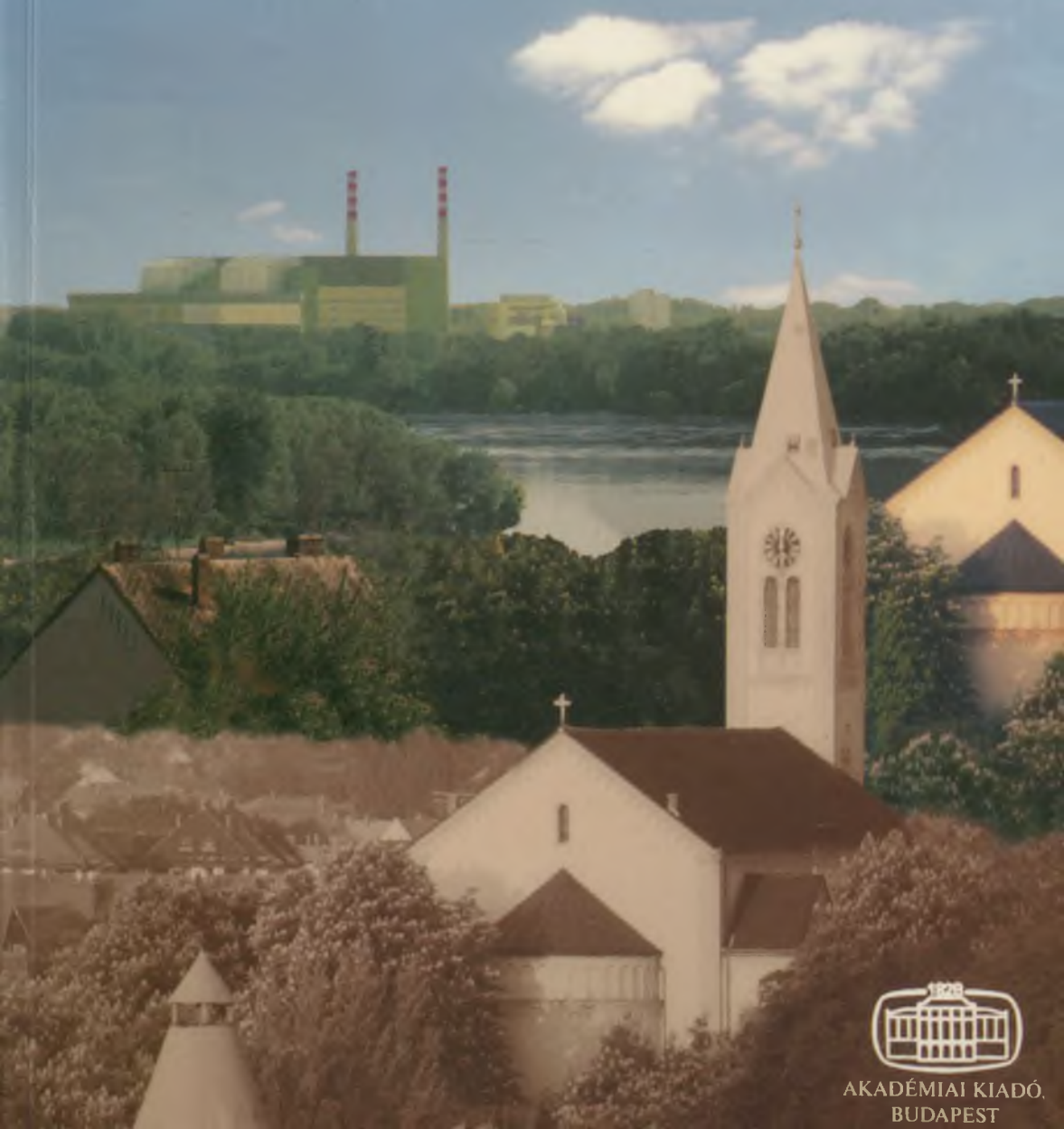


# A PAKSI ATOMERŐMŰ FÖLDRENGÉSBIZTONSÁGA



AKADÉMIAI KIADÓ,  
BUDAPEST



# A PAKSI ATOMERŐMŰ FÖLDRENGÉSBIZTONSÁGA

Földtudományi Intézet, Budapest

Dr. Kóvács László

Dr. Horváth István

Dr. Horváth István

Dr. Horváth István

Dr. Horváth István

Dr. Horváth István

1978. évi 11. számú Kormányrendelet alapján

1978. évi 11. számú Kormányrendelet alapján

1978. évi 11. számú Kormányrendelet alapján

1978. évi 11. számú Kormányrendelet alapján

1978. évi 11. számú Kormányrendelet alapján

1978. évi 11. számú Kormányrendelet alapján

1978. évi 11. számú Kormányrendelet alapján

1978. évi 11. számú Kormányrendelet alapján

Írták

BALLA ZOLTÁN  
CHIKÁN GÉZA  
CHIKÁN GÉZÁNÉ  
DUDKO ANTONYINA  
HORVÁTH FERENC  
KÓKAI ANDRÁS  
MAROS GYULA  
MAROSI SÁNDOR  
MÓNUS PÉTER  
RÁNER GÉZA és munkatársai  
SCHWEITZER FERENC  
SZABÓ ZOLTÁN és munkatársai  
SZEIDOVITZ GYŐZŐ  
TÓTH LÁSZLÓ  
TÓTH TAMÁS  
TURCZI GÁBOR  
VARGA PÉTER

# A PAKSI ATOMERŐMŰ FÖLDRENGÉSBIZTONSÁGA

Szerkesztette:

MAROSI SÁNDOR–MESKÓ ATTILA

AKADÉMIAI KIADÓ BUDAPEST, 1997

A szedés az MTA Földrajztudományi Kutató Intézetben készült

Számítógépes szövegszerkesztést és tördelést végezte:

GARAINÉ ÉDLER ESZTER, KERESZTESI ZOLTÁN, TÁRKÁNYI LÁSZLÓNÉ

Műszaki szerkesztő:

KERESZTESI ZOLTÁN

A kivitelezésben közreműködtek:

BALOGH JÁNOS, MOLNÁR MARGIT, POÓR ISTVÁN

Címlapfotó:

BEREGNYEI MIKLÓS

Fedélterv:

KABÁCS ISTVÁN

Nyomta:

EXEON Bt.

ISBN 963 05 7444 6

Kiadja az Akadémiai Kiadó, Budapest

© SCHWEITZER FERENC FKI igazgató, témavezető, 1997

Minden jog fenntartva, beleértve a sokszorosítást, a nyilvános előadást, a rádió- és televízióadás, valamint a fordítás jogát, az egyes fejezeteket illetően is

# TARTALOM

ELŐSZÓ (Szerkesztők) . . . . .	9
CHIKÁN Géza – CHIKÁN Gézáné – KÓKAI András – TURCZI Gábor:	
Földtani vizsgálatok Paks környékén, 1985–1994 . . . . .	11
1. Bevezetés . . . . .	11
2. Felszíni földtani felvételek . . . . .	12
3. Fúrásos kutatás . . . . .	17
4. Mesterséges feltárások . . . . .	19
5. A földtani képződmények szintézise . . . . .	20
6. Térinformatikai adatbázis . . . . .	21
Irodalom . . . . .	25
BALLA Zoltán – DUDKO Antonyina – MAROS Gyula: Paks környékének	
mélyszerkezete és neotektonikája . . . . .	33
1. Bevezetés . . . . .	33
2. A medencealjzat szerkezete . . . . .	34
2.1. Gravitációs és mágneses anomáliakép . . . . .	34
2.2. A medencealjzat gravitációs hatása . . . . .	35
2.3. Következtetések . . . . .	36
3. A miocén képződmények szerkezete . . . . .	37
3.1. Törések . . . . .	37
3.2. Összletek . . . . .	38
3.3. Következtetések . . . . .	39
4. A negyedidőszaki üledékek szerkezete . . . . .	40
4.1. Mélyebb szintek: sekélyszeizmikus szelvények . . . . .	40
4.2. Felszín közeli rétegek: kőzetrésmérések . . . . .	41
4.3. Felszín: űrlineamensek . . . . .	43
4.4. Következtetések . . . . .	43

5. Összesítés . . . . .	43
Irodalom . . . . .	45

RÁNER Géza – SZABÓ Zoltán (összeáll.): Geofizikai kutatások Paks térképében . . . . .	61
--	----

1. A Paksi Atomerőmű Rt. megbízásából végzett geofizikai mérések áttekintése . . . . .	61
2. Neotektonikai kutatások, aktív vagy várhatóan aktív törések meghatározása . . . . .	62
3. A tektonika és a földrengések közötti kapcsolat . . . . .	63
4. Távérzékelési felvételek digitális vizsgálata (GULYÁS Á.) . . . . .	64
5. Légigeofizikai vizsgálatok . . . . .	65
6. Gravitációs kutatások (SZABÓ Z.–PÁNCSECS Z.) . . . . .	65
7. Földmágneses kutatások (KOVÁCSVÖLGYI S.) . . . . .	67
8. Tellurika, magnetotellurika (MADARASI A.–NEMESI L.–VARGA G.) . . . . .	67
9. Szeizmikus mérések . . . . .	68
9.1. Refrakációs mérések . . . . .	69
9.2. Reflexiós mérések (D. LŐRINCZ K.–REDLERNÉ TÁTRAI M.) . . . . .	69
9.3. Sekélyszeizmikus mérések (GÚTHY T.) . . . . .	71
9.4. Dunai szeizmikus mérések (TÓTH T.) . . . . .	71
9.5. A szeizmikus mérések további feladatai . . . . .	72
10. Geoelektromos mérések (NEMESI L.–STICKEL J.) . . . . .	72
11. Mérnökgeofizikai szondázások (FEJES I.–STICKEL J.) . . . . .	72
12. Földradar mérések (PATTANTYÚS-Á. M.) . . . . .	73
13. Szeizmokarotázis, P, S, Q mérések (TÖRÖS E.) . . . . .	74
14. Mélyfúrás geofizika (BUCSI SZABÓ L.) . . . . .	74
15. Összefoglalás . . . . .	74
Irodalom . . . . .	75

SZEIDOVITZ Győző – VARGA Péter: A Paksi Atomerőmű telephelyének földrengésbiztonsága, kárpát-medencei nagyobb rengések áttekintésével . . . . .	95
--	----

1. Bevezetés . . . . .	95
2. Paks földrengésbiztonságával foglalkozó szakvélemények áttekintése . . . . .	95



3. Földrengésforrások felderítésének lehetőségei . . . . .	101
4. A Kárpát-medencében keletkezett néhány nagyobb rengés paramétereinek és geokörnyezetének áttekintése . . . . .	102
4.1. A pannon rétegeket is érintő töréses zónák . . . . .	104
4.2. A pleisztocén és holocén mozgásokra utaló nyomok . . . . .	104
4.3. Földrengésforrások stabilitása . . . . .	105
4.4. Blokkok kontúrjainak vizsgálata . . . . .	106
4.5. A kecskeméti földrengés (1911) . . . . .	107
5. Összefoglalás . . . . .	109
Irodalom . . . . .	109

TÓTH László – MÓNUS Péter: A Paksi Atomerőmű mikroszeizmikus megfigyelő hálózata . . . . .	113
1. Bevezetés . . . . .	113
2. Szeizmológiai, műszaki koncepció . . . . .	114
3. Az állomások helykiválasztásának szempontjai . . . . .	114
4. A mérőhálózat konfigurációja és felépítése . . . . .	115
5. A mérési eredmények feldolgozása és szeizmológiai értelmezése . . . . .	115
6. Eredmények . . . . .	116
Irodalom . . . . .	117

TÓTH Tamás – HORVÁTH Ferenc: Neotektonikus vizsgálatok nagyfelbontású szeizmikus szelvényezéssel . . . . .	123
1. Bevezetés . . . . .	123
2. Szeizmikus szelvényezés alapjai . . . . .	124
2.1. A mérési módszer fizikai alapjai és gyakorlati kivitelezése . . . . .	124
2.2. A mérési eredmények feldolgozása és értelmezése . . . . .	126
3. Többcsatornás, közepes behatolási mélységű szeizmikus mérések a Dunán . . . . .	127
3.1. Mérési módszer . . . . .	127
3.2. Feldolgozás menete . . . . .	128
4. Szárazföldi nagyfelbontású szelvények (ELGI mérések) újrafeldolgozása . . . . .	130

5. Értelmezés . . . . .	132
5.1: A rétegtani és szerkezeti elemek kijelölése a szelvényeken . . . . .	132
5.1.1. A kvarter/pannon diszkordancia felület kijelölése a szelvényeken . . . . .	132
5.1.2. Vetők kijelölése és korrelációja . . . . .	133
5.2. A vetődések kora és mértéke: a mai aktivitás és a „képesség” problémája . . . . .	136
6. Következtetések . . . . .	137
Irodalom . . . . .	138

MAROSI Sándor – SCHWEITZER Ferenc: Geomorfológiai vizsgálatok

Paks környékén . . . . .	153
1. Bevezetés . . . . .	153
2. A tektonikus kőzetrések . . . . .	153
3. Felszínfejlődési vázlat, rekonstruált ősföldrajzi kép . . . . .	154
3.1. Folyóvízi üledékek fekjének paleodomborzata az atomerőmű térségében . . . . .	155
3.2. A mezőföldi völgyhálózat irányítottsága . . . . .	156
3.3. Alföld-peremi erózióbázisok és a Duna helyváltoztatásai . . . . .	157
3.4. A dunai medrek irányváltozásai . . . . .	158
3.5. Lösshátsági völgyek és az Ős-Sárvíz . . . . .	159
4. A domborzati formák (geomorfológiai térkép) . . . . .	159
4.1. Folyóvízi eróziós és akkumulációs formák . . . . .	160
4.2. Komplex genézisű formák . . . . .	161
4.3. Deflációs formák . . . . .	162
4.4. Antropogén formák . . . . .	163
5. Összefoglalás . . . . .	163
Irodalom . . . . .	164
ZÁRSZÓ (Szerkesztők) . . . . .	177

## Előszó

A szeizmikus veszélyeztetettség megítélése szempontjából a legfontosabb kérdés: *várható-e* a vizsgált objektumot érintő földrengés, és ha igen, *milyen erősségű*. Ez a kérdés többféle megközelítésben tárgyalható, de a lényeg mindig az, hogy a *jövőbeli* földrengések lehetőségét és erősségét *múltbeli* események és folyamatok alapján becsüljük meg. A különböző megközelítések között eltérések vannak egyrészt abban, *milyen távoli* múlt eseményeit vizsgáljuk, másrészt abban, *mennyire közvetlenül* kapcsolódnak az illető jelenségek a földrengésekhez. Nyilvánvaló, hogy minél közelebb vannak időben és minél szorosabb kapcsolatban állnak a földrengésekkel a tanulmányozott események és folyamatok, annál megbízhatóbbak a levont következtetések.

A földrengésekkel legszorosabb kapcsolatban nyilvánvalóan maguk a *földrengések* állnak, ezért a szeizmikus kockázatot többnyire a *korábbi földrengések* elemzésével igyekeznek meghatározni. Hazánk a kis és közepes szeizmicitású térségek kategóriájába tartozik, ahol a jövőben várható földrengéstevékenységre csak egy hosszabb, valószínűleg többézer éves megfigyelési intervallum alapján lehet következtetni. RÉTHLY A. (1952) katalógusában ugyan feldolgozta a hazánkban 456-tól megfigyelt rengéseket, de anyaga messze nem teljes, s megbízhatóbb adataink csak az elmúlt két–három évszázadból vannak. Ezek alapján még eloszlási törvényszerűségeket is nehéz körvonalazni, ezért a szeizmikus kockázat becslésében *egyéb adatokat is* használnunk kell.

A földrengések a földkéregben lejátszódó mozgások konkrét megnyilvánulásainak tekinthetők. A *kéregmozgások* egészében véve a *geológia*, a *tektonika* tárgykörébe tartoznak, ezért a földrengések előrejelzésében általában nagy szerepet tulajdonítanak a szerkezeti vizsgálatoknak, amelyeket részint földtani módszerekkel, részint a társtudományok: *geofizika*, *geomorfológia* stb. keretében végzett kutatások kiegészítésével folytatnak le.

A *Paksi Atomerőmű Rt. megbízásából* a telephely szeizmicitása és az atomerőmű biztonsága szempontjából mértékadó földrengés meghatározásának érdekében már *több mint egy évtizede* kiterjedt, a földtudományok több területét érintő *kutatások folytak* a létesítmény területén és tágabb környezetében. A vizsgálatok során jelentős mennyiségű adat, geológiai, tektonikai, geofizikai, szeizmológiai, geotechnikai és geomorfológiai ismeret és tapasztalat halmozódott fel jelentések, szakvélemények, részben publikációk formájában. Az elvégzett kutatások a nemzetközi elvárásoknak is megfelelő telephely minősítés példáját adják.

A *Paksi Atomerőmű Rt.* – felismerve, hogy a felhalmozott anyag értéke túlmutat az egyszeri ipari alkalmazás keretein – elhatározta, hogy elkészítteti az egy évtizedes kutatómunka eredményeinek *rövid összesítését*, elérhetővé téve e sokoldalú vizsgálatsorozat eredményeit hazai és nemzetközi szinten a szaktudományos érdeklődők és az atomerőművi szakemberek számára. Az egyes szakterületek eredményeit összefoglaló tanulmánykötet

hasznos tanulságul szolgál a földtudományok eredményei atomerőművi telephely minősítésre való alkalmazása lehetőségének bemutatására, módszertanára és ebben a tekintetben demonstrálhatja a hazai és külföldi tudományos és ipari gyakorlat kölcsönhatását is.

*Ezért e tanulmánykötet szerzőinek elsődleges célja az összes érdeklődő számára követhető módon összefoglalni azokat a földtudományi vizsgálatokat, amelyek a Paksi Atomerőmű földrengésbiztonságának a meghatározását, majd a becslés pontosítását lehetővé tették.* Az egyes tanulmányok maguk is összefoglaló jellegűek, hiszen a szerzőik általában sok éves térképezési vagy mérési munka, több, nem ritkán többszáz oldalas jelentések anyagait ismertetik röviden.

Az általános tájékoztató jelleg ellenére a kötet tanulságos a földtudományi szakemberek számára is, hiszen eddig hasonló összefoglaló, szintetizáló munka nem jelent meg. A tanulmányokat az egyes vizsgálatok vezetői jegyzik, a szerzők között pedig azok többsége szerepel, akik érdemi munkát végeztek a földrengés-veszélyeztetettség megállapításában, mások az egyes tanulmányokat lezáró irodalomjegyzékekben felsorolt publikációk, kéziratos jelentések szerzőiként fordulnak elő. A tágabb és szűkebb környezet geológiai felmérése, a tektonika és neotektonika geológiai bizonyítékainak összegzése és értelmezése után a geofizikai vizsgálatokról adunk számot, majd a szeizmológiai összefoglalók következnek. A Dunán végzett szeizmikus mérések külön kiemelve szerepelnek, mert vitális fontosságúak annak eldöntésében, van-e az erőmű környezetében ún. capable (felszínig hatoló elvetés létrehozására képes) törés. A geomorfológiai fejezet a földtudományi vizsgálatoknak mintegy lezárása.

Kötetünk egyes tanulmányainak szerzői természetesen szükségesnek tartották, hogy bevezetőjükben kitérjenek szűkebb szakterületükön *a témakört érintő célokra és előzményekre, részben rövid kutatástörténeti áttekintésre*, továbbá nyújtsanak *módszertani, esetleg a feldolgozás menetét vázoló tájékoztatót.*

Ezek a részek érthetően tűnhetnek a kötet olvasói számára részben ismétlődésnek, akárcsak a tanulmányokhoz csatolt irodalomjegyzékekben előforduló hivatkozott munkák újbóli, ill. párhuzamos említése. Az összevonásokat azonban indokolt volt mellőznünk, hiszen nem monográfiát szándékoztunk közreadni, hanem olyan tanulmányok gyűjteményét, amelyek egyenként, a kötet különnyomataiként önállóan is használhatók. Ezzel összefüggésben nyilvánvaló, hogy *a szerzők szuverén kutatókként, szakemberekként teljes felelősséggel szerepelnek* a kötetben, s szakmai kompetenciával nyilatkoznak meg szűkebb szakterületük érdemi eredményeiről.

Megköszönve a Paksi Atomerőmű Rt. vezetőinek, szakembereinek a vizsgálatok támogatását, a tanulmánykötet megjelentetését, különösen BALOGI JENŐ fejlesztési igazgató szakértő ügybuzgalmát, abban a reményben köszöntjük a t. Olvasót, hogy sajátos földtudományi, sőt szélesebb körű érdeklődését is sikerül kielégíteni.

Budapest, 1997. március

Szerkesztők

## Földtani vizsgálatok Paks környékén, 1985–1994

CHIKÁN GÉZA – CHIKÁN GÉZÁNÉ – KÓKAI ANDRÁS – TURCZI GÁBOR

Magyar Állami Földtani Intézet, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

### 1. Bevezetés

A Paksi Atomerőmű környezetében a Magyar Állami Földtani Intézet 1985 óta vesz részt a földtani kutatási munkákban. A Dunától Ny-ra eső területen a legtöbb eredményt az atomerőmű földrengésbiztonsági vizsgálatához kapcsolódó földtani kutatások, ill. az erőmű környezetében részben a tervezett bővítéshez, részben a szeizmológiai vizsgálatok megalapozásához számos intézmény és szakértő által végzett földtani munkálatok adták. Ezeknek a munkáknak eredményei közül a teljesség igénye nélkül említjük meg a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) Déldunántúli Osztályának, a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) különböző osztályain dolgozó munkatársainak, az MTA Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézete (GGKI) munkatársainak, az Eötvös Loránd Tudományegyetem (ELTE) munkatársainak, a Geofizikai Kutató Vállalat (GKV) munkatársainak, valamint a moszkvai Földfizikai Intézet részéről A. F. GRACSOVnak és munkatársainak tevékenységét, akik az 1985-1991. közötti időszakban a terület földrengésbiztonsági vizsgálataiban részt vettek. Szintén fontos munkát végeztek az ezeknek a vizsgálatoknak az eredményeit 1991-ben bíráló szakértői testület tagjai. A területen összefoglaló jellegű, a korábbi adatok feldolgozásán nyugvó munkát készített az ELGI inércsoportjainak bevonásával, a Tudományos Koordinációs Bizottság javaslatainak figyelembevételével a Magyar Állami Földtani Intézet 1992-ben, s fontos összefoglaló munka született 1994-ben a Földtani Intézetben a terület földtani viszonyainak összefoglalásával, a tektonikai viszonyok értékelésével és az eddig elvégzett munkák eredményeinek térinformatikai rendszerbe foglalásával. Tanulmányunk a szűkebb értelemben vett földtani kutatások módszereit és eredményeit a Paksi Atomerőmű környezetében (1. ábra) a felszínen és a felszínközélen található földtani képződményekről rendelkezésünkre álló ismeretek tükrében foglalja össze, s ismerteti a területen lefolytatott földtudományi kutatások eredményeit egységes rendszerbe foglaló térinformatikai adatbázis összeállításának, használatának főbb ismérveit.

A tíz év leforgása alatt különböző megrendelők által elvégzett kutatások legfontosabb célja az atomerőmű környezetének földrengésbiztonsági vizsgálataihoz szükséges földtani alapadatok összegyűjtése, bizonyos hiányzó adatok pótlása, s ezek földtani szintézise volt. A végső szintézishez (CHIKÁN G. et al. 1994a) felhasználtuk a területen lefolytatott korábbi földtani-geofizikai kutatások eredményeit is. A figyelembe vett adatok egy része az atomerőműtől távolabb eső területekről származik; az egyes képződmények elterjedésének, kifejlődésének és egymáshoz való viszonyának tisztázása szükségessé tette e kitekintést. A földtani kutatási munkák egyik legfontosabb kitűzött célja és elért eredménye a terület földtani viszonyainak minél pontosabb megismerése, a lehetőségekhez mért legpontosabb földtani térkép előállítása, a földtani képződmények földrengés-érzékenységet befolyásoló alaptulajdonságainak pontosítása volt. A tíz év folyamán folyamatosan megszerzett információk felhasználásával egyre nagyobb pontosságú földtani térkép megszerkesztésére nyílt lehetőségünk. A földtani szintézis elkészítése kapcsán megszerkesztett térképünk a térinformatikai rendszerben (TURCZI G. 1994) elhelyezett számos térképváltozat földtani alapja. Ennek az 1:25 000-es földtani térképnek az egyszerűsített változata a 2. ábra.

Tanulmányunkban az elvégzett földtani kutatások eredményeit tematikai csoportosításban ismertetjük. Külön tárgyaljuk a *felszíni földtani felvételeket*, a lefolytatott *fúrásos kutatásokat*, a *mesterséges feltárások* létesítését, vizsgálatuk eredményeit; a szerkezeti viszonyokkal kapcsolatos munkákra csak annyiban térünk ki, amennyiben azok hozzájárultak a földtani viszonyok jobb megismeréséhez, tektonikai értékelésük a jelen kötet következő tanulmányában (BALLA Z. et al. 1997) található meg. Külön egységben kapott helyet a *térinformatikai adatbázis* ismertetése.

## 2. Felszíni földtani felvételek

Minden földtani kutatás kiindulási alapja a vizsgálatba bevont terület földtani képződményeinek elterjedését, egymáshoz való viszonyát ábrázoló földtani térkép, amelyhez a képződmények legfontosabb tulajdonságainak ismertetését tartalmazó földtani magyarázó szöveg tartozik. A Paksi Atomerőmű környéke az ország azon területei közé tartozik, ahol részletes, rendszeres földtani térképezést (eltekintve az 1950-es években lefolytatott ún. síkvidéki felvételtől) korábban nem végeztek, s így a földrengésbiztonsági vizsgálatokhoz szükséges, kellő részletességű földtani térkép sem állt rendelkezésre. Ennek elkészítésére, pótlására végeztünk három ütemben földtani térképezést a területen. Első ízben 1985-ben, majd 1992-ben, s végül 1994-ben folytattunk olyan felszíni földtani felvételezést, amelynek eredményeként előbb egy szűkebb terület 1:50 000-es méretarányú földtani térképe készült el (CHIKÁN G. et al. 1985), majd az atomerőmű köré húzott 30 km sugarú körön belüli területre szerkesztettünk 1:50 000-es földtani térképet (CHIKÁN G. 1992) (a továbbiakban ezt a körzetet nevezzük a "terület"-nek), s végül az atomerőmű 10 km-es körzetének 1:25 000-es térképét szerkesztettük meg (CHIKÁN G. et al. 1994a, 2. ábra) (a továbbiakban ezt a területet értjük az atomerőmű „szűkebb környezetén”). E munkákhoz kapcsolódva az Intézet szerkezetföldtani vizsgálatokat és elemzéseket is készített (DUDKO A. 1992, CHIKÁN G.–DUDKO A. 1992, GERNER P. 1993, DUDKO A.–MAROS GY. 1994), s földtani vizsgálataink hozzájárultak a földrengésbiztonsági vizsgálatokról készült elemzések sikeréhez is (BALLA Z. et al. 1993). A felszíni felvételek eredményei mellett természetesen felhasználtuk a területen részben a MÁFI, részben más kivitelezők által végzett más kutatások eredményeit is, s ennek következtében térképeink megbízhatósága (a méretarány növekedésével együtt) folyamatosan nőtt. A földtani felvételek eredményei, a földtani viszonyok az alábbiakban összegezhetők.

A vizsgált terület a Pannon-medence középső részén helyezkedik el. A földtani felépítésben három nagyobb képződménycsoport különíthető el:

- paleo–mezozóos alaphegység
- neogén képződmények
- negyedidőszaki fedőüledékek

A *paleo–mezozoós alaphegység* a területen változatos mélységben és kifejlődésben ismert, a rendelkezésre álló adatok mennyisége azonban csekély és szórványos. Az ország hegyvidéki területeinek bonyolult felépítéséből kiindulva nyilvánvaló, hogy a medence-aljzatot ért korszakú fúrás (a 30 km sugarú körön belül 8 db: Miske–1, 2, 3, Németskér–1, Szekszárd B–17, Tengelic–1, Tolna B–47 és Vajta–3) csak tájékoztató képet ad az aljzat tényleges szerkezeti és rétegtani viszonyairól. A felépítő kőzetek nagyrészt a mecseki, hasonló korú képződményekkel megegyező jellegűek, részben metamorf, részben üledékes kifejlődésűek. Olyan adatok, amelyek a metamorf, ill. az üledékes kifejlődések közti viszonyt egyértelműen megadnák, nem állnak rendelkezésünkre.

A medencekitöltő *neogén képződményekről* nagyszámú fúrási adatunk van, azonban ezek az adatok több szempontból is inhomogének: a neogén idősebb részét az alaphegységhez hasonlóan kevés fúrás érte el (a 30 km sugarú körön belül 12 db), míg korban felfelé haladva az adatok mennyisége nő; felsőpannóniai képződmények mintegy 900 fúrás rétegsorából ismertek. A fúrási adatok nagy része ugyanakkor szakaszos magfúrással lemélyített vízkutató fúrásból származik, csak kis számú a folyamatos magvétellel mélyített, részletesen feldolgozott és dokumentált fúrás. A felsőpannóniai képződmények fiatalabb tagozatai a területen néhány felszíni feltárásban is tanulmányozhatók. A miocén képződmények üledékes és vulkáni eredetűek, a felsőpannóniai rétegek átlagos medence-kifejlődésben ismertek a területen. Az e képződménycsoportokra vonatkozóan a kutatás során kapott újabb adatokat a fúrásos kutatással foglalkozó résznél ismertetjük.

A több tíz m vastagságú, változatos felépítésű negyedidőszaki üledéktakaró a terület legjobban ismert, legrészletesebben vizsgált képződményegyüttese. Kifejlődési jellegei a terület Ny-i, ill. K-i része közt meglehetősen különbözőek, egységesen megállapítható ugyanakkor, hogy a negyedidőszaki képződmények között a folyóvízi, az eolikus és a lejtőüledékek szerepe a legjelentősebb. A terület negyedidőszaki képződményeinek vizsgálata során mind a geográfiai, mind a geológiai megfontolások szerepet kaptak, így sokoldalúan értelmezhető adat- és vizsgálatsoraink vannak. Ezek a földtani képződmények a földtörténet utolsó 2,5 millió évében keletkeztek. Tanulmányunkban a pleisztocén alsó határát a 2,43 millió éves Gauss–Matuyama-határnál, az alsó- és középsőpleisztocén határát a 700 000 éves Matuyama–Brunhes-határnál, a középső- és felsőpleisztocén határát a 125 000 éves Riss–Würm melegsúcsnál vonjuk meg, míg a holocén kezdetét mintegy 12 000 évre datáljuk. A képződmények megjelenési sajátosságai, kifejlődésük, legjellegzetesebb ásvány-kőzettani tulajdonságaik és elterjedésük ismertetése a földtani térkép magyarázójában (CHIKÁN G. et al. 1994a) és a területről készült szakvéleményben (KOKAI A. 1988) megtalálható. A képződmények egymáshoz való viszonyáról rendelkezésre álló adataink alapján megrajzolható a terület földtani fejlődése során kialakult mai kép, s rekonstruálhatók azok a legfontosabb folyamatok, amelyek e kép kialakulását előidéztek. A vizsgálatsorok értékelésével közelebb jutottunk a képződmények kor- és fácies-viszonyainak tisztázásához, horizontális és vertikális kapcsolatainak megismeréséhez. Ugyanakkor ma is fennáll néhány olyan korrelációs probléma, amelynek megoldásához jelen munka során nem jutottunk közelebb.

A felsőpannóniai és a pleisztocén között a területen jelentős eróziós tevékenység folyt, aminek eredményeként nagy mennyiségű felsőpannóniai üledék pusztult le a terü-

letről. A területen a Tengelic–2 fúrásban leírt alsópleisztocén (más kronológiai felfogás – ld. jelen kötetünkben BALLA Z. et al. – pliocén) Tengelici Vörösmarty Formáció jelenlétére csak a Paks–4/b fúrásban van adatunk, azonban a települési és makroszkópos jellegeken túlmenő, vizsgálatokkal alátámasztott bizonyíték e képződmény korára vonatkozóan nincsen, így a fúráson is átfutó Dszgy–1 szelvényünkön a löszösszlet részeként tüntettük fel ezt az előfordulást. Ez a megoldás annál is inkább indokolt, mert jelen vizsgálataink során a löszösszlet az, amelynek tagolására, korbesorolására és különböző korú szintjeinek elterjedésére a legtöbb adatot sikerült összegyűjtenünk.

A paksi téglagyári alapszelvény sokoldalú, hosszú éveken keresztül folytatott vizsgálatai alapján megközelítőleg pontos képünk van az itt feltárt képződmények kor- és fáciesviszonyairól. Mint a terület legnagyobb, legjobban vizsgált és a legnagyobb vastagágú pleisztocén összletet feltáró képződménysora, adatai jó kiindulási alapot adnak ahhoz, hogy a területen található pleisztocén képződmények kor szerinti besorolását az e réteggel való összehasonlítások alapján próbáljuk meg elvégezni.

A jelenlegi besorolás szerint (PÉCSI M. 1993) a paksi löszszelvény legalsó rétegei mintegy 1 millió évesek, tehát alsópleisztocén korúak. A paksi alapszelvény eredeti feldolgozása (KRIVÁN P. 1955) szerint a téglagyártól D-re ennél idősebb, a felsőpannóniai és a téglagyári alsó rétegek között települő üledékek is megtalálhatók. E képződménycsoport felelne meg korban a Tengelici Formációnak. Ilyen idős pleisztocén üledékekre vonatkozó adatunk a területéről nincs, bár nem elképzelhetetlen, hogy a Paks–4/b fúrásban a pleisztocén folyóvízi üledékek és a felsőpannóniai képződmények között harántolt üledékek is ide sorolhatók.

A löszösszletben további tagolást, ill. párhuzamosítást tesz lehetővé egyrészt a paleotalajok vizsgálata, másrészt a helyenként jelentkező makrofauna. Az üledékegyüttes litológiai jellegei párhuzamosításra (különösen kisebb feltárások esetén) nemigen használhatók, bár bizonyos jelek arra mutatnak, hogy felfelé haladva a konszolidációs állapot, s így a képződmények szöveti jellege is bizonyos konzekvens változást mutat. A löszösszlet különböző szintjeinek párhuzamosítását mesterséges feltárások létesítésével próbáltuk megoldani, ezek vizsgálatainak eredményeiről a későbbiekben lesz szó. A löszösszleten belül az egyes közettípusok egymáshoz való viszonya oly mértékben esetleges, s oly mértékben hasonlóak a különböző korú löszképződmények, hogy kitérképezni az egyes szinteket nem lehet, s ugyanakkor kis méretű feltárások esetében a litológiai bélyegek nem elegendők a korozáshoz sem. Ezért ábrázoltuk térképünkön egységesen, egy elemként a löszösszletet. Szelvényeinken ellenben a kapott feltárási adatok és eredmények kiértékelése alapján 18R jellel különítettük el a feltételezhetően Würmnél idősebb, 18W jellel pedig a valószínűleg Würm korú löszöket (3. ábra). A löszszelvény sajátos kapcsolatban álló képződmény a területen található pleisztocén futóhomok. Ez az üledéktípus nagyrészt a löszösszlettel egyidőben keletkezett. A klimatikus viszonyok változásának függvényében a lösz mindig tartalmaz bizonyos mennyiségű homokot, azonban markáns futóhomok-szintek csak helyenként alakultak ki. E futóhomok azonban általában nem regionális elterjedésű, horizontálisan többnyire kiékelődik. Ennek következtében ritkán állapítható meg két, egymástól térben viszonylag távol lévő futóhomok-előfordulásról, hogy egy réteghez tartoznak vagy sem.



A paksi alapszelvényben a homokrétegek száma felfelé egyre csökken. Az itt előforduló homokrétegek keletkezéséről többféle nézet alakult ki a kutatások során: a kutatók egy része (ÁDÁM L. et al. 1954) véleménye szerint a homokrétegek folyóvízi eredetűek. KRIVÁN P. (1955) a homokrétegeket eolikus úton származtatja. PÉCSI M. (1993) szerint a paksi feltárásban a legjellemzőbb homokrétegek deráziós völgykitöltésként jöttek létre. A fentiek alapján a Pakstól Ny-ra mind felszíni feltárásokban, mind fúrásokban előforduló pleisztocén szélfújta homokokat a keletkezés alapján nem lehet egyértelműen párhuzamba állítani az alapszelvény homokrétegeivel. Ha azonban figyelembe vesszük, hogy a futóhomok-képződéshez milyen klimatikus viszonyok vezetnek, ill. melyek azok az üledékképződési körülmények, amelyek megfelelő mennyiségű anyagot tudnak szolgáltatni a futóhomok-képződéshez, azt valószínűsíthetjük, hogy e futóhomok képződésére a legjobb feltételek a Riss–Würm határ közelében, ill. a Würm elején alakultak ki. A felszíni feltárások, az egyes képződményeket harántolt fúrások és a geoelektromos szelvények alapján megszerkesztett földtani szelvényeink közül a Phsz–2 számú térinformatikai melléklet, ill. az 5. és 6. szelvény (4. és 5. ábra) mutatja, hogy e képződményeknek milyen települési helyzete tételezhető fel a jelenlegi adatok alapján. Meg kell jegyeznünk, hogy a futóhomok-előfordulások egy részénél korozásra csak a rajtuk kialakult talajszint vastagsága és jellege ad megközelítő lehetőséget.

A pleisztocén lejtőüledékek települési viszonyai ritkán kétségesek: kialakulásuk valószínűleg a teljes pleisztocén idején folyt, azonban a legtöbb esetben áthalmazott talajszintek, dellék, völgykitöltések formájában a löszösszletben kerültek ábrázolásra. Külön kitérkezésre csak a legfiatalabb, valószínűleg a Würm utolsó szakaszában keletkezett lejtőképződmények kerültek. Ezek települése a mai domborzati viszonyokhoz idomul, elsősorban a pleisztocén folyamán már kialakult domborzati elemek lábánál, ill. a völgyoldalakon halmozódott fel nagyobb tömegben. Tengerszinthez viszonyított helyzete nem jellemző, mivel a völgykialakulásban a mindenkori erózióbázis helyzete fontos szerepet játszik, s ennek változásai a lejtőüledékek lerakódását is befolyásolják.

Problematicusnak kell tekintenünk a pleisztocén folyóvízi képződmények korbesorolásának, szintezésének és a más fáciesű üledékekkel való kapcsolatának kérdését. Mind az általunk vizsgált, folyóvízi képződményeket is tartalmazó feltárásokban, mind a fúrásokban viszonylag jól meghatározhatók voltak a képződmények keletkezési viszonyai, ugyanakkor egyetlen olyan feltárásunk sincs, amelyben a folyóvízi képződmények és a löszösszlet viszonya pontosan meghatározható lenne. A képződménycsoport kialakulási idejéről, korbesorolásáról megoszlanak a vélemények. A szórványos biosztratigráfiai adatok (JASKÓ S.–KROLOPP E. 1991) helyenként alsó-, máshol felsőpleisztocén korra utalnak. Ebből következően megállapítható, hogy a terület egy részén a pleisztocén folyamán a löszképződéssel egyidejűleg is folyt a fluviális üledék-felhalmozódás. A két fácies oldalirányú érintkezését és kapcsolatát ugyanakkor nem ismerjük. Ez azt is jelenti, hogy függőleges szelvényekben meghatározható ugyan esetenként a rétegsor kora, azonban a más fáciesű üledékekkel való párhuzamosítás már nehezen végezhető el. Ez nemcsak ennek a területnek, hanem a teljes hazai negyedkorkutatásnak jelentős problémája.

A pleisztocén folyóvízi üledékeknek a területen települési helyzet és koradatok alapján két típusát különböztethetjük meg. A Duna-völgy ide sorolt képződményeinek

korbesorolását és tagolását mind üledékföldtani, mind biosztratigráfiai alapon meg lehet adni (JASKÓ S.–KROLOPP E. 1991). Ennek felsőpleisztocénbe sorolt részéhez hasonló kifejlődésű és korú rétegek találhatóak Pakstól ÉNy-ra, a Cseresnyés felé futó völgyben, valamint a Tengelic-Szőlőhegy–Pusztahencse közötti dombsorra Ny felé támaszkodó üledékegyüttesben. Ez utóbbi alatt az alsópleisztocén szintek is megtalálhatók a tengelici Oktatási Központ környéki fúrásokban.

A fentiek alapján földtani szelvényeinkben azt a megoldást választottuk, hogy a folyóvízi képződmények és a lösz határát elmosási határként ábrázoltuk, s a folyóvízi üledékek lerakódási térszíneit mint részben korábban is létező eróziós vályúkat tüntettük fel (6. ábra).

A pleisztocén folyóvízi homok felszínén a klimatikus tényezők változása következtében több helyen létrejöttek a futóhomokképződés feltételei. A terület azon részein, ahol a pleisztocén futóhomok a folyóvízi homokon települ, általában nem választható el egymástól élesen a két képződmény. Sok esetben viszonylag kis távolságról kifújtt homokdűnéket találunk a területen. A szélerősség-változás és a paleomorfológiai helyzet függvényében helyenként kifúvási mélyedéseket találunk, máshol ezzel szemben nagyobb buckákat épített a szél. Ez a helyzet tette lehetővé a pleisztocén végén kisebb tavak kialakulását is. A pleisztocén korú fluvioeolikus homok és a pleisztocén futóhomok viszonya nem tisztázott. Ásványtani összetételük hasonló, tehát a kifúvási térszín és az eredeti üledékanyag származási helye mindkét rétegcsoport esetében azonos lehet, területi elterjedésük ugyanakkor bizonyos különbségeket mutat. Nincs kizárva az sem, hogy a két képződmény egykorú, erre azonban közvetlen bizonyítékaink nincsenek, mint ahogy nem találtunk a fluvioeolikus homokra települő, újabb folyóvízi elöntést jelző képződményeket sem.

A pleisztocén és holocén üledékek között az egész területen diszkordancia van. Még azokon a területeken is, ahol az üledékképződési viszonyok a két korszakban hasonlóak voltak, mint a Duna közelében, ott is időhiány van a kifejlődések között, tehát a pleisztocén folyóvízi üledékek és a holocén folyóvízi üledékek között sincs folyamatos átmenet.

A holocén üledékek között a folyóvízi üledékeket tekintjük a legidősebbeknek. Ezek több szintben, meder- és ártéri üledékek formájában egyaránt előfordulnak a területen. Ezek egymáshoz való viszonyát, a szemcseösszetételi viszonyok változását elsősorban vízjárási és vízáramlási jelenségek határozzák meg. Érdemi kor szerinti sorrendet a különböző szemcsenagyságú képződmények között csak annyiban lehet felállítani, hogy a Dunától Ny-ra eső területen található mederüledékek idősebbek az ugyanitt található ártéri üledékeknél, míg a jelenlegi meder környékén természetesen a mederüledékek a legfiatalabbak.

A holocén kori üledékképződésre a viszonylag gyorsan változó fácies és a kis horizontális és vertikális kiterjedés jellemző. A Duna közelében az ártér fejlődése következtében általában alul a mederüledékeket, majd az ártéri üledékeket, s ezek felett a visszamaradt tavacszkákban, pangóvízi környezetben lerakódott folyóvízi-mocsári képződményeket találjuk. A Dunától távolabb helyi üledékgyűjtőkben limnikus üledékek képződtek. Az egész területre jellemző, s ez szelvényeink majdnem mindegyikén megfigyelhető, hogy jelentős területi, viszonylag kis vastagsági elterjedésben holocén futóhomok borítja

az idősebb képződményeket. Ez alól részben kisebb foltokban, részben areálisan bukkan ki a fekvő. Jellemző, hogy a leginkább kitett dombhátakon a szél nem üledéklerakó, hanem lepusztító tényezőként jelenik meg, itt ritkán találunk futóhomokot, inkább a kifúvás a jellemző.

Meg kell emlékeznünk néhány szóban a térképen nem ábrázolt, helyenként mégis jelentős mennyiségű üledéktömeget adó antropogén tevékenység következtében létrejött képződményekről. Az áttételesen, a környezet átalakítása következtében közvetett hatásként a korábbiaktól eltérő lerakódásokat eredményező tevékenységet (mint például a halastavak kialakítása) nem számítva is nagy területen és helyenként nagy vastagságban találjuk a legfiatalabb holocén üledékeit. Az emberi tevékenység következtében kialakult üledékeknek két jelentősebb típusa különíthető el: az egyik a korábbi időszakok geológiai képződményeinek, jelentős kőzettömegeknek az áthalmazása, mint például az atomerómű alapozásához készített, néha 2 m-t is elérő vastagságú feltöltés, míg a másik típus az emberi tevékenység melléktermékeinek felhalmozódásából létrejött szemétfelhalmazás. Sajnos, helyenként a területen ennek vastagsága is több m-t tesz ki, s nemcsak a központilag kialakított, ellenőrzött szeméttelpeken, hanem illegális lerakókban is.

### 3. Fúrásos kutatás

A Paksi Atomerómű környezetének földtani térképezéséhez kapcsolódóan először 1985-ben került sor fúrások lemélyítésére. Az abban az évben lefolytatott, mintegy 720 km<sup>2</sup>-nyi területre kiterjedő földtani térképezéshez kapcsolódóan 20 db 30 m-es mélységű térképező magfúrás és 99 db 10 m-es mélységű sekélyfúrás mélyült az atomerómű környékén, csak a Dunától Ny-ra eső területen. A fúrások elsősorban a terepi felvételt kiegészítő céllal mélyültek, a bejárás nyomán felmerült rétegtani és fáciesproblémák megoldását szolgálták. Egy részük anyagából laboratóriumi vizsgálatok is készültek (CHIKÁN G. et al. 1985, CHIKÁN G. et al. 1986).

A fúrások közül csak 9 harántolta a negyedidőszaki képződményeket, s ezek mindegyike a felsőpannóniai Dunántúli Főcsoport Toronyi Formációjának képződményeiben állt le. A pannóniai képződmények kőzettani kifejlődése jellegzetes: részben homok túlsúlyával, részben homok, kőzetliszt, agyag és márga váltakozásával jellemezhető rétegsorokat kaptunk, amelyek egy részében Ostracoda-fauna is bizonyítja a képződmények felsőpannóniai korát.

A sekélyfúrások és a térképező fúrások rétegsorának kiértékelésével jelentős mértékben pontosítani tudtuk a képződmények elterjedéséről, egymáshoz való viszonyáról kialakított képet.

A földrengésbiztonsági vizsgálatokhoz kapcsolódóan 1986-ban az erómű közvetlen környezetében lemélyült 4 db végig magvételes fúrás és egy 150–300 m között magvétellel fúrt fúrás. A magfúrások részletes feldolgozása és kiértékelése a MÁFI feladata volt. A Paks-2/a fúrás az atomerómű területén, a Paks-3 fúrás Dunaszentgyörgytől ÉK-re, a Paks-4/a és 4/b az eróműtől DNy-ra mélyült (e két utóbbi fúrás közvetlen közelében

részben maggal fúrt Paks-4/c fúrás feldolgozását az Országos Földtani Kutató és Fúró Vállalat Miskolci Üzemzetősége végezte el). A fúrásokban harántolt képződménycsoportok egymással jól párhuzamosíthatók (7. ábra).

A mélyfúrások részletes feldolgozása számos új eredményt hozott, mind az erőmű környezetében található földtani képződmények jellemzésében, rétegtani helyzetük tisztázásában, mind pedig a területre vonatkozó szerkezetföldtani információk vonatkozásában. A fúrásokról készült részletes jelentéseink (CHIKÁN G. 1986, CHIKÁN G. et al. 1987a, CHIKÁN G. et al. 1987b) tartalmazzák a feldolgozás során előállított összes alapadatot, s ezek értelmező összefoglalását. Jelen dolgozatunkban e fúrások földtani eredményeinek csak leglényegesebb elemeit emeljük ki.

Rétegtani szempontból jelentős eredménynek számít, hogy a területről korábban ismert, bádeni korú Szilágyi Agyagmárga Formáció képződményeit, amelyeket az erőmű területén 1979-ben lemélyített Paks-2 fúrás harántolt (JÁMBOR Á. et al. 1982), az erőműtől DNY-ra telepített két fúrásban, a Paks-4/a és 4/c fúrásban szintén elértük. A bádeni képződményeket azonban ezektől eltérő kifejlődésű, a Pécsszabolcsi Formációnak megfelelő lajtamészakó-rétegek formájában értük el a Paks-3 fúrásban. Ugyanakkor a Paks-2 fúrásban a bádenire települő szarmata képződmények minden további fúrásunkból hiányoztak, részben elmosás (Paks-3), részben szerkezeti okok (Paks-4/a, 4/c) miatt. Az alsópannóniai képződmények a fentiek következtében mindhárom, bádenit is ért fúrásban diszkordánsan települnek a fekére. Kőzettani kifejlődésük egyébként átlagos medencebeli jellegű, agyagmárgás kőzetliszt és kőzetlisztes agyagmárga váltakozásából áll. A felsőpannóniai képződményeket a Paks-4/c fúrás teljes szelvényvel harántolta, a többi fúrásban egymással jól összevethető adatsorokkal jellemezhető az átlagos medence-kifejlődésű üledéksor, amelyet a Somlói, Tihanyi és Toronyi Formáció rétegegyüttese alkotnak. A három formáció vastagsága, elterjedése az egykori pannóniai beltő fenékviszonyainak, áramlási viszonyainak, a parttávolságnak és a beszállított törmelékanyag jellegének hatására változó, általában a három formáció egymás rovására vastagszik ki, ill. vékonyodik el bizonyos területeken. Helyenként, így pl. az atomerőmű környezetében a geofizikai mérések és a fúrási adatok egyaránt kimutatták, hogy szerkezeti mozgások is érintették a képződményt. Az itt feltárt tektonikai jelenségek egyik lehetséges értelmezését mutatja a 8. ábra.

A felsőpannóniai képződményekre diszkordánsan települő pleisztocén képződmények és a feké között minden esetben jelentős hiány van, azt azonban, hogy milyen vastagságú üledék hiányzik, nem tudjuk megmondani. A negyedidőszaki képződmények mindhárom fúrásban főként dunai üledékekből állnak, ez alól egyedül a Paks-4/b fúrás a kivétel, ahol a dunai homokos kavics alatt 31,8–36,9 m között idős lösz-eredetű kőzetlisztes üledékek települnek.

Szerkezetföldtani szempontból újdonsággal a Paks-4/a és 4/c fúrás szolgált. A korábban a területen mért szeizmikus szelvényeken kirajzolódott virágszerkezetek fölé telepített két fúrásban az alsópannóniai és a bádeni rétegek között jelentős elmozdulásokra utaló tektonikus zónát, valamint az egész fúrási rétegsorban lefelé növekvő mennyiségű, tektonikus hatásra utaló vetőket, litoklázisokat tártunk fel. Ezek jelentős részén olyan vetőkarcokat figyeltünk meg, amelyek viszonylag lapos dőlésűek, ennek következtében jelentős vízszintes összetevőjű mozgásra utalnak.

#### 4. Mesterséges feltárások

Az atomerómű körzetében folyó kutatások során az idők folyamán egyre inkább a területen feltételezett, ill. megfigyelhető szerkezeti jelenségek kora került az érdeklődés középpontjába. Azt a sarkalatos kérdést, hogy a szeizmikus mérésekkel és fúrásokkal feltárt szerkezeti jelenségek kiújultak-e a negyedidőszak folyamán, többféle módszer alkalmazásával próbálták a kutatók megoldani. A természetes feltárásokban mért kőzetrészek elemzése (CHIKÁN G.–KÓKAI A. 1989) nem hozott megnyugtató eredményt. Ezért 1992-ben jelentős geofizikai előkészítés (MESKÓ A. et al. 1993) után a területen árkolásos kutatást végeztünk, amelynek során a geofizikai mérések által zavarzónának minősített szelvényszakaszokon mintegy 500 fm összhosszúságban, átlagosan 2 m-es mélységű árkokat mélyítettünk, s ezeket részletesen dokumentáltuk (DON GY. et al. 1992, CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY M. et al. 1992). Az árkok bebizonyították, hogy a geofizikai szelvényeken zavarzónának minősített szakaszokon felszínig ható tektonikai, szerkezeti jelenségeket nem lehet megfigyelni. Az árkolásban megfigyelt képződmények települési viszonyaira vonatkozó adatokat ugyanakkor jól fel lehetett használni a földtani térkép megszerkesztéséhez.

1994-ben az erómű körzetében végzett földtani munkálatok eredményeként addig kapott földtani–geofizikai–geomorfológiai adatok összefoglaló értékeléséhez, a terület negyedidőszaki képződményeinek pontosabb rétegtani és ősföldrajzi jellemzéséhez kiegészítő vizsgálatokra is szükség volt azért, hogy a terület legjellegzetesebb negyedidőszaki képződményeinek alapvető kifejlődési tulajdonságait részletesebben megismerjük, s egymáshoz való viszonyukat, korukat és kifejlődésüket minél pontosabban meg tudjuk határozni.

A fenti cél érdekében a korábbi térképezések során észlelt feltárások közül kiválasztottunk 10 olyan képződményegyüttest, amelyek a területen található legelterjedtebb rétegsoportokat feltárják, s ezek részletes szedimentológiai és őslénytani vizsgálatát végeztük el. A tíz alapfeltárás vizsgálatához nem volt elegendő a természetes feltártság, így a feltárások letisztítását is el kellett végeznünk. A későbbi értékelés és a szélesebb körű vizsgálódás érdekében a munka során bevontuk az összehasonlításba az 1994. januárjában Dunaföldváron keletkezett partomlás helyén létesített mesterséges feltárást is. A feltárások feldolgozása során leírásra került a feltárások rétegsora felülről lefelé haladva, s – a paksi téglagyári szelvényvel való összehasonlíthatóság érdekében – szintén felülről lefelé haladva 20 cm-es mintasűrűségű mintavételezés történt.

Az elkészült vizsgálatok eredményeit két jelentésben foglaltuk össze (CHIKÁN G. et al. 1994b, KÓKAI A. et al. 1994). E jelentések tartalmazzák az egyes feltárásokra vonatkozó részletes adatokat és vizsgálati eredményeket. Jelen dolgozatunkban csak néhány, a földtani térkép megszerkesztése és a képződmények szintézise szempontjából kiemelkedő eredményt emelünk ki.

Mesterséges feltárásaink közül korban fogható adatokat nyertünk a Gy–I., a Gy–II. és a T–3. jelű feltárásokból. Ezek mindegyikében sikerült a Würmnél idősebb, tehát középsőpleisztocén löszképződmények jelenlétét igazolni. A legidősebbnek ezek közül a

T-1. feltárásban található lösz bizonyult, ahol a faunavizsgálat ugyan csak a Würmnél idősebb kort jelezte, de a paleomágneses mérés és a fosszilis talajszintek jellegei a paksi dupla talajösszlet jelenlétét valószínűsítették. E képződményegyüttes felszíni elterjedése a viszonylag kis kőzettani különbségek miatt nem térképezhető. A Gy-I. és Gy-II. feltárásban feltárt löszrétegsorban ennél valamivel fiatalabb, de a Würmnél idősebb, Riss, ill. Riss-Würm fauna volt kimutatható, s az itt feltárt paleotalaj részben a Mende Bázis, részben a Basaharc talajkomplexumnak felel meg. Az e fölött települő löszképződmények már teljes egészében a Würmöt képviselik; a terület Ny-i részén, Györköny közelében található a legfiatalabb löszképződmények is: a györkönyi Magas-hegy homokos lösze véleményünk szerint az egész terület legfiatalabb löszkifejlődése, valószínűleg fiatalabb a paksi téglagyári szelvény legfelső részénél is.

Mint fentebb már említettük, a pleisztocén korú futóhomok korának meghatározása helyenként bizonytalan. Erre példa a tengelici T-2. és T-4. feltárás, ahol a pleisztocén futóhomoknak sem a löszhöz való viszonya nem állapítható meg, sem pedig kormeghatározó értékű faunát nem tartalmaz, így besorolása elsősorban a rajta kialakult talaj jellegén és vastagságán alapul.

A pleisztocén folyóvízi homok-képződmények részben alsó-, részben felsőpleisztocén korúak. Fiatalabb folyóvízi homokot tárt fel a Paks-I., a Paks-II., a Tengelice-2. számú mesterséges feltárásunk. Az ettől bizonyos mértékig eltérő kifejlődést és települési helyzetet dokumentálja a györkönyi Gy-III. feltárás, amely az előbbi képződmény-együttesnél térszínileg magasabban települ, rajta pleisztocén futóhomokkal és lösszel; így elképzelhető, hogy ez is a pleisztocén idősebb részét képviseli. Ennek a kifejlődésnek horizontális kiterjedése nem ismert. Valószínű, hogy a feltárásban megfigyelhető folyóvízi rétegek az idősebb és fiatalabb löszképződmények közé települő hordalékkúp-üledéket képviselik.

## 5. A földtani képződmények szintézise

A fenti vizsgálatok eredményeit, megállapításait összegezve készült el 1994-ben a terület felszíni és felszín közeli földtani képződményeinek szintézise (CHIKÁN G. et al. 1994a). Ez részben térképmagyarázó-szerűen összefoglalja az atomerőmű közvetlen környezetében a felszínen található képződményekről rendelkezésre álló információkat, esetenként a korábban jelentésekbe rendszerezett anyagokra való hivatkozás szintjén. Közli a területről készült 1:25 000-es földtani térkép kicsinyített változatát, s számos szelvényen ábrázolja az egyes képződmények egymáshoz viszonyított térbeli helyzetét. A bemutatott földtani térkép került a területről készült földtani adatokat tartalmazó térinformatikai adatbázisba, mint a terület földtani felépítését reprezentáló alaptérkép.

## 6. Térinformatikai adatbázis

A Paksi Atomerőmű 10 km sugarú környezete földtudományi adatainak összegzése és értékelése során szerteágazó, különböző tartalmú és felbontású adatsor halmozódott fel, amelynek közben tartása, rendszerezése, hatékony üzemeltetése átgondolt informatikai munkát és erős szoftver-hardver környezetet igényel. A rendszer adatai kivétel nélkül helytől függőek, így kézenfekvő a térinformatikai rendszerbe ágyazásuk. A térinformatika jelentős integráló szerepet tölt be, hiszen a hely természetes kapcsolódási felület minden – nem csak földtudományi – résztema számára. A térinformatikai adatbázis szervezése teszi lehetővé azt, hogy az autonóm információk összekapcsolódjanak, aminek nem elhanyagolható, szükségszerű mellékterméke a homogén és szabványos adatbázis-tartalom. Az adatbázis segítségével lehetővé válik a vizsgált terület pontjain a teljes információ-vertikum megismerése, a tematikák egy-egy részhalmazát felölelő logikai szűrő megadása és az eredmény térképi megfogalmazása.

A feladat kiírása szerint a különböző kutatóműhelyek (MÁFI, ELGI projektek és osztályok) által előkészített meghatározott tematikák alap- és következtetett grafikus és leíró adatai kerültek a térinformatikai rendszerbe. A megvalósítás Intergraph MGE környezetben történt. Az alábbiakban röviden ismertetjük előbb a kialakított rendszer elvét, majd leírását. A szöveg a felhasznált standard Intergraph alkalmazások dokumentációira hivatkozik, az itt szereplő magyarázatok csak az elengedhetlenül szükséges ismeretekre szorítkoznak.

*Az adatbázis kialakításának elve az volt, hogy érvényesüljenek az alábbi szempontok:*

*Az adatsor az Intergraph MGE környezetébe kerül beillesztésre, következésképp az adatbázis – grafikus valamint alfanumerikus része – az MGE standardot követi.*

*Az adatszerkezet és adattípusok az egyéb Intergraph modulok, alkalmazások felé teljes átmenetet, nyitottságot biztosítanak. A grafika nem használ olyan típusokat (arc, curve, B-spline), melyekről ismert vagy tapasztaltuk, hogy más modulok futtatása során konvertálni kell őket, vagy problémát okoznak. Az alfanumerikus táblák alaptípusokból (char, integer, real) épített adatmezőket tartalmaznak. Ez az adatsor tágabb értelemben vett nyitottságát is biztosítja.*

*Az adatok maximálisan osztályozottak. Az osztályozottság a térinformatikai adatbázis egyik legfontosabb eleme. Ez teszi lehetővé a legsokoldalúbb felhasználást és megjelenítést. Minden térképen megjelenő objektum önállóan vagy logikai hovatartozása (tematika) szerint is elérhető. Az objektumok a grafikában rétegek (LEVEL) szerint, az adatbázis pedig táblákban azonosítójuk vagy tulajdonságaik alapján szeparáltak. Más szóval: minden térképen ábrázolható objektum grafikusán vagy alfanumerikusan (grafikus elemhez kapcsolt rekord) elkülönül.*

*A digitális térképek adatbázis szemléletet tükröznek. Ez azt jelenti, hogy a térképi intelligencia kialakítása minden esetben felülbírája a kartografálási szempontokat. Más szavakkal: a grafikus elem elsődleges feladata a térbeliség kifejezése és nem annak hagyományos jelkulcsi definíció szerinti ábrázolása. A kartografálásához szükséges információt az osztályozottság és a kapcsolt adatbázis információ biztosítja.*

*Döntő szempont a többcélúság megvalósítása és a redundancia elkerülése.*

*Az adatbázis minden tematikájánál az azonosítási minimum megvalósítására törekedtünk. Ez azt jelenti, hogy a grafikus elemekhez csatolt adatbázis információval szemben támasztott minimális követelmény az egyedi vagy típus azonosító rögzítése. Ezt, mint kulcsmezőt felhasználva az adattábla relációba hozható tetszőleges leíró adattal. Az adatbázis jelenlegi állapotában elsősorban alapadatgyűjtemény funkciót tölt be, de kellően előkészített az összetett lekérdezések megválaszolására is.*

Az *MGE adatmodell* az információ hierarchikus osztályozását, csoportosítását biztosítja. A modell legmagasabb egysége a *PROJECT*. A *PROJECT* a térképek, alfanumerikus adatok és adat típus definíciók összessége. A következő szint a térképek összessége, melyet az *INDEX* fog össze. A térképek különböző tematikus csoportokba (*CATEGORY*) tartoznak. Egy térkép csak egy kategóriába tartozhat. A térképek a valós világ objektumainak grafikus reprezentációjaként definiálhatók. Minden grafikus elem egy meghatározott *FEATURE* osztályba tartozik. A *FEATURE* az objektum tovább nem osztható tulajdonságainak összessége.

A hierarchia legmagasabb szintjén álló osztályozottsági forma az *INDEX*. Noha az alapadatsor hagyományos szelvényekre támaszkodik, az adatbázisban folytonos térképek jelennek meg. Értelemszerűen az *INDEX* használatának nem a virtuális folytonos térkép előállítás a célja, hanem mester-referencia file-ok feature kombinációinak összeállítása.

Az összes tematika egy ún. paks 10 kategóriába került: *CATEGORY*. A témák egy kategóriába rendezése nem jelenti az osztályozottságról való lemondást, az osztályozás a *FEATURE* szinten történik. Ennek elsődleges oka az, hogy semmi nem indokolja az adatbázis tematikáinak *CATEGORY* szinten történő szigorú szétválasztását. Az egyedüli paks 10 *CATEGORY* viszont a további *MGE* modulokba megszorítás nélkül bevezethető.

A témák egyenrangúan a *FEATURE-ATTRIBUTE* szinten kerülnek osztályozásra. A *FEATURE* logikai összetartozása a nevezéktan alapján nyomon követhető.

A térinformatikai adatbázis működtetéséhez meghatározott szoftver- és hardverkörnyezet tartozik, s felépítéséhez, használatához a vonatkoztatási rendszer is alapvető jellemzőként tartozik hozzá. A *szoftverkörnyezet* az *Intergraph MGE* jelenti. Az *MGE* környezet sok különböző, de egymással tárgyaló, kapcsolatban lévő szoftver összessége. Az adatbázis két elkülönült része a grafikus és az alfanumerikus adatsor, más szóval a térképek és a térképi elemekhez kapcsolódó, leíró adatok. Első közelítésben a grafikus adatokat a *MicroStation*, az alfanumerikus adatokat egy *RDBMS* (esetünkben az *ORACLE*) kezeli. Finomítva a képet e két alapszoftverre több alkalmazás család, modul támaszkodik. A 10 km körzet adatbázisának kezeléséhez a következő modulokra van szükség:

- MicroStation*
- MGE Basic Administrator*
- MGE Basic Nucleus*
- MGE Base Mapper*
- MGA Analyst*
- MSM Terrian Modeller*
- RIS-RDBMS/Oracle/*

A digitális adatok rögzítése, szerkesztése, megjelenítése a *MicroStation* feladata. Az alfanumerikus adatmanipulációt a *RIS/ORACLE* végzi. A *RIS* az *Intergraph* modulok és az adatbázis-kezelő között álló felület, amely az adatbázis függetlenségét biztosítja. Más szavakkal a felhasználó egységesen csak a *RIS*-sel találkozhat, ha alfanumerikus adatot kezel, s akár tudnia sem kell, mi a konkrét adatbázis kezelő eszköz. Az *MGE* modulok az adatbázis adminisztrációt, a vonalmű tisztítását, az *RDBMS*-sel való kapcsolattartást, valamint az alapvető lekérdezéseket végzik. Az adatbázis adminisztráció a rendszer adattal való feltöltését megelőző tervező folyamat. A grafikus és alfanumerikus adatszerkezet osztályozása, definiálása és rögzítése a térinformatikai rendszer terve. Ennek a dokumentumnak az egyik feladata az adminisztrációban rögzítettek közreadása és magyarázata. Az *MGA* modul a topológia létrehozásáért felelős, valamint a topológikus lekérdezések és megjelenítések lebonyolítását végzi. Az *MSM* modul a digitális terepmodell létrehozását, lekérdezését, megjelenítését végzi.

A *hardverkörnyezet* részben a felhasznált szoftverek, részben a kezelésre kerülő térképi és numerikus adattömeg igényei szabják meg. A fejlesztési eszköz: *Intergraph Clipper* alapú munkaállomás (*InterPro 2700*). Az operációs rendszer: *unix (clix)*. A háttértár igény (csak az adatokra vonatkozóan): 40 Mb, a memóriai igény minimum 64 MB.

Paks 10 km-es környezetének térinformatikai adatsora *EOV vonatkoztatási rendszerre* épül, ez 24 db szelvényt érint. A vonatkoztatási rendszer felbontása 1:10 000. A tematikus térképek az 1:10 000-es alapra készültek, felbontásuk azonban változó. A rendszerben szereplő koordináták mértékegysége méter.

A térinformatikai rendszer adatbázis-tematikáinak meghatározója, kulcsa, az adatbázis-kapcsolat hordozója a térképi tematika. A térképet felépítő grafikus elemek többsége a valós világ leképzése mellett fontos információ hordozó szerepet is betölt. Az információ kapcsolat az adatbázis táblák közti relációkra és a topológiára épül. A rendszer természetesen csak a beépült információkból kikövetkeztethető, kiszámítható kérdésekre ad választ (*MGA*). A kérdések megfogalmazása a felhasználó feladata. Az alábbiakban a főbb térképi tematikák néhány technikai adatát ismertetjük.



A topográfia 1:10 000 ma szelvényenként került digitalizálásra. Tekintettel arra, hogy ez a legösszetettebb tematika, külön digitalizálási szabályzat és kezelőpult került kialakításra, jelen leírás a sarkalatos pontokra szorítkozik. A topográfiai térképen a következő objektumok, azaz grafikus elem típusok különíthetők el:

- vonalas elemek
- területek
- pontszerű elemek
- megfíráások

A vonalas elemek az esetek jelentős részében egyben terület határolók is (művelési ág, növénytakaró). A kartografálási szabályok szerint az egymással egybeeső vonalak közül csak egy, a legmagasabb prioritású jelenik meg. A digitalizálási technológia is ezt követte. Azonban, hogy a vonalmű mind a megjelenítési, mind pedig a térinformatikai követelményeknek eleget tegyen, minden vonalszakasz (csomóponttól csomópontig terjedő szakasz) önálló grafikus elem, hozzá kapcsolódó leíró bejegyzéssel (attributum rekord). Ez a bejegyzés teszi lehetővé egyazon vonalszakasz minden funkciójának felsorolását. Ha pl. erdő és szántó határán út halad, akkor a térképen a növényzethatárt (*area boundary feature*) prioritás szerint elfedi az út (*linear feature*). Az adatbázisban ennek a szakasznak mindkét funkciója bejegyzésre kerül. A topográfiai térkép elemei nem naprakészek, 1979. évi állapotot tükröznek. Megállapodás szerint ennek az állapotnak a teljes körű térinformatikai feldolgozása felesleges befektetés és megtévesztő lenne. A topográfiai alapot ebből következően az alábbiak szerint minősíthetjük:

- a jelenleg elérhető állapotot tükrözi,
- adatbázis intelligenciája grafikus elem szintű,
- a topológiai intelligencia (grafikus elemek összefüggése, területi elemek minősítése, művelési ág, növénytakaró stb. szerint) előkészített, megvalósítása azonban csak légifelvételen alapuló felfrissítés után célszerű,
- a topográfiai rendszer vonalműve tájékozódásra alkalmas, a szakmai tematikák alapja.

A *digitális terepmodell* alapja a topográfiai térkép magassági szintvonalrajza. Az adatok kezelhetősége érdekében csak a "tíz-es" szintvonalak kerültek feldolgozásra. Azokon a helyeken, ahol a morfológia pontosabbá tétele megkövetelte, a felező szintvonal is digitalizálásra került. A szintvonalrajz *ATTRIBUTUM*-mal rendelkezik, minden vonalhoz a Z érték került hozzárendelésre. Ez a vonalmű az alapja a modellező modulnak (*MSM*). A Dunától K-re eső terület 90 m körüli értékkel gyakorlatilag síknak tekinthető. Ez a terület konstans szintként (*PLANAR AREA*) kerül bevezetésre. A mély, rendszerint meredek löszfalakkal határolt völgyek, partfalak külön segédvonalakkal kerültek kijelölésre. Ezek a segédvonalak a modellkészítést módosítják, pontosítják. A terepmodell része a magassági pontok halmaza, mely szintén a modell finomítását szolgálja.

A *fűrészek* két logikailag csatolt táblában találhatók. A törzstábla a fűrészekre vonatkozó globális adatokat tartalmazza, így az elsődleges kulcs mezőt, a fűrészek azonosítóját is. A rétegsortábla a harántolt földtani egységeket és talpmélységüket rögzíti. A törzstábla tartalmazza a fűrészek bemért, vagy helyszínrajzon szerkesztett koordinátáit. A fűrészpont térkép az adatbázistáblából generálható. A grafikonban a fűrészpontokhoz megjelenő szöveg a törzstábla bármely információja lehet.

Az ún. *FTV fűrészek* az atomerőmű telephelyét tárták fel. Az adatbázist az FTV Rt. készítette el *MicroStation-dBase* formátumban. Az adatbázis szerkezete törzstábla-rétegsortábla szervezésű. A rendelkezésünkre bocsátott adatok MGE környezetbe kerültek konvertálásra. Az eredeti adatokon változtatás nem történt, a fűrészek azonosítására és az EOV koordinátákra új oszlopok bevezetésére került sor.

Az *észlelési térkép* az észlelési foltok térbeli helyzetét és alakját rögzíti. Az észlelés kiterjedése gyakran minimális, pontszerű. Ekkor az egységes kezelés érdekében kis négyzet szimbolizálja a feltárás alakját. Az észlelési helyhez számos információ csatlakozik: tektonikai mérések, helyszínvázlat, szöveges leírás. Ezek megjelenítése egy külső parancs segítségével történik, adatszerkezetét tekintve sekélyfűrészekhez hasonlítható. Az észlelési ponton vagy területen a feltárás azonosítója és a feltárt közettestek kerülnek felsorolásra. A szöveges leíráshoz kiegészítésként helyszínrajz, sztereogram, rózsadiagram és szemeloszlási görbék tartoznak. Ezek a részadatok nem részei az aktívan lekérdezhető adatbázisnak, azonban az elem megérintésére az alapinformáció bemutatható. Ennek a funkciónak a működtető eszköze nem része a standard *MGE* alkalmazásoknak, külső *MDL* fejlesztés.

A *földtani térkép* a területen található földtani képződményeket és a szerkesztett földtani szelvények vonalait ábrázolja. A földtani képződmények kor, genetika és közetösszetétel szerinti típusait a térképhez tartozó táblázatban számkódokkal különítettük el. Az *MGA* alkalmazás topológiát generáló modulja segítségével intelligens térképet állítottunk elő, amelyben az említett típusok a vonatkozó táblázatban megadott rövidített

tematikus azonosítók alapján egyenként, ill. csoportosan lekérdezhetők. A topológiai adatszerkezet felhasználásával színezett térképet készítettünk, amelynek színkulcsa megegyezik a földtani térképek általánosan elfogadott szintípusaival. A földtani térképhez tartozó *földtani szelvények* azonosítóit a szelvényvonalakkal összekötve külön táblázatban tároljuk. Az azonosítók a szelvényvonalak középpontjában címkeként jelennek meg. A szelvényekről a topológiai adatszerkezet segítségével színezett térképek készültek. Az előző fejezetben említett *MDL* alkalmazás segítségével a szelvények vonalakra, ill. azonosító címkekjűkre való rámutatással a földtani térképből megjeleníthetők.

A *geomorfológiai térkép* a területen előforduló morfológiai típusokat különíti el. A térképen ábrázolt vonalak, amelyek önmagukban is tematikus információt hordoznak, térinformatikai szempontból két különböző funkciót látnak el. Nagy részük zárt, morfológiailag értelmezhető foltokat különít el, kisebb részük viszont egyedülálló vonalként szerepel. Ennek megfelelően külön adattáblázatot rendeltünk hozzájuk, amelyben kódolt típusaik és foltképző funkciójuk jellegét tüntettük fel. Ezek az *MGE GeoDatabase Locate* modul segítségével lekérdezhetők. A folttérkép táblázatban megadott kódokat felhasználva generált topológiai adatszerkezet alapján, színezett folttérképet állítottunk elő, amelynek típusait rövidített tematikus azonosítók alapján kérdezhetjük le. Az *öskörnyezeti térkép* a területen található morfológiai típusokat koruk és felszíni formatípusaik szerint különíti el. Mivel a térképen szereplő összes vonal zárt foltokat határol, ezért foltképző jellegük szerinti elkülönítésre nem volt szükség. A tematikus szűrések és színezés tekintetében az alkalmazott technológiai sor megegyezik a geomorfológiai térképével.

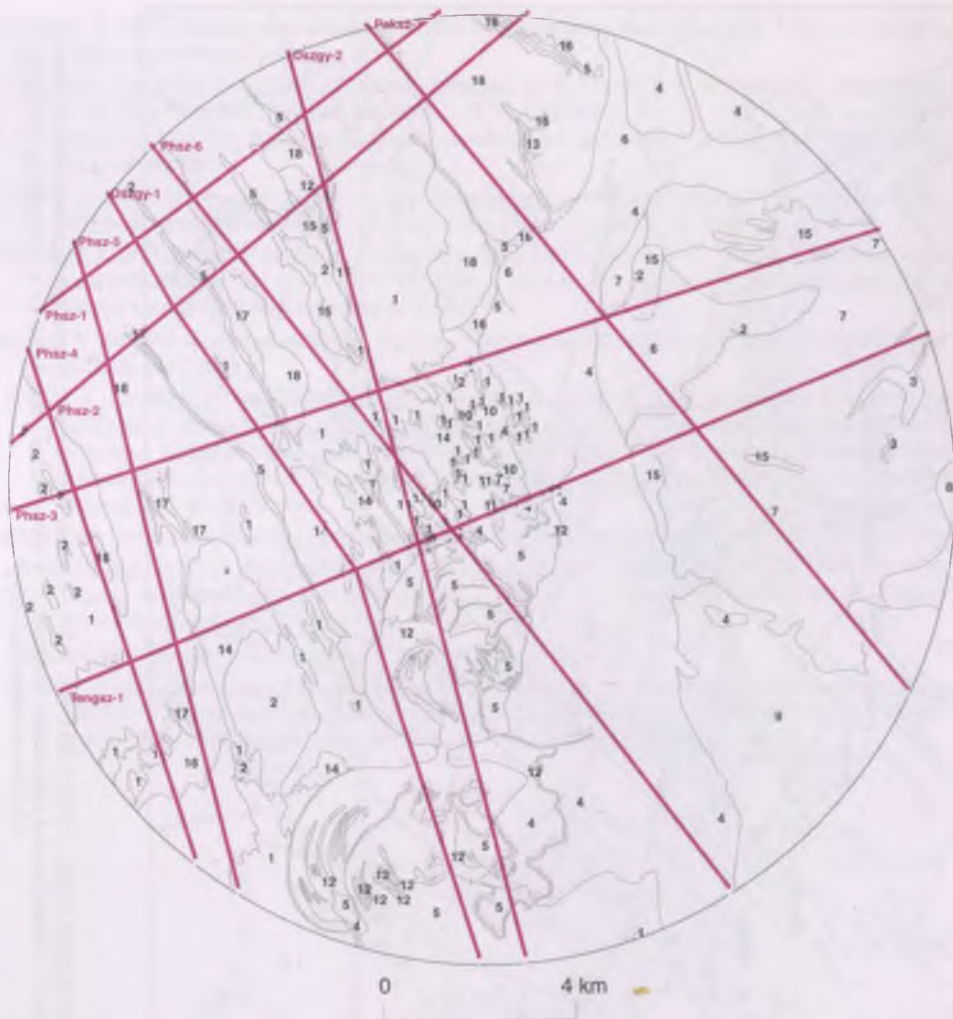
A *geofizikai adatok* (szeizmikus, gravitációs és VESZ mérési adatsorok) térinformatikai adatbázisba illesztése számos problémát vet fel. Mindhárom geofizikai mérés alap- és értelmezett adat szintjén tetemes adattömeget produkál. Ezeknek az adatoknak a pusztán jelenléte a rendszer méretét és passzív tudását növelné. Problémamegoldó lekérdezésekben, logikai kombinációkban csak a szerkesztett eredmény-térképek vehetnek részt. A geofizikai helyszínrajzok a szeizmikus és VESZ mérések esetén a helyet és a méréseket azonosítják, az azonosító pedig az adatkapcsolat előkészítését támogatja. A gravitációs mérések eredménye izovonalas térkép. Az izovonalak a terepmodellhez hasonlóan érték szerint elkülöníthetők és az *MSM Terrain Modeller* modul számára feldolgozható állapotban vannak. Az így kialakított felület más térképekkel összevethető és a standard *MGA overlay* technikával dolgozható fel.

- ÁDÁM L.–MAROSI S.–SZILÁRD J. 1954. A paksi löszfoltárás. – *Földrajzi Közlemények* 78. 2. pp. 239–285.
- BALLA Z.–DUDKO A.–MAROS GY. 1997. Paks környékének mélyszerkezete és neotektonikája. – [jelen kötet].
- BALLA Z.–MAROSI S.–SCHEUER GY.–SCHWEITZER F.–SZEIDOVITZ GY. 1993. A paksi atomerőmű földrengéskockázatával kapcsolatos szerkezeti és geomorfológiai vizsgálatok. – *Földrajzi Értesítő* 42. 1–4. pp. 111–140.
- CHIKÁN G. 1986. Jelentés a Paks–2/a fúrás földtani vizsgálatának eredményeiről. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- CHIKÁN G. 1992. Paks környékének földtani leírása. Jelentés Paks tektonikai helyzetének pontosítása céljából elvégzett vizsgálatok eredményeiről. 4. kötet. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- CHIKÁN G.–DUDKO A. 1992. Paks tektonikai helyzetének pontosítása. Összefoglalás. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- CHIKÁN G.–KÓKAI A. 1989. Szerkezetföldtani vizsgálatok Tengelic–Szőlőhegy és Pusztahencse között. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- CHIKÁN G.–BOHNNÉ HAVAS M.–KORPÁS L.–NÉ–KORECZ A.–LÁZÁRNÉ SZEGŐ É.–LELKES GY.–NAGYNÉ BODOR E.–SÜTŐ Z.–NÉ–VETŐ I.–VICZIÁN I.–VIGH A.–NÉ 1987a. A Paks–3. és Paks–4/b. sz. fúrás földtani vizsgálatának eredményei. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- CHIKÁN G.–BOHNNÉ HAVAS M.–KORPÁS L.–NÉ–KORECZ A.–LÁZÁRNÉ SZEGŐ É.–BÁLDINÉ BEKEM M.–NAGYNÉ BODOR E.–SÜTŐ Z.–NÉ–VETŐ I.–VICZIÁN I.–VIGH A.–NÉ 1987b. A Paks–4/a. sz. fúrás földtani vizsgálatának eredményei. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- CHIKÁN G.–CHIKÁN G.–NÉ–ERDÉLYI J.–KÓKAI A. 1986. Jelentés Paks környékének földtani vizsgálatáról. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- CHIKÁN G.–CHIKÁN G.–NÉ–KÓKAI A. 1994a. Felszíni és felszínközeli képződmények földtani szintézise. A Paksi Atomerőmű körzetének földtani felépítése. Jelentés a Paksi Atomerőmű Rt-vel kötött B402M–4–22/94/k rendelési számú szerződés teljesítéséről (a szerződés mellékletében 4.5., 5.6., 7.2., 7.3., 7.5. és 7.6. feladat). 4. kötet. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- CHIKÁN G.–ERDÉLYI J.–KÓKAI A. 1985. Magyarázó Paks város földtani térképéhez. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- CHIKÁN G.–GYURICZA GY.–KOLOSZÁR L.–KÓKAI A.–KROLOPP E.–MARS I.–PAPP P.–SZALAI I. 1994b. A feltárások dokumentációja. A Paksi Atomerőmű körzetének földtani felépítése. 1. kötet. Jelentés a Paksi Atomerőmű Rt-vel kötött B402M–4–22/94/k rendelési számú szerződés teljesítéséről (a szerződés mellékletében 2.1., 2.8., 2.9., részben 2.3. és 2.10. feladat). – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY M.–DON GY.–KÓKAI A.–PAPP P. 1992. Jelentés Paks tektonikai helyzetének pontosítása céljából elvégzett vizsgálatok eredményeiről. 3. kötet. A kutatóárkok földtani dokumentációja. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- DON GY.–KAISER M.–KOLOSZÁR L.–KÓKAI A.–PAPP P.–SCHAREK P.–SZEILER R.–SZURKOS G.–VATAI J.–ZSÁMBOK I. 1992. Jelentés Paks tektonikai helyzetének pontosítása céljából elvégzett vizsgálatok eredményeiről. 1. kötet. A térképezés során észlelt feltárások földtani leírása. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- DUDKO A. 1992. A szerkezeti adatok értékelése. Jelentés Paks tektonikai helyzetének pontosítása céljából elvégzett vizsgálatok eredményeiről. 4. kötet. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- DUDKO A.–MAROS GY. 1994. Kőzetrés-vizsgálat feltárásokban. A Paksi Atomerőmű körzetének földtani felépítése. 3. kötet. Jelentés a Paksi Atomerőmű Rt-vel kötött B402M–4–22/94/k rendelési számú szerződés teljesítéséről (a szerződés mellékletében 3.1., 3.2., 3.3. és 3.4. feladat). – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.

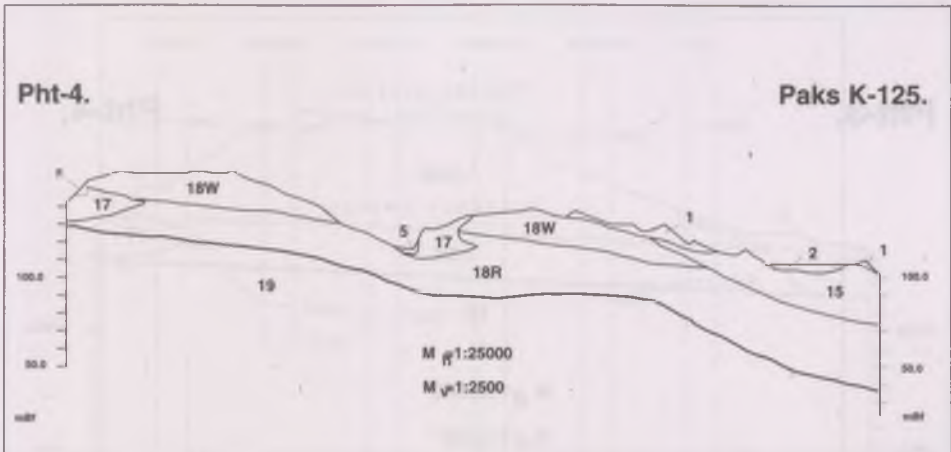
- GERNER P. 1993. Lössben mért kőzetrések neotektonikai elemzése Paks környékén. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- GRACSOV, A. F.–FROLOVA, N. K.–GRIGORJAN, SZ. SZ.–GULAKJAN, K. A.–KUNIN, N. J.–MIHAJLOV, V. O.–OSZTROMOV, A. V.–ROMANJUK, T. V.–USZENKO, SZ. V. 1989. A Paksi Atomerőmű körzetében lévő törés földtani helyzetének és természetének pontosítása. – *Kézirat*, MTA GGKI Szeizm. Oszt. Adattár. Bp.
- JASKÓ S.–KROLOPP E. 1991. Negyedidőszaki kéregmozgások és folyóvízi üledék-felhalmozódás a Duna-völgyben Paks és Mohács között. – *MÁFI Évi Jelentése az 1989. évről*. pp. 65–84.
- JÁMBOR Á.–BRUKNERNÉ WEIN A.–BALOGH K.–HALMAI J.–IHAROSNÉ LACZÓ I.–KÓSA L.–RAVASZNÉ BARANYAI L.–VETŐ I.–VICZIÁN I. 1982. A Paks–2. sz. fúrás földtani eredményei. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- KÓKAI A. 1988. Paks környékének földtani viszonyai. Összefoglaló szakvélemény. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- KÓKAI A.–CHIKÁN G.–NÉ–GYURICZA GY.–JUHÁSZ E.–KOLOSZÁR L.–KROLOPP E.–MARSII I.–MÜLLER P. 1994. A feltárások litológiai és földtani kiértékelése. A Paksi Atomerőmű körzetének földtani felépítése. Jelentés a Paksi Atomerőmű Rt-vel kötött B402M–4–22/94/k rendelési számú szerződés teljesítéséről (a szerződés mellékletében 2.13., részben 2.3. és 2.10. feladat). 2. kötet. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- KRIVÁN P. 1955. A középeurópai pleisztocén éghajlati tagolása és a paksi alapszelvény. – *MÁFI Évkönyv 43*.
- MESKÓ A.–ERDÉLYI M.–JÁMBOR Á.–RYBACH L.–STEGENA L.–SZEDERKÉNYI T.–VARGA P. 1993. A paksi atomerőmű telephelyének földtudományi értékelése. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrendésvédelmi Projekt jelentéstára, Paks.
- PÉCSI M. 1993. Negyedkor és löszkutatás. – Akadémiai Kiadó, Budapest.
- TURCZIG. 1994. A Paksi Atomerőmű körzetének földtani felépítése. Jelentés a Paksi Atomerőmű Rt-vel kötött B402M–4–22/94/k rendelési számú szerződés teljesítéséről (a szerződés mellékletében 7.8–7.13. feladat). 5. kötet. Térinformatikai adatbázis. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.



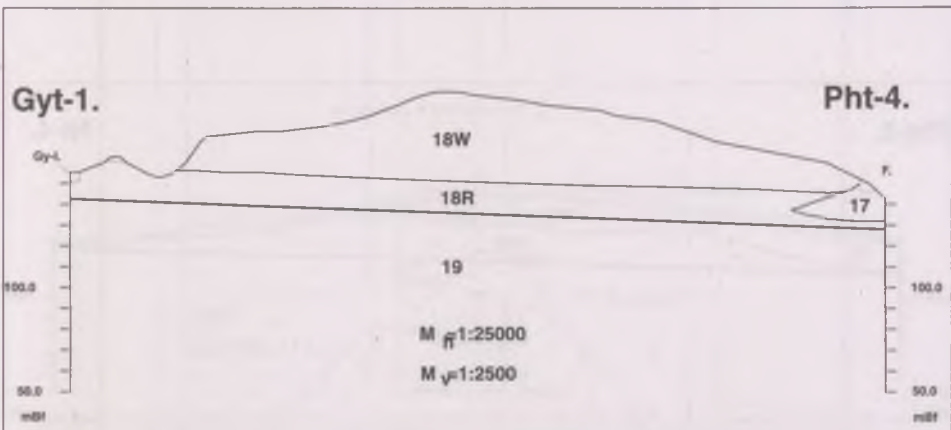
1. ábra. A Paksi Atomerőmű környezetének áttekintő térképe. - F, Gy-I-III, P-I-II, T-1-4 = a kutatás során készített mesterséges feljárások helye és száma; Dszgy-1-2, Paksz-1-2, Phsz-1-6, Tengsz-1 = a térinformatikai adatbázisban elhelyezett 1:10 000-es földtani szelvény; 1-7 = a szöveg között elhelyezett 1:25 000-es földtani szelvény



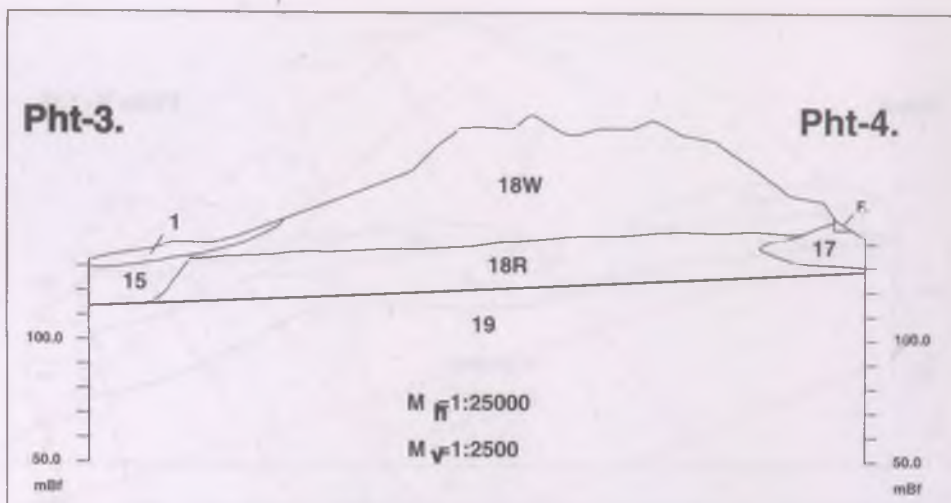
2. ábra. Paks környékének földtani térképe; a térinformatikai rendszerben elhelyezett 1:25 000-es földtani térkép egyszerűsített, kicsinyített változata (A szelvényeken az elkülönített képződmények számozása azonos a térképen szereplő képződményekével). - 1 = futóhomok (holocén, eolikus); 2 = agyagos kőzetliszt (holocén, limnikus); 3 = tőzeg (holocén, limnikus); 4 = homok (holocén, folyóvízi); 5 = kőzetlisztes homok (holocén, folyóvízi); 6 = homokos kőzetliszt (holocén, folyóvízi); 7 = kőzetliszt (holocén, folyóvízi); 8 = agyagos kőzetliszt (holocén, folyóvízi); 9 = kőzetlisztes agyag (holocén, folyóvízi); 10 = kőzetlisztes homok (holocén, folyóvízi-limnikus); 11 = kőzetliszt (holocén, folyóvízi-limnikus); 12 = agyagos kőzetliszt (holocén, folyóvízi-limnikus); 13 = kőzetlisztes homok (holocén, folyóvízi-lejtő); 14 = homok (pleisztocén, folyóvízi-eolikus); 15 = homok (pleisztocén, folyóvízi); 16 = kőzetliszt (pleisztocén, lejtő); 17 = homok (pleisztocén, eolikus); 18 = kőzetliszt (löszösszlet; pleisztocén, eolikus); 19 = homok, kőzetliszt, agyagmárga (felsőpannoniai, limnikus)



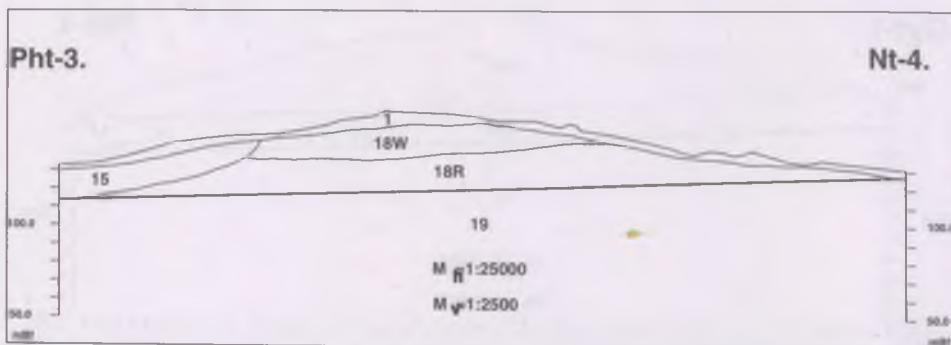
3. ábra. Földtani szelvény a Pusztahencse-térképező-4. és a Paks K-125. sz. fűrés között, a földespusztai (F.) feltárás feltüntetésével (2. sz. szelvény)



4. ábra. Földtani szelvény a Györköny-térképező-1. és a Pusztahencse-térképező -4. sz. fűrés között, a györkönyi Gy-I. és a földespusztai F. jelű feltárás feltüntetésével (5. sz. szelvény)

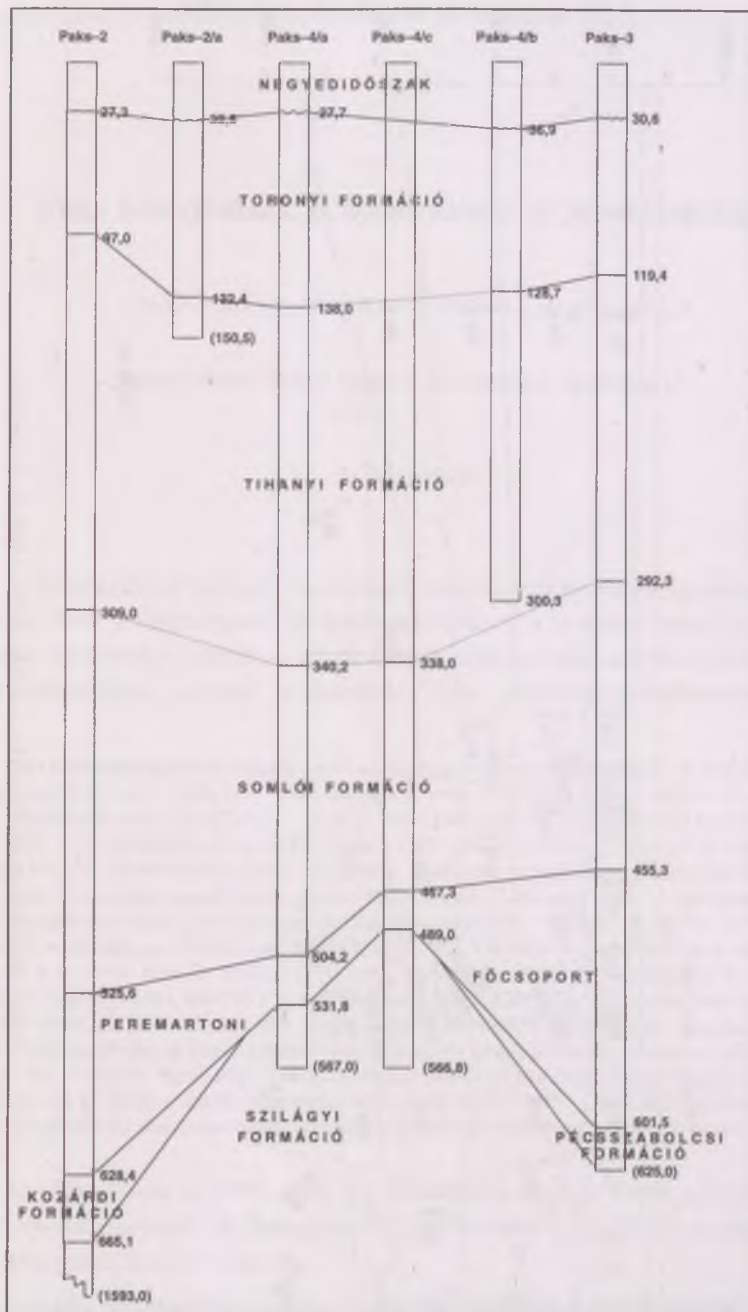


5. ábra. Földtani szelvény a Pusztahencse-térképező-3. és a Pusztahencse-térképező-4. sz. fúrás között, a földespusztai F. feltárás feltüntetésével (6. sz. szelvény)

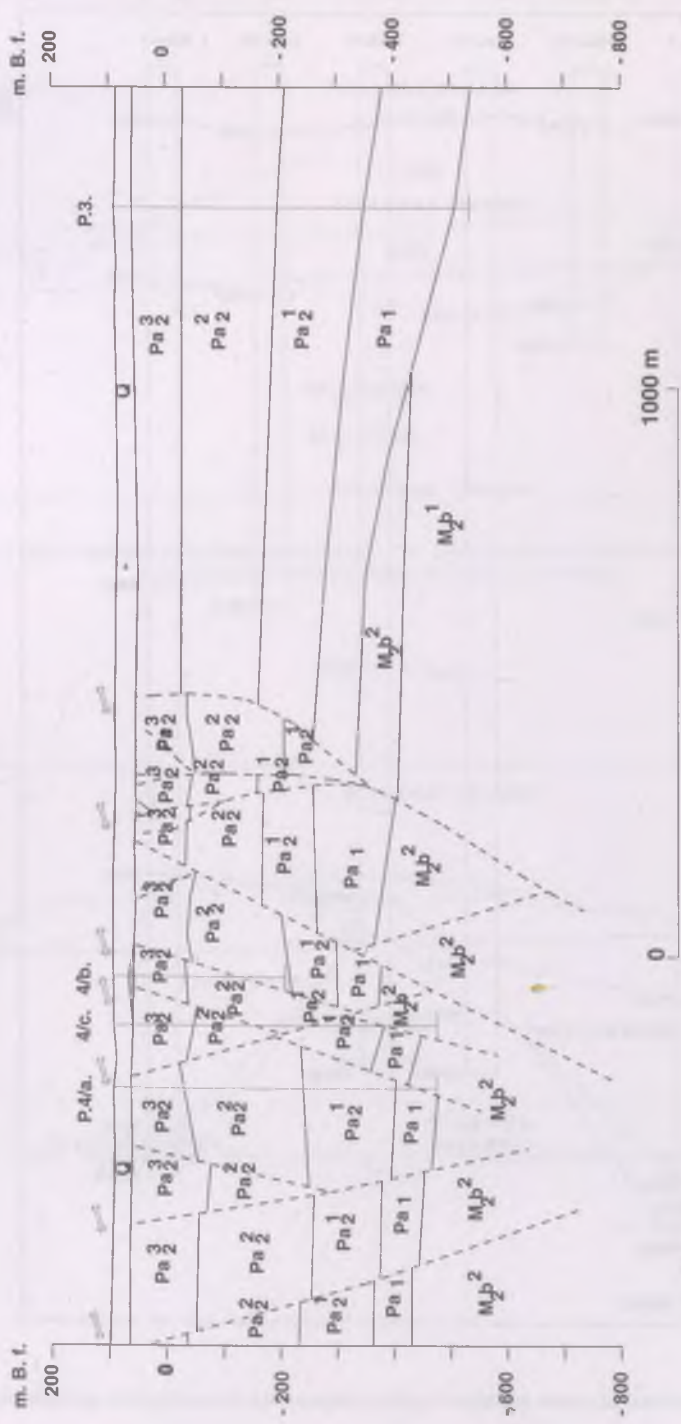


6. ábra. Földtani szelvény a Pusztahencse-térképező-3. és a Nagydorog-térképező-4. sz. fúrás között (7. sz. szelvény)





7. ábra. Az atomerőmű közelében lemélyített fúrások rétegsorainak litosztratigráfiai párhuzamosítása



8. ábra. Földtani szelvény a Paks-4/a, és a Paks-3, fúrás között (1. sz. szelvény)

## Paks környékének mélyszerkezete és neotektonikája

BALLA ZOLTÁN – DUDKO ANTONYINA – MAROS GYULA

Magyar Állami Földtani Intézet, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

### 1. Bevezetés

A földrengésbiztonsággal kapcsolatos vizsgálatokban a neotektonikát azért tartják fontosnak, mert a földrengések törésekhez kötődnek, s a neotektonika a legfiatalabb szerkezeti mozgásokat, köztük a törések mentén lejátszódókat tanulmányozza. A „törés” szót az alábbiakban a „vetődés”, a „feltolódás” és az „eltolódás” gyűjtőneveként használjuk.

Paks környékének neotektonikáját a nyolcvanas évek végén és a kilencvenes évek elején számos kutató tanulmányozta (BALLA Z. 1988, 1991, 1993, BALLA Z. et al. 1993, CHIKÁN G.–KÓKAI A. 1989, DUDKO A. 1992, GERNER P. 1993, GRACSOV, A. F. et al. 1987, 1989, GÚTHY T.–HEGEDŰS E. 1990, HORVÁTH F. et al. 1990, 1993, MESKÓ A. et al. 1993, PRÓNAY ZS.–GÓGH É. 1992, ÚJSZÁSZI J.–ZALAI P. 1992). 1994-ben a Magyar Állami Földtani Intézet összesítette és értékelte „a paksi atomerőmű körzetére vonatkozóan rendelkezésre álló geológiai, geofizikai és geomorfológiai adatokat”, valamint – egy sor más intézmény bevonásával – „kiegészítő geológiai, geofizikai és geomorfológiai vizsgálatokat” folytatott le (BODROGIM. et al. 1994, CHIKÁN G. et al. 1994a,b, DUDKO A.–MAROS GY. 1994, GÚTHY T.–JÁNVÁRINÉ KÁNTOR I. 1994, KÓKAI A. et al. 1994, KOVÁCSVÖLGYI S. 1994, KUMMER I. 1994, SCHWEITZER F. et al. 1994a,b, STICKEL J.–ZALAI P. 1994, SZABÓ Z. et al. 1994, SZABÓNÉ KILÉNYIÉ. 1994) „és az eredményeket elemző tanulmányt” (BALLA Z. 1995a) készített, amely „a paksi atomerőmű telephelyének szeizmicitás-bebecslésére irányuló további tanulmányok alapját képezni” volt hivatott. Az adatokat térinformatikai adatbázisban (TURCZI G.–TULLNER T. 1994) rögzítettük. A negyedidőszaki összetétel harántoló törések kiegészítő vizsgálatára 1995-ben részletező sekélyszeizmikus méréseket folytattunk le (GÚTHY T. 1995, WITTMANN G.–IMRE T. 1995). Az új mérési adatokat összevetettük a korábbiakkal, s a neotektonikai képet tovább részleteztük (BALLA Z. 1995b).

Az alábbiakban az 1994–1995. évi kutatásaink nyomán levont neotektonikai következtetéseinket ismertetjük. Számunkra a „legfiatalabb” negyedidőszakit jelent, s elemzésünk alap gondolata a következő:

– a hazai földrengések sok km-es mélységben, a kainozósnál idősebb összleteken belül játszódnak le, így a helyzetüket meghatározó törések a medencealjzaton belül keresendők;

– a „legfiatalabb” mozgások egyértelmű bizonyítéka a negyedidőszaki képződményekben észlelhető törés menti elvetés lehet;

– a két különböző szintben fellépő jelenség összekapcsolásának a lehetőségét az a munkahipotézis teremti meg, hogy a negyedidőszaki üledékekben észlelhető törések az idősebb képződmények töréseinek a felújulásával kapcsolatban keletkeztek.

A fentiekkel összhangban elemzésünket alulról felfelé haladva folytatjuk le: a medencealjzattal kezdjük, majd a miocén összletekkel – köztük a pannóniai korúakkal – folytatjuk, s ezek ismeretére támaszkodva térünk át a negyedidőszaki üledékekre. Azt vizsgáljuk, hogy milyen jelei vannak a mélyebb szintekben észlelhető törések negyedidőszaki felújulásának.

Ebben a tanulmányban azt a felfogást követjük, amely a pliocén–pleisztocén határt 1,8 millió évre rögzíti. Ez a szövegünket annyiban egyszerűsíti, hogy a pannóniai üledékek feletti vörösvagy- és tarkaagyag-összletet (Tengelici Formáció) „pliocén”, a még magasabb helyzetű lösz- és homokösszleteket pedig „pleisztocén” korúnak nevezhetjük. Abban az esetben, ha – egy másik felfogással összhangban – ezt a határt 2,4 millió évre tennénk, a negyedidőszak alsó korhatára ugyan „becsúszna” a Tengelici Formáció korintervallumába (ld. CHIKÁN G. et al. tanulmányát jelen kötetünkben), magának a formációnak a kora azonban jottányival sem kerülne közelebb ahhoz az 500 000 évhez, amelyre mértékadó állásfoglalások az atomerőművek földrengéskockázatát befolyásoló tektonizmus korának alsó határát teszik; következtetéseinknek csak a nevezéktani része változna meg („pliocén” helyett „pliocén–alsópleisztocén”, „negyedidőszak” helyett „középső–felsőpleisztocén” állna), az érdemi része nem.

## 2. A medencealjzat szerkezete

A medencealjzat tektonikai képét két lépésben vizsgáljuk, a gravitációs és mágneses anomáliakép általános jellegére, majd a medencealjzat gravitációs hatására támaszkodva.

### 2.1. Gravitációs és mágneses anomáliakép

A Bouguer-térképen (1. ábra) a terület közepe táján egy NyDNy–KÉK-i irányítottságú szerkezet ismerhető fel. A maradékanomália-térképen (2. ábra) jól látható, hogy egy, a terület DNy-i sarka felől a K-i határ közepe táján kifutó, mintegy 20 km széles sávban alapvetően NyDNy–KÉK-i irányítottságú szerkezetek vannak, míg attól É-ra azzal átlagosan kb. 40° szöget bezáró, DNy–ÉK-i lefutású anomáliasorok mutatkoznak.

A terület legmarkánsabb mágneses anomáliája Paksnál van (3. ábra). Az anomáliát harántoló Du-6 szeizmikus szelvény alapján SZABÓNÉ KILÉNYI É. (1994) hatóként miocén vulkanitokat tételezett fel. Az anomália lefutása DNy–ÉK-i, megegyezik a gravitációs anomáliákéval. Egy elmosódottabb mágneses anomáliavonulat húzódik át az egész területen, kb. a gravitációs maradékanomália-térkép NyDNy–KÉK-i irányítottságú sávja mentén, ami alátámasztja e sáv szerkezeti elkülönülését.

## 2.2. A medencealjzat gravitációs hatása

Olyan gravitációs térképen, amelyet az aljzattmélység ingadozásaitól és a medenceüledékek sűrűségváltozásainak hatásától megszabadítottunk, a  $\Delta g$ -értékek elsősorban az aljzaton belüli sűrűségeloszlást tükrözik, igaz, közvetve, a medencealjzat gravitációs hatását ábrázolva. Abból a megfontolásból kiindulva, hogy az adathiányon nem tudunk túllépni, s így precíz, de bonyolult módszerek nem vezetnek használható eredményre, a legegyszerűbb módszert – a  $\Delta g$ -h összefüggés elemzését – választottuk.

Üledékes medencékben gyakran a  $\Delta g$ -h összefüggés elemzésével próbálnak a mélységre következtetni ott is, ahol nincs fúrás vagy szeizmikus szelvény. Minden kutató tisztában van azzal, hogy az így kapott eredmények csak statisztikusan és csak közelítőleg érvényesek, ennek ellenére használhatónak tartja azokat mindazon esetekben, amikor a pontok aránylag szűk sávban szóródnak. A pontok nagyobb szóródása annak a biztos jele, hogy a mélységingadozáson túllépő változás is van. A módszer közelítő volta miatt csak vizuális elemzésre szorítkozhatunk és csak jelentős eltérések kimutatására törekedhetünk.

A  $\Delta g$ -értékeket Bouguer-anomália térképről (1. ábra) olvastuk ki, az aljzattomborzatra vonatkozó adatokat mélyfúrásokból (h, mélység) és SZABÓNÉ KILÉNYI É. (1994) szeizmikus szelvényértelmezéséből (t, futási idő) vettük át.

A területen 30 fúrás érte el a medencealjzatot. Az egyes fúrásokhoz tartozó  $\Delta g$ -értékeket (4. ábra) úgy hasonlítottuk össze, hogy az üledék és aljzat közti sűrűségkülönbségnek megfelelő egyenesek mentén mindegyiket azonos mélységre csúsztattuk. A csúsztatási hiba minimalizálására összehasonlítási szintnek a leggyakoribb mélységet választottuk, ez kb. 1000 m, amelyre  $300 \text{ kg m}^{-3}$  sűrűségkülönbséget becsültünk. Az így leolvasott  $\Delta g$ -értékeket használtuk a további elemzéshez.

A szeizmikus szelvények mentén mind a Bouguer-anomáliákat, mind a futási időket 500 m-enként olvastuk ki, s a két adatsort a szelvénymenti helyzet alapján egyeztetettük. A szeizmikus adatok vonal mentén sorakoznak, s ez lehetővé tette, hogy a szelvénymenti változásokat ne csak statisztikusan, hanem helyhez kötve elemezzük; ehhez a pontokat egymással a kiolvasás sorrendjében összekötve ábrázoltuk.

A  $\Delta g$ -t korreláció szempontjából „normális”-nak tekintettük azokat a szelvényt szakaszokat, amelyeken a pontok szűk, egységes sávba rendeződnek, kb.  $300\text{--}400 \text{ kg m}^{-3}$  sűrűségkülönbségnek megfelelő dőléssel. Értelmezésünk alapja az volt, hogy a „normális” pontsorokat konkrét, de közelebből meg nem határozható földtani felépítési modellekre véltük jellemzőnek, míg a köztes „anomális” szakaszokról feltételeztük, hogy modellhatárok fölé esnek. A szelvényközi korrelációt a „normális” pontsorok összevetésére és az „anomális” szakaszok összekötésére alapoztuk. Ugyanúgy, mint a fúrások esetében, a „normális” pontsorok vagy dőlésmenti folytatásuk által egyazon szinten kimetszett  $\Delta g$ -értékeket vetettük össze, ily módon szabadulva meg a mélységkülönbségek gravitációs hatásától. A szeizmikus szelvényekbe eső néhány fúrás alapján megállapítottuk, hogy a fúrásoknál alkalmazott tsza. 1000 m-nek a szeizmikus szelvényeken kb. 1000 ms felel meg, s ezen a kiolvasási szinten a fúrási mélységekből levezetettekkel összehasonlítható futási időadatokat kaptunk.

A terület K-i és DK-i részén lévő fúrások adataiból tsza. 1000 m-re vetített  $\Delta g$ -értékek zöme jelentéktelen ingadozásokkal egy olyan felületre illeszkedik, amely elég pontosan É felé dől (5. ábra). A magasabb gravitációs szintű területen kristályos, az alacsonyabb szintűn mezozóos képződmények vannak túlsúlyban, s a kettő határát a diagram tsza. 1000 m-en 7–8 mGal körüli értékre, a térképen pedig a Sol-1 és a Sol-7

fúrás közé tehetjük. A szeizmikus szelvényekből levezetett adatok lehetővé teszik, hogy a gravitációs „lejtő”-t a terület DNY-i részére is kiterjesszük, s lefedjük vele a fő zónát és annak DK-i szárnyát.

A fő zónához É-ről csatlakozó, 5–10 km széles sávon belül a „Pa” jelű szelvények körzetétől a Ki–39 szelvényig bezárólag a tsza. 1000 m-re vetített  $\Delta g$ -értékek mindenütt 2 és 6 mGal között vannak. Ez ÉK-en beleillene a fő zónára és annak DK-i szárnyára vázolt tendenciába, Ny-on azonban, a fő zóna Du–1 és Pak–4 szelvény D-i szakaszai által igazolt magas gravitációs szintű területrészenek tőszomszédságában a „Pa” jelű szelvények adatai alacsony gravitációs szintre mutatnak. A fő zóna É-i határa tehát a tsza. 1000 m-re vetített  $\Delta g$ -értékek eloszlásában éles határként jelentkeznek: egy É-i irányú gravitációs lejtőt választ el egy legalább 40 km hosszban közel állandó gravitációs háttérű sávotól.

Viszonylag kis (0,4 mGal/km) gradiense miatt a gravitációs lejtő valószínűleg mélységi hatást tükröz, s így a kapott gravitációs kép és a konkrét aljzatképződmény jellege között csak statisztikus kapcsolat lehet. Ezért azt a körülményt, hogy a lejtő síkjától kissé eltér a Sol–1, a Sol–5 és a Kk–K.1 és erősen a Kec–1  $\Delta g$ -értéke, továbbá hogy ugyanezen fúrások és a Kec.Ny–1 nem kristályos, hanem mezozóos képződményt tártak fel, helyi tényezők zavaró hatásának tulajdoníthatjuk, akárcsak azt, hogy az alacsony gravitációs szintű sávon belül a Solti–1 és Solti–3 fúrás nem mezozóos, hanem kristályos képződményeket tárt fel.

Az É-i szárnyon a fő zónától távolabb a Du–6, a Ki–63 és a Ki–57 szelvény adataiból egy, a zóna menti sávnál a tetővidéken kb. 8–10 mGal-lal nagyobb gravitációs háttérű, azaz a sávhoz képest jelentős sűrűség-többletű foltot jelölhetünk ki, amelyet a Bouguer-anomáliakép alapján körvonalazhatunk.

### 2.3. Következtetések

A gravitációs és mágneses térképeken (1–3. ábra) egy NyDNY–KÉK-i lefutású, mintegy 20 km széles zóna körvonalazható. Ezt a medencealjzat gravitációs hatását tükröző térképen (5. ábra) ÉNy-ról egy 5–10 km széles, alacsony szintű sáv követi. A kettő együtt megfelel Magyarország elsőrendű nagyszerkezeti övének, amely a Kapos-vonalról a Szolnoki-flisöv É-i peremére csatlakoztatható (BALLA Z. 1989). Egy az övön belüli vonal mentén a medencealjzat gravitációs hatásában olyan különbség mutatkozik, amely nagy valószínűséggel kéregszerkezeti változásra vezethető vissza. Ez az eltérés magyarázható azzal, hogy a fő zóna mentén valamikor nagyméretű vízszintes eltolódás játszódott le, s a medencealjzaton belül ma itt érintkező egységek messziről kerültek egymás mellé. A továbbiakban azt a vonalat, amely az ÉK–DNY-i csapású gravitációs maradékanomáliák sorozatát DK-en s ugyanakkor a medencealjzat gravitációs hatásában mutatkozó É-i lejtőt ÉNy-on lezárja, „fő törés”-nek nevezzük.

A fő törésnek az eredeti gravitációs térképeken a DK-i, a medencealjzat gravitációs hatásában pedig az ÉNy-i oldalán húzódik hosszanti kísérő sáv. Az eltérés valószínű oka az, hogy a nagyszerkezeti öv és környezete többszakaszos fejlődéssel alakult ki, s a különböző térképek más és más szakaszra jellemző szerkezeteket tükröznek.

A medencealjzat gravitációs hatásában (5. ábra) a kis sűrűségű övtől ÉNy-ra egy nagy sűrűségű folt körvonalazódik, ennek D-i oldalára esik a Paksnál lévő földmágneses minimum. Az utóbbi DK-i határa olyan egyenes, hogy valószínűleg törést követ. A nagy gravitációs háttérű terület körvonalának rajzolata e törés mentén mintegy 17 km-es balos eltolódást sugall, hiányzik azonban a mágneses anomália megfelelően elvetett része. Maga a törés egy maradékanomália-párnak kb. az inflexiók vonala mentén húzódik.

### 3. A miocén képződmények szerkezete

A miocén képződmények tektonikai képének tárgyalása során először a töréseket elemezzük, majd ezután kísérletet teszünk az egyes összletek önálló elemzésére.

#### 3.1. Törések

A töréseket elsősorban szeizmikus szelvényekből ismerjük. A Paks környéki szeizmikus szelvényeknek többféle kiértékelése létezik (pl. GRACSOV, A. F. et al. 1989, vagy HORVÁTH F. et al. 1990, 1993), elemzésünkhöz a SZABÓNÉ KILÉNYI É. (1994) szelvényein szereplő töréseket vettük alapul. A Paks környéki szeizmikus vonalak egymással közel párhuzamosak, és nem alkotnak hálót, ezért külön problémát jelentett a szelvényközi korreláció. Ebben SZABÓNÉ KILÉNYI É. (1994) munkájához hasonlóan a gravitációs és földmágneses térképekre (1–3. ábra) támaszkodtunk, de az egyes törések térképi lefutását néhol korrigáltuk. A pannóniai összlet talpán kirajzolódó eredeti törésháló (6. ábra) legfontosabb eleme a gravitációs és regionális adatokból körvonalazott fő törés (D), ettől D-re ugyanolyan ÉK–DNy-i lefutású törések vannak (L, E, C'), mint attól É-ra (B, B', F', F). Így tehát a szerkezeti elemek három csoportját különböztetjük meg: a fő törést, valamint az azt É-ról és D-ről kísérő melléktöréseket.

A fő törés folyamatosan végigkövethető az egész területen, bár aljzatdomborzati jellege csapás mentén változik. Az érintett legfiatalabb összlet kora a terület K-i és középső részén mindenütt felsőpannóniai, de a Dunától Ny-ra egyre idősebb: a Du–1 szelvényben a pannóniai alsó része, a Pak–4 szelvényben pedig idősebb miocén.

Az É-i melléktörések létezése és helyzete az idősebb miocén üledékek és aljzatuk szintjén biztos, de dőlésirányuk többnyire bizonytalan. A törések az aljzatdomborzatban jól jelentkeznek, és így követésükhöz gravitációs térképeket használhatunk. A medencék képződése helyi tágulásra mutat, így kapcsolatuk a fő zónával az utóbbi menti balos eltolódás jeleként értelmezhető. A törések a pannóniai elejére már megvoltak, felújulásuk – a pannóniai összletet átszelő virágszerkezetek formájában – a fő töréstől kifelé gyengül: a kép egyszerűsödik, és vetődéssé vagy bizonytalan jellegűvé alakul át.

A D-i melléktörések a fő töréstől D-re, a gravitációs és mágneses képből körvonalazott fő zónán belül vannak, amely párhuzamos a fő töréssel. Maguk a melléktörések ezzel szöveget zárnak be. Irányuk hasonló az É-iakéhoz, de a maradékanomália-képben gyengén

jelentkeznek, s nem játszanak meghatározó szerepet a miocén medencék körvonalának alakulásában. Valószínűnek látszik, hogy az E-iaktól eltérően a D-i melléktörések újonnan, a fő törés fiatal feléledésével kapcsolatban keletkeztek.

Az L törés harántolása a Pak-4 szelvényben kb. a B törés DNY-i folytatásába esik, és mindkettőn volt felújulás. Addig azonban, míg a B törés egy a pannóniainál idősebb miocén medence szerkezetében rendkívül markáns elemként jelentkezik, vagyis a pannóniai üledékeket biztosan felújult mozgások érintették, az L törés létezése a pannóniainál idősebb miocén korban teljesen bizonytalan. Alapvető kérdés tehát, megvolt-e az L+B törés a pannóniai előtt. A B törést ÉNY-ről követő medence DNY-i folytatása a Bouguer-anomáliakép tanúsága szerint a fő törésre fordul, s nem az L törés irányába esik. A szelvénybeli kép alapján a B törés a szomszédos medence fejlődését kezdettől fogva meghatározta, mint láttuk, valószínűleg a fő törés mentén lejáródott balos eltolódás által indukáltan. Így az L törés minden bizonnyal csak az eltolódások végére került a B törés folytatásába, s korábban attól az eltolódás mértékének megfelelő távolságban volt Ny felé. Más szóval, úgy véljük, hogy a B és az L törés egymáshoz viszonyított mai helyzete véletlenszerű és nem szolgálhat alapul az összekötésükhöz. Ez azonban nem zárja ki, hogy a felújuláskor azonos szerepet játszottak.

A *felújulás* korát illetően többnyire csak annyit tudunk, hogy az a szeizmikus szelvényekben látható legfiatalabb felsőpannóniai rétegek utánra esik, mivel az egyes törések felfelé vagy elhálnak, vagy kifutnak a szelvény megjelenített részéből. Ez a törések korát a legfelső miocéntól a jelenkorig terjedő időszakra rögzíti, de ezen a legalább 4–5 millió évnyi időszakon belül nyitva hagyja a valóságos kor kérdését.

A kor csak dokumentált felső korhatár esetében lenne pontosabban behatárolható, de erre vonatkozóan mindössze egyetlen közvetlen adatot ismerünk: az E törés Pak-2 szelvényre eső szakaszán SZABÓNÉ KILÉNYI É. (1994) kimutatta, hogy a legfelső rétegek 150 ms-nál diszkordánsan fedik a mélyebb szintekben látható töréseket és hajlatokat (7. ábra). A diszkordancia-felület kb. 135 méterrel a kvarter bázisa alatt, a pannóniai összleten belül van, s bár ez a felső korhatár nem feltétlenül jellemző minden törésre, annyi mindenesetre következik belőle, hogy a pannóniai összletet átszelő töréseknek legalább egy része nem a negyedidőszakban, sőt nem is a pliocénben, hanem még a pannóniai emeletben keletkezett. Indokolatlan lenne tehát a pannóniai összlet szeizmikus szelvényeken látható részéből felfelé kifutó töréseket negyedidőszaki tektonizmus bizonyítékának tekinteni, mert ezek a törések csak e tektonizmus lehetősége mellett szólnak.

### 3.2. Összletek

A medencekitöltő neogén üledékösszlet tagolásához a szeizmikus szelvényeken SZABÓNÉ KILÉNYI É. (1994) felosztását és jelölését vettük alapul. Legjobban elkülöníthetőnek az idősebb képződményekre jobbára diszkordánsan települő pannóniai üledékösszlet bizonyult, alatta általában felismerhető egy idősebb, de ugyancsak miocén, SZABÓNÉ KILÉNYI É. (1994) szerint felsőbádeni–szarmata üledékösszlet. A még mélyebb szintekben egy üledékes és egy vulkáni összlet körvonalazható, amelyek egymást csapásban helyettesíthetik, és amelyek rétegtani egymásutánja változó lehet; koruk SZABÓNÉ KILÉNYI É. (1994) szerint egyaránt kárpáti–alsóbádeni. Az egyes összletek tektonikai jellegeire a vastagság-eloszlásukból következtettünk.

A *pannóniai üledékösszlet* vastagságviszonyait kielégítő pontossággal tükrözi a feküdomborzati térkép (6. ábra). A fekü a szeizmikus szelvényeken többnyire könnyen kijelölhető, s a domborzatában mutatkozó boltozatok és medencék határain törések tételvezhetők fel. Felfelé a boltozatok és medencék jobbára kiegyenlítődnék, a törés menti levetések csökkennek vagy megszűnnek.



A *felsőbádeni–szarmata összlet* vastagságeloszlása (8. ábra) a B törés ÉNy-i szárnyán, a B' törés DK-i szárnyának a Pak–2 szelvényre és attól ÉK-re eső részén, az F és a D (fő) törés közti ékben, valamint a D törés egész DK-i szárnyán – helyenként némi elcsúszással – nagy vonalakban ismétli a pannóniai összlet feküdomborzatát. Ugyanakkor lényeges eltérés van a kettő között a B és B' törés közti ékben, a B' törés DK-i szárnyának a Pak–1 szelvényre és attól DNy-ra eső részén, valamint az F' és F törés közötti ékben.

A *kárpáti–alsóbádeni összlet* jóval korlátozottabb elterjedésű, mint akár a pannóniai, akár a felsőbádeni–szarmata összlet. Szembeötlő, hogy ÉK-en ott ékelődik ki, ahol a „Pak” jelű szelvényeket a „Ki” jelűek váltják fel, ezért nem lehetünk biztosak abban, hogy ez a kiékelődés valóságos. Az összlet vastagságeloszlása (9. ábra) a B töréstől ÉNy-ra, továbbá a B' törés DK-i és az E törés ÉNy-i szárnyának a Pak–2 és Pak–3 szelvény körüli részén gyakorlatilag a fordítottja a felsőbádeni–szarmata összletének. A kettő között jelentős eltérés van a B és a D törés közének a Du–6 és a Pak–3 szelvénytől Ny-ra eső, valamint az L és E törés közének DNy-i részén, s a kettő jellegében csak a B és B' törés közének ÉK-i részén mutatkozik némi egyezés.

A paksi mágneses minimum, amelynek hatója KOVÁCSVÖLGYI S. (1994) modellezési eredménye szerint egy miocén vulkán maradványaként és gyökérszónajaként fogható fel, a kárpáti–alsóbádeni összletnek kb. a Paksnál látható vastagságmaximumára esik, vagyis az utóbbinak megfelelő süllyedéket jórészt vulkanitok tölthetik ki.

### 3.3. Következtetések

Paks környékének meghatározó szerkezeti eleme a Kapos–Szolnok lineamensnek megfelelő fő törés (D). Erről ÉK és DNy felé melléktörések ágaznak le, ezek szabják meg a medencék elrendeződését, jelezve, hogy a fő törés mentén balos elmozdulások voltak. A kárpáti–alsóbádeni, felsőbádeni–szarmata és pannóniai összlet képe egyaránt ehhez a törésháléhoz idomul. A törésháló egyes elemei (a D törés Ny-i vége és az F' törés) a pannóniaiban már csak flexuraként észlelhetők.

A pannóniai összlet boltozatai és medencéi nagyrészt kb. ugyanott jöttek létre, mint a felsőbádeni–szarmata korúak, ami *átöröklődés* jeleként értelmezhető, ugyanakkor a felsőbádeni–szarmata boltozatok zömmel kárpáti–alsóbádeni medencék helyén keletkeztek és viszont, ami bádenin belüli *inverzió* jelének tekinthető. Ha a mindkét tendenciába rosszul illeszkedő területeken a vastagság-izovonalak lefutása nem fekükijelölési pontatlanságból ered, úgy mind az átöröklődést, mind az inverziót összességében csak részlegesen vehetjük.

A kárpáti–alsóbádeni süllyedéket néhol részben vagy egészében *vulkanitok* töltik ki, amelyek képződésük idején magaslatokat alkothattak, így a további süllyedés során üledékfelhalmozódásra elsősorban a vulkanitok mellett nyílt lehetőség; ez komolyabb tektonikai átrendeződés nélkül is inverziót eredményezhet. A mágneses anomáliaképből ítélve ez a helyzet a Paks alatti és környéki süllyedéssel; a szeizmikus rajzolat értelmezéséből következően ugyanez állhat a Pak–3 és talán a Pak–2 szelvény B' és D törés közötti

szakaszára is, ahol azonban gyakorlatilag nincs mágneses anomália. Lehetséges tehát, hogy a bádenin belüli inverzió nem a mozgásirányok ellentétesre váltását jelzi, de állásfoglaláshoz pontosabb ismeretekre volna szükség a vulkanitok elterjedéséről.

A szerkezeti összkép fontos eleme a B törés, amely a Paks–4a–c fúrás rétegsorában a pannóniai és a bádeni üledékek határát képezte (CHIKÁN G. 1997). Ez zárja le DK felől a paksi mágneses minimumot, amely – a DNY-i folytatásába eső Bouguer-minimummal együtt – egészen a Pak–4 szelvényig nem „enged át” semmiféle, jelentősebb vízszintes eltolódást hordozó ÉNy–DK-i csapású szerkezetet, pl. a Móri-árok tektonikai folytatását (HORVÁTH F. et al. 1990). Ugyancsak a B törés szab határt DK felé a paksi mágneses anomáliával jelzett vulkanitok elterjedésének, és jelentkezik egy 17 km-es balos eltolódásként az aljzat gravitációs hatásában. Feltételezhetjük, hogy az eltolódás a vulkánosság előtt jött létre (ezért nincs elvetve a mágneses ható); s hogy később az eltolódás vetődésként újult fel.

A fő törés (D) K-ről kb. a Dunáig a pannóniai üledékösszlet egészét érintő tektonikai felújuláson esett át. A Dunától Ny-ra ez a felújulás egyre idősebb képződményekre korlátozódik, és mintegy 10 km-en belül Ny felé valószínűleg fokozatosan megszűnik. A melléktörések mentén a fő töréstől távolabb a felújulás jobbra gyengül, vagyis szoros kapcsolatban állt a fő törés fejlődésével. Paks közvetlen környezetében a fő törés felújulása előbb fejeződött be, mint a B törésé, ami e kapcsolat bonyolult voltára mutat.

#### 4. A negyedidőszaki üledékek szerkezete

A negyedidőszaki üledékösszlet *mélyebb szintjeiben* sekélyszeizmikus mérésekkel történt kísérlet törések kimutatására. A *felszín közeli rétegekben* észlelhető töréseket és kőzetréseket természetes kibúvásokban és mesterséges feltárásokban, köztük árkokban tanulmányoztuk. A *felszín* alaki és anyagi szempontból jellemző geomorfológiai és földtani térképen számos egyenes lefutású, vonalas elem ismerhető fel, ezeket ürfelvételeken vizsgáltuk.

##### 4.1. Mélyebb szintek: sekélyszeizmikus szelvények

Az 1989-ben törés-kimutató céljából mért sekélyszeizmikus szelvények (GÚTHY T.–HEGEDŰS E. 1990) közül tárgyalható eredményt a Pa–8 adott. Ez a B törést harántolta, s az 1994–1995. évek (GÚTHY T.–JÁNVÁRINÉ KÁNTOR I. 1994, GÚTHY T. 1995) közül a Pa–12, 13, 14 és 15 szelvényt ugyanezen törés követésére mértük.

A terület fúrásaiban a negyedidőszaki képződményekből nyert laza, széteső, homokos magok után az agyagos-kőzetlisztes pannóniai üledékek összeálló, alaktartó magokban következnek, vagyis az összlehatáron igen jelentős, szabad szemmel is jól észlelhető mechanikai változás lép fel. A sekélyszeizmikus szelvényekben azonban véleményünk szerint ez a határ önmagában véve nem ismerhető fel, s csak a fúrásokból átvett mélységek ismeretében jelölhető ki. A negyedidőszaki összlet rajzolata többnyire olyan, hogy földtanilag nehezen értelmezhető. Így pl. a folyóvízi üledékek legáltalánosabb jellege, a lencsés szerkezet szinte schol sem tűnik elő, s a

rétegzetnek látszó szakaszokon gyakorlatilag nincs egyetlen kitüntetett réteg sem. Ez kételyeket támaszt aziránt, hogy a szelvényeken látható reflexiósorok mindenütt rétegződést tükröznek, s így elvész a törések üledékes összletekben való kimutatásának a legmegbízhatóbb kritériuma, a vezetősíntek elvetése.

A sekélyszeizmikus szelvényekben a negyedidőszaki képződmények szerkezetében két figyelemre méltó jelenséget látunk: jelszegény övet (stacking-szelvényeken) és vályúszerű hajlatot (migrált szelvényeken). A Pa-8 = Pa-12, a Pa-15 és a Pa-13 szelvényben a kettő együtt lép fel, s térképen egy feltöltődött Duna-holtág ívét követi (10. ábra). Itt egyrészt – a mocsaras talajon – leromolhatnak a talaj-geofon csatolási viszonyok, másrészt a szelvény mentén kiékelődő lencsében még laza, a szeizmikus hullámokat rosszul vezető üledékek lehetnek jelen. Mindkét esetben helyi energiahányt – szeizmikus árnyékot – várhatunk, valószínűleg ezt jelzi a függőleges helyzetű jelszegény öv.

A Pa-12 szelvény statikus korrekció görbéje alapján feltételezhető, hogy tszf. 80 és 92 m között sebességcsökkenés van, amely litológiai változásra mutat. A geoelektromos szelvényben (STICKEL J.–ZALAI P. 1994) ugyanezen a szakaszon tszf. 84 és 90 m között egy kisebb, tszf. 63 és 75 m között pedig egy nagyobb ellenállású réteg van, mindkettő a negyedidőszaki összleten belül lencseszerűen települ, a környezetétől eltérő összetételű képződmény jelenlétére mutat, amely megfelelő szeizmikus sebesség esetén energia-elnyelést eredményezhet. A Pa-15 és a Pa-13 szelvényben ez az anomália hiányzik, de ez csak a feldolgozás során a szelvény fölül eltávolított rétegre igaz, s a szelvény felszín közeli részén ez a képződmény meglehet. A helyi sebességcsökkenés azt eredményezi, hogy a futási idők megnőnek, s ha a feldolgozás ezt nem veszi figyelembe (márpedig esetünkben ez történt), a mélyebb reflektorok lefelé mintegy benyomódnak. Valószínűleg ezzel kapcsolatos a vályúszerű hajlat.

Mindebből arra következtetünk, hogy a negyedidőszaki összlet szeizmikus leképezésében még megoldatlan problémák vannak, s ezért az összlet rajzolatának közvetlen szerkezeti értelmezése nem meggyőző. Segítséget adhat a pannóniai összlet igen jó rétegzettsége: csak azok a törések vehetők számításba negyedidőszaki összleten belüli vetőként, amelyek pannóniai szinteket elmozdító törések felfelé folytatásába esnek. A paksi sekélyszeizmikus szelvényekben azonban ilyen eset megbízható módon szerintünk nem körvonalazható.

#### 4.2. Felszín közeli rétegek: kőzetrésmérések

Az első kőzetréseket – 12 pleisztocén kibúvásban összesen 104-et – CHIKÁN G.–KÓKAI A. (1989) mérte. Az atomerőmű körüli 30 km-es körzetben végzett földtani térképezés (CHIKÁN G. 1992) során a negyedidőszaki képződmények 167 feltárásában összesen 1379 kőzetrést mértek (DUDKO A. 1992), ezt az anyagot DUDKO A. (1992), GERNER P. (1993) és BALLA Z. (1994) értelmezte. 1994-ben 6 feltárásban további 634 kőzetrést mértünk (DUDKO A.–MAROS GY. 1994), a teljes adatmennyiség tehát meghaladta a kétezret.

A kőzetrések felülete sima vagy enyhén hullámos. A geológusok számára ez eleinte magától értetődő bizonyítéka volt a nyírásos, tektonikai eredetnek. A döntően közel függőleges település mellett ez eltolódásos erőteret sugallt, erre alapultak a korai értelmezések (BALLA Z. 1991).

Az 1992. évben mért kőzetrések összesítő rózsadiagramján (11. ábra) az értékek 3,75 és 7,70% között, vagyis igen szűk intervallumban, a tökéletesen egyenletes eloszlás-

nál várható 5,56%-os érték körül szóródtak, azaz összességükben nem mutattak semmiféle határozott irányítottságot. Ezért a tektonikai értelmezéshez a mérési anyagot megszürték: eltávolították a már terepen is „suvadásos” eredetűnek minősített (DUDKO A. 1992) vagy az ugyancsak terepen rögzített lejtő- és feltárásiirányokkal kapcsolatba hozható (GERNER P. 1993) kőzetréseket. A megmaradt adathalmaz három maximumot mutatott, NyD Ny–KÉK-i, NyÉ Ny–KDK-i és ÉÉK–DD Ny-i irányban.

Ez ugyan kísérletekre készítette a tektonikai értelmezés terén (DUDKO A. 1992, GERNER P. 1993), azonban az a körülmény, hogy a kőzetrések nem sűrűsödnek a fő törés feletti néhány km-es sávban, komoly kételyeket támasztott a kőzetrések összességének vagy legalább valamely számottevő részének tektonikus eredetét illetően (DUDKO A. 1992).

A három főirány (11. ábra) által bezárt szögek 60° körüliek, és a három maximum közel azonos súlyú. Ez egy olyan hatszöges rendszert körvonalaz, amilyen lemezszerű kőzettömegek összehúzódása (pl. bazaltlávaarak hűlése) során jön létre (BALLA Z. 1994). A 167 kőzetrése feltárásból 165 löszben vagy löszös kőzetben volt, s az 1379 kőzetrésebből esett 1335, a mérések tehát alapvetően lösz jellemeztek. Lehetségesnek látszott, hogy a hatszöges elválás a lösz száradásának a következménye.

A kérdés tisztázására irányuló 1994. évi vizsgálataink során részletesen dokumentáltunk minden egyes feltárást, pontosan rögzítve falának térképi nyomvonalát és a kőzetrések helyzetét. A vizsgált feltárásokban egy-egy kőzetrés átlagosan 1–3 m-enként fordult elő, de gyakoriságuk erősen változott, nagy mértékben a feltártság függvényében. A bemért 634 kőzetrés 83%-a két közeli feltárásban volt, eltérő irányeloszlással (12. ábra). Mivel az iránymaximumok még egymástól alig néhány száz m-re lévő feltárásokban sem azonosak, nem jellemezhetnek térben valamennyire is állandó feszültségteret. Az 1992. évi uralkodó irányok még egy mindössze néhány km<sup>2</sup>-es körzetet jellemző feltáráscsoportban sem ismétlődtek.

Az elég nagy, a feltártságtól függő sűrűség, az alacsony reprezentativitás és a rossz reprodukálhatóság a nem-tektonikus eredettel harmonizál, amelynek keretében mind a sűrűség, mind az iránymaximum nagymértékben véletlenszerű, helyi okok következménye: a kőzetrések nagy része *suvadásos* tömböket lehatároló sík vagy *száradásos* repedés. A suvadás során keletkező kőzetrések közel téglalakú tömböket határolnak. Hatszöges elválást közvetlenül sehol sem figyeltünk meg, s csak nagyobb számú mérésekből szerkesztett rózsadiagramokon észleltük. Létezésének bizonyításához az iránystatisztikán túlmenő adatokra is szükség lenne.

1992-ben árkolással kísérelték meg törések kimutatását, az árkokat két ütemben végzett geofizikai mérések nyomán telepítették a legalkalmasabbnak vélt helyekre (MESHKÓ A. et al. 1993). Az összesen 500 fm árokkal mesterségesen szabaddá tett közel 1800 m<sup>2</sup> kőzetfelületen egyetlen törés vagy kőzetrés sem volt (CHIKÁN G.-NÉ et al. 1992). Ez a tény éles kontrasztban van azzal, hogy a feltárásokban jobbra néhány méterenként volt egy-egy kőzetrés. Valószínű tehát, hogy a kőzetrések nincsenek meg elválási síkként az eredeti kőzettömegekben, hanem csak utólag, felszín közelben jönnek létre, ami mind száradás, mind szétesés-fellazulás következtében lehetséges, de nem egyeztethető össze a tektonikus eredettel. Több feltárásban meggyőződünk arról, hogy egy-egy jól látható kőzetrés a fal bontása során befelé eltűnik, vagyis közvetlenül igazoltuk a felszíni eredetet.

### 4.3. Felszín: űrlineamensek

Az űrlineamensek előnye, hogy területileg egyenletesen vizsgálhatóak, hátrányuk viszont, hogy eredetük rendkívül változatos lehet. A Paks környéki űrfelvételek kiértékelési eredményeit HORVÁTH F. et al. (1990, 1993) és BODROGI M. et al. (1994) munkáiban találjuk, itt az utóbbira támaszkodunk.

A digitális űrfelvételek automatikus kiértékelésének témakörében nagyszámú kísérletet végeztünk azzal a céllal, hogy megvizsgáljuk: kimutathatók-e ily módon tektonikus eredetű lineamensek a rendelkezésre álló Landsat TM és SPOT P űrfelvételeken. A kapott, igen sokrétű és változatos anyagban a szeizmikus szelvényekből körvonalazott törések általában nem ismerhetők fel. Néhány helyen felmerül valamiféle kapcsolat lehetősége ezzel vagy azzal a töréssel (13. ábra), de ez a kapcsolat igen nagy mértékben bizonytalan. Ezt legjobban az a tény tükrözi, hogy önmagában véve egyik kép sem adna alapot az illető törés kijelöléséhez: túl sok hasonló képi elem van a törésektől távol eső területrészekben is.

### 4.4. Következtetések

A pannóniai üledékekben körvonalazott B törés felett a Pa-8 = Pa-12 sekélyszeizmikus szelvényben jelszegény öv mutatkozik, ezt eleinte negyedidőszaki töréskiújulás bizonyítékának tekintették. A későbbi szelvények alapján valószínűnek tartjuk, hogy a jelszegény öv egy Duna-holtágat követ, fellépése valószínűleg talaj-geofon csatolási problémákra és litológiai árnyékolásra vezethető vissza. A negyedidőszaki üledékek szeizmikus képe a szelvényekben eléggé bizonytalan, törések meggyőző jelei – elsősorban szintelvetések – nem mutathatók ki.

A kőzetrések és az űrlineamensek eloszlási jellege elvileg hasonló: ismert törésekkel csak fő irányaik egy része hozható valamilyen kapcsolatba, térbeli helyzetük és eloszlásuk nem. A konkrét űrlineamensek és kőzetrések többsége a mai felszín domborzati elemeihez igazodik, s így az a körülmény, hogy tektonikus eredetük erősen kétséges, egyúttal igazolja a domborzat és tektonika közvetlen kapcsolatát illető fenntartásainkat (BALLA Z. et al. 1993).

## 5. Összesítés

Paks környékének aljzatában a gravitációs és mágneses anomáliák eloszlásából egy 25–30 km széles, NyDny–KÉK-i csapású diszlokációs öv tételezhető fel, amely a Kapos–Szolnok lineamenssel azonosítható. Ugyanezen anomáliákból és szeizmikus szelvényekből az övön belül egy határozott törés vagy keskeny töréses öv – a „fő törés” – körvonalazható; ezt mindkét oldalról DNy–ÉK-i lefutású törések kísérik, az ÉNy-i szárnyon miocén medencékkel, amiből a fő törés mentén miocén korú balos eltolódásra

következtethetünk, s a medenceperemi töréseket elsősorban vetődéseknek vélhetjük. A medencéknek három generációja különböztethető meg: kárpáti–alsóbádeni, felsőbádeni–szarmata és pannóniai. Úgy látszik, hogy az első kettő között inverzió játszódott le, a harmadik viszont átöröklődéssel követte a másodikat.

A pannóniai összletet szinte minden korábbi törés felett virágszerkezet harántolja, amely a tektonikai mozgások felújulásával hozható kapcsolatba. A törések zöme felfelé „kifut” a szeizmikus szelvényekből, amelyek felfelé nem érik el a negyedidőszaki üledékeket. Értelmezésünk szerint a felújulás a fő törés mentén KÉK felől kb. a Dunáig követhető, majd mintegy 10 km-en belül fokozatosan megszűnik, s mindkét szárnyon egy-egy DNY–ÉK-i csapású törésre tevődik át. Ezek közül a fő törés ÉNy-i szárnyán lévő B törés az atomerőmű alatt fut át.

Ebben a körzetben számos sekélyszeizmikus szelvény készült a negyedidőszaki összlet mélyebb szintjeinek vizsgálatára, ezekben azonban értelmezésünk szerint negyedidőszaki töréses tektonizmusnak nem volt meggyőző jele. A negyedidőszaki képződmények természetes kibúvásaiban és mesterséges feltárásaiban több mint kétezer kőzetéremérés történt. Helyzetük és irányuk nem tükrözte a pannóniai összletben megismert töréshálót. Több esetben megfigyelhető volt, hogy a kőzetrések a kőzettömeg belseje felé kiékelődtek, s az újonnan kihajtott írkokban nem volt egyetlen kőzetérés sem. A kőzetrések tehát zömmel vagy egészében a feltáródás után keletkeznek, s nem tektonikus eredetűek. Az úrfelvételek sokoldalú, automatikus és manuális kiértékelésével kapott lineamensek sem mutattak kapcsolatot a pannóniai összlet töréseivel. A negyedidőszaki képződményekben tehát nem találtunk felújulásos tektonizmusra mutató jeleket. Ugyanakkor a kőzetrések és úrlineamensek jelentős része valamilyen kapcsolatban van a mai domborzattal, amelyről így szintén nem állítható, hogy főbb elemeit törések szabják meg.

A pannóniai–negyedidőszaki üledéksorban töréses tektonikai mozgások elsősorban a teresztrikus vörös-tarka agyagösszlet felhalmozódása alatt, a pliocénben (esetleg részben az alsópleisztocénben) lehettek, ezért a pannóniai összletet átszelő töréseket a pliocénre rögzíthetjük. Természetesen nem zárhatjuk ki későbbi, negyedidőszaki felújulás lehetőségét sem, de ennek bizonyításához további meggyőző adatokra van szükség.

\*

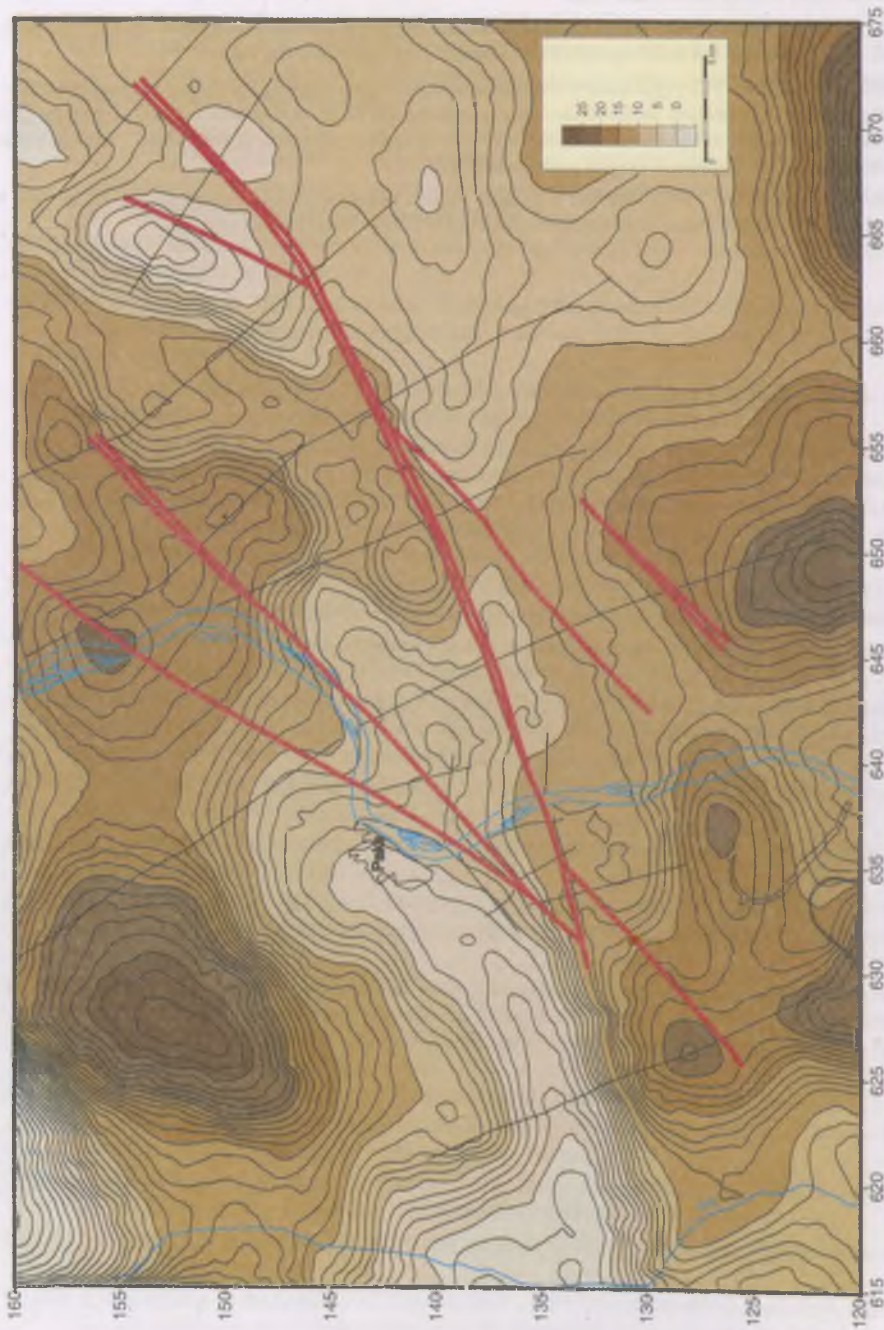
A szerzők őszinte köszönetüket fejezik ki KATONA TAMÁS-nak, PAPP SÁNDOR-nak és TURI LÁSZLÓ-nak, a Paksi Atomerőmű Rt. (Földrengés Projekt) szakembereinek azért, hogy vizsgálataikat lehetővé tették és mindenben támogatták. Köszönettel tartoznak BALOGI JENŐ fejlesztési igazgató úrnak azért, hogy tanulmányuk megjelenésének feltételeit biztosította.

- BALLA Z. 1988. A paksi atomerőmű körzetének nagyszerkezeti helyzete. In: SZABÓ Z. (szerk.), Paks környékének földtani viszonyai. Összefoglaló szakvélemény. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- BALLA Z. 1989. On the origin of the structural pattern of Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* 31. [1988] 1–2. pp. 53–63.
- BALLA Z. 1991. Észrevételek és javaslatok a paksi atomerőmű telephelyére vonatkozó szerkezeti adatok felülvizsgálatának tárgyában. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- BALLA Z. 1993. A paksi atomerőmű földrengésbiztonságának tektonikai alapjairól. Szakvélemény a Tudományos Koordináló Bizottság zárójelentésének és az ELTE Geofizikai Tanszék kutatási jelentésének megfelelő részeiről. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- BALLA Z. 1994. A telephely neotektonikai viszonyai. In: A KKÁT telephely általános földtani értékelése. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- BALLA Z. 1995a. Összesítő tanulmány. A paksi atomerőmű körzetének földtani felépítése, 6. kötet. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- BALLA Z. 1995b. Összesítő tanulmány. Kiegészítés az 1995. évi eredményekkel. A paksi atomerőmű körzetének földtani felépítése, 7. kötet. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- BALLA Z.–MAROSI S.–SCHEUER GY.–SCHWEITZER F.–SZEIDOVITZ Gy. 1993. A paksi atomerőmű földrengéskockázatával kapcsolatos szerkezeti és geomorfológiai vizsgálatok. – *Földrajzi Értesítő* 42. 1–4. pp. 111–140.
- BODROGI M.–CSATHÓ B.–GULYÁS Á.–KISS J.–PRÁCSER E. 1994. Lineamentum vizsgálat digitális űrfelvételek alapján Paks környezetében. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- CHIKÁN G. 1992. Paks környékének földtani leírása. Jelentés a Paks tektonikai helyzetének pontosítása céljából elvégzett vizsgálatok eredményeiről. 5. kötet. Földtani vizsgálatok Paks környékén 1985–1994. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- CHIKÁN G.–CHIKÁN G.-NÉ–KÓKAI A.–TURCZI G. 1997. – [jelen kötet].
- CHIKÁN G.–KÓKAI A. 1989. Szerkezetföldtani vizsgálatok Tengelic–Szőlőhegy és Pusztahencse között. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- CHIKÁN G.–CHIKÁN G.-NÉ–KÓKAI A. 1994a. Felszíni és felszínközeli képződmények földtani szintézise. A Paksi Atomerőmű körzetének földtani felépítése, 4. kötet. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- CHIKÁN G.–GYURICZA GY.–KOLOSZÁR L.–KÓKAI A.–KROLOPPE E.–MARSII I.–PAPP P.–SZALAI I. 1994b. A feltárások dokumentációja. A Paksi Atomerőmű körzetének földtani felépítése, 1. kötet. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- CHIKÁN G.–NÉ–DON Gy.–KÓKAI A.–PAPP P. 1992. A kutatóárkok földtani dokumentációja. Jelentés a Paks tektonikai helyzetének pontosítása céljából elvégzett vizsgálatok eredményeiről, 3. kötet. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- DUDKO A. 1992. A szerkezeti adatok értékelése. Jelentés a Paks tektonikai helyzetének pontosítása céljából elvégzett vizsgálatok eredményeiről. 4. kötet. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- DUDKO A.–MAROS Gy. 1994. Kőzetrés-vizsgálatok feltárásokban. A Paksi Atomerőmű körzetének földtani felépítése, 3. kötet. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- ELGI 1995a. Országos gravimetriai adatbázis. – *Számítógépes adatbázis*, Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest.
- ELGI 1995b. Országos földmágneses adatbázis. – *Számítógépes adatbázis*, Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest.

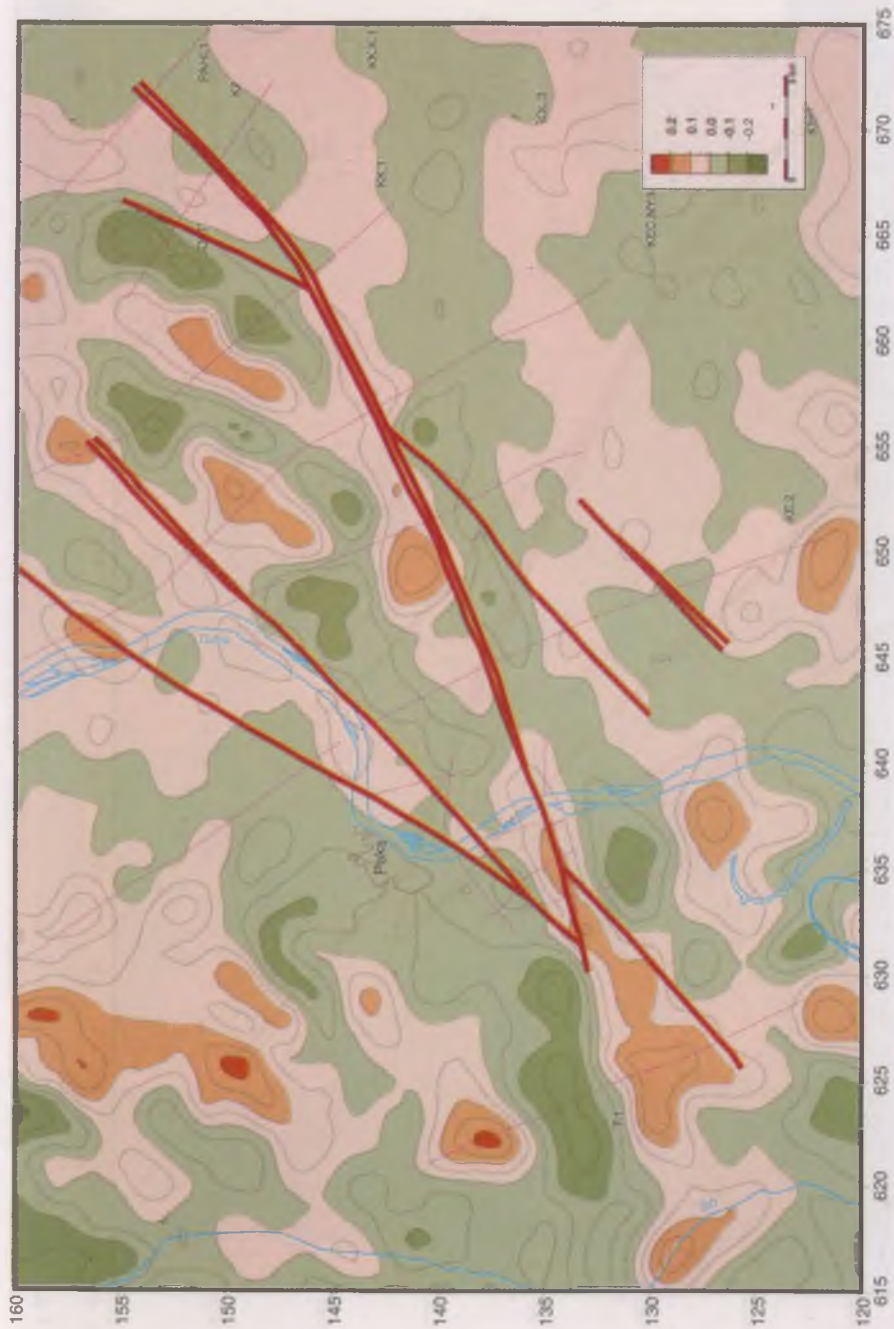
- GERNER P. 1993. Löszben mért köztrések neotektonikai elemzése Paks környékén. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- GRACSOV, A.F.–BOJARSZKIJ, M.É.–BUNÉ, V.I.–LAPUSONOK, I.L.–MEDVEDEVA, N.SZ.–OSER, B.V.–POLJAKOVA, T.P.–STEINBERG, V.V.–SZAKSZ, M.V.–SZALGANIK, M.P. 1987. Jelentés a paksi atomerőmű szeizmikus veszélyeztetettségéről. – *Kézirat* (orosz nyelven), Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- GRACSOV, A. F.–FROLOVA, N. K.–GRIGORJAN, SZ. SZ.–GULAKJAN, K. A.–KUNIN, N. JA.–MIHAJLOV, V. O.–OSZTROUMOV, A. V.–ROMANJUK, T. V.–USZENKO, SZ. V. 1989. A Paksi Atomerőmű körzetében lévő törés földtani helyzetének és természetének pontosítása. – *Kézirat* (orosz nyelven), Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- GÚTHY T. 1995. Műszaki jelentés Paks környéki szeizmikus mérésekről, 1995. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- GÚTHY T.–HEGEDŰS E. 1990. Jelentés a Paks környékén (Dunaszentbenedek) 1989-ben sekélyszeizmikus módszerrel végzett neotektonikus vizsgálatokról. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- GÚTHY T.–JÁNVÁRINÉ KÁNTOR I. 1994. Jelentés a Paks környékén végzett sekélyszeizmikus mérések eredményeiről. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- HORVÁTH F.–CSONTOS L.–DÖVÉNYI P.–WÉBER Z.–DRAHOS D.–NAGYMAROSY A.–SZÉKELY B.–TIMÁR G.–GYÓRI E.–SZABÓ A.–VÁRKONYI L.–CSERNY T.–CZELLER I.–GOMBOS CS.–REMETE L.–SAMU L.–BUNTERBARTH G. 1993. Paks környezetének szerkezeti viszonyai és nagytektonikai helyzete az újabb szeizmikus szelvények és más földtani-geofizikai adatok komplex kiértékelése alapján. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- HORVÁTH F.–CSONTOS L.–ERDÉLYI M.–FERENCZ CS.–GÁBRIS GY.–HEVESI A.–SÍKHEGYI F. 1990. Paks környezetének neotektonikája. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- JASKÓ S.–KROLOPP E. 1991. Negyedidőszaki kéregmozgások és folyóvízi üledékfelhalmozódás a Duna-völgyben Paks és Mohács között. – *MÁFI Évi Jelentése az 1989. évről*, pp. 65–84.
- KÓKAI A.–CHIKÁN G.–NÉ–GYURICZA GY.–JUHÁSZ E.–KOLOSZÁR L.–KROLOPP E.–MARS I.–MÜLLER P. 1994. A feltárások litológiai és földtani kiértékelése. A Paksi Atomerőmű körzetének földtani felépítése, 2. kötet. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- KOVÁCSVÖLGYI S. 1994. Mágneses hatószámítás. In: BALLA Z. 1995a, Függelék. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- KUMMER I. 1994. A Pa–8/87 nagyfelbontóképességű migrált időszelvény vizsgálata. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- MESKÓ A.–ERDÉLYI M.–JÁMBOR Á.–RYBACH L.–STEGENA L.–SZEDERKÉNYI T.–VARGA P. 1993. A paksi atomerőmű telephelyének földtudományi értékelése. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- PRÓNAY ZS.–GÖGH É. 1992. Felsőfokozati rétegek vizsgálata földtani radar módszer segítségével Paks környékén. In: Geofizikai mérési eredmények, VESZ- és földradar-mérések. Jelentés a Paks tektonikai helyzetének pontosítása céljából elvégzett vizsgálatok eredményeiről, 2. kötet: – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- SCHWEITZER F.–BALOGH J.–BALOGHNÉ DI GLERIA M.–BORSY Z.–HAVAS F.–NÉ–JUHÁSZ Á.–KIS É.–LANTOS M.–MAROSI S. 1994a. Geomorfológiai kutatások dokumentációja, A. kötet. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- SCHWEITZER F.–HERTELENDI E.–KIS É.–MAROSI S. 1994b. Geomorfológiai kutatások dokumentációja, B. kötet. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- STICKEL J.–ZALAI P. 1994. Paksi geoelektromos mérések, 1993–1994. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- SZABÓ Z.–PÁNCICS Z.–SÁRHIDAI A.–SZATMÁRI G. 1994. Paks környékének gravitációs anomália és lineamens térképei. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.



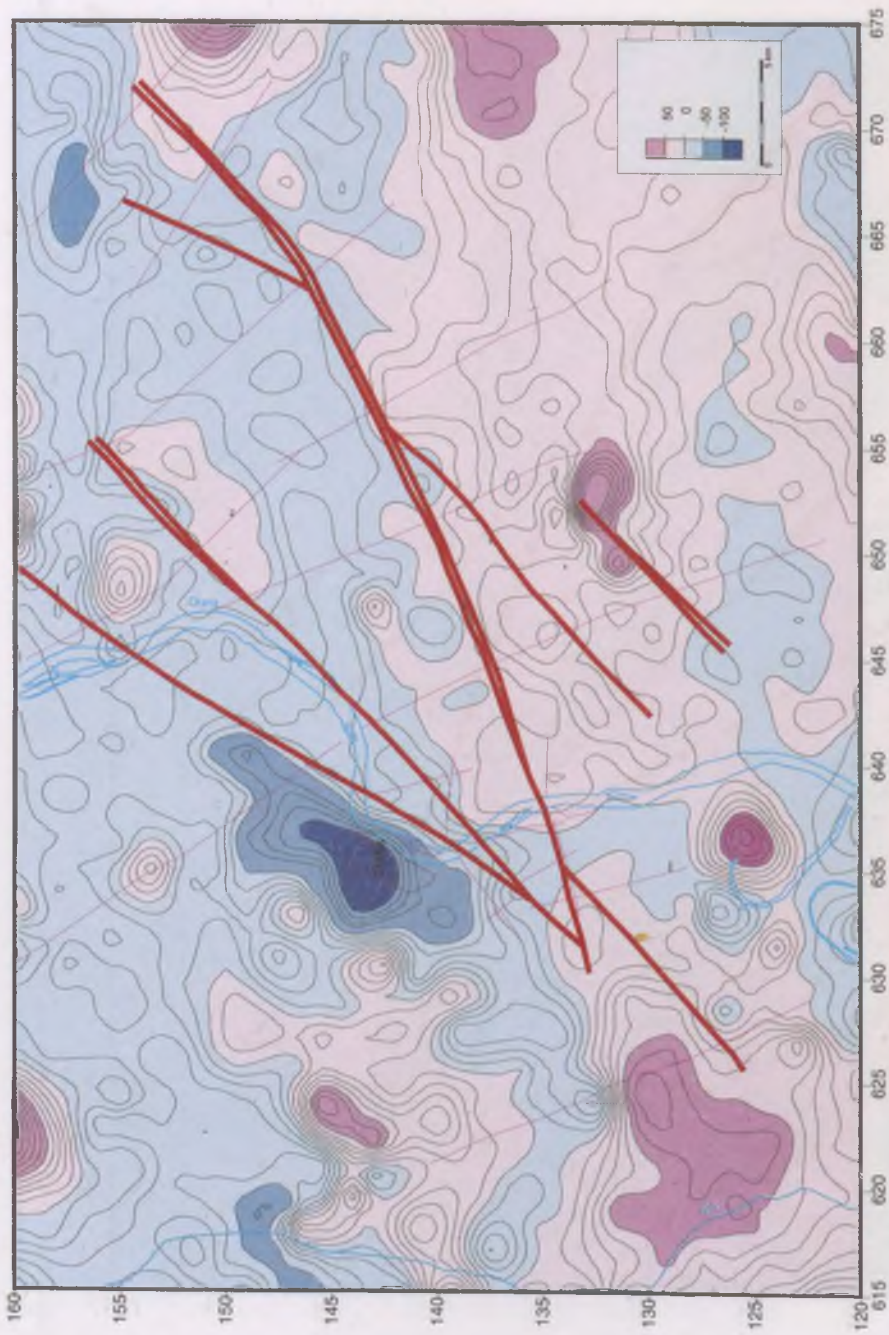
- SZABÓNÉ KILÉNYI É. 1994. Paks környéki mélyföldtani adatok elemzése. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- TURCZI G.–TULLNER T. 1994. Térinformatikai adatbázis. A paksi atomerőmű körzetének földtani felépítése. 3. kötet. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- ÚJSZÁSZIJ.–ZALAI P. 1992. A paksi atomerőmű földrengésbiztonsági vizsgálatához kapcsolódó szelvénymenti geoelektromos mérések. In: Geofizikai mérési eredmények, VESz- és földradar-mérések. Jelentés a Paks tektonikai helyzetének pontosítása céljából elvégzett vizsgálatok eredményeiről, 2. kötet: – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.
- WITTMANN G.–IMRE T. 1995. Jelentés a Pakson végzett mikroszeizmikus kutatásról (Pa-15 és Pa-17 vonalak). – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Projekt jelentéstára, Paks.



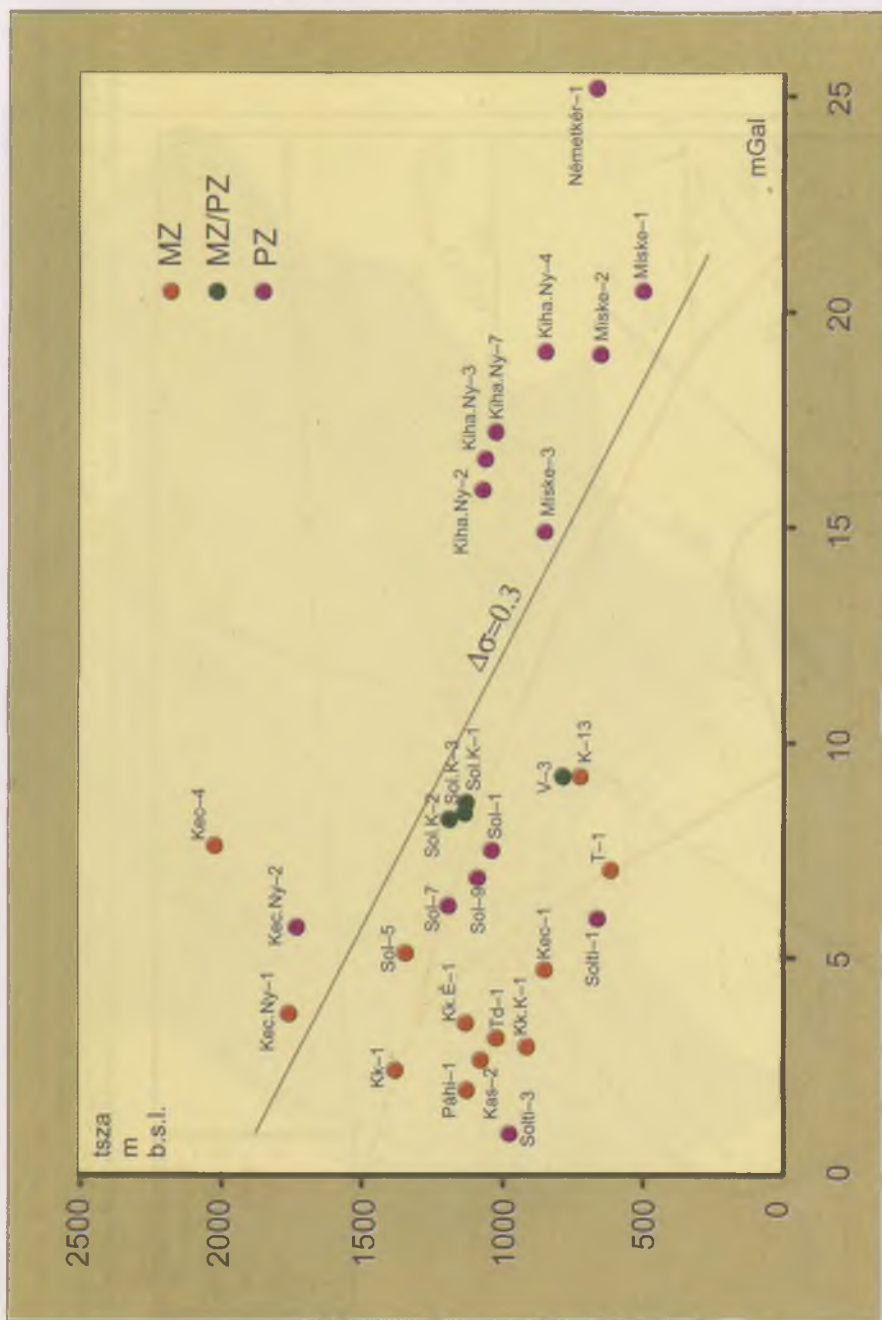
I. ábra. Paks környékének Bouguer-anomália térképe. Szerk. KOVÁCSVÖLGYI S. az ELGI 1995a adatbázisból; törések a 6. ábráról. Helyzetét l. a 9. ábra kivágatán. – Izovonalköz - 1 mGal; színezési köz - 5 mGal



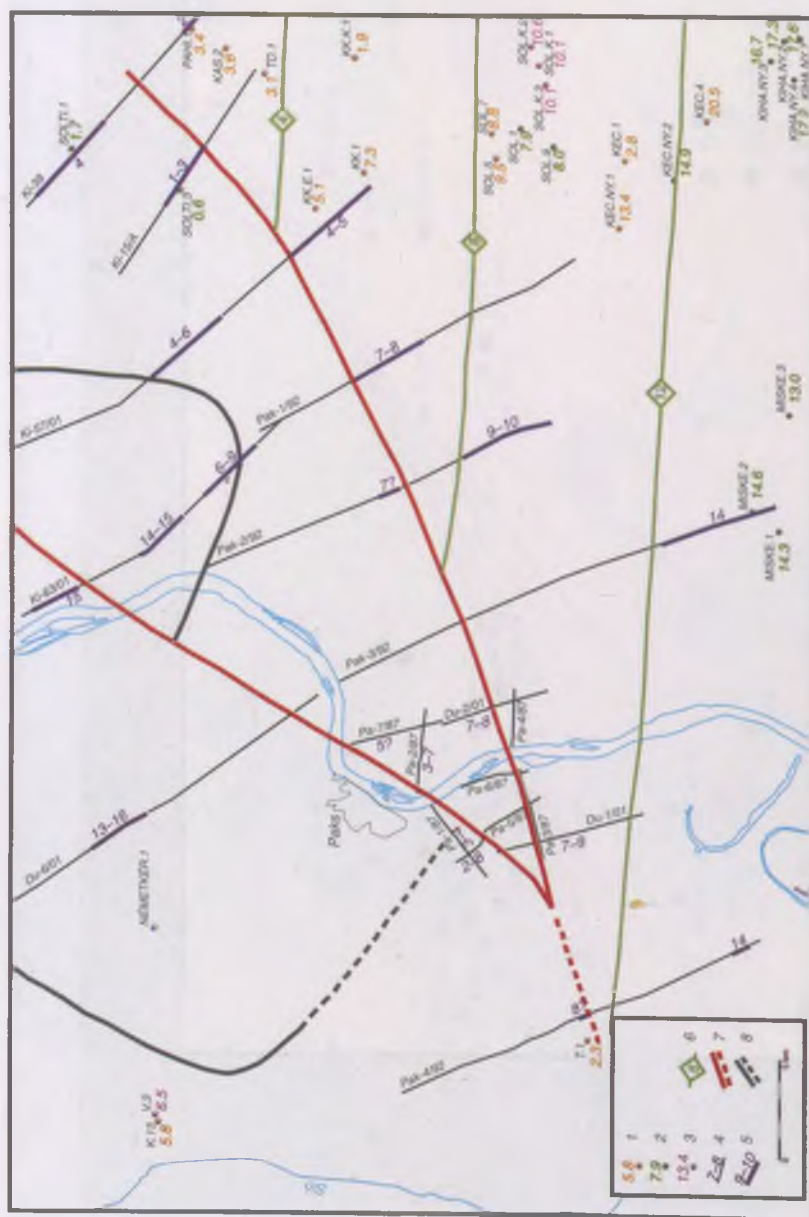
2. ábra. Paks környékének gravitációs maradékanomália-térképe ( $K=9.8$ ). Szerk. KOVÁCSVÖLGYI S. az ELGI 1995a adatbázisból PÁNCICS Z. által adott szűrőparaméterekkel; törések a 6. ábráról. Helyzetét l. a 9. ábra kivágatán. – Izovonalköz - 0,1 mGal; színezési köz - 0,5 mGal



3. ábra. Paks környékének földmágneses  $\Delta Z$ -térképe. Szerk. KOVÁCSVÖLGYI S. az ELGI 1995b adatbázisból; törések a 6. ábráról. Helyeztetít i. a 9. ábra kivágatán. – Izovonalaköz - 10 nT; színhatárok - 50, 0, -50 és -100 nT



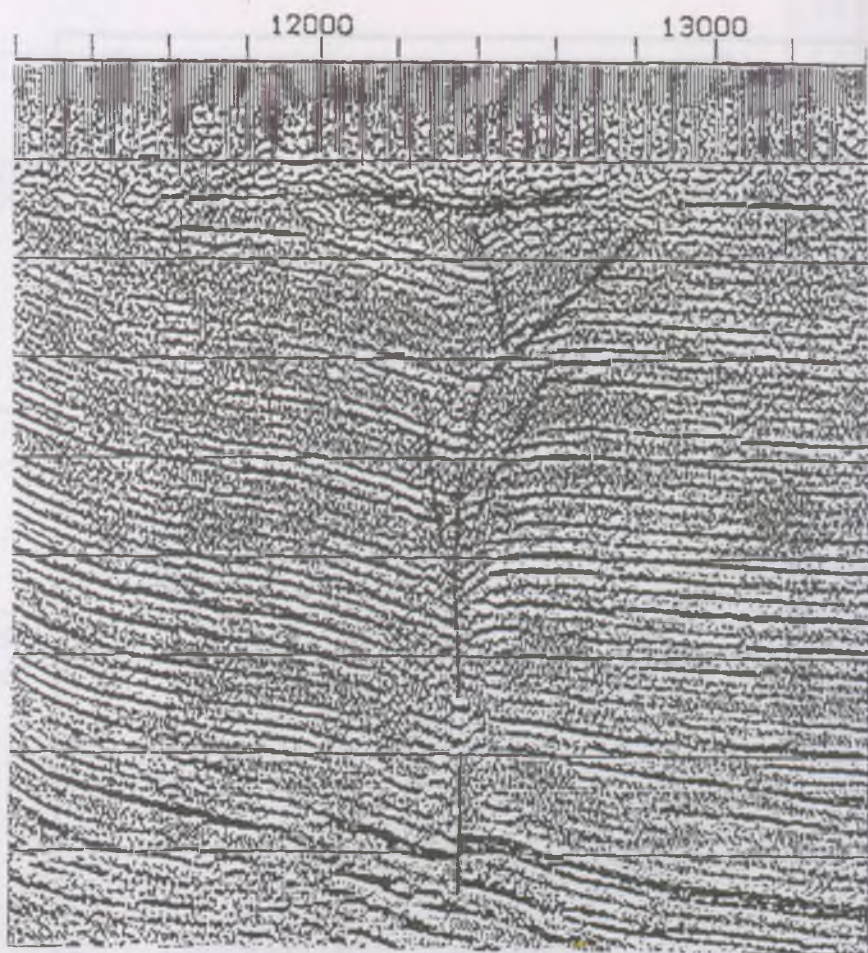
4. ábra. A Paks környékén aljzatot ért fúrások mGal-m diagramja. Szerk. DUDKO A. 1995 (BALLA Z. 1995b: 17. ábra)



5. ábra. A medencealjzat gravitációs hatásának térképe Paks környékén a tsza. 1 km körüli szintre (BALLA Z. 1995b; 23. ábra). Helyzetét 1. a 9. ábra kivágván. 1-3 = alaphéység típusa és a tsza. 1 km-re számított mGal-érték; 1 = mezozoós; 2 = mezozoós alatt kristályos; 3 = kristályos; 4 = szeizmikus szelevényszakasz és az 1 s-ra számított mGal-érték; 5 = szeizmikus szelevényszakasz jól követhető vagy feltételezhető aljzattal és az 1 s-ra számított mGal-érték; 6 = tsza. 1 km-re feltételezett mGal-érték és izovonalai; 7 = tóris a medencealjzatban; 8 = magas mGal-értékű terület körvonala, Bouguer-anomália-térképből és földmágneses anomáliaképből

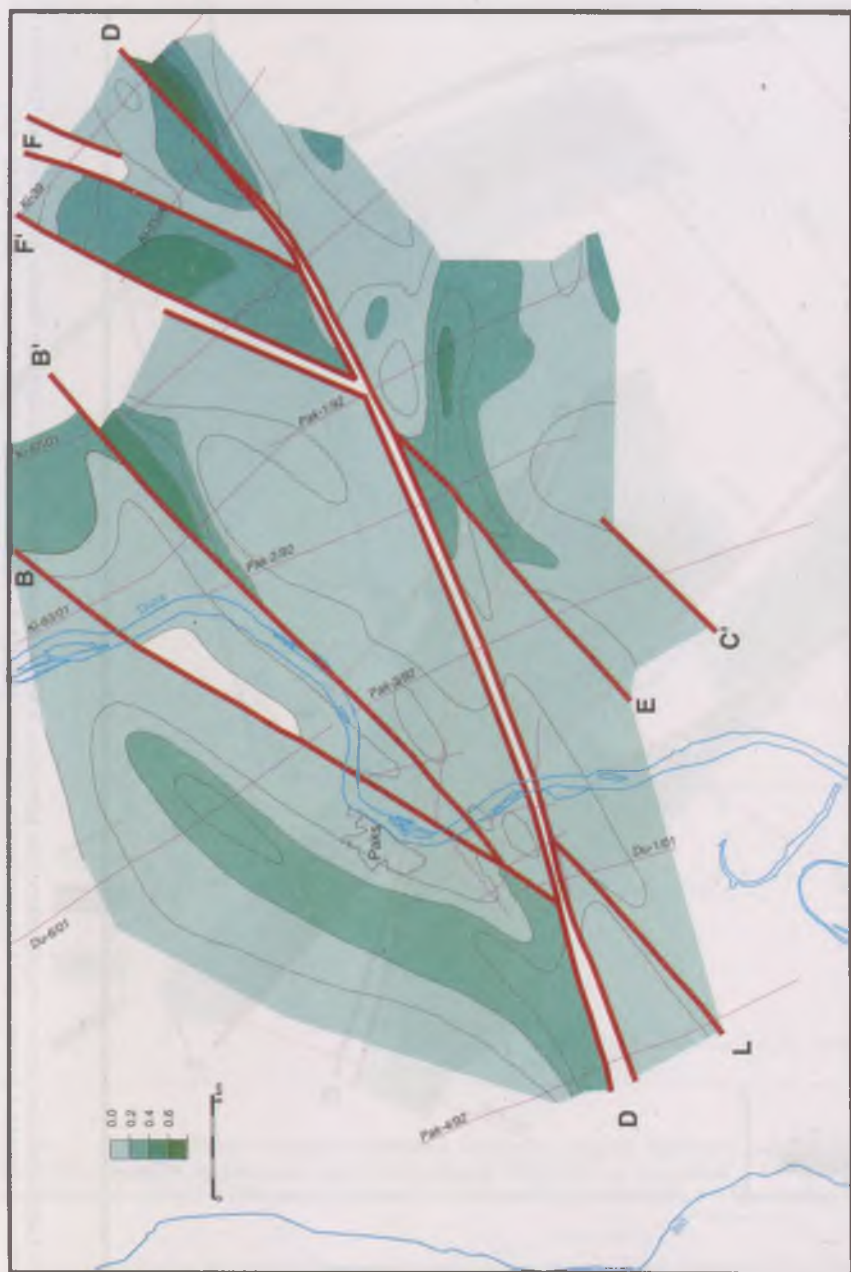


6. ábra. A pannóniai üledékösszetétel fedéldomborzati térképe Paks környékén. Szerk. DUDKO A, 1995 (in BALLA Z, 1995b: 9. ábra). Helyzetét l. az 5. ábra kivágatán. – Izovonalköz - 0,1 s



7. ábra. Töréseket lezáró szint a pannóniai üledékek felső részén, SZABÓNÉ KILÉNYI É. (1994: 11. ábra) nyomán (a Pak-2 szelvény E törést harántoló szakasza)

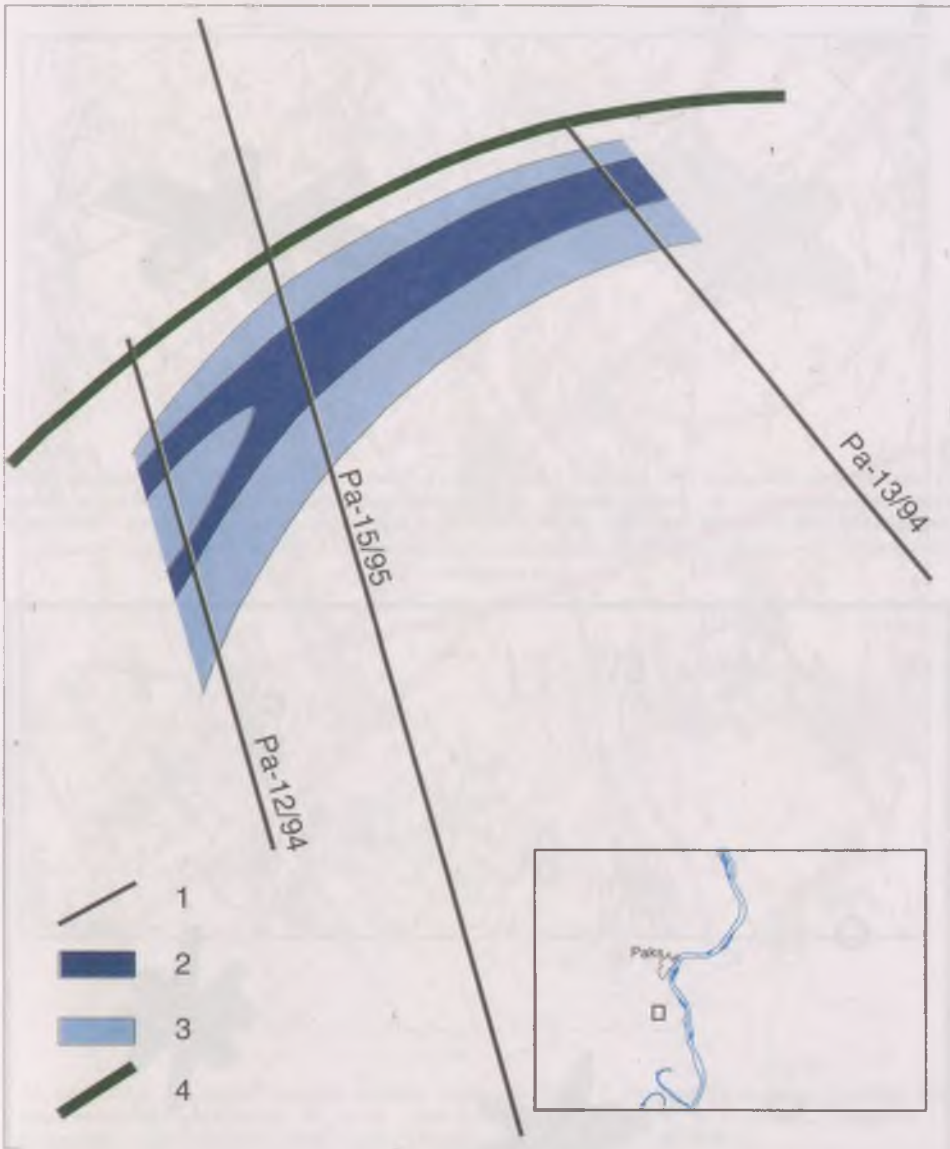




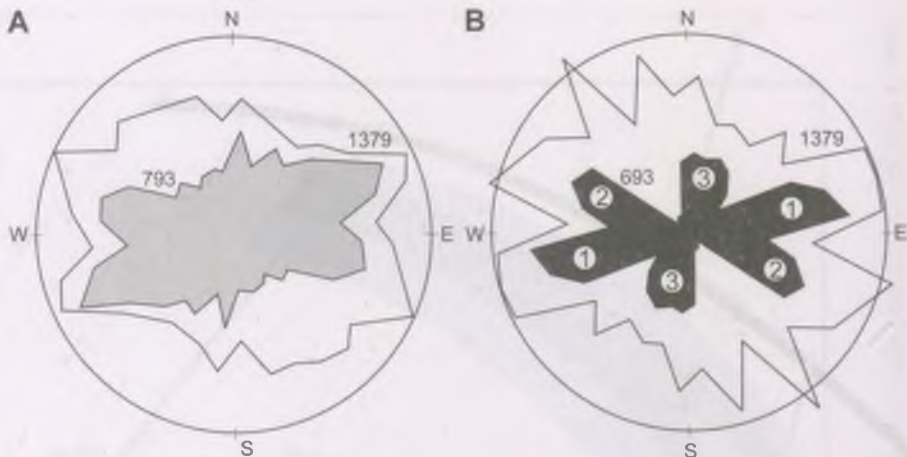
8. ábra. A feisóbádni-szarmata üledékösszet vastagságrésképe Paks környékén. A pannóniai és a felsőbádni-szarmata üledékösszet fektűrképeinek (DUDKO A. 1995, in BALLA Z. 1995b: 9-10. ábra) különbségeként szerk. BALLA Z. 1996. Helyzetét l. a 9. ábra kivágatán. – Izovonalköz - 0,1 s



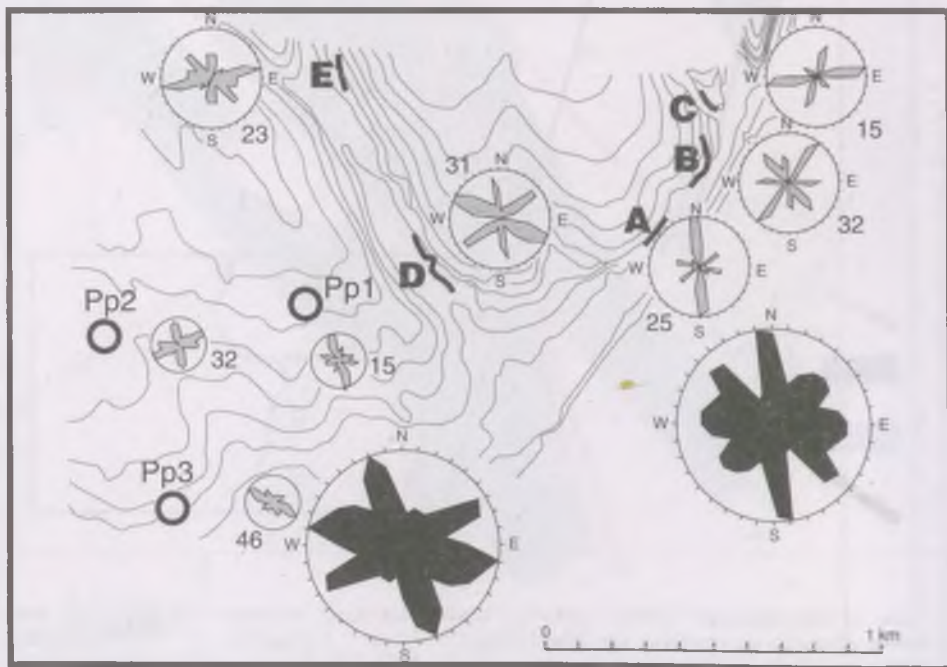
9. ábra. A kárpáti-alsóbádeni összlet vastagságrképe Paks környékén. A felsőbádeni-szarmata és a kárpáti-alsóbádeni összlet fektérképeinek (DUDKO A. 1995, in BALLA Z. 1995b; 10-11. ábra) különbségeként szertk. BALLA Z., 1996. Kivágatban a térkép helyzete. – Izovonalköz - 0,1 s



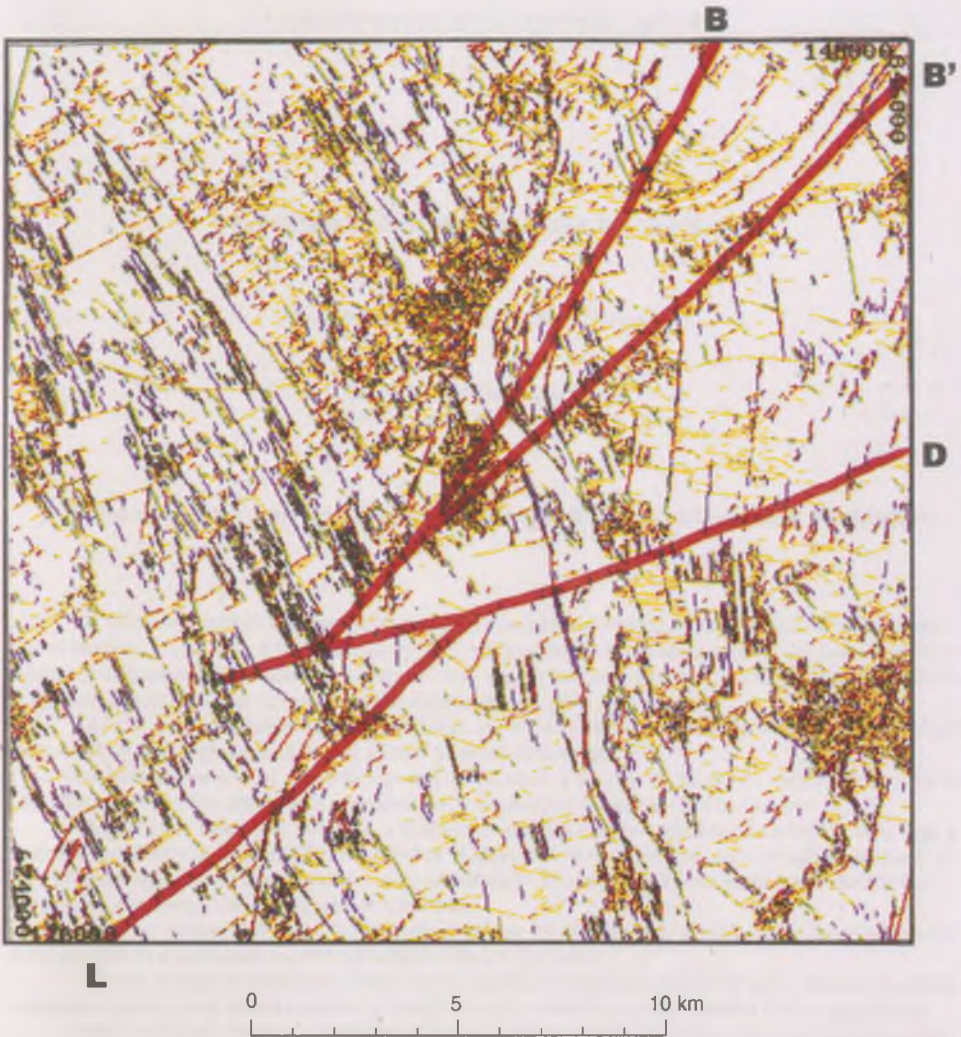
10. ábra. A negyedidőszaki üledékek szeizmikus képében mutatkozó vályúszerű mélyedés és az alatta folytatódó jelszegény öv kapcsolata egy Duna-holtággal. Helyzetét l. a kivágatban. – 1 = sekélyszeizmikus szelvény nyomvonala; 2 = jelszegény öv határa; 3 = vályúszerű süllyedék határa; 4 = Duna-holtág külső határa



11. ábra. A Paks környékén 1992-ben mért összes közetrés (külső vonal) és a szűrés utáni maradék (belső vonal) rózsadiagramja. - A: simított eloszlás, sugár = maximum, maradék (szürke) = "nyírásos" (terepi minősítés) közetrések (DUDKO A. 1992: 4.4. és 4.5. ábra); B: sugár = 100 db, maradék (fekete) = a feltárások és/vagy lejtők irányával 20°-on belül egyező adatok kiszűrése után (GERNER P. 1993: 18. ábra), a maximumok sorszámaival



12. ábra. 1992. és 1994. évi közetrésmérések összehasonlítása Paks környékén, DUDKO A.-MAROS Gy. (1994. 39. ábra) nyomán. Helyzetét l. a kivágatban. Tszf. szintvonalak feltüntetve. - "Pp1-3" jelölésű üres körök = mérési pontok; "A-E" betűvel jelzett vonalak = mérési szakaszok; kis rózsadiagramok = régi mérésekből; közepes rózsadiagramok = új mérésekből; nagy rózsadiagramok = a "Pp 1-3" és az "A=E" mérések összesítése



13. ábra. >100 m vonalak binárisra alakított, vektorizált SPOT P felvételen (irányfüggő élkijelölés Sobel szűrő sorozattal, BODROGI M. et al. 1994: 6. e melléklet); törések a 6. ábráról. Helyzetét l. a kivágatban. – Kék = Sobel-K; vörös = Sobel-DK; sárga = Sobel-D; zöld = Sobel-DNy



## Geofizikai kutatások Paks térségében

RÁNER GÉZA – SZABÓ ZOLTÁN (összeáll.)

Eötvös Loránd Geofizikai Intézet  
H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17–23.

### 1. A Paksi Atomerőmű Rt. megbízásából végzett geofizikai mérések áttekintése

A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonságának vizsgálata, a telephely és környezetének geológiai-geofizikai tanulmányozása hosszú folyamat, amely 1972-ben kezdődött. A szükséges ismeretekre vonatkozó követelmények folyamatosan alakultak ki, a szeizmológiai adatok mellett fokozatosan körvonalazódtak a földtani felépítésre, a hidrogeológiai viszonyok megismerésére vonatkozó igények is.

Az első geofizikai mérésekre 1979-ben került sor. A szeizmikus refrakciós mérésekkel a nagysebességű medencealjzat mélységét határozták meg a Paksi Atomerőmű területén.

A tervezésben szovjet szakértőcsoportok vettek részt, a magyar fél feladata a megfelelő alapadatok biztosítása volt a szovjet előírások és a Nemzetközi Atomenergia Ügynökség ajánlásai alapján.

A geofizikai módszerek fejlődése, a korszerű szeizmikus eljárások alkalmazása lehetővé tette, hogy a medence fejlődésére és a tektonikai viszonyokra vonatkozóan új tudományos elképzelések alakuljanak ki. Szeizmotektonikai szempontból különösen nagy jelentőségű volt a különböző tektonikai fázisok elkülönítése és a regionális jelentőségű oldalelmozdulások kimutatása.

Ezek az eredmények és a hozzátartozó kételyek jól tükröződnek a különböző szakértőcsoportok értékeléseiben és a problémák ma sem tekinthetők teljesen lezártnak.

A Paks térségében kimutatott töréses övezet pontos leképezése és megfelelő súlyú szeizmotektonikai minősítése véleményünk szerint továbbra is témája lesz az ismétlődő biztonságtechnikai felülvizsgálatoknak.

Paks térségének földtani, geofizikai, hidrogeológiai felépítését várhatóan egyre pontosabban tudjuk leírni, s a hazai területek szeizmikus aktivitására vonatkozó ismereteink, vizsgálati módszereink bővülnek.

Az atomerőmű létesítésétől függetlenül már viszonylag korán felismerték, hogy Paks körzetében nagyon változatos földtani felépítés várható. PINTÉR A. et al. (1964) tanulmánya szerint, a gravitációs és mágneses anomáliák területi jellege alapján Paksnál 4 különböző területegység található. Ezt a változatos felépítést az újabb vizsgálatok lényegében igazolták és a bővülő geomorfológiai, hidrogeológiai ismeretek is alátámasztják.

A földrengések eloszlásának vizsgálata alapján Paks egy viszonylag nyugodt terület közepén helyezkedik el. A földrengések előrejelzéseinek problémáit ismerve azonban nagyon fontos feladat, hogy az inhomogén felépítésű területet és annak környezetét minél

részletesebben megismerjük, a változásokat nyomon kövessük. Az atomerőmű helyének földtani, geofizikai, szeizmológiai, geomorfológiai stb. megismerése hosszú folyamat, amit mindig az adott időszak tudományos–műszaki szintjéhez kell igazítani.

Az atomerőmű környezetének paleoszeizmológiai rekonstrukciója a hazai kutatás nagy kihívása. Hasonló feladat megoldásával korábban nem találkoztunk, így természetes, hogy a munka nemzetközi szakértőcsoportok bevonásával folyik. A kutatás számára lezárt feladat ritkán fordul elő, a megismerés folyamán állandóan új és új kérdések vetődnek fel. Ezt tapasztaljuk a Paksi Atomerőmű földrengésbiztonságával kapcsolatos kutatásoknál is. A mérnöki gyakorlat ezt a folyamatot nem tudja követni, egy-egy jól meghatározott fázisnál a vizsgálatokat lezárja.

A földtani–geofizikai kutatások nagy problémája, hogy az ország viszonylag kevésbé megkutatott területén kellett a vizsgálatokat folytatni.

Az elmúlt évtizedek mérlege rendkívül pozitívnak tekinthető. Jelentősen bővültek a területre vonatkozó földtani ismereteink, felgyorsult a hazai nagyszerkezeti kutatások revíziója, újraértékelése. Intenzív vizsgálatok indultak el a tektonika és a földrengések közötti kapcsolat kutatásában, a neotektonika kérdéskörében és a méremőszeizmológiában. Az ezen a területen megszerzett tapasztalat, reméljük, bőven fog kamatozni hasonló nagy értékű, nagykockázatú létesítmények tervezésénél és megépítésénél.

A Paksi Atomerőművel kapcsolatos kutatásokban a hazai intézmények többsége aktív részt vállalt. Ez is jelzi, hogy a hazai kutatók mennyire élnek, közös feladatnak tartották a felmerült kérdések megoldását.

A geofizikai kutatásokban résztvevő intézmények:

ELGI – Eötvös Loránd Geofizikai Intézet

ELTE Geofizikai Tanszék

GGKI – MTA Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézet

GEOPARD Kft

ELGOSCAR Kft

OFKfV – Országos Földtani Kutató–Fúró Vállalat

GES – Geofizikai Szolgáltató Kft – korábban GKV – Geofizikai Kutató Vállalat

A munka szakmai összehangolását több intézmény és szervezet végezte a Paksi Atomerőmű megbízásából. Így az MTA GGKI Szeizmológiai Osztálya SZEIDOVITZ Gy. osztályvezető, az ELGI SZABÓ Z. osztályvezető, a Tudományos Koordináló Bizottság MESKÓ A. akadémikus, majd a MÁFI Tektonikai Projektje BALLA Z. főosztályvezető irányításával.

A regionális (150 km sugarú körzet) és a közel regionális (25 km sugarú körzet) körzet vizsgálatánál a MOL Rt. és az ELGI országos adatrendszereit használták fel. Csak így volt biztosítható az International Atomic Energy Agency (Vienna) „Earthquakes and Associated Topics in Relation to Nuclear Power Plant Siting” 1991. évi ajánlái geofizikai ismeretességre vonatkozó követelményeinek teljesítése. A regionális adatrendszerek megbízhatósága sokszor heterogén. Nagymértékben függ az állami földtani kutatásoktól és az adott terület nyersanyagpotenciáljától. A nemzetközi gyakorlatban is most folyik a regionális ismeretekre vonatkozó előírások megújítása és korszerűsítése.

A kutatásoknál a geofizikai módszerek széles választékát alkalmaztuk. A munkák általában a Paksi Atomerőmű Rt. finanszírozásával folytak, de egyéb kutatási eredmények is felhasználásra kerültek.

## **2. Neotektonikai kutatások, aktív vagy várhatóan aktív törések meghatározása**

A biztonsággal kapcsolatos vizsgálatok egyik sarkalatos pontja az aktív vagy várhatóan aktív törések meghatározása. A Paksi Atomerőmű megbízásából széleskörű kutatások folytak ezzel kapcsolatban a telephely környezetében és országos szinten is. A földtani vizsgálati módszerekkel nem foglalkozunk, csak a geofizikai vizsgálati lehetőségeket tekintjük át.



Két megközelítési mód lehetséges. Az egyik esetben a felszíni, felszín közeli összletek fizikai paramétereinek változását tekintjük át (sűrűség, mágneses szuszceptibilitás, szeizmikus sebesség, geoelektromos ellenállás stb.), s a hirtelen változások helyeit vizsgáljuk valamilyen földtani feltáró módszerrel (árkolás, akna, fúrás stb.). A Paksi Atomerőmű környezetében ilyen céllal úrfelvételek elemzését, geoelektromos szondázásokat és szelvényezést, földradar méréseket, mérnökgeofizikai szondázásokat, felszín közeli összlet szeizmikus sebességvizsgálatát alkalmaztuk. Bár mindegyik módszer alkalmazását gyakorlati és szakirodalmi tapasztalatok alátámasztották, a litosztratigráfiai változásokat nem sikerült kronosztratigráfiai változásokkal azonosítani. Az anomális helyek száma jóval nagyobb volt annál, mint amit földtani feltáró módszerekkel azonosítani lehetett volna. (Pl. a Pak-2 és Pak-3 szeizmikus szelvényen vizsgáltuk a felszín közeli sebesség változását. A feltételezett neotektonikai zónák felett a sebességcsökkenés kimutatható volt ugyan, de hasonló értékeket kaptunk a szelvény több más pontján is. Irodalmi adatok szerint a mágneses T, hőmérséklet és radioaktív vizsgálatok is jelezhetnek aktív törésvonalakat, ezek kipróbálása még nem történt meg.)

Az ipari szénhidrogénkutató szelvényeken általában a felső néhány száz m-ről nem rendelkezünk információkkal az alkalmazott geofonköz és robbantópontköz miatt. Az ELGI neotektonikai és földrengésveszélyeztetettséggel foglalkozó projektjei keretében végzett kutatások szerint a legcélszerűbb a szeizmikus reflexiós szelvényeken kimutatott töréseket felfelé követni, kiegészítő mérések segítségével. A szolnoki és a Duna-Tisza között sikeresen elkezdett vizsgálataink igazolták az elképzelés helyességét, ezek a vizsgálatok azonban nem tekinthetők lezártnak, hiányzik a legfelső összlet nagypontosságú leképezése. Irodalmi adatok szerint ugyanis a várható elmozdulások gyakran csak néhány deciméteresek.

Az atomerőmű térségében végzett sekélyszeizmikus mérések, a felszín közeli szeizmogeológiai zavarok miatt nem adtak egyértelmű eredményt. A negyedidőszaki mozgásokkal kapcsolatban ezeket a kísérleteket jelentősebb üledékvastagságú területen célszerű folytatni.

### **3. A tektonika és a földrengések közötti kapcsolat**

Az elmúlt időszak egyik legvitatottabb kérdése volt és marad ez a probléma. A földrengések fészekmélysége Magyarországon 5–15 km között van, tehát ebben a mélységben kellene pontosan ismerni a heterogenitás mértékét és a kőzetfizikai jellemzőket. Ez a mélység azonban nehezen kutatható. Az üledékes összletben és a harmadidőszaki medence aljzatán elég jól tudjuk követni a töréseket, mélybeli folytatásuk bizonytalan. A forrászónák mélységtartományának sikeres kutatására példa a dél-alföldi PGT-4 kéreg és felsőköpenykutató szeizmikus szelvény. A szelvényen sikerült olyan, a Moho-ig, ill. az alsó-felsőkéreg határáig terjedő kompressziós zónákat kimutatni, amelyek összefüggésbe

hozhatók a Békési-medence és a Makó–Hódmezővásárhelyi-árok területén kipattanó földrengésekkel. A legutóbbi kobe-i földrengés vizsgálatai is arra utalnak, hogy egyre fontosabbá válik ezeknek a zónáknak a kutatása.

Az ilyen jellegű kutatások sok tapasztalatot és ráfordítást igényelnek. Így különösen fontos a meglévő országos geofizikai adatrendszerek vizsgálata (üledékhatással javított gravitációs térképek, mágneses anomáliák minősítése, szeizmikus szelvények analízise, tellurikus és magnetotellurikus vizsgálatok). Véleményünk szerint a Mikroszeizmikus Megfigyelő Hálózat új nagypontosságú adatai lehetővé teszik az egyes tektonikai elemek aktivitásának minősítését. Az egyre pontosodó tektonikai ismeretek és a földrengések megfigyelése segíti annak a látszólagos ellentmondásnak a feloldását, hogy bizonyos zónák nem, vagy csak részlegesen aktívak és a hazai földrengéses zónák irányítottága csak részben esik egybe a jelenleg legfontosabbnak tartott szerkezeti irányokkal.

Az atomerőmű környezetének földtani vizsgálatában ezért fontos a későbbiekben a földkéreg és felsőköpeny felépítésének megismerése.

#### 4. Távérzékelési felvételek digitális vizsgálata (GULYÁS Á.)

A távérzékelési adatok feldolgozását a különböző ajánlások általában a vizsgálatok kiindulópontjának tekintik. A neotektonikai vizsgálatok területén elsődrendű fontosságúnak tartják az űrfelvételek analízisét. Emellett természetesen segítik a földtani szempontú vizsgálatokat, a képződmény-, ill. szerkezethatárok azonosítását. Az űrfelvételeken kijelölhető lineamenseket a növényzet, a kőzettípus, a vízhálózat, a morfológia textúrájának megváltozása hozhatja létre.

A Magyarországról készült űrfelvételek határozott irányítottágot mutatnak, így pl. az ország Ny-i felén egy sugaras szerkezet figyelhető meg a vízhálózat uralkodó irányában a holocén üledékek elterjedési sávjában. Az űrfelvételeken felismerhető rendszerek eredetével, magyarázatával több szerző is foglalkozott. A neotektonika kiemelt jelentősége miatt nyilván sokan próbáltak tektonikus, a feszültségállapot változásaihoz kapcsolódó magyarázatokat adni, míg mások az uralkodó szélirány, a különbözően mozgó tömbök vagy az üledékes medencék eltérő kompációjára vezetnek vissza az észlelhető jelenségeket. Külön kérdésként merül fel a preformáló tektonika felismerhetősége a folyóvízi-tavi üledékek rendszerének kialakításában.

A Paks környéki területtel először az ELTE Geofizikai Tanszék kutatócsoportja foglalkozott egy Landsat felvétel vizsgálatával (HORVÁTH F. et al. 1993). A domináns ÉNy–DK-i elrendeződést az uralkodó széliránynak tulajdonították, míg az erre merőleges, nagyjából K–Ny-i struktúrákat a földtani szerkezetekkel hozták összefüggésbe.

A Paks 10 km-es sugarú környezetéről digitális formában rendelkezésre álló Landsat TM és az igen jó térbeli felbontású SPOT P űrfelvételek lineamens és textúra vizsgálatát az ELGI (Légigeofizikai és Távérzékelési Csoportja) végezte el 1994-ben (BODROGI M. et al. 1994). A digitális képfeldolgozási eljárások során előállított képek vizsgálatával megállapítható volt, hogy a vizsgált terület két alapvetően különböző rész-

területre osztható. A terület központi részén az egykori folyómedrek sűrű hálózata követhető nyomon a felvételeken, elfedve minden korábbi információt. Kérdésként felmerült az egykori folyómedrek és a tektonika kapcsolata. (Egyes vélemények szerint a pleisztocén-holocén folyóvízi összletek települését a korábbi térszint megformáló tektonikus eredetű változások is befolyásolják.)

A előbbi részterületről markánsan elkülönül a vizsgált terület ÉNy–Ny-i része, amelyre egy határozott ÉÉNy–DDK-i irányítottság jellemző, ami jobbra morfológiai elemekhez köthető. Az esetleges tektonikai kapcsolat eldöntése további kutatás feladata. A vizsgált terület K-i, DK-i részén elsősorban ÉK–DNy-i vonalakat, irányítottságot lehetett azonosítani.

A jelenlegi értékelések szerint a kimutatott lineamentek és a feltételezett neotektonikai elemek között nem sikerült megfelelő kapcsolatot találni. A távérzékelési adatok feldolgozását még nem zárhatjuk le. A kimutatott elemek azonosítása, minősítése további vizsgálatokat és más módszerek adataival való összevetést igényel.

## 5. Légigeofizikai vizsgálatok

Légigeofizikai mérésekre mindössze pár kísérleti szelvény mentén, Tengelic térségében került sor. Ezeknek az adatoknak feldolgozása során sem sikerült egyértelműen neotektonikai elemeket kimutatni.

A Paksi Atomerőmű környezetének svájci mintához hasonló légigeofizikai (légi-radiometriai) ellenőrzésére több kutatási javaslat került kidolgozásra. A megvalósítás további előkészítést és elemzést igényel.

## 6. Gravitációs kutatások (SZABÓ Z.–PÁNCSECS Z.)

Paks környékét, az országos gravitációs felmérés részeként 1961–1970 között mérte fel az ELGI. Az állomások utak mentén, átlagban 500 m-es állomáskörrel telepítették, amely kb. 1 állomás/km<sup>2</sup> mintavételnek, azaz kb. 1:100 000 méretarányú felmérésnek felel meg.

Az állomáshálózat távolról sem egyenletes, az utak között 15–25 km<sup>2</sup>-es adat nélküli területek vannak. A regionális vizsgálatok keretében 1994-ben kiegészítő mérésekre került sor.

A kibővített adatrendszerből szerkesztett anomália térképet a 3. ábrán mutatjuk be. A Bouguer-anomália térkép jellege, az anomáliák területe, eloszlása, mintázata, az izogal vonalak sűrűségének változásai jól mutatják a terület változékonyságát.

A Bouguer-anomália térkép a felszín alatt elhelyezkedő tömegek összehatását tükrözi. A gravitációs anomáliák oka az alábbiak szerint csoportosítható területünkön:

- a) sűrűség inhomogenitás az üledékösszletben,

b) sűrűség inhomogenitás a harmadidőszaki medence aljzatában, a nagysűrűségű medencealjzat domborzatának változása,

c) a vulkáni összlet sűrűség inhomogenitásai és domborzatának változása.

Ha a laterális sűrűségugrások tektonikai folyamatok eredményeképpen jöttek létre, akkor a térkép nagy gradiensű helyei tektonikai elemeket jelölhetnek ki.

Az integrált hatást tükröző Bouguer-anomália térképből különböző transzformációkkal ki tudjuk emelni a regionális és lokális változásokat. A regionális és lokális hatók szétválasztását kétdimenziós szűréssel valósítottuk meg. A bemutatott  $\kappa = 2$  paraméterű térkép maradék-anomália jellegű (4.ábra),  $\kappa = 9-8$  paraméterrel számított térkép derivált jellegű (5.ábra).

A transzformált térképeken is felismerhető a mintavétel problémája. A mérési adatrendszer homogenitását, felbontóképességét a legnagyobb állomástávolság határozza meg, ami esetünkben az 5 km-t is elérheti. Ez különösen élesen jelentkezett a horizontális maximális gradiens módszer alkalmazásánál, ahol az összetett, több irányú interferenciáját tükröző területen nem kaptuk meg a várt eredményt.

A földrengéskockázat vizsgálata során felmerült az a gondolat, hogy korrelációs kapcsolatot keressünk a földrengések és a különböző földtani–geofizikai paraméterek között (SZABÓ Z. 1990). Az 1990-ben folytatott vizsgálatok keretében 27 db  $I_0 \geq 6$  MSK–64 intenzitású magyarországi földrengés 10 km sugarú epicentrális területén a következő adatrendszereket vontuk be a vizsgálatba: Bouguer-anomália horizontális gradiense, maradék anomália horizontális gradiense, a medencealjzat mélysége, a földkéreg vastagsága, mágneses anomália előfordulása, hőmérséklet 1000 m mélységben, a jelenkori függőleges kéregmozgás sebessége, negyedidőszaki kéregmozgások, a felső- és alsópanóniai üledékek vastagsága. A vizsgálatok alapján megállapítottuk, hogy a vizsgált 27 földrengés közül 18 olyan területre esett, ahol a gradiens értékek egy meghatározott értéket meghaladtak (Bouguer-anomália gradiense  $> 2$  mGal/km, a maradék anomália gradiense  $> 0,5$  mGal/km). A vizsgálatokat Paks térségére is kiterjesztettük. Az akkori értékelés szerint az  $I_0 \geq 6$  MSK–64 intenzitású földrengés gyakoriságának valószínűsége Paks térségében az országos átlag kétszerese.

Az eredmények kiemelték a gravitációs adatrendszer használhatóságát, de egy pontosabb alapadatrendszerre alapozott cluster analízis várhatóan új eredményeket fog hozni. A vizsgálat természetesen további adatrendszerek bevonását is igényli. Ennek érdekében kezdtük meg a gravitációs anomáliák irányítottági vagy textura elemzését is.

Ahhoz, hogy a gravitációs adatokból a földrengések forrászónáinak mélységéből szerezzünk ismereteket, a gravitációs térképet meg kell szabadítani a medenceüledékek hatásától. A fúrások és egyéb geofizikai eljárások révén megismert üledékes rétegek gravitációs hatását a medencealjzatig kiszámítjuk és korrigáljuk a Bouguer-anomália értékeket. Az üledékhatástól mentesített gravitációs anomália térkép jobban mutatja a medencealjzatot alkotó kőzetek sűrűségkülönbségét és a kéregvastagság változásait. Így arról a mélységtartományról szerzünk információt, amelyből a földrengések kiindulnak. Itt is szeretnénk kiemelni, hogy a gravitációs adatrendszer lényegében teljes, az egész országot lefedi és regionális értelemben homogénnek tekinthető (SZABÓ Z. 1993).

A 6. ábrán a medencehatástól mentesített gravitációs térképet, a 7. ábrán az abból számított gradiens térképet mutatjuk be a földrengések epicentrumainak eloszlásával.

A gradiens térképen rendkívül szemléletesen mutathatók ki a különböző rendű forrás populációk, kötődésük a nagyobb szerkezeti egységekhez, szerkezeti vonalakhoz és azok kereszteződéséhez. A történelmi rengések bizonytalan epicentrum meghatározásai miatt a következtetések óvatosan kezelendők.

A Paks környéki mikro szeizmológiai megfigyelő rendszer adatainak felhasználása várhatóan jelentős ismeretbővülést fog eredményezni.

## 7. Földmágneses kutatások (KOVÁCSVÖLGYI S.)

Az ország földmágneses felmérése több évtizedes munka eredménye. A ritka ponthálózat csak az  $M = 1:200\,000$  felmértséget elégíti ki, így mindenképpen hasznos lenne, ha Paks környékén nagyobb ismeretesség állna rendelkezésre. A szeizmikusz szelvények szerint több kisebb kiterjedésű vulkáni képződmény található, amelyek részletesebb mágneses felméréssel pontosabban vizsgálhatók lennének.

A 8. ábrán a Pécs–Kecskemét közötti terület földmágneses  $\Delta Z$  anomália térképe látható a földrengések epicentrumaival.

Paks környékén a mágneses anomália térkép az aljzatban vagy az üledékösszletben lévő magmás képződményeket jelez, ami a kéreg meggyengült részeire, töréses zónákra utalhat. A mágneses anomáliák és a földrengések epicentrum eloszlásának kapcsolatát érdemes vizsgálni. A Pincehely–Tamási környéki rengések a Kiskunfélegyháza környéki rengésekhez hasonlóan egy mágneses ható É-i részén helyezkednek el, így egy aktív zónára utalnak. A Paks alatt elhelyezkedő mágneses ható, amelyre külön hatószámítások is történtek, a két vonulat É–D-i eltolódását jelzi egy későbbi fázis eredményeképpen. A Paks alatt húzódó szerkezeti öv a mágneses anomália térképen jól felismerhető.

## 8. Tellurika, magnetotellurika (MADARASI A.–NEMESI L.–VARGA G.)

Paks térségében az MTA GGKI 1985–86-ban végzett tellurikus és magnetotellurikus méréseket (ÁDÁM A. et al. 1986). A vizsgálatok mintegy  $600\text{ km}^2$ -nyi területre terjedtek ki, 2,5–3 km-es állomásközű hálózatban. A néhány magnetotellurikus szondázással a különböző frekvenciájú pulzációk közül ki tudták választani a nagy ellenállású medencealjzatig lehatolókat.

Az ELGI 1990–1993 között a Somogy–Baranya program keretében a dunántúli részeken a hegyvidéki területek kivételével a méréseket kiegészítette (MADARASI A. 1997). A 9. ábra Paks mintegy  $10\,000\text{ km}^2$ -nyi térségének tellurikus felmértségéről, az első vázlatos eredményekről tájékoztat. Sajnálatos, hogy a Duna–Tisza köze a Dunától, nagyjából Kecskemét meridiánjáig felméréstelen. Így a dunántúli és az alföldi kutatások

során érzékelt nagyszerkezeti vonalak (Balaton-vonal, Kapos-vonal, Mecsekalja-vonal, Rába-vonal, ill. a Közép-alföldi szerkezeti öv) közötti összefüggésekre még kvalitatív utalásunk sincs a tellurikus térkép alapján.

Paks közvetlen térségének tellurikus térképén Pakstól D-re K–Ny-i irányú aljzatkiemelkedés van, másrészt a Duna jellegzetes paksi kanyarulatától D-re folytatva egy izovonal-köteg jelzi, hogy K-re a medence elmélyül.

A tellurikus térkép kiegészítését azért tartjuk fontosnak, mert az a gravitációs és földmágneses térképek után a harmadik, amely a nagyszerkezeti kérdésekben már eddig is sok érdekességre hívta fel a figyelmet. Az előző kettővel együtt, korrekt analízisekkel figyelemre méltó új felismerésekre számíthatunk. Nagyon fontosnak tartjuk a területen lévő magnetotellurikus vizsgálatok folytatását is.

## 9. Szeizmikus mérések

Az első szeizmikus méréseket az ELGI 1979-ben végezte. A Paks–2 mélyfúráson átmenő refrakciós szelvényekkel a nagysebességű medencealjzat felszínét követték (RÁKÓCZY I. 1979a).

A tektonikai viszonyok vizsgálatára 1986-ban a GKV által mért Du–1 és Du–2 reflexiós szelvény a Paks környéki kutatásokban döntő fordulatot jelentett. A mérések értelmezése során egy K–Ny-i zóna mentén horizontális elmozdulást feltételeztek a miocén–pliocén üledékes összletben felismerhető virágszerkezetek és az aljzatukban lévő összlet korrelációja alapján. A horizontális elmozdulást az alföldi kutatások során megismert mozgási övekhez kötötték (LAKATOS L. 1987, LAKATOS L. et al. 1988).

Miután feltételezték, hogy az egykori mozgási zóna az erőmű alatt húzódik, 1987-ben 7 szelvény mentén vibroszeiz mérésekre került sor az ELGI kivitelezésében (RÁKÓCZY I. et al. 1988). A mérési paraméterek megválasztásánál az üledékes összletben feltételezhető törések kimutatását helyezték előtérbe. A szelvények szerint a miocén–panóniai összletben különböző korú törések ismerhetők fel. Az első vizsgálatokból feltételezett K–Ny-i zóna nem volt követhető, a területen jóval bonyolultabb törésrendszer vált körvonalazhatóvá. A robbantásos és vibroszeiz mérések az üledékes összlet alatt nem voltak egyenértékűek, így a miocén vulkáni összlethez kapcsolódó változásokat csak korlátozottan lehetett értékelni. A különböző létesítmények és a Duna miatt a kialakított vonalhálózat csak részben felelt meg a követelményeknek.

A további szeizmikus vizsgálatok egyrészt a törések kisebb mélységek felé való követésére (GÚTHY T.–HEGEDŰS E. 1990), másrészt a nagyszerkezeti kép megismerésére irányultak (D. LŐRINCZ K. et al. 1992).

A Kecskemét–Paks között feltételezett törészóna követésére mérte az ELGI a Pak–1,–2,–3,–4 szeizmikus szelvényt. Ezek elsődlegesen az üledékes összletben lévő elmozdulások követését tűzték ki feladatul, így háttérbe szorult a miocén vulkáni összlet és az aljzat belső szerkezetének kutatása.

A sekélyszizmikus szelvényeken a miocén-pannóniai összletben kimutatott törések folytatását vizsgálták. Ezekre a kutatásokra a Paksi Atomerőmű Rt. megbízásából került sor (GÚTHY T.–KÁNTOR I. 1994), de az ELGI a neotektonikai és mérnökgeofizikai vizsgálatok keretében önállóan is végzett ilyen célú módszertani méréseket (TÓTH T. 1994). A sekélyszizmikus mérések értékelésénél sok vitát váltott ki a felszín közeli szeizmogeológiai változások hatása. A negyedidőszaki képződmények reflexiós kutatására a GEOPARD Kft. végzett kísérleti méréseket (WITTMANN G.–IMRE T. 1995). Külön meg kell említeni a Dunán végzett sekélyszizmikus méréseket, amelyeket az ELTE Geofizikai Tanszéke szervezett.

A szelvények feldolgozását és értelmezését több szakértői csoport is elvégezte, ezekkel a kötet „Paks környékének mélyszerkezete és neotektonikája” c. fejezete foglalkozik.

A szelvények feldolgozása és értelmezése elég sok vitát váltott ki. Az eltérő eredmények a rendelkezésre álló adatrendszerek hiányaival magyarázhatóak. Ezeket kell folyamatosan kiegészíteni a követelményeknek megfelelően. A sekélyszizmikus mérések fő gondja, hogy a pleisztocén-holocén folyóvízi összlet kis vastagságú (30–50 m). A helyenként fellépő szeizmológiailag zavart zónák különleges mérési és feldolgozási eljárásokat igényelnek.

### 9.1. Refrakciós mérések

A refrakciós mérésekkel meghatározott nagysebességű szint a harmadidőszaki medence aljzatát követi. Az É–D-i szelvény É-i részén valószínű, hogy a szint átfutott a miocén vulkáni összlet felszínére.

### 9.2. Reflexiós mérések (D. LŐRINCZ K.–REDLERNÉ TÁTRAI M.)

A Pak-1, -2, -3, -4 reflexiós szelvények földtani értelmezését 1996-ban az ELGI az Alföld más területein végzett feldolgozások tapasztalatai alapján újra elvégezte (REDLERNÉ TÁTRAI M. et al. 1996). A földtani képződmények korrelációját a különböző összletekre meghatározott reflexiós textúra alapján végezték. Ezek közül a Pak-2/92 és Pak-3/92 szelvényt mutatjuk be (10., 11., 12. ábra).

A mélyfúrásokban meghatározott képződményeket a szeizmikus szelvényeken a reflexiós paraméterek (amplitudó, frekvencia, reflexiók elrendeződése és folyamatossága, intervallum sebesség stb.) alapján azonosítottuk. Így a fúrások pontszerű interpretációját az egyes képződményekre jellemző reflexiós kép alapján kiterjesztettük a szelvények síkjai mentén.

A szeizmikus reflexiós szelvények értelmezése az elmúlt időszakban nagyon sok vitára adott alkalmat. A probléma illusztrálására a Pak-3/92 szelvény három különböző értelmezési változatát mutatjuk be (13., 14., 15. ábra).

A miocén–pannóniai összletben felismerhető tektonikai zónák jelölése azonos, az egyéb fázisokhoz tartozó elmozdulások jelölése eltérő.

Az eltérés azzal magyarázható, hogy a szeizmikus szelvények információ tartalma és megbízhatósága a kialakított mérési elrendezés függvénye. A Pak-1,-2,-3,-4 szelvény mérési paramétereit a miocén–pannóniai üledékes összlet kutatására méretezték, így az ottani eredmények egyértelműek. A miocén vulkáni összletből és a harmadidőszaki medence aljzatának felszíne alól az alkalmazott rezgéskeltés (kis töltet) és a kis geofonköz miatt csak bizonytalan információkat kaptunk. Ezért itt az értelmező koncepciójának, gyakorlatának nagyobb szerepe van.

Az ELGI-ben készült változaton a következő képződményeket azonosítottuk:

#### *Prekambriumi metamorfít*

Gyengén reflektáló kaotikus képpel jelentkeznek. Felszíne ritkán alkot folyamatosan reflektáló felületet, ennek ellenére jól kijelölhető diszkordanciahatáráként jelentkeznek. Felső határfelülete legbizonytalanabban akkor ismerhető fel, ha mezozoós karbonátos összlet települ rá. Ez a kis reflexiók egyúttal és az egységesen ható alpi tektonizmussal magyarázható.

#### *Triász képződmények*

Magas frekvenciájú rövid jelcsomagok jellemzik. A szeizmikus jellegváltás alapján került kijelölésre.

#### *Júra képződmények*

Megjelenésük nem túl karakterisztikus, közepes amplitudójú, közepes folytonosságú reflektáló felületek, vékony rétegek jellemzik. Felszíne általában töredezett.

A mezozoós összletek reflexiók képe akkor mutatja a fenti karakteres jegyeket, ha nem árnyékolja miocén vulkáni összlet.

#### *Miocén vulkáni összlet*

A vulkáni kúpok kiüresedő, kaotikus reflexiók képpel jelentkeznek, felszínük általában nagy energiájú erősen reflektáló felület, néhol enyhén rétegzett, buckás, közepes energiájú reflexiók jellemzik.

#### *Miocén üledékes képződmények*

Az alsó- és középsőmiocén összletekből származó reflexiók változó minőségűek, általában rétegzettek, közepes energiájú reflexiókkal jellemezhetők.

A szelvények értelmezésénél külön probléma a vulkáni képződményekkel áttört aljzat minősítése és az esetleges posztvulkáni tevékenység üledékes összletre gyakorolt hatása.

A szerkezetfejlődés meghatározására a Közép-Alföldön végzett részletes tektonikai vizsgálatok alapján rendszerbe foglalt tektonikai fázisokat alkalmaztuk (D.LŐRINCZ K. 1996).

#### *Prerift tektonizmus*

Mezozoós takaróképződés – I. fázis

Alsómiocén konvergens oldaleltolódás – II. fázis

#### *Synrift tektonizmus*

Középsőmiocén extenzió – III. fázis

#### *Posztrift tektonizmus*

Felsőmiocén (alsópannon) transzpressziós oldaleltolódás – IV. fázis

Pliocén (felsőpannon) extenzió – V. fázis

Kvarter kompresszióval társuló oldalelmozdulások – VI. fázis.

A szelvényeken azonosított kvarter oldaleltolódás korábbi oldaleltolódások felújulásának tekinthető. A II. fázisként azonosított alsómiocén transzpresszió virágszerkezetei felfelé különböző magasságokig folytatódnak, így két ága egészen a szeizmikus jeltartomány tetejéig követhető.



A Pak-3 szelvény D-i részén jelölt virágszerkezet a Kalocsa környéki rengések gravitációs térképen is kijelölhető csapásába esik, így feltételezhetően aktívnek minősíthető.

### 9.3. *Sekélyszeizmikus mérések (GÚTHY T.)*

A Paksi Atomerőműtől K-re és Ny-ra mért Du jelű szelvényeken mutattak ki a területen először horizontális elmozdulásra utaló virágszerkezeteket (SZILÁGYIL. 1986, LAKATOS L. 1987). A vizsgálatok több irányban indultak. A Pa-1....7 és Pak-1....4 szelvények a horizontális elmozdulások területi elterjedését vizsgálták, a Pa-8....17 és a Pak-2a,-b és Pak-3a sekélyszeizmikus szelvények az értelmezhető adatok felszín felé való kiterjesztését célozták (RÁKÓCZY I. et al. 1988, GÚTHY T.–HEGEDŰS E. 1990, TÓTH T. 1994). A mérési eredmények értékelésénél ezek tektonikus vagy atektonikus minősítése és a pontos elmozdulási kor meghatározása került előtérbe. A vizsgálatok egyértelművé tették ezeknek a szerkezeti elemeknek a követését a pannon–pleisztocén határig. Az ennél fiatalabb összletek értékelése a különböző szakértők között élénk vitát váltott ki. A neotektonikai elemekkel kapcsolatos kutatásokba más geofizikai és földtani módszerek is bevontak. A feladat a felszíni zavarok, a pleisztocén–holocén összleten belüli litológiai változások, valamint a szerkezeti elemek hatásának különválasztása.

A pleisztocén–holocén összlet szerkezetével kapcsolatos problémák egyértelmű tisztázása még várat magára.

Az ELGI-ben készült szelvények közül a Pa-15/94 jelű sekélyszeizmikus szelvényt mutatjuk be (16. ábra). A pleisztocén–pannon határt 27–37 m között jelzik. A szelvényen jól felismerhető a Du-1 és Pa-8 szelvényeken korábban megismert mozgási zóna. A 200 m-re lévő Pa-4a,-4b,-4c fúrásokat bevetítve a szeizmikus mélységszelvényre, a mélyfúrás-geofizikai szelvényezés adataival jól látható a 4a és 4c fúrások közötti elmozdulás.

### 9.4. *Dunai szeizmikus mérések (TÓTH T.)*

A Dunán végzett szeizmikus mérésekkel e tanulmánykötet „Neotektonikus vizsgálatok nagyfelbontású szeizmikus szelvényezéssel” c. külön fejezete foglalkozik. Így az ELTE Geofizikai Tanszékének irányításával végzett vizsgálatokkal itt részleteiben nem foglalkozunk.

A vízi mérések a mederfenéktől kiindulva szolgáltatott nagyfelbontású szeizmikus szelvényeket a Paksi Atomerőmű melletti szakaszokon. A Duna medre alatti mintegy 500 m-es üledékösszlet vizsgálata szerint a pannóniai összletben kimutatott elmozdulásokat a pleisztocén–holocén folyóvízi összlet alsó tartományáig jelölték. A Dunán végzett mérések nagy előnyének tekinthető, hogy kiestek a felszín közeli összlet szeizmogeológiai változásaiból adódó bizonytalanságok és a folyóvízi üledékeket is sikerült leképezni.

## 9.5. A szeizmikus mérések további feladatai

A Paksi Atomerőmű környékének megismerését sokban segítené, ha rendelkezhetnénk alapvonal jellegű, a Mohorovicic diszkontinuitást is elérő szeizmikus és magnetotelurikus információkkal. Ez biztosítaná az igazi mélytörések felismerését, a fő nagyszerkezeti egységek meghatározását. További mérések feladata a medence aljzatát felépítő képződmények vizsgálata, a tektonikai elemek körvonalazása. Külön gondot kell fordítani a miocén vulkáni összlet felderítésére.

A sekélyszeizmikus vizsgálatok továbbfejlesztésével több, 1995-ben készített anyag foglalkozik. A javaslat szerint speciális mérésekkel kell biztosítani a pleisztocén-holocén összlet vizsgálatát, részletes leképezését. A szelvényeken földradar mérések és mérnökgeofizikai szondázások végzése is célszerű.

Az így meghatározott neotektonikai zónákhoz kell kötni a kőzetrés vizsgálatokat, árkolásokat. Az eddigi szeizmikus szelvények szerint csak néhány zónában számíthatunk ilyen módon megalapozott eredményre.

## 10. Geoelektromos mérések (NEMESI L.–STICKEL J.)

Geoelektromos mérésekre a területen több alkalommal is sor került. A mérésekkel 1992-ben a Móri-árokra jellemző irányoknak megfelelő neotektonikai elemeket, majd 1993–1994-ben az erőműtől Ny-ra lévő területen a szeizmogeológiai zavart zónákat vizsgálták. A löszhátakon végzett geoelektromos mérések alapján jelölték ki a földradar mérések, majd az árkolások helyét (ÚJSZÁSZI J.–ZALAI P. 1992, STICKEL J.–ZALAI P. 1994).

A löszhátságon végzett mérések szerint geoelektromos módszerekkel jól kutatható a száraz lösz, a vízzel telített lösz, az agyagos összlet, valamint a pannóniai összlet felszíne.

A 17. ábrán a pleisztocén–holocén folyóvízi összlet geoelektromos felépítését az erőműtől Ny-ra mért szelvényeken mutatjuk be. A pleisztocén–holocén és a pannóniai összletben lévő változásokat a kiértékelés során nem tektonikus eredetűnek minősítették.

## 11. Mérnökgeofizikai szondázások (FEJES I.–STICKEL J.)

A mérnökgeofizikai szondázás a statikus szondázás vagy CPT (Cone Penetration Test) továbbfejlesztett változata, a csak szilárdsági paraméterek meghatározását célzó szondázásokat különböző fúrásgeofizikai paraméterekkel egészíti ki. A korábbinál lényegesen több paraméteren alapuló kiértékelés jobb földtani értelmezést és geotechnikai paraméterek számítását teszi lehetővé.

A módszeregyüttest az ELGI több alkalommal felhasználta az atomerőmű környezetének vizsgálata során. Hasonló vizsgálatokat végeztek a területen szovjet, olasz, belga cégek is.

Biztonsággal és nagy pontossággal tudtuk elkülöníteni a lösz, a homokos vízvezető képződményeket és a vízzáró agyagokat. Az itt felsorolt képződményekből felépülő rétegek, azok geometriai és egyes fizikai tulajdonságai, kellő pontsűrűség esetén biztonsággal nyomkövethetőek. Az esetleges mozgások (csúszások, suvadások, vetődések) felismerhetőek, helyük pontsűrítéssel meghatározható.

A löszben felismerhetőek a konkréciós szintek. A halmazsűrűség és víztartalom alapján a lösz állapotának mélység szerinti változása is nyomkövethető, a konszolidációs folyamat értékelhető. A fosszilis talajszintekre vonatkozóan egyes esetekben szintén sikerült információt kapnunk.

A Duna teraszképződményei a mérnökgeofizikai szondázások alapján szintén jól tagolhatóak (homokok, kavicsok és szerves betelepülések). A kereszt-rétegzettség miatt azonban a rétegek vízszintes irányú követése csak igen nagy pontsűrűség esetén lehetséges.

A 18. ábrán egy Csámpa térségében mért kísérleti szelvényt mutatunk be.

A Pa-8 szeizmikus szelvény nyomvonalán végzett mérnökgeofizikai szondázások 10 cm-es pontossággal jelzik a fizikai paraméterek változásait. A felszín közeli agyagos, homokos képződmények alatt jól láthatóak a kavicsos padok. A jellegzetes változások követése csak rövid szakaszokon lehetséges és nem dönthető el egyértelműen a változások oka (kereszt-rétegzettség vagy valamilyen más mozgás).

## 12. Földradar mérések (PATTANTYÚS-Á. M.)

A felszín közeli összletek folyamatos szelvényező kutatására a földradar méréseket tartjuk a leggazdaságosabbnak és a legkedvezőbbnek. A földtani feladattól és környezettől függően az értelmezést más geofizikai módszerek egyidejű alkalmazása jelentősen elősegítheti. A földradar méréseknél egy 25–200 MHz-es jelet bocsátanak ki, majd a reflektált jelből a földtani felépítésre következtetnek. A mérés feldolgozása a szeizmikus reflexiós mérésekhez hasonló.

A Paks környéki kutatások keretében a földradar alkalmazására két alkalommal került sor. A neotektonikai kutatások keretében Pakstól Ny-ra végeztek földradar méréseket a geoelektromos mérések anomális zónáiban (PRÓNAY ZS.–GÖGH É. 1992). A 25 és 100 MHz-es frekvenciával készült szelvényeket (behatolási mélység kb. 10, ill. 5 m) 2 m mély árkokkal ellenőrizték. A 19. ábrán jól látható a földtani és geofizikai szelvény hasonlósága. Az árkolás során neotektonikai elemeket nem észleltek, a szelvények mélyebb részein található anomáliák ellenőrzése további feladat.

A pleisztocén–holocén folyóvízi üledékekkel fedett területen a neotektonikai vizsgálatok keretében szintén végeztek földradar méréseket. A szelvényen egy sekélyszeizmikus és egy földradar szelvény egyesítését mutatták be. Ha Paks körzetében a neotektonikai vizsgálatok folytatódnak, feltétlenül célszerűnek tartjuk a módszer alkalmazását.

### 13. Szeizmokarotázs, P, S, Q mérések (TÖRÖS E.)

A földrengések várható hatásának modellezéséhez a felszín közelben és nagyobb mélységben ismernünk kell a longitudinális (P), transzverzális (S) szeizmikus sebességet, a Q jósági tényezőt és a sűrűséget. Ezeket az adatokat szeizmikus fúróluk, fúróluk-felszín átvilágításos jellegű vizsgálatokkal lehet biztosítani. A Paksi Atomerőmű területén végzett fúrásokban 1979-1988 között szeizmokarotázs mérésekkel a P hullám sebességét határozták meg (RÁKÓCZY I. 1979b, RÁKÓCZY I.–BAGI R. 1987). Az S hullám sebességének meghatározására történtek ugyan kísérletek, de nem sikerült folyamatos adatokat biztosítani. Az így meghatározott alapadatokat használták fel az MTA GGKI Szeizmológiai Osztályának kutatói a várható gyorsulásértékek számításánál.

A transzverzális sebesség meghatározásának fontossága, a dinamikus rugalmassági állandók meghatározásának igénye indította el azt a fejlesztést az ELGI-ben az OMFB hathatós támogatásával, ami a kérdés megoldásához vezetett. Kidolgozásra került a megfelelő rezgéskeltő, felvevő műszer és feldolgozó szoftver. Ezzel a korszerű eszközrendszerrel végeztek PS meghatározásokat az olasz ISMES vizsgálatai keretében az erőmű területén. A radioaktív hulladék tárolók kutatása keretében Udvari és Üveghuta területén is voltak ilyen vizsgálatok. A 20. ábrán az Udvari fúrás PS szelvénye látható.

Az ISMES megbízásából végzett mérések szerint a pleisztocén-holocén folyóvízi összlet transzverzális sebessége a longitudinális sebességnél jobb tagolást tesz lehetővé.

### 14. Mélyfúrási geofizika (BUCSI SZABÓ L.)

A kutatás során a fúrásokban a szükséges mélyfúrás-geofizikai vizsgálatokat az OFKFKV (természetes potenciál, ellenállás, mikrolaterológ, természetes gamma) és az ELGI (akusztikus, gerjesztett polarizációs sűrűség, lyukbőség, neutron porozitás) végezte.

A Paks-4a, -4c, -4b fúrásokban mért karotázs görbék korrelációja szerint a miocén-pannóniai összletben jelentős elmozdulás tételezhető fel (21. ábra).

1994-ben az ISMES által mélyített fúrásokban végzett az ELGI mélyfúrás-geofizikai méréseket. Ezek jól mutatták a pleisztocén-holocén folyóvízi összlet felépítését.

### 15. Összefoglalás

A Paksi Atomerőmű Rt. megbízásából végzett geofizikai vizsgálatok a MOL Rt. szénhidrogénkutató méréseinek és az ELGI kutatásainak eredményeivel alapvető kiindulási adatokat biztosítanak a földtani, szeizmotektonikai, mérnökszeizmológiai és geotechnikai értékeléshez. Ez alapján az OWE-ARUP csoport az erőmű biztonsági értékelését elvégezte.

A geofizikai vizsgálatok bizonyították a kvarter kompresszióval társuló oldaleltolódásos elmozdulásokat, amelyeket az alsómiocén transzpresszió felújulásának tekintenek. A geofizikai módszerekkel nem sikerült tisztázni a legfiatalabb mozgások korát.

A Paks körüli tektonikai rendszer főbb elemei az elvégzett vizsgálatok szerint meghatározhatók. Pontosításuk, kiegészítésük területileg és mélységi-vonatkozásban indokolt.

A Paksi Atomerőmű környezetében lévő törések aktivitásának minősítése további gondosan tervezett kísérletet igényel. Itt különösen sokat várhatunk a Mikroszeizmikus Megfigyelő Hálózat és a geofizikai adatok együttes értelmezésétől.

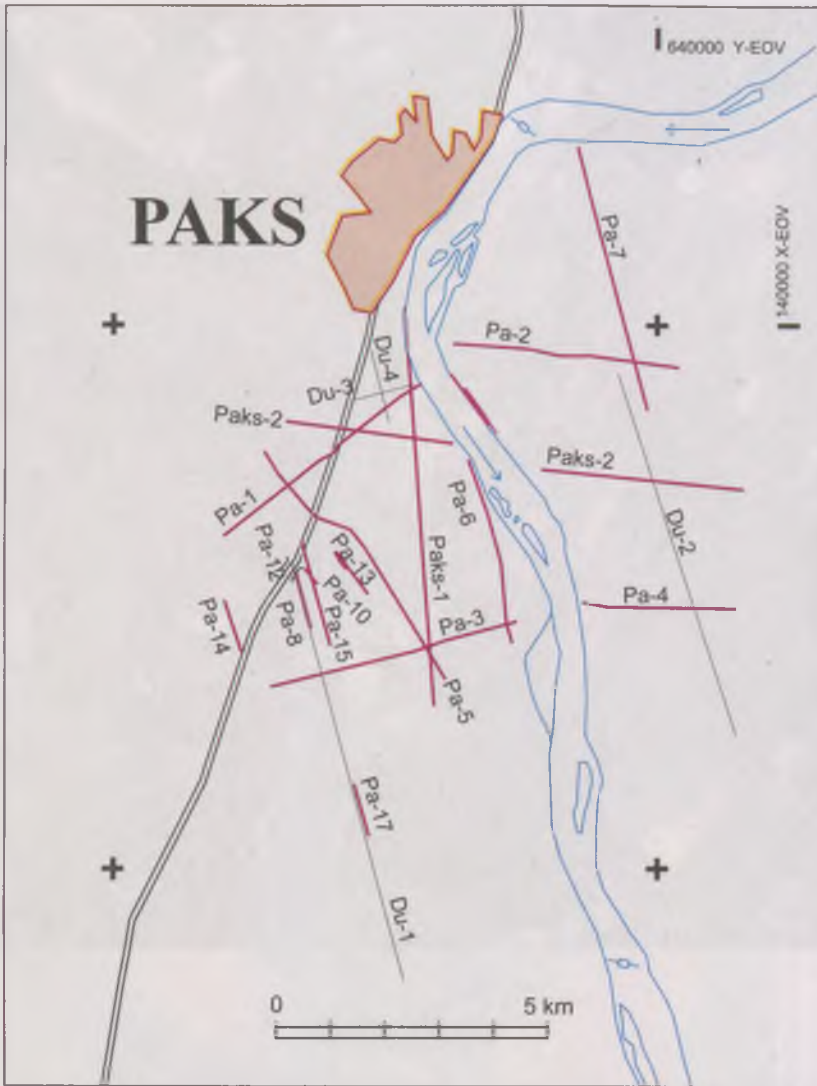
A mérnök-szeizmológiai és geotechnikai vizsgálatok lényegében megalapozott adatrendszerekből indulhattak ki, itt a fejlődés új irányának megfelelő SV, SH vizsgálatokat tartjuk hasznosnak.

Nagyon fontos, hogy a megismerési folyamatnak megfelelően a biztonságtechnikai rendszeres ellenőrzések során a földtani-geofizikai információkat is áttekintsék.

#### IRODALOM

- ÁDÁM A. et al. 1986. Jelentés az Erőterv megbízásából végzett tellurikus és magnetotellurikus kutatásokról Paks környékén. 13. sz. jelentés. – *Kézirat*, MTA GGKI.
- BODROGI M.–CSATHÓ B.–GULYÁS Á.–KISS J.–PRÁCSER E. 1994. Lineamentum vizsgálat digitális ürfelvételek alapján Paks környezetében. – *Kézirat*, ELGI.
- FEJES I.–STICKEL J. 1996. Kísérleti mérnökgeofizikai szondázások Csámpa térségében. – *Kézirat*, ELGI.
- GÚTHY T.–HEGEDŰS E. 1990. Jelentés a Paks környékén (Dunaszentbenedek) 1989-ben sekélyszeizmikus módszerrel végzett neotektonikus vizsgálatokról. – *Kézirat*, ELGI.
- GÚTHY, T.–KÁNTOR, I. 1994. Report on shallow seismic profiling in the Paks area. – *Kézirat*, ELGI.
- HORVÁTH F. et al. 1993. Paks környezetének szerkezeti viszonyai és nagytektonikai helyzete az újabb szeizmikus szelvények és más földtani-geofizikai kiértékelések alapján. – *Kézirat*, ELTE Geofizikai Tanszék.
- LAKATOS L. 1987. Kutatási jelentés az 1986-ban Paks térségében bemért szeizmikus szelvényeknek az időközben lemélyült mélyfúrások eredményeinek felhasználásával végzett szeizmikus rétegtani és tektonikus értelmezéséről. – *Kézirat*, GKV.
- LAKATOS L. et al. 1988. A Duna–Tisza köze térségében kimutatott fiatal oldaleltolódási zónában lévő szeizmikus szelvények számítógépes újrafeldolgozási és az oldaleltolódási zóna térképezési munkái. – *Kézirat*, MGE.
- D. LŐRINCZ K. et al. 1992. Jelentés a Kecskemét és Paks között feltételezett törésvonal helyzetének felderítésére végzett szeizmikus mérésekről. – *Kézirat*, ELGI.
- D. LŐRINCZ K. 1996. Zárójelentés a „Részletes tektonikai vizsgálatok a Középföldön” című OTKA pályázatról. – *Kézirat*, ELGI.
- MADARASI A. 1997. Paks környékének egyesített tellurikus izoarea térképe az MTA GGKI és az ELGI adatai alapján. – *Kézirat*, ELGI.
- PINTÉR A.–ÁDÁM O.–SZÉNÁS Gy. 1964. A magyar medence regionális gravitációs értelmezési problémái. – *Geofizikai Közlemények* XIII. 3. pp. 316–328.

- PRÓNAY ZS.–GÖGH É. 1992. Felszínközeli rétegek vizsgálata földtani radar módszer segítségével Paks környékén. – *Kézirat*, ELGI.
- RÁKÓCZY I. 1979a. Jelentés a Paksi Atomerőmű körzetében végzett szeizmikus mérésekről. – *Kézirat*, ELGI.
- RÁKÓCZY I. 1979b. Jelentés a Paks–2 mélyfúrásban végzett szeizmokarotázs vizsgálatokról. – *Kézirat*, ELGI.
- RÁKÓCZY I.–BAGI R. 1987. A Paksi Atomerőmű környezetében mélyített fúrások karotázs vizsgálatainak összefoglalása. – *Kézirat*, ELGI.
- RÁKÓCZY I.–HEGEDŰS E.–GÚTHY T. 1988. Jelentés a Paks környékén 1987-ben végzett szeizmikus mérésekről. – *Kézirat*, ELGI.
- REDLERNÉ TÁTRAI M. et al. 1996. Jelentés a medenceanalízis projekt 1996. évi tevékenységéről. – *Kézirat*, ELGI.
- STICKEL J.–ZALAI P. 1994. Paksi geoelektromos mérések 1993–1994. – *Kézirat*, ELGI.
- STICKEL J. 1996. Kísérleti geoelektromos szelvény feldolgozása. – *Kézirat*, ELGI.
- SZABÓ Z. 1990. Az 1763 óta észlelt  $I_0 \geq 6^\circ$  (MSK–64) intenzitású magyarországi földrengések epicentrális területének földtani–geofizikai paraméterei. – *Kézirat*, ELGI.
- SZABÓ Z. 1993. Magyarország üledékhatással javított gravitációs térképe. – *Kézirat*, ELGI.
- SZILÁGYI L. 1986. Kutatási jelentés az 1986-ban Paks térségében végzett szeizmikus mérésekről. – *Kézirat*, GKV.
- TÓTH T. 1994. Jelentés a Paks környékén 1993-ban végzett sekélyreflexiós mérések eredményeiről. – *Kézirat*, ELGI.
- ÚJSZÁSZI J.–ZALAI P. 1992. A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonsági vizsgálatához kapcsolódó szelvénymenti geoelektromos mérések. – *Kézirat*, ELGI.
- WITTMANN, G.–IMRE, T. 1995. Report of the microseismic exploration in the Paks area (sections Pa–15 and Pa–17). – *Kézirat*, GEOPARD.



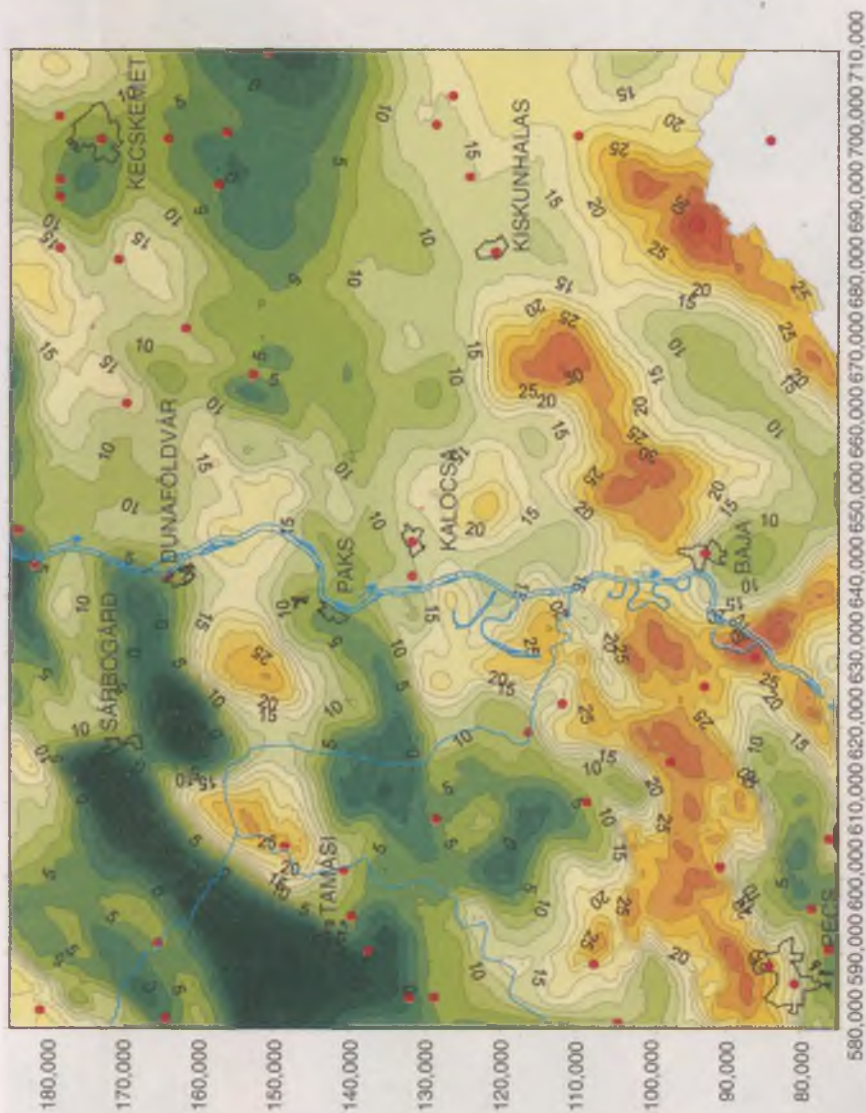
1. ábra. Helyszínrajz (DETKY G. 1997)



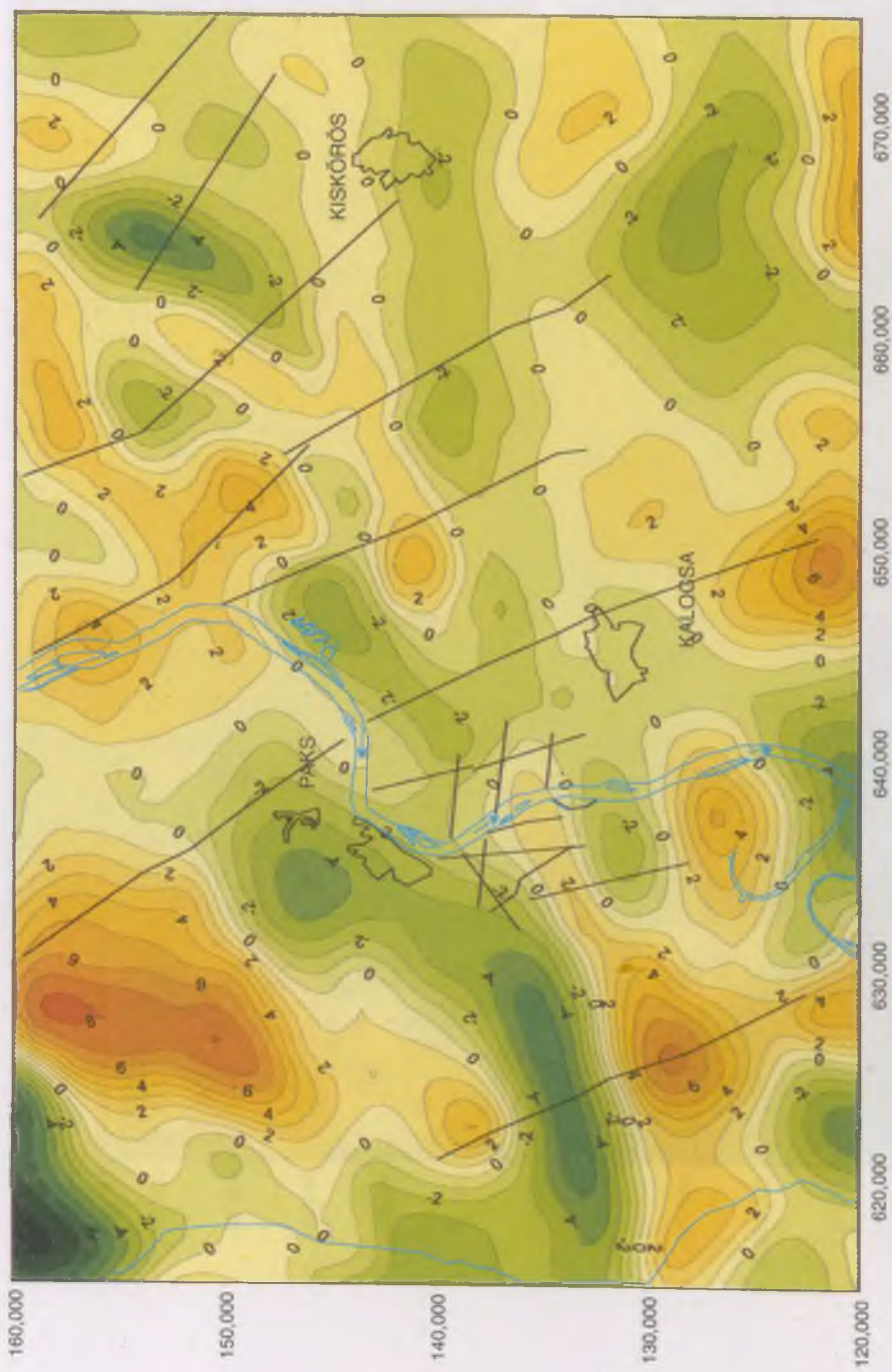
0 2000 4000 méter

2. ábra. Manuális lineamentum (vörös vonal) kijelölés a SPOT P Soebel szűrt vektor képek alapján (GULYÁS Á . 1994)

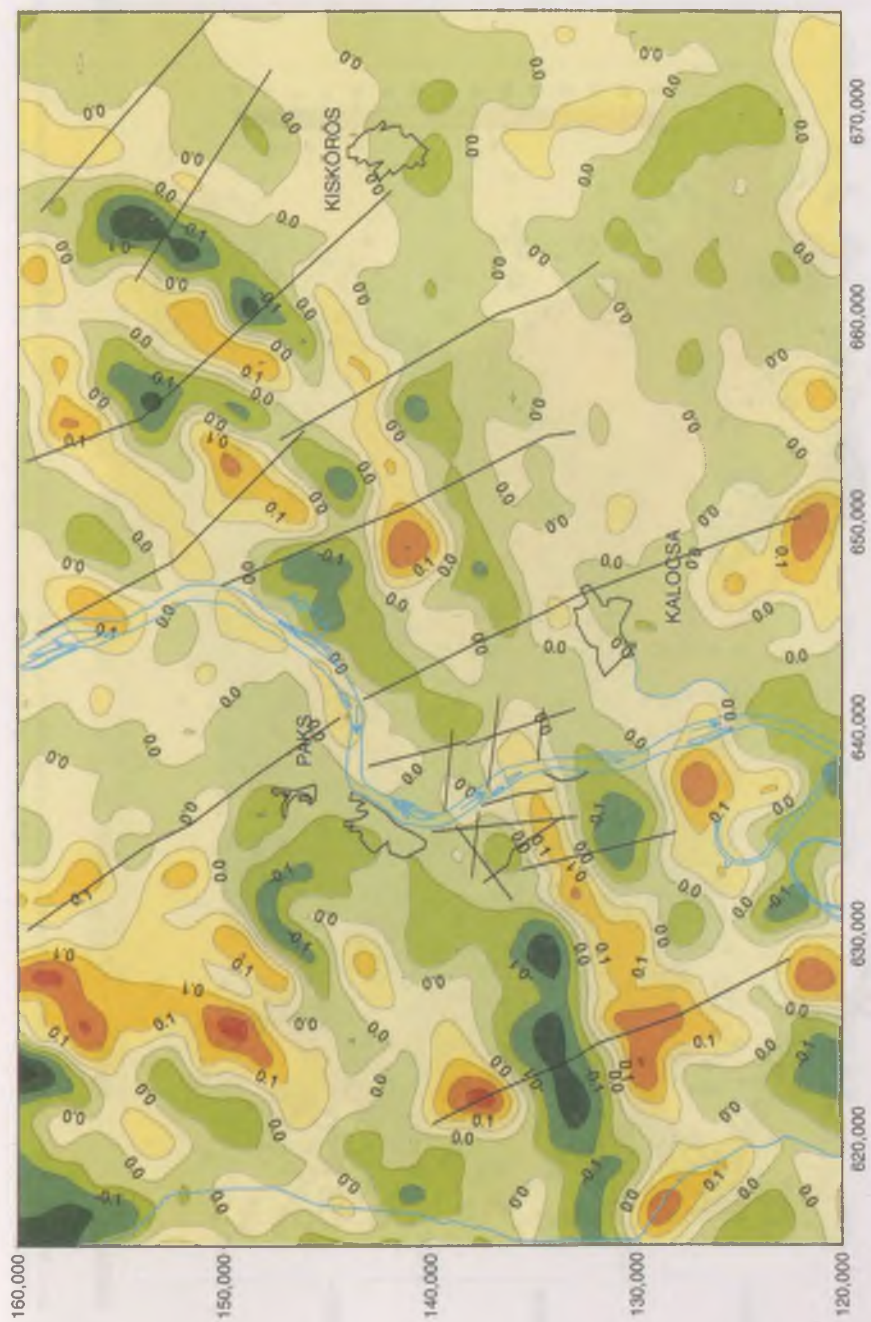




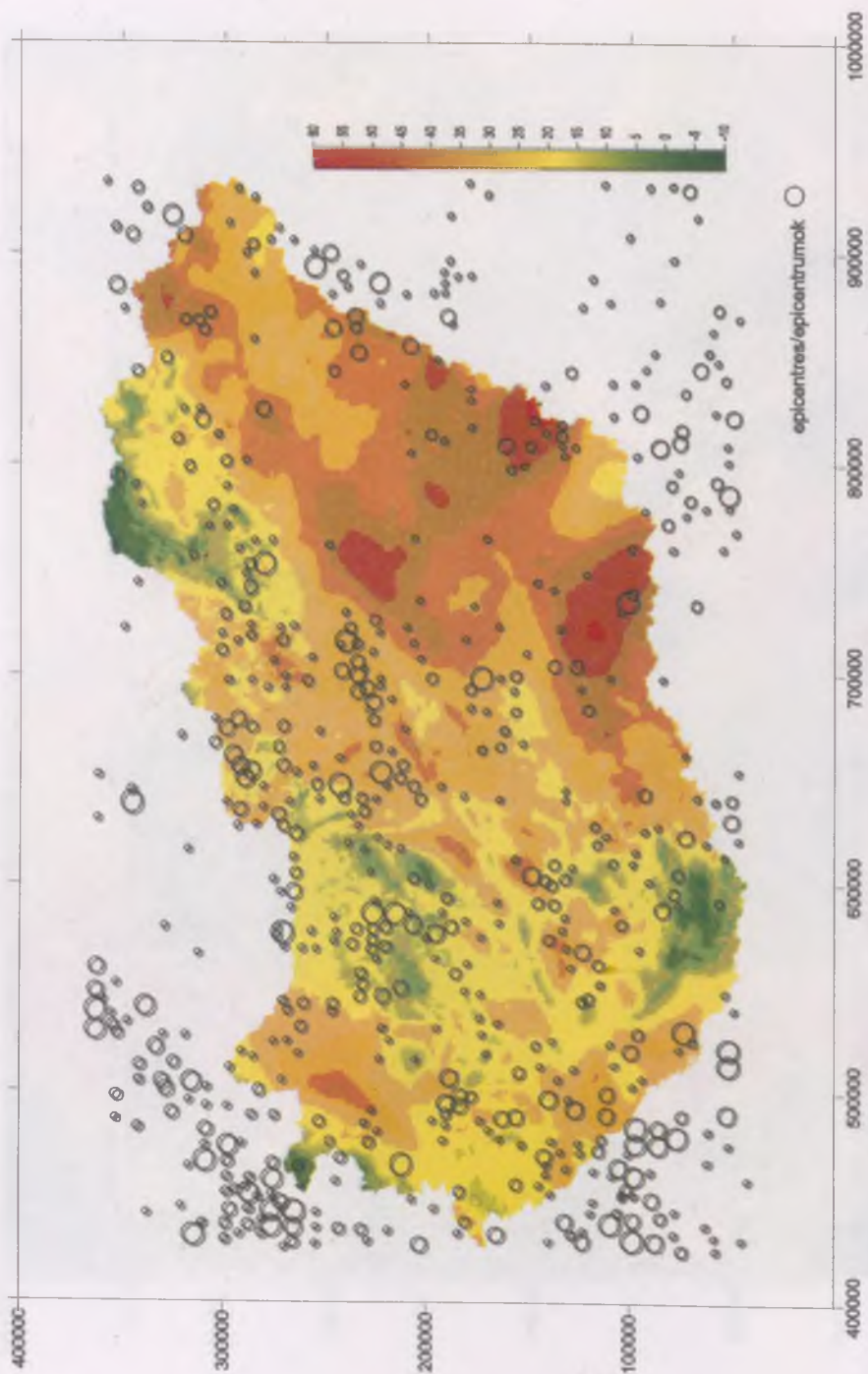
3. ábra. Bouguer-anomália térkép (SZABÓ Z.-PÁNCICS Z. 1996), a földrengések epicentrumainak feltüntetésével (Earthquake Catalogue of the Carpathian Basin, GeoRisk 1994)



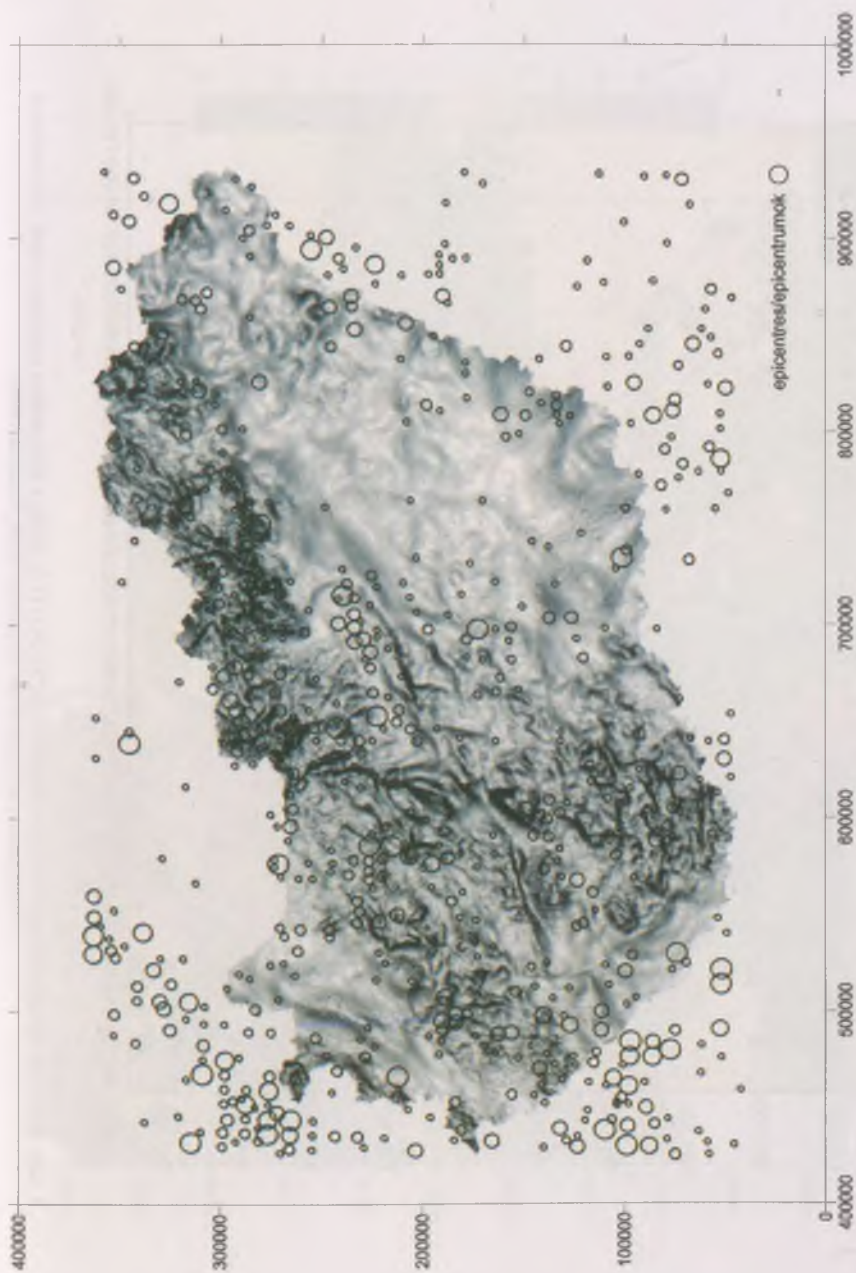
4. ábra. Paks környékének szűrt ( $K=2$ ) gravitációs térképe a szeizmikus mérések vonalaival (SZABÓ Z.-PÁNCICS Z. 1994)



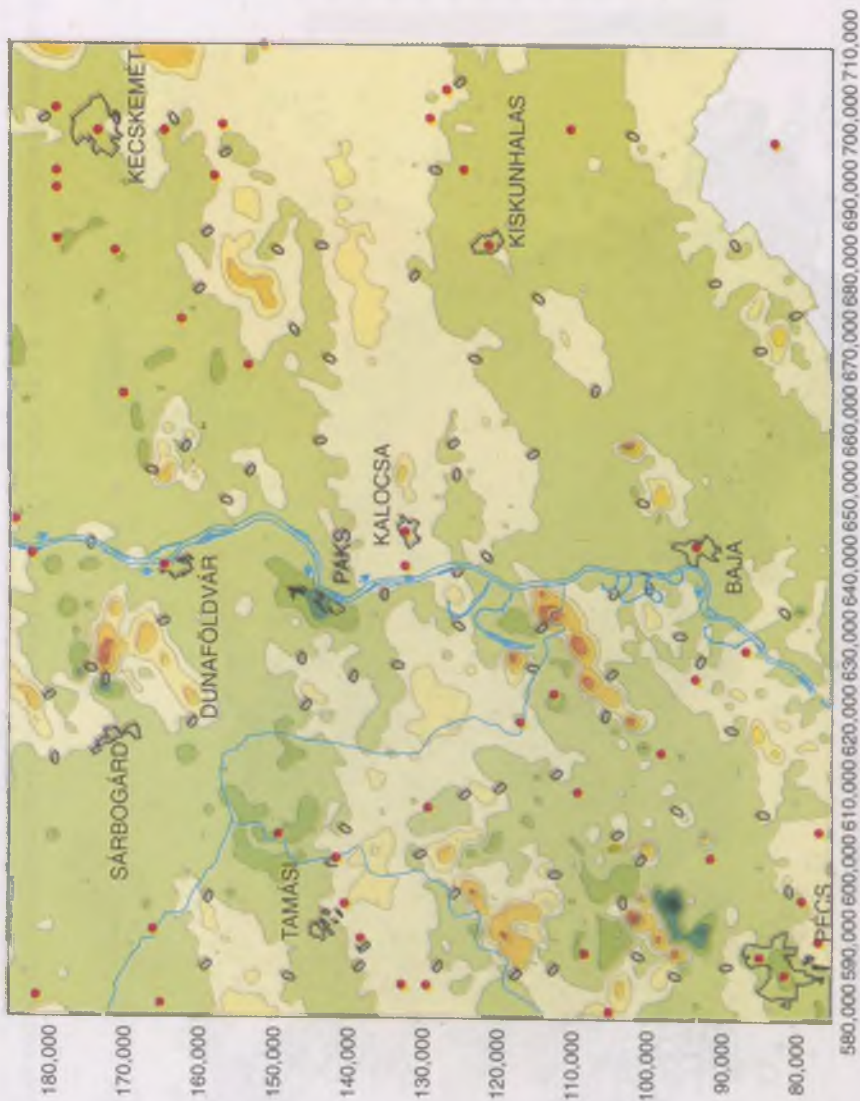
5. ábra. Paks környékének szűrt (K= 9–8) gravitációs térképe a szeizmikus mérések vonalaival (SZABÓ Z.-PÁNCICS Z. 1994)



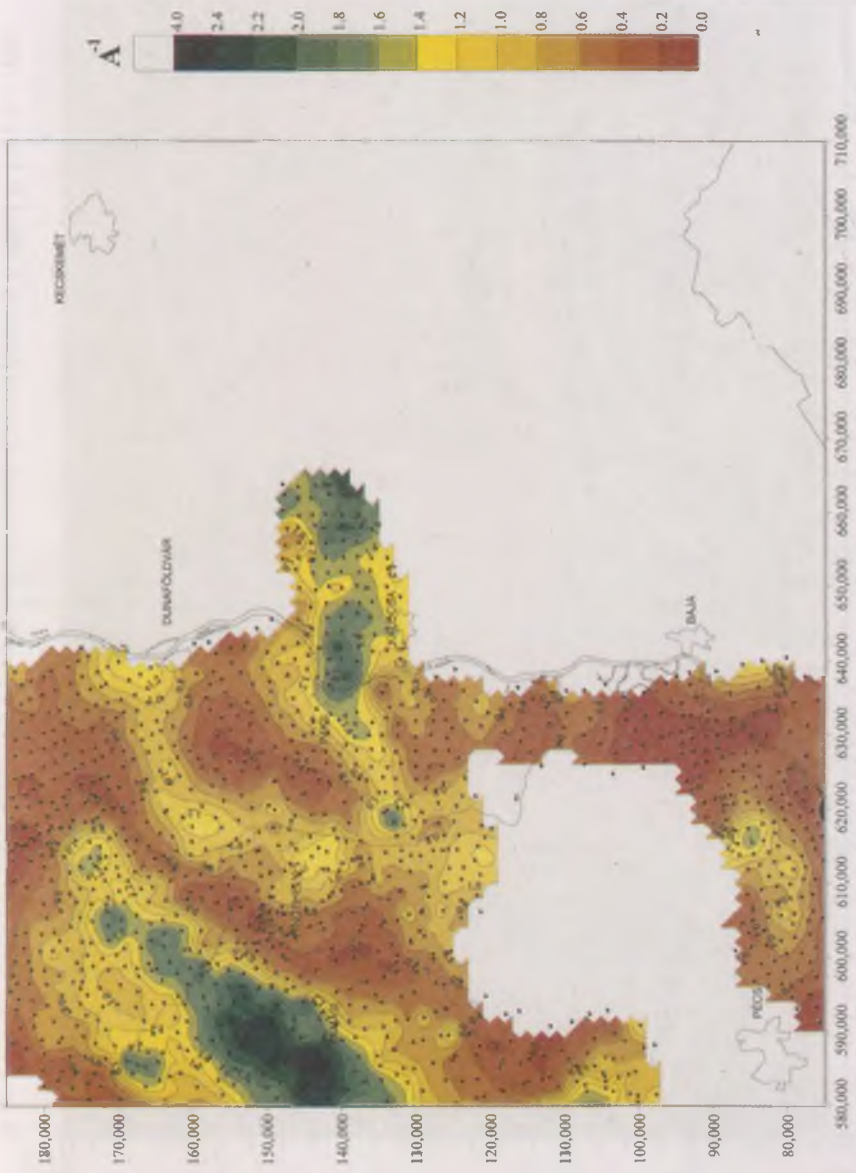
6. ábra. Magyarország medencehatároló mentesített gravitációs anomália térképe (SZABÓ Z.-PÁNCICS Z. 1996) a földrengések epicentrumaival (Earthquake Catalogue of the Carpathian Basin, GeoRisk 1994)



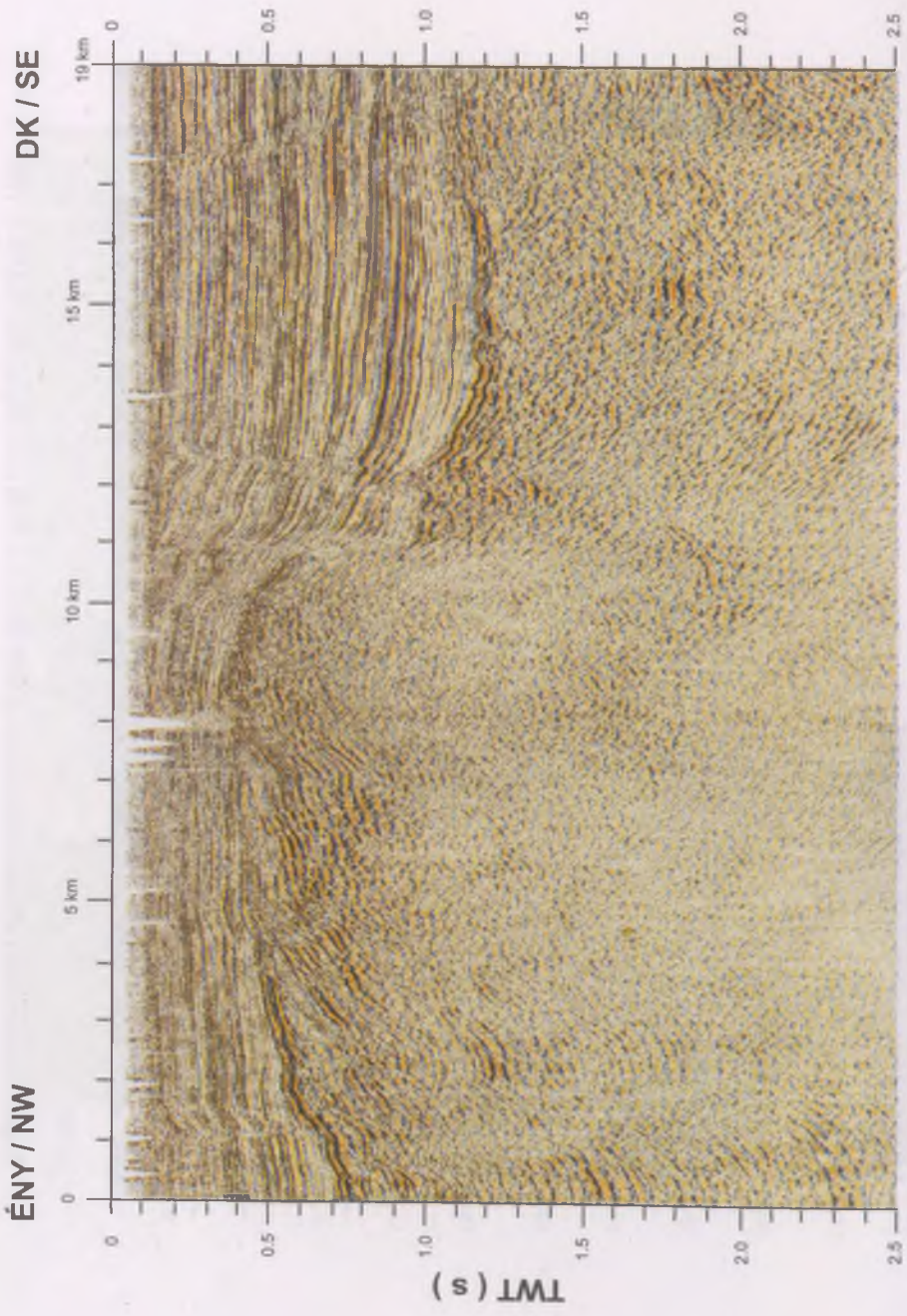
7. ábra. Magyarország medencehatástól mentesített gravitációs gradiens térképe (SZABÓ Z.-PÁNCSICS Z. 1996) a földrengések epicentrumaival (Earthquake Catalogue of the Carpathian Basin, GeoRisk 1994)



8. ábra. Mágneses anomália térkép Paks térségében (KOVÁCSVÖLGYI S. 1996), a földrengések epicentrumainak feltüntetésével (Earthquake Catalogue of the Carpathian Basin, Geo8&ik 1994)

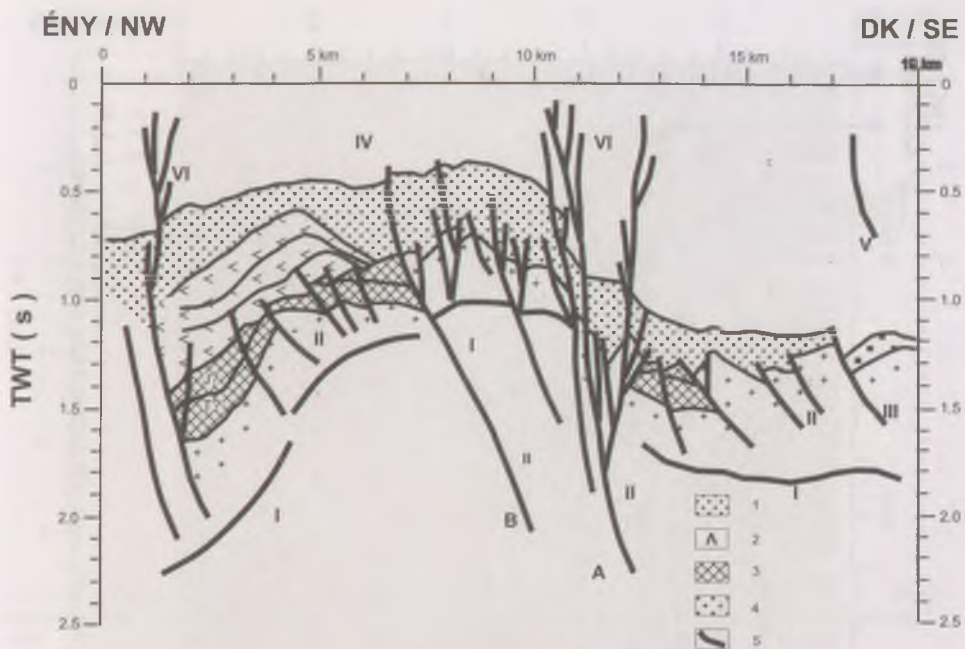


9. ábra. Paks környékének tellurikus izoarea térképe az MTA GGKI és az ELGI adatai alapján (MADARASI A. 1997)

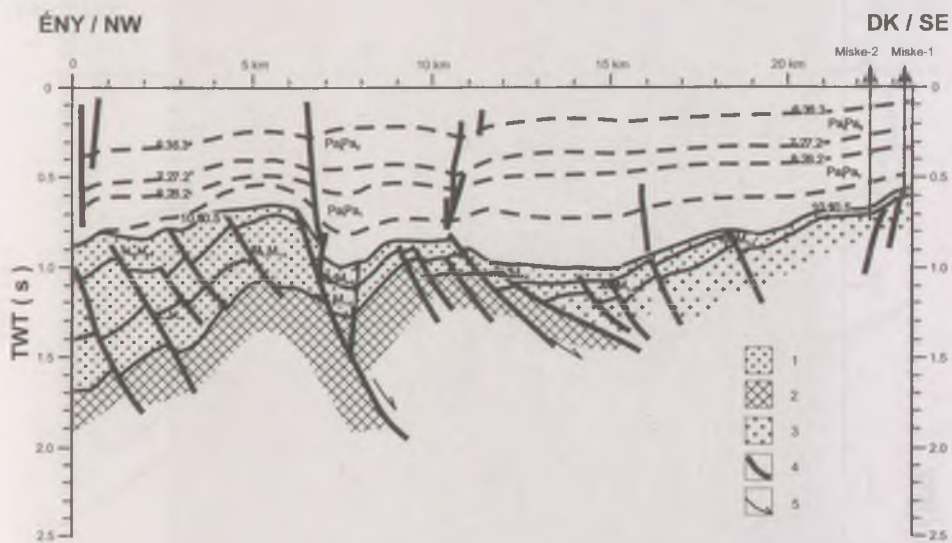


10. ábra. A Pak-2/92 reflexiók migrált időszelvény a Duna-Tisza közén, Pakstól K-re (D.LŐRINCZ K.-PÁPA A.-POLCZ I. 1992)

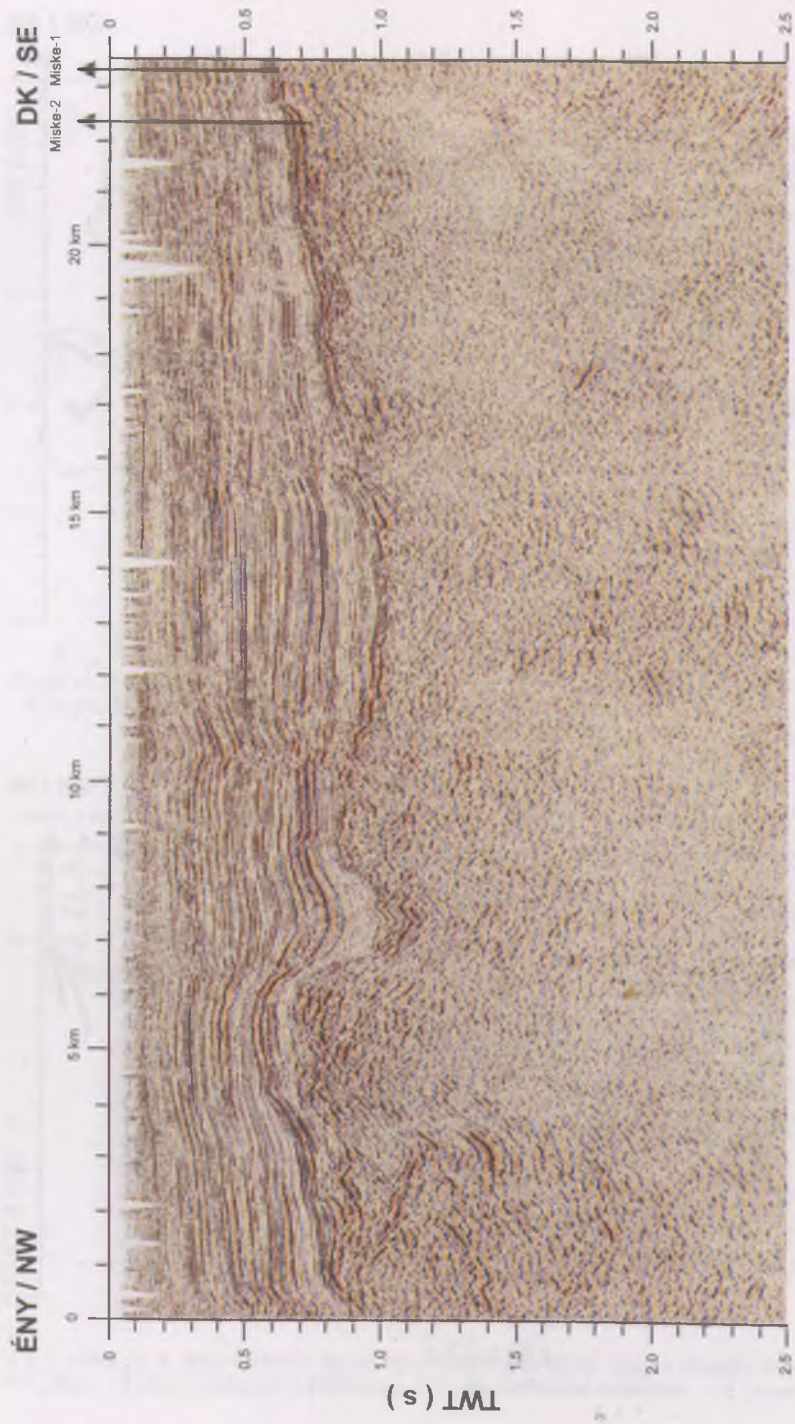




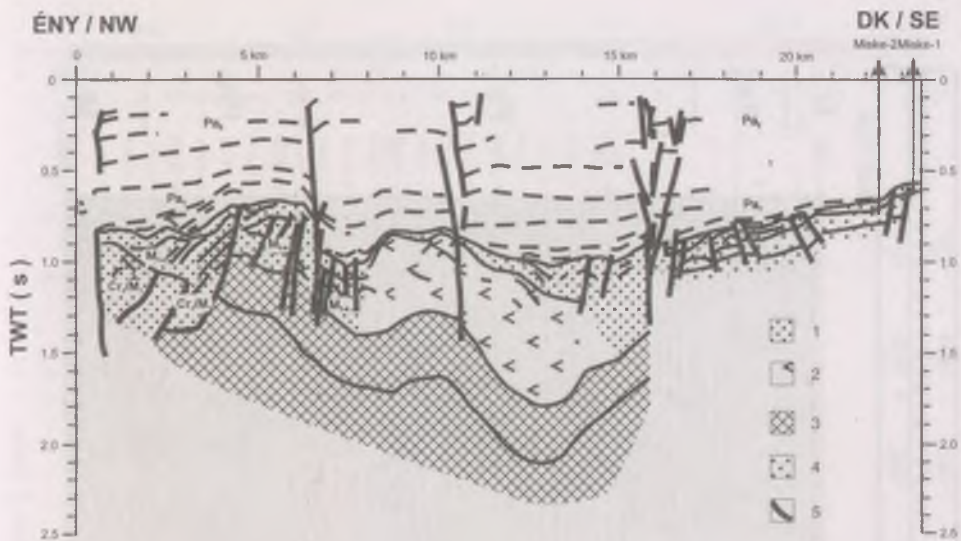
11. ábra. A Pak-2/92 reflexiós migrált időszelvény földtani értelmezése (REDLERNÉ TÁTRAI M.-D.LŐ-RINCZ K. 1996). – I = miocén képződmények; 2 = miocén vulkanitok; 3 = mezozóos képződmények; 4 = prekambriumi képződmények; 5 = vető; I – VI = tektonikai fázisok; A – B = pikkely határ



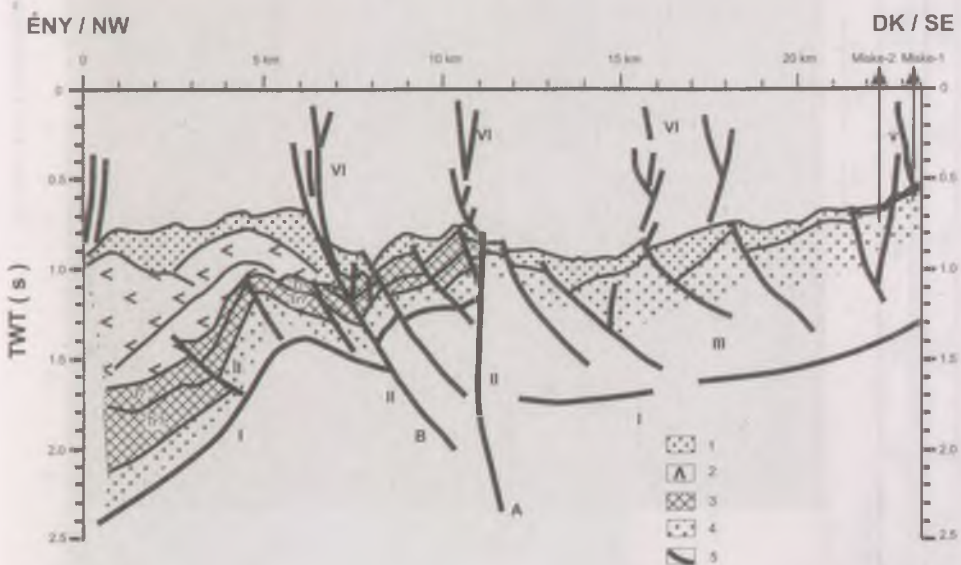
13. ábra. A Pak-3/92 reflexiós migrált időszelvény földtani értelmezése (HORVÁTH F. et al. 1993). – 1 = miocén képződmények; 2 = mezozóos képződmények; 3 = prekambriumi képződmények; 4 = vető; 5 = elmozdulási irány



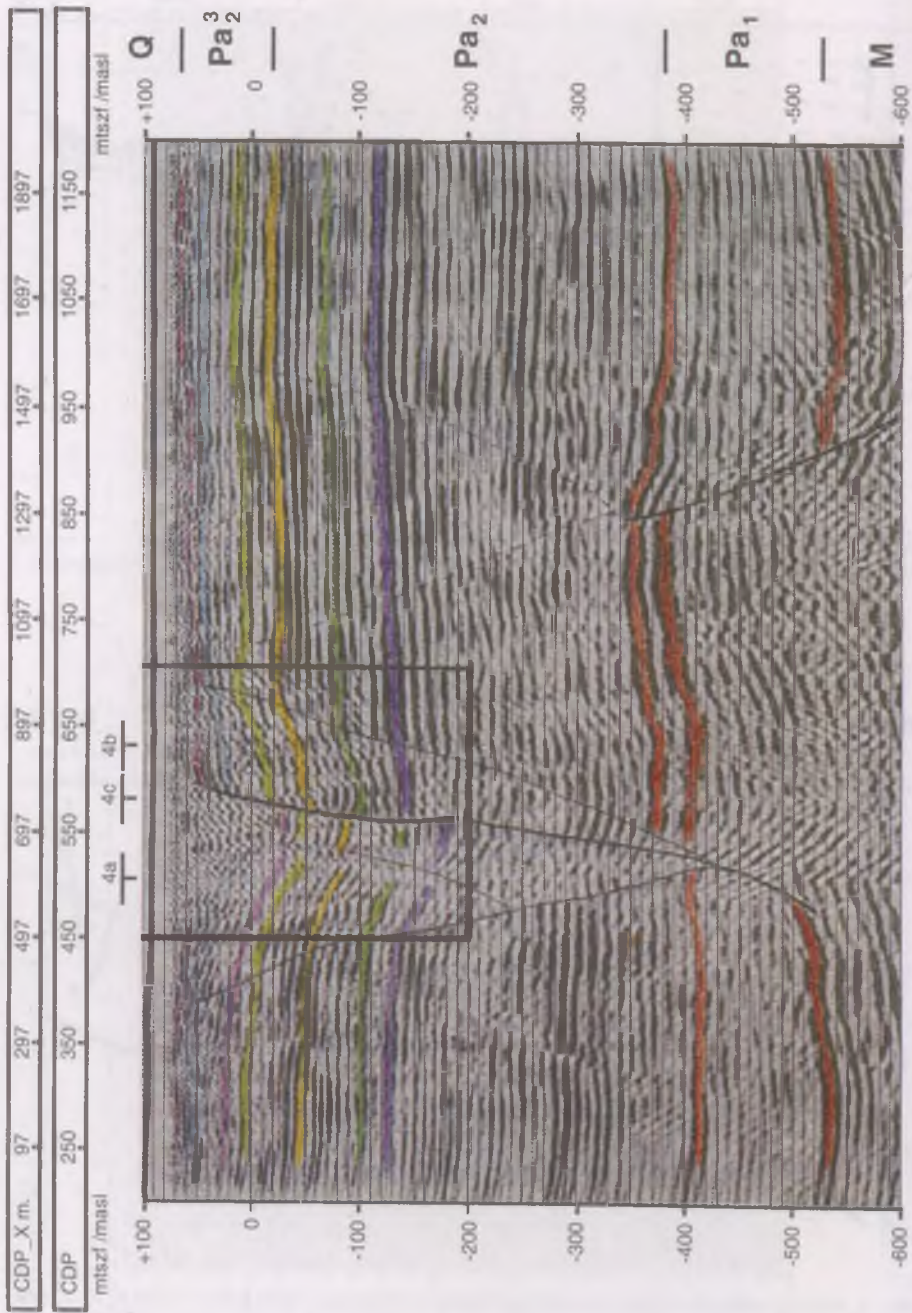
12. ábra. A Pak-3/92 reflexiós migrált időszelvény a Duna-Tisza közén, Pakstól K-re (D.LÓRINCZ K-PÁPA A.-POLCZ I. 1992)



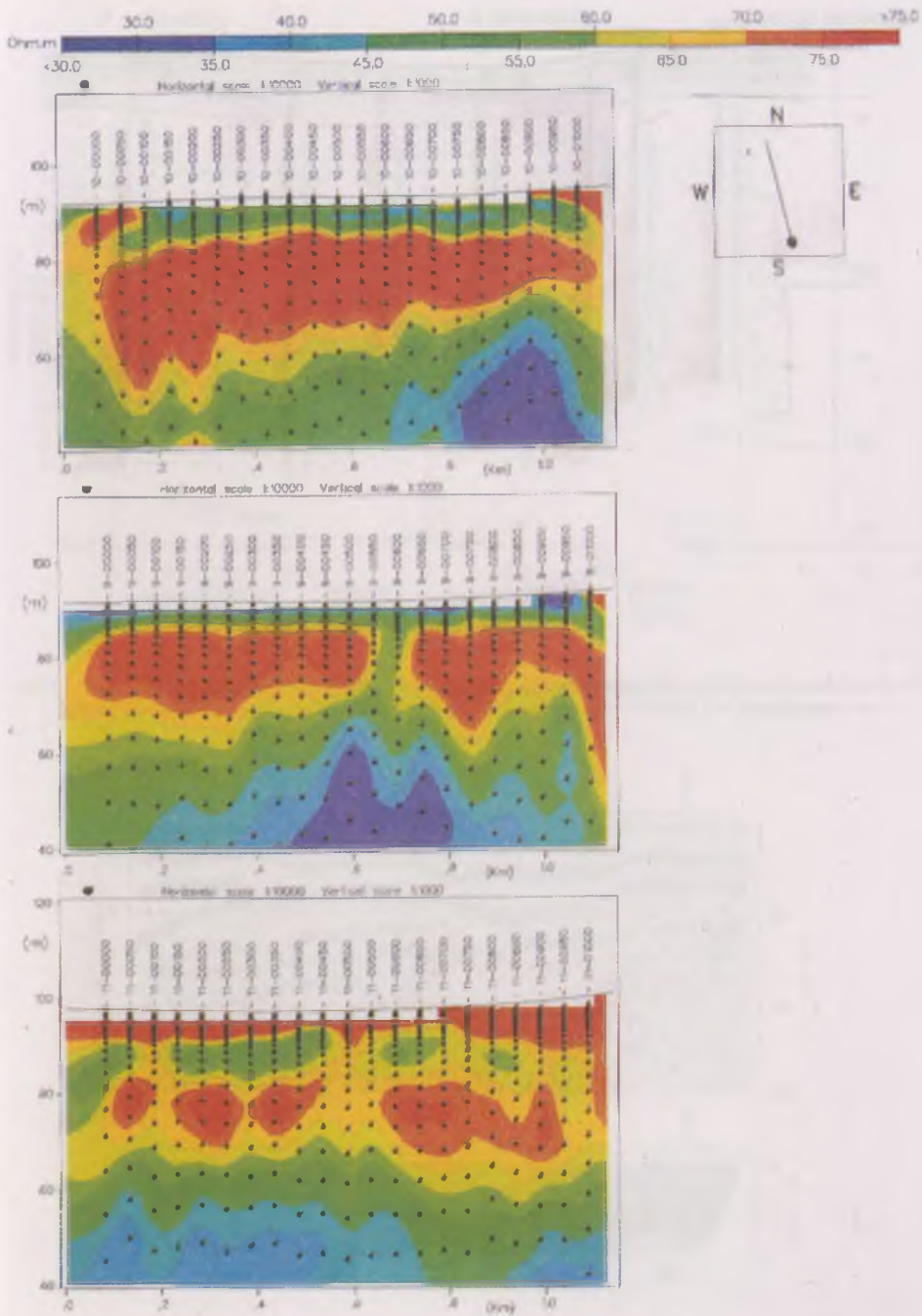
14. ábra. A Pak-3/92 reflexiós migrált időszelvény földtani értelmezése (KILÉNYI É. 1994). – 1 = miocén képződmények; 2 = miocén vulkanitok; 3 = mezozoós képződmények; 4 = prekambriumi képződmények; 5 = vető



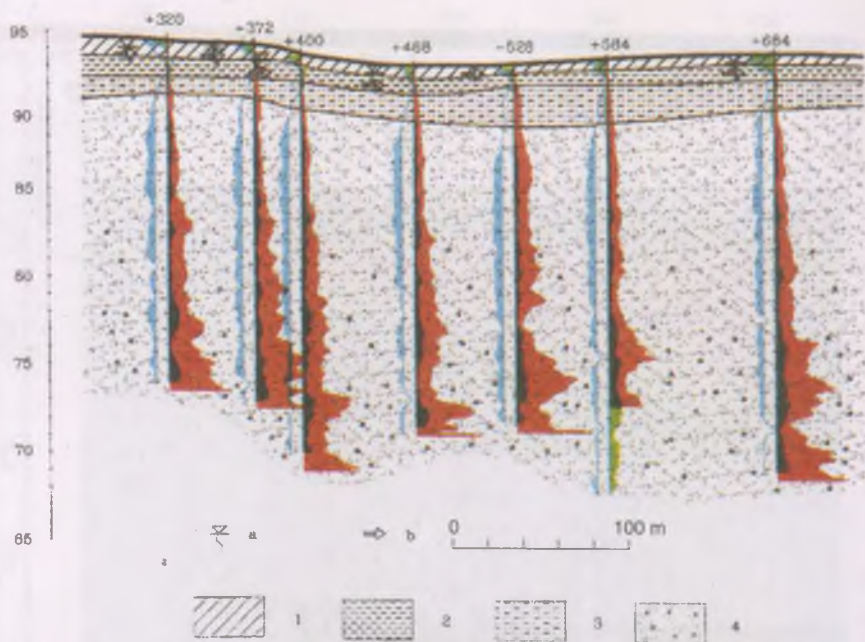
15. ábra. A Pak-3/92 reflexiós migrált időszelvény földtani értelmezése (REDLERNÉ TÁTRAI M.-D.LŐ-RINCZ K. 1996). – 1 = miocén képződmények; 2 = miocén vulkanitok; 3 = mezozoós képződmények; 4 = prekambriumi képződmények; 5 = vető; I – VI = tektonikai fázisok; A – B = pikkely határ



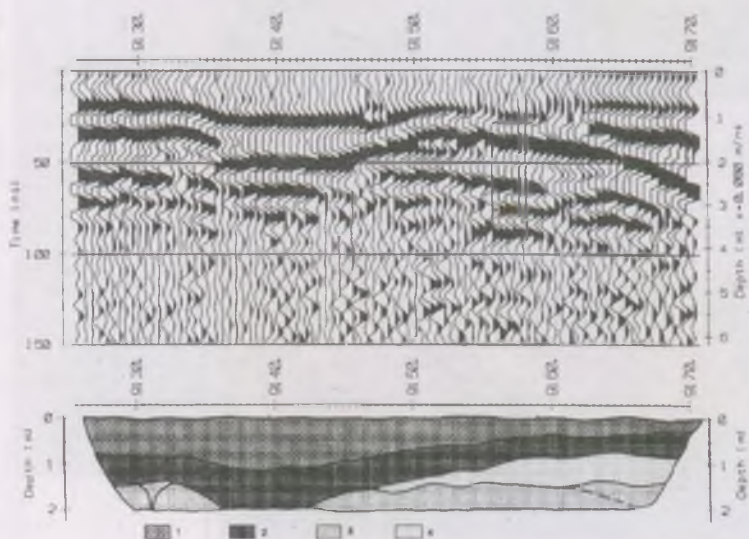
16. ábra. Pa-15 szeizmikus mélységelvény (GÜTHY T. 1996)



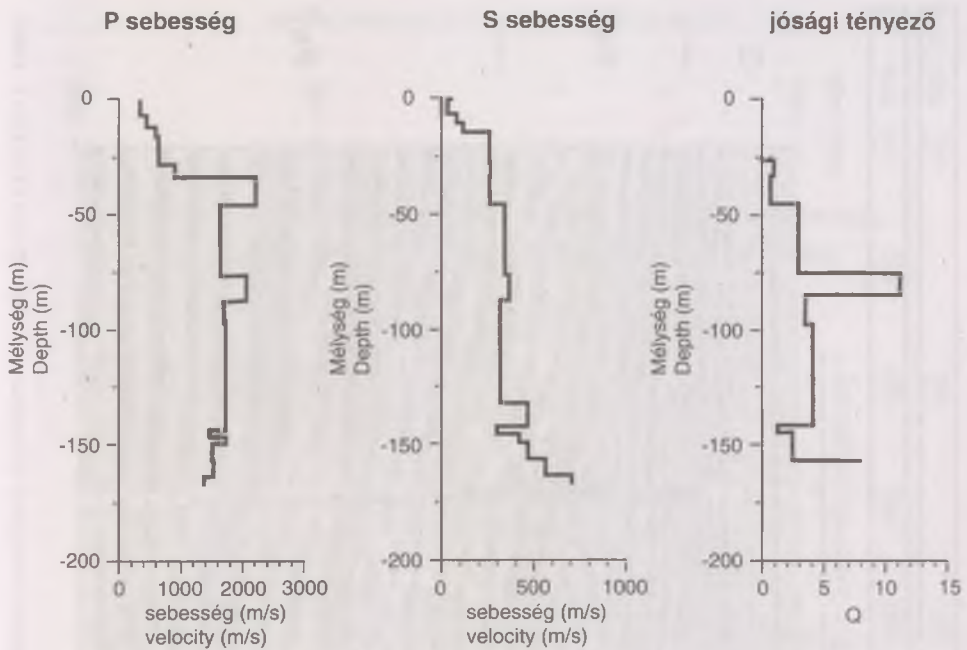
17. ábra. Kismélységű egyenáramú geoelektromos ellenállászelvények a Paksi Atomerőműtől Ny-ra (STICKEL J. 1996)



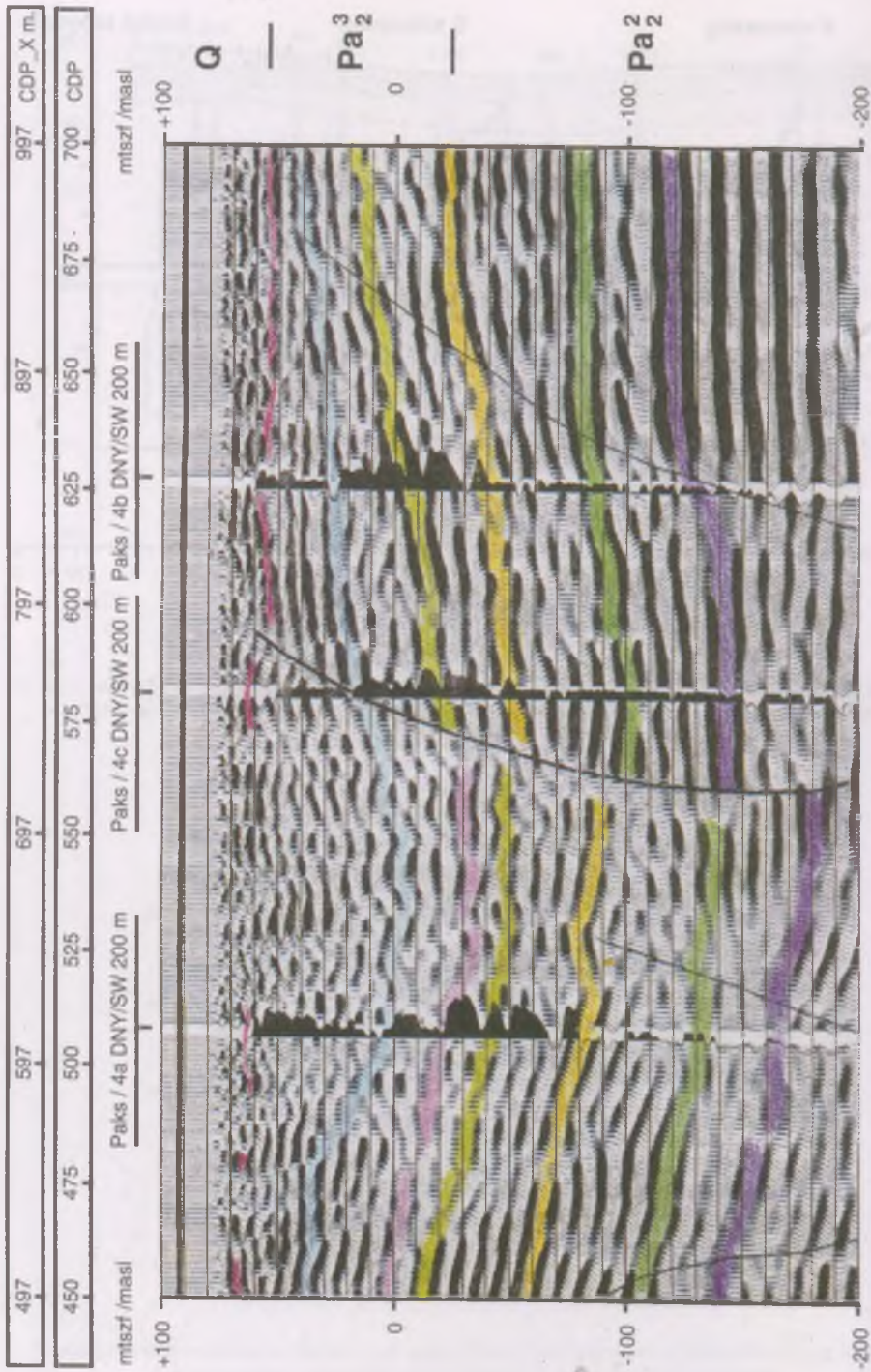
18. ábra. Mérnökgeofizikai szondázási szelvény a Paksi Atomerőműtől Ny-ra (FEJES I.-STICKEL J. 1996) – a = talajvízszint; b = bemlási szint; 1 = talaj; 2 = agyag; 3 = homokos agyag; 4 = kavicsos homok



19. ábra. Földradar szelvény az árkolás során kapott földtani szelvénnel (PATTANYÚS-Á. M. 1997). – 1 = talaj A szint; 2 = talaj B szint; 3 = homok; 4 = kőzetlisztes finom homok



20. ábra. P,S,Q szelvény az Udvari fúrásban (TÖRÖS E. 1997)



21. ábra. Pa-15 szeizmikus mélységjelvény a Paks-4a.-4c.-4b fúrások mélyfúrás-geofizikai szelvényének feltüntetésével (GÚTHY T.-BUCSI SZABÓ L. 1996)



## A Paksi Atomerőmű telephelyének földrengésbiztonsága, kárpát-medencei nagyobb rengések áttekintésével

SZEIDOVITZ GYÖZŐ – VARGA PÉTER

MTA Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézet  
H-9400, Sopron, Csatka Endre u. 6–8.

### 1. Bevezetés

Földrengésérzékeny létesítmény tervezéséhez ismernünk kell azoknak a jövőben várható földrengéseknek a paramétereit, amelyek a műtárgyat – működése során – nagy valószínűséggel terhelik.

A földrengések túlnyomó része tektonikus eredetű, aktív vetők mozgása során felhalmozódó feszültség kioldódásakor keletkeznek. A földrengések várható hatásának számítására ki kell kutatni azokat a töréses zónákat, aktív vetőket, amelyek képesek olyan rengéseket generálni, amelyeknek a műtárgyra számottevő hatásuk lehet.

Ismernünk kell a vetők hosszát, térbeli helyzetét, jelenkori és pleisztocén kori mozgástörténetét, a hozzájuk rendelhető jelenkori és paleorengések erősségét és azok gyakoriságát.

A földrengésforrások és a műtárgy közötti kőzetek fizikai paramétereinek, a szeizmikus hullámok csillapodásának az ismerete szintén szükséges az adott hely földrengés-kockázatának, ill. -biztonságának számításához.

### 2. Paks földrengésbiztonságával foglalkozó szakvélemények áttekintése

A Pannon-medence földrengésbiztonságának vizsgálatával sok kutató foglalkozott. Két tanulmány kivételével, e munka keretében, a dolgozatok, disszertációk eredményeit nem kívánjuk részletesen diszkutálni (BORISSOFF, B. A.–REISNER, G. I.–SHOLPO, V.N. 1976). Ezeknek a vizsgálatoknak egy részét a Paksi Atomerőmű 440-MW-os blokk-jainak telepítésével kapcsolatban hajtották végre. A vizsgálatok kronológiai sorrendje megtalálható BALLA Z. et al. (1993) munkájában.

Az atomerőmű 1000 MW-os egységekkel való bővítésekor szükségessé vált az időközben kidolgozott, a nemzetközi előírásoknak megfelelő földrengésbiztonsági tanulmány elkészítése. A feladatot a Moszkvai Földfizikai Intézet munkatársai hajtották végre (BUNE, V.I. et al. 1987).

A magyar szakemberek elsősorban a mérések kivitelezésében vettek részt.

Viszonylag korán világossá vált, hogy az átfogó vizsgálatok hiányában nyugodnak minősített telephely egy tektonikailag zavart zónán van (ÁDÁM A. et al. 1985).

Szükségessé vált a töréses szerkezet pontosítására átfogó reflexiós szeizmikus hálózat telepítése. A részletes felmérésre tett javaslatunkat valószínűen az akkor még magasnak számító költségek (40 millió Ft) miatt a megbízók elvetették, és egy jóval olcsóbb megoldást választottak. A szovjet szakértők nem tiltakoztak ellene, mi sem érveltünk elég határozottan a részletes megkutatás mellett.

A Szovjetunióban megfigyelt nagy rengések kutatása alapján kidolgoztak egy olyan eljárást, amelynek segítségével egy adott területen várható legnagyobb magnitúdójú földrengés megállapítható (BUNE, V.I. et al. 1986).

Eljárásukat alkalmazták hazánk  $M_{max}$  térképének megszerkesztésére is. A számításaihoz felhasználták a JOÓ-féle függőleges kéregmozgás térképek négy változatát (1973, 1979, 1985, 1986), figyelembe vették a terület szeizmikus aktivitását, a Bouguer-anomáliák és azok gradiensének térképét, az izosztatikusan anomália térképét, a 1000 m mélységben levő hőmérsékletet, a hőáram területi eloszlását, az átlagmagasságokat, a neogén üledék vastagságot, a lineamentumok és vízhálózat sűrűségét.

Anélkül, hogy részleteiben taglalnánk munkájukat, meg kell állapítanunk, hogy az egymás mellett lévő cellákra jellemző  $M_{max}$  értékek között néhány esetben olyan nagymértékű eltérés volt, amit nehezen képzelhetünk el.

Itt említjük meg, hogy az aktív területek geofizikai anomáliáinak és földtani felépítésének vizsgálatát foglalkozott SZABÓ Z. (1990) tanulmánya. Vizsgálataihoz – BUNÉÉK által kidolgozott eljáráshoz hasonlóan – felhasználta az alábbi adatrendszerket:

- 1:100 000 méretarányú felmérésen alapuló Bouguer-anomália adatokból származtatott horizontális gradiens eloszlása.
2. A fenti térkép derivált jellegű szűrt változatából származtatott horizontális gradiens térkép.
3. Magyarország harmadidőszak előtti medencealjzat térképe,  $M = 1:10^6$ .
4. Közép-Európa Moho felszín térképe,  $M = 1:10^6$ .
5. Magyarországi földmágneses hatók áttekintő térképe,  $M = 1:500\ 000$ .
6. A magyarországi hőmérséklet meghatározások helyszínrajza és az 1000 m mélységre vonatkozó hőmérsékletek,  $M = 1:10^6$ .
7. Recens függőleges mozgások a Kárpát-Balkán régió területén,  $M = 1:10^6$ .
8. Negyedidőszaki kéregmozgások.
9. A dunántúli főcsoport (felsőpannóniai képződmények) vastagsági és kifejlődési térképe,  $M = 1:500\ 000$ .
10. A peremartoni főcsoport (alsópannóniai képződmények) vastagsági és kifejlődési térképe,  $M = 1:500\ 000$ .

Kutatásai eredményeképpen megállapította, hogy a „10 vizsgált paraméter közül a Bouguer-anomália gradiens, a szűrt vagy maradékanomália gradiens és az aljzattmélység azok, amelyek bizonyos mértékig korreláltak az epicentrális eloszlással”. Hasonló következtetésekre jutott e sorok írója is.

Nem vezetett átütő eredményre GRACSOV, A. F. azon nagyon ésszerűnek tűnő törekvése, hogy – a földtani felépítés alapján – megkísérli hazánk legaktívabb területeit az aszeizmikus zónáktól megkülönböztetni (BUNE, V. I. et al. 1987). Ennek talán egyik oka az aktív területek egy részének nem kellő földtani megkutatottsága, a rendelkezésre álló adatok nem kellő ismerete, valamint a földrengések keletkezési helyének pontatlan meghatározása volt.

A Földfizikai Intézet 1987. júniusában elkészült „Jelentés a Paksi Atomerőmű telephely szeizmikus veszélyességéről” c. tanulmányát (BUNE, V. I. et al. 1987) – a szovjet fél kérésére – a magyar szakemberek nagy nyilvánossága előtt kívánták megvitatni. A megvitatásra 1987. decemberében került sor. A viták során kiderült, hogy az erőmű közelében lévő vető természetét illetően alapvető nézeteltérés van a szovjet és magyar felfogás között.

E tanulmány szűkös terjedelme miatt nincs lehetőségünk részletesen ismertetni az 1987. december 16-án az ERŐTERV-ben készült jegyzőkönyv tartalmát, csupán annyit jegyzünk meg, hogy a szovjet szakértők szerint „sem a két fél között fennálló interpretációs nézetkülönbségek, sem pedig a pótlólagos feltárási munkák eredményei a jelentésnek a mérnöki méretezés alapjául vett szeizmológiai paramétereit nem befolyásolják”.

Valószínűleg az ott lévő szakértők közül senki nem hitte el ezt az állítást, hiszen a Paksi Atomerőmű nem egy „nagy kiterjedésű blokkon”, hanem egy töréses zónán van, ami nem mindegy.

A szovjet szakértők pótlólagos vizsgálatok elvégzését javasolták.

A. F. GRACSOV és szerzőtársai 1989. januárjában: „A Paksi Atomerőmű közelében levő törés földtani helyzetének és jellegének pontosítása” c. tanulmányban igyekeztek álláspontjukat további bizonyítékokkal alátámasztani.

Várható volt, hogy GRACSOVék pótszerződésének az eredményei sem hozzák meg a kívánt konszenzust a magyar és szovjet szakértők között.

Ez teljesen nyilvánvalóvá vált, miután a magyar szakértők elkészítették szakvéleményüket (Paks környékének földtani viszonyai, összefoglaló szakvélemény. Összeállította SZABÓ Z. 1988. november).

A MÁFI, az ELGI, a GKV és az ELTE szakembereinek az 1989. febr. 17-i megbeszélésén született kritikai észrevételei GRACSOVék tanulmányához a következőkben foglalhatók össze: „Számunkra a paksi törés egy, az egész Kárpát-régiót átszelő elsőrendű szerkezeti övnek csak egy kis szakasza. Az illető törés folytatása DNy-on jugoszláv, ÉK-en pedig szovjet és román kutatók adataiból jól ismert. E törés tagadása egyet jelentene nemcsak a Magyarországra, hanem a Dinaridákra és a Kárpátokra vonatkozó tektonikai ismereteknek a tagadásával”.

Célszerűnek látszott magyar szakértőkből álló csoport (ELGI, GGKI és ELTE) közreműködésével újabb szakvéleményt készíttetni. Kutatásuk eredményeképpen a szovjet tanulmánynál egy kedvezőtlenebb eredményt kaptak a földrengéskockázatra. Ennek elsősorban az volt az oka, hogy a magyar szakvélemény neotektonikai kutatásokkal foglalkozó részében (HORVÁTH F. et al.: Paks környezetének neotektonikája. Kutatási jelentés. 1990 május hava) megállapították „...a kutatási területen jelentős morfológiai változások zajlottak le a negyedkor folyamán. Független kéregmozgások mellett uralko-

dóan oldaleltolódásos vetődések történtek Móri-árok irányú és a medencealjzati főirányokat követő törésvonalak mentén. A paksi erőmű ezen törésvonalakhoz igen közel, valószínűleg e két vetőzóna metszésvonala felett helyezkedik el.”

A magyar fél Paks földrengéskockázatáról írt tanulmányában (SZABÓ Z. et al. 1990) álláspontját a következő kilenc pontban foglalta össze:

1. A földtani, geofizikai és neotektonikai vizsgálatokból megállapítható, hogy Paks környezetében a medencealjzat közismert ÉK–DNy-i szerkezeti főirányait ÉNy–DK-i csapású, a Móri-árok irányával párhuzamos fiatal, töréses szerkezet harántolja, amely egyes helyeken a talajrétegekben is nyomozható.

2. A földtani-geofizikai paraméterek vizsgálata alapján arra a következtetésre jutottunk, hogy Paks környezetében az  $I > 6^\circ$  MSK–64 intenzitású (kb. 4,4 méretű) földrengés előfordulása kétszerese az országos átlagnak.

3. A földtani, geofizikai és neotektonikai vizsgálatok arra utalnak, hogy a terület eddig ismert alacsony szeizmicitása ellenére sem zárható ki Paks térségében egy kecskemétihez, dunaharasztihoz vagy mórihoz hasonló, azaz  $8^\circ$ -os MSK–64 intenzitású (kb. 5,6-os méretű) földrengés.

4. Földtani adatok alapján annak valószínűsége, hogy az erőmű területét (élettartamát 35 évnek véve)  $I = 8^\circ$  MSK–64 intenzitású (kb. 5,6 méretű) rengés érje,  $8,4 \pm 3,2 E-04$ , azaz gyakorlatilag 1 ezrelék.

5. A történeti rengések paramétereinek elemzéséből következik, hogy annak a valószínűsége, hogy az erőmű működése alatt  $I = 8^\circ$  MSK–64 intenzitású (kb. 5,6 méretű) rengés érje, egy nagyságrenddel kisebb, mint a földtani adatok alapján kapott érték, azaz 1 tízezrelék.

6. Pakson a megfigyelt földrengésekből számított 95%-os kockázati szint mellett a várható földrengések intenzitása nem haladja meg a  $6,2^\circ$ -os, ill. a  $7,8^\circ$ -os MSK–64 értéket (kb. 4,5, ill. 5,5 méret) 100, ill. 10 000 éves gyakorisággal.

7. A szintetikus gyorsulásgramok szerint a telephely környezetében 10 km mélységben keletkező 5,6 méretű földrengés az AE területén 0,2 g horizontális gyorsulást okoz.

8. A Kecskeméten 1911. július 8-án kipattant  $I = 8^\circ$  MSK–64 intenzitású (5,6-os méretű) földrengés okozta károk elemzéséből a rengés által gerjesztett rugalmas hullámok horizontális gyorsulása 0,2 g-re tehető.

9. A feltételeinket legjobban megközelítő 5,9-es méretű, a fészektől 30 km-re kőzetkibúváson regisztrált mintaszeizmogramok felhasználásával, az Ae környezetében lévő laza rétegek frekvenciafüggő intenzitás módosító hatását figyelembe véve megállapítottuk, hogy a szeizmikus hullámok horizontális komponensei közül a radiális, az alapozási síkon 0,1 g, a felszínen 0,12 g maximális gyorsulás amplitudójú, a transzverzális gyorsulás az alapozás szintjén 0,16 g, a felszínen 0,19 g értékű lesz.

A fenti összefoglalót a magyar szakvélemény témavezetői írták alá (CHIKÁN G.–HORVÁTH F.–SZABÓ Z. és SZEIDOVITZ Gy.).

A szovjet szakvéleménynél valamivel kedvezőtlenebbnek ítéltük meg az erőmű földrengéskockázatát, de az akkori ismeretek szintjén mindenképpen indokolt volt az óvatosság.

A helyzetet bonyolultabbnak gondoltuk: nem egy, hanem két törésvonal kereszteződése fölött van az erőmű. Az 5-ös méretű rengés helyett móri és kecskeméti méretű, 5,6–6 erősségű rengésekre kell számítani.

A vizsgált terület tektonikai viszonyainak további pontosítására néhány szakértőt (BALLA Z.–KILÉNYI É.–MAROSI S.–SCHEUER Gy.–SCHWEITZER F. és SZEIDOVITZ Gy.) kértek fel, akik a Földrajzi Értesítőben (1993. XLII. No.1–4.) „A Paksi Atomerőmű földrengéskockázatával kapcsolatos szerkezeti és geomorfológiai vizsgálatok” c. tanulmányban többek között a következő megállapításokat tették: „A földtani adatokból megállapítható, hogy Paks alatt húzódik át DNy–ÉK-i irányban az ország medencealjzatának legnagyobb jelentőségű töréses öve, de a pleisztocén üledékekben mért köztrések nem állnak vele bizonyítható kapcsolatban, sőt sok esetben tektonikus eredetük sem egyértelmű. A geomorfológiai adatokban ez az irány Paks környékén gyakorlatilag nem jelentkezik; erre merőleges –ÉNy–DK-i – lefutású vizont a mezőföldi völgyek döntő többsége, amelyeknek a tektonikus eredete mellett felhozott érvek azonban nem meggyőzőek. A klorid-anomáliákból kirajzolódó képből Paks körzete zavaroktól mentesnek látszik.”

Tekintettel arra, hogy a tanulmányban – adatok hiányában – nem sikerült a töréses szerkezetek jelenkori aktivitását bizonyítani, további vizsgálatokra tettek javaslatot (SZEIDOVITZ Gy.–SZÜCS I. 1991), amelyeket a PAV kezdeményezésére összehívott Szakértői Társaság (SZT) (ÁDÁM A.–BALLA Z.–CHIKÁN G.–CSONTOS L.–HORVÁTH F.–KATONA T.–KILÉNYI É.–SCHEUER Gy.–SCHWEITZER F.–SZABÓ Z.–SZÁDECZKY Gy.–SZEIDOVITZ Gy. és TÓTH L.) megvitatta és egy részüket elfogadta.

Ezen a megbeszélésen fogadták el a mikrorengések megfigyelésére telepítendő szeizmológiai hálózat tervét. A szakértői értékelés szerint ezek a mikrorengés megfigyelések „az aktivitás legközvetlenebb igazolását adhatják”. Ellenérvként a „zajos háttér, mérés technikai és jelfeldolgozási problémák lehetnek, a telepítés időigénye kb. nyolc hónap. Két–három év megfigyelést igényel”.

A vizsgált terület földrengéskockázatának megnyugtató eldöntésére egy nyugati céget vontak be a kutatásokba.

Az ARUP (1991) vizsgálatok (a NAÜ által ajánlott, nagyrengések zónáira kifejlesztett módszereket alkalmazták) eredményei olyan nagy gyorsulás értékeket állapítottak meg (legkedvezőtlenebb modell esetén 0,34 g horizontális gyorsulást), amelyekre a 440 MW-os blokkokat már nem lehetett megerősíteni. A szakértők számításainak eredményei az eddigi megfigyelésekkel nem voltak összhangban (abban az esetben, ha ilyen nagy földrengések már keletkeztek volna Paks környezetében, azoknak a felszínen vagy a felszín alatti rétegekben nyomokat kellett volna hagyniuk).

Az összegyűlt kutatási anyagok és szakvélemények eredményeinek mérlegelésére, valamint javaslattételre, a további vizsgálatok elvégzésére Tudományos Koordináló Bizottságot (TKB) hoztak létre. A bizottság tevékenységének részletes ismertetésére ennek a tanulmánykötetnek azok a társszerzői az illetékesek, akik a TKB munkájában részt vettek (MESKÓ A. et al. 1993). A bizottság elsősorban a tektonikai viszonyokat kívánta tisztázni, de szükséges volt a magyar szakemberek által hangsúlyozott Zágráb–Kapos–Máramaros elsőrendű nagyszerkezeti vonal aktivitásának vizsgálata is (SZEIDOVITZ Gy. 1993).

Megállapítottuk, hogy a vonal DNy-i és ÉK-i része aktív, mind a két részen 9 fokos intenzitású rengések már keletkeztek. A vonal csapásiránya a DNy-i szárnyon a földrengések izoszeisztáiban tükröződik. A vonal magyarországi szakaszán a legnagyobb rengés ( $I_0 = 7^\circ\text{--}8^\circ$ ) Kecskemét környezetében keletkezett. Miután ezen rengés főbb paramétereinek helyes megállapítása döntő fontosságú, ezért később külön pontban (4.5.) foglalkozunk vele (VARGA P. 1993 és VARGA P. et al. 1995).

A TKB kívánságára a földtani összetetek földrengéserősséget módosító hatását (BONDÁR I. 1992), valamint Paks valószínűségi szeizmikus kockázatát is számoltuk (ZSIROS T. 1990).

A bizottság Paks földrengéskockázatának felső becslését adta, ami az ARUP jelentésben megadott értékek felelt meg.

Végül egy újabb ARUP jelentés készült (1995), amellyel kapcsolatos gondolatainkat (MTA GGKI: VARGA P.–SZEIDOVITZ GY.–TÓTH L.–ZSIROS T.–MÓNUS P. BONDÁR I. 1996. Észrevételek és megállapítások a Paksi Atomerőmű telephelye földrengés veszélyeztetettségének vizsgálatáról) már ismertettük. Ebben a tanulmányban csak egy rövid áttekintést adunk az ARUP 1995–1996. évi jelentése alapján.

Az ARUP (1995–1996) a Paksi Atomerőmű földrengésbiztonságát vizsgálva meghatározta a kemény kőzetben (Pannon ösztlet felszíne) várható csúcsgyorsulás (PGA Peak Ground Acceleration) speciális válasz spektrumát (Uniform Hazard Response Spectra) 1000, 10 000 és 100 000 éves földrengésgyakoriságra.

A PGA legjobb becslését is kiszámították a földrengésgyakoriság függvényében. A 9100 éves gyakorisághoz 0,24 g gyorsulásérték tartozik. Figyelembe véve az erőmű élettartamát (35–40 év), annak a valószínűsége, hogy ilyen erősségű megrázottság éri, 0,004–0,005.

A viszonylag kemény Pannon felszínre számított gyorsulásérték az erőmű telephelyén lévő lazább rétegek hatására módosulni fog. Számítások szerint 1,5-szörös amplitudó növekedés fog bekövetkezni a horizontális gyorsulás amplitudóban a 0,5 s-os periódusnál. A vertikális komponensben nincs számottevő változás.

Az elmúlt 10–15 évben végrehajtott vizsgálatok ellenére – kis túlzással mondhatjuk – MEDVEGYEV professzor Paks földrengéskockázatáról – csak hazánkra jellemző földrengéstevékenység alapján – 20 évvel ezelőtt tett prognózisát (voszem balov, 8°) sem megerősíteni, sem cáfolni nem tudjuk.

Természetesen, a kudarok ellenére, a vizsgálatok nem voltak hiábavalók. A magyar földrengéstudománnyal foglalkozó szakemberek soha nem látott kutatási lehetőségekhez jutottak.

Véleményem szerint a szerény eredmények egyik oka, hogy elsősorban Paks környezetére koncentráltak a vizsgálatok, hazánk aktív területeinek földtani szerkezetével és egyéb geosajátosságával nem foglalkoztunk eleget.

Ennek egyik oka bizonyára az volt, hogy a NAÜ ajánlatait minden további nélkül hazánk területére is alkalmazhatónak gondoltuk. Pedig a NAÜ főleg a nagyrengések forrásterületére nyert tapasztalatok (geodéziai mérésekkel jól követhető nagy mozgások, nagy maradandó felszíni változásokat okozó paleorengések, aktív földrengéstevékenység) alapján állította össze programját. Hazánkban a feszültség-felhalmozódás lassú (RÓNAI A. 1977), a rengések nem hagynak maradandó nyomokat a felszínen (SZEIDOVITZ GY. 1992).

Nem vizsgáltuk kellőképpen az aktív területeink földtani felépítését.

Nem elemeztük megfelelően azoknak a kutatásoknak az eredményeit, amelyeket aktív területeken kőolajkutatásra vagy más célból már eddig végrehajtottak. Csak zárójelben jegyzem meg, hogy Kecskemét környezetében 900 km-nél hosszabb reflexió szeizmikus szelvényen mértek, ezernél több sekélyfurást és tíznél több mélyfúrást mélyítettek. Ugyanezt elmondhatjuk még más aktív területeinkről is. A részletes elemzések alapján eldönthetjük volna, hogy milyen ismérvek alapján (ha találunk ilyeneket) különíthetők el az aszeizmikus területek az aktívaktól.

Nem vizsgáltuk kellő mélységben az aktív területeink geomorfológiai, neotektonikai sajátosságait.

Nem dolgoztunk ki egy olyan munkahipotézist, amely mentén egy átfogó vizsgálat során a potenciális földrengésforrásainkat megbízhatóbban kijelölhetjük volna. Itt nem új mérésekre gondolunk elsősorban, hanem a már meglévő adatok elemzésére.

Az alábbiakban megkíséreljük – a teljesség igénye nélkül – körvonalazni azokat a megfontolásokat, amelyek alapján, hazánk aktív területei pontosabban kijelölhetők.

### 3. Földrengésforrások felderítésének lehetőségei

A potenciális fészkek kutatásánál a következő szempontokat vettük figyelembe:

I. A feszültség-felhalmozódást létrehozó regionális erők a kéregre hatnak, nagyságuk és irányuk csak lassan változik.

II. A Pannon-medence kisebb-nagyobb lemezekre (blokkokra) tagolt kéregrészekből áll, amelyek – a vízen úszó jégtáblához hasonlóan – bonyolult mozgásokat végeznek.

III. A feszültség-felhalmozódás folyamata nem zavartalan. A nagyobb rengéseket kisebb mikrorengések előzik meg.

E három, kézenfekvő megállapításból a következők adódnak:

1. A rengések területi eloszlása bizonyos stabilitást kell, hogy mutasson. (Itt nem arra gondolunk, hogy a néhány száz éves földrengés-megfigyelés már reprezentálja a terület szeizmicitását, csupán arról van szó, hogy az aktív területek továbbra is aktívak maradnak.)

2. Egy-egy fészkekben több rengés keletkezett a pleisztocén folyamán. Ezek a rengések, ha külön-külön nem is okoztak észrevehető változást a felszínen, együttes hatásuk már tetemes lehet, esetleg geomorfológiai, neotektonikai kutatásokkal kimutatható. A közel vízszintes területeken ugyanis már kis emelkedések vagy süllyedések megváltoztathatják a vízhálózat térbeli helyzetét. A rekonstruált ősföldrajzi kép elemzéséből az aktív területek esetleg kijelölhetők.

3. A rengések a különböző sebességgel mozgó lemezek határán keletkeznek, aminek következtében a rengésforrások kijelölik a töréseket esetleg a lemezek kontúrjait. A lemezek méreteiből a várható rengések erőssége becsülhető.

Zárójelben jegyezzük meg, hogy a blokkok, lemezek létének feltételezése már RÉTHLYNél megjelent, amikor a szeizmikus röögökről beszélt. Hivatkozhatunk GUT-DEUTSCH, R. (1952) és ARIC, K. (1986) munkájára is, amelyben a szerzők a Pannon-medence szeizmicitásáról a következőket írják: „When we try to understand the seismicity of the Pannonian basin, we have to take into account the structure of the basement below the Neogene sedimentation. The basement is cut and disintegrated into a pattern of single blocks separated by more or less vertical faults.” A blokkok kontúrjainak meghatározására érthető okokból nem vállalkoztak.

Az elmondottak szerint tehát, a potenciális fészkek környezetében, a következőkre számítunk:

1. Töréses zónák találhatók a mélyszerkezetben és ezek a fiatalabb rétegeket is elvetik.
2. A földrengésforrások környezetében pleisztocén és holocén mozgásokat tárnak fel a geomorfológiai kutatások.
3. A nagyobb rengések környezetének aktivitása az átlagosnál magasabb.
4. A földrengésforrások térbeli elrendeződése a blokkok kontúrjait, vagy legalább egy részét kirajzolja.

#### 4. A Kárpát-medencében keletkezett néhány nagyobb rengés paramétereinek és geokörnyezetének áttekintése

A következőkben megvizsgáljuk, hogy a fenti munkahipotézisünk helyesen modellezi-e hazánk nagyobb rengésforrásait.

A rengések részletes leírásával nem foglalkozunk, csak utalunk SZEIDOVITZ Gy. és MÓNUS P. 1993. évi tanulmányára. Figyelmünket a forrás környezetében keletkezett rengések idő- és téreltolására, az izoszeiszták alakjára, a fészkekmechanizmusra koncentrálnak. Igyekszünk a rengések gerjesztésében szerepet játszó törésvonalak, blokk-peremek térbeli helyzetét és méreteit megállapítani.

A tanulmány főbb megállapításait a *túloldali táblázatban* foglaltuk össze.

A táblázatban használt rövidítések:  $h$  = fészkek mélység km-ben;  $I_0$  = epicentrális intenzitás;  $M$  = a rengés mérete.

Az irányokat tartalmazó oszlopban a legfelső sorban az izoszeisztákból számított, az alatta levőben földrengés által a felszínen létrehozott repedések (SZEIDOVITZ Gy. 1992), az utolsó sorban pedig a kőzetfeszültségek irányát (DUDKO A. 1995 tanulmányában GERNER P.-re 1993 hivatkozva) adtuk meg.

$A_e$  = a főrengés előtt száz évente keletkezett rengések száma, a forrás 30 km-es sugarú környezetében;  $A_u$  = a főrengés után száz évente keletkezett rengések száma, a forrás 30 km-es sugarú környezetében. A főrengést követő 2 év utórengéseit nem vettük figyelembe. Abban az esetben, ha az adott környezetben egy másik forrás generált főrengést, annak az utórengéseit is kihagytuk.

A főrengések környezetének jellemzésére elfogadott négy pont szerint értékeltük a táblázatban megadott rengéseket.



Táblázat

N	Hely Dátum	I <sub>o</sub> MSK M	Irányok	Ae	Au	Rengéseket generáló szerkezet
1	Békés 1978.06.22.	6° 12,5–15,8 4,5	É-D – ÉK-DNy	10	20	Süllyedő neogén-medence pereme
2	Berhida 1985.08.15.	6,5° 12	É-D – K-Ny	29	67	Berhidai-medence és a Küngösi-tábla pereme
3	Dunaharaszti 1956.01.12.	8 4,8	É-D NyÉNy-KDK ÉK-DNy	8	37	Alsónémedi-süllyedék pereme
4	Eger- Ostoros 1925.01.31.	7,5 5,3 5,3	ÉK-DNy ÉNy-DK	20	39	Egerszalók-Ostoros-Noszvaj peremén
5	Érmellék 1834.10.15.	8–9 –	Dengeleg határa- ban több mérföld	1	13	Gálospetri-árok
6	Gomba 1908.03.16.	6 2,8	ÉNy-DK –	15	22	Bugyi magasrögök É-i pereme, az Alsónémedi-süllyedék széle
7	Jászberény 1968.06.21.	7,5 5,0–6,2	– –	6	15	Jászszági-medence Ny-i részének a süllyedése
8	Kecskemét 1911.07.08.	8 20,0 5,6	ÉK-DNy ÉNy-DK	13	27	Lajosmizse–Nagykőrös–Kecskemét háromszögben lévő blokkok mozgása
9	Komárom 1763.06.28.	8–9 7,0–9,0 6	K-Ny – –	2	40	Hurbanovo (Ógyalla) töréses szerkezet
10	Mór 1810.01.14.	8 4,0	É-D	6	53	Móri-árok
11	Pest-Buda 1561.02.012.	8 ? –	– –	0	0,9	A rengés fészke bizonytalan
12	Pincehely 1892.06.22.	6,5 2,0	É-D	1	10	A Tolnai-Hegyhát és a Kapos-vonal peremén
13	Szeged 1444-08.04	8 ? –	– –	0	6	A rengés fészke bizonytalan
14	Tápiósűly 1942.09.30.	6 8,0 4,2	K-Ny – –	20	6	Bugyi-magasrögök É-i pereme, az Alsónémedi-süllyedék széle
15	Teresje 1951.02.20.	6,5 10,0 4,7	K-Ny			Rába-Ógyalla-Diósjenői tektonikus vonal K-i része
16	Ukk 1953.09.13.	6,5 –	K-Ny	4	139	Türjén átmenő ÉÉNy-DDK irányú vonal mentén

#### 4.1. A pannon rétegeket is érintő töréses zónák

A Kárpát-medence erősen tektonizált, ezért – figyelembe véve a legnagyobb rengések helymeghatározásának bizonytalanságát – az esetek nagy részében található olyan töréses zóna, amely a földrengés fészkeivel kapcsolatba hozható.

A terület aktivitásának vizsgálata (a kisebb területen érzett elő- és utórengések) a feszültség-felhalmozódás helyének meghatározását pontosíthatja, ezért a táblázatunk utolsó oszlopában szereplő töréses zóna a főrengés keletkezési helyének jó becslését adja.

Azokban az esetekben, amikor a forrás környezetében részletes földtani, geofizikai vizsgálatok voltak (Kecskemét, Jászberény, Érmellék, részben Komárom), még pontosabban meghatározható a gerjesztő forrás helye, iránya és mérete.

#### 4.2. A pleisztocén és holocén mozgásokra utaló nyomok

Néhány rengés környezetében határozottan felfedezhetők a pleisztocén korú mozgások: Berhida (ÁDÁM L. et al. 1959), Érmellék (BORSY Z. 1961, BENEDEK Z. 1960), Pincehely (SCHWEITZER F. et al. 1993), Gomba (SCHWEITZER F. et al. 1993), Ostoros (SCHWEITZER F. et al. 1993), Mór (SCHWEITZER F. et al. 1993), Komárom (SCHWEITZER F. et al. 1993) és Dunaharaszti (SCHWEITZER F. et al. 1993).

A MÁFI és az MTA FKI szakemberei JÁMBOR Á. (1993), ill. SCHWEITZER F. (1993) témavezetésével, egymástól függetlenül, megszerkesztettek egy-egy 1:500 000 méretarányú pleisztocén törésvonal térképet.

A munkákban résztvevő MÁFI szakemberek egyetértettek abban, hogy a jelenlegi völgyhálózatot alapvetően a pleisztocén törésvonalak – uralkodóan vetők – határozzák meg. A térképeken nagyon sok törésvonalat tüntettek fel, amelyekből BALLA Z.–SCHWEITZER F.–SZABÓ Z. (1993) szerzői hármas csak néhányat fogadott el; közülük is megkülönböztettek 1. közvetlen adatok alapján kijelölhető töréseket, 2. közvetett adatokkal kielégítően indokolható töréseket és 3. közvetett adatokkal bizonytalanul indokolható töréseket. A törések kijelölése lényegében a geomorfológiai és fejlődéstörténeti elemzések alapján történt. Az Északi-középhegység területéről csak 2-es és 3-as minősítésű töréseket jelöltek, a Duna–Tisza közéről, valamint a Tiszántúlról semmit (az összesen 4, Dunától K-re lévő törés közül). Ugyanis kevés a kvarter feltárás is. A szeizmikus reflexiós kutatások nem foglalkoztak a pleisztocén képződményekkel. A hagyományos olajkutatás céljaira alkalmazott reflexiós mérések éppen a felbontóképességük (10 m) miatt nem alkalmasak pleisztocén törések kimutatására.

Az elmondottakból következik, hogy BALLÁÉK (1993) jelentése szerint nincsenek bizonyítékok pleisztocén korú törésekre pl. Berhida térségében, pedig az ősföldrajzi kép a pleisztocén folyamán jelentős mértékben változott (ÁDÁM L. et al. 1959). Hasonló megjegyzést tehetünk a Móri-árokra és az Alföldön keletkezett összes rengésre.

Lehetséges, hogy túl szigorúak voltak azok a kritériumok, amelyek alapján a pleisztocén korú törések térképét megszürték.

A vázolt nehézségek ellenére nem kívántunk lemondani a neotektonikai és geomorfológiai kutatások felhasználásáról az aktív területek kijelölésében.

JÁMBOR Á. et al. 1995-ben elkészítette Magyarország kvarter kinematikai térképét 1:500 000 méretarányban. A térkép szerkesztésénél figyelembe vettünk minden olyan kutatási eredményt, amely az utóbbi években született. Felhasználtuk a MOLDVAY L. hagyatékában található térképeket is (Magyarország neotektonikai térképe, morfotektonikai, fototektonikai és hidrográfiai adatok alapján, Magyarország kísérleti földrengés-várhatósági térképe, neotektonikai-morfotektonikai és geofizikai adatok alapján, valamint Magyarország földrengés-értelmező és prognosztizáló térképe).

A JÁMBOR Áronnal szerkesztett térképen a következő zónákat különböztettük meg:

1. A paleozóos és mezozóos képződmények felszíni, vagy csak kvarter képződményekkel fedett elterjedését.

2. Nagyobb kainozóos (főként neogén) vulkanitok felszíni vagy csak kvarter képződményekkel fedett elterjedését.

3. A kainozóos medencekitöltő képződmények elterjedését.

4. A legnagyobb kvarter süllyedékek területét.

5. A kvarter folyamán süllyedő és emelkedő területeket elválasztó főbb zónákat.

6. A kvarter folyamán működő fő haránttöréseket.

7. A kainozóos medence aljzatában lévő meredek oldalú süllyedék határát.

A kinematikai térképet a földrengésadatokkal egybevetve a következő észrevételeket tehetjük:

1. Az epicentrumok és véletlen pontok 10 km-es sugarú környezetének 20%-ában, ill. 27%-ában nem találtunk a kinematikai térképen feltüntetett földtani szerkezetet.

2. Az 5 fokos vagy annál kisebb epicentrális intenzitású rengések 10 km-es sugarú környezetének csupán 15%-ában nem találtunk a kinematikai térképen feltüntetett földtani szerkezetet.

A korreláció javulása a kisebb rengéseknél azzal magyarázható, hogy a földrengésforrások lokalizációja ezekben az esetekben pontosabb.

Elsősorban a Duna–Tisza között keletkezett földrengések környezetében nem találunk pleisztocén földtani szerkezetet, ami rontja a korrelációt. Az MTA FKI kutatói (SCHWEITZER F. et al. 1993) által szerkesztett térképen található a 43-as számmal jelölt „kellőképpen alátámasztott törésvonal”, amelyet későbbi térképek szerkesztésénél (BALLA Z. et al. 1993) kihagytak. Pedig URBANCSEK J. (1977) valamint RÓNAI A. és FRANYÓ F. (1989) kvarter üledékek vastagságát ábrázoló térképén egy jól látható Budapest–Cegléd irány (Ős-Duna medre) jelölhető ki.

Annak ellenére, hogy az eredményekkel még nem lehetünk elégedettek, a kinematikai térkép hozzájárulhat a potenciális fészkek kijelöléséhez.

### *4.3. Földrengésforrások stabilitása*

A főrengések előtti, az átlagosnál magasabb szintű aktivitás nem mindegyik forrásra jellemző. Ennek oka, hogy keveset tudunk az 1880 előtt keletkezett kisebb földrengésekről.

A nagyobb rengések (Komárom, Mór, Érmellék, Jászberény, Kecskemét, Ostoros, Várpalota, Dunaharaszti és Berhida) után a források aktivitása fokozatosan csökkent ugyan, de mindig meghaladta hazánk átlagos szintjét.

A források stabilitását támasztja alá, hogy egyetlen olyan rengést sem regisztráltak az elmúlt két év folyamán a Paksi Atomerőmű környezetébe telepített szeizmológiai megfigyelő hálózattal, amely nem az eddig megfigyelt fészkek közelében keletkezett volna.

Ha valós egyes kutatók véleménye, miszerint az erőmű alatt keresztezi egymást a Móri-árok és a Zágráb–Kapos vonal, a nagy érzékenységgű ( $M < 1$ ) megfigyelő hálózatnak, a számítások szerint, már néhány eseményt regisztrálni kellett volna, feltételezve, hogy a kecskeméti és móri rengéseket ez a két törés generálta.

#### 4.4. Blokkok kontúrjainak vizsgálata

A hazánkban keletkezett rengések epicentrum térképére pillantva felfedezhetők olyan területek (főleg hegyvidéki és tiszántúli részek), ahol még nem figyeltek meg földrengéseket és vannak olyan zónák, amelyek sokkal aktívabbak a környezetüknél (hegylábi peremek, süllyedő medencék szélei).

Néhány esetben kisebb blokkok körvonalai kirajzolódnak a földrengések területi eloszlásából (Küngösi-tábla, Tolnai-Hegyhát, Vértes, Bükk, Mátra).

Egymástól távolabb, de közel egyidőben keletkezett földrengések ok-okozati kapcsolata is magyarázható blokk-mozgással is. Jó példa erre a Küngösi-tábla, a Tolnai-Hegyhát és a Bükk.

A Bükk blokk Ny-i peremét az Egerbakta és Egercsehi, az É-i szélen a dédestapolcsányi, K-en pedig a miskolci forrás jelzi. A dédestapolcsányi forrással (1896. december 5) közel egyidőben (1896. november 30) aktivizálódott a Bükk D-i peremén lévő Mezőkövesd–egerfarmosi forrás, majd 1897. jan. 18-án a blokk K-i peremén, Miskolc térségében keletkezett egy nagyobb rengés.

A három rengés időbeli egybeeséséről RÉTHLY A. (1952) így írt: „Ennek a két napnak a rengései az 1897. jan. 18-i nagy földrengésnek előfutárai voltak. Jellemző, hogy a két napon egymástól elég távol jelentkeztek a lökések: nov. 30-i az Alföld peremén és a dec. 5-i a Bükk-hg. É-i lábánál és tektonikailag nem is tartoznak együvé”.

Természetesen magyarázható úgy is az időbeli egybeesés, hogy egy feszültség-felhalmozási folyamatot szakított meg a főrengés, de valószínűbb, hogy a Bükk-blokk mozdult meg. A berhidai rengés után is az utórengések kirajzolják a Küngösi-tábla peremének Ny-i felét.

Hasonló jelenséget tapasztalunk a Tolnai-Hegyhát peremén.

A Pincehely környezetében keletkezett rengést megelőzően, a Tolnai-Hegyhát DK-i része aktivizálódott: Sióagárd, Bonyhád, Szekszárd (1881). Feltételezhető, hogy a Tolnai-Hegyhát mint egy egységesen mozgó blokk a peremén gerjeszt rengéseket.

A potenciális területek fent ismertetett négy indikációja mellett még meg kell említenünk a fentiekben röviden ismertetett Bouguer gradiens és a maradék anomália aktív területet jelző szerepét is.

Az erős topográfiai változások is néhány területen jelezhetik az aktív zónákat.

A fent elmondottakból kitűnik, hogy még nem tudjuk kellő biztonsággal kijelölni a potenciálisan aktív területeket.

Hasznosnak ígérkezik minden olyan vizsgálat, amely a feszültségtér állapotáról, a pleisztocén és holocén mozgások nagyságáról ad megbízhatóbb képet. A mélyszerkezetről is keveset tudunk; minden olyan módszer, amely a kéreg aljáig lenyúló törésvonalakról információt ad, értékes lehet.

A legtöbbet azonban a nagyérzékenységű szeizmológiai hálózat méréseitől várhatunk.

#### 4.5. A kecskeméti földrengés (1911)

A legnagyobb rengés Pakstól kb. 60 km-re, Kecskeméten keletkezett 1911-ben. A korábbi időktől a hatvanas évek végéig néhány szerző feltételezte, hogy az 1911. július 8-án Kecskeméten keletkezett földrengés epicentrális intenzitása kb. 9 fok volt az MSK skála szerint, 20 km-nél nagyobb fészekmélységgel, ami magyarországi viszonylatban kivételes értéknek tekinthető. Az epicentrumot RÉTHLY A. Kecskemét város központjától távolabb, ÉNy-ra állapította meg, ahol egy iszapvulkán homokos vizet lövellt ki. RÉTHLY (1911) vizsgálatai szerint az epicentrális terület  $90 \text{ km}^2$  volt, ahol a rengés intenzitása IX–X. A rengés erőssége  $69\,300 \text{ km}^2$ -es területen III–IV fokot ért el.

CSOMOR D. (in KARNIK, V. 1978) által készített intenzitástérképet nehéz értékelni (SZEIDOVITZ Gy.–BUS Z. 1995), miután nem adott számértéket az izovonalaknak. Feltételezhetjük azonban, hogy az intenzitásokat (IV, V, VI, VII, VIII, IX) növekvő sorrendben ábrázolta. További problémát okoz, hogy az egyes izoszeisza vonalak közötti területen teljesen eltérő intenzitásértékek vannak feltüntetve. Pl. a IV izoszeisza vonalon belül IX, VIII, VII és VI fokos megrázottságú települések találhatók. A IX értékhez tartozó 5,3-as magnitúdó valószínűtlenül sekély 3 km körüli fészekmélységet enged meg. Ezzel szemben a térképen szereplő izoszeisza vonalak alapján  $h = 15\text{--}20 \text{ km}$  között kell legyen, ami a hazai szeizmológiai viszonyok között nagy érték.

KISS Z. befejezetlenül maradt térképén az epicentrális intenzitás  $I_0 = \text{VIII}$ , míg a fészekmélység 22 km. A Gutenberg–Richter féle tapasztalati képlet, amely – mint látni fogjuk – magyarországi viszonyok között megbízható becslést ad,

$$M = 0,61_0 + 1,8 \log h - 1 \quad (1)$$

6,2 magnitúdót ad, ami nyilvánvalóan eltúlzott érték.

A KISS Z. által készített térkép ellentmondást is tartalmaz, mivel az izoszeiszták területe alapján a fészekmélység  $h = 13 \text{ km}$ , és ez  $I_0 = \text{VIII}$  értékkel együtt 5,8 magnitúdót eredményez.

Szükségesnek tűnik, hogy újraértékeljük ennek a földrengésnek a fő paramétereit. Az  $I_0$ ,  $M_s$  és  $h$  értékeket terhelő hibákat úgy becsültük, hogy feltételeztük, hogy a 80 évvel ezelőtt keletkezett szeizmikus esemény paramétereit a mai megfigyeléseknél nagyobb hibák terhelik. Ebből a szempontból az összehasonlításhoz jó alap lehet a német–holland határon Roermondban 1992. április 13-án kipattant földrengés, mert ez is egy vastag üledéktakaróval borított vidéken történt és ezen a vidéken 1756 óta hasonló nagyságú szeizmikus esemény nem történt. Az  $M_s = 5,9$  magnitúddal jellemzett roermondi rengés epicentrális intenzitásának bizonytalansága 0,1 MSK érték volt, fókuszmélysége pedig  $h = 14 \pm 3$  km adódott (R. AHORNER 1992). Említésre méltó, hogy ezt a rengést 1992-ben egy olyan Wiechert típusú műszerrel figyelték meg, mint amilyenek a kecskeméti rengés idején már működtek.

Az 1911-es kecskeméti rengés fészekmélységének becslésére közelítő módszert alkalmazunk. Ha feltételezzük, hogy a fokális régió gömbszerű, akkor annak a sugara ( $r$ ) K. KASAHARA (1981) szerint

$$\log r = (0,51 M + 2,73) \text{ cm} \quad (2)$$

$$\text{Ha } M = 5,3, \text{ akkor } r = 2,7 \text{ km}$$

A földrengéssel kapcsolatos aktív törésvonal maximális hossza ugyancsak KASAHARA (1981) alapján

$$\log L_{\max} = 3,2 + 0,5 M \quad (3)$$

7,1 km-re adódik és annak felületére 22,9 km<sup>2</sup>. A medencealjzat Kecskemét térségében átlagosan 2,5 km mélységben található. A rengésben résztvevő felület akkor lesz minimális, ha a rengés  $L_{\max}$  hosszúságban zajlik le. Ennek megfelelően a minimális fészekmélység 4,1 km.

Kecskemét környezetében keletkezett tíz földrengésből számított fészekmélység átlagértékére  $8,1 \pm 2,9$  km adódott.

A tíz földrengés 600 km<sup>2</sup> területen oszlott el.

KASAHARA (1981) empirikus képlete szerint

$$\log A = 1,02M + 6,00$$

$M = 6,5$ , még akkor is, ha a távolabbi Fülöpjakab környezetében keletkezett rengést kihagyjuk, a rengés mérete meghaladja a 6-os értéket (ebben az esetben a rengés mélysége  $h = 7,8 \pm 3,0$  km lesz).

Felmerül a következő kérdés: tudunk olyan  $I_0$  és  $h$  értéket találni az 1911. július 8-i rengésre, amelyből számított  $M$  megegyezik a mérésekből kapott értékkel. A választ a következő módon kívánjuk megkapni:

1. Az épületkárok vizsgálatai alapján (SZEIDOVITZ Gy.–BUS Z. 1995) meghatározott izoszeiszták elemzése KÖVESLIGETHY R. (1907) formulájának felhasználásával.

2. A Kövesligethy-módszerrel meghatározott lehetséges mélységértékeket összehangba hozzuk a műszeres megfigyelésekből kapott magnitúdó értékkel, felhasználva különböző empirikus formulákat.

A Gutenberg–Richter, a Karnik és a Szeidovitz formulát használták.

Vizsgálataink szerint a Gutenberg–Richter és a Karnik formula volt a megfelelő esetünkben. Mindkettő gyakorlatilag azonos.

Vizsgálatainkat összefoglalva a következőket állíthatjuk:

– az 1911. július 8-án kipattant kecskeméti rengés epicentrális intenzitása 8 MSK foknál kisebb volt, az  $I_0 = 7,5$  MSK érték a valószínű;

– az izoszeiszták elliptikusak (esetleg egy Paksot Kecskeméttel összekötő vonal menti megnyúltsággal);

– a rengés fészke a várostól É-ra helyezkedett el, mintegy 20 km-re attól a feltételezett tektonikai vonaltól, amely a Kapos és a Máramaros vonalakat köti össze. Ezért az 1911. évi rengés nem használható fel ezen szerkezetek aktivitásának igazolására.

## 5. Összefoglalás

Áttekintettük a Paksi Atomerőmű telephelyének földrengéskockázatával foglalkozó tanulmányok egy részét.

Az egyes szakvéleményekben mutatkozó jelentős különbségek megkérdőjelezik a nagyrengések öveire kidolgozott eljárások alkalmazhatóságát hazánk területére.

A kéregre ható, csak lassan változó erők mozgatják az egymással bonyolult kölcsönhatásban lévő blokkokat, amelyek szélein feszültség halmozódhat fel. A feszültség-felhalmozódás folyamata nem zavartalan, kisebb–nagyobb földrengések kísérik.

A blokkok többé-kevésbé önálló mozgásából következik, hogy az őket elválasztó töréses zónák a kéreg aljáig nyúlnak.

A különböző sebességgel mozgó blokkok peremein pleisztocén és holocén korú mozgásoknak is kellett lenniük.

A földrengés aktivitás az átlagosnál stabilan nagyobb azokon a peremterületeken, ahol nagyobb rengéseket már megfigyeltek.

Az aktív területeket jelző indikációk egyelőre még nem teszik lehetővé, kívánt megbízhatósággal, az aktív források felderítését.

## IRODALOM

- ÁDÁM A. et al. 1985. Paks környezetében végzett magnetotellurikus és tellurikus szerkezetkutatások. – ERŐTERV Adattár.
- ÁDÁM L.–MAROSI S.–SZILÁRD J. 1959. A Mezőföld természeti földrajza. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 514 p.
- AHORNER, L. 1992. Das Erdbeben bei Roermond an 13. April 1992 and die daraus zu ziehenden Lehren für das Erdbebengefaderungspotential im Rheinland. – *D.G.G. Mittgl.*, 1–2, pp. 51–57.
- ARUP 1995. PHARE Regional Programme Nuclear Safety. Project No.: 4.2.1 VVVER 440–213 Seismic Hazard Reevaluation. Contract No 94–06000. 43 p.
- BALLA Z.–MAROSI S.–SCHEUER Gy.–SCHWEITZER F.–SZEIDOVITZ Gy. 1993. A Paksi Atomerőmű földrengéskockázatával kapcsolatos szerkezeti és geomorfológiai vizsgálatok (in Hungarian with English summary). – *Földrajzi Értesítő* 42. 1–4. pp. 111–140.

- BALLA Z.–SCHWEITZER F.–SZABÓ Z.–SZEIDOVITZ Gy. 1993b. Magyarország földrengésveszélyes övei – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Tektonikai Projekt jelentéstára, Budapest.
- BALLA Z.–SCHWEITZER F.–SZABÓ Z. 1993. A pleisztocénben aktív törések és töréss övek összesítő térképe, M = 1:500 000. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- BENEDEK Z. 1960. Geomorfológiai tanulmányok az Érmelléken és Carei–Nagykároly vidékén. – *Földrajzi Közlemények* 8. (84.) 2. pp. 141–158.
- BONDÁR I. 1992. A Paksi Atomerőmű környezetében lévő földtani összletek földrengéserősséget módosító hatásának vizsgálata. – *Kézirat*, MTA GGKI Szeizmológiai Observatórium Adattára.
- BORISSOFF, B. A.–REISNER, G. I.–SHOLPO, V. N. 1976. Tectonics and maximum magnitudes of earthquakes. – *Tectonophysics*, 33. 1–2. pp. 167–185.
- BORSY Z. 1961. A Nyírség természeti földrajza. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 227 p.
- BUNE, V. I.–GRACSOV, A. F.–LAPUSONOK, I. L. et al. 1987. Kratkaja objaszityelnaja zapiszka k karte  $M_{max}$  zemletrjászényije v VNR i parametram szeizmicseszkogo rezsima zon voznyiknovenijas ocsovog zemletrjászényij v Pannonszkom baszejne. – *Kézirat*, Moszkva. Moszkvai Földfizikai Intézet jelentése, megtekinthető az ERŐTERV dokumentárban.
- CHIKÁN G.–HORVÁTH F.–SZABÓ Z.–SZEIDOVITZ Gy. 1990. Paks környékének szeizmikus kockázata. Összefoglalás. – *Kézirat*, MTA GGKI Szeizmológiai Osztály Adattára.
- CSIKY G. et al. 1986. Magyarország pannóniai képződményei. A peremartoni főcsoport (alsó pannóniai képződmények) vastagsági és kifejlődési térképe. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- CSIKY G. et al. 1986. Magyarország pannóniai képződményei. A dunántúli főcsoport (felső pannóniai képződmények) vastagsági és kifejlődési térképe. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- CSOMOR, D. 1978. Atlas of isoseismal maps Central and Eastern Europe. – KAPG Working Group 4.3. Prague.
- DÖVÉNYI P. et al. 1983. Magyarország geotermikus viszonyai. – *Geofizikai Közlemények* 29. 1. pp. 59–114.
- DUDKO A. 1995. A magyarországi földrengések és a velük kapcsolatos földtani jelenségek összesítése. – Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- GERNER, P. 1995. Catalogue of earthquake focal mechanism solutions for the Pannonian region. – Geophysical Department Eötvös University, Budapest.
- GRACSOV, A. F.–FROLOVA, N. K.–GRIGORJAN, SZ. SZ.–GULAKJAN, K. A.–KUNIN, N. J. A.–MIHAJLOV, V. O.–OSZTROUMOV, A. V.–ROMANJUK, T. V.–USZENKO, Sz. V. 1989. A Paksi Atomerőmű körzetében lévő törés földtani helyzetének és természetének pontosítása. – *Kézirat*, ERŐTERV Adattára (Fordítás orosz nyelvből).
- GUTDEUTSCH, R.–ARIC, K. 1986. Geophysical Aspects of the Crustal Structures of the Eastern Alps Tectonic Block Models Based on the Seismicity in the East Alpine–Carpathian and Pannonian Area. – In: ROYDEN, L. H.–HORVÁTH, F. (eds.) The Pannonian Basin–Study in Basin Evolution. *AAPG Memoir* 45, Chapter 15. pp. 183–194.
- HORVÁTH F.–CSONTOS L.–ERDÉLYI M.–FERENC Cs.–GÁBRIS Gy.–HEVESI A.–SÍKHEGYI F. 1990. Paks környezetének neotektonikája. Kutatási jelentés. – *Kézirat*, Budapest, ELGI Adattár.
- JASKÓ S.–KORDOS L. 1990. A Budapest–Adony–Örkény közötti terület kavicsos formációja. – *Magyar Állami Földtani Int. Évi Jel. 1988-ról*. MÁFI Adattár, pp. 114–167.
- JÁMBOR Á. et al 1993. Magyarország pleisztocénben aktív törései. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- JÁMBOR, Á.–SZEIDOVITZ, Gy. 1995. Preliminary Investigation of the seismic hazard of the areas identified for siting a new NPP. – ETV–ERŐTERV.
- JOÓ, I. et al. 1979. Map of recent vertical movements in the Carpatho–Balkan region. M = 1:1 000 000. – Cartographia, Budapest.
- JOÓ, I. et al. 1985. Map of recent vertical crustal movements in the Carpatho–Balkan region. M=1:1 000 000. – Cartographia, Budapest.



- KARNIK, V. 1978. Seismicity of the European Area. Part 1. – Publishing House of the Czechoslovak Academy of Sciences, Praha.
- KASAHARA, K. 1981. Earthquake mechanics. – Cambridge University Press.
- KILÉNYI, É.–SEFARA, J. 1989. Pre-Tertiary basement contour map of the Carpathian basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. – Published by ELGI.
- KÓRÖSSY L. 1981. Az Alföld földtani atlasza. – Magyar Állami Földtani Intézet. Budapest.
- KÖVESLIGETHY, R. 1907. Seismischer Starkegrad und Intensität der Beben. – *Gerlands. Beitr. Geophys.* 8. Leipzig.
- LÁNYI J. 1968. Jelentés az 1968. évben Tamási környékén végzett szeizmikus refrakciós mérésekről. – ELGI Adattár.
- MESKÓ A.–ERDÉLYI M.–JÁMBOR Á.–RYBACH L.–STEGENA L.–SZEDERKÉNYI T.–VARGA P. 1993. A Paksi Atomerőmű telephelyének földtudományi értékelése. Zárójelentés. – *Kézirat*, MTA GGKI Szeizmológiai Osztály Adattára.
- RÉTHLY A. 1952. A Kárpátmedencék földrendései (455–1918). – Akad. Kiadó, Bp.
- RÓNAI A. 1977. A negyedidőszaki kéregmozgások a Magyar-medencében. (Quaternary tectonic Movements in the Hungarian Basin). – *Földtani Közlemény* 107/3–4. pp. 431–436.
- SCHWEITZER F. 1992. Komárom környezetének ősföldrajzi viszonyai, különös tekintettel a szerkezeti mozgásokhoz kapcsolódó geomorfológiai formákra. – *Kézirat*, MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest.
- SCHWEITZER F. 1993. Eger és Dunahaszti környezetének ősföldrajzi viszonyai, különös tekintettel a szerkezeti mozgásokhoz kapcsolódó geomorfológiai formákra. – *Kézirat*, MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest.
- SCHWEITZER F. et al. 1993. Pleisztocénben aktív főbb törésvonalak és süllyedék területek. – *Kézirat*, MTA FKI Adattára.
- SZEIDOVITZ, Gy.–GELLÉN, P.–KISZELY, M.–MÓNUS, P.–ZSIROS, T. 1990. Earthquake risk of Paks. – MTA GGKI Szeizmológiai Osztály Adattára.
- SZEIDOVITZ Gy. 1992. Földrendések által a föld felszínén létrehozott elváltozások. – *Kézirat*, MTA GGKI Szeizmológiai Osztály Adattára.
- SZEIDOVITZ Gy.–MÓNUS P. 1993. A magyarországi földrendések eloszlása. Jelentés az ETV–ERŐTERV Rt-vel kötött 5065–47. sz szerződés teljesítéséről. – *Kézirat*, ETV–ERŐTERV Rt. Adattára.
- SZEIDOVITZ Gy. 1993. A magyarországi XIX. és XX. századi nagyobb ( $I_0 > 6^\circ$ ) földrendések paramétereinek pontosítása, különös tekintettel Paks térsége földrendéskockázatának újraértékelésére. – *Kézirat*, MTA GGKI Szeizmológiai Osztály Adattára.
- SZEIDOVITZ Gy.–SZÜCS I. 1991. Állásfoglalás a Paksi Atomerőmű földrendés-veszélyeztetettség tárgyában létrehozott szakértői csoport által további kutatásra javasolt témákról. – *Kézirat*, MTA GGKI Adattár.
- SZEIDOVITZ, Gy.–BUS, Z. 1995. Seismological investigations in the Kecskemét area. – *Acta Geod. Geoph. Hung.* 30. VII. kötet, 21. ábra.
- TÓTH L. 1990. A lokális geológiai viszonyok hatása a telephelyen várható gyorsulásokra (A felső laza rétegek intenzitás módosító hatása, spektrális karakterisztikái). – *Magyar Geofizika* 31. pp. 143–160.
- URBANCSEK J. 1979. Negyedkori üledék vastagsága.  $M = 1:1\ 500\ 000$ . – In: URBANCSEK J. (szerk.): Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere VII. kötet, 21. ábra.
- VARGA, P.–KATONA, Gy. 1995. Evaluation of seismological parameters of the Kecskemét earthquake, July 8.1911. – *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung.* 30. pp. 437–447.
- ZSIROS, T.–MÓNUS, P.–TÓTH, L. 1988. „Hungarian Earthquake Catalogue (456–1986)”. – Seismological Observatory, Budapest.
- ZSIROS, T. 1990. Paks földrendéskockázatának becslése a szeizmicitás alapján – *Magyar Geofizika*, 31. 5–6. pp. 124–132.



## A Paksi Atomerőmű mikroszeizmikus megfigyelő hálózata

TÓTH LÁSZLÓ – MÓNUS PÉTER

MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet,  
H-9400, Sopron, Csatkai Endre u. 6–8.

### 1. Bevezetés

Annak eldöntésében, hogy egy tektonikai szerkezet aktív-e, a legközvetlenebb bizonyítékot a szeizmicitás szolgáltatja. Számos tanulmány bizonyította (pl. EVERNDEN, J. 1970), hogy egy adott területen a rengések száma a magnitúdó csökkenésével exponenciálisan növekszik az alábbi összefüggés szerint:

$$\log N(m) = a - b m$$

ahol  $N(m)$  az olyan földrengések száma, amelyek magnitúdója nem kisebb mint  $m$ .

Az utóbbi években a szeizmológiai műszerezettség és a feldolgozási technikák fejlődésével egyre kisebb földrengéseket tudunk regisztrálni. Ily módon sikerült a fenti összefüggés érvényességét bizonyítani (SCHOLZ, C. H. 1968) a mikrorengések tartományában is, egészen  $-2$  magnitúdó értékig.

A nemzetközi és a nemzeti szeizmológiai hálózatok észlelési és helymeghatározási képessége (TÓTH, L. 1981) még a viszonylag sűrű állomáshálózattal rendelkező Európában sem teszi általánosan lehetővé az  $m_L = 3,0$  magnitúdónál kisebb földrengések műszeres megfigyelését. Több mérőállomás kis területen koncentrált elhelyezése, ún. lokális hálózat felállítása szükséges egy terület igazán alacsony küszöbvel való monitorozásához. Ilyen esetben az észlelési küszöböt a szeizmikus háttérzaj és a lokális geológia határozza meg.

A Paksi Atomerőmű telephelyének környezetében feltételezett törésvonal esetleges aktív voltát mindenképpen mikrorengések kísérik, amelyek megfigyelését és pontos helyének meghatározását fókuszált helyi mérések teszik csak lehetővé. A Nemzetközi Atomenergia Ügynökség (NAÜ) 1993. szeptemberében folytatott helyszíni vizsgálatai után javasolta egy korszerű, digitális szeizmológiai állomáshálózat telepítését, amely alkalmas a Paks környékén feltételezett aktív szerkezet azonosítására.

A telephely földrengésveszélyességének meghatározását célzó vizsgálatok egyik legfontosabb eleme valósult meg a mikroszeizmikus megfigyelő hálózat (MMH) létrehozásával, amely a több éves megfigyelés során egyre növekvő biztonsággal ad választ arra a kérdésre, hogy van-e recens tektonikai aktivitás a monitorozott területen, vagy az ott más földtudományi módszerekkel esetlegesen kimutatott geológiai szerkezetek a földtörténet egy korábbi szakaszának holt maradványai csupán.

## 2. Szeizmológiai, műszaki koncepció

Paks tágabb környezetének történelmi szeizmicitását figyelembe véve joggal feltételezzük, hogy átlagosan évente legalább 6–30 olyan méretű földrengés pattan ki, amelynek magnitúdója  $ML \geq 2$ . A széles szakmai körben megvitatott koncepció szerint a mikroszeizmikus megfigyelő hálózatnak alkalmasnak kell lennie Paks 100 km sugarú környezete szeizmicitásának legalább 2,0 magnitúdó küszöbvel való figyelésére és a földrengések helyének (legalább  $\pm 1$  km pontossággal), fészekmélységének, magnitúdójának és fészekmechanizmusának meghatározására.

Ennek eléréséhez technikailag az alábbiak szükségesek:

– Paks kb. 50 km-es körzetében elhelyezett 8–10 szeizmológiai állomásból álló lokális hálózat. Az állomások helyének kiválasztása a helyi geológiai és zajviszonyok, valamint az infrastrukturális lehetőségek alapján történik.

– Az állomások háromkomponenses rövidperiódusú szeizmométerrel vannak felszerelve, amelyeknek érzékenysége legalább egy nagyságrenddel a zajszint alatt van. A szeizmométerek analóg jeleit nagy érzékenyséű és nagy dinamika tartományú (min. 16–20 bit) digitalizálóval mintavételezzük. A mintavételezés olyan, hogy a hasznos jel felső határfrekvenciája legalább 40 Hz. A mérőállomásokon az adatok figyelése folyamatos, ugyanakkor a digitális adatgyűjtő automatikus esemény-felismerést is végez, és az esemény adatok kerülnek az adatközpontba.

– A végleges eseménylista elkészítésére körültekintő off-line analízis után, más hazai és szomszédos országok szeizmológiai állomásainak eredményeivel való összevetést követően kerül sor.

## 3. Az állomások helykiválasztásának szempontjai

A hálózat tervezésénél a geometriai elrendezés csak az egyik szempont, az állomások helykijelölésénél figyelembe kell még venni:

– *Talajnyugtalanág szintjét (zajszint)* – ezt a potenciális állomáshelyek környezetében végzett körültekintő zajmérésekkel lehet meghatározni. Legfőbb szempont az alacsony átlagos zajszint (ez biztosítja az állomás kellő érzékenységét), a zajszint kicsiny ingadozása, és a zajspektrum egyenletes lefutása (az állomás érzékenysége ne függjön a jel frekvenciájától).

– *Geológiai viszonyokat* – minél konszolidáltabb, keményebb a kőzet, amelyre a szeizmométert helyezünk, annál nagyobb az érzékenység. Legcélszerűbb az érzékelőt kőzetkibúvársra helyezni.

– *Megközelíthetőséget* – az állomás felépítésénél, majd azt követően karbantartásánál, helyszíni regisztrálás esetén az adathordozó cseréjénél van elsősorban jelentősége.

– *Zajforrások közelségét* – el kell kerülni az olyan helyeket, amelyek közelében ismert természetes vagy mesterséges (kultur-) zajforrások találhatók. Néhány ezek közül: vasútvonat, országút, csővezeték, kompresszorállomás, bányászati, ill. erdészeti útvonalak, bányák, nagy folyók, tavak, emberi települések.

– *Villamos- és telefonhálózat közelségét* – a villamoshálózat közelsége nagy előny, hiszen az állomás tápellátása ebben az esetben viszonylag egyszerűen megoldható. Ennek hiányában önálló energiaforrást (pl. napelem, gáz-elektro konverter) kell alkalmazni, ami meglehetősen költséges és üzembiztonsága is kisebb.

Zajforrás	Távolság, km
Fő vasútvonal	10–15
Autópálya	5–10
Másodrendű út	1–3
Csővezeték, kompresszorállomás	3–5
Erdészeti, bányászati út	1–3
Működő bánya	10–20
Nagy folyó	3–5
Nagy tó	50–100
Folyamatban lévő mélyfúrás	5–10
Városok	10–15
Kis községek	1–3

#### **4. A mérőhálózat konfigurációja és felépítése**

A mikroszeizmikus megfigyelő hálózat 10 szeizmográf állomást foglal magába, amelyek Paks kb. 50 km-es sugarú környezetében helyezkednek el. Minden mérőállomás tartalmaz egy aknában elhelyezett háromkomponensű, rövid periódusú szeizmométert, mint érzékelőt. A LE–3D szeizmométerek sebességgel arányos kimeneteit 125 Hz gyakorisággal 20 bit dinamikájú A/D konverzió után regisztráljuk MARS-88 típusú regisztrálón, amelyek közel valós idejű esemény-felismerést is végeznek STA/LTA algoritmus szerint. Két állomás telefonon, modemen keresztül elérhető, ezekről az adatközponti számítógép naponta automatikusan gyűjti be a regisztrált eseményeket. A többi mérőállomáson helyben, nagy kapacitású magnetooptikai lemezen tároljuk az adatokat, amelyeket hetente gyűjtünk be. Az adatközpontban rendezés után a teljes eredeti mérési anyag – évente 50–60 Gbyte adatmennyiség – CD ROM-on kerül archiválásra.

A terepi állomások energiaellátása napelemekkel történik. A pontos időjelet DCF vevők szolgáltatják.

#### **5. A mérési eredmények feldolgozása és szeizmológiai értelmezése**

A mérési eredmények feldolgozása a mikroszeizmikus megfigyelő hálózat adatközpontjában a nemzetközi szeizmológiai gyakorlat szerint folyik. A detektált események tárolása és megjelenítése Lennart M88 adatbázis formátumban történik, a szeizmogramok kimérését és esetenkénti spektrális analízisét a speciálisan szeizmológiai célú XPITSA szoftver segíti. A hipocentrum paraméterek meghatározása a kissé módosított HYPO71 (LEE, W. H. K. and LAHR, J. C. 1975) szerint, a lokális magnitúdó (ML) számítása pedig BAKUN, W. H. és JOYNER, W. B. (1984) által közzétett módszer alapján történik. Ha a földrengés mérete elég nagy ahhoz, hogy más, a hálózat állomásain kívüli hazai vagy

szomszédos országbeli szeizmográf állomások is regisztrálják, természetesen a hipocentrum paraméterek minél pontosabb számításához az ilyen külső információkat is felhasználjuk.

A hipocentrum számításához felhasznált földkéreg sebességmodell több száz helyi földrengés menetidő görbéje alapján készült (MÓNUS P. 1995).

<i>Sebesség (<math>v_p</math>), km/s</i>	<i>Mélység, km</i>	<i>Rétegvastagság, km</i>	$v_p/v_s$
5,60	0,0	20,0	1,78
6,57	20,0	11,0	
8,02	31,0	$\infty$	

A hálózat működéséről havi, féléves és éves jelentések készülnek, amelyek részletesen ismertetik az állomások állapotát az adott időszakban, statisztikai adatokat közölnek az egyes állomásokon a detekciók számáról és a regisztrált földrengésekről. Az éves jelentés a nemzetközi szakmai gyakorlatnak megfelelő bulletin (TÓTH, L. et al. 1996, 1997), amely minden, a telephely jelenlegi szeizmicitásának megítéléséhez szükséges és alkalmas adatot és szeizmológiai információt tartalmaz. A mérési eredmények végleges szeizmológiai értelmezését a PHARE regionális kutatási program keretében a British Geological Survey munkatársaival közösen végezzük.

## 6. Eredmények

A mikroszeizmikus megfigyelő hálózat 1995. április óta folyamatosan működik. Bár az állomások egy részénél a geológiai adottságok korántsem ideálisak, a hálózat észlelési képessége (kiegészítve más létező magyarországi szeizmográf állomásokkal) az elsődlegesen monitorozott területen  $ML = 1,0-1,5$  körül van, de az ország területének nagy részén nem több mint  $ML = 2,0$ . Ez azt jelenti, hogy a XX. század első éveiben megindult műszeres szeizmológiai mérések óta először, minden Magyarország területén érezhető földrengést már biztosan regisztrálunk és hipocentrumát nagy pontossággal meg tudjuk határozni. Természetesen több olyan kisebb méretű földrengésről is tudomást szerzünk, amelyek a lakosság számára nem érezhetők és e hálózat nélkül ismeretlenek is maradnának.

Az elmúlt két évben közel harminc földrengést regisztráltunk Magyarországon és közvetlen környezetében. A rengések nagy része ismert forrászónához köthető, bár néhány esetben már e viszonylag rövid mérési anyag is előrevetíti a historikus szeizmicitás alapján kialakított kép pontosításának szükségességét.

Ez ideig Magyarországon nem sikerült a létező szeizmicitást tektonikai modellek segítségével magyarázni; ennek egyik oka az, hogy bár a térség legteljesebb földrengés-katalógusával rendelkezünk, a történelmi rengések epicentrumai viszonylag nagy hibát tartalmaznak, s ez a szeizmicitásnak diffúz képet ad.

Mivel sem recens tektonika nem létezhet szeizmicitás nélkül, sem földrengés valamilyen tektonikai háttér nélkül, a mikroszeizmikus hálózat időben bővülő mérési eredményei, ill. az ezáltal létrejövő nagy pontosságú földrengés adatbázis fokozatosan hatással lesz a Pannon-medence jelenlegi szeizmotektonikájáról alkotott elképzelésekre.

## IRODALOM

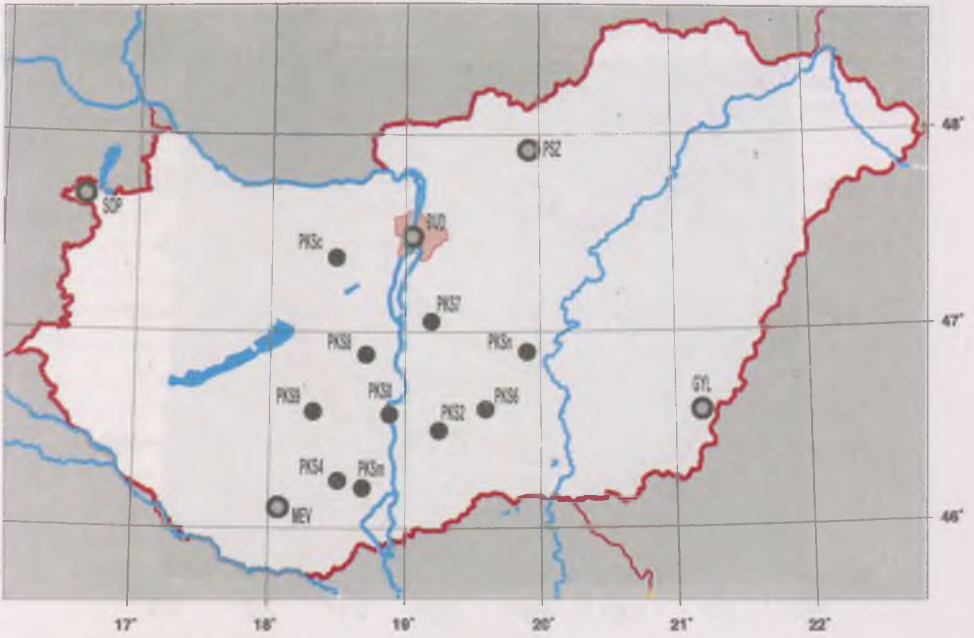
- BAKUN, W.H.–JOYNER, W.B. 1984. The MI scale in central California. – *Bull. Seism. Soc. Am.* 74. pp. 1827–1843.
- EVERNDEN, J. 1970. Study of regional seismicity and associated problems. – *Bull. Seism. Soc. Am.* 60. pp. 393–446.
- LEE, W.H.K.–LAHR, J.C. 1975. HYPO71 (Revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. – U. S. Geological Survey Open-file report pp. 75–311.
- MÓNUS, P. 1995. Travel time curves and crustal velocity model for the Pannonian basin. – MTA GGKI Technical report.
- MÓNUS P.–SZEIDOVITZ Gy. 1991. Talajnyugtalanóság mérések a Paksi Atomerőmű környezetében. – MTA GGKI Szeizmológiai Osztályának jelentése.
- RÉTHLY A. 1952. A kárpátmedencék földrengései 455–1918. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 510 p.
- SCHOLZ, C. H. 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing and its relation to earthquakes. – *Bull. Seism. Soc. Am.* 58. pp. 399–416.
- TÓTH L. 1981. Estimation of Seismic Detection Thresholds of Seismograph Stations in Hungary. – *Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Hung.* 16. pp. 469–475.
- TÓTH, L.–MÓNUS, P.–ZSÍROS, T. 1996. Hungarian Earthquake Bulletin, 1995. – GeoRisk, Budapest.
- TÓTH, L.–MÓNUS, P.–ZSÍROS, T. 1997. Hungarian Earthquake Bulletin, 1996. – GeoRisk, Budapest.
- ZSÍROS, T.–MÓNUS, P.–TÓTH, L. 1988. Hungarian earthquake catalog (456–1986). – *Geod. and Geophys. Res. Inst. Budapest*, 182 p.

## KAPCSOLÓDÓ JELENTÉSEK

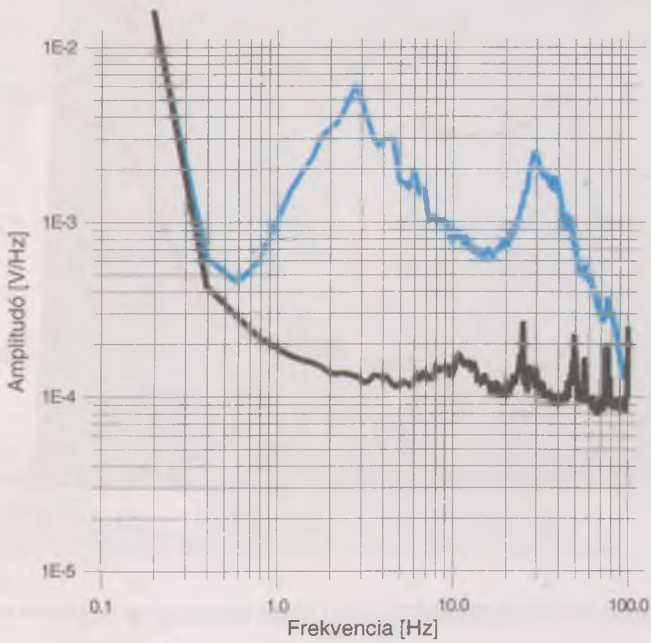
- A Paksi Atomerőmű mikroszeizmikus megfigyelő hálózata: Tervezet. – GeoRisk, 1994. január.
- A Paksi Atomerőmű mikroszeizmikus megfigyelő hálózata: Potenciális állomáshelyek felkutatása helyszíni bejárás alapján. – GeoRisk, 1994. április.
- A Paksi Atomerőmű mikroszeizmikus megfigyelő hálózata: Szeizmikus háttérzaj mérések a potenciális állomáshelyeken. – GeoRisk, 1994. május.
- A Paksi Atomerőmű mikroszeizmikus megfigyelő hálózata: Szakértői konzílium az állomáshelyek véglegesítésére. – GeoRisk, 1994. június.

- A Paksi Atomerőmű mikrozeizmikus megfigyelő hálózata: Tervdokumentációk és a mérőállomások kivitelezése – GeoRisk, 1994. november.
- A Paksi Atomerőmű mikrozeizmikus megfigyelő hálózata: Robbantással történő kalibráció, érzékenységi küszöb, sebességmodell. – GeoRisk, 1995. szeptember.
- A Paksi Atomerőmű mikrozeizmikus megfigyelő hálózata: Havi Jelentések. – GeoRisk, 1995. április–1996. december.
- A Paksi Atomerőmű mikrozeizmikus megfigyelő hálózata: Féléves Jelentés 1995. I. GeoRisk, 1995. július.
- A Paksi Atomerőmű mikrozeizmikus megfigyelő hálózata: Féléves Jelentés 1995. II. – GeoRisk, 1996. január.
- A Paksi Atomerőmű mikrozeizmikus megfigyelő hálózata: Féléves Jelentés 1996. I. – GeoRisk, 1996. július.
- A Paksi Atomerőmű mikrozeizmikus megfigyelő hálózata: Féléves Jelentés 1996. II. – GeoRisk, 1997. január.

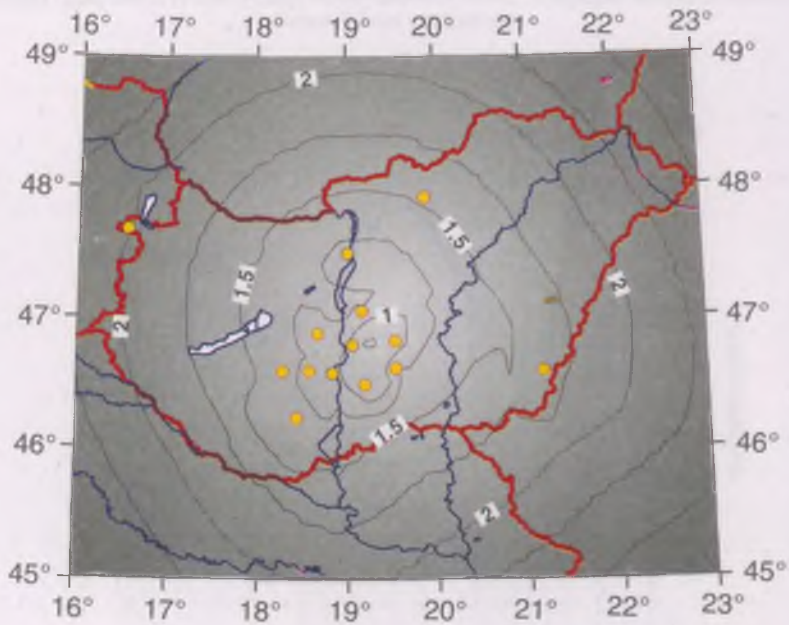
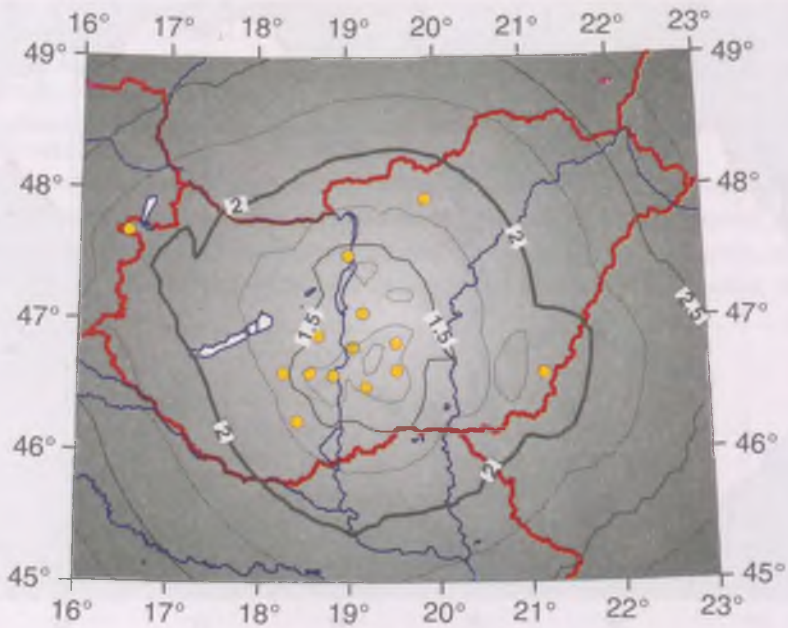




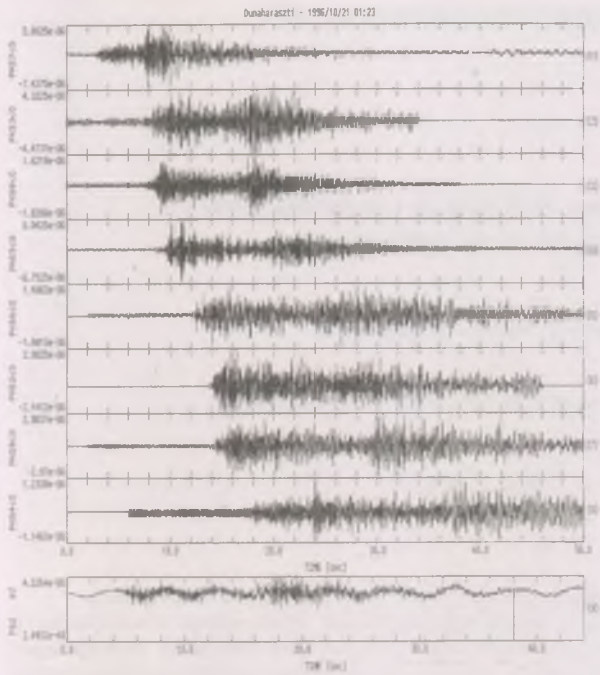
1. ábra. A mikroszeizmikus megfigyelő hálózat állomásai (fekete jelek) és más (a szürke jelek) magyarországi szeizmológiai mérőállomások



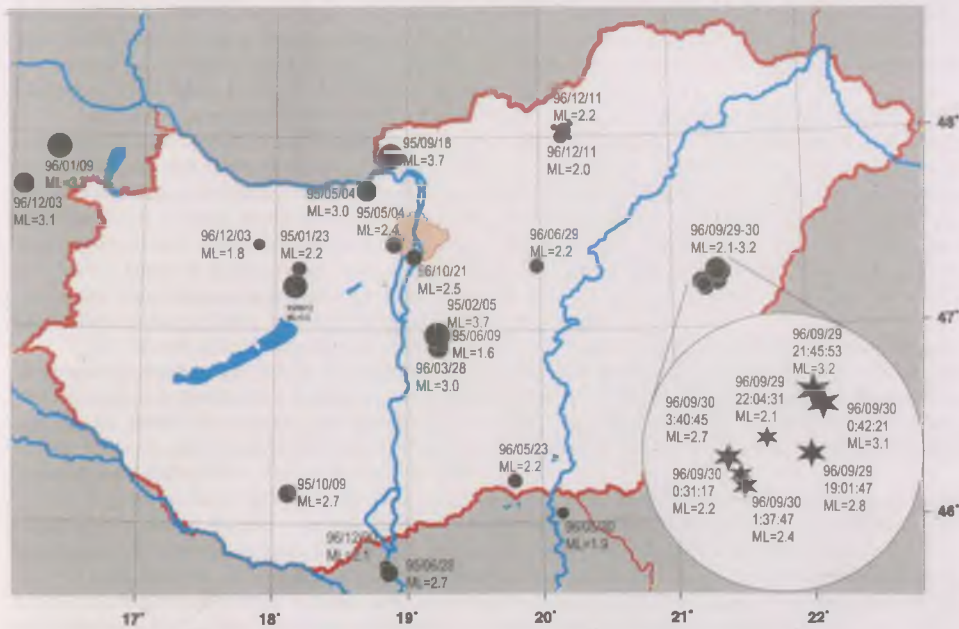
2. ábra. Tipikus zajspektrum laza üledéken és kőzetkibúváson elhelyezkedő mérőállomáson



3. ábra. A hálózat észlelési küszöb magnitúdó értéke (ML) átlagos zajviszonyokat feltételezve nappal (fent) és éjjel (lent)



4. ábra. Az 1996. október 21-én Dunaharaszti környékén kipattant kisebb földrengés (ML = 2,5) szeizmogramja, ahogyan azt a mikro szeizmikus megfigyelő hálózat „látta”



5. ábra. Magyarország területén keletkezett földrengések 1995-96-ban



## Neotektonikus vizsgálatok nagyfelbontású szeizmikus szelvényezéssel

TÓTH TAMÁS – HORVÁTH FERENC

ELTE Geofizikai Tanszék, H-1083 Budapest, Ludovika tér 2.

### 1. Bevezetés

Számos kutató vizsgálta korábban a Paksi Atomerőmű környezetének geológiáját, különös tekintettel az erőmű közvetlen környezetében észlelt, pannóniai rétegeket is harántoló vetők korának és korrelációjának megállapítására. Kompetens hazai és külföldi szakemberek által elfogadott megállapítás, hogy az aljzatban található vetők közül több is reaktiválódott a neogén során. Vitatott azonban ezen vetők kvarter kori aktivitásának kérdése, és így természetesen nem tisztázott az ismert vetők mai működésének lehetősége, sőt azon potenciális képességük („capability”) sem tartható eleve kizártnak, hogy felszínig hatoló elvetést hozzanak létre. Jelen dolgozat célja e kérdések tisztázásához hozzájárulni egyrészt az Eötvös Loránd Tudományegyetem (ELTE) Geofizikai Tanszéke által a Dunán végzett, nagy felbontású szeizmikus reflexiós mérések feldolgozásával és értelmezésével, másrészt pedig korábban az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) által szárazföldön mért sekélyszeizmikus mérések újrafeldolgozásával és együttes értelmezésével.

Az ELTE Geofizikai Tanszéke 1994 októberében végzett a Dunán szeizmikus méréseket külföldi szakemberek részvételével. Jelen tanulmányunkban ezen mérés többszornás, „watergun” forrású szeizmikus szelvényei közül ötöt mutatunk be. Ez az öt szeizmikus szelvény a Paksi Atomerőmű 15 km-es környezetében mérődött és a Duna alatti üledékösszletről nyújt képet közvetlenül a mederfenéktől több mint 500 m-es mélységig. A mérések célja a Dunát harántoló vetős szerkezetek részletes leképezése volt neotektonikai és sztratigráfiai vizsgálatok céljából. Az öt szelvény (*Duna-202*, *Duna-203*, *Duna-205*, *Duna-207* és *Duna-208*) összhossza 16,1 km. A komplex értelmezéshez ezeken kívül felhasználtunk további három (*Duna-201*, *Duna-206* és *Duna-209*) dunai többszornás szelvényt, ill. a *Pa-2a*, *Pa-2b*, *Pa-3b*, *Pa-12*, *Pa-13*, *Pa-14*, *Pa-15* és *Pa-17* szárazföldi sekélyszeizmikus szelvények újrafeldolgozott változatait is.

A 2. fejezet röviden bemutatja a szeizmikus szelvényezés elvi hátterét, ismertetve a méréseink során alkalmazott gyakorlati megoldások és a főbb feldolgozási eljárások alapjait. Ennek a fejezetnek a célja, hogy a nem szeizmikus szakembereket megismertesse azokkal az elvekkkel, amelyek a további fejezetek megértéséhez szükségesek. Ebből következően a részletesség igénye nélkül, csak a legalapvetőbb ismeretek közlésére szorítunk. Ha az olvasót a téma részletesebben érdekli, szíves figyelmébe ajánljuk az irodalomjegyzékben felsorolt hivatkozásokat (MESKÓ A. 1994, YILMAZ, O. 1987).

A 3. fejezetben a többszornás dunai szeizmikus mérések tényleges menetét és a feldolgozás során alkalmazott eljárások konkrét megvalósítását ismertetjük, majd a 4. fejezetben kitérünk a szárazföldi sekélyszeizmikus szelvények rövid bemutatására. A 3. ábrán látható a szeizmikus szelvények helyszínrajza.

Az 5. fejezetben a rendelkezésre álló összes információ alapján vázoljuk a szelvények értelmezését és a vetők lehetséges korrelációját. A feldolgozás és az értelmezés során különös figyelmet fordítottunk arra, hogy elkülönítsük a valódi vetős szerkezeteket a felszín közeli hatások által létrehozott „zavarzónáktól”. A 6. fejezetben összefoglaljuk a sekélyszeizmikus szelvényekből levonható tektonikai következtetéseket.

## 2. Szeizmikus szelvényezés alapjai

### 2.1. A mérési módszer fizikai alapjai és gyakorlati kivitelezése

A szeizmikus kutatás a gyakorlati geofizika azon ága, amely mesterségesen keltett rugalmas hullámok terjedésének és visszaverődésének segítségével vizsgálja a felszín alatti rétegeket. A vizsgált tartomány a legfelső néhány m-től néhány 10 km-es mélységig terjedhet, fontos azonban megjegyezni, hogy a behatolási mélység és a szeizmikus szelvény felbontása nem független egymástól. Ha megelégszünk néhányszor tíz m-es behatolással, akkor akár dm-es felbontás is elérhető, míg több tíz km-es behatolású szelvények felbontása már csak több száz m-es lehet. Ennek fizikai oka a kőzetekben terjedő hullámok frekvenciafüggő elnyelődése.

Ahhoz, hogy tudjuk, mit látunk egy szeizmikus szelvényen, célszerű megismerni, hogy hogyan készül egy ilyen metszetkép a földfelszín alatti tartományokról. Az *1. ábra* egy képzeletbeli metszet segítségével illusztrálja a rétegszerkezet és a szeizmikus szelvény kapcsolatát. Az ábrán látható szeizmikus szelvény egy migrált összszelvény, amely a szeizmikus mérés és feldolgozás végeredményének tekinthető.

A szeizmika mesterséges forrásokkal (pl. robbantással) keltett rugalmas hullámokkal végzi vizsgálatait. A hullámok a kőzetekben terjedve a réteghatárokról egyrészt visszaverődnek, másrészt csökkent energiával továbbhaladnak a mélyebb rétegek felé. A visszavert hullámokat a felszínen észlelve lehetőség nyílik a felszín alatti tartományok vizsgálatára. Ezt a kutatási eljárást reflexiós szeizmikának, az előállított képet pedig reflexiós szeizmikus szelvénynek hívják.

Két különböző kőzet határán akkor jön létre visszaverődés, ha a réteghatár két oldalán az ún. akusztikus impedancia eltérő értékű. Akusztikus impedanciának a sűrűség és a kőzetben terjedő rugalmas hullám sebességének szorzatát nevezzük. A visszavert hullám amplitúdója az akusztikus impedanciakontraszt nagyságával arányos, azaz a jel annál nagyobb lesz, minél nagyobb a különbség a szomszédos kőzetek között. A Pannon-medence területén jelentős impedanciakontraszt jellemzi azokat a területeket, ahol a medencealjzat és az üledékes kőzetek határa néhány km-es vagy annál kisebb mélységben található. Ezeken a helyeken a jelentősen nagyobb sűrűségű és sebességű medencealjzatról érkező jelek a szeizmikus szelvényeken markáns reflektorként jelentkeznek. Kisebb amplitúdóval, de jól követhetően mutatkoznak a szeizmikus szelvényeken a medencekitöltés rétegtani egységeinek határai.

A visszavert hullám annál később érkezik a felszínre, minél mélyebben van a réteghatár, így a réteghatár mélységét a robbantás és a reflexió felszínen történő észlelése közben eltelt idővel jellemezhetjük. Ezt az időt kétutas futási időnek hívjuk, mert a robbantás és az észlelés között a hullám a réteghatárig terjedő utat kétszer – egyszer lefelé, egyszer pedig felfelé – teszi meg. Az észleléshez használt érzékelőket szárazföldi mérés esetén geofonnak, vízi mérés esetén pedig hidrofonnak hívják. Az egyes geofonok, ill. hidrofonok által felvett jelsorozat, szeizmikus csatorna időben egymás után tartalmazza az egymás alatt elhelyezkedő réteghatárokról visszavert jeleket. A mérés felbontását az adja meg, hogy két szomszédos réteghatárról érkező reflexió a jelsorozatban elkülöníthető-e.

Legegyszerűbb esetben (az egycsatornás mérés esetén) a forrást és az észlelést együtt mozgatjuk a felszínen, és adott távolságonként végzünk egy-egy mérést. A regisztrált csatornákat egymás mellett megjelenítve kapjuk a szeizmikus szelvényt.

Az általunk végzett mérések ennek a módszernek egy továbbfejlesztett változatával, az ún. többscatornás, többszörös fedésszámú szelvényezéssel készültek. Ennek során egy robbantást nem egyetlen egy hidrofonnal észlelünk, hanem egyszerre több csatornán regisztrálunk a szelvény mentén elhelyezett észlelőkkel. Ennek elvi vázlatát mutatja egy 16 csatornás mérés esetén a 2. ábra. Feltüntettük azokat a hullámutakat, amelyek a forrástól az egyes geofonokig vezetnek el úgy, hogy a hullámok az első két réteghatáron csak törést szenvednek, majd a harmadik réteghatáron egy részük visszaverődik, másik részük továbbhalad mélyebb tartományok felé. Természetesen minden akusztikus impedanciakontrasztal rendelkező réteghatárról verődnek vissza hullámok (így az első, a második és a harmadik utáni további réteghatárokról is), amelyek segítségével a megfelelő réteghatárok tanulmányozhatók. Ezek azonban az ábrán az egyszerűség kedvéért nem szerepelnek. Igen fontos, hogy mint az az ábrán is jól látható, az egyes geofonok a réteghatár más és más pontjáról visszavert hullámokat észlelik. Az, hogy mely pontot „látja” az adott pontban elhelyezett geofon, az a mérési geometriától, a robbantás-észlelés távolságtól (az ún. offszettől) függ. Ideális esetben ez a pont a robbantás és az észlelés közötti felezőpont, az ún. közös referenciapont vagy közös mélységpont, angol rövidítése alapján CDP (Common Depth Point). A CDP szám található a bemutatott szelvények vízszintes tengelyén, ez alapján hivatkozunk a szelvény egy-egy részére az értelmezés során. A szelvények függőleges tengelyén a már többször említett kétutas futási idő szerepel.

A robbantások és az észlelések előre megtervezett elhelyezésével ugyanarról a felületdarabról több különböző robbantás-észlelés távolsággal gyűjtünk információt, majd ezeket az összetartozó csatornákat a feldolgozás során megfelelően rendszerezzük és összegezzük. Az összegzés (stacking) során a koherens reflexiók erősítik egymást, így nő a szelvény jel/zaj aránya, a kapott kép tisztább lesz. Ez a többszörös fedésszámú szelvények egyik nagy előnye.

A többscatornás mérés másik fontos előnye az egycsatornás mérésekkel szemben, hogy lehetőség van a hullámterjedési sebességeknek a becslésére. Ezt hívjuk sebességanalízisnek. A terjedési sebességek ismeretében már megoldható, hogy az időben regisztrált szeizmikus szelvényeket mélységre konvertáljuk.

Térjünk még ki röviden a már említett jel gerjesztésének néhány lehetséges módjára. Szárazföldi mérések esetén az egyik legelterjedtebb módszer a robbantás, amelynek mérete a vizsgálni kívánt mélységtől függ. Sekélyszeizmikus kutatások esetén, ahol a megismerni kívánt tartomány a legfelső néhány száz m, néhány dkg robbanóanyag is elegendő. Robbantásos forrással készültek a tanulmányunkban szereplő *Pa-2a*, *Pa-2b*, *Pa-3b*, *Pa-15* és a *Pa-17* szelvények. A robbantáson kívül sok más forrást is kifejlesztettek mind szárazföldi, mind pedig vízi mérések céljára. A szárazföldi források közül fontos megemlítenünk az ún. vibroszeiz forrásokat. Ezek nem impulzív, hanem hosszan tartó, így kisebb energiasűrűségű jelet gerjesztenek, használatukkal elkerülhető a robbantások környezeti károkat okozó hatása. Vibroszeiz forrással készültek a *Pa-12*, *Pa-13* és *Pa-14* szelvények. Alapvetően más forrásokat alkalmaznak vízben történő szeizmikus szelvénye-

zés során. Méréseink során egy „watergun” típusú forrást használtunk, amely nagy (100–200 atmoszféra) nyomású sűrített levegővel robbanásszerűen vizet présel ki egy hengerből. Ez a gyorsan lejátszódó folyamat gerjeszti a lökéshullámokat.

A szeizmikus szelvény felbontását egyrészt a kibocsátott jel frekvenciatartalma, másrészt pedig a terjedés során fellépő rugalmatlan elnyelődés határozza meg. Az elnyelődés különösen jelentős a felszín közeli laza rétegben, amely a legfelső néhány m-es konszolidálatlan üledékréteget foglalja magába. Ez az oka annak, hogy vízi mérések során nagyobb felbontás érhető el, hiszen a víz szinte csillapítás nélkül továbbítja a nyomáshullámok energiáját.

Vízi mérések másik előnye a szárazföldi mérésekkel szemben, hogy a szeizmikus szelvény közvetlenül a vízfenéktől képezi le a rétegeket, nem hiányzik a legfelső néhány tíz m képe, amely a szárazföldi méréseknek elkerülhetetlen hiányossága. Jelen kutatás során ennek a ténynek kardinális a fontossága, mert alapvetően arra a kérdésre keressük a választ, hogy melyek azok a legsekélyebb horizontok, ameddig a szeizmikusan észlelt vetők felhatolnak. Ennek az a magyarázata, hogy egy vető működésének a megszűnését legmeggyőzőbben úgy lehet megismerni, hogy meghatározzuk a vető által már el nem mozdított rétegek korát.

## *2.2. A mérési eredmények feldolgozása és értelmezése*

A mért adatokat megfelelő rendszerezés után egy több lépésből álló számítógépes feldolgozási folyamatnak vetik alá. Ennek célja az, hogy a regisztrált jelekből egy olyan szelvényt állítsunk elő, amely valóságghűen leképezi a vizsgált tartományt. Ennek érdekében számos korrekciós számítást kell elvégeznünk, amelyek a hullámterjedés során fellépő nem kívánatos hatásokat távolítják el. A feldolgozás bonyolultsága természetesen függ a vizsgálat céljától, maguk a feldolgozási algoritmusok pedig napról napra finomodnak. Nem lehet célunk a szeizmikus feldolgozás teljes ismertetése, így csak azokat a lépéseket vázoljuk, amelyek a bemutatott szeizmikus szelvények készítése során alkalmazásra kerültek.

Első lépésben a csatornák rendszerezését, a mérési geometria lefrását kell elvégezni. Ennek alapján összeválogathatók azok a csatornák, amelyek ugyanahhoz a közös mélységponthoz (CDP) tartoznak. Ehhez természetesen ismerni kell minden egyes gerjesztési és észlelési pont helyét.

Ezután eltávolítjuk azokat a csatornákat, amelyek valamilyen okból túl zajosak, ill. kivágjuk a csatornáknak azt a részét, amelyen nem reflexiók vannak. Ez főként az egyes csatornák eleje, ahol a felszínen, ill. a vízben terjedő direkt hullámot, ill. refraktált hullámokat regisztrálunk. Ez az oka annak, hogy a szárazföldi szelvények teteje mindig hiányzik.

Szárazföldi mérések esetén az első beérkezések fontos információt hordoznak a laza réteg szerkezetéről. A laza rétegben jelentős laterális inhomogenitások találhatók. Mivel a hullám terjedése során ezen a rétegen is keresztülhalad, ezek a horizontális változások kedvezőtlenül befolyásolják a kialakuló szeizmikus szelvényt, hatásuk azonban az első beérkezések vizsgálatán alapuló eljárással eltávolítható. Ezt hívjuk statikus korrekciónak.



Fontos lépés a terjedés során bekövetkező amplitúdócsökkenés korrigálása. Az amplitúdó-csökkenés legfőbb oka az, hogy a terjedés során az energia egyre nagyobb gömbfelületen oszlik el. Így a nagyobb mélységből érkező reflexiók jelentősen gyengébbnek látszanak.

A felvételeket a hasznos jelek mellett változó mennyiségű zaj is terheli. Ezt jellemzi a jel/zaj arány. A zajok egy része valamilyen tulajdonsága alapján elkülöníthető, kiszűrősükre a zaj jellegétől függően több különböző eljárás ismert. Ezek közé tartozik a frekvencia szerinti alul-, ill. felülvágó szűrés, és a kettő kombinációja, a sávszűrés. Alulvágó szűréssel a hasznos jeleknél kisebb frekvenciájú zajok, míg felülvágó szűréssel a magasabb frekvenciájú zajok távolíthatók el.

Főként vízi méréseknél jelentkező probléma az ún. többszörösök eltávolítása. Mivel a víz/levegő határ egy markáns felület, szinte tökéletes tükörként reflektálja a felfelé haladó hullámokat. Ennek eredményeként a felvétel nem csak valós réteghatárokról visszavert hullámokat fog tartalmazni, hanem ezek „árnyékképeit” is, amelyeket többszörösnek nevezünk. A név taláiban írja le azt, hogy ezek a hullámok a le-fel utat nem csak egyszer, hanem kétszer, háromszor, többször is befutották. Éppen ez adja meg azonban eltávolításuk lehetőségét. Mivel ugyanazt az utat kétszer, háromszor teszik meg, pontosan kétszer, háromszor nagyobb időnél jelentkeznek, mint a valódi reflexió. Eltávolításukra alkalmazzuk a jósló dekonvolúciót.

Az azonos CDP pontokhoz tartozó csatornák összegzése előtt még a dinamikus korrekcióval kompenzálni kell az egyes csatornák különböző forrás-észlelés távolságát. Minden csatornát úgy korrigálunk, mintha az egy nulla forrás-észlelés távolságú mérés során keletkezett volna. Ezután a megfelelő csatornák összegzésével előáll az összeg- vagy más néven stack-szelvény.

Az összegszelvényen szintén elvégezhető az előbbieken leírtakhoz hasonló jel/zaj arány javító eljárások, dekonvolúciós eljárások, két dimenziós szűrések. Ezeket összefoglaló néven összegzés utáni műveletekként emlegetik.

Az összegszelvényre alkalmazott migrációs eljárás célja az, hogy a folytonos és vízszintes rétegzettségűtől eltérő geológiai formák által létrehozott hatásokat eltüntesse. Az összegszelvényen minden pontszerű ható egy, a függőleges tengelyre szimmetrikus, lefelé nyitott diffrakciós hiperbolát generál. Vetőknél elvégződő réteghatárok ezzel szemben aszimmetrikus, fél hiperbolát generálnak. Ezek a vetők pontos kijelölését megnehezítik, eltávolításuk az értelmezést segíti. Jelen tanulmányban bemutatott szeizmikus szelvények migrált időszelvények.

### **3. Többcsatornás, közepes behatolási mélységű szeizmikus mérések a Dunán**

#### *3.1. Mérési módszer*

A többcsatornás, közepes behatolású szeizmikus mérés során egy 15 cm<sup>3</sup>-es watergunt használtunk forrásként, míg az észlelés egy 16 csatornás, 93,75 m hosszú hidrofon-

kábelrel történt. A watergun egy 2000 PSI nyomást biztosító kompresszor látta el sűrített levegővel, amely minden két másodpercben robbanásszerűen kipréselte a watergun kamrájában található vizet.

A pontos mérési elrendezés a 4. ábrán látható. A forrás és az észlelés a mérőberendezéseknek helyet adó lakóhajó mögött helyezkedett el, így még a legközelebbi (kis offszetű) csatornák is majdnem 100 m-re voltak a vontatóhajótól. A zajhullámokat keltő vontatóhajó viszonylag nagy távolsága, a kedvező időjárási körülmények és a gyenge hajóforgalom tették lehetővé a szokásos tengeri méréseknél jobb jel/zaj viszonyú szelvények felvételét a Dunán.

A hajó parthoz viszonyított sebessége 3-4 km/h volt, mely a két másodperces lövési gyakoriság mellett kb. 2 m-es robbantópont távolságot eredményezett. Pozicionálást differenciális GPS (DGPS) rendszerrel végeztük, 10 másodpercenkénti mintavételezéssel. A köztes értékeket interpolálással állítottuk elő. A becsült pozicionálási pontosság 1–2 m.

A felvételezést OYO DAS–1 rendszerrel, SEG–D formátumban DAT kazettára végeztük. A választott mintavételi köz 0,25 ms, a felvételhossz pedig 500 ms volt. A forrás frekvenciataralma a szelvények felső szakaszán (mintegy 100 ms-ig) 1 m-es, míg a szelvények alján (500 ms körül) néhány m-es felbontást tesz lehetővé. Ez alapján kijelenthető, hogy a szelvények felső részén 2–3 m-es réteghatár-elvetés biztonsággal detektálható.

#### A többszörös mérés fontosabb felvételi paraméterei:

Forrás:	Sodera 15 watergun (2000 PSI-on üzemeltetve)
Átlagos forrásmélység:	0,5 m
Lövési időköz:	2 s
Észlelés:	16 csatornás hidrofonskábel, csatornánként 5 hidrofon sorba kötve
Hidrofoncsoport érzékenysége:	4 $\mu$ V/ $\mu$ Bar
Hidrofoncsoport távolság:	6,25 m
Hidrofonok pozicionálása:	2 Digicourse Depth Controller-rel
Felvételezés:	OYO DAS–1
Formátum:	SEG–D, DAT kazettán
Mintavételi frekvencia:	4 kHz
Felvételhossz:	512 ms
Alulvágó szűrő:	3 Hz 6 dB/oktáv
Anti-alias szűrő:	1 kHz 6 dB/oktáv
Lyukszűrő:	kikapcsolva
Forrás helye:	1. és 2. hidrofoncsoport között

### 3.2. Feldolgozás menete

Külön szubrutin készült a speciális feladatok (pl. geometria installálása) megoldására. A feldolgozás főbb lépései és azok jellemző paraméterei a következők voltak.

#### I. A felvételek beolvasása és editálása:

Első lépésben a terepi felvételek mágnesszalagról való beolvasása történt meg.

## 2. Geometria installálása:

A felvételek fejlécéből kiolvasott időadatokat és a DGPS koordinátaértékeket párosítva határoztuk meg a mérés pontos geometriáját. A többcsatornás mérés feldolgozása során 5 m-es közös mélységponti (CDP) távolságot választottunk és ezt használva rendszereztük az egyes csatornákat CDP szerint.

## 3. Geometria ellenőrzése:

A felépített geometriát verifikáltuk.

## 4. Valódi amplitúdó visszaállítása:

$1/(t \cdot v^2)$  szerinti korrekciót alkalmaztunk a szférikus divergencia kompenzálására.

## 5. Frekvencia szerinti szűrés:

Időben változó frekvenciájú szűrést alkalmaztunk az alacsony, ill. magas frekvenciás zajok eltávolítására. Az alacsony frekvenciás zaj eltávolítására az egész csatorna mentén egy 80 Hz alulvágási frekvenciájú, 20 dB/oktáv meredekségű zéró fázisú Butterworth szűrőt alkalmaztunk, míg a magas frekvenciájú zaj eltávolítását két időkapuban két különböző szűrővel végeztük. Kis mélységekben (0 és 150 ms között) egy 700 Hz, 24 dB/oktáv paraméterű zéró fázisú felülvágó Butterworth szűrőt alkalmaztunk, míg a szelvény alsó részén (200 és 500 ms között) egy 500 Hz, 24 dB/oktáv paraméterű hasonló szűrőt. A két időablak között a két szűrő lineáris kombinációja került alkalmazásra. Az időben változó szűrést a watergun magas frekvenciatartalmának nagyobb mélységben történő elnyelődése indokolta.

## 6. Jósló dekonvolúció:

Minimum fázisú jósló dekonvolúciót alkalmaztunk a mederfenék által generált erős többszörösök elnyomására. A frekvencia szerinti szűréshez hasonlóan a dekonvolúciót is időben változó szűrőkkel valósítottuk meg. A felső, ill. alsó időablakok megegyeztek a frekvencia szerinti szűrésnél ismertetettekkel (0–150 ms, ill. 200–500 ms), a dekonvolúciós paraméterek pedig a csatornák megfelelő szakaszának autokorrelációs vizsgálata alapján kerültek kiválasztásra.

Az alkalmazott paraméterek a felső időablakban 9 ms-os operátorhossz, 2 ms-os jóslási távolság, míg az alsó időablakban 20 ms-os operátorhossz és 3 ms-os jóslási távolság voltak. A fehérzaj értéke mindkét időablakban 0,1 % volt.

## 7. Frekvencia szerinti szűrés:

A dekonvolúció által felerősített magas frekvenciás zajok elnyomására újabb időben változó frekvenciájú szűrést alkalmaztunk. A felső időablakban 60 Hz, 18 dB/oktáv alulvágó és 700 Hz, 24 dB/oktáv felülvágó, míg az alsó időablakban 60 Hz, 18 dB/oktáv alulvágó és 500 Hz, 24 dB/oktáv felülvágó szűrőt alkalmaztunk.

## 8. Interaktív sebességanalízis:

A dinamikusan korrigált CDP gyűjtemények, konstans sebességű összszelvények és a sebességspektrum vizsgálatával legalább 500 m-enként sebességanalízist végeztünk. Ahol a hirtelen változó sebességek ezt szükségessé tették, a vizsgálatot kisebb lépésenként is elvégeztük.

## 9. Dinamikus korrekció:

A becsült átlagnegyzetes (RMS) sebességekkel dinamikus korrekciót alkalmaztunk a mért csatornákon. A „stretch mute” megengedett küszöbértéke 30% volt.

## 10. Direkt beérkezés eltávolítása:

A dinamikusan korrigált csatornákat felvételi csatornaszám szerint rendszerezve és megjelenítve könnyen követhető és eltávolítható volt a felvételek elején megjelenő direkt hullám. Csak az első két csatorna reflexiós beérkezései voltak végig mentesek a direkt hullám zavaró hatásától, így ezen a két csatornán közvetlenül a meder aljáról visszavert hullámok is tanulmányozhatók voltak. Ennek segítségével az összszelvény egészen a vízfénktől több mint 500 m-es mélységig nyújt információt.

## 11. Jósló dekonvolúció:

A korábban alkalmazott jósló dekonvolúció paraméterezése folytán érintetlenül hagyta a hosszú utas (peg-leg) többszörösöket. Ezek eltávolítására egy további, kétlépcsős dekonvolúciót terveztünk. Ezt a kétlépcsős dekonvolúciót csak a szelvény alsó részére alkalmaztuk, ugyanis a felső 100–150 ms-ban a peg-leg többszörösök egyrészt kisebb problémát okoznak, másrészt a vízfénkről érkező többszörös eltávolítása után lecsökkent jel/zaj arány tovább romlott volna az újabb dekonvolúció hatására.

Az alsó időkapuban alkalmazott dekonvolúció paraméterei az első lépésben 100 ms-os operátorhossz és 7 ms-os jóslási távolság, míg a második lépésben 150 ms-os operátorhossz és 25 ms-os jóslási távolság voltak. A fehérzaj értéket mindkét dekonvolúció esetén 0,1 %-nak választottuk.

#### 12. Közös mélységpont szerinti összegzés:

A hajó kis haladási sebességének (3–4 km/h) és a gyakori lövéseknek köszönhetően a 16 csatornás hidrofonkábelrel egy nagy fedésszámú szelvény állt elő a közös mélységpontos összegzés után. A fedésszám általában meghaladja a 40-et, helyenként pedig az 50-et is. Mindez természetesen csak a szelvény alsó részére (130–140 ms alatt) igaz, a felső rétegekben a mute egyre kisebb fedésszámot eredményez. Ez a legfelső részen, közvetlenül a folyómedernél, 4–6-szoros fedésszámra történő csökkenést eredményez. Több különböző összegzési eljárás vizsgálata után az ún. diversity stack került alkalmazásra, 150 ms-os operátorhosszal.

#### 13. Csatornakeverés:

A szelvények koherenciáját javítandó, kis mértékű csatornakeverést alkalmaztunk, három szomszédos csatorna 1, 3, 1 arányban súlyozott összeadásával.

#### 14. Csatornakiégnyelítés;

A 100–500 ms-os intervallumon számított átlagnégyzetes amplitúdó alapján végeztük el a csatornák egymáshoz képest történő kiegyenlítését.

#### 15. Statikus tolás:

Az összagszelvényre egy egységes –24 ms-os tolást alkalmaztunk (a negatív előjel fölfelé, kisebb idő felé történő tolást jelöl). Ennek oka a watergun jelalakjában jelentkező mechanikus késleltetés. A jelalak egy alacsony frekvenciás, ún. prekurzorral indul, mely egy 24 ms-os időtolást jelent az eredeti felvételekben. A statikus tolás alkalmazásával ezt a mechanikus késleltetést kompenzáltuk.

#### 16. Migráció:

Az összagszelvények migrációját meredek dőlésű, véges differenciás explicit migrációval végeztük. Az alkalmazott sebesség-függvényt az interaktív sebességanalízis során becsült RMS sebességekből számítottuk.

#### 17. Szelvények megjelenítése:

A szelvényeken szereplő CDP értékek D-ről É felé haladva nőnek, a CDP köz 5 m-es. Az egyes szelvények CDP értékei nem függetlenek, ami lehetővé teszi a szelvények közötti távolság megállapítását pusztán a megjelenített CDP értékek alapján.

Az 5.–9. ábrák a *Duna-202*, *Duna-203*, *Duna-205*, *Duna-207* és *Duna-208* szelvények migrált, értelmezett változatát mutatják. Vertikális skálájuk megegyezik a szárazföldi szelvényekével, horizontális méretarányukat az aránymérték jelzi.

## 4. Szárazföldi nagyfelbontású szelvények (ELGI mérések) újrafeldolgozása

Az ELGI által 1993-ban mért *Pa-2a*, *Pa-2b*, *Pa-3b*, az 1994-ben mért *Pa-12*, *Pa-13*, *Pa-14*, ill. az 1995-ben mért *Pa-15* és *Pa-17* szelvények újrafeldolgozását és értelmezését végeztük el. A *Pa-2a*, *Pa-2b*, *Pa-3b*, *Pa-15* és *Pa-17* szelvények robbantásos, míg a *Pa-12*, *Pa-13* és *Pa-14* szelvények vibrátoros forrással készültek, részletes leírásuk jelen kötetünk RÁNER G.–SZABÓ Z. cikkében található.

Az újrafeldolgozás során különös hangsúlyt helyeztünk a statikus korrekciók megfelelő alkalmazására és a felvételek tetején az optimális leképezést biztosító top mute kijelölésére. A statikus korrekció becslését az első beérkezések refrakciós kiértékelésével végeztük. Referencia szintnek a szelvény átlagos magasságának méterre kerekített értékét, ill. szomszédos szelvények (pl. *Pa-2a*, *Pa-2b*) esetén a két szelvény átlagos magasságának kerekített értékét választottuk. Helyettesítési sebességnek egységesen 1600 m/s-ot választottunk. Tapasztalatunk szerint ez az érték a területre jellemző laza réteg alatti refraktorsebesség. A *Pa-2a*, *Pa-2b* és *Pa-3b* szelvények újrafeldolgozása során számos, főként eltemetett folyómedrek által okozott statikus hibát korrigáltunk. Ezáltal jelentősen javult a szelvények koherenciája és eltűntek a statikus tolások által okozott álszerkezetek. A számított refrakciós statikus korrekciók a *Pa-12*, *Pa-13*, *Pa-14*, *Pa-15* és *Pa-17* szelvény esetében is jelentős javulást eredményeztek.

Az újrafeldolgozás részletes leírása a *Pa-3b*, ill. a *Pa-14* szelvényekre a PART. és az OVE ARUP Ltd. számára készített jelentésben (TÓTH T. et al. 1995, TÓTH T.–HORVÁTH F. 1995) található. A *Pa-2a* és *Pa-2b* vonalak újrafeldolgozását a *Pa-3b*-vel megegyező módon, míg a *Pa-12* és *Pa-13* vonalakét a *Pa-14*-essel megegyező lépések szerint végeztük. A *Pa-15* és *Pa-17* vonalak esetén a *Pa-3b* szelvény feldolgozásakor használthoz nagymértékben hasonló eljárási lépéseket alkalmaztunk.

Az ELGI által 1992-ben mért *Pak-2*, ill. *Pak-3* jelű normál mélységű szeizmikus szelvények több helyen is vetőt indikáltak, amelyek a szelvény által leképezett legkisebb mélységig követhetők voltak. Az *Pa-2a*, *Pa-2b*, ill. *Pa-3b* sekélyszeizmikus szelvények célja ezen vetők felhatolásának tisztázása volt nagy felbontású, kis mélységű rétegeket is leképező szeizmikus szelvény mérésével. A 10. ábra mutatja a *Pa-2a* vonal migrált, értelmezett időszelvényét, míg a 11. és 12. ábrák a *Pa-2b*, ill. a *Pa-3b* vonalak migrált, értelmezett időszelvényét mutatják a dunai szelvényekkel megegyező horizontális méretarányban. Mindhárom szelvény jó behatolást nyújt 500 ms-ig, a vonal menti jel/zaj arányuk változó, de szinte mindenhol jó vagy nagyon jó.

Az ELGI által 1994-ben mért kisvibrátoros sekélyszeizmikus szelvények közül a *Pa-12* a *Du-1* szelvény nyomvonalán, míg a *Pa-13* és *Pa-14* a *Du-1* szelvényvel közel párhuzamosan, attól kb. egy km-re K-re, ill. Ny-ra futnak. Telepítésükkor a célkitűzés egyrészt a *Du-1* szelvényen észlelt, kis mélységeket (kisebb, mint 50 m) is feltehetőleg harántoló törés irányának kijelölése és felhatolási mélységének megállapítása, másrészt pedig a hevesen vitatott *Pa-8* sekélyszeizmikus szelvényen észlelt zavarzóna tisztázása volt. A felvételek minőségét nagy amplitúdójú felületi zavarhullám rontotta, ami helyenként az összegszelvény jel/zaj arányát is a kritikus szint alá csökkentette (pl. *Pa-12* szelvény  $\ddot{E}$ -i kezdete). A szelvények átlagos behatolása 200–250 ms közötti, a szelvény mentén is jelentősen változik. Ennek ellenére a keresett vető-szerkezet egyértelműen kimutatható mindegyik szelvényen. A viszonylag nagy offset miatt a szelvények a 15–20 m-nél sekélyebb tartomány leképezésére nem képesek, megbízható információt a 40–200 m-es mélységintervallumról nyújtanak. Az értelmezett migrált időszelvények a 13., 14. és 15. ábrákon láthatók a *Pa-12*, *Pa-13*, ill. *Pa-14* szelvények esetére.

Két további robbantásos sekélyszeizmikus szelvényt mért az ELGI 1995-ben. Mindkét szelvény a *Du-1*, már említett szeizmikus szelvény nyomvonalához kapcsolódik. A *Pa-15* szelvény a *Du-1*  $\ddot{E}$ -i végénél, vele párhuzamosan, attól alig több, mint száz m-re K-re fut. A szelvény harántolja a már többször leképezett (*Du-1*, *Pa-12*, *Pa-13*, *Pa-14*) törésvonalat. A *Pa-17* szelvény referenciaszelvényként mérődött, a *Du-1* szelvény egy olyan szakaszán, amely semmilyen törést vagy vetőt nem indikált.

A kis méretű forrás ellenére a szelvények nagyfelbontású képet adnak a pannon rétegekről egészen a miocén tetejéig. A jel/zaj arány a vonalak mentén néhol lecsökken, ennek oka a felszín közeli rétegekben keresendő.

A *Pa-15*, ill. a *Pa-17* vonalak értelmezett migrált időszelvényei a *16.*, ill. *17. ábrákon* láthatók.

## 5. Értelmezés

A sekélyszelvények értelmezése során hangsúlyt helyeztünk arra, hogy az összes rendelkezésre álló szelvényt azonos szempontok alapján, egységes módon próbáljuk meg értelmezni. Első lépésben fúrási adatbázis (CHIKAN G. 1992) felhasználásával kijelöltük a kvarter/pannon határt az egyes szelvényeken.

Ezután kijelöltük a szelvényeken látható vetős szerkezeteket és megállapítottuk a vetők felhatolását. A korábbi fejezetekben már említettük, hogy a sekélyszelvények szelvények között is különbség van a leképezett mélységtartomány tekintetében. Ez a mérési geometriából és a mérési körülményekből adódó tény. Behatolásukat tekintve a vibrátoros mérések bizonyultak legkisebbnek néhány száz ms-os behatolással, míg az 1 s-ig felvételezett robbantásos források szelvények (*Pa-15*, ill. *Pa-17*) a pannon–miocén határt is leképezik. Egyedül a dunai szelvények (*Duna-202*, *Duna-203*, *Duna-205*, *Duna-207* és *Duna-208*) képezik le a teljes felszín alatti rétegsort, beleértve a recens dunai üledéket is. Ez a vetők aktivitásának megítélésakor kardinális információt jelent.

Végül megkíséreltük korrelálni az egyes szelvényeken látható szerkezeteket. Ez egyes esetekben a sekélyszelvények alapján is egyértelműen megtehető, más esetekben a rendelkezésre álló normál mélységű szeizmikus szelvények segítenek. Megjegyezzük azonban, hogy a szelvények egyenetlen eloszlása, és különösen a Ny–K irányú összekötőszelvények hiánya miatt másféle korrelációs lehetőségek elvileg nem zárhatók ki.

### 5.1. A rétegtani és szerkezeti elemek kijelölése a szelvényeken

#### 5.1.1. A kvarter/pannon diszkordancia felület kijelölése a szelvényeken

A szeizmikus szelvényeken a kvarter/pannon diszkordanciafelület kijelölését számos fúrás rétegsorának figyelembevételével végeztük, annak a szeizmikus axiómának a felhasználásával, hogy valódi időhorizont nem metsz át szeizmikus reflektort. A mélységkonverzióhoz két külön sebességfüggvényt használtunk a vízi, ill. a szárazföldi szelvényekhez. A vízi szelvények esetén a legfelső réteg sebessége a vízben terjedő nyomáshullámnak 1450 m/s-os sebessége, míg a szárazföldi szelvények legfelső részén az 1600 m/s-os sebességet használtuk. Az egyes szelvényeken a kvarter/pannon diszkordanciafelület az *5.-17. ábrákon* zöld színnel jelölt menetet mutatja.

## 5.1.2. Vetők kijelölése és korrelációja

A szelvények jó jel/zaj arányú részén a vetődéseket egyértelműen kirajzolja a rétegek elvégződése és gyakran dőlésük érdemi megváltozása. Néhány esetben azonban a felszíni hatások a jel/zaj arányt oly mértékben lecsökkentették, hogy a rétegek egyes függőleges zónákban nem követhetők egyértelműen. Ez esetben az értelmezéskor a következő eljárást alkalmaztuk. Amennyiben az alacsony jel/zaj arányú zóna két oldalán látható reflexiók azonos dőlést mutattak, és a rétegsorok egymásnak megfeleltethetők voltak a zóna két oldalán, akkor úgy tekintettük, hogy a zavarzóna vetőmentes. Tipikus példát mutat erre a *Pa-17* szelvény D-i felén látható két zavarzóna. Megjegyezzük, hogy szinte minden esetben a zavarzónák felett jelentős változást mutatott a számított refraktor mélysége. Legtöbb esetben csatornaszerű kimélyedés volt tapasztalható, ami régi folyómedrekkel magyarázható. Egy esetben, a *Pa-13* szelvény CDP 525–575-ös szakaszán ez a szeizmikus szelvény tetején is látható.

Abban az esetben azonban, ha a zavarzóna két oldalán található reflexiók egymással egyértelműen korrelálhatók, de jelentős mélységbeli különbséget, vagy teljesen eltérő dőlést és szerkezetet mutatnak a zavarzóna két oldalán, akkor ezt a zónán belüli vető indikációjának tekintettük. Ebben az esetben a vető helyét egyértelműen kijelölni nem lehet, csak a „valahol a zavarzónán belül” minősítés adható, és természetesen itt a vető felhatolása sem állapítható meg.

A dunai szelvények jel/zaj aránya helyenként leromlik. Ennek oka a mederajl reflektivitásában bekövetkező hirtelen változás. Egyes helyeken a folyófenék keménysége oly mértékben megnövekedett, hogy szinte minden energia visszaverődött, és a vízben többszörösként csapdázódott. Ezekben a helyeken a mélyebb rétegek leképezése romlik, helyenként az értelmezés csak valószínűsíthető. Itt is a szárazföldi mérések értelmezésénél leírt elveket követtük.

Az egyes szelvények értelmezése a 3.–15. ábrákon látható. Zöld színnel jelöltük a kvarter rétegeket, pirossal az azonosított vetőket, szaggatott piros vonallal pedig a valószínűsíthető vetőket. A sárga szín különböző árnyalataival jelöltük a korrelált pannon horizontokat. Sötét narancssárga szín jelöli a 16. , ill. 17. ábrákon a pannon rétegek bázisát. Az egyes szelvényeken a következő szerkezetek jelölhetők ki.

**Duna-202:** A szelvény jó jel/zaj aránnyal leképezi a rétegsort, amelyen jelentős vetődés nem látszik. A szelvény D-i végén (1450–1550 CDP tartomány) azonban a jel/zaj arány lecsökken. Ennek oka a legfelső rétegekben keresendő. A gyengébb minőség ellenére a szelvény a 250–300 ms-os mélységtartományban az eddig folytonos reflexiókban gyűrődéses, esetleg töréses szerkezetet sejtet. A kvarter alját az 50 ms-os kétutas futásidő körüli, közel vízszintes reflektornál jelöltük ki. A reflektor egyértelműen folytonos, elvetés nem észlelhető.

**Duna-203:** A szelvényen látható fő szerkezet a 2675–2725 CDP intervallumban leképezett vetőzóna. Az elvetés egyértelműen érinti a rétegeket a 90 ms-os kétutas futásidőig, felette a rétegek folytonosak, de enyhén deformáltak. A szelvény 2500–2550 CDP intervalluma egy csökkent jel/zaj arányú zóna, a reflexiók azonban vető feltételezése

nélkül keresztülkorrelálhatók a zavart zónán. A szelvény ÉNy-i végén a kvarter alja 70 ms-os kétutas futásidő körül található, míg a szelvény DK-i szélén 25 ms-ig emelkedik. A kvarter alján vetődés nem látható.

**Duna–205:** A szelvény végig jó jel/zaj arányú, helyenként a Duna partjáról visszavert diffrakciók mutatkoznak. Ezek azonban jellegzetes alakjuk és valódi reflexiókat keresztező menetük alapján könnyen elkülöníthetők az értelmezés során. A szelvény fő szerkezete a mélyből felhatoló vetőzóna a CDP 3500–3550 szakaszon. A vető 100 ms körül elvégződik, a 100 ms felett látható markáns reflektáló rétegekben határozott elvetés nem észlelhető. Gyűrődés azonban a felső rétegekben is egyértelmű. A vető a szelvény alsó részén komplex szerkezetet mutat, többi ága azonban még 200 ms alatt elvégződik. A szelvény mentén a kvarter alja 70 ms-os kétutas futásidő körül jelölhető ki.

**Duna–207:** A szelvény végig jó jel/zaj aránnyal, markáns szerkezeti elemeket képez le. A szelvény fő szerkezete két mélyből felhatoló vetőzóna a CDP 4525, ill. a CDP 4800 szakaszokon. A második vető két teljesen eltérő rétegzettségű egységet határol, a szelvény K-i fele nem korrelálható a Ny-i oldalával. Ez a jellegzetesség oldalelmozdulásos szerkezetet valószínűsít. A vető nem érinti azonban a legfelső 30 ms-os tartományt. A szelvény Ny-i felén (CDP 4600–4700) a kvarter alja 20 ms-os kétutas futásidő körül jól definiált, közel vízszintes. A szelvény K-i felén azonban a pannon rétegek fokozatosan emelkednek, feltehetően egészen a vízfénéig.

**Duna–208:** A *Duna–207* szelvényen látott vetőzóna folytatását képezi le a *Duna–208* szelvény. Az 5680-as CDP-nél látható fő vető és a szelvényen kijelölhető többi vető megerősíti a *Duna–207* szelvényen már megállapított oldalelmozdulásos jelleget. A pannon rétegek mind vetődéses, mind pedig gyűrődéses deformációt mutatnak, mindezen deformációk azonban nem érintik a szelvény felső 35 ms-át. A szelvény mentén a kvarter/pannon diszkordancia markánsan jelentkezik és egy látványos vetőzónát takar.

**Pa–2a:** A szelvény világosan leképezi a Pak–2 szelvényről már ismert vető legfelső szakaszát is. A pannon rétegekbe hatoló vetőszerkezet fő ága a 225–250 CDP intervallumban található és 80 ms körül valamivel a kvarter összlet talpa alatt elvégződik. A fő vető előtt és után is látható egy-egy kisebb elmozdulást jelző szerkezet; ezek feltehetően a fő vetőhöz kapcsolódnak és annál nagyobb mélységben elvégződnek. A kvarter/pannon határt a szelvény É-i részén 70 ms, míg a D-i részen 80 ms körül jelöltük ki. A réteg egyenletesen dől D felé, de a pannon rétegeket harántoló vető már nem érinti. Említést érdemel még a szelvény D-i felén tisztán leképezett intrapannon diszkordancia felület. Vízszintes rétegek rálapolódnak egy D-i irányba dőlő markáns reflexióra.

**Pa–2b:** A szelvény alsó részén mind a rétegek megszakadása, mind pedig a dőlésirányuk hirtelen megváltozása jól kijelöli a CDP 275–300 tartományban látható vetőt. A vető felhatolása 150 ms-ig egyértelmű. 250 ms mélységben egy markáns intrapannon diszkordancia felületet vet el, amelyre a rétegek a vető mindkét oldalán rálapolódnak. A diszkordancia felület feletti rétegek 150 ms-ig kis mértékű elmozdulást mutatnak, felette azonban a rétegek egyértelmű folytonossága figyelhető meg. A kvarter/pannon határt 100 ms körül jelöltük ki, vető egyértelműen nem harántolja.

**Pa–3b:** A szelvény közepén egy jól leképzett, markáns vető látható a CDP 300–350 intervallumban. Összehasonlítva a vető két oldalán található rétegeket, megállapíthatjuk, hogy a szelvény É-i és D-i fele jellegben nagyon különböző, az egyes rétegek nem



korrelálhatók át a vetőn. Ez és a vető felső rétegekben mutatott struktúrája egy oldalelmozduláshoz kapcsolódó virágszerkezetet jelez. A vető jól követhető a 100 ms-os kétutas futásidő felett is és egyértelműen harántolja a szelvény D-i felén 180 ms-ról 120 ms-ra emelkedő, É-ias dőlésű intrapannon diszkordanciafelületet. A kvarter/pannon határ 60–70 ms körülre tehető, nem zárható ki, hogy a pannon rétegeket harántoló vető érinti a kvarter alját is.

**Pa-12:** A szelvény É-i kezdete gyenge jel/zaj arányú, folytonos reflexió nem, csak reflexiódarabok láthatók a 350 CDP pontig. Ezen reflexiódarabok délies dőlést sejtetnek. A 360 CDP pontnál a dőlés hirtelen és nagy mértékben megváltozik, továbbá a szelvény legfelső részén (100 ms feletti tartományban) reflexióelvégződések láthatók. Mindezek alapján a CDP 350–370 közötti tartományba nagy biztonsággal kijelölhetünk egy vetőt, amelyet a szomszéd szelvényekkel való korreláció is megerősít. A vető felhatolása nem állapítható meg pontosan a 40 ms feletti horizontok leképzetlensége, ill. zavartsága miatt, de feltehetően a 60 ms-ban észlelt reflexiót még harántolja. Egy mélyebben elvégződő, kisebb vető látható 520–570 CDP között. A szelvényen a kvarter alja 40 ms körül „sejthető”, egyértelmű leképezés nem valósul meg.

**Pa-13:** A három vibrátoros szelvény közül a legjobb jel/zaj arányú. Két határozott tektonikai szerkezetet mutat a szelvény É-i végén a 270–300 CDP körül egy kis mélységig felhatoló, jelentős dőlésváltozást okozó vetőt, ill. egy zavarzónát az 500–570 CDP intervallumban. A zavarzónán belül azonban a rétegek kis mértékű, de határozott dőlésváltozása, ill. a zóna két oldalán látható rétegek korrelációja alapján egy mintegy 50 ms-os elvetést létrehozó vető mutatkozik. A szelvény D-i végén 45 ms-nál látható erős reflektor azonosítható a pannon tetejeként, az É-i vető valószínűleg eléri a kvarter összlet alját is.

**Pa-14:** A szelvény csak az 50–250 ms-os tartományt képezi le, jel/zaj aránya ezen a tartományon belül is változó. Egyértelmű azonban a 475–500 CDP közön látható vető, amely a szelvény által hitelesen leképezett legfelső rétegekig (45 ms) hatol. A rétegek dőlésváltozásából egy további vető, ill. ennek a vetőzónának a másik ága valószínűsíthető a szelvény D-i végén. A szelvényen a kvarter alja 40 ms körül „sejthető”, egyértelmű leképezés nem valósul meg.

**Pa-15:** A szelvény mentén a jel/zaj arány változó, de egészében igen jó minőségű az 50–600 ms intervallumban. A szelvény a *Du-1* szeizmikus szelvényről már ismert (HORVÁTH F. et al. 1993) vetőzónát képezi le egyértelműen az 525–625 CDP intervallumban. Világosan kirajzolódik, hogy egy mélyben (pannon alatt) gyökerező virágszerkezettel állunk szemben. Az 525–625 CDP intervallumban látható vetőzóna a legsekélyebben leképezett rétegeket is érinti. Ebben az erősen tektonizált zónában a kvarter bázisa pontosan nem jelölhető ki, de a szelvény nyugodtabb szárnyain 40 ms (É-i részen), ill. 50 ms (D-i részen) körül valószínűsíthető.

**Pa-17:** A szelvény referencia szelvényként mérődött a *Du-1* szelvény vetők által nem zavart szakaszán. Az első feldolgozás egy zavarzónát indikált a szelvény D-i végén, amelynek eredete akkoriban nem tisztázódott. Az újrafeldolgozás során egyértelműen bebizonyosodott, hogy oka a legfelső laza rétegben keresendő, a szelvényen semmiféle vetőre utaló jel nem észlelhető. A rétegek a két zavarzónán elvetés nélkül keresztül korrelálhatók, sőt néhol, bár erősen lecsökkent jel/zaj aránnyal, de láthatóan keresztül is követhetők. A kvarter rétegek alja 50 ms körül jelölhető ki.

Az észlelt vetőket egy-egy körrel jelöltük a 18. ábrán. Ezzel el kívántuk kerülni, hogy a szelvény menti bejelölés bármilyen irányítottságot sugalljon. Az általunk javasolt lehetséges korrelációk szintén a 18. ábrán láthatók.

## 5.2. A vetődések kora és mértