarotázs feldolgozását mutatjuk be az 1. táblázaton.

Таблица 1.
1. táblázat Table 1.

Kőolajkutató Vállalat Szolnok

KOMP PRNT File=SZK.MK (JASZ-I)
1990/03/30. 15:14:46

JÁSZLADÁNY-I

KORBEOSZTÁS:	Q + P13 + P12	1270 m
	P11	3106 m
	M	3421 m
	M IDŐSEBB	3637 m ??
	Pt	(3800 m)

BECSLŐ EGYENLETEK:

BECSLÉS A MÉRT SZAKASZRA:

$$Y = -368.825 + 2076.61 * X - 961.026 * X^{**2} + 272.323 * X^{**3} - 28.6293 * X^{**4}$$

BECSLÉS A PANNONRA:

$$Y = 305.722 + 661.141 * X + 107.296 * X^{**2} - 72.1963 * X^{**3} + 11.5655 * X^{**4}$$

BECSLÉS A MIOCÉNRE:

$$Y = 514.084 + 575.681 * X$$

BECSLÉS A MIOCÉNNÉL IDŐSEBB + Pt-RE:

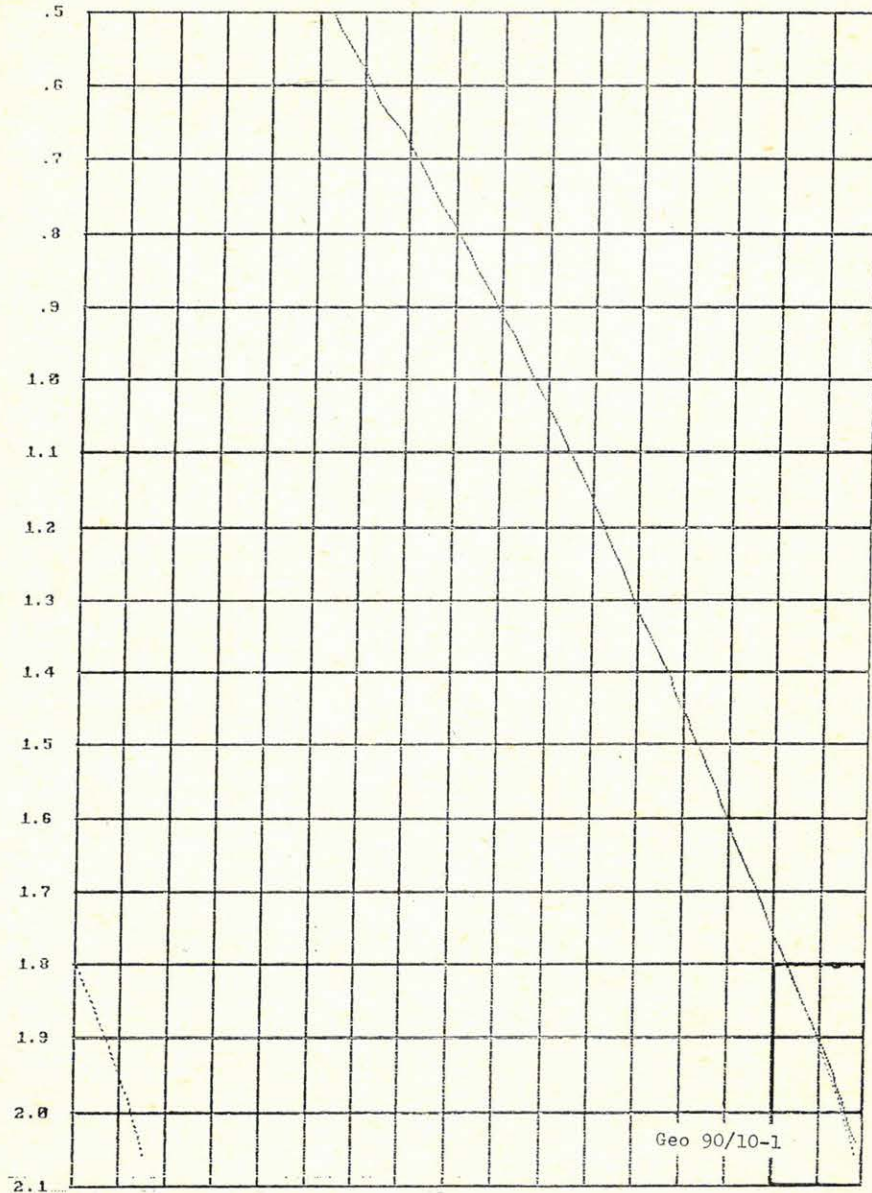
$$Y = 1208.98 + 371.145 * X$$

1.2. Csak a lyuk felső szakaszán volt VSP-mérés:

Kedvezőtlenebb, de gyakori eset, ha csak a lyuk felső szakaszán áll rendelkezésünkre VSP-adat és az alsó szakaszon mértek rövidebb-hosszabb akusztikus (ATL) lyukgeofizikai szelvényt. Első lépésben az akusztikus átfutási idősort integráljuk és

átszámítjuk metrikus mértékegységbe, majd szeizmikus átfutási időként értelmezve illesztjük a VSP adatokhoz. Tapasztalataink szerint a modern lyukkompensált szondákkal mért akusztikus szelvények integráljainak kétszerese igen jól illeszkedik a VSP adatokhoz (1.—2. ábra).

H(m)	T(mss)	T1(mss)	1722
0			
0		IAC	1722
0		T1(mss)	1722



1. ábra. Az Ás-É-6 fúrásban mért sebesség információt szolgáltató szelvények:

- a VSP-mérés mélység-idő görbéje (T),
- akusztikus szelvény integrálja (a bal alsó sarokba tolt IAC-görbe),
- a VSP-görbére illesztett integrált akusztikus értékek: az Ás-É-6 fúrás saját mélység-idő görbéje (T1).

Рис. 1. Полученные в скважине Ас—É—6 кривые, содержащие информацию о скорости: — кривая глубина-время (Т) по ВСП, — интеграл акустической кривой (в левом нижнем углу кривая IAC), — интегрированные акустические значения, совмещенные с кривой ВСП; собственная кривая глубины-времени (Т1) в скважине АС—É—6

Fig. 1. Logs providing velocity information in well As-E-6:

- Time-depth curve (T) of the VSP data
- Integral of the acoustic log (IAC in the lower left corner)
- Composite time-depth curve (T1); integrated acoustic log tied to the VSP curve

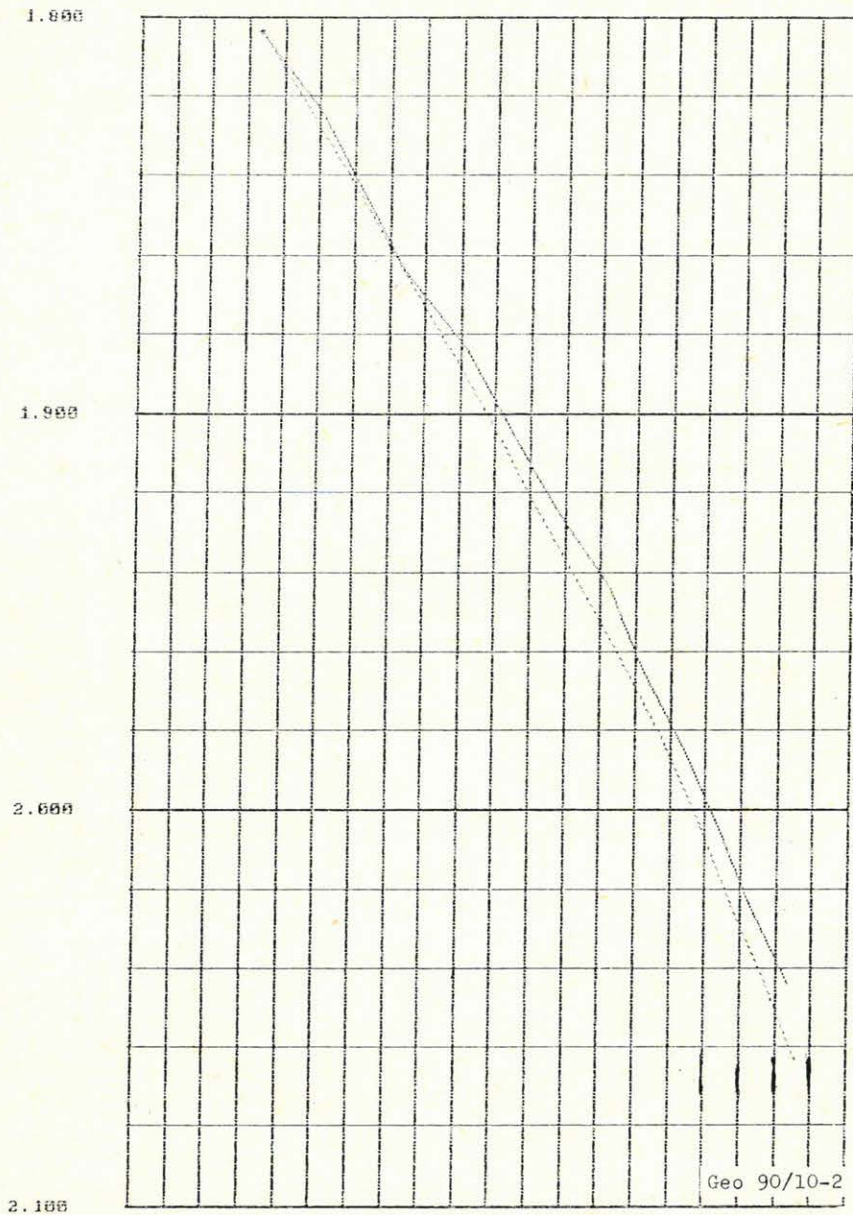
Az iparban gyakran előfordul, hogy a lyuk biztonságos mélyítése megköveteli az eltérő hidrodinamikai határok lehető legpontosabb előjelzését a beérkező adatok folyamatos feldolgozásával. Ekkor még csak a felső csővezetett szakaszon a

VSP előzetes adatai és az alatta lévő nyitott szakaszban az akusztikus szelvény állhat rendelkezésre. A VSP és az akusztikus mérés integráljának illesztésével előállított saját sebesség függvénnyel már sokkal nagyobb biztonsággal jelezhető előre az

Kezdeti adatok Uállapot Szolnok
 KOMP: 06.12 FILE: 65F00.HK

1988/01/27 07:08:58

Time1 1500 1700
 Time1 1500 1700



2. ábra. A VSP (seizmokarotázs) meghosszabbítása az akusztikus szelvény integráljával. Az 1. ábra kinagyított részletén a mért VSP (T) és ATL-ből számított és illesztett átfutási idő (T1) értékei együttfutnak, a mérési hibahatáron belül jól megegyeznek. A fúrás alsó szakaszáról hiányzó VSP-mérés pótolható az akusztikus szelvény integráljával

Рис. 2. Продление ВСП (сейсмокаротаж) интегралом акустической кривой. На увеличенном фрагменте рисунка I наблюдаемые значения ВСП (T) и вычисленные по акустическому каротажу и подогнанные значения времён пробега (T1) идут вместе и хорошо совпадают в пределах точности наблюдений. Недостающие данные ВСП из нижней части скважины могут быть восполнены интегралом акустической кривой

Fig. 2. Extrapolation of the VSP curve with the integral of the acoustic log. In the blown up lower part of fig. 1. the VSP curve and the integrated curve calculated from the acoustic log ATL exhibit a good agreement within the error limits, after tying them together. The VSP in the lower part of the well can be substituted by the integral of the acoustic log

eltérő nyomásrendszer határa és a fúrás földtani célját kielégítő végleges talpmélység. (Az Egyek mélyítésekor nem volt a környékről sebesség adatunk. Az előzetes VSP adatok extrapolálása több mint 200 m-rel mélyebben hozta volna a pannóniai fekvést. A saját VSP és az akusztikus

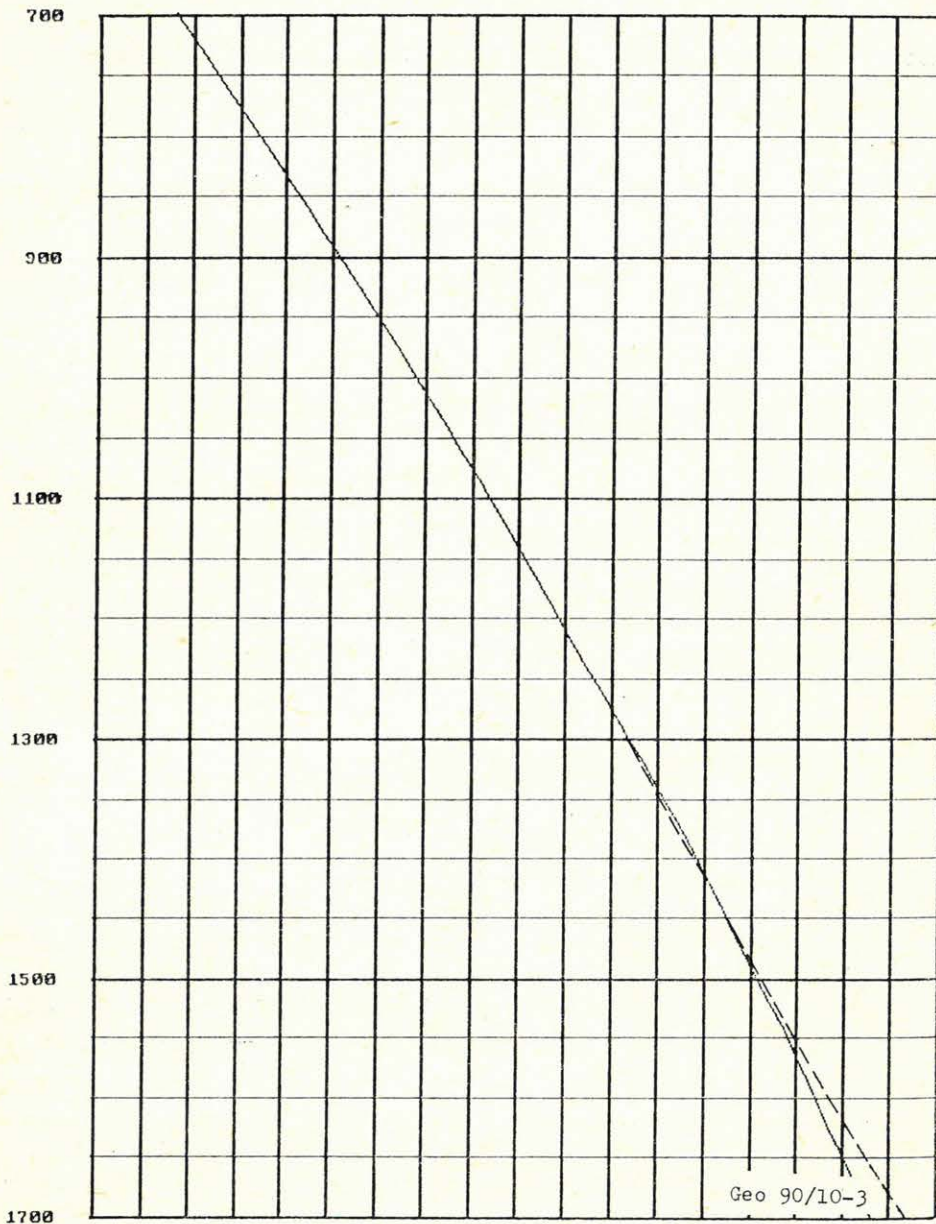
mérésből származtatott sebességfüggvény összedolgozásával 10 méteres pontossággal tudtuk a pannóniai fekvést előrejelezni.)

Nagy mélységű fúrásokban a magas hőmérséklet, szűk szelvényben a kisátmérőjű eszköz hiánya, meddő lyukaknál a beléscsővezetés elmaradása,

Kőolajkutató Vállalat Szolnok
KOMP RA.12 FILE=MITR.MK

1990/06/20 12:54:31

ME[m]	500	KB-4[ms]	1500
	500	KIS-45[ms]	1500



3. ábra. A Kis-45 mélyfúrás saját $T=f(H)$ görbéje (KIS-45). A KB-4 mélyfúrásban mért szeizmokarotázs mérés $T=f(H)$ görbéje (folyamatos vonal). A KB-4 fúrás szeizmokarotázs görbéjéhez illesztettük a Kis-45 fúrásban 1200 és 1700 m között mért akusztikus szelvény integrálját

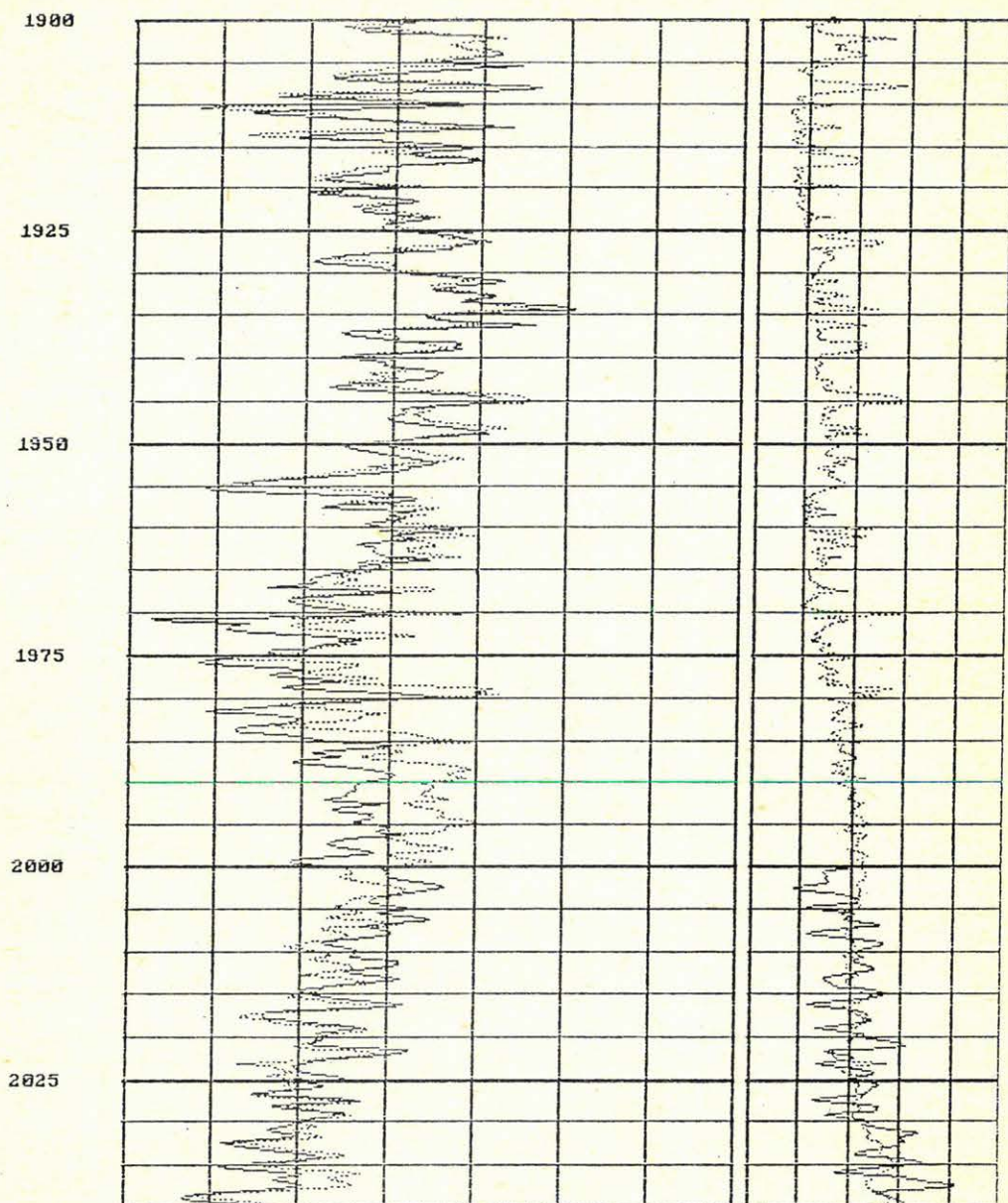
Рис. 3. Собственная кривая (KIS-45) $T=f(H)$ скважины Kis-45. Кривая $T=f(H)$ (непрерывная линия) сейсмокаротажа, наблюдаемого в скважине KB-4. Совмещение кривой скважины KB-4 и интеграла акустической кривой, полученной в скважине Kis-45 в интервале глубин 1200—1700 м

Fig. 3. Composite $T=f(H)$ curve of the well Kis-45. The solid line shows the $T=f(h)$ curve derived from check shot data of the nearby well KB-4. The integrated acoustic of well Kis-45 (measured between 1200 and 1700 m depth) was tied to the check shot curve

HE[m]

268	ATL	488
268	SATL	488

2.4	DEL	2.9
2.4	SDEN	2.9



Geo 90/10-4

4. ábra. Szintetikus karotázis szelvények generálása. Az Ás-É-6 fúrás 1900—2025 m közötti alsópannoniai képződményekben mért akusztikus (ATL) és számított szintetikus akusztikus (SATL), mért sűrűség (DEL) és számított szintetikus sűrűség (SDEN) szelvényeket mutatjuk be. A SATL és az ATL korrelációja kitűnő, az SDEN és a DEN korrelációja jó

Рис. 4. Построение синтетических каротажных кривых. Представлены кривые в нижнепаннонских образованиях в интервале глубин между 1900—2025 метров в скважине АС—Э—6, наблюдаемая акустическая кривая (ATL), вычисленная синтетическая акустическая кривая (SATL), наблюдаемая плотность (DEN) и вычисленная синтетическая кривая плотности (SDEN). Корреляция SATL и ATL отличная, корреляция SDEN и DEN хорошая

Fig. 4. Generation of synthetic well logs:

- Acoustic log (ATL) measured in well As—E—6, between depths 1900 and 2025 m.
- Calculated acoustic log (SATL) of the same interval.
- Density log (DEL) measured in well As—E—6, between depths 1900 and 1025 m.
- Calculated density log (SDEN) of the same interval.

The correlation of logs ATL and SATL is excellent, correlation of logs DEL and SDEN is acceptable

egyéb szervezési és műszaki problémák és nem utolsó sorban gazdaságossági megfontolások miatt a VSP alsó szakaszát általában el kell hagyni. Ilyenkor a lyukkompenzált akusztikus szelvény pótolja a hiányzó sebességmérést. A VSP és az akusztikus mérések optimális tervezésével jelentős költségmegtakarítást érhetünk el a nyerhető sebességinformációk érdemi csökkenése nélkül (pl. Békés-2, Fáb-4, Egyek-1, stb.)

1.3. A fúrásban nem volt szeizmikus sebesség mérés:

A mélyfúrás saját $T=f(H)$ függvénye elég jelentős hibával terhelt lehet, ha a fúrásban csak akusztikus mérés volt. Ekkor a környező fúrások $T=f(H)$ görbéje közül azt választjuk, amelynek rétegsora a legjobban hasonlít a vizsgáltéhoz. A kiválasztott görbéhez illesztjük az akusztikus mérés integrálját (3. ábra). Utólagos korrekciót végezhetünk, ha az időszelvényen jelentkező markáns hullámképet és a számított szintetikus szeizmogramot sikerül azonosítani.

Ritka eset, amikor a lyukban a szeizmikus vonatkozási szintig van akusztikus szelvény. Ekkor az akusztikus mérésből számított $T=f(H)$ összefüggés igen hasznos. Ilyenkor a fúrás mélyítése során, már a VSP-mérések előtt pontosabban tudjuk megadni a várható réteghatárokat és a nyomásváltozások helyét. Ezt a lehetőséget használtuk ki a Déva-D-1 és a Nagykökényes-1 mélyítésénél.

1.4. Kitért pontok helyén:

A tervezett fúrások helyén és azokban a fúrásokban, ahol nincs sem szeizmikus sebesség mérés, sem használható akusztikus szelvény, ott a környező fúrásokban mért szeizmikus és akusztikus sebesség méréseket kell használnunk. A pannóniai feküig negyedfokú polinommal, a miocén lineárisan és az alaphegységet újabb lineáris függvényvel közelítjük a $T=f(H)$, illetve a $H=f(T)$ összefüggés meghatározásánál.

5. ábra. Karotázs szelvénykép szerkesztése Jász-I mélyfúrás 1000–2300 m közötti szakasza $M=1:5000$ méretarányban. A természetes potenciál (PVSP) átfedő szakaszainak kiiktatásával, párhuzamos eltolásával, a fordított szakaszok tükrözésével és lineáris skálázással, valamint az ellenállás szelvény (RPORL) szakaszainak összeillesztésével és logaritmikus skálázásával előállított szelvényképek. Az így megszerkesztett szelvények alkalmasak fáciesanalízisre

Рис. 5. Построение каротажного профиля. Интервал глубин от 1000 до 2300 метров скважины Жász—I в масштабе $M=1:5000$. Профили естественного потенциала (PVSP) составленные с исключением перекрывающихся участков, с параллельным сдвигом, с зеркальным отражением перевернутых участков и линейным изменением шкал, а также профили сопротивления с сопряжением отрезков (RPORL) и логарифмическим шкалированием. Построенные таким образом профили пригодны для анализа фаций

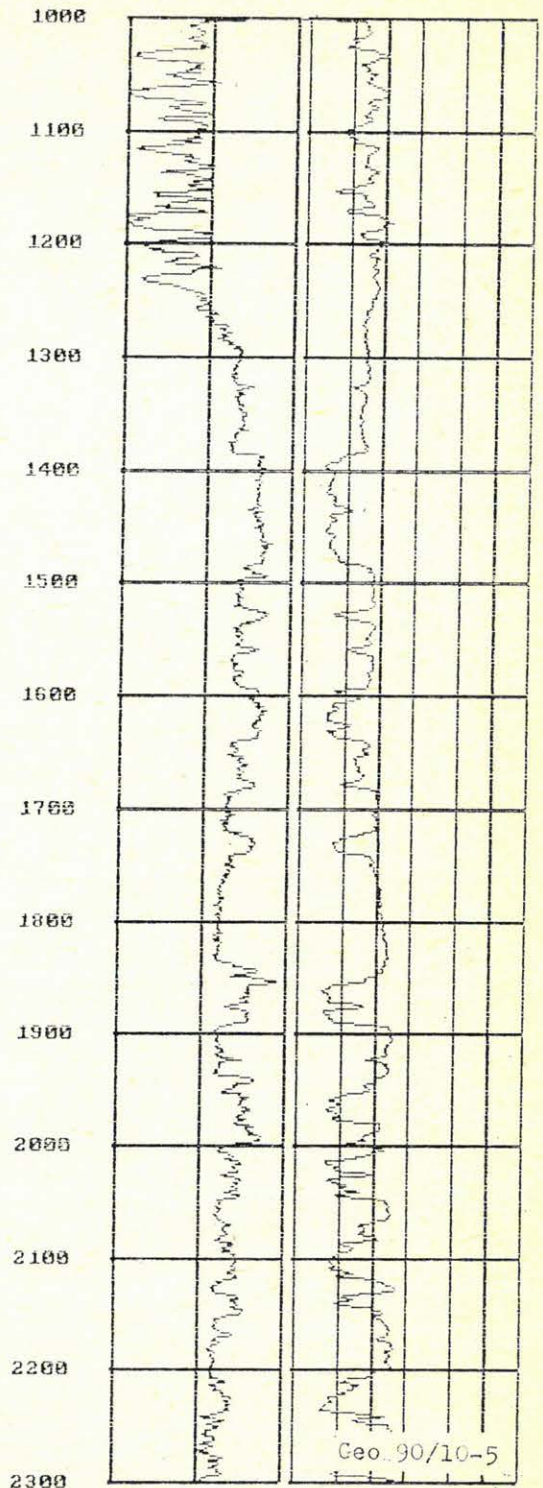


Fig. 5. Editing of well logs.

Fig. 5 shows logs measured in well Jász—I, between depths 100 and 2300 m, scaled to 1:5000. The final curves edited from several intervals can be used for the purpose of facies analysis, after removing overlapping parts, applying parallel shifts, mirror inversion and linear scaling to the self potential (PVSP) curves. Tying of intervals and logarithmic scaling was applied to the resistivity (RPORL) curves

Az így kapott kompozit mélység-idő függvény megbízhatóbb a tervezés során, mivel valamennyi, a hely közvetlen környezetére vonatkozó sebesség ismeretet egyesíti. Táblázata a fúrás tervezési alapidokumentációjához csatolandó. A fúrás mélyítése során gyors, operatív döntések alapjául szolgálhat a szakemberek kezében. Archiválva,

korrekt referenciát biztosít és egyben elősegíti a tervezés módszerének folyamatos finomítását. A komplex értelmezés egyik alapvető előfeltételének tartjuk, hogy a fúrások mindegyikében legyen akusztikus (és sűrűség) szelvény a lyuk teljes szakaszán és lehető legtöbb fúrásban VSP-mérés is.

Köszönetnyilvánítás Szolnok

KOMP RAJZ FILE=ASAE.MKA

ME[m]

-35	TG	65
15	DL	30

M=1:500

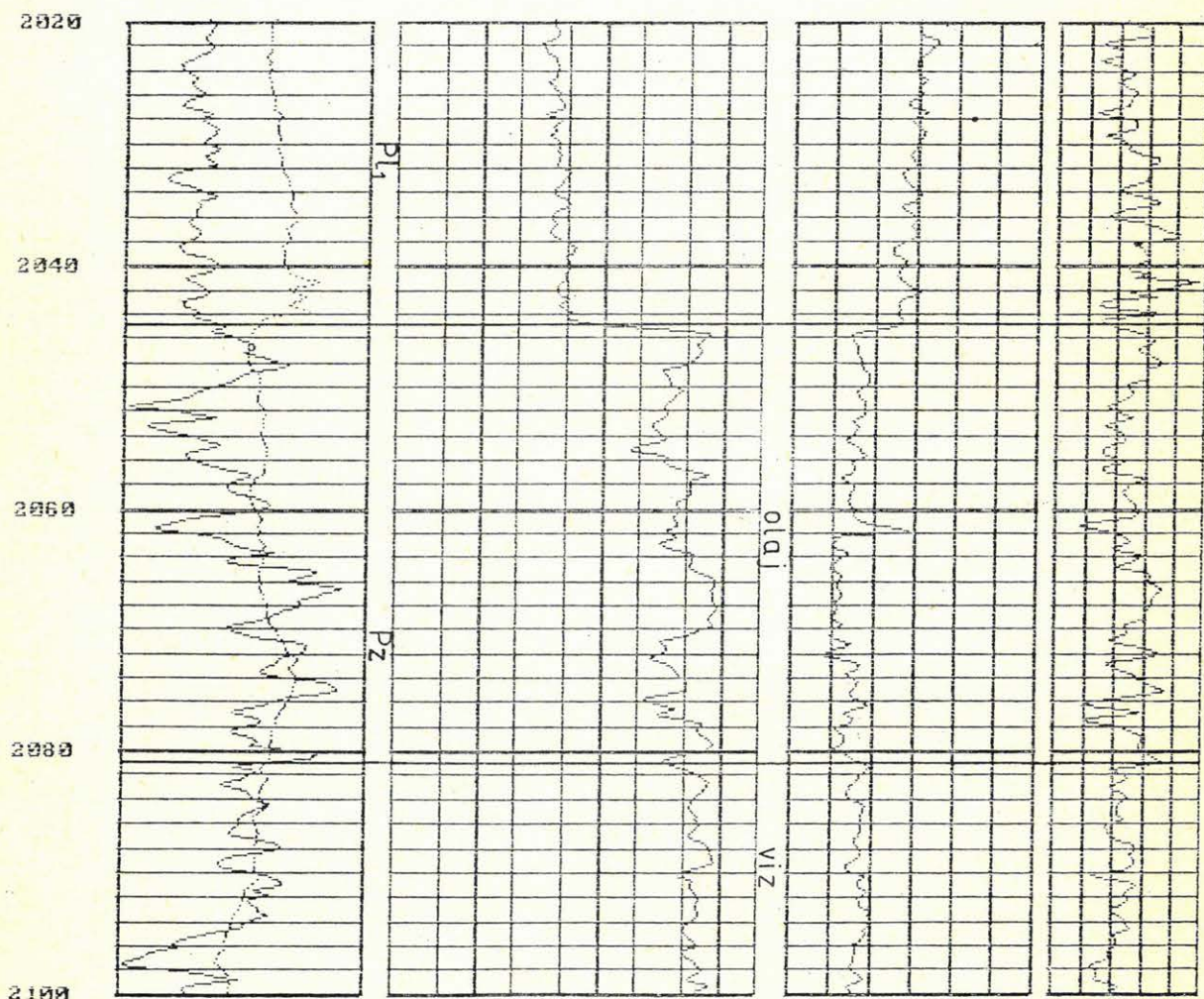
1998/03/26

09:43:06

0.2 RLLD 200.0

150 ATL 450

2.4 DEN2.9



Geo 90/10-6.a.

6a. ábra. Az Ás-É-6 fúrásban feltárt olajtelep kőzetfizikai sajátosságait bemutató szelvényválaszték (TG, DL, RLLD, ATL, DEN2)

Рис. 6/а. Набор профилей (RLLD, ATL, DEN 2), представляющих петрофизические особенности нефтяной залежи, вскрытой в скважине АС—Э—6

Fig. 6a. Selection of logs (TG, DL, RLLD, ATL, DEN2) showing the lithology of a oil game found in well As—E—6

2. Karotázs szelvények kezelése

2.1. Bemelő adatok formátuma és forrása:

2.1.1. ASCII-fájlok

— Tetszőleges, de ismert formátumú fájlok floppy lemezről.

— Kötött, ún. WDS formátumú fájlok, az emulátor programon keresztül közvetlenül a Concurrent központi számítógépről. Ezen a módon érhetőek el a leggyorsabban, legkisebb munkával a digitálisan rögzített (DRESSER-3700) és a WDS-rendszerben digitalizált és feldolgozott karotázs szelvények.

Közelajkutatás Vállalat Szolnok
KOMP RAJZ FILE=FASER.MKA

M=1:500

1990/03/26 09:04:33

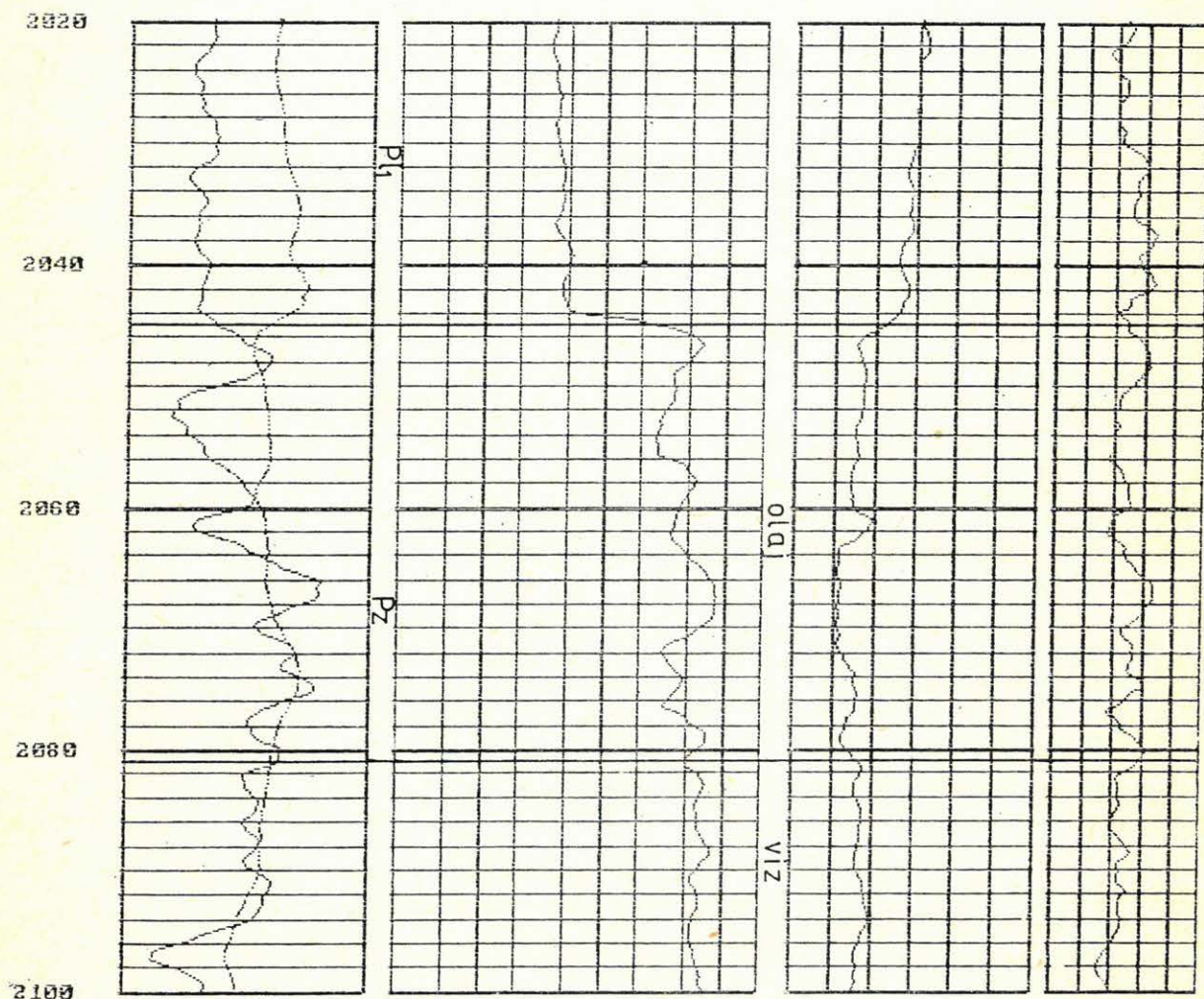
MEI m1

-35	FTG	65
15	FBL	30

.2 FRLLD 200.3

150 FAL 450

2.4FDEM2.3



Geo 90/10-6.b.

6b. ábra. A 6a. ábra szelvényeinek szűrt változatai (7 tagból álló egyenlő súlyú szűrővel szűrve). A szűrt szelvények jól mutatják a tárolón belül a kőzetfizikai változások tendenciáját

Рис. 6/б. Результаты фильтрации кривых рисунка 6/а (фильтрация семичленным равновесным фильтром). На отфильтрованных кривых хорошо отмечаются тенденции петрофизических изменений коллектора

Fig. 6b. Filtered versions of the same logs shown in fig. 6a. The smoothed logs clearly show the tendencies of the lithologic changes within the reservoir

2.1.2. KISS formátumú fájlok

A KISS-rendszerben digitalizált és feldolgozott karotázs szelvényeket és a DRESSER-3600 berendezéssel rögzített adatokat tartalmazó fájlok floppy lemezről.

2.2. A korrekt megjelenítéshez szükséges műveletek

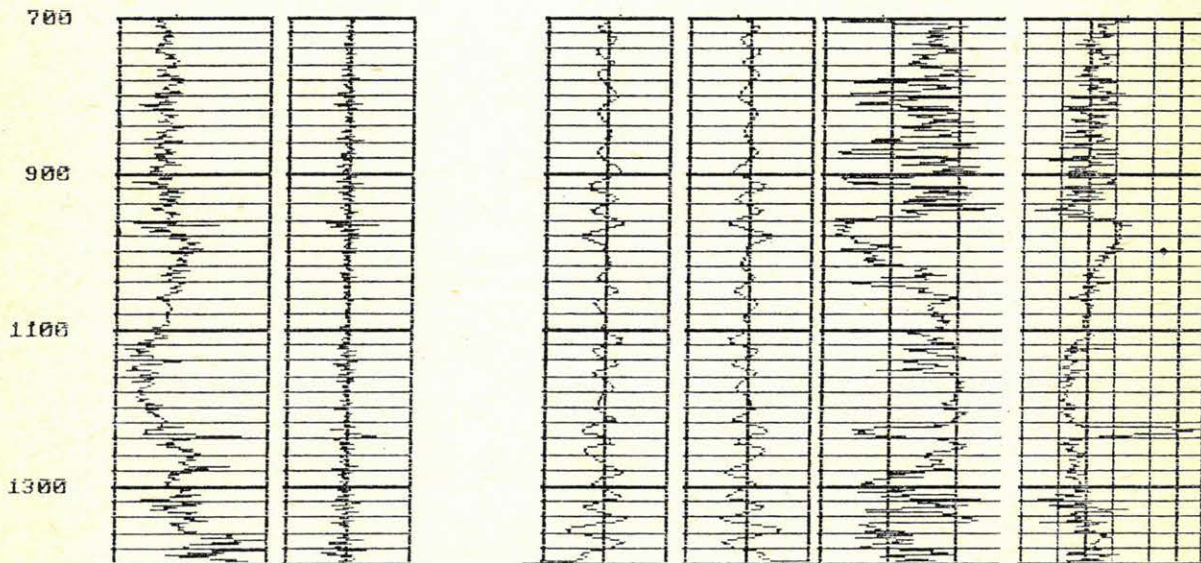
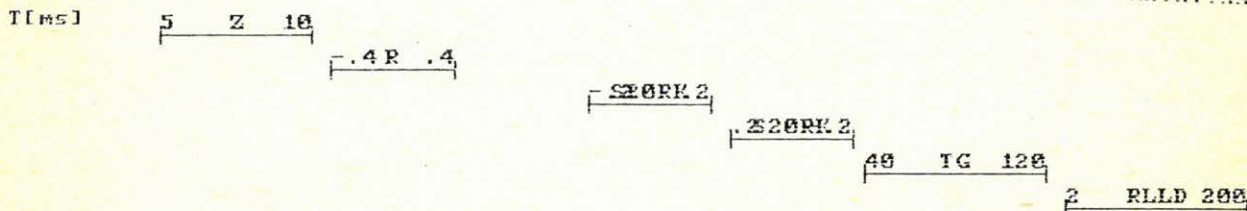
2.2.1. Hiányzó szelvény szakaszok pótlása

A KOMP számos lehetőséget biztosít az egyes szakaszokon mért karotázs szelvények közötti összefüggések meghatározására és így a hiányzó szelvényszakaszok generálására is. Erre a funkcióra akkor van szükség, ha egy-egy szakaszon vala-

melyik karotázs szelvény minősége elfogadhatatlan vagy hiányzik. Itt említjük meg a szintetikus szeizmogramok készítéséhez szükséges szakaszok pótlását is. Noha minél hosszabb akusztikus és sűrűségfüggvényre lenne szükségünk, általában az említett két szelvényt csak a lyuk alsó, perspektivikusnak tartott szakaszán húzzák meg. A természetes potenciál [SPPL], a természetes gamma [TG], a lyukátmérő [DL], egy mély- és egy sekélybehatolású ellenállás szelvény a legtöbb fúrásban rendelkezésre áll. A felsorolt öt szelvényből általában már jó minőségű szintetikus akusztikus- és sűrűség-szelvényt készíthetünk. Példaként Ás-É-6 fúrás egy szakaszán mért és számított akusztikus és sűrűség-szelvényt közöljük (4. ábra).

Közalajkutató Vállalat Szolnok
KOMP RAJZ FILE=ST.MK2

1996/05/15 09:37:39



Geo 90/10-7.a

7a. ábra. A mélység léptékű karotázs szelvények transzformálása és megjelenítése szeizmikus időtartományban. A Kis-45 fúrásban mért természetes gamma (TG) és ellenállás (RLLD), valamint a számított akusztikus impedancia (Z) és reflexivitás (R) szelvények szeizmikus időbe transzformált értékeit 2 ms-onkénti mintavételezés után a szeizmikus időszelvénynek megfelelő léptékben ábrázoltuk. (Balról a harmadik mezőben 20 Hz átlagos frekvenciájú jelalakokkal előállított szintetikus szeizmikus csatorna látható, a negyedikben pedig a fordított polaritású változat.)

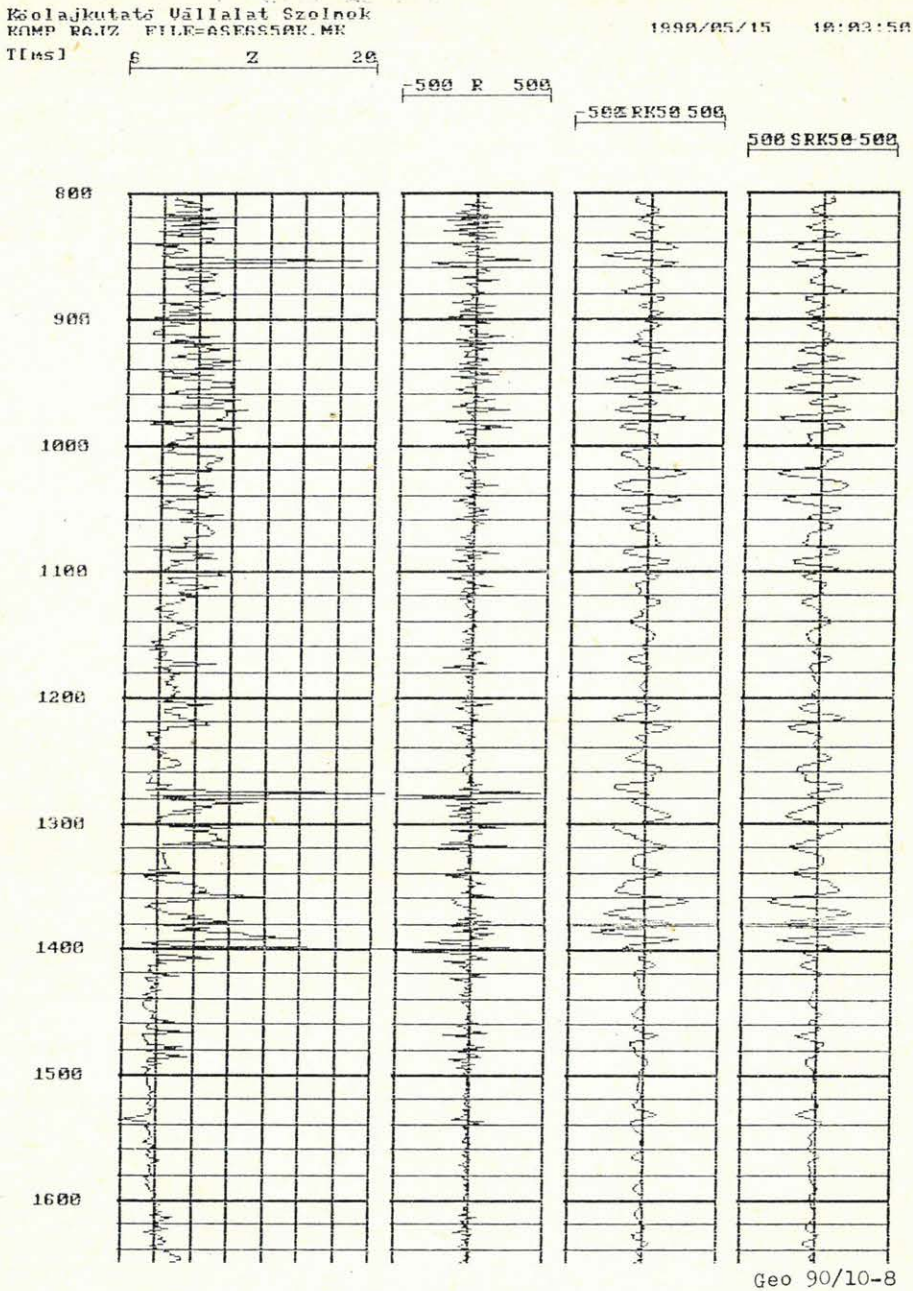
Рис. 7/а. Трансформация каротажных кривых из масштаба глубин в сейсмические времена. Наблюдаемые в скважине Кис-45 кривые естественного гамма-каротажа (TG), сопротивления, а также вычисленной акустической жесткости (Z) и кривая коэффициентов отражения были трансформированы в сейсмические времена и с шагом выборки в 2 мсек нанесены в масштабе сейсмических временных разрезов. (Слева в третьем поле дан синтетический сейсмический канал, построенный по сигналу 20-ти Гц-ой средней частоты, а в четвертом поле вариант с противоположной полярностью)

Fig. 7a. Transformation and display of well logs in time, originally, measured in the depth domain. Time transforms of natural gamma (TG), resistivity (RLLD), derived acoustic impedance (Z) and reflectivity (R) curves in well Kis-45 are displayed in the same scale as the seismic time sections, after resampling to 2 ms sample rate. On the right and side two synthetic seismic seismograms are displayed, generated by two (opposite polarity) wavelets of 20 Hz mean frequency

3. Karotázs szelvények mélység-szeizmikus idő transzformálása

Mért vagy számított karotázs szelvények minden egyes mintavételezett helyét a mélység skálán

a fúrás saját $T=f(H)$ függvényével átszámítjuk szeizmikus időre. Ez után a program INTERPOL-eljárásával 2 ms értékközönként átmintavételezzük a karotázs szelvények értékeit. A kapott



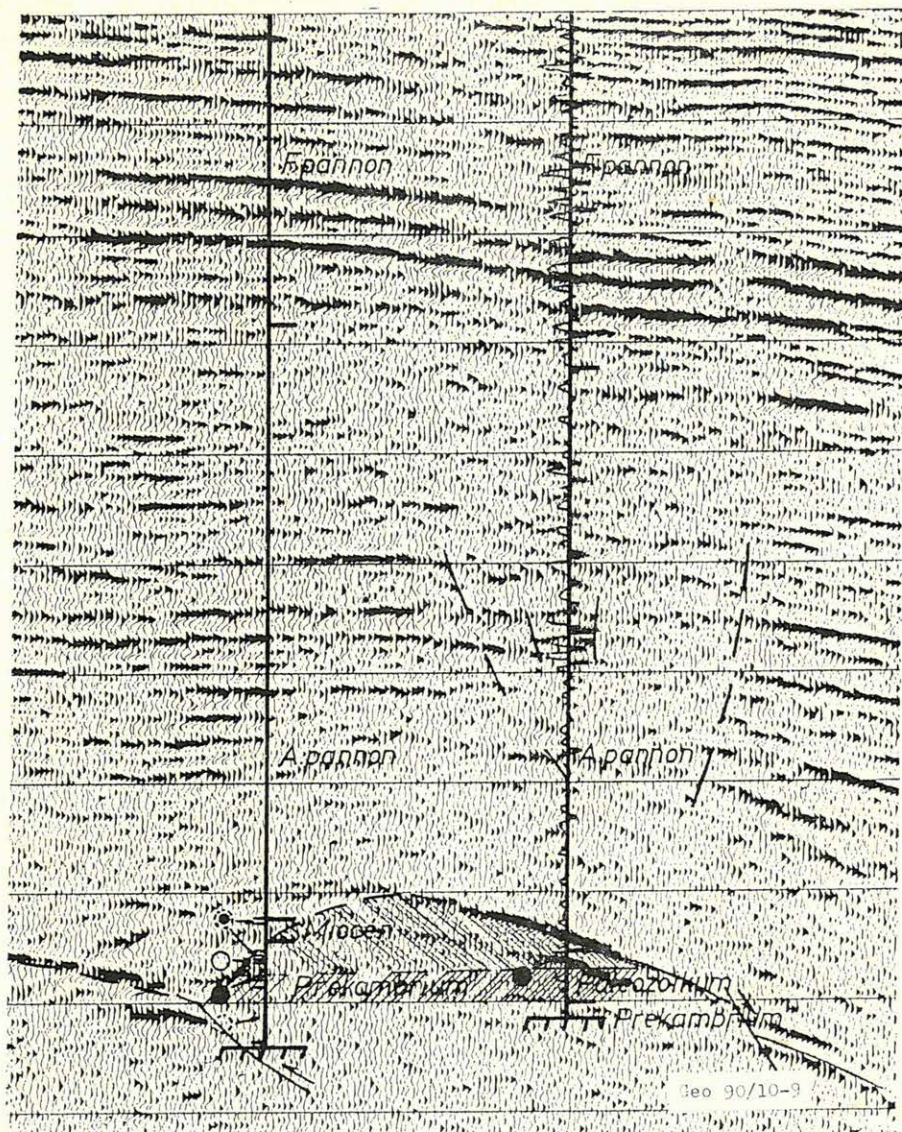
8. ábra. Szintetikus szeizmogram számítása. Az Ás-É-6 fúrásban mért karotázs szelvényekből számított akusztikus impedancia (Z) és a reflexivitás függvény (R) időtranszformáltja, a szeizmikus időszelvény léptékben ábrázolva. A harmadik mezőben az R és egy 2 ms-onként 25 elemből álló 50 Hz átlagfrekvenciájú robbantópont közeli Ricker-wavelet konvolúciójából előállított szintetikus szeizmikus csatorna (-500 SRK). A negyedik mezőben lévő csatorna az előzővel ellentétes polaritású (500 SRK)

Рис. 8. Вычисление синтетической сейсмограммы. Преобразованные во временной масштаб, вычисленные по каротажным кривым, полученным в скважине АС—Е—6, кривая акустической жесткости (Z) и кривая коэффициентов отражения (R) нанесены в масштабе сейсмического временного разреза. В третьем поле представлен сейсмический канал (-500 SRK), полученный конволюцией кривой коэффициентов отражения в ПВ и сигнала Риккера, со средней частотой 50 Гц, состоящего из 25 элементов через 2мсек. Канал, находящийся в четвертом поле тот же канал но с обратной полярностью (500 SRK)

Fig. 8. Generation of synthetic seismograms. Time transform of acoustic impedance (Z) and reflectivity (R) curves derived from well logs measured in well As—E—6. The third curve (-500 SRK) was calculated by convolving function R and a close to the origin Ricker wavelet of 2 ms sample rate, 25 points long and 50 Hz mean frequency. The rightmost curve (500 SRK) shows the same synthetic seismic trace with reversed polarity.

Ás-É-2

Ás-É-6



9. ábra. Szintetikus szeizmogram illesztése a szeizmikus időszelvény hullámképébe. Az Ás-66 időszelvényen az Ás-É-6 fúrás mentén beillesztettük a fúrás karotázs adataiból számított, a 8. ábrán bemutatott normál polaritású szintetikus szeizmikus csatornát. A felső szakaszon jó egyezést kaptunk; a szelvény középső, vetővel szabdaltszerű részén érhetően kevésbé jót. Az alsó szakasz reflexiószegénységének okát a szintetikus csatorna is magyarázza. A folyamatos akusztikus impedancia növekedés miatt az alsópannoniai fekvő nem jelentkezik markáns reflexióval. A paleozoikumban elhelyezkedő olajtelep (balra dőlő sraffozás) és a víztest (jobbra dőlő sraffozás) határán megjelenő reflexiótöredékek valószínűleg az olaj-víz határt jelzik

Рис. 9. Совмещение синтетического канала с волновой картиной сейсмического временного разреза. На временной разрезе As—66 у скважины As—É—6 вписали представленный на рисунке 8 синтетический сейсмический канал нормальной поляризации, построенным по данным каротажных кривых этой скважины. В верхней части разреза получено хорошее совпадение, в средней, нарушенной сбросом, части наблюдается менее хорошее совпадение. Причину скудности отражений объясняет и синтетический канал. Непрерывное увеличение акустической жесткости не вызывает резкого отражения от нижнепаннонского основания. Кусочки горизонтальных осей синфазности появляются на границе палеозойской нефтяной залежи (штриховка на лево) и водяного тела (штриховка направо) вероятно связаны с нефтяно-водным контактом

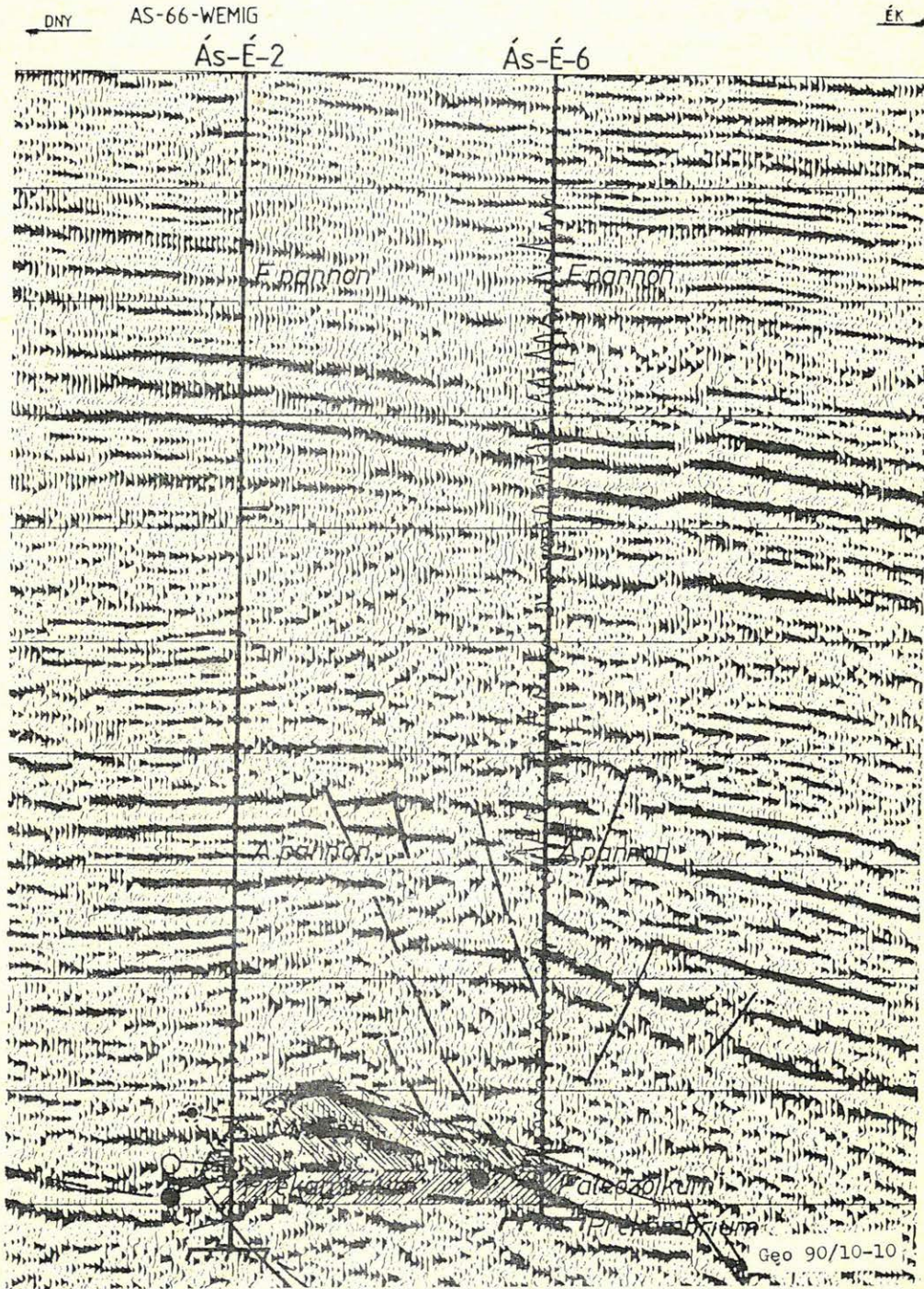
Fig. 9. Fitting a synthetic seismic trace into the wavefield of a time section. The normal polarity synthetic seismic trace of fig. 8. was fitted into the corresponding time section As—66, along the trace of well As—E—6. The agreement is good in the upper half of the section. The agreement is not so good in the lower part, due to the more complex (fractured) structure. The synthetic trace also explains the weak reflections in the deeper zones. The basement produces no strong reflections because of the continuously increasing acoustic impedance of the lower Pannonian sediments. The horizontal reflection fragments between the oil play in the paleozoic basement rocks (marked by //) and the water saturated rocks underneath (marked by ////) probably correspond to the oil-water contact

idősort és a hozzá tartozó skálaértékeket a szeizmikus időszelvény lépétékében ábrázoljuk (7a. ábra). Amennyiben a karotázs szelvény részletgazdagsága, magas frekvenciája zavarja az interpretációt úgy további szűrési eljárásnak vehetjük alá (7b. ábra).

4. Szintetikus szeizmogram készítése

4.1. Akusztikus impedancia- és reflexivitás függvény előállítása

Legtöbb régi fúrásban csak rövid szakaszon mértek akusztikus és sűrűségsvénynt. A meg-



10. ábra. A migrált Ás-66 időszelvény hullámképébe illesztett szintetikus csatorna hasonlóan korrelál, mint azt a 9. ábrán láthattuk. A feltételezett olaj-víz határhoz tartozó vízszintes reflexiótörédek a migrált szelvényen is láthatók

Рис. 10. Синтетический канал встроенный в волновую картину временного разреза после миграции дает такую же корреляцию как и на рисунке 9. Отрезки горизонтальных отражений, связанных с предполагаемым нефте-водяным контактом видны и на мигрированном профиле

Fig. 10. The synthetic seismic trace of fig. 8. correlates similarly with the migrated version of time section As—66, as in Fig. 9. The horizontal reflection fragments are also visible in the migrated section

lévő szelvényválaszték alapján és a fúrás környezetének átlagos kőzetfizikai paramétereinek ismeretében a hiányzó szakaszokon szintetikus akusztikus és sűrűség-szelvények számíthatók (4. ábra). A mért, vagy a mért és számított szelvényekből kiszámítjuk az akusztikus impedancia szelvényt, amelyet transzformálunk szeizmikus időtartományba (8. ábra, Z szelvény). A reflexitás függvényt az akusztikus impedancia szelvényből nem rétegrebontással, hanem mintavételi pontról mintavételi pontra számítjuk. Ezzel elkerüljük a rétegre bontáskor fellépő szubjektivitást. A kiszámítására fordítandó gépidő nem számottevő (8. ábra, R szelvény).

4.2. Wavelet generálás és sávszűrő készítés

A KOMP wavelet editora alkalmas a legkülönbözőbb alakú és átlagos frekvenciájú elemi hullám generálására. A paraméterekkel meghatározott kiinduló elemi hullám manuális módosításnak, finomításnak (fázistolás stb.) vethető alá. Ugyancsak alkalmas az editor tetszőleges karakterisztikájú sávszűrő megszerkesztésére is.

5. Szintetikus szeizmogram készítése

A SYNSEIS-eljárásban konvolváljuk a reflexivitás függvényt a megszerkesztett elemi hullámmal. Első próbálkozásokhoz a 2 ms mintavételezésű 25 emelből álló 20–50 Hz közötti Ricker wavelet robbantópont közeli formáját javasoljuk (8. ábra,

–500 SRK-szelvény). Az eljárásba tetszőleges fázistolási lehetőséget is beépítettünk. A polaritásváltást legegyszerűbben a skála felcserélésével végezhetjük el (8. ábra, 500 SRK-szelvény). A kiszámított szintetikus csatorna és a többi litológia-követő mért és számított szelvény printeren papírra (esetleg fóliára is) kirajzolható vagy fóliára átmásolható. A fólián lévő csatornák és szelvények a fúrás közvetlen körzetében mért szeizmikus hullámképpel összevethetők, beilleszthetők (9–10. ábra). Amennyiben a fúrás körzetében rendelkezésre állnak a szeizmikus szelvény CDP-csatornái, úgy azokon is, és a szintetikus csatornán is további sávszűrések végezhetők el a FILTER-eljárással. Megkereshető a legnagyobb egyezést mutató variáns.

Összefoglalás

A bemutatottak csak kis részét ölelik fel a KOMP által nyújtott lehetőségeknek. A rendszer támogatja az elemi funkciók rugalmas kombinálását. Az alkalmazó ötletességén múlik, milyen más feladat megoldására tudja még felhasználni. Rövid betanulás után eredményesen használható ez az interaktív program a geológiai-geofizikai értelmező tevékenység megkönnyítésére, kiszélesítésére. A rendszer hatékonysága jelentősen növelhető az ismétlődő, rutinszerű műveletsorozatok batch eljárásokba foglalásával.

Dinamikus programozási algoritmus mélyfúrási geofizikai szelvények mélységegyeztetésére

VERMES MÁTYÁS*

A különböző szondavonatokkal felvett regisztrátumok között általában bizonyos mélységtérítés tapasztalható a kábel megnyúlása miatt. Ezt a mélységtérítést az adatok interpretációja előtt korrigálni kell. Általánosan alkalmazott-ajánlott eljárás, hogy minden szondabevonattal felvesznek egy természetes gamma szelvényt, ezekből becsülik a szondavonatok relatív mélységtérítését, majd a becsült tolásértékeket felhasználják a többi szelvény javítására. E cikk témája a mélységtérítés (tolás) becslése. Javasolunk egy új, dinamikus programozáson alapuló algoritmust, melynek gépidőigénye, nem lényegesen nagyobb, mint a hagyományos keresztkorrelációs módszeré, eredménye azonban megbízhatóbb. Az algoritmus az összes diszkrét értékű, előre adott alsó és felső korláttal rendelkező tolásfüggvény közül kiválasztja azt, amelyik a legjobb globális illeszkedést biztosítja az összehasonlítótandó szelvények között. A javasolt módszer alkalmas dipmeter regisztrátumok feldolgozására is.

Из-за растяжения кабеля между записями, полученными разными зондами, обычно отмечается определенное различие глубин. Должна быть введена коррекция перед интерпретацией данных. Обычно применяемо — предлагаем то, что наряду с любым зондом записывается кривая естественного гамма-каротажа, по которой оценивается относительный сдвиг глубин между записями, а затем полученные сдвиги используются для поправки остальных кривых. Темой этой статьи является оценка этого сдвига глубин. Предлагается новый динамический, основанный на программировании алгоритм, затрата машинного времени которого не намного больше, чем у обычного метода взаимной корреляции, а результат более надежен. Алгоритм среди всех сдвиговых зависимостей дискретных значений, заранее снизу и сверху ограниченных, выбирает ту, которая обеспечивает наилучшее глобальное совпадение между сравниваемыми каротажными кривыми. Предложенный метод пригоден и для обработки записей дипметра.

Because of the dilatation of cable there is usually some depth difference between well log measurements taken with different trains. This depth difference (shift) must be removed before interpretation. It is common practice to take a gamma ray log with each train. The shift estimated from these logs can be used to correct other data. The object of this paper is the estimation of the shift. We propose a new dynamic programming algorithm that needs reasonable computer time and gives more reliable results than the currently used cross correlation method. Considering all the possible discrete valued shift functions that are bounded with previously given lower and upper limits we choose the best one that provides the optimal global matching. The proposed algorithm can also be used for dipmeter data processing.

Bevezetés

A szonda megszorulása és a kábel megnyúlása következtében a különböző szondavonatokkal felvett szelvények között bizonyos mélységtérítés (shift) tapasztalható. A pontos interpretáció érdekében ezt a tolást feltétlenül el kell távolítani. Általánosan alkalmazott-ajánlott eljárás, hogy minden szondavonattal felvesznek egy természetes gamma szelvényt, amit etalonként használva a szondavonatok relatív mélységtérítésének becsülhető. A becsült eltérést felhasználják a többi regisztrátum korrekciójához. Jelen dolgozatban az etalonként használt szelvények mélységtérítésének becsülésével foglalkozunk. Mivel a javasolt algoritmus nem használ fel semmit a vizsgált regisztrátumok fizikai jelentéséből, a módszer szélesebb körben is alkalmazható, például dipmeterszelvények korrelációjában.

A jelenleg használt programrendszerek a mélységegyeztetést a következőképpen oldják meg:

Az összehasonlítandó regisztrátumok véges térablakos keresztkorrelációs függvényeit képezve megkeresik a függvények maximumhelyét, ami feltevés szerint egyenlő a lokális mélységtérítéssel [4]. E módszer legnagyobb nehézsége a korrelációs függvény lokális maximumai közötti választás bizonytalanságából, a gyakori fázistévesztésből származik. Az általunk javasolt algoritmus nem igényel lényegesen több gépidőt a hagyományos korrelációs módszerénél, eredménye azonban megbízhatóbb. A megbízhatóság növekedését az teszi lehetővé, hogy az új algoritmus a regisztrátumok mélységtérítését globálisan „érzékel”. Az összes diszkrét értékű, előre adott alsó és felső korláttal rendelkező tolásfüggvény közül meghatározzuk azt, amely a vizsgált szelvények legjobb globális illeszkedését biztosítja. Az optimális tolásfüggvény kiválasztása dinamikus programozással történik.

Dinamikus programozás

A dinamikus programozás több geológiai-geofizikai alkalmazása ismert, például szelvények

* MTA SZTAKI H-1502 Budapest P.O. Box 63.

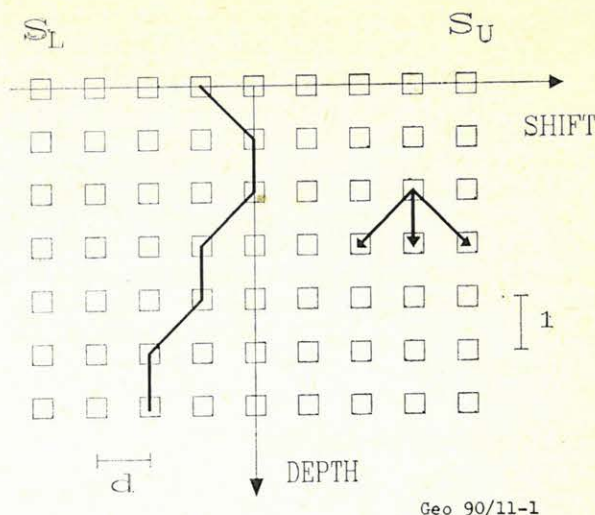
kvázihomogén zónákra bontására [6], kutak közötti sztratigráfiai korreláció meghatározására [1], [2], [7]. A legtöbb dinamikus programozással megoldható feladatot — így az említetteket is — reprezentálhatjuk hálózatbeli legrövidebb út keresésével [3]. A hálózatos reprezentáció előnye általánosságában és szemléletességében van, amivel a dinamikus programot közvetlenül meghatározó egyedi rekurzív képletek nem rendelkeznek. Az alábbiakban megadjuk e rekurziós képletek hálózatokra vonatkozó általános formáját, az ún. Bellman-egyenleteket.

A hálózat pontjait indexeljük az i, j, k, \dots , egészekkel. Az i és j indexű pontokat összekötő él (ív) hosszát jelölje a_{ij} . Legyen minden élhossz pozitív, és engedjük meg az $a_{ij} = \infty$ esetet is.

$$a_{ij} = \begin{cases} \text{az } (i, j) \text{ él hossza, ha az létezik,} \\ + \infty, \text{ ha az } (i, j) \text{ él nem létezik.} \end{cases} \quad (1)$$

Egy önkényesen kiválasztott I indexű kiindulási pontból a j indexűbe vezető legrövidebb út hosszát jelölje u_j . A legrövidebb utak hossza kielégíti a Bellman-egyenletek néven ismert egyenletrendszert:

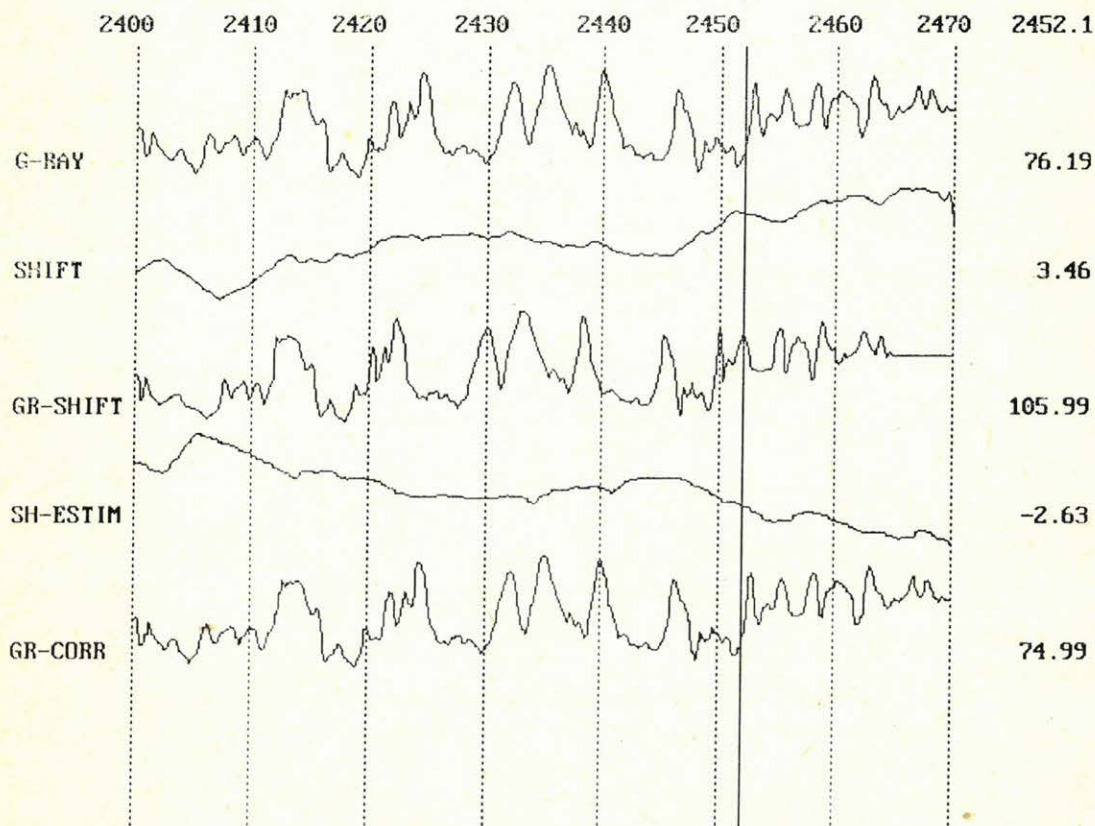
$$\begin{aligned} u_1 &= 0, \\ u_j &= \min_{k \neq j} \{u_k + a_{kj}\}. \end{aligned} \quad (2)$$



1. ábra. A mélységegyeztetéshez használt hálózat
Fig. 1. Scheme of network for depth-matching

Рис. 1. Блок-схема подгона глубин

Sok alkalmazásban — így esetünkben is — a hálózat pontjainak indexelése úgy is elvégezhető, hogy a minimumkeresésben a $k \neq j$ feltétel az egyszerűbb $k < j$ feltétellel legyen helyettesíthető.



Geo 90/11-2

2. ábra. A mélységegyeztetés algoritmusának eredménye

Fig. 2. Results of the depth-matching algorithm

Рис. 2. Результаты алгоритма глубинного подгона

Ebben az esetben az egyenletrendszer megoldása csak egyszerű rekurziót igényel. A rekurzió során minimumot adó k indexek feljegyzésével megkaphatók a minimális hosszúságú utak.

A gyakorlati alkalmazás a következőképpen történik. Konstruálunk egy olyan hálózatot, melynek bizonyos útjai és a tekintett feladat lehetséges megoldásai megfelelnek egymásnak. A hálózat élhosszait úgy adjuk meg, hogy a teljes úthosszak megegyezzenek a megfelelő megoldáshoz tartozó célfüggvényértékkel (vesztéssel). Ekkor a minimális hosszúságú úttal egyben az eredeti feladat optimális megoldása is előáll.

A mélységegyeztetés modellje

Valósítsuk meg a fenti stratégiát a mélységegyeztetés feladatára. Jelölje a két összehasonlítható regisztrátum adatait $x_1(i)$ és $x_2(i)$, ahol egységnyi mintavételi közt feltételezve i a mélység indexe. A két adatrendszer közötti mélységeltérést leíró függvényt jelölje $s(i)$, akkor az

$$x_1(i) = x_2(i + s(i)) + n(i) \quad (3)$$

elméleti modellel dolgozhatunk, ahol $n(i)$ a modell és a valóság közötti eltérést kifejező komponens. Amennyiben x_2 argumentuma nem egész, valamilyen interpolációt alkalmazunk. Az $s(i)$ tolásfüggvény következő tulajdonságait tételezzük fel:

$$\begin{aligned} s_L < s(i) < s_U, \\ s(i+1) &= s(i) + k\delta, \\ k &= \pm 0, 1, \dots, K, \quad |K\delta| < 1. \end{aligned} \quad (4)$$

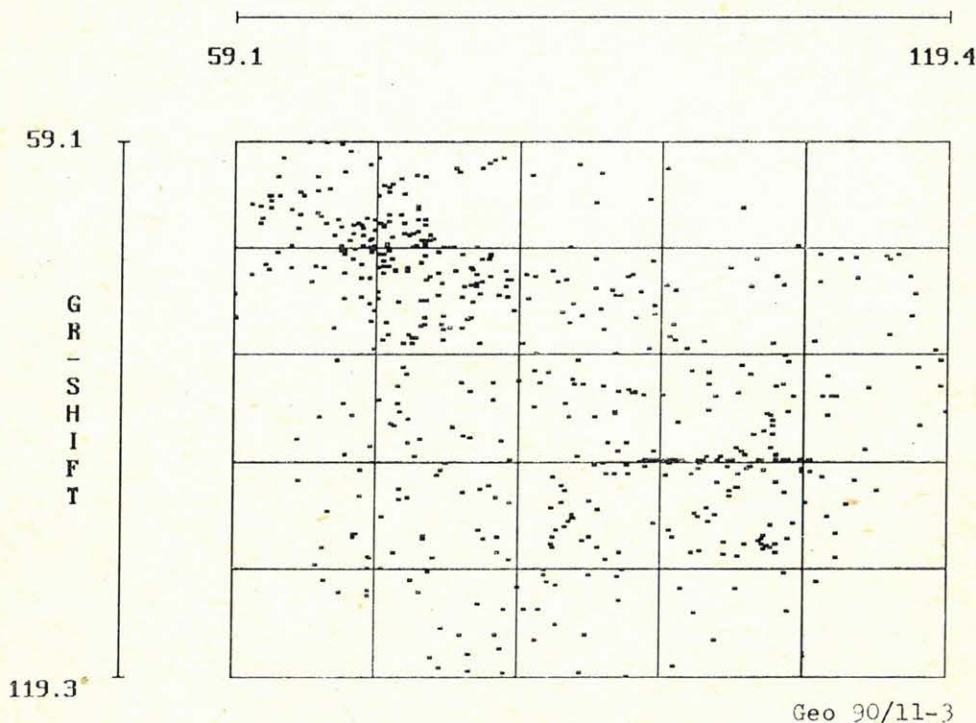
$s(i)$ tehát diszkrét értékkeszlettel rendelkezik, korlátos, és változásának sebessége is korlátozott. A δ konstans határozza meg a becült tolás maximális pontosságát. A gyakorlatban ezt egyenlőnek vehetjük a mintavételi távolsággal vagy annak felével. A $|K\delta| < 1$ egyenlőtlenség azt fejezi ki, hogy a szonda nem haladhat a húzással ellentétes irányban. E feltételek mellett olyan $s(i)$ függvényt keresünk, melyel

$$\sum_i n(i)^2 = \min. \quad (5)$$

A feladat megoldásához használt hálózatot az 1. ábra mutatja $\delta=1, K=1$ esetben. A hálózat pontjait rácshálóban helyezük el, a függőleges rácscellák egységnyi (egyenlő a mintavételi távolsággal), a vízszintes rácscellák δ . Irányított éleket veszünk fel, amelyek felülről lefelé szomszédos sorban lévő pontokat kötnék össze. A legfelső sorból a legalsóba vezető minden út meghatároz egy $s(i)$ tolásfüggvényt, az út rajza egyben megadja a tolásfüggvény grafikonját. A hálózat i mélységhez és $s(i)$ toláshoz tartozó pontjába befutó él hossza legyen

$$|x_1(i) - x_2(i + s(i))|^2, \quad (6)$$

G-RAY : 2400-2470



Log Processing Frame

3. ábra. Korreláció mélységegyeztetés előtt

Fig. 3. Correlation before depth-matching

Рис. 3. Корреляция глубин перед подгоном

Így a tekintett utak hossza egyenlő a legkisebb négyzetes veszteségfüggvény értékével, és a leg-rövidebb út megadja a legkisebb négyzetes értelemben optimális tolásfüggvényt.

A teljesség kedvéért végül felírjuk a konkrét feladatot megoldó dinamikus program rekurzív képleteit. Definiáljuk $u_i, s(i)$ -t mint azt a minimális veszteséget, amely a $0, 1, \dots, i$ mélységpontokban értelmezett, az i mélységben $s(i)$ értéket felvevő tolásfüggvényekkel elérhető a legkedvezőbb esetben. Definíció szerint legyen $u_0, s(0) = 0$. A mélység szerinti rekurziót a következőképpen számoljuk:

$$u_i, s(i) = \min_{\substack{s_L \leq s(i) - k\delta \leq s_U \\ |k| \leq K}} \{u_{i-1, s(i)-k\delta} + [x_1(i) - x_2(i+s(i))]^2\}. \quad (7)$$

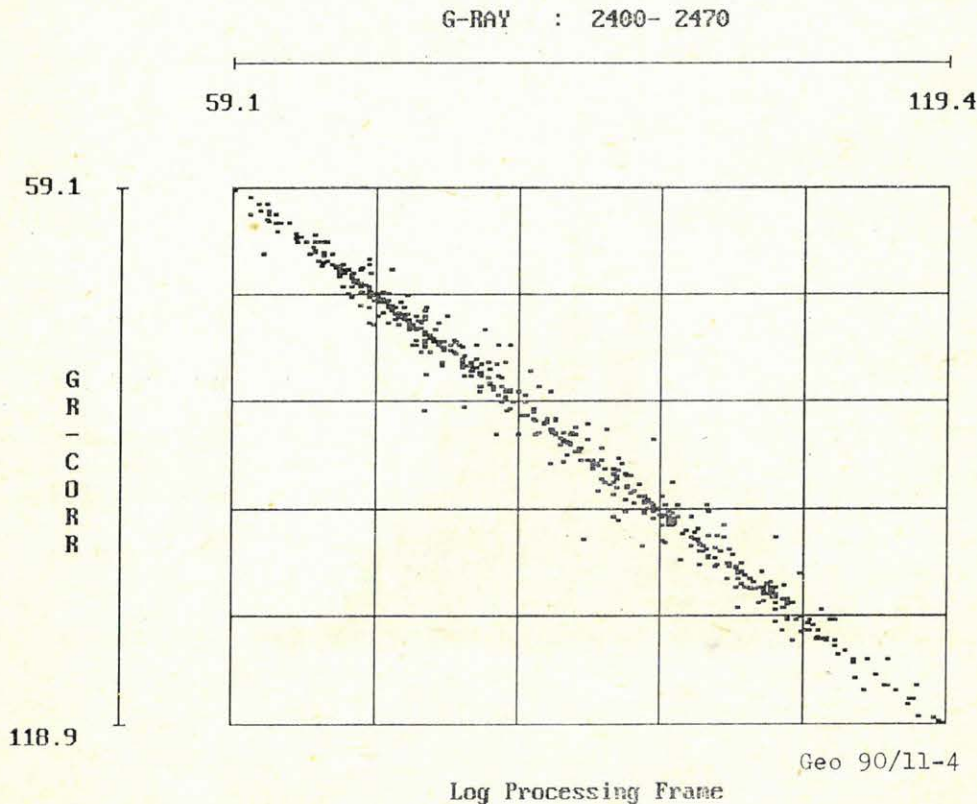
A számítások során a minimumot biztosító k indexeket feljegyezzük, ezek alapján az optimális tolásfüggvényt rekonstruálhatjuk az $s(i) = s(i-1) + k\delta$ szabály szerint.

Alkalmazási példák

A 2. ábra az algoritmus működését szemlélteti. A legfelső, *g-ray* jelű görbe egy szénhidrogénkutató fúrás 70 méteres szakaszán 0,125 m-es lépésközzel

felvett természetes gamma szelvény mutató. Alatta egy szintetikus előállított tolásfüggvényt látunk (shift), ezt a természetes gamma szelvényre alkalmazva kaptuk a harmadik *gr-shift* görbét, amely az első szelvény kábelnyúlás miatt deformált változatát modellezi. A mélységeltérés mértéke -2 és 5 m között változik. Az algoritmus bemenete a *g-ray* és a *gr-shift* regisztrátum volt. Az ezek alapján becsült tolásfüggvényt a *sh-estim* görbe mutatja, a *gr-corr* görbét *gr-shift*-ből a becsült deformáció eltávolításával kaptuk. A programot a $\delta = 0,125, K = 1$ paraméterekkel futtattuk. A 3., és 4. ábrákon látható crossplot-okon lemérhető a szelvények közti korreláció javulása a korrekció hatására. Figyelemre méltó, hogy a két bemenet szelvény gyakorlatilag egyáltalán nem korrelál (3. ábra). Az 5. ábrán az algoritmust fordított irányban alkalmaztuk. Olyan tolásfüggvényt kerestünk, mellyel *g-ray*-ből előállítható *gr-shift*.

Az ismert shift és a becsült *sh-estim* tolásfüggvények különbségét mutatja a *sh-diff* görbe. Az eltérések tapasztalati eloszlását a 6. ábrán látható hisztogram mutatja. A tolás becsülésének szórása körülbelül a mintavételi köz fele. A példák szerint a javasolt módszer nagy mélységeltérések esetén is megbízható eredményt ad.



4. ábra. Korreláció mélységegyeztetés után

Рис. 4. Корреляция глубин после подгона

Fig. 4. Correlation after depth-matching

1. *Hawkins, D. F.*: A method for stratigraphic correlation of several boreholes, *Mathematical Geology* 16 (1984), 393-406.
2. *Howell, J. A.*: A FORTRAN-77 program for automatic stratigraphic correlation, *Computers and Geosciences* 9 (1983), 311-327.
3. *Lawler, E. L.*: „Combinatorial optimization”, Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 1982.
4. *Schoonover, L. G., Holt, O. R.*: Computer methods of diplog correlation, *Society of Petroleum Engineers Journal* 13 (1973), 31-38.
5. *Schwarzacher, W.*: Models for the study of stratigraphic correlation, *Mathematical Geology* 12 (1980), 213-234.
6. *Vermes, M.*: Modelling of multiayered media by computer processing of well logs, *Geophysical Transaction* 32 (1986), 187-203.
7. *Waterman, M. S., Raymond, R.*: The match game: new stratigraphic correlation algorithms, *Mathematical Geology* 19 (1987), 109-127.

Egyesületi hírek

Magyar Geofizikusokért Alapítvány

A Magyar Geofizikusok Egyesülete 1990. évi közgyűlésén döntött a Magyar Geofizikusokért Alapítvány létrehozásáról.

Az alapítvány alaptőkéje 300 000 Ft, amelyet az MGE nyereségéből minden évben növelni kíván, de bizalommal fordulunk azokhoz a külföldi és belföldi intézményekhez és magánszemélyekhez, akiknek kapcsolatuk van tagtársainkkal és támogatni szeretnék az ifjú szakemberek szakmai fejlődését, vagy rászoruló tagtársaink szociális helyzetének javítását szívükön viselik —, hogy az Alapítvány alaptőkéjét növeljék.

Az Alapítvány kamatai, hozadéka képezné elsősorban a támogatások anyagi alapját, amelyet a közgyűlésen megválasztott 9 tagú Kuratórium ítél oda, illetve pályázatot ír ki, várhatóan 1991-től.

A Kuratórium megválasztott tagjai: dr. Aczél Etelka, dr. Horváth Ferenc, dr. Márcz Ferenc, Miklós Gergely, Nagy Zoltán (Pécs), Nagy Zoltán (GKV), dr. Nemesi László, dr. Takács Ernő, dr. Tóth József.

Kérjük tagtársainkat, hogy a Kuratórium tagjait bizalommal keressék fel, akár általuk ismert szociális gondokkal, akár az ifjú szakemberek támogatásával, pályázati témákkal kapcsolatos ötleteikkel.

Felhívás

A Magyar Geofizikusok Egyesülete 1990-ben Alapítványt hozott létre lényegileg kettős céllal: egyrészt a fiatal geofizikusok műszaki-tudományos ismereteit bővítő tanulmányutak, konferenciaköltségek, szakmai pályadíjak, publikációs kiadások stb. finanszírozására, másrészt a munkanélküliségből, a létminimum alatti öregségi nyugdíjból és más, a szociális körülményekben beállt kedvezőtlen helyzetekbe került kollegák anyagi támogatására.

A főleg az Alapítvány kamatait, hozadékát felhasználó pályázatokra, és a szociális támogatások kifizetésére a Magyar Geofizikusok Egyesülete 1990. évi közgyűlésén demokratikusan megválasztott 9 tagú kuratórium dönt, akiket 3 évente újra választanak. A kuratórium azonban kiegészülhet

az Alapítványhoz csatlakozó magánszemély, vagy szervezet képviselőjével, amely hozzájárulása eléri, vagy meghaladja az induló vagyont (300 000 Ft) mértékét.

A fentiek alapján kérjük mindazokat a magánszemélyeket és intézményeket, akik erkölcsi elhivatottságot éreznek a „Magyar Geofizikusokért Alapítvány” támogatására, e nemes célokat anyagilag is támogatni kívánják, jelensték be e szándékukat és a támogatásra szánt összeget a kuratóriumnak.

Cím: A Magyar Geofizikusokért Alapítvány
Kuratóriuma
1368 Budapest, Pf.: 240, VI. ker. Ankerköz 1.
Telefax: 561-215, Telex: 22-5369

A műszerkabinok adatainak tárolása és feldolgozása

LIPTÁK ERNŐ* — RÉZ ISTVÁN*

A cikk vázlatosan bemutatja a műszerkabinnal történő információszerzés menetét és az adatfeldolgozás rendjét. Vázolja a továbbfejlesztett adatlemez szerkezetét és a kapcsolódó programcsomag nyújtotta lehetőségeket.

В настоящем работе показывает ход приема информации и режим обработки данных. Предстобляется структура развыванного диска данных и возможности включения пакетов программ.

The article shows collection of informations by mud-logging unit and course of data processing. Gives the broad outlines of the structure of qualified data-disc and exhibits new possibilities by developed program-package.

Az a törekvés, hogy kutatófúrásokat minél biztonságosabban, belőlük minél több információt merítve mélyíthessenek, vezetett oda, hogy kísérletek és folyamatos fejlesztés eredményeképpen a 70-es évek végére több cég kifejlesztett olyan, integrált, on-line rendszerű egységet, amely egy-két fős személyzettel önmagában képes egy mélyfúrás minden lényeges műszaki paraméterét mérni, regisztrálni, képes a kifolyó öblítőiszapból és in-situ végzett geológiai vizsgálatokból nyerhető földtani információk folyamatos megszerzésére.

A regisztrátumok és az on-line adatok azonnal számos támpontot adnak, az off-line programok pedig (a személyzet végezte geológiai vizsgálatok eredményeinek segítségével (pl. VMS; maggáz)) lehetőséget adnak gyors és pontos számítások elvégzésére részben geológiai természetű kérdések eldöntésénél (pl. telepértékelés), részben számos műszaki feladat jelentkezése esetén (iszapsűrűség növelés, Surge—Swab, hidraulika). Az ilyen kabinok nyújtotta biztonság és információbőség hallatlan előnyöket biztosított az operatív vonalon dolgozó szakemberek számára és a 80-as évek kezdete óta e kabinok használata világszerte elterjedt.

A műszerkabinok eredményeinek megjelenésével szinte egyidőben hazánkban is történtek kísérletek fúrásellenőrző számítógépes rendszer létrehozására. Ez az erőfeszítés az akkor rendelkezésre álló számítástechnikai (elsősorban hardware) színvonal miatt gyakorlatilag eredménytelen maradt.

Az előrelépést az 1982-ben vásárolt műszerkabinnal beérkezett HP—1000 on-line és HP—25 (kazettás) off-line gépek biztosították. Az akkor világszínvonalú kabin számítógépei és a megvásárolt geológiai és műszaki programcsomag lehetővé tette a jórészt automatikus adatgyűjtést, a háttérprogramok szükség szerinti futtatását és a nyert adatok kazettán történő tárolását.

A következő évek robbanásszerű számítástechnikai (hardware) fejlődése ezeknél a rendszerek-nél is mutatkozott; az 1985-ben és 1986-ban vásárolt TDC-kabinok off-line gépe már 3 1/2"-os merevdiszkes, 256 Kbyte-os HP—216-os volt. 1987-ben vásároltunk első ízben olyan HP-gépeket, amelyek nem a kabin tartozékát képezték. Ezek a HP—216-os merevdiszkes doublesides meghajtós, 512 Kbytes gépek az adatfeldolgozást segítik.

Röviden tekintsük át az adatgyűjtés, feldolgozás és tárolás eddigi gyakorlatát.

A műszerkabin egy kút fúrása során méri és regisztrálja a műszaki paramétereket, folyamatosan méri az iszapból kiválasztható gáz mennyiségét és összetételét. Ezen adatok egy kiválasztott csoportja az on-line rendszerre kerül, megjelenik az on-line printeren és plotteren, és tetszőleges mélységenként (ez praktikusán egy méter) illetve a megválasztott biztonsági időnek megfelelően felkerül az on-line adatkazettára.

A begyűjtött információk egy részét nem tudjuk ilyen automatikusan, egyszerűen megszerezni. Ezeket a technikusok vizsgálatainak eredményeképpen kaphatjuk meg (MS, VMS, Ca CO₃, furadék-összetétel, rétegsor, kor, furadékvizsgálati reakciók primer vizsgálati eredmények). Valamennyi igen fontos földtani és szénhidrogén-földtani vonatkozásban. Ezeket az adatokat (a nyers on-line adatkazetta vágása és adatlemezre történő transzferálása után) a transzferálással részben feltöltött adatlemezre visszük fel. Erre a lemezre kerülnek még azon megjegyzések, amelyek kategóriákba nehezen szoríthatók (rétegsorra, kőzetkifejlődésre, körülmények változására, műszaki problémákra utaló megjegyzések ezek). Természetesen felkerülnek e lemezre bizonyos geológiai és fúrás alapadatok is (kút neve, vállalat, végleges talpmélység, hely, koordináták, forgatóasztal tengerszint feletti magassága stb.).

Erre a lemezre kerülnek a fúrás befejezését követően a Pyrologger készülékkel végzett vizsgálatok eredményei (ha voltak), és az összes szóba-jöhető adat figyelembevételével kialakított véleményünk a vizsgálandó szakaszokra vonatkozóan.

Mindezekkel együtt a rendelkezésünkre áll az adott kútról egy olyan adatlemez, amelyről az adatok számos variációban megjeleníthetők, a kirajzoltatott szelvények (köztük a geológus számára legjobban használható masterlog, és Pyrologger szelvény) tanulmányozásra jól alkalmasak, preparáltak, segítségükkel a fúrás menete fő vonalaiban, egyes regisztrátumok figyelembevételével részleteiben is, rekonstruálható.

Itt egy rövid megjegyzést kell tenni.

Üzemünk fúrásokon végzett tevékenységének fő értékmérője az (a biztonság javára végzett magától értetődő tevékenység hibátlan végzése mellett), hogy rétegvizsgálati javaslataink hogyan

* Kőolajkutató Vállalat, Szolnok

festenek a ténylegesen elvégzett rétegvizsgálatok eredményeinek fényében, mennyire helyes következtetéseket vonunk le szénhidrogén észleléseinkből.

Ez nyilvánvalóan azt követelte és követeli, hogy rendre összevessük a tényleges rétegvizsgálati eredményeket javaslatainkkal, és tévedéseink okát elemezve, értékelésünket javítsuk.

Ennek nyomán jött felismerésünk, hogy a világ ilyen, műszerkabinnal szervíztevékenységet végző cégei között a Geológiai Szervíz Üzem kitüntetett helyzetben van. Kitüntetett helyzetben, mert a fúrás során megszerzett információkon túlmenően rendelkezésünkre áll több szakterület véleménye,

Tekintélyes részük a fúrás során, más részük azt követően, illetve a rétegvizsgálatok elvégzése után kerül a lemezre.

Az ilyen formában feltöltött adatlemez birtokában nyertük a lehetőséget, hogy az adatlemez kezelő programok (2. ábra) segítségével az adatokat számos megjelenítési formában adhassuk a szakemberek kezébe.

Az új megjelenítési formák közül kettőt emelünk ki. Az egyik új információ összesítőnk. (3. ábra). A világszerte alkalmazott formátumtól kevéssé eltérve, de a rétegsort, a furadék összetételt, a megjegyzéseket illetően a szokottnál bővebb választási lehetőségeket kínálva, nemcsak

ADATLEMEZ SZERKEZETE

OLDAL : 0	OLDAL : 1
FILE : 0 FURASI ALAPADATOK	FILE : 0 GEOLOGIAI ALAPADATOK
FILE : 1 - 20 FURASI ADATOK	FILE : 1 DATUM ADATOK
- MELYSEG	FILE : 2 RETEGSR ADATOK
- KESSEI MELYSEG	FILE : 3 FURADEK % ADATOK
- FUROHALADAS	FILE : 4 UV, POROZITAS, KOR, MINRAVETEL
- SIAP	FILE : 5 UMS BE ADATOK
- TERHELES	FILE : 6 UMS KI ADATOK
- ASZTALFORDULAT	FILE : 7 MAGFURAS ADATOK
- ASZTALNYOMATEK	FILE : 8 MEGJEGYZES ADATOK
- OBLITES BE	FILE : 9 KUTSZERKEZET, KUTEPITES ADATOK
- OBLITES KI	FILE : 10 RETEGVIZSGALATI EREDMENY
- ALLÖCSÖNYOMAS	FILE : 11 RETEGVIZSGALAT TERUJAVASLAT
- ISZAPSURUSEG BE	FILE : 12 GSZO RETEGVIZSGALATI JAVASLATA
- ISZAPSURUSEG KI	FILE : 13 BERENDEZES MUSZAKI ADATAI
- ECD	FILE : 14 LEAK OFF TESZT ADATOK
- ISZAPHOMERSEKLET BE	FILE : 15 SZIGMA B / GP ADATOK
- ISZAPHOMERSEKLET KI	FILE : 16 LEFUTASI DIAGRAM ADATAI
- ISZAPUEZETOKEPESSEG BE	FILE : 17 PYROLOGGER ADATOK
- ISZAPUEZETOKEPESSEG KI	
- OSZGAZ	
- C1	
- C2	
- C3	
- C3	
- nC4	
- CO2	
- MARGASURUSEG	
- KALCIT / DOLOMIT	

van összevetési lehetőségünk a karotázs-eredményekkel, és ami a legfontosabb, tudjuk a rétegvizsgálati eredményeket.

Az a cél, hogy értékelő tevékenységünket javítsuk és a lehetőség felismerése vezetett a döntéshez, hogy új rendszerű adatlemez szerkesszünk, amelyen az említett adatok is szerepeljenek. A döntés után, még a munka megkezdése előtt a célt bővítettük, hogy legyen lehetőség arra, hogy a kütönyvi dokumentáció részét képező földtani napijelentést is az új adatlemez és programok segítségével készíthessük, standard formában megjelenítve azt.

Tekintsük át az elkészült adatlemez szerkezetét (1. ábra). A „0” oldalra kerülő adatok (a fúrasi alapadatok, a márgasűrűség és karbonátértékek kivételével) az on-line rendszerről érkeznek.

Az „1” oldal adatait manuálisan kell felvenni.

Geo 90/12-1

1. ábra. Az adatlemez szerkezete

Рис. 1. Структура диска данных

Fig. 1. Structure of data-disc

az operatív döntésekben, hanem az utólagos fel-
dolgozás során is segítheti korrekt következtetések
levonását.

Az utólagos elemzés és a tervezés szempontjából
fontosabb lehet a befejező szelvény (4. ábra).

Tartalmazza a fúrás során nyert, geológiai
szempontból legfontosabb információkon kívül a
kúton végzett rétegvizsgálatok eredményeit. Le-
hetőség van két jellemző lyukgeofizikai szelvény

ábrázolására, a kivizsgálás során megváltozott
kútszerkezet bemutatására. Utal a szelvény az
esetleges mintavételezések mélységére, milyensé-
gére (ha volt ilyen), a megjegyzések pedig pikto-
grammal vagy tetszőleges szöveggel számos tényt,
érdekes körülményt világítanak meg.

Úgy gondoljuk, hogy adatlemezünk információ-
halmaza mennyiségében és tartalmában is jelentős

PROGRAM CSOMAG SZÁMA : 1

KATALÓGUS		FÜGGŐLEGES MÉLYSÉG SZÁMITÁS
MÁRKEROZÁS		RÉTEGVIZSGÁLATI EREDMÉNY
ADATFELVÉTEL		RÉTEGVIZSGÁLATI TERV
ADATJAVÍTÁS		RÉTEGVIZSGÁLATI JAVASLAT
ADATKIÍRÁS		DEGAZER HATÁSFOK SZÁMITÁS
RÉTEGSOR RAJZ (D EXP)		GAZKOMPONENSEK RAJZA
ADATMASOGLAS		GAZARANYOK
MÁRGÁSÜRÖSÉG		HÁROMSZÖG DIAGRAM
RÉTEGSOR RAJZ GAZSZELVÉNYRE		COUSTAU DIAGRAM
ADATSZERKESZTÉS		SPI SZÁMITÁS
D EXPONENS		GAZÖSSZETÉTEL
SIGMA B / GP		TELEPÉRTÉKELÉSEK
SIGMA 1		SIGMA 2

PROGRAM CSOMAG SZÁMA : 2

KATALÓGUS		FERDESÉG FELVÉTEL . RAJZ
MŰSZAKI ADATOK FELVÉTELE		3 DIMENZIÓS FERDESÉG RAJZ
HIDRAULIKA		FERDÍTÉS TERVEZÉS
SWAB / SURGE		FURÓADATOK FELVÉTELE
PRE - KICK		FURÓKÖLTSÉG . FURÓJELENTÉS
KÜTBEINDULÁS		FOLYADÉK TESZT
BÉLÉSCSÖ LISTA		GAZ TESZT
FÚRÁS LEFUTÁSI DIAGRAMJA		ADÁTATVITEL 1
KÉSÉSI IDŐ TABLAZAT		TULNYOMÁS ÉRTEKELÉS
BUOYANCY EFF. / FREE POINT		FURÁSI ADATOK RAJZA
OVERBURDEN / POIS BEADÁS		ISZAPSZELVÉNY
OVERBURDEN SZÁMITÁS		TULNYOMÁS ELŐREJELZÉS
LEAK OFF TESZT		KÜTSZERKEZET RAJZ
PYROLOGGER SZELVÉNY		

```

*****
DEDAPA DEDAPA DEDAPA DEDAPA DEDAPA DEDAPA DEDAPA **
*****
*****
***** VALASZTASI LEHETOSEGEK *****
*****
** **
D ** K0 : ALAPADATOK FELVETELE | K1 : ALAPADATOK JAVITASA ** D **
E ** | ** E **
D ** K3 : GEOLOGIAI ADATOK FELV. | K4 : GEOLOGIAI ADATOK JAV. ** D **
A ** | ** A **
P ** K5 : RAJZ ( BEF / INFO ) | K6 : KIIRAS ** P **
A ** | ** A **
** K8 : KÜTSZERKEZET | ** **
*****
*****
*****
DEDAPA DEDAPA DEDAPA DEDAPA DEDAPA DEDAPA DEDAPA **
*****

```

Geo 90/12-2

2. ábra. Program — lehetőségek

Рис. 2. Возможности программы

Fig. 2. Program-package

Litologia

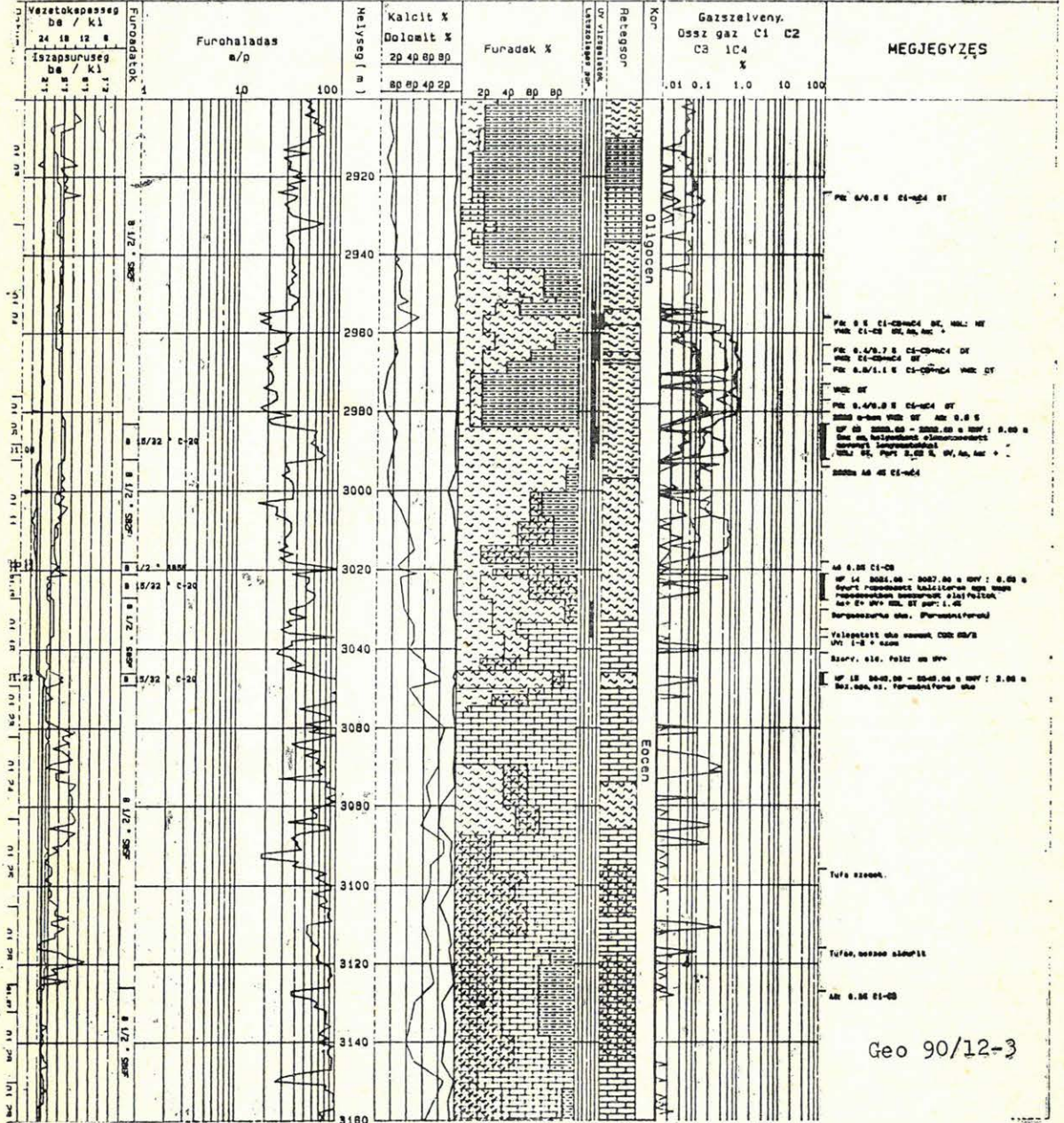
agygag	marga	agyagos mko.
homok	meszmarga	tufit
kavics	konglomeratum	tufa
illgit	set. breccsa	aglomeratum
agyagmarga	mko. breccsa	effuziv
aleurolit	dol. breccsa	intruziv
homokkő	agyagkő	setamorfitt
homok	meszko	dolomit
homok	dolomit	dolomit

FURAS KOZBENI FLUIDUM JELENTKEZES

viz	olejas furadek szilárd sziszemű
gaz	olejas furadek UV
olaj	olejas furadek részlegesen szilárd sziszemű
gáznyomó	FG : forraszólag
olajnyomó	MGL : nagyseb. lev.
CO2	FGL : furadékgáz lev.
bean.hiany	izlag szűrésig ártalmatlan gázok szelése
	tűlfúvás
	kitörés

MAGFURAS

AG : ártérűlő gáz	TG : telési gáz
NT : nag. telési	CHT : szénhidrogén telési
AG : ártérűlő gáz	TG : telési gáz
NT : nag. telési	CHT : szénhidrogén telési



3. ábra. Új információ — összesítő
Рис. 3. Новый сумматор информации
Fig. 3. New masterlog

Szeizmológia

Előszó

Olyan területen, ahol földrengés előfordulhat, nagyobb létesítményeket úgy kell tervezni, hogy a várható földrengéseknek ellenálljanak. Különösen fontos ez olyan építményeknél, melyek esetleges károsodása a környezetet is veszélyezteti (pl. atomerőművek, gátak, veszélyes hulladékok tárolói stb.).

Az 1960-as évektől kezdődően az UNESCO több kutatási programot indított a természetes katasztrófák okozta károk csökkentésére. A földrengéskockázat meghatározásával és csökkentésével kapcsolatos tanulmányok is megjelentek. Az atomerőművek kiemelt veszélyeztetettsége miatt a Nemzetközi Atomenergia Ügynökség külön ajánlásokat dolgozott ki a földrengések és földrengésekkel kapcsolatos jelenségek figyelembe vételére az atomerőművek tervezésekor és telepítésekor.

Mind az UNESCO, mind a NAÜ anyagok azonban csak ajánlásokat tartalmaznak, betartásuk nem kötelező. Ezért a legtöbb országban az ajánlások alapján nemzeti szabványokat hoztak létre, melyek kötelezően írják elő, hogy milyen esetben és milyen módon kell a földrengésveszélyeztetettséget meghatározni. Hazánkban az ilyenirányú előírások még nem születtek meg. Ennek eredménye, hogy teljesen esetlegesen, a tervező tájékozottságától, gazdasági és nem egy esetben politikai körülményektől függően folynak a kutatások és tervezések. Az alkalmazott módszereket, az egyes feltárások volumenét pedig szubjektív érdekek, a különböző tudományágak (képviselői?) közötti küzdelem határozza meg, mely nem ritkán a nemzetközi ajánlásoktól való komoly eltérésekhez vezet.

A paksi atomerőmű tervezése és építése egy 1966-ban kötött szovjet—magyar államközi egyezmény alapján indult meg. Akkor a szovjet tervező intézet a földrengéskockázati adatok híján — az illetékes magyar vezetők jóváhagyásával — külön méretezést nem végzett, hanem a meglévő 6-os MSK intenzitásra méretezett tervet adaptálta. Később, a 70-es évek végén elkezdődött a telephely földtani vizsgálata, de ekkor már a terület szeizmikus kockázatának meghatározása csak a tervezési értékek alátámasztását szolgálhatta.

Néhány éve felvetődött az erőmű új, nagyobb teljesítményű blokkokkal való bővítése, s ez újra előtérbe hozta a földtani és szeizmikus viszonyok korszerűbb, igényesebb vizsgálatát. Bizonyos praktikusnak látszó okok miatt azonban a Pannon-medencét jól ismerő hazai szakemberek helyett a kutatások elvégzésére a SzUTA Földfizikai Intézete kapott megbízást. Mindez meglehetősen ellenérzést váltott ki a hazai földtudományi társadalomban, ráadásul a helyi viszonyokat kevésbé ismerő szovjet kollégák következtetéseiket sem tudták megnyugtatóan megvédeni. Ilyen előzmények után a MÁELGI koordinálásával 1989-ben — közel két évtizedes késéssel — kaptunk megbízást Paks földrengéskockázatának meghatározására. E munka néhány eredményét tartalmazza a következő három tanulmány.

Budapest, 1990. szeptember

Tóth László

Paks földrengés kockázatának becslése a szeizmicitás alapján

ZSÍROS TIBOR*

A dolgozat Paks valószínűségi földrengés veszélyességét vizsgálja.

A probabilistic estimate of seismic hazard at Paks is presented in this paper.

Работа рассматривает вероятностный сейсмический риск окрестности Паक्षा

Bevezetés

Az utóbbi évtizedekben jelentek meg azok a dolgozatok (Cornell, 1968, Algermissen, Perkins, 1976, McGuire, 1976), melyek megalapozták a szeizmikus veszélyeztetettség szeizmicitáson alapuló vizsgálatát. A tanulmányunkban alkalmazott módszer egy valószínűségi földrengés veszélyeztetettséget határoz meg, nevezetesen megadja, hogy a veszélyeztetettség jellemzésére kiválasztott paraméter (esetünkben a földrengés intenzitás) adott értékét meghaladó földmozgás, adott időintervallumon belül, mekkora valószínűséggel keletkezik a vizsgált pontban. A módszer feltételezi, hogy a vizsgált adatkészletben a földrengések egymástól függetlenek s időbeni eloszlásuk Poisson-folyamatot alkot, valamint azt, hogy a tapasztalt földrengés gyakoriság stacionárius. Alkalmazása során négy fő feladatot kell megoldani, melyek a következők:

1. földrengési forrásterületek kijelölése,
2. rengések gyakoriságának meghatározása az egyes forrásterületeken,
3. a veszélyeztetettség jellemzésére kiválasztott paraméter (földrengés intenzitás) távolság szerinti gyengülésének becslése,
4. veszélyeztetettség számítása.

Valamennyi pont az alábbiakban részletes ismertetésre kerül s a Paks térségére vonatkozó eredményeket külön fejezet foglalja össze.

1. Földrengések forrásterületei

Az alkalmazott földrengés veszélyeztetettség módszer első lépése a rengések forrásterületeinek kijelölése. Ez rendszerint vitára ad alkalmat, mivel a forrásterületek körülhatárolásának ismervei nincsenek definiálva. Ami biztos az az, hogy egy földrengési forrásterületnek földrengéseket tartalmaznia kell. Esetenként a forrásterületek kijelölését a tektonikai elméletek jelentősen befolyásolják.

Téves és a nemzetközi ajánlásoknak nem megfelelő azonban az a felfogás, mely a földrengés kockázat vizsgálatá során a tektonikai ismereteknek vagy elképzeléseknek túl nagy — a szeizmicitásnál is nagyobb — jelentőséget tulajdonít. Belátható, hogy egy törésvonal léte önmagában

(szeizmicitás ismerete nélkül) nem sokat mond a földrengés veszélyről, hiszen — ha a törésvonal mentén rengések keletkezéséről nincs tudomásunk — hogyan lehetne ott a földrengés gyakoriságot meghatározni? A gyakoriság ismeretére pedig minden jelenleg ismert szeizmikus veszélyeztetettségi módszer alapvetően épít.

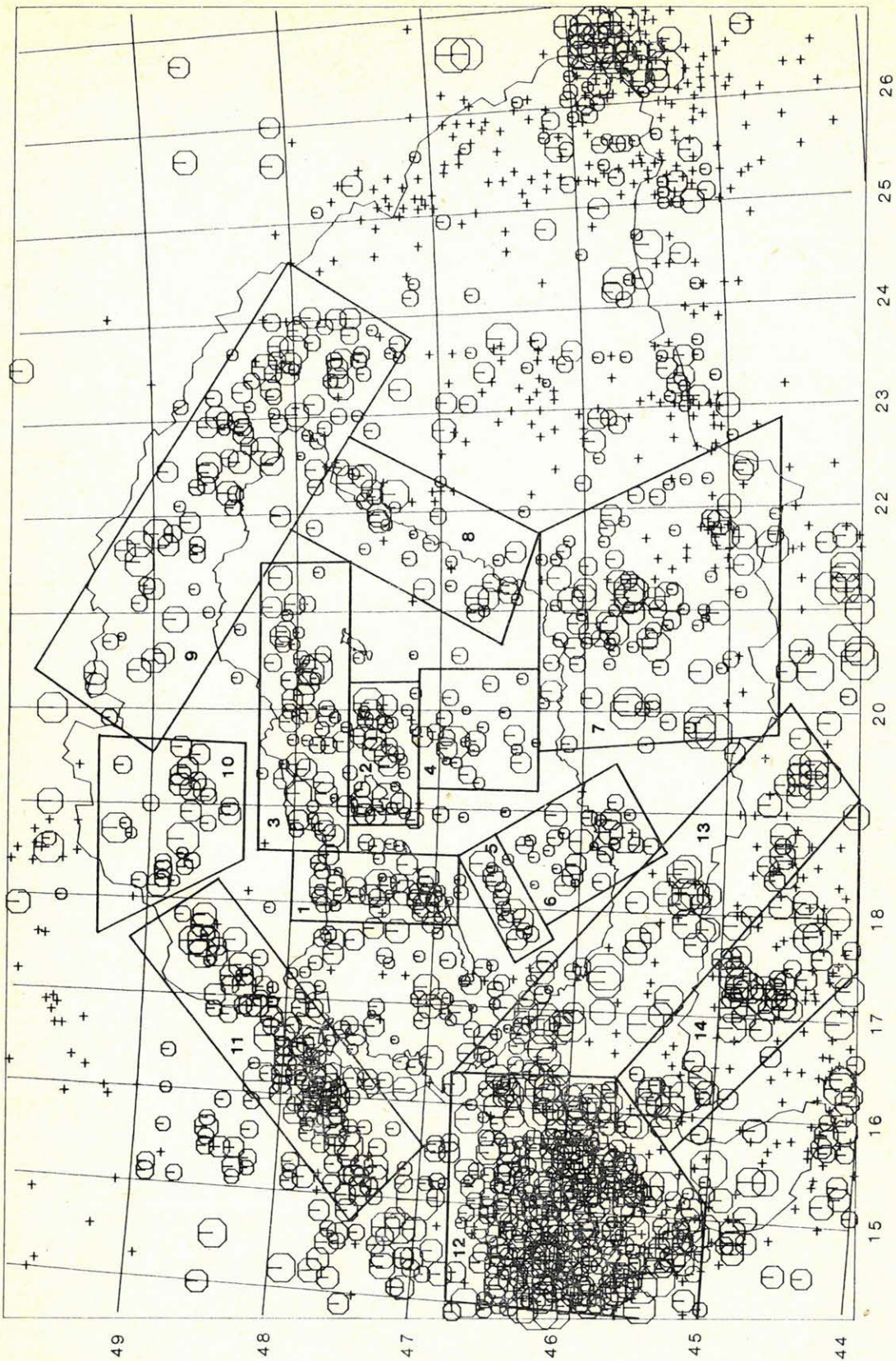
Magyarán, egy terület tektonikai ismerete nélkül, — kellő szeizmicitás mellett — az alkalmazott földrengés kockázati módszerek minden nehézség nélkül képesek valószínűségi veszélyeztetettséget számolni egy tetszőlegesen kiválasztott helyre. Ellenben olyan módszer még nem született, mely földrengések felhasználása nélkül szeizmikus kockázatot becsülne.

A fentiek miatt nyilvánvaló, hogy a földrengési forrásterületek kijelölésénél lényegében a tapasztalt szeizmicitásra támaszkodtunk. Ezzel nem azt állítjuk, hogy nem fontos az egyéb földtudományi ismeretek, tektonikai, geológiai, geodéziai, geofizikai adatok összegyűjtése, de a veszélyeztetettség becslésében viselt szerepüknek megfelelő helyen kell, hogy szerepeljenek.

Az általunk ily módon meghatározott forrásterületeket az 1. ábra szemlélteti. Összesen 14 forrásterület került kijelölésre. Megjegyzendő, hogy valójában van egy 15. forrásterület is, melyet a vizsgált hely (Paks) 150 km-es környezetében keletkezett azon földrengések jellemeznek, melyek nem tartoznak a kijelölt 14 forrásterület egyikéhez sem. Vagyis az ún. „háttér szeizmicitás” (lásd 4. fejezet) is figyelembe lett véve a szeizmikus kockázat számításakor.

Az egyes forrásterületek nagysága, ill. az általuk tartalmazott rengések gyakorisága természetesen meghatározó lehet adott vizsgálati pontra, azonban a forrásterület megváltoztatása csak akkor jelenthet érdemi változást a veszélyeztetettségben, ha az együttjár jelentős területi, ill. rengésgyakoriság változással. (Lényeges e kérdésnél, hogy a változtatott forrásterülettől mekkora távolságban helyezkedik el a vizsgált pont.) E hatás tanulmányozására megváltoztattuk a 4. forrásterület alakját a 2. ábrán feltüntetett módon. (Szaggatott vonal jelöli a módosított 4. forrászónát, mely a vizsgált helyhez (Paks) közel helyezkedik el, s nagysága jelentősen (több mint 50%-kal) csökkent az eredeti területhez képest.) Vizsgálataink szerint azonban az ily módon meghatározott rengésgyakoriság

* MTA Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézet, Budapest

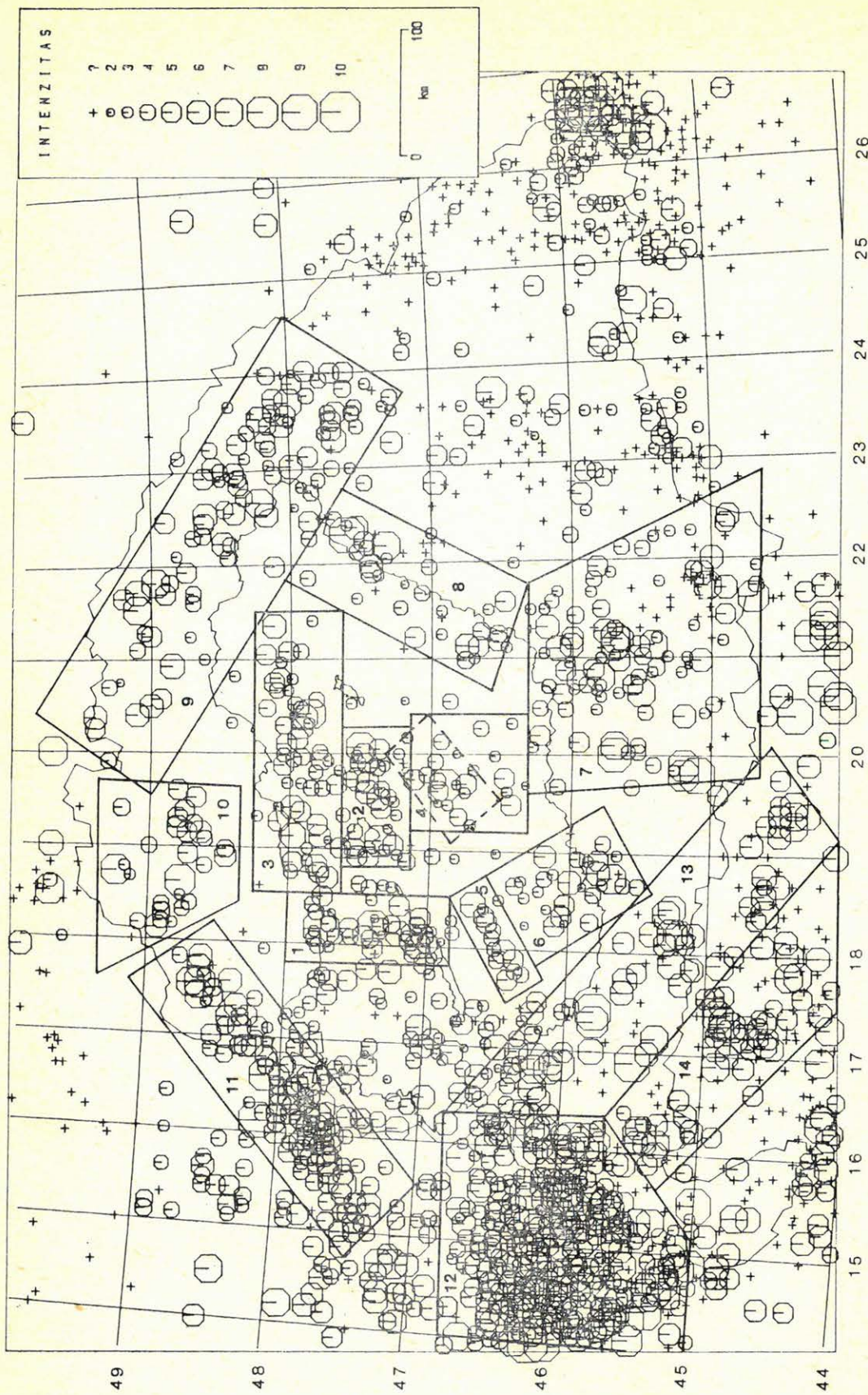


Geo 90/13-1

1. ábra. Földrengési forrásterületek

Рис. 1. Территории сейсмических источников

Fig. 1. Earthquake source zones



Geo 90/13-2

2. ábra. Földrendési forrásterületek a 4. forrásterület módosításával
 Рус. 2. Территории сейсмических источников при модифицировании четвертой территории источника
 Fig. 2. Earthquake source zones with the modification of source area 4

Pakson a legrosszabb esetben is csak 2%- körüli értékkel tér el a végeredményként kapott gyakoriságtól (lásd 5. fejezet), vagyis ennek hatása elhanyagolható.

2. Földrendések gyakorisága

Az itt tárgyalt statisztikai becslések célja az, hogy az egyes forrásterületekre meghatározzuk a

$$\log N = a + bI_0 \quad (1)$$

gyakorisági összefüggést, ahol

N — az I_0 epicentrális intenzitásnál nagyobb földrengések száma,

a, b — állandó értékek, melyek jellemzik a vizsgált terület szeizmicitását.

Ennek vizsgálatához a Kárpát-medence földrengéseit tartalmazó katalógus (Zsíros *et al.*, 1988) felújított változata szolgált alapul. Mivel a veszélyeztetettségi módszer a földrengések keletkezését Poisson-folyamatként kezeli, a földrengés gyakoriság meghatározásánál az elő- és utórengéseket

— minthogy azok nem követik a Poisson-eloszlást — nem vettük figyelembe. Természetesen a vizsgálatból kimaradtak azok a rengések is, melyek keletkezési helye, ill. epicentrális intenzitása nagyon bizonytalan. (Az ilyen rengések epicentrális pontossága E , míg intenzitás pontossága K jelzéssel szerepel a katalógusban.) Mindezeket túl a földrengés gyakoriság meghatározásának sarkalatos pontja az adatkészlet homogenitása, teljessége. A fenti adatbázis vizsgálata alapján úgy találtuk, hogy adatkészletünket $I_0 \geq 8^\circ$ esetén 1700-tól, $8^\circ > I_0 \geq 7^\circ$ esetén 1800-tól, $7^\circ > I_0 \geq 6^\circ$ esetén 1850-től, s $6^\circ > I_0 \geq 5^\circ$ esetén 1880-tól tekinthető teljesnek. A fentiek alapján a földrengések gyakorisága a következő képet mutatja az egyes forrásterületeken:

Jelölések:

I_0 — epicentrális intenzitás (MSK),

N — rengések éves kumulatív száma,

T — ismétlődési periódus években.

1. forrásterület

I_0	5°	6°	7°	8°	9°
N	0,1803	0,0394	0,0287	0,0103	0,0034
T	5,5	25,4	34,8	96,7	290,0

$$\log N = 1,193(+/-0,099) - 0,403(+/-0,016)I_0$$

2. forrásterület

I_0	5°	6°	7°	8°	9°
N	0,0828	0,0328	0,0078	0,0052	—
T	12,1	30,5	128,2	193,3	—

$$\log N = 1,010(+/-0,094) - 0,423(+/-0,013)I_0$$

3. forrásterület

I_0	5°	6°	7°	8°	9°
N	0,1553	0,0417	0,0096	0,0017	—
T	6,4	24,0	104,2	580,0	—

$$\log N = 2,494(+/-0,046) - 0,652(+/-0,007)I_0$$

4. forrásterület

I_0	5°	6°	7°	8°	9°
N	0,0876	0,0149	0,0113	0,0034	—
T	11,4	67,1	88,5	290,0	—

$$\log N = 1,005(+/-0,133) - 0,435(+/-0,023)I_0$$

5. forrásterület

I_0	5°	6°	7°	8°	9°
N	0,0497	0,0133	0,0026	—	—
T	20,1	75,2	380,0	—	—

$$\log N = 1,923(+/-0,032) - 0,544(+/-0,005)I_0$$

6. forrásterület

I_0	5°	6°	7°	8°	9°
N	0,0631	0,0222	0,0043	0,0017	—
T	15,8	45,0	232,6	580,0	—

$$\log N = 1,527(+/-0,065) - 0,542(+/-0,010)I_0$$

7. forrásterület

I_0	5°	6°	7°	8°	9°
N	0,2684	0,1502	0,0645	0,0224	0,0052
T	3,7	6,7	15,5	44,6	193,3

$$\log N = 1,673(+/-0,103) - 0,425(+/-0,016)I_0$$

8. forrásterület

I_0	5°	6°	7°	8°	9°
N	0,0775	0,0230	0,0087	0,0034	0,0034
T	12,9	43,5	114,9	290,0	290,0

$$\log N = 0,533(+/-0,137) - 0,355(+/-0,019)I_0$$

9. forrásterület

I_0	5°	6°	7°	8°	9°
N	0,3182	0,0786	0,0316	—	—
T	3,1	12,7	31,7	—	—

$$\log N = 2,454(+/-0,011) - 0,566(+/-0,002)I_0$$

10. forrásterület

I_0	5°	6°	7°	8°	9°
N	0,1011	0,0329	0,0043	0,0017	—
T	10,0	30,4	232,6	580,0	—

$$\log N = 2,131(+/-0,100) - 0,621(+/-0,015)I_0$$

11. forrásterület

I_0	5°	6°	7°	8°	9°
N	1,2306	0,2306	0,0770	0,0138	—
T	0,8	4,3	13,0	72,5	—

$$\log N = 3,632(+/-0,370) - 0,733(+/-0,052)I_0$$

12. forrásterület

I_0	5°	6°	7°	8°	9°
N	4,9278	2,4233	0,3447	0,0500	0,0121
T	0,2	0,4	2,9	20,0	82,9
	10°				
N	0,0034				
T	290,0				

$$\log N = 4,201(+/-0,125) - 0,673(+/-0,021)I_0$$

13. forrásterület

I_0	5°	6°	7°	8°	9°
N	0,5671	0,3444	0,1444	0,0207	0,0069
T	1,8	2,9	6,9	48,3	45,0

$$\log N = 2,457(+/-0,152) - 0,505(+/-0,024)I_0$$

14. forrásterület

I_0	5°	6°	7°	8°	9°
N	0,5346	0,2073	0,0787	0,0155	0,0034
T	1,9	4,8	12,7	64,4	290,0

$$\log N = 2,596(+/-0,099) - 0,552(+/-0,015)I_0$$

Háttér szeizmicitás

(Paks azon 150 km-es környezetében, mely kívül esik az előző 14 forrásterület területén)

I_0	5°	6°	7°	8°	9°
N	0,1090	0,0347	0,0026	—	—
T	9,2	28,8	380,0	—	—

$$\log N = 3,198(+/-0,148) - 0,811(+/-0,025)I_0$$

A gyakorisági összefüggés alkalmazásánál valamennyi forrásterülethez egy felső I_{\max} értéket kell rendelni, melynél nagyobb epicentrális erősségű

földrengés a kérdéses területen nem várható. A történelmi szeizmicitás alapján az I_{\max} értéket a 12. forrásterületben 10° -nak, a többi forrásterületen pedig 9° -nak választottuk. Tehát e határértékeknél nagyobb erejű földrengések keletkezését kizártuk.

3. Intenzitás gyengülés vizsgálata

Ahhoz, hogy egy adott pontban meghatározzuk a szeizmikus veszélyeztetettséget, ismernünk kell a veszélyeztetettség jellemzésére kiválasztott paraméter (földrengés, intenzitás, gyorsulás, sebesség, elmozdulás) távolság szerinti változását, gyengülését. E célból mérni szokták a földrengések által keltett legnagyobb talajmozgási paramétereket (a_{\max} , v_{\max} , s_{\max}) különböző epicentrális távolságokban, s megszerkesztik ezen paraméterek átlagos gyengülési görbéit. Mivel a talajmozgási paraméterek gyengülési görbéit a Kárpát-medencében nem ismerjük, a szeizmikus veszélyeztetettség számításához — mint egyedüli megfigyelési anyagra — a földrengési intenzitás értékek gyengülési görbéire támaszkodhatunk. Az intenzitás gyengülés általánosan használt modelljét (pld. Neumann, 1954, Cornell, Merz, 1974, Gupta, Nuttli, 1976) az alábbi összefüggés reprezentálja:

$$I = c_1 + c_2 I_0 + c_3 \ln R \quad (2)$$

ahol:

c_1, c_2, c_3 — állandók,

I_0 — epicentrális intenzitás,

R — epicentrális távolság (km),

I — átlag intenzitás R epicentrális távolságban.

Az epicentrum néhány kilométeres környezetében azonban feltételeztük, hogy a megrázottság azonos az epicentrális intenzitással, azaz

$$I = I_0 \quad \text{ha} \quad R \leq R_0 \quad (3)$$

$$\text{ahol} \quad R_0 = \exp \frac{I_0(1 - c_2) - c_1}{c_3}$$

A (2) összefüggés állandóinak meghatározásához a Pannon-medence legjobb észlelési anyagával rendelkező földrengéseit használtuk fel. Csak azokra a rengésekre támaszkodtunk, ahol az epicentrális intenzitás mellett legalább három izoszeizta adatai rendelkezésre álltak. Az átlagos intenzitás gyengülés meghatározásában felhasznált 30 földrengési adatait az 1. táblázat foglalja össze.

I_K — k izoszeizta értéke, R_K — I_K izoszeizta átlagos sugara. A legkisebb négyzetek módszerével végzett illesztés alapján a (2) összefüggés konstansainak értékei: $c_1 = 2,36$, $c_2 = 0,90$, $c_3 = -1,22$. Az $R > R_0$ esetén tehát a veszélyeztetettség becslésében felhasznált összefüggés:

$$I = 2,36 + 0,9I_0 - 1,22 \ln R \quad (4)$$

míg az intenzitás reziduálok szórása: $\sigma_I = 0,59$.

Ennek megfelelően az EQRISK programban (lásd 4. fejezet) alkalmazott intenzitás gyengülését a 3. ábra szemlélteti.

Dátum	Időpont (GTM)	Epicentrum	I_0	I_K	R_K (km)	Dátum	Időpont (GTM)	Epicentrum	I_0	I_K	R_K (km)
1763. 06. 28. (05 h 28 m)		47.75 18.16	9°	7°	18	1937. 06. 10. (01 h 43 m)	48.12 21.35	6°	6°	5°	12
				6°	29					4°	25
				5°	74					2,5°	48
				4°	101						
				3°	152						
1783. 04. 22. (02 h 45 m)		47.75 18.16	8°	5°	50	1939. 03. 23. (05 h 44 m)	47.43 21.97	6°	5,5°	5°	21
				4°	87					4°	55
				2°	181					3°	85
1810. 01. 14. (17 h 09 m)		47.38 18.20	8°	7,5°	8	1950. 08. 31. (17 h 22 m)	44.9 17.4	8°	7°	7°	8
				6°	25					6°	16
				4°	64					5°	31
1834. 10. 15. (06 h)		47.60 22.30	9°	8°	20	1951. 02. 20. (00 h 14 m)	47.97 19.13	6,5°	6°	6°	16
				7°	78					5°	31
				6°	125					4°	51
1888. 08. 16. (04 h 25 m)		47.55 18.17	5°	4°	14	1953. 09. 13. (08 h 02 m)	47.03 17.17	6,5°	5°	4°	10
				3°	24					4°	27
				2°	38					3°	41
1893. 03. 11. (09 h 25 m)		47.99 23.03	6°	5°	13	1956. 01. 12. (05 h 46 m)	47.35 19.09	8°	7°	7°	20
				4°	22					6°	36
				3°	33					5°	57
1892. 06. 22. (01 h 35 m)		46.68 18.45	6,5°	6°	6	1956. 03. 31. (14 h 07 m)	46.98 17.00	6°	5°	4°	15
				5°	13					4°	24
				4°	22					3°	37
				2,5°	42						
1903. 06. 26. (04 h 28 m)		47.90 20.38	6,5°	6°	9	1956. 05. 02. (11 h 48 m)	47.03 16.95	5°	4°	4°	11
				3,5°	39					3°	18
				2,5°	58					2°	28
1908. 05. 28. (08 h 26 m)		46.90 19.68	7°	5,5°	31	1956. 12. 14. (00 h 12 m)	47.92 20.27	5,5°	5°	5°	12
				4,5°	48					4°	21
				3,5°	74					3°	33
				3°	91						
				2°	135						
1911. 07. 08. (01 h 02 m)		46.90 19.68	8°	7,5°	12	1959. 05. 27. (20 h 38 m)	45.7 21.1	7,5°	6°	6°	12
				6,5°	31					5°	23
				5,5°	51					4°	55
				4,5°	78						
				3,5°	118						
1925. 01. 31. (07 h 05 m)		47.90 20.38	7,5°	7°	5	1960. 10. 22. (19 h 17 m)	45.6 21.1	6°	5°	5°	23
				6°	10					4°	47
				4°	25					3°	85
1927. 03. 04. (09 h 22 m)		47.20 18.13	6,5°	4°	6	1969. 10. 27. (08 h 10 m)	44.75 17.2	8°	7°	7°	45
				2,5°	9					6°	80
				2°	11					5°	113
1929. 11. 05. (07 h 50 m)		46.75 19.69	5°	4,5°	14	1979. 03. 08. (01 h 20 m)	47.70 23.50	5,5°	5°	5°	9
				4°	21					4°	21
				3,5°	28					3°	36
1930. 08. 22. (05 h 49 m)		47.98 19.43	6°	5°	15	1979. 03. 30. (15 h 56 m)	47.68 23.30	6,5°	6°	6°	9
				4°	26					5°	18
				3°	40					4°	36
1931. 04. 07. (01 h 35 m)		48 17 22.53	6°	5°	10	1985. 08. 15. (04 h 29 m)	47.11 18.13	6,5°	5,5°	5,5°	23
				4°	19					5°	53
				3°	31					4°	112

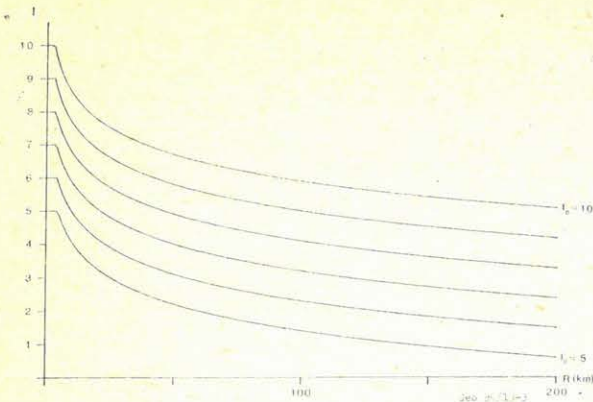
4. Veszélyeztetettség becslése

A számítások lényegi alapját a „teljes valószínűség elmélete” adja:

$$P[A] = \int \int P[A | s \text{ és } r] f_S(s) f_R(r) ds dr \quad (5)$$

ahol P a valószínűséget jelenti, A az eseményt, melynek valószínűségét keressük; az S és R pedig folytonos, egymástól független véletlenszerű változók, melyek befolyásolják az A eseményt.

Vagyis annak valószínűségét, hogy az A esemény,



3. ábra. Intenzitás gyengülés az epicentrális távolság függvényében

Рис. 3. Ослабление интенсивности в функции от эпицентрального расстояния

Fig. 3. Attenuation curves of intensity vs. epicentral distance

fellép megkapjuk, ha összeszorozzuk adott s és r értékekhez tartozó A esemény feltételes valószínűségét az s és r paraméterek egymástól független valószínűségi sűrűség függvényeivel, s az összes s és r lehetséges értékein keresztül integráljuk.

Jelen esetben az A azt az eseményt jelenti, amikor földrengés hatására a vizsgált pontban a földmozgás egy adott szintet meghalad. A földmozgást jellemezheti a földrengési intenzitás, maximális gyorsulás, sebesség vagy egyéb paraméter. Az (5) egyenletben esetünkben s jelenti a földrengés méretét (magnitúdóját vagy epicentrális intenzitását), az r pedig a vizsgált helytől való távolságot. Egy adott helyen az I (véletlenszerű) földmozgás s és r szerinti feltételes eloszlásának meghatározásához a normális eloszlást tételeztük fel. A földmozgás (feltételes) eloszlásának átlagát az alábbi formula reprezentálja:

$$m_I(s, r) = c_1 + c_2 s + c_3 \ln(r + r_0) \quad (6)$$

ahol c_1, c_2, c_3 és r_0 állandók, s a földrengés mérete, r pedig az epicentrális, ill. hipocentrális távolság. Normális eloszlást feltételezve és a (6) egyenletet felhasználva írhatjuk:

$$P[A | s \text{ és } r] = P[I > i | s \text{ és } r] = \Phi^* \times \left(\frac{1 - c_1 - c_2 s - c_3 \ln(r + r_0)}{\sigma_I} \right) \quad (7)$$

ahol Φ^* a normalizált normális eloszlás kumulatív komplementere, σ_I pedig s és r paraméterektől függetlennek feltételezett szórás.

Tekintsük most a földrengés méretének, a magnitúdónak az eloszlását. Feltételezzük, hogy azon földrengések száma (n_M), melyek magnitúdója meghaladja az M értéket kielégíti az alábbi összefüggést (Richter, 1958)

$$\log n_M = a - bM \quad (8)$$

ahol a és b konstansok jellemzik a vizsgált forrásterületet. Feltételezve, hogy a forrásterületen az egymást követő földrengések méretei (magnitúdói)

egymástól függetlenek, a (8) egyenletből adódik, hogy valamennyi rengésre a magnitúdó kumulatív eloszlása a következő:

$$F_M(m) = k [1 - \exp\{-\beta(m - m_0)\}]; \quad m_0 \leq m \leq m_1 \quad (9)$$

ahol m_0 és m_1 a forrásterületen keletkező földrengések alsó, ill. felső határa. Továbbá

$$\beta = b \ln 10 \quad (10)$$

$$k = [1 - \exp\{-\beta(m_1 - m_0)\}]^{-1}$$

A (9) egyenletből következik, hogy a magnitúdó sűrűségfüggvény

$$f_M(m) = \beta k \exp\{-\beta(m - m_0)\}; \quad m_0 \leq m \leq m_1 \quad (11)$$

Behelyettesítve a (7) és (11) összefüggéseket az (5) egyenletbe, kapjuk:

$$P[I > i] = \int_r \int_{m_2}^{m_1} \Phi^* \left(\frac{1 - c_1 - c_2 m - c_3 \ln(r + r_0)}{\sigma_I} \right) \times \beta k \exp\{-\beta(m - m_0)\} f_R(r) dm dr \quad (12)$$

További átalakításokkal (Cornell, 1971, Merz, Cornell, 1973) a (12) összefüggés az alábbi alakra hozható:

$$P[I > i] = \int_r \left[(1 - k) \Phi^*(z/\sigma_I) + k \Phi^*(z'/\sigma_I) + \frac{\beta c_3}{c_2} \exp\left(-\frac{i\beta}{c_2} + \frac{\beta c_1}{c_2} + \beta m_0 + \frac{\beta^2 \sigma_I^2}{2c_2^2}\right) + \left[\Phi^*\left(\frac{z - \beta \sigma_I^2/c_2}{\sigma_I}\right) - \Phi^*\left(\frac{z' - \beta \sigma_I^2/c_2}{\sigma_I}\right) \right] f_R(r) dr \right] \quad (13)$$

ahol:

$$z = i - c_1 - c_2 m_1 - c_3 \ln(r + r_0)$$

$$z' = i - c_1 - c_2 m_0 - c_3 \ln(r + r_0)$$

Az $f_R(r)$ sűrűségfüggvény a forráshely (epicentrum) és a vizsgált hely közötti távolság függvénye. Magnitúdó helyett természetesen az epicentrális intenzitás is használható. Ekkor a (6) ill. (11) egyenletek a következő alakot öltik:

$$m_I(I_0, R) = c_1 + c_2 I_0 + c_3 \ln(R + r_0) \quad (14)$$

ahol I_0 epicentrális intenzitás, az R pedig epicentrális távolság; illetve a másik egyenlet

$$f_{I_0}(I_0) = \beta k \exp(-\beta(I_0 - I_0)), \quad I_0 \leq I \leq I_1 \quad (15)$$

ahol k és β (10) egyenlethez hasonló módon fejezhető ki. Az I földmozgással (intenzitással) kapcsolatos veszélyeztetettség meghatározása a (13) egyenlet numerikus integrálásával történik.

A földrengés kockázat gyakorlati becslését általában számítógépes programok segítségével végzik. Az általunk használt EQRISK-program (McGuire, 1976) igen hajlékony, könnyen kezelhető, s emellett jó hatásfokkal számol. A forrásterületek, mint bemeneti adatok, szinte bármilyen négyzetes alakban szerepelhetnek, melyek átfedhetik egymást, s egy forrásterületet több alforrásterületre is lehet bontani. Ezáltal a legkülön-

bőzőbb alakzatú forrászónák is kezelhetők. A vizsgált pont s egy adott forrásterület között a program kiszámítja a legkisebb s a legnagyobb távolságot. Ezután — ha a vizsgált pont a forrásterületen kívül található — a két távolság közötti részt a forrásterületen adott számú körívvel részterületekre bontja, s a forrásterületre vonatkozó teljes rengés gyakoriságot ezen részterületek nagyságának arányában szétosztja. Ha a vizsgált helyhez a forrásterület legközelebbi pontja 100 és 250 km között van, akkor a forrásterület részterületekre való bontása durvábban történik, s ha a távolság 250 és 500 km közötti, akkor a forrásterület teljes szeizmicitását a terület középpontjához (koordináták átlaga) rendeli. Az a forrásterület melynek legközelebbi pontja a vizsgált helytől több mint 500 km-re található, az a veszé-

lyezettettség vizsgálatában nem vesz részt. Ha a vizsgált hely egy adott forrásterületen fekszik, akkor a vizsgált helytől a forrásterület legközelebbi oldaláig adott számú körgyűrűt határoz meg a program, majd a fennmaradó forrásterületi részt az előzőekben vázolt módon közelíti.

A kijelölt forrásterületeken kívül tapasztalt „háttér szeizmicitás” is figyelembe vehető. E szeizmicitást a vizsgált hely 150 km-es sugarú területén azon rengések várható éves gyakorisága jellemzi, mely rengések kívül esnek a kijelölt forrásterületeken.

A program valamennyi forrásból kiszámítja a vizsgált helyre jutó földrengés intenzitást, s meghatározza a várható $I > I'$ intenzitás éves gyakoriságát, ahol I' egy tetszőlegesen választott érték. A veszélyezettettség számítása azzal a feltételezés-

2. Táblázat Таблица 2. Table 2:

I'	N (éves rengés gyakoriság)	$P(I > I', t=1000)$ kockázat	
4.0	.810—01 (.820—01, .802—01)	1.	(1. ,1.)
4.1	.672—01 (.683, .664—01)	1.	(1. ,1.)
4.2	.556—01 (.566—01, .547—01)	1.	(1. ,1.)
4.3	.458—01 (.468—01, .450—01)	1.	(1. ,1.)
4.4	.376—01 (.385—01, .369—01)	1.	(1. ,1.)
4.5	.308—01 (.316—01, .301—01)	1.	(1. ,1.)
4.6	.251—01 (.258—01, .245—01)	1.	(1. ,1.)
4.7	.204—01 (.209—01, .198—01)	1.	(1. ,1.)
4.8	.165—01 (.169—01, .160—01)	1.	(1. ,1.)
4.9	.133—01 (.136—01, .129—01)	1.	(1. ,1.)
5.0	.106—01 (.109—01, .103—01)	1.	(1. ,1.)
5.1	.848—02 (.874—02, .822—02)	1.	(1. ,1.)
5.2	.675—02 (.696—02, .653—02)	1.	(1. ,1.)
5.3	.535—02 (.551—02, .517—02)	.995	(.996, .994)
5.4	.422—02 (.435—02, .408—02)	.985	(.987, .983)
5.5	.332—02 (.342—02, .321—02)	.964	(.967, .960)
5.6	.260—02 (.268—02, .251—02)	.926	(.931, .919)
5.7	.203—02 (.209—02, .196—02)	.869	(.876, .859)
5.8	.158—02 (.163—02, .152—02)	.794	(.804, .781)
5.9	.122—02 (.126—02, .118—02)	.705	(.716, .693)
6.0	.944—03 (.974—03, .912—03)	.611	(.622, .598)
6.1	.727—03 (.749—03, .702—03)	.517	(.527, .504)
6.2	.558—03 (.575—03, .538—03)	.428	(.347, .416)
6.3	.426—03 (.439—03, .411—03)	.347	(.355, .337)
6.4	.325—03 (.335—03, .313—03)	.277	(.285, .269)
6.5	.246—03 (.254—03, .238—03)	.218	(.224, .212)
6.6	.186—03 (.192—03, .180—03)	.170	(.175, .165)
6.7	.140—03 (.145—03, .135—03)	.131	(.135, .126)
6.8	.105—03 (.109—03, .102—03)	.100	(.103, .097)
6.9	.788—04 (.814—04, .759—04)	.076	(.078, .073)
7.0	.587—04 (.607—04, .565—04)	.057	(.059, .055)
7.1	.436—04 (.451—04, .419—04)	.043	(.044, .041)
7.2	.323—04 (.335—04, .310—04)	.032	(.033, .031)
7.3	.238—04 (.248—04, .228—04)	.024	(.025, .023)
7.4	.176—04 (.183—04, .168—04)	.0174	(.0181, .0167)
7.5	.129—04 (.135—04, .123—04)	.0128	(.0134, .0122)
7.6	.950—05 (.996—05, .902—05)	.0095	(.0099, .0090)
7.7	.699—05 (.736—05, .661—05)	.0070	(.0073, .0066)
7.8	.515—05 (.545—05, .485—05)	.0051	(.0054, .0048)
7.9	.381—05 (.404—05, .357—05)	.0038	(.0040, .0036)
8.0	.282—05 (.301—05, .263—05)	.0028	(.0030, .0026)
8.1	.210—05 (.225—05, .195—05)	.0021	(.0022, .0020)
8.2	.157—05 (.169—05, .145—05)	.0016	(.0017, .0015)
8.3	.117—05 (.127—05, .108—05)	.0012	(.0013, .0011)
8.4	.879—06 (.958—06, .802—06)	.00088	(.00096, .00080)
8.5	.659—06 (.722—06, .599—06)	.00066	(.00072, .00060)
8.6	.494—06 (.543—06, .447—06)	.00049	(.00054, .00045)
8.7	.369—06 (.407—06, .332—06)	.00037	(.00041, .00033)
8.8	.247—06 (.303—06, .245—06)	.00027	(.00030, .00025)
8.9	.201—06 (.224—06, .180—06)	.00020	(.00022, .00018)
9.0	.147—06 (.164—06, .131—06)	.00015	(.00016, .00013)

sel történik, hogy a földrengések időbeni eloszlása Poisson-eloszlást alkot. Ekkor a veszélyeztetettséget, vagyis azt a $P(I > I', t)$ valószínűséget, hogy adott t időszak alatt, a vizsgált helyen $I > I'$ intenzitású megrázottság keletkezik, az alábbi módon számíthatjuk:

$$P(I > I', t) = 1 - \exp(-Nt) \quad (16)$$

ahol

t — vizsgált időszak (években),

N — kumulatív gyakoriság

5. Eredmények

Felhasználva a forrásterületek eloszlását (1. ábra), a forrásterületekre megállapított rengés gyakoriságokat (lásd 2. fejezet), s az intenzitás gyengülésre kapott (4) összefüggést, meghatároztuk a Pakson ($\Phi = 46,63$, $\lambda = 18,85$) várható éves rengésgyakoriságot (N), s az 1000 évre vonatkozó veszélyeztetettséget ($P(I > I', t = 1000)$), a $4^\circ \leq I \leq 9^\circ$ intenzitás intervallumban. Az eredményeket a 2. táblázatban foglaltuk össze, ahol zárójelben feltüntettük azon gyakorisági, ill. veszélyeztetettségi értékeket is, melyek a rengésgyakorisági összefüggések (lásd 2. fejezet) szórásai alapján adódtak.

A (16) összefüggés alapján természetesen bármely t időszakra számítható a veszélyeztetettség. Ha a kockázat mértékét 30%, 10% ill. 5%-nak vesszük, és vizsgáljuk a $t = 100, 500, 1000$ és 10 000 éves időszakokat, akkor Pakson az adott időszakok alatt, a fenti veszélyeztetettségi szintek mellett várható intenzitás értékek — (16) összefüggés és 2. táblázat felhasználása alapján — az alábbiak.

3. Táblázat Таблица 3. Table 3

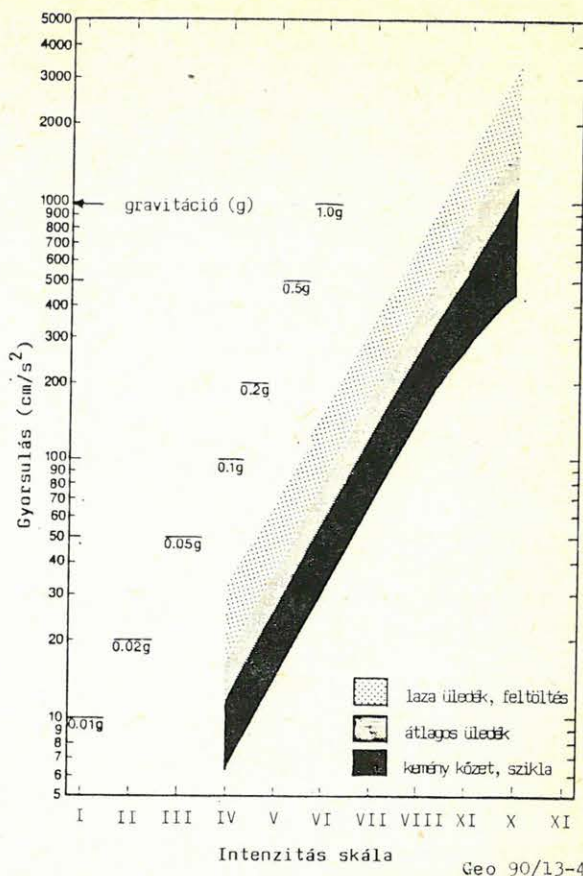
Időszak (t) (év)	Kockázati szint (P)		
	30 %	10 %	5 %
100	5,47	5,96	6,23
500	6,12	6,56	6,81
1 000	6,37	6,80	7,05
10 000	7,17	7,57	7,80

Vagyis pld. 10 000 éves időszakra azt mondhatjuk, hogy 95% valószínűséggel Pakson nem keletkezik 7,8 intenzitásnál nagyobb földrengés. Természetesen a (16) összefüggés és a 2. táblázat segítségével bármely időszakra és kockázati szintre meghatározható a Pakson várható földrengés intenzitás.

A földrengés intenzitáshoz tartozó gyorsulás értékekről csak irodalmi adatok (Leeds, 1973) alapján tudunk tájékoztatást adni. A két paramétert összehasonlító vizsgálatok száma egyrészt kevés, másrészt az adatok jelentősen szórnak. A 4. ábra szemlélteti az egyes földrengés intenzitásokhoz rendelhető maximális gyorsulás értékek eloszlását különböző szilárdságú altalajok esetén.

IRODALOM

Algermissen, S. T., Perkins, M. O. 1976. A probabilistic estimate of maximum acceleration in rock in the contiguous United States. U. S. Geological Survey, Open-File Report, 76—416.



4. ábra. Földrengés intenzitás és a gyorsulás kapcsolata különböző altalajok esetén (Leeds, 1973)

Рис. 4. Связь сейсмической интенсивности и ускорения в случае различных грунтов основания

Fig. 4. Earthquake acceleration vs. intensity for different foundation conditions (Leeds, 1973)

Cornell, C. A., 1968. Engineering seismic risk analysis. Bull. Seism. Soc. Am., 58, 1503—1606.
 Cornell, C. A., 1971. Probabilistic analysis of damage to structures under seismic load, In: Howell, D. A., Haigh, I. P., Taylor, C., Dynamic waves in civil engineering, London, Interscience, 473—488.
 Cornell, C. A., Merz, H. A., 1974. Seismic risk analysis of Boston, Jour. Struc. Div., Proc. Civil Engineers, 101, 2027—2043.
 Gupta, I. N., Nuttli, O. W., 1976. Spatial attenuation of intensities for Central U. S. earthquakes. Bull. Seism. Soc. Am., 66, 743—751.
 Leeds, D. J., 1973. The sedin earthquake. In: Moran, D. E., Slosson, J. E., Stone, R. O., Yelverton, C. A. (eds.), Geology, seismicity, and environmental impact, Assoc. Eng. Geol., Special Publication, University Publishers, Los Angeles, CA, 337—347.
 Merz, H. A., Cornell, C. A., 1973. Seismic risk analysis based on a quadratic magnitude-frequency law, Bull. Seism. Soc. Am., 63, 1999—2006.
 Neumann, F., 1954. Earthquake intensity and related ground motion. Seattle, Univ. of Washington Press, pp. 77.
 McGuire, R., 1976. EQRISK Evaluation of earthquake risk to site. U. S. Geological Survey, Open-File Report 76—67.
 Richter, C. F., 1958. Elementary seismology. San Francisco, W. H. Freeman and Co., pp. 768.
 Zsíros, T., Mónus, P., Tóth, L., 1988. Hungarian earthquake catalog (456—1986), Geod. and Geophys. Res. Inst., Budapest, pp. 1982.

Szintetikus szeizmogramok felhasználása a telephelyen várható, földrengés által okozott gyorsulás időfüggvényének meghatározására

M Ó N U S P É T E R *

A dolgozat a kritikus műtárgyak tervezésénél figyelembe veendő, földrengés által okozott gyorsulások meghatározásával foglalkozik. A gyorsulás-idő függvényt elméleti szeizmogram számításával alkotja meg. A konkrét példa a Paksi Atomerőmű közelében feltételezett földrengés hatásait vizsgálja.

В статье описывается определение ускорений, вызванных землетрясением, которые надо принимать во внимание при планировании критических искусственных инженерных сооружений. Зависимость ускорение-время определяется по теоретической сейсмограмме. На конкретном примере исследуется влияние предполагаемого землетрясения вблизи Пакишской АЭС.

Present paper deals with the determination of acceleration caused by earthquakes to be considered in the designing process of critical buildings. The entire acceleration — time function is determined with the help of synthetic seismogram calculation. The example shows the possible effects of an earthquake which would occur in the vicinity of the Paks Nuclear Power Plant.

Bevezetés

Kritikus létesítmények (gát, atomerőmű stb.) tervezése során mindenképpen figyelembe kell venni a telephelyen valószínűsíthető, földrengés által okozott gyorsulásokat. Leggyakrabban a várható gyorsulás csúcserőértékét használják, de ennél sokkal hasznosabb információ a teljes gyorsulás-idő függvény (accelerogram).

A talajmozgás gyorsulásának valószínűsíthető csúcserőértékét — amely tulajdonképpen a földrengés-intenzitással kapcsolatos — a terület szűkebb és bővebb környezetének szeizmicitásából megfelelő statisztikai módszerekkel ki lehet számítani.

A telephelyen várható talajmozgás-gyorsulás — idő függvény (ún. strong motion data) meghatározása már nehezebb. Eddig az az eljárás volt általános, hogy a Föld valamely pontján kipattant földrengés fészkeinek közvetlen közelében regisztrált gyorsulásgramokat vették alapul — megfelelő talajátviteli korrekcióval — a számításokhoz. Természetesen lehetőleg olyan gyorsulásgramot kell ilyenkor választani, amelynél a mérési helyszín földtani felépítése a lehető legjobban hasonlít a szóban forgó telephely szerkezetéhez. Ez nagyban megnehezíti a módszer alkalmazását, mivel viszonylag kicsi a választék az ilyen gyorsulásgramokban, hiszen az erős talajmozgásokat is megfelelően regisztrálni képes gyorsulásmérőkből (ún. strong motion accelerometer) meglehetősen kevés működik, nem túl régen alkalmazzák ezeket, az az eset pedig még ritkább, hogy egy ilyen műszer közvetlen közelében pattan ki egy nagy, károkat is okozó földrengés.

Az utóbbi évtizedek szeizmológiai kutatásainak eredményeképp egyre érthetőbbé váltak azok a folyamatok, amelyek egy földrengés során a földkéregben, a rengés fészkeiben lezajlanak. A megfelelő matematikai modellek megalkotása lehetővé tette azt, hogy e folyamatokat modellezzük, végül is képessé váltunk arra, hogy a földkéreg fizikai paramétereinek ismeretében elméletileg meghatározzuk egy földrengés következtében fellépő talajmozgásokat, vagyis megalkossuk az ún. elméleti, vagy szintetikus szeizmogramot/gyorsulásgramot.

A szintetikus szeizmogram alkalmazása a tervezésnél kiegészíti, esetleg teljesen kiválthatja az előbb ismertetett módszert, vagyis az adatbankból nyert gyorsulásgramok felhasználását. Előnye lehet azzal szemben az, hogy a számításoknál a kérdéses térség földtani szerkezetét, és szeizmológiai viszonyait (uralkodó fészkekmélység, fészkekméchanizmus stb.) maradéktalanul tekintetbe lehet venni.

A szintetikus szeizmogram számítás az erős talajmozgások modellezésének egyre fontosabb eszközévé válik a tervezés folyamatában (Aki, 1982). Nagymértékben érvényes ez a litoszférelémezések határától távoli területekre, mint amilyen Magyarország is, ahol a közelből regisztrált erős talajmozgásadatoknak különösen híjával vagyunk.

A földrengés keltette talajmozgás matematikai leírása

Az elméleti szeizmogramok számításánál általában négy alapvető operátort vesznek figyelembe (HelMBERGER, 1983). Ezek a földrengéskor lejátszódó fizikai folyamatok különböző fázisait reprezentálják: az $I(t)$ a műszer (szeizmográf) átvitelét jellemzi, az $A(t)$ a közeg csillapító hatását írja le, a fészkefolyamatokat az $S(t)$, és a hullám

* MTA Geodéziai és Geofizikai Intézet, Budapest

terjedését az $M(t)$ operátor jellemzi. A szintetikus szeizmogram ($SS(t)$) egy háromszoros konvolúció eredménye:

$$SS(t) = I(t) * A(t) * M(t) * S(t)$$

Ha ismernénk a felsorolt operátorok mindegyikét, nagyon egyszerű volna a szeizmogramok számítása, vagyis egy földrengés által keltett talajmozgás szimulációja. Azonban általában csak az első, a szeizmográf átvitelét leíró függvény ismert teljesen pontosan.

A csillapítást leíró tényező $A(t)$ nem változtatja meg lényegesen a szeizmogram szerkezetét, tagoltságát, általában csak egy simítást eredményez.

A földrengés fészkeben lezajló folyamatokat többféle módon le lehet írni. Ez a függvény jellemzi a fészekben a vetődés mentén lezajló elmozdulás tér- és időbeli lefolyását. A különféle modellek oszthatók aszerint is, hogy miféle folyamatot kívánunk szimulálni, pl. robbantást-e, vagy természetes földrengést.

Az $M(t)$ az ún. Green-függvény, amely a Föld reakciója a hipocentrumban bekövetkező gerjesztésre. Ez tehát a hullámok terjedését jellemzi. Egy közeg Green-függvénye elméletileg jól leírható, de a számítási idő csökkentése érdekében különféle közelítő számítási eljárásokat használnak. Az irodalomból ismert módszerek alapvetően a fészekfolyamatokat leíró függvény ($S(t)$) megválasztásában, és a Green-függvény számítási eljárásában különböznek egymástól. Mi az ún. *reflektivitás módszert* használtuk számításainkhoz, amelyet eredetileg *Fuchs (1968.)* alkotott meg, és amit később többen továbbfejlesztettek (*Fuchs és Müller, 1971., Kind, 1978., 1979., Müller, 1980. stb.*).

Reflektivitás módszer

Fuchs (1968.) eredeti módszere rétegzett feltér felszínén elhelyezkedő explóziós típusú forrás által keltett hullámtér szimulációjára volt alkalmas. Az eljárás lényeges elemei a hullámszám szerinti numerikus integrálás és a Thomson—Haskell-féle mátrix formalizmus alkalmazása. E modell teljes elméleti szeizmogramot számol, — természetesen ami a modelltől következik — nem csak bizonyos meghatározott hullámtípusokat szimulál. A felületi hullámok azonban nem szerepelnek az eredeti módszer eredményében, hiszen ezek nem generálódnak felszíni rengésfészkek esetén.

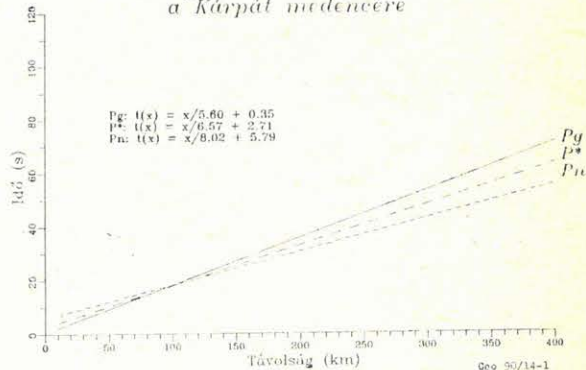
Egy rétegzett közegben eltemetett forrás által keltett felszíni elmozdulások számításának problémáját *Harkrider (1964.)* oldotta meg analitikusan, és ezt *Kind (1978.)* alkalmazta numerikus számítási módszerének megalkotásánál.

A reflektivitás módszert később *Kind (1979.)* és más szerzők is továbbfejlesztették, így az alkalmassá vált rétegzett feltérben elhelyezkedő különféle típusú földrengésforrások (explóziós, kettős erőpár) modellezésére, a keltett felszíni elmozdulások szimulációjára.

Modell paraméterek

A módszer modellparaméterei három részre oszthatók. Az első csoportba a rétegzett feltér, vagyis a földkéreg paraméterei tartoznak, a másodikba a feltételezett rengés fészekparaméterei. Az utóbbi csoportba tartozónak vettük a vetősík és a megfigyelő relatív helyzetét jellemző paramétereket is. A harmadik csoport a számítással kapcsolatos számértékeket tartalmazza.

Átlagos menetidőgörbék a Kárpát-medencére

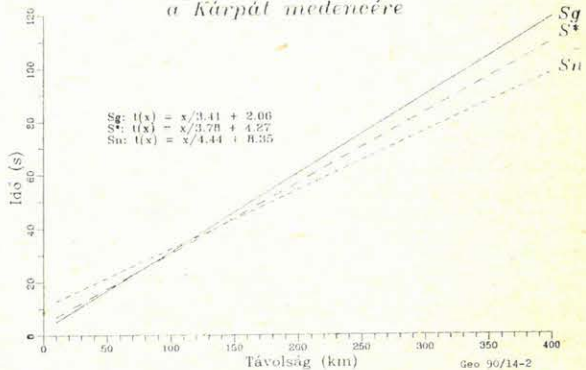


1. ábra. Kéregfázisok (P hullámok) átlagos menetidőgörbéi a Kárpát-medencében (Dr. Kiss Zoltán nyomán)

Рис. 1. Средние кривые распространения по времени фаз кори (волни P) в Карпатском бассейне (по д-р Золтану Киши)

Fig. 1. Average travel time plots of crustal P phases for the Carpathian basin (after Dr. Zoltán Kiss)

Átlagos menetidőgörbék a Kárpát-medencére



2. ábra. Kéregfázisok (S hullámok) átlagos menetidőgörbéi a Kárpát-medencében (Dr. Kiss Zoltán nyomán)

Рис. 2. Средние кривые распространения по времени фаз кори (волни S) в Карпатском бассейне (по д-р Золтану Киши)

Fig. 2. Average travel time plots of crustal S phases for the Carpathian basin (after Dr. Zoltán Kiss)

Kéregmodell

A Kárpát-medence térségében a szeizmológiai kutatások szerint a földkéreg két fő rétegre oszlik, amelyeket az ún. *Conrad* felület választ el egymástól. A közeli földrengések szeizmogramjain jól felismerhető az összes kéregfázis, vagyis a direkt P_g és S_g hullámok, a *Conrad* felületen refraktálódó P^* és S^* hullámok, és végül a kéreg alsó határán, a Mohorovicic felületen refraktálódó P_n és S_n hullámfázisok.

Számításainknál tehát mi is két részre osztottuk a kérget az üledékrétegek alatt. A *Conrad* és *Moho* felület mélységét, és a sebességértékeket azokból a Kárpát-medencére érvényes menetidődörbékéből számítottuk ki, amelyeket *dr. Kiss Zoltán* határozott meg. E görbesereget mutatja az 1., és 2. ábra, amelyeken az egyes fázisok menetidő egyenleteit is föltüntettük.

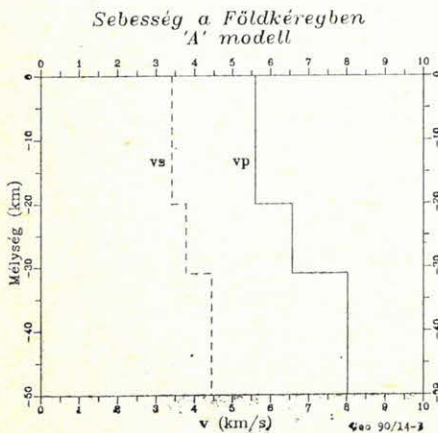
A menetidőgörbéknek megfelelő — üledékréteg nélküli — sebességmodellt mutatja a 3. ábra. E modell helyességét bizonyítja az is, hogy a szeizmológiai obszervatóriumi tevékenység során ez a modell bizonyult a leghasználhatóbbnak a földrengések helymeghatározásánál.

A számítások során e kéregmodell tetejére helyeztünk egy üledékes, kis sebességű rétegsort, amelyet helyszíni kutatások alapján állítottunk össze. A teljes rétegmódellet az 1. táblázat tartalmazza.

A modell némely bizonytalanságot is tartalmaz. A közeg csillapítását jellemző Q értékek (külön a P és S hullámokra) nem ismertek, így csak irodalmi adatokra támaszkodhattunk. Megfigyelhető volt azonban, hogy e Q értékeknek akár nagyságrendekkel történő megváltoztatása sem okozott a végeredményben számottevő változást.

A modellben szükség volt még a sűrűségadatokra is, amelyeket szintén az irodalomból vettünk át.

Tehát összefoglalva: a számításainknál egy kétrétegű földkérget feltételeztünk, amelynek a tetején egy kis sebességű üledékes rétegsor található.



3. ábra. Sebességmodell a Kárpát-medencére

Рис. 3. Скоростная модель для Карпатского бассейна

Fig. 3. Crustal velocity model for the Carpathian basin

1. Táblázat Таблица 1. Table 1.

Rétegzett kéregmodell
Скоростная модель
Crustal velocity model

Sor-szám	Vast. (km)	v_p (km/s)	v_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	Q_p	Q_s
1	0.28	2.05	1.02	2.0	1000	50
2	0.30	2.64	1.52	2.0	1000	50
3	0.40	1.80	0.90	1.9	1000	50
4	0.10	2.58	1.49	2.0	1000	50
5	0.10	3.50	2.02	2.0	1000	50
6	0.10	4.30	2.50	2.0	1000	50
7	18.73	5.60	3.41	2.7	1500	500
8	11.00	6.57	3.78	3.0	2000	1000
		8.02	4.44	3.3	2000	1000

Fészekmechanizmus

A számítási paraméterek másik csoportja a földrengés fészkevel kapcsolatos. E csoport meglehetősen nagyszámú elemből áll. Ezek közül felsoroljuk a legfontosabbakat:

- *Fészekmélység.* A számításnál 10 km-t használtunk, mivel szakértői vélemény és a tapasztalat szerint ez valószínűsíthető.
- *Epicentrális távolság.* A szintetikus szeizmogramokat kiszámítottuk 10, 20, 30 és 50 km-es epicentrális távolságokra. Ennél kisebb távolságot nem láttunk célszerűnek megadni, mivel akkor az eredmény rendkívül érzékenyvé vált a bemenő adatok minden apró változtatására, főleg a vetősík és a megfigyelő relatív helyzetét illetően.
- *A vető dőlése (dip.)* 75°-ot feltételeztünk, mivel az 1985-ös berhidai földrengés fészekmechanizmus megoldása ezt az értéket valószínűsíti (Tóth és Lársai, 1989.).
- *A vető csapásirányának (strike) és a megfigyelőnek a relatív helyzete.* Többféle irányt használtunk (1. 8., és 9. ábra).
- *Az elmozdulás iránya a vetősíkon (slip.)* 0° jelenti a csapásirányú mozgást (strike-slip, harántvető), 90° a dőlésirányú mozgást (dip-slip, normálvető). Többféle értéket használtunk (1. 5. ábra).
- *Szeizmikus momentum.* A szeizmikus momentum a rengés erősségét jellemzi; a magnitúdónál, amely egy viszonyszám, több fizikai tartalommal rendelkező mérőszám. Definíciója szerint a szeizmikus momentum a vetősík menti átlagos elmozdulásnak (u), a sík felületének (ahol elmozdulás történik) (A) és az egyik rugalmassági állandónak (μ) a szorzata (Aki és Richards, 1980., 49. old.).

$$M_0 = \mu u A.$$

A szeizmikus momentum (M_0) és a magnitúdó (M) közötti empirikus összefüggést Kanamori (1977.) adta meg:

$$M = \log M_0 / 1,5 - 10,7$$

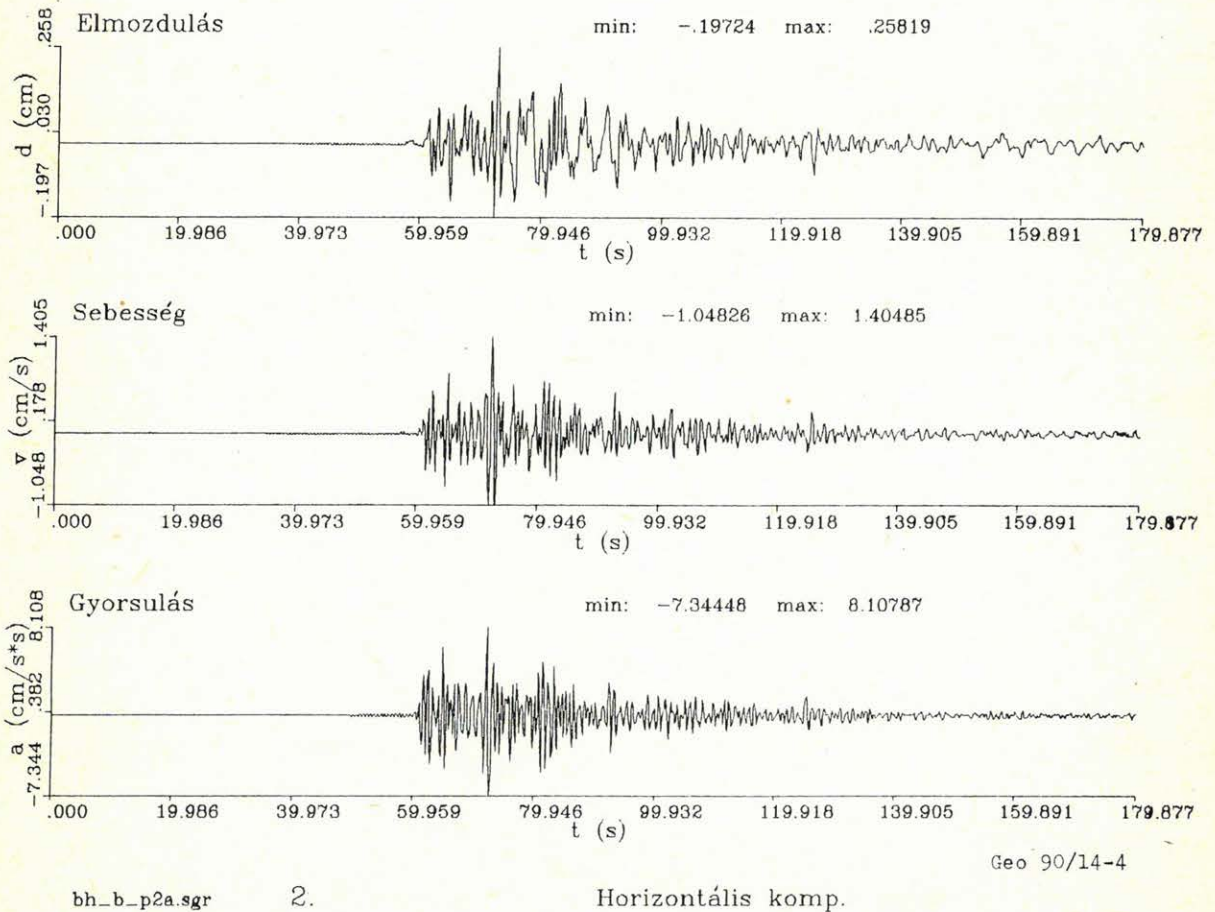
E képlet alapján számítottuk ki a Paks környékén valószínűsített $M=5,6$ rengés szeizmikus momentumát, amely $M_0=2,8 \cdot 10^{24}$ dyn cm-nek adódott. A számítások során ezt az értéket használtuk.

— *Rise time.* A rengés kipattanásakor az előbb említett szeizmikus momentum a maximumát nem azonnal, hanem bizonyos idő alatt éri el. Ezt az időt nevezik rise time-nak. Minél rövidebb ez az idő, a folyamat annál hirtelenebb, a felhalmozódott energia annál gyorsabban szabadul fel. A mozgásban ilyenkor a magasabb frekvenciák dominálnak, és a rengés rövidebb, de emiatt nagyobb elmozdulás, illetve gyorsulásértékek tapasztalhatók. A tapasztalat szerint ez az időtartam széles határok között változhat (kb. 0,5 s—30 s). Mi a számításainknál 2,3 s-ot használtunk, amely egy kicsit nagyobb, mint az 1985-ös berhidai földrengésnél feltételezhető 1 s (l. köv. fejezet), de mivel annak kisebb volt a szeizmikus momentuma (kb. $6,4 \times 10^{23}$ dyn cm), ezért jogosnak látszik az a feltételezés, hogy itt a rise time is nagyobb.

Számítási eredmények

A módszer és a számítógépes program használhatóságának ellenőrzésére kiszámítottuk az 1985-ös berhidai földrengés hatását Budapest térségében. E rengésnek igen jól ismertek a paraméterei (Tóth és társai, 1989), fészekmechanizmus megoldása, valamint hatásai, tehát egyrészt a bemenő paramétereket biztosan meg lehet adni, másrészt az eredményt is ellenőrizni lehet. Sajnos gyakorlatilag az összes magyarországi állomás szeizmográfja túlvezérlődött a rengés folyamán, így a közvetlen összevetést nem tudtuk elvégezni, de a tapasztalt intenzitásértékek alapján a maximális talajgyorsulást meg lehet becsülni, és azt összehasonlítani a számítások során kapott értékekkel.

A 4. ábra mutatja az eredményt, vagyis egy Berhidán kipattant $M_0=6,4 \cdot 10^{23}$ dyn cm momentumú (kb. $M=5$ magnitúdó) rengés által keltett horizontális talajmozgást Budapest távolságában és irányában. Megfigyelhető, hogy a legnagyobb horizontális gyorsulás 8 cm/s^2 körül van, amely az irodalom szerint III—IV intenzitásfokozatnak felel meg. Ez meglehetősen jól egyezik a rengés során tapasztaltakkal.



4. ábra. Az 1985-ös berhidai földrengés által keltett számított talajmozgás Budapesten

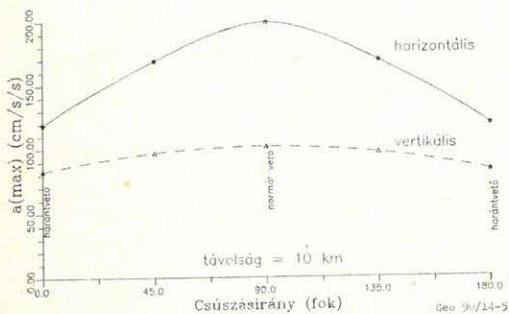
Рис. 4. Пасчётные грунтовые подвижки в Будапеште, обусловленные землетрясением в Берхиде в 1985 году

Fig. 4. Theoretical ground displacement at Budapest caused by the Berhida, 1985, earthquake

Számításaink során megvizsgáltuk, hogy az egyes paraméterek változtatása milyen hatással van a maximális gyorsulásokra. Kiderült, hogy normál vetődés, lezökkenés (dip-slip) esetén a legnagyobb a maximális horizontális gyorsulás, mégpedig kb. 1,7-szer nagyobb, mint harántvető (strike-slip) esetén (5. ábra). (Meg kell jegyeznünk, hogy az eddigi fészekmechanizmus megoldások szerint Magyarországon az utóbbi típus a valószínűbb.) Természetesen a maximumok más irányokban jelentkeznek a különböző fészekmechanizmusok eltérő sugárzási karakterisztikái következtében.

A legnagyobb horizontális gyorsulás távolságfüggését mutatja a 6., és 7. ábra harántvető és normálvető esetén. A 8., és 9. ábra a sugárzási karakterisztikát mutatja szintén külön a harántvető és normálvető esetére. Az epicentrális távolság ebben az esetben 10 km.

Legnagyobb gyorsulás a csúszásirány függvényében

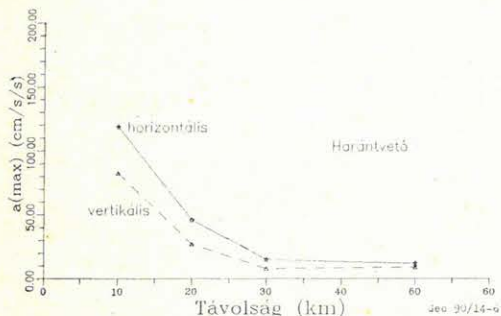


5. ábra. Csúcsgyorsulás és csúszás- (slip) irány összefüggése

Рис. 5. Зависимост направления максимального ускорения ползания

Fig. 5. Peak acceleration — slip direction function

Legnagyobb gyorsulás a távolság függvényében

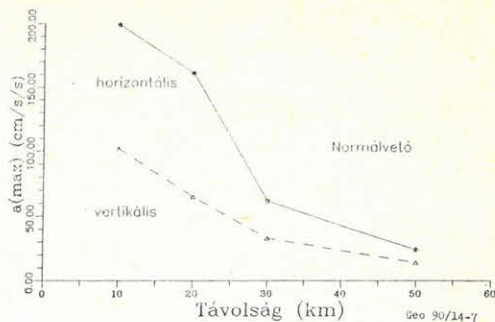


6. ábra. Csúcsgyorsulás a távolság függvényében harántvetődés esetén

Рис. 6. Максимальное ускорение в зависимости от расстояния в случае горизонтального разлома

Fig. 6. Peak acceleration — epicentral distance function (strike-slip motion)

Legnagyobb gyorsulás a távolság függvényében

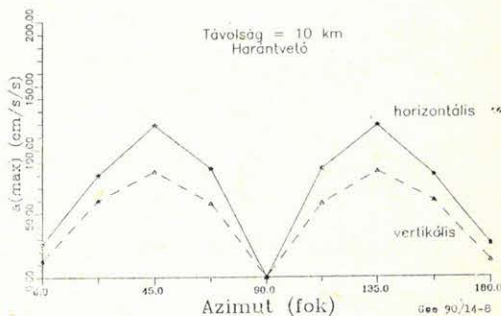


7. ábra. Csúcsgyorsulás a távolság függvényében normálvető esetén

Рис. 7. Максимальное ускорение в зависимости от расстояние в случае нормального разлома

Fig. 7. Peak acceleration — epicentral distance function (dip-slip motion)

Legnagyobb gyorsulás az azimut függvényében

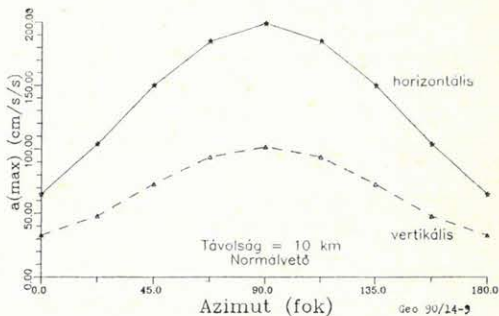


8. ábra. Csúcsgyorsulás az azimut függvényében harántvető esetén

Рис. 8. Максимальное ускорение в зависимости от азимута в случае горизонтального разлома

Fig. 8. Peak acceleration — azimuth function (strike-slip motion)

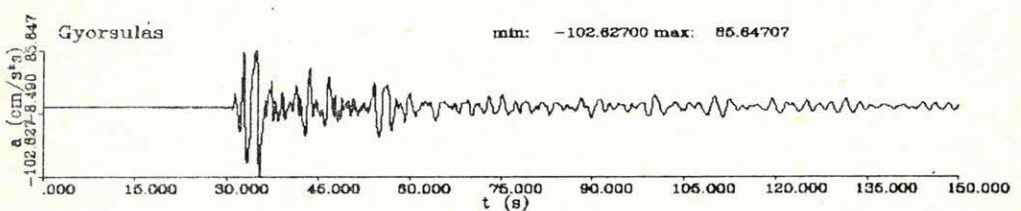
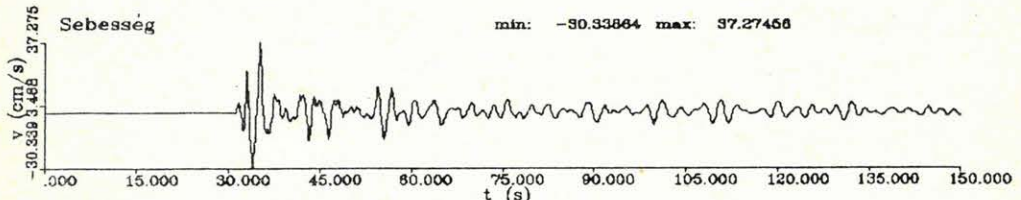
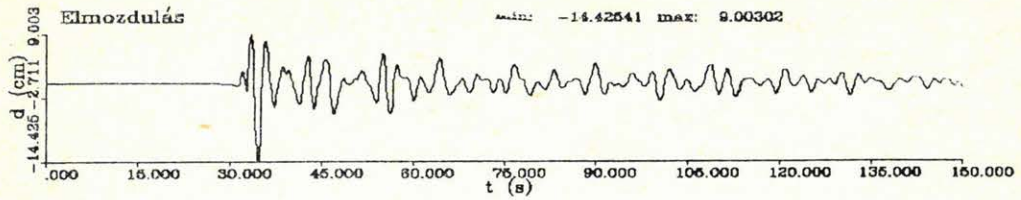
Legnagyobb gyorsulás az azimut függvényében



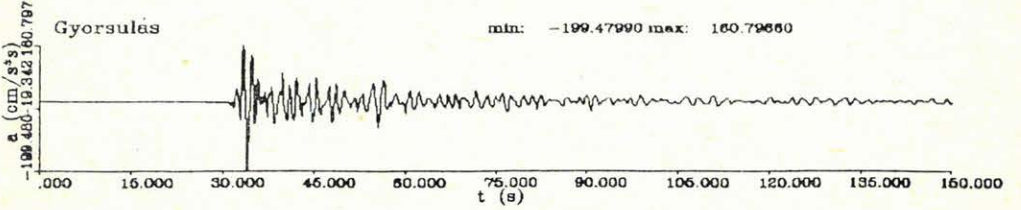
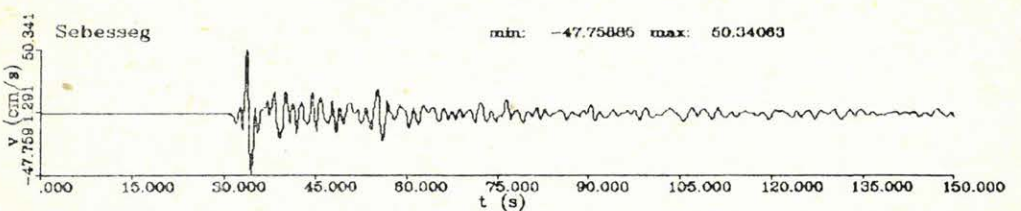
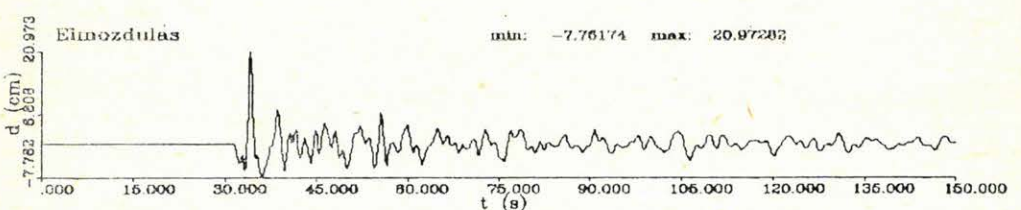
9. ábra. Csúcsgyorsulás az azimut függvényében normálvető esetén

Рис. 9. Максимальное ускорение в зависимости от азимута в случае нормального разлома

Fig. 9. Peak acceleration — azimuth function (dip-slip motion)



pkna103s.sgr 5. Vertikális komp.



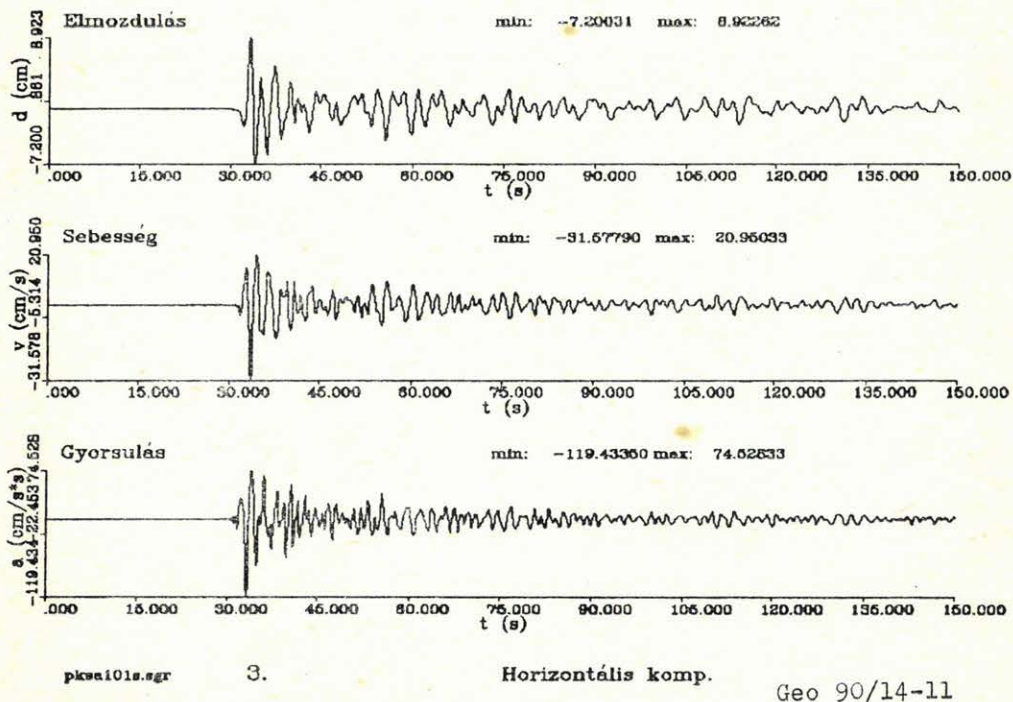
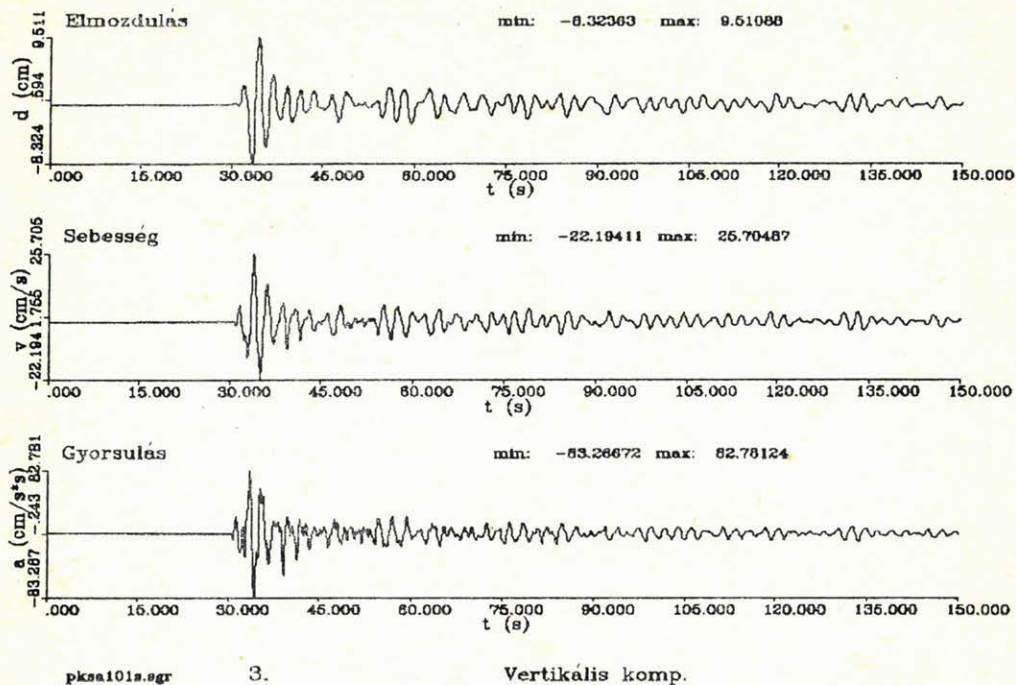
pkna103s.sgr 5. Horizontális komp.

Geo 90/14-10

10. ábra. Elméleti szeizmogram vertikális és horizontális komponense (normálvető, távolság: 10 km, azimut: 90°)

Рис. 10. Вертикальная и горизонтальная компонента теоретической сейсмограммы (нормальный разлом, расстояние: 10 км, азимут: 90°)

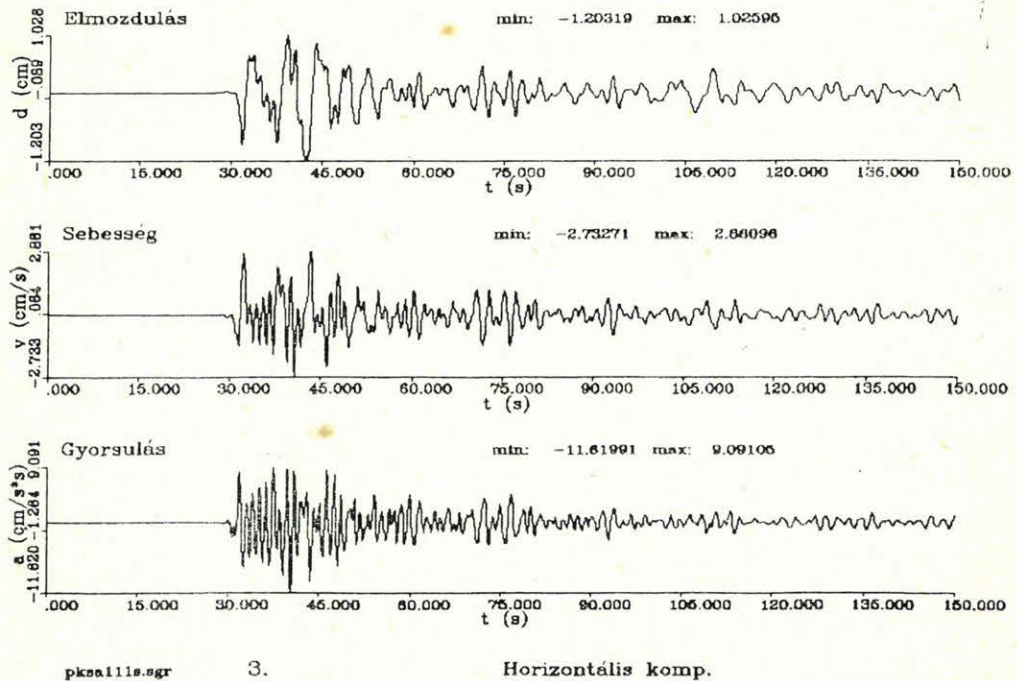
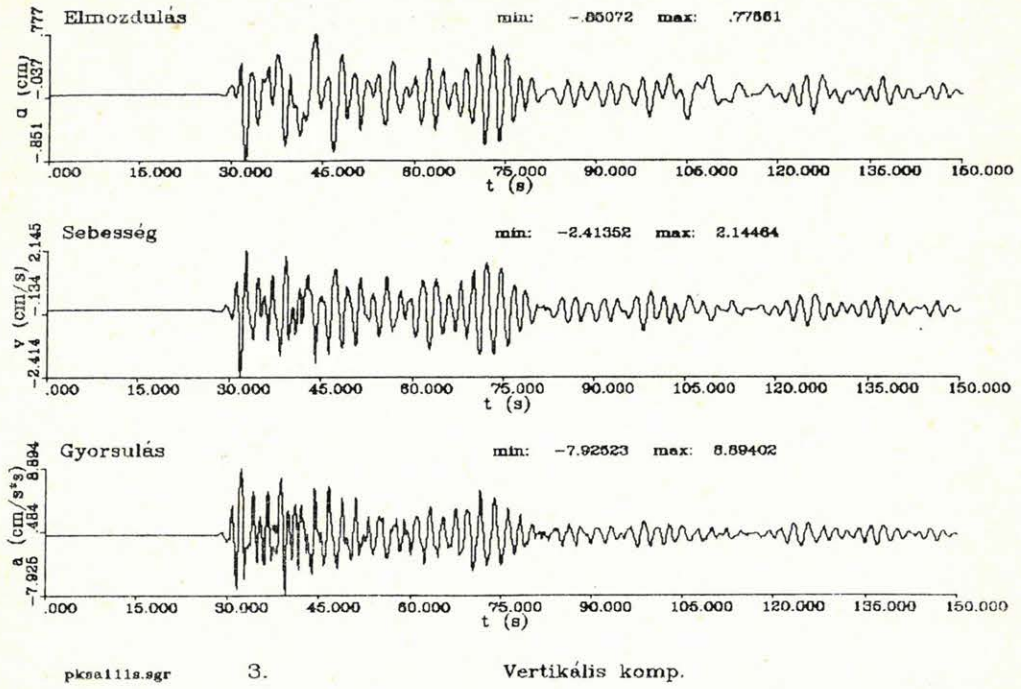
Fig. 10. Vertical and horizontal component of synthetic seismogram (dip-slip, distance: 10 km, azimuth: 90°)



11. ábra. Elméleti szeizmogram vertikális és horizontális komponense (harántvető, távolság: 10 km., azimut: 45°)

Рис. 11. Вертикальная и горизонтальная компонента теоретической сейсмограммы (горизонтальный разлом, расстояние: 10 км, азимут: 45°)

Fig. 11. Vertical and horizontal component of synthetic seismogram (strike-slip, distance: 10 km, azimuth: 45°)

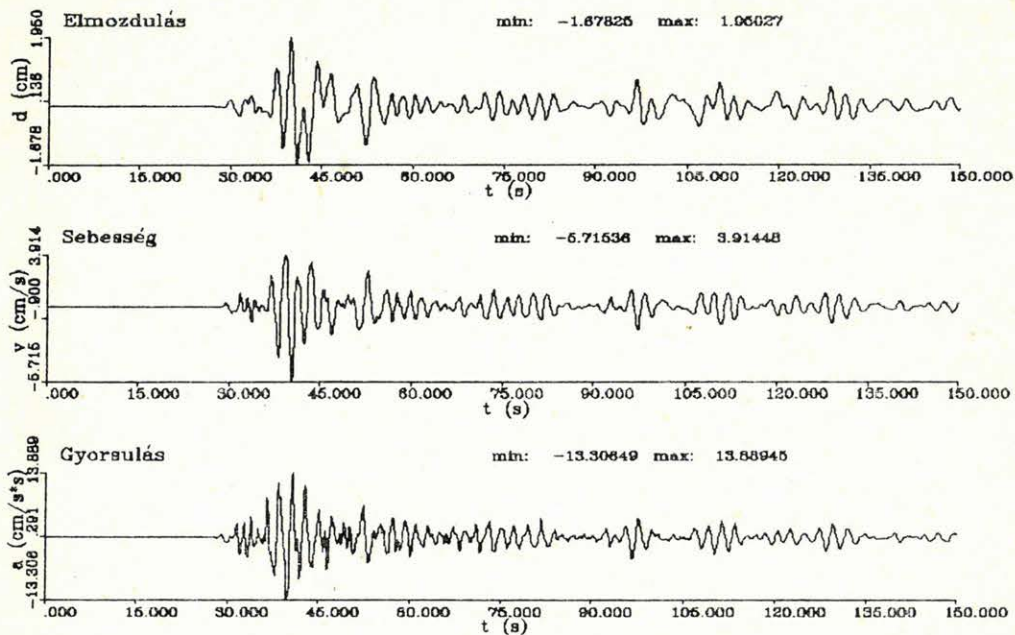


Geo 90/14-12

12. ábra. Elméleti szeizmogram vertikális és horizontális komponense (normálvető, távolság: 50 km, azimut: 90°)

Рис. 12. Вертикальная и горизонтальная компонента теоретической сейсмограммы (нормальный разлом, расстояние: 50 км, азимут: 90°)

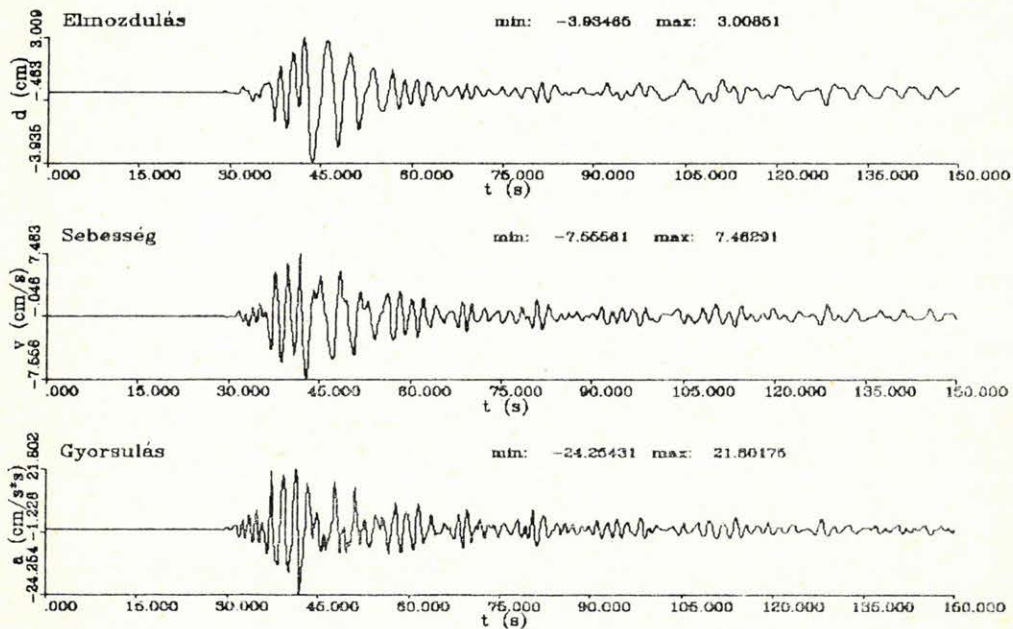
Fig. 12. Vertical and horizontal component of synthetic seismogram (dip-slip, distance: 50 km, azimuth: 90°)



pkas112a.ugr

5.

Vertikális komp.



pkas112a.ugr

5.

Horizontális komp.

Geo 90/14-13

13. ábra. Elméleti szeizmogram vertikális és horizontális komponense (harántvető, távolság: 50 km, azimut: 45°)

Рис. 13. Вертикальная и горизонтальная компонента теоретической сейсмограммы (горизонтальный разлом, расстояние: 50 км, азимут: 45°)

Fig. 13. Vertical and horizontal component of synthetic seismogram (strike-slip, distance: 50 km, azimuth: 45°)

A 10. ábrán látható az a gyorsulásgram, amelyen a legnagyobb horizontális gyorsulás tapasztalható. Az epicentrális távolság 10 km, normálvető, az azimut, vagyis a csapásirány és a megfigyelő által bezárt szög 90° . A 11. ábra az ugyanilyen távolságú harántvetődés által keltett jel alakját mutatja. Itt az azimut 45° .

Az összehasonlítás lehetőségéért közöljük az 50 km-es epicentrális távolságban gerjesztett talajmozgásokat is. A 12. ábra a normálvető, a 13. ábra pedig a harántvető jellegű fészekmechanizmusok által gerjesztett talajmozgásokat ábrázolja (az azimutok rendre 90° és 45°). E szeizmogramokon már jól elkülönülnek az egyes hullámfázisok, és megjelennek a felületi hullámok is.

Összefoglalás

Megállapíthatjuk tehát, hogy számításaink szerint egy, a telephelytől 10 km epicentrális távolságban, 10 km mélységben kipattanó rengés esetén a legnagyobb horizontális (és vertikális) gyorsulásokat a normálvető (dip-slip) mechanizmus okozza, kb. 1,7-szer akkorát, mint a harántvető (strike-slip) típus. A dip-slip eseménynél a legnagyobb gyorsulások a vető csapásirányával 90° -ot bezáró irányokban lépnek fel (a teljes gyorsulásgramot l. 10. ábra), míg strike-slip típusnál ez az irány 45° (l. 11. ábra). Az ún. rise-time, vagyis az energia felszabadulásának gyorsasága döntő mértékben befolyásolhatja a kialakuló maximális gyorsulásokat, különösen kis epicentrális távolságokban (amikor minden hullámtípus és hullámfázis gyakorlatilag egyszerre érkezik a megfigyelőhöz).

Rövidebb rise-time esetén ugyanis részben a teljes energia rövidebb folyamatban szabadul fel, részben a jel uralkodó frekvenciája nagyobb lesz, és így a gyorsulások is megnőnek még azonos elmozdulások esetén is.

IRODALOM

- Aki, K. (1982): Strong motion prediction using mathematical modeling techniques, Bull. Xeism. Soc. Am. Vol. 72. No. 6. pp. S29—S41.
- Aki, K. és Richards, P. G. (1980): Quantitative Seismology, W.H. Freeman and Co.
- Fuchs, K. (1968): The reflection of spherical waves from transition zones with arbitrary depth-dependent elastic moduli and density, J. Phys. Earth 16. Special Issue, pp. 27—41.
- Fuchs, K. és Müller, G. (1971): Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations, Geophys. J. R. A. S. 23, pp. 417—433.
- Harkrider, D. G. (1964): Surface waves in multilayered elastic media. 1. Rayleigh and Love waves from buried sources in a multilayered elastic half space, Bull. Seism. Soc. Am. 54, pp. 627—679.
- Helmberger, D. V. (1983): Theory and application of synthetic seismograms, Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation, North Holland Publishing Co. pp. 174—222.
- Kanamori, H. (1977): The energy release in great earthquakes, JGR 82, pp. 2981—7.
- Kind, R. (1978): The reflectivity method for a buried source, J. Geophys. 44, pp. 603—612.
- Kind, R. (1979): Extensions of the reflectivity method, J. Geophys. 45, pp. 373—380.
- Müller, G. (1980): Some recent extensions of the reflectivity method, Identification of Seismic Sources — Earthquake or Underground Explosion, pp. 347—371.
- Tóth, L., Mónus, P. és Zsíros, T. (1989): The Berhida (Hungary) earthquake of 1985, Gerlands Beitr. Geophysik 98, pp. 312—321.

A lokális geológiai viszonyok hatása a telephelyen várható gyorsulásokra (A felső laza rétegek intenzitás módosító hatása, spektrális karakterisztikái)

TÓTH LÁSZLÓ*

A földrengés okozta felszíni hatások, az egyes pontokban észlelhető intenzitások vagy gyorsulások nagymértékben függenek a lokális geológiai viszonyoktól. Az üledék rétegek fizikai tulajdonságainak ismeretében meghatározhatók a rétegsor átviteli tulajdonságai és kiszámítható, hogy az alapkőzeten jelezhető gyorsulás-idő függvény milyen lesz a felszínen.

Эффекты на поверхности, обусловленные землетрясениями, интенсивность или ускорения наблюдаемые в отдельных точках, в большой степени зависят от локальных геологических условий. Зная физические качества осадочных слоев, можно определить их расчетные спектральные характеристики и рассчитать какова будет на поверхности акселерограмма возникающая в основной породе.

The intensity distribution of earthquakes or the acceleration at a given site is strongly dependent on the local geological structures. We compute the response spectra of horizontally layered sedimentary deposits and precise accelerogram at the surface if ground motion time history is given at the bedrock.

Bevezetés

Az alapkőzet feletti üledék rétegekben a szeizmikus hullámok erősödnek vagy gyengülnek a rétegek frekvenciaátviteli jellemzőinek megfelelően. A válaszspektrum pontos meghatározását a telephelyen az alapkőzeten és a felszínen egyidejűleg mért erős rengés gyorsulás regisztrátuma tenné lehetővé. Ez azonban nagyon ritkán — jelen esetben nem — áll rendelkezésre. Bizonyos egyszerűsítő feltételek elfogadása mellett a válaszspektrum kiszámítható az üledéksor vastagságainak, sűrűségeinek és intervallum sebességeinek ismeretében. A rendelkezésre álló számítógépes program segítségével horizontálisan rétegzett viszkoelasztikus közeg átviteli függvényét tudjuk kiszámítani P , SV és SH hullámokra. Meghatározzuk, hogy az alapkőzeten feltételezett gyorsulás-idő függvény (accelerogram) hogyan változik meg az üledéken áthaladva, milyen lesz a felszínen.

Magyarországon az erősebb rengések ritka és meglehetősen szórt előfordulása miatt strong motion hálózatot vagy állomásokat nem üzemeltetünk, ilyen jellegű közvetlen mérési anyagunk nincsen. A különböző nemzetközi adatbankokból vagy publikációkból ki tudunk azonban választani olyan felvételeket, melyek tektonikai körülményei mind a forrás, mind a regisztrálás helyén hasonlóak az általunk vizsgált problémához. Másfelől a potenciális forrászónában előforduló rengéseket és azok hatásait a telephelyen modellezni tudjuk. Feltételezett fészekmechanizmus esetén szintetikusán elő lehet a gyorsulásgramot állítani.

Jelen dolgozatban az altalaj spektrális karakterisztikájának számítása kap hangsúlyt, hiszen ennek ismeretében a gyorsulás felvételek transzformációja a frekvencia tartományban a spektrumok egyszerű szorzásával, vagy az időtartománybeli konvolúcióval előállítható.

A számítás elméleti hátterének rövid vázolója után néhány egyszerű elméleti modell, majd a paksi erőmű telephelyén ismert valós geológiai szerkezet hatásának bemutatása következik. Mivel az eredmények grafikusak, ezeket a szöveg jobb olvashatóságának kedvéért a dolgozat végén egy blokkban helyeztük el.

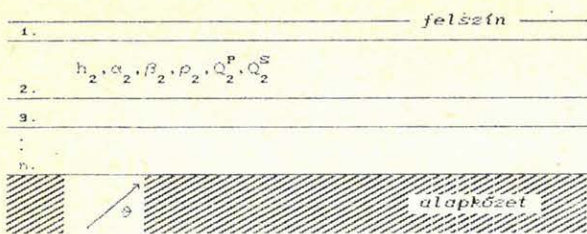
Horizontálisan rétegzett üledéksor spektrális tulajdonságainak meghatározása

Legyen a felszínközeli szerkezet horizontálisan rétegzett, rétegenként homogén, vízszintes irányban végtelen kiterjedésű (I. ábra). A legfelső határ (a felszín) szabad, feszültségmentes, föltötte levegő van, a legalsó alatt pedig szintén homogén feltér (alapkőzet). Ismerjük a rétegek vastagságait, minden egyes rétegben a P és S hullámok sebességeit (α és β) a sűrűséget (ρ) és a rugalmasságra jellemző minőségi paramétereket (Q^p és Q^s), melyek állandóak, nem függenek a frekvenciától. A reális körülményeket jobban közelítve a fázis-sebessége gyenge frekvencia függését azonban megengedjük.

Tételezzük fel, hogy egy síkhullám (P , SV vagy SH) θ szög alatt érkezik a rétegsorhoz ($0 < \theta < 90^\circ$).

A hagyományos $E-N-Z$ (Kelet-Észak-Vertikális) koordináta rendszer helyett olyan $X-Y-Z$ koordináta-rendszert használunk, melyet úgy kapunk, hogy a Z tengely körüli forgatással $E-t$

* Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézet, Budapest



Geo 90/15-1

1. ábra. Horizontálisan rétegzett, rétegenként homogén modell

Рис. 1. Колебания свободной поверхности изотропной горизонтально слоистой упругой или слабо поглощающей пачки

Fig. 1. Horizontally-layered sedimentary structure

Kelet irányából a forrás irányába forgatjuk. Plymódon elérjük, hogy a P -hullámnak csak X és Z komponense lesz, az S -hullám komponensei pedig SV az $X-Z$ síkon és SH az Y tengelyen.

Az u elmozdulásvektor komponensei u , v , w . A $P-SV$ mozgás radiális és vertikális komponenseket tartalmaz (P_u , P_w , S_u , S_w), az SH pedig csak transzverzális v irányút.

Az u és w vektor komponensek leírhatók a P és SV hez tartozó Φ és Ψ skalár potenciállal:

$$u = \frac{\partial \Phi}{\partial x} - \frac{\partial \Psi}{\partial z};$$

$$w = \frac{\partial \Phi}{\partial z} + \frac{\partial \Psi}{\partial x};$$

Minden egyes homogén rétegben a potenciálok kielégítik a hullámegyenletet.

Határfeltétel: a réteghatárokon az elmozdulás és a feszültség komponensei folyamatosan mennek át, továbbá a felszínen minden feszültség komponens nulla. A továbbiakban a reflexiós és transzmissziós koeficiensek meghatározására a leveztéseket nem közöljük, a részletek megtalálhatók pl. Müller (1985) munkájában. Megjegyezzük, hogy a gyakorlati számítások során a felszínnel nem mint teljesen feszültségmentes szabad felszínnel számolunk, hanem egy olyan réteghatárral, ahol $\alpha=300$ m/s, $\beta=0,3$ m/s.

A közeg nem tökéletesen rugalmas voltának, az abszorpciónak a figyelembe vételéhez a P és S hullámok komplex (frekvenciától függő) sebesség értékeit használjuk, melyeket az α és β valós sebességekből az alábbiak szerint kapunk:

$$V^P(f) = \alpha \left(1 + \frac{1}{\pi Q^P} \ln \frac{f}{f_r} \right) + i \frac{\alpha}{2Q^P}$$

$$V^S(f) = \beta \left(1 + \frac{1}{\pi Q^S} \ln \frac{f}{f_r} \right) + i \frac{\beta}{2Q^S}$$

ahol f_r referencia frekvencia, általában a számításokban 1 Hz; Q^P és Q^S a P és S hullámokra

vonatkozó, a közeg rugalmatlanságára jellemző minőségi tényezők, melyek jelen esetben szigorúan függetlenek a frekvenciától. Q^P -t és Q^S -t minden rétegre külön-külön meg kell adni, ideálisan rugalmas közegre $Q^P=Q^S=10\,000$ érték használható.

Geológiai modell

Az üledéksor spektrális tulajdonságainak meghatározásához az alkalmazott matematikai modell szerint szükség van minden egyes réteg vastagságára, a P és S hullámok sebességeire, a sűrűsége, valamint a csillapítási tényezőkre rétegenként. A gyakorlatban igen ritkán áll rendelkezésre az említett paraméterek mindegyike, gyakran közelítéseket kell használnunk. Fontos tudnunk, hogy az eredmény mennyire érzékeny a bemenő adatok pontosságára. Általában a sűrűség pontossága nem kritikus, ugyanakkor a legnagyobb sebesség kontraszttal rendelkező felület mélysége és a sebesség értékei erősen befolyásolják az eredményt. A Q^P , Q^S értékek rendszerint nem ismertek. A tapasztalatok szerint a negyedkori üledékekre $Q^S=10-20$, a neogén rétegekre pedig $Q^S=20-40$ közötti értékek használhatók. A Q^P értéke nem annyira meghatározó, hiszen a legnagyobb gyorsulásokat általában nem a P hullámok okozzák.

Mielőtt az erőmű telephelye alatti szerkezet tulajdonságainak tárgyalásába kezdenénk, néhány egyszerű modell válasz spektrumát mutatjuk be, egy-két paraméter változtatásával. Plymódon képet alkothatunk arról, hogy mennyire érzékeny az eredmény a bemenő adatok pontosságára, másfelől a valós geológiai szerkezet mely része az, mely meghatározó szerepet játszik a felszínen megjelenő gyorsulások kialakításában.

A beesési szöveget a számítások során mindenütt 20° -nak tekintettük. A szóhajóhető tartományban ($0-30^\circ$) ugyanis a beesési szög változásának nincsen számottevő hatása. Két térhullámnak (P és S) általános esetben hat komponense lesz. Az általunk választott speciális koordináta-rendszerben a P hullám Y komponense eltűnik, tehát csak öt összetevő marad, melyeket az alábbiak szerint jelölünk:

X komponensek:	P_u, S_u
Y komponens:	S_v
Z komponensek:	P_w, S_w

Az egyes modelleken belül a paraméterek változtatásával kapott „al-modell”-t a zárójelben lévő szám mutatja, illetve az ábrán a különböző szaggatású vonal végére írt ugyanazon szám azonosítja.

Plymódon egy-egy ábrán be tudjuk mutatni, hogy a modell paraméterek változtatása (hibája) milyen hatással van a nagytításokra.

MODELL: MII (2—3. ábra)

Az MII-es modellben egyetlen réteget helyeztünk az alapkőzetre, melynek vastagságát $10-25$ méter között változtattuk. A rétegvastagságon kívül változtattuk még a V_p sebességet $440-790$ m/s intervallumban, a többi paramétert rögzítettük.

Ebben az egyszerű modellben jól követhető, hogy mely paraméter milyen hatással van az átviteli függvényre. Általában a rétegvastagság növelése a csúcsokat alacsonyabb frekvenciák felé tolja, míg az alapkőzet és a rajta fekvő réteg közötti sebesség-kontraszt növekedése a nagytávolságot növeli. Természetesen ez az egyes komponenseken más-más arányban jelenik meg.

Már e legegyszerűbb szerkezetnél is látszik, hogy a legnagyobb nagytávolság az SH hullámnál lesz.

MODELL: M12 (4–5. ábra)

Egyszerű kétréteges modell; gyakorlatilag szilárd kőzetben nyugvó laza üledék, melyen belül a talajvízszinttel, vagy egyéb litológiai változással kapcsolatos határ jelölhető ki.

Kissé rejtettebben, de az előző modellnél megállapított hatások itt is láthatók. A legnagyobb nagytávolság itt is az Y (SH) komponensnél lesz, de majdnem hasonló mértékű a vertikális (Z) erősítés is, míg a radiális (X) irányú igen kicsi. Érdeemes észrevenni, hogy a spektrális csúcsok száma nem lett kétszeres az előző egyréteges modellhez képest.

MODELL: M13 (6–7. ábra)

Ez már egy viszonylag bonyolult szerkezet, hatréteges üledéksor található az alapkőzetnek nevezett homogén féltéren. A sebesség a mélységgel növekszik, de kb. 50 méter mélyen van egy vékony, 4 m vastagságú laza, alacsony sebességű réteg.

A csúcsok száma e sokréteges modellnél sem sokszorozódott meg, az előzőekben leírt általános jellemzők itt is érvényesülnek.

A nagytávolsági tartományok — ahol a beérkező rengés okozta gyorsulások megnövekednek — mellett megfigyelhetők határozott csillapítási intervallumok is. Ilyen pl. a vertikális komponensnél a 9–11 Hz tartomány. E modellben leírt geológiai szerkezet erősen csillapítja az adott tartományban a függőleges irányú rezgéseket.

MODELL: M14 (8–9. ábra)

Az előzőeknél sokkal nagyobb léptékű, közel 1300 métert átfogó geológiai szerkezet, melyben van egy alacsonyabb sebességű réteg 600 m mélységben. Az átviteli függvények rendkívül összetettek, sok kisebb-nagyobb csúcs jelenik meg, nehezen értelmezhetőek.

Ezzel csak azt szerettük volna bemutatni, hogy ez már egy kicsit túlmegy módszerünk alkalmazhatóságai határán. A most bemutatott eljárás tízméteres nagyságrendű földtani szerkezetek határainak meghatározására jött létre.

Várható gyorsulások az erőmű telephelyén

A paksi erőmű telephelyének geológiai modelljét kutatási szerződésünknek megfelelően a MÁELGI bocsájtotta rendelkezésünkre. Ez nagyrészt a Paks—2 fúrás szeizmokarotázis szelvény interpretációján alapul. Saját formátumunknak megfelelően ebből a 10. ábrán látható PAKS (P2) modellt állítottuk össze. Mivel a reaktor blokkok alapozási

síkja kb. 13 méter mélyen van a felszín alatt, a felső 13 m eltávolításával szerkesztett PAKS (P1) modell alkalmas lesz a gyorsulásoknak e szinten való meghatározására.

A 11. ábrán láthatók az általa átviteli függvények az előző szerkezetnek megfelelően. Látható, hogy a felső 13 méter laza réteg eltávolítása jelentősen mérsékli a nagytávolságot. A legnagyobb nagytávolság a horizontális gyorsulásoknál várható, pontosabban az SH hullámoknál, ahol 5–5,5-szörös csúcsok is vannak. Erős rezgéskiemelés várható 7–9, 14,5–16 és 19–20 Hz körül. A mélyalapozás előnyei itt különösen meglátszanak, egyes spektrális csúcsok akár 50%-kal is mérséklődhetnek.

A vertikális mozgások az adott szerkezetben nem fognak felerősödni, sőt 9–10 Hz körül inkább csillapodás várható.

Mivel Pakson „Strong-motion” regisztrálás az erős rengések ritka volta miatt nincs, gyorsulásgramot a nemzetközi adatbankokból vettünk. Igyekeztünk olyan felvételeket kiválasztani, melyek a szerkezetek technikai kutatások eredményeinek megfelelően (Horváth és társai, 1990.) a Paks környékén várható legnagyobb rengéshez hasonlatosak.

A szempontok a következők:

- a rengés strike-slip szerkezethez kapcsolódik,
- a regisztrálás alapkőzetben történt,
- a forrás és az észlelés távolsága minél kisebb legyen,
- a rengés nagytávolsága 5,6 körüli.

Természetesen sok olyan gyorsulásgram található, mely a fenti feltételeknek többé-kevésbé eleget tesz. Ezek csúcsértékei között jelentős — akár kétszeres — eltérés is lehet attól függően, hogy a rengés forrásaideje (rise-time) mekkora, milyen gyorsan zajlott le a folyamat. A felszabadult energiával arányos nagytávolság ugyanis nem határozza meg a fészkekben lejárolt folyamatot. Ugyanakkora energia felszabadulhat gyorsan (0,1–1,0 s) hatalmas csúcs gyorsulásokat okozva, de rövid időtartammal, vagy fordítva: lassú energiafelszabadulás (1,0–10 s) viszonylag kisebb gyorsulási csúcsokkal, de hosszabb időtartammal.

Több kiválasztott gyorsulásgram korrekcióját elvégeztük. A bemutatott ábráknak ésszerű határok között való tartása miatt itt csak egy, az általunk leginkább reálisnak tartott gyorsulásgram transzformációját mutatjuk be. A korrekció nem bonyolult, a gyorsulásgram spektrumát megszorozzuk az átviteli függvényekkel, majd inverz Fourier-transzformációval visszatérünk az időtartományba.

A bemutatott felvétel egy 1976-os Friuliban kipattant rengés, melyet ROBIC nevű helységben regisztráltak. A regisztrálás az epicentrumtól 30 km-re kőzetkibúvársra telepített gyorsulásmérőkkel történt. Ez a távolság ugyan nagyobb az általunk feltételezetténél, hiszen a hivatkozott tektonikai feltárás szerint a paksi erőmű alatt előfordulhat kb. 5,6 nagytávolságú földrengés. Ellenben a bemutatott friuli rengés mérete ($M = 5,9$) is nagyobb volt még az 1810-es móri rengés-

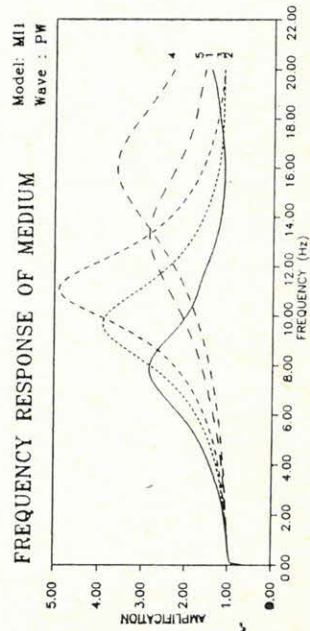
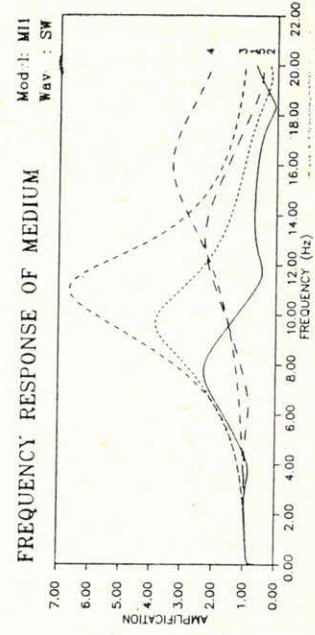
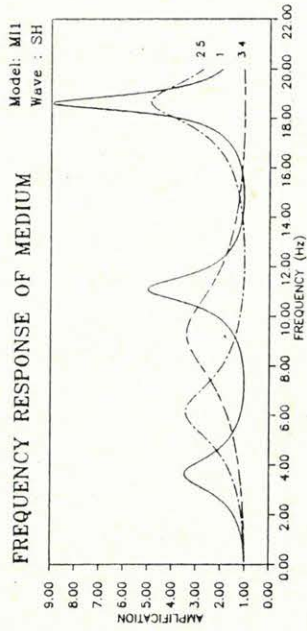
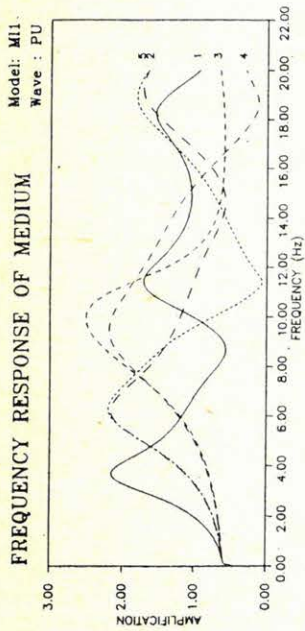
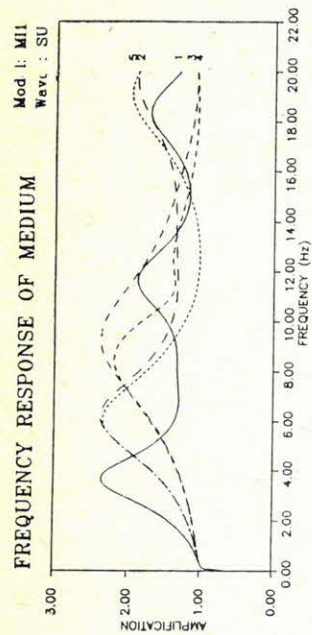
MODEL: MI1 (1)	Réteg- vastagság (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
1	25	790	350	1600	1000	15
alapkőzet		1700	850	2000	1000	1000
MODEL: MI1 (2)	Réteg- vastagság (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
1	15	580	350	1600	1000	15
alapkőzet		1700	850	2000	1000	1000
MODEL: MI1 (3)	Réteg- vastagság (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
1	10	440	350	1600	1000	15
alapkőzet		1700	850	2000	1000	1000
MODEL: MI1 (4)	Réteg- vastagság (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
1	10	640	350	1600	1000	15
alapkőzet		1700	850	2000	1000	1000
MODEL: MI1 (5)	Réteg- vastagság (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
1	15	800	350	1600	1000	15
alapkőzet		1700	850	2000	1000	1000

Geo 90/15-2

2. ábra. Az MI1 földtani modell paramétereit

Рис. 2. Параметры среды для модели MI1

Fig. 2. Geophysical parameters for model MI1



Geo 90/15-3

3. ábra. Az M11 modell alapján számított talaj válasz függvények

Рис. 3. Расчетные спектральные характеристики для модели M11

Fig. 3. Frequency response functions for model M11

MODEL: MI2 (1)	Réteg- vastagság (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
1	5	400	250	1600	1000	15
2	10	600	350	1700	1000	20
alapkőzet		1700	850	2000	1000	1000

MODEL: MI2 (2)	Réteg- vastagság (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
1	10	600	300	1600	1000	15
2	17	800	400	1700	1000	20
alapkőzet		1700	850	2000	1000	1000

MODEL: MI2 (3)	Réteg- vastagság (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
1	15	800	400	1600	1000	15
2	10	1000	500	1700	1000	20
alapkőzet		1700	850	2000	1000	1000

MODEL: MI2 (4)	Réteg- vastagság (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
1	5	400	300	1600	1000	15
2	17	600	400	1700	1000	20
alapkőzet		1700	850	2000	1000	1000

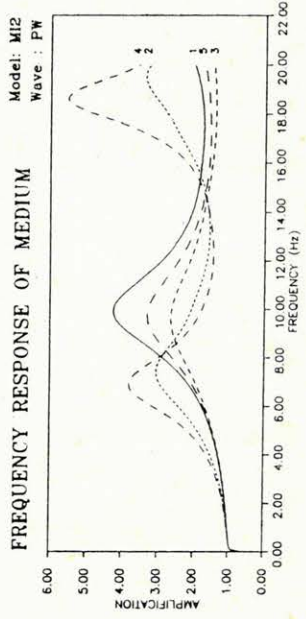
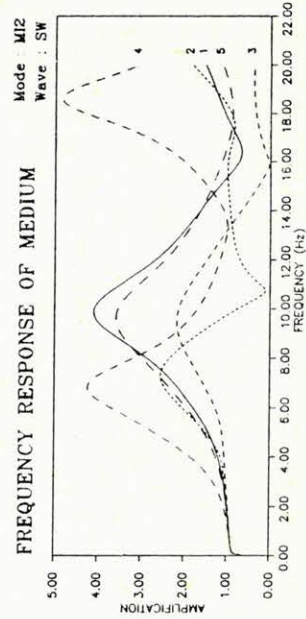
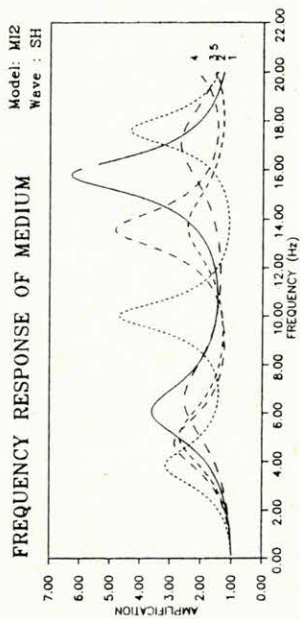
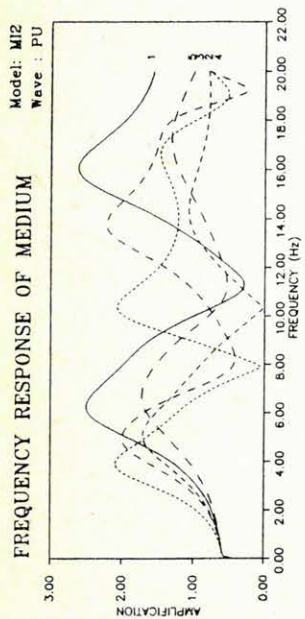
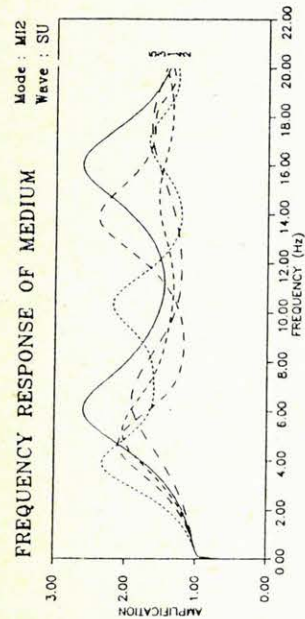
MODEL: MI2 (5)	Réteg- vastagság (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
1	10	600	400	1600	1000	15
2	10	800	500	1700	1000	20
alapkőzet		1700	850	2000	1000	1000

Geo 90/15-4

4. ábra. Az MI2 földtani modell paraméterei

Рис. 4. Параметры среды для модели MI2

Fig. 4. Geophysical parameters for model MI2



Geo 90/15-5

5. ábra. Az M12 modell alapján számított talaj válasz függvények

Рис. 5. Расчетные спектральные характеристики для модели M12

Fig. 5. Frequency response functions for model M12

MODEL: MI3 (1)		Réteg- vastagság (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
1		30	1700	850	1950	1000	25
2		15	2000	1000	2000	1000	50
3		4	1200	600	1850	1000	50
4		25	2000	1000	1900	1000	50
5		6	2400	1200	1950	1000	50
6		13	2500	1250	2000	1000	50
alapkőzet			3500	1750	2100	1000	1000

MODEL: MI3 (2)		Réteg- vastagság (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
1		40	1700	850	1950	1000	25
2		15	2000	1000	2000	1000	50
3		4	1200	600	1850	1000	50
4		25	2000	1000	1900	1000	50
5		6	2400	1200	1950	1000	50
6		13	2500	1250	2000	1000	50
alapkőzet			3500	1750	2100	1000	1000

MODEL: MI3 (3)		Réteg- vastagság (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
1		30	1700	850	1950	1000	25
2		25	2000	1000	2000	1000	50
3		4	1200	600	1850	1000	50
4		25	2000	1000	1900	1000	50
5		6	2400	1200	1950	1000	50
6		13	2500	1250	2000	1000	50
alapkőzet			3500	1750	2100	1000	1000

MODEL: MI3 (4)		Réteg- vastagság (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
1		40	1700	850	1950	1000	25
2		25	2000	1000	2000	1000	50
3		4	1200	600	1850	1000	50
4		35	2000	1000	1900	1000	50
5		6	2400	1200	1950	1000	50
6		13	2500	1250	2000	1000	50
alapkőzet			3500	1750	2100	1000	1000

MODEL: MI3 (5)		Réteg- vastagság (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
1		30	1700	850	1950	1000	25
2		15	2000	1000	2000	1000	50
3		4	1200	600	1850	1000	50
4		35	2000	1000	1900	1000	50
5		6	2400	1200	1950	1000	50
6		13	2500	1250	2000	1000	50
alapkőzet			3500	1750	2100	1000	1000

nél is. Zárójelben jegyezzük meg, hogy talán egyetlen hazánkban keletkezett rengés mérete sem haladta meg az 5,9-es értéket.

A földrengés fészekmechanizmusa a vizsgálatok szerint strike-slip volt (Ebbelin, 1976., Stoll, 1980). A háromkomponenses felvétel (Naumovski és Petrovski, 1976) transzformációja két modell (felszín és az alapozás síkja) szerint hat ábracsoportot eredményez (12—17. ábrák).

A horizontális komponensek közül a radiális (12. és 15. ábrák) a kisebb, kb. 0,07 g input csúcs gyorsulás az alapozás síkján kb. 0,1 g, a felszínen 0,12 g-re módosul.

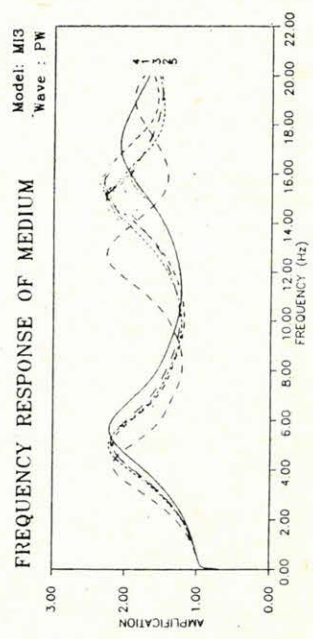
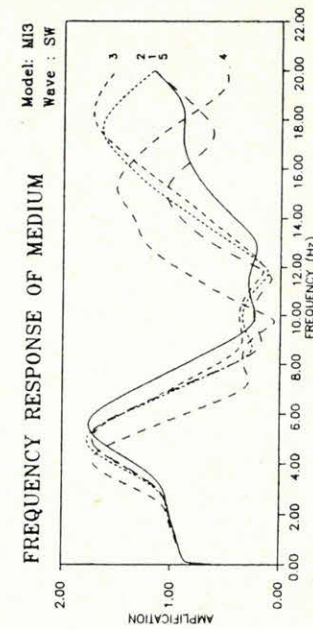
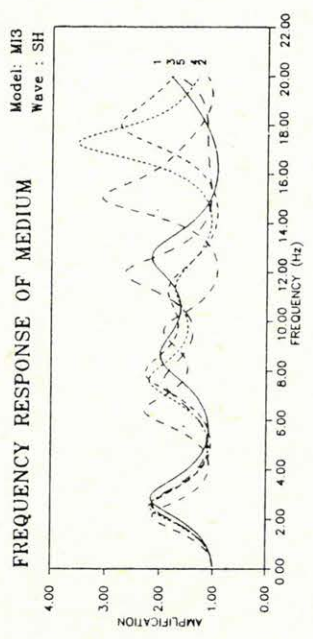
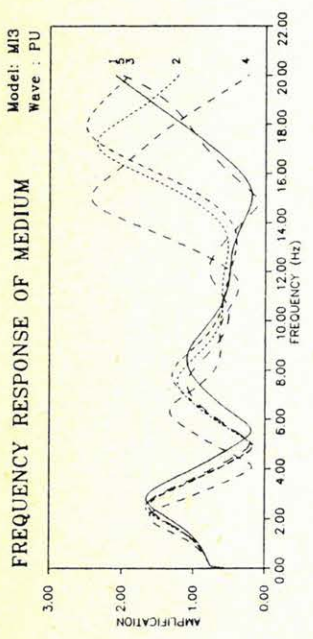
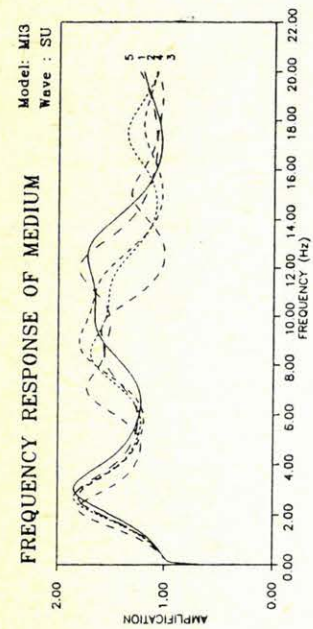
A transzverzális (SH) gyorsulás (13. és 16. ábrák) ennél lényegesen nagyobb. A 0,12 g csúccsal jelentkező input hatására az alapozási szinten kb. 0,16 g, a felszínen pedig 0,19 g lesz. A növekedés azért is jelentős, mert eddig több hatására nézve jelentéktelen amplitúdójú csúcs változik számottevő méretűvé.

A vertikális gyorsulásokban (14. és 17. ábrák) erősödéssel nem kell számolnunk.

6. ábra. Az MI3 földtani modell paraméterei

Рис. 6. Параметры среды для модели MI3

Fig. 6. Geophysical parameters for model MI3



Geo 90/15-7

7. ábra. Az M13 modell alapján számított talaj válasz függvények
 Рис. 7. Расчетные спектральные характеристики для модели M13
 Fig. 7. Frequency response functions for model M13

Összefoglalás

Az atomerómű környezetében található felső laza rétegek frekvenciafüggő intenzitásmódosító hatását is figyelembe vevő gyorsulásgramokat számítottunk a felszínen és az alapozás síkjában. Megállapítottuk, hogy egy 5,9-es méretű, a vizsgált területtől kb. 30 km-re keletkező strike-slip, típusú rengés horizontális komponensei közül a radiális az alapozási síkon kb. 0,1 g, a felszínen kb. 0,12 g maximális gyorsulás amplitúdójú mozgást okoz. A transzverzális (SH) gyorsulás az alapozás szintjén 0,16 g, a felszínen 0,19 g érték körül várható.

Meg kell említenünk, hogy Paks tágabb környezetében lévő — móri dunaharaszti és kecskeméti — forrásokból kipattant rengések mindegyikének mérete kisebb volt 5,9-nél.

IRODALOM

Ebblin, C., 1976: Orientation of stresses and strains in the Piedmont area of Eastern Friuli, NE Italy (Boll. Geof. Teor. Appl. XIX. 549—558).

Herak, M., 1985: Ovisnost Parametara potresa o geoteknickim svojstvima površinskih slojeva tla (magistarski rad, Geofizizicki Zavod, Zagreb).

Horváth F. et al. 1990: Paks környezetének neotektonikája (Kutatási Jelentés, Budapest).

Naumovski, N.—D. Petrovski, 1976: Strong-motion earthquake accelerograms (Volume II., part C, Skopje).

Müller, G. 1985: The reflectivity method: a tutorial, (J. Geophys., 58, 153—174)

Stoll, D. 1980: Determination of focal parameters of five 1976 Friuli earthquakes from Rayleigh wave spectra (Boll. Geof. Teor. Appl. XXII, 3—12).

Zahradník, J.—Hron, F. 1987: Seismic ground motion of sedimentary valleys — example La Molina, Lima, Peru. (J. Geophys., 62, 31—37.)

Zahradník, J.—Barták, V.—Urban, L. 1982: Earthquake ground — motion predictions and the relevant seismic survey data. (Proc. 27th Int. Geophys. Symposium, Bratislava, Czechoslovakia, 7—10. September, 1982. Vol. A(1), pp. 53—64, Geofyzika n.p. Brno)

Zahradník, J.—Barták, V. 1988: Seismic response of horizontally-layered sedimentary structures with absorption to, P, SV and SH excitations (Report series: Methods for Analyzing Earthquakes Effects at Building Sites, Czech Technical University, Praha)

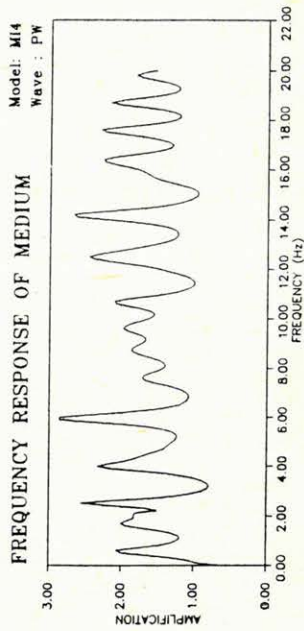
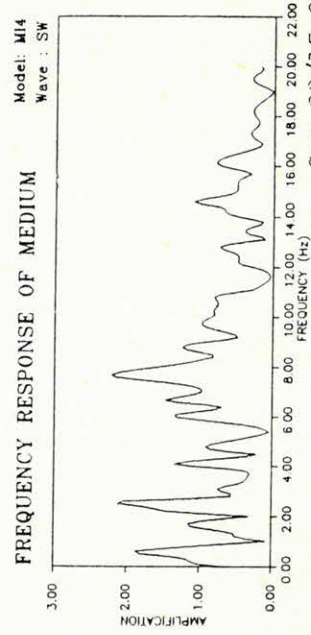
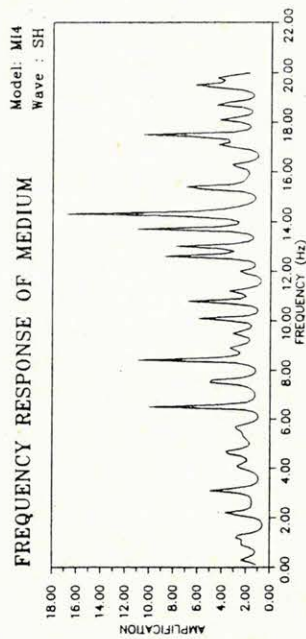
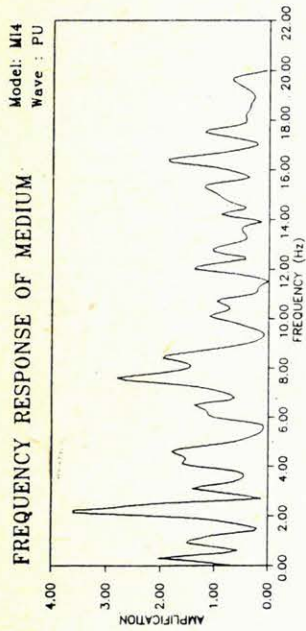
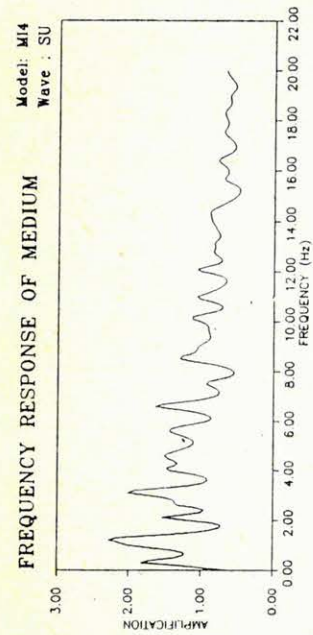
MODEL: MI 4	Réteg- vastagság (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
1	275	2050	1020	2000	1000	50
2	300	2640	1520	2000	1000	50
3	100	1800	900	1900	1000	50
4	300	2820	1630	2000	1000	50
5	100	2580	1490	2000	1000	50
6	100	3500	2020	2000	1000	50
7	100	4300	2500	2000	1000	50
alapkőzet		5100	2900	2000	2000	1000

Geo 90/15-8

8. ábra. Az MI4 földtani modell paraméterei

Рис. 8. Параметры среды для модели MI4

Fig. 8. Geophysical parameters for model MI4



Geo 90/15-9

9. ábra. Az MI4 modell alapján számított talaj válasz függvények

Рис. 9. Расчетные спектральные характеристики для модели MI4

Fig. 9. Frequency response functions for model MI4

MODEL: PAKS (P2)		Réteg- vastagság (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
1		5	600	325	1800	500	10
2		10	1250	467	1900	1000	15
3		10	1600	694	1900	1000	15
4		15	1620	1020	2000	1000	15
5		25	1850	809	2000	1000	20
6		10	1670	1176	2050	1000	25
alapkőzet			2000	962	2050	1000	1000

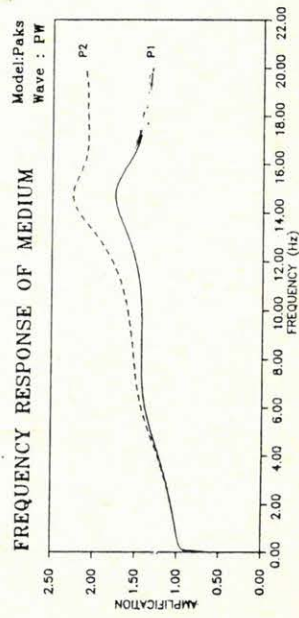
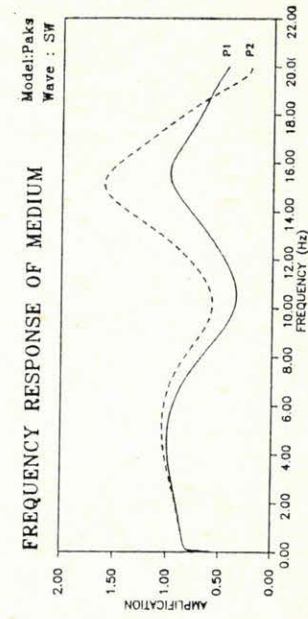
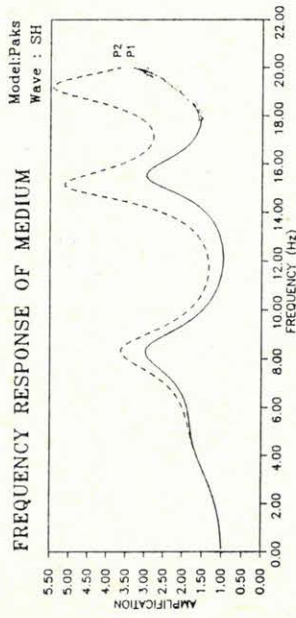
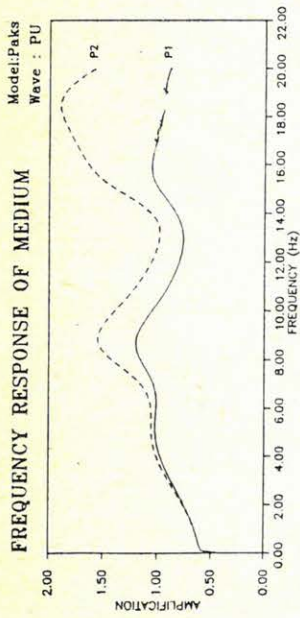
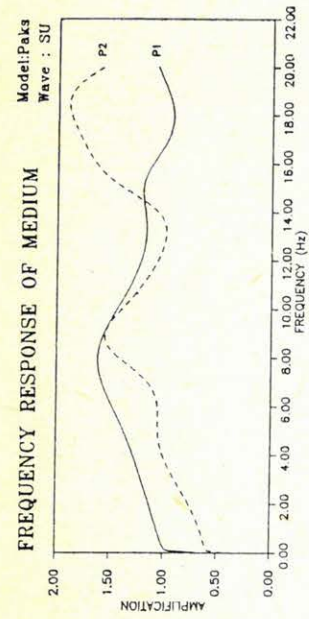
MODEL: PAKS (P1)		Réteg- vastagság (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
1		2	1250	467	1900	1000	15
2		10	1600	694	1900	1000	15
3		15	1620	1020	2000	1000	15
4		25	1850	809	2000	1000	20
5		10	1670	1176	2050	1000	25
alapkőzet			2000	962	2050	1000	1000

Geo 90/15-10

10. ábra. Paks földtani modelljének paraméterei
(P2 — a felszínig; P1 — az alapozás síkjáig)

Рис. 10. Параметры среды для модели PAKS (P2 — от поверхности, P1 — от фундамента реактора)

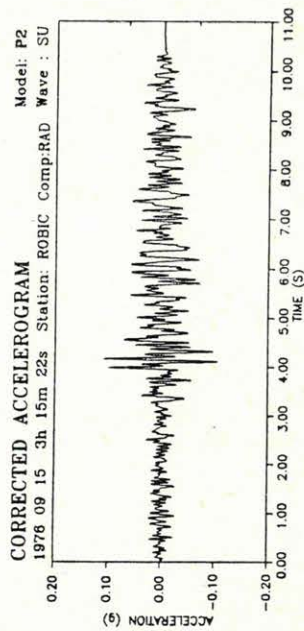
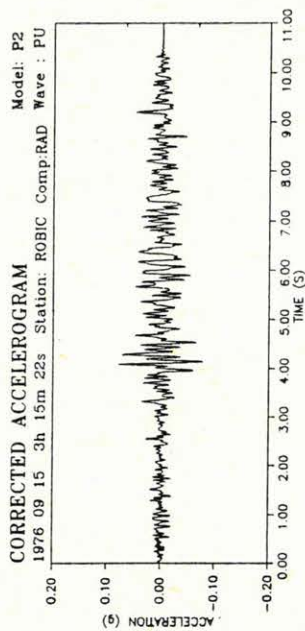
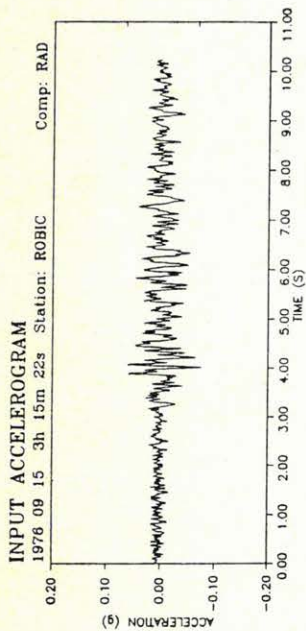
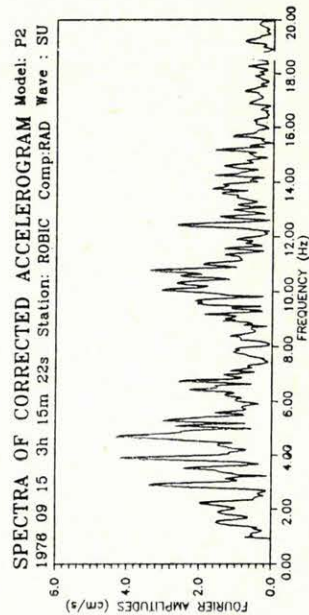
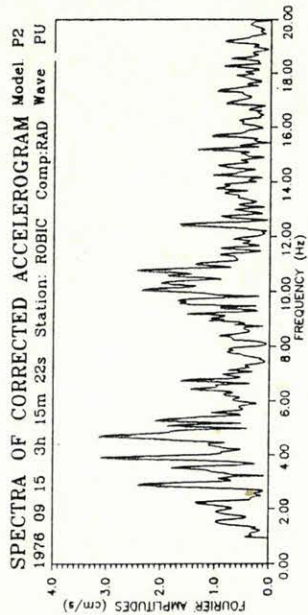
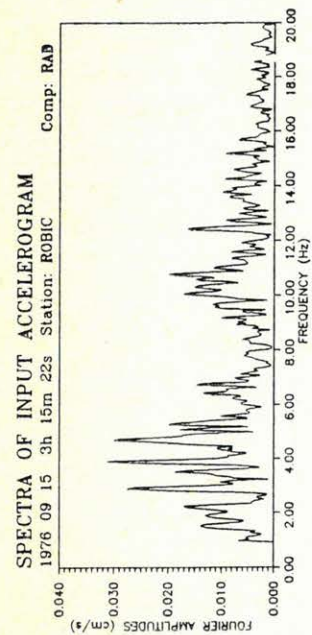
Fig. 10. Geophysical parameters for model PAKS
(P2 — up to the surface; P1 — up to the basement)



Geo 90/15-11

11. ábra. A PAKS modell alapján számított talaj válasz függvények
 Рис. 11. Расчетные спектральные характеристики для модели PAKS

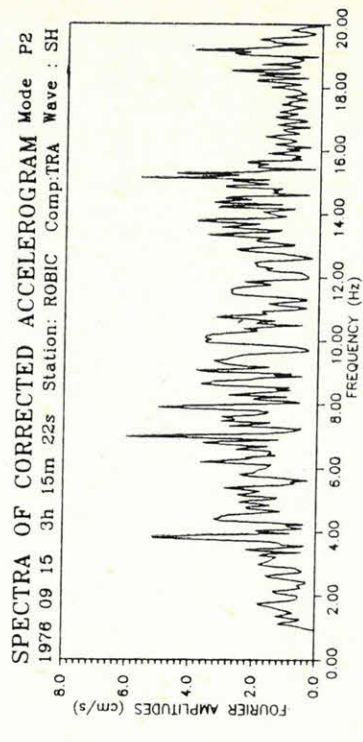
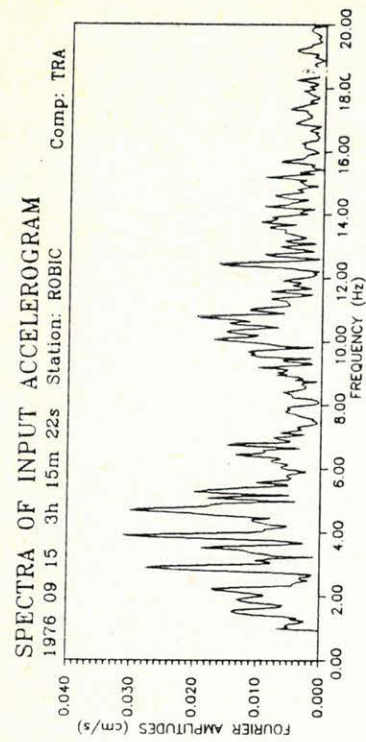
Fig. 11. Frequency response function for model PAKS



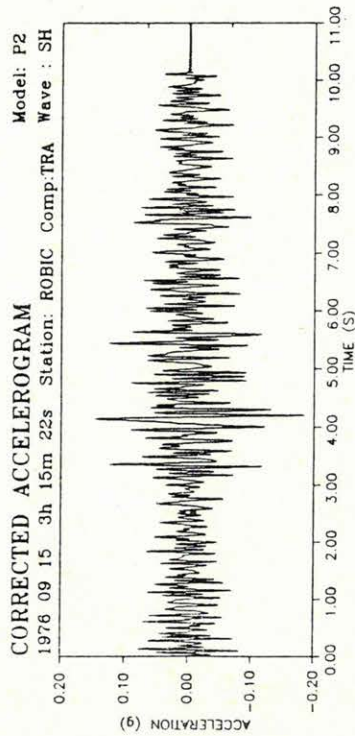
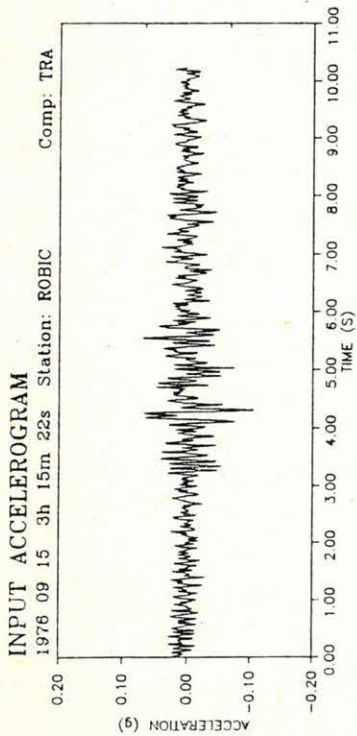
Geo 90/15-12

12. ábra. Az alapközetben jelentkező gyorsulás transzformációja a felszínre (radiális komponens)

Рис. 12. Пересчет же акселерограмм на поверхности (радиальный компонент)
Fig. 12. Radial component of input and corrected (for the surface) accelerograms



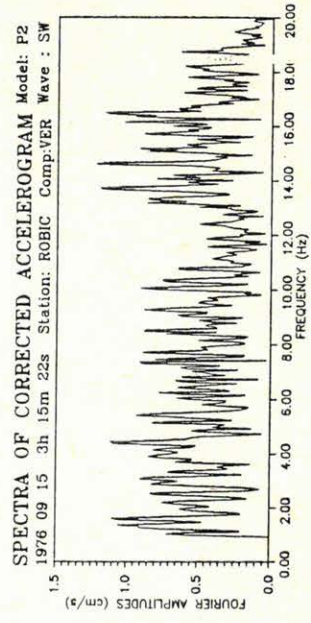
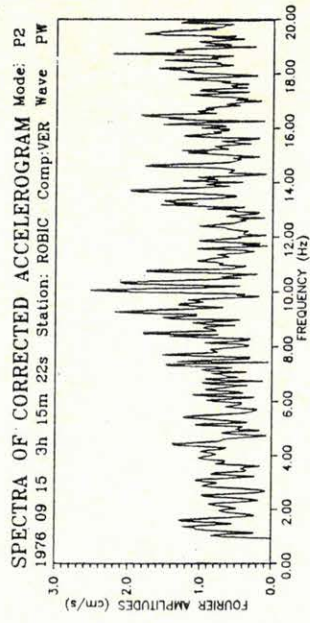
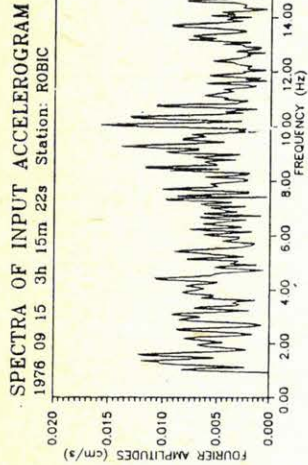
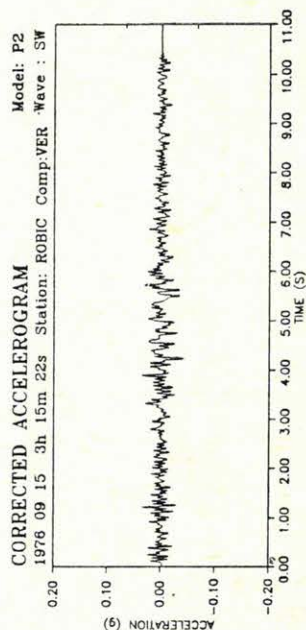
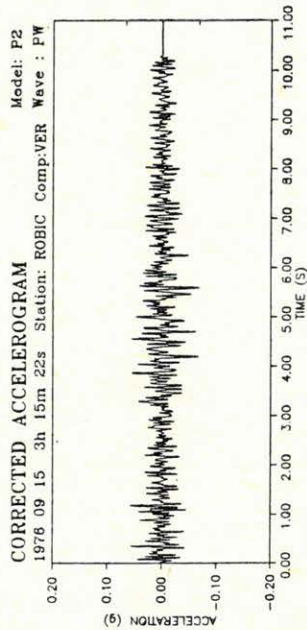
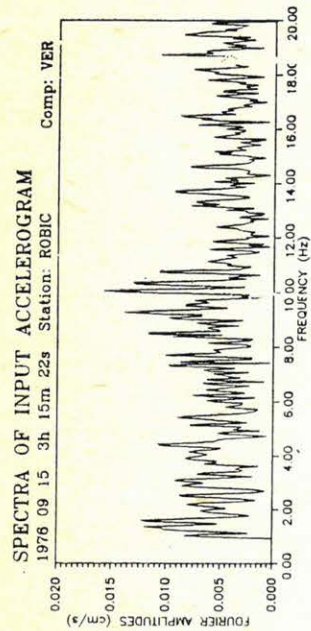
Geo 90/15-13



13. ábra. Az alapkőzeten jelentkező gyorsulás transzformációja a felszínre
(transzverzális komponens)

Рис. 13. Пересчет же акселерограмм на поверхности (трансверзальный компонент)

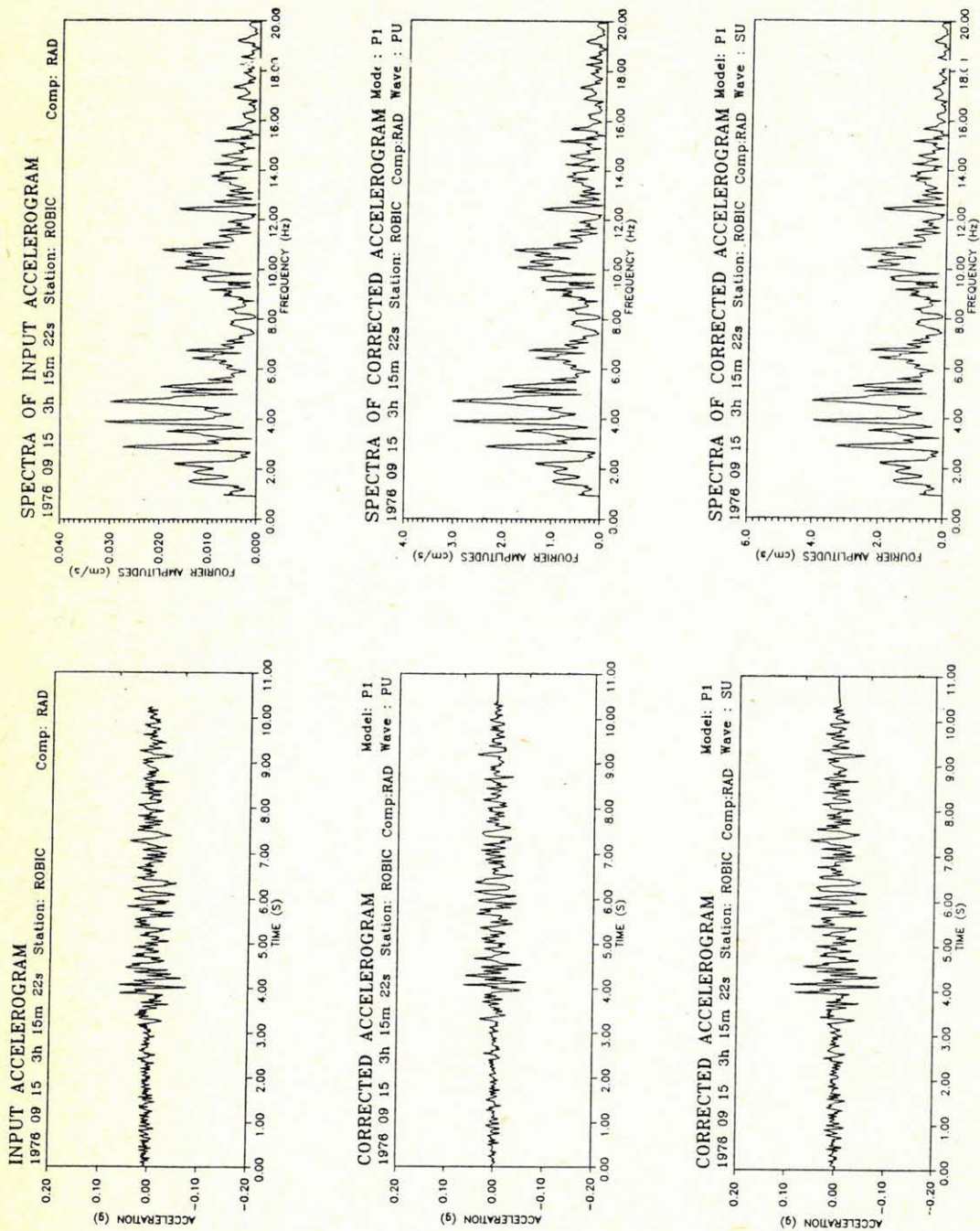
Fig. 13. Transversal component of input and corrected (for the surface) accelerogram



Geo 90/15-14

14. ábra. Az alapközeten jelentkező gyorsulás transzformációja a felszínre
(vertikális komponens)

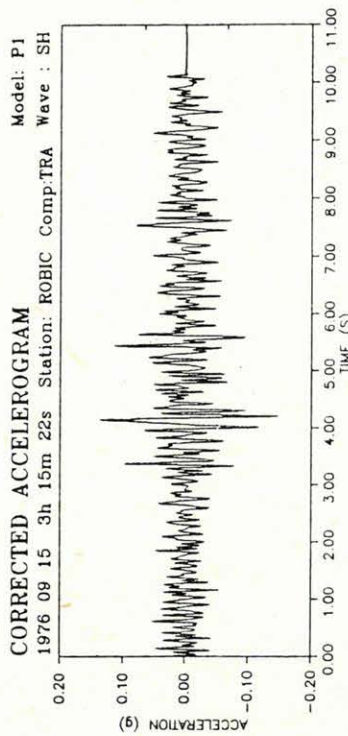
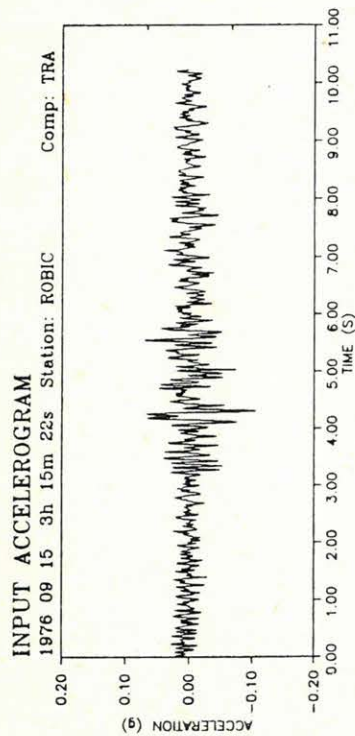
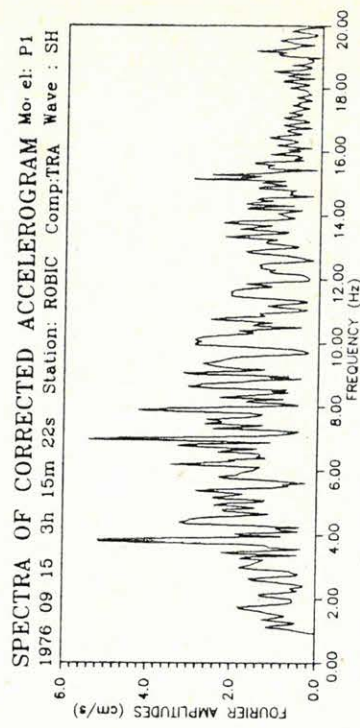
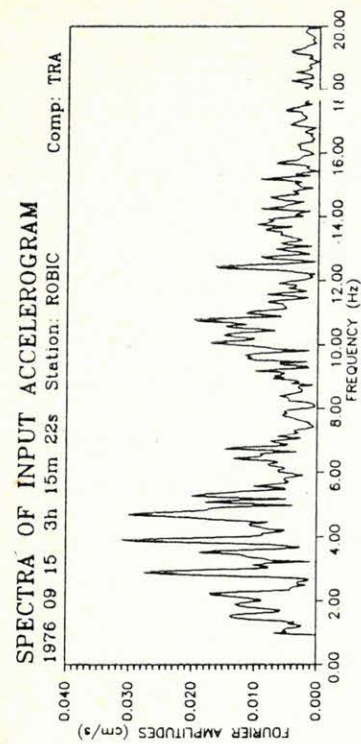
Рис. 14. Пересчет же акселерограмм на поверхности (вертикальный компонент)
Fig. 14. Vertical component of input and corrected (for the surface) accelerograms



Geo 90/15-15

15. ábra. Az alapkőzeten jelentkező gyorsulás transzformációja az alarozás síkjára (radiális komponens)

Рис. 15. Пересчет же акселерограмм на фундамента реактора (радиальный компонент) и corrected (for the level of basement) accelerograms



Geo 90/15-16

16. ábra. Az alapkőzeten jelentékező gyorsulás transzformációja az alarozás síkjára
 (transzverzális komponens)

Рис. 16. Пересчет же акселерограмм на фундамента реактора (трансверзальный компонент)
 Fig. 16. Transversal component of input and corrected (for the level of basement)
 accelerograms

MAGYAR GEOFIZIKA

A szerkesztésért felelős: Zelei András felelős szerkesztő
A szerkesztőség címe: Budapest VI., Anker köz 1. fem. 17. 1368, Telefon: 112-9754
Kiadja: a Delta Szaklapkiadó és Műszaki Szolgáltató Leányvállalat
1093 Budapest, Lónyay u. 44.
Telefon: 117-0011. 117-0028
Felelős kiadó: F. Nádor Mara igazgató
Egri Nyomda, Eger — Felelős vezető: Kopka László

* * *

Terjeszti a Magyar Posta. Előfizethető a hírlapkézbesítő hivataloknál, a Posta Hírlapelőfizetési és Lapellátási Irodáján, 1900 Budapest V., József nádor tér 1. vagy átutalással a 215-96 162 pénzforgalmi jelzőszámra. Egy szám ára: 32,50 Ft. Előfizetés fél évre: 97,50 Ft. egy évre: 185 Ft. Külföldön terjeszti a Kultúra Könyv- és Hírlap Külkereskedelmi Vállalat, 1389 Budapest, Pf. 149. és a Magyar Média 1392 Budapest, Pf. 279. 86-253. Egyesületi tagoknak tagdíj ellenében. Megjelenik évente hatszor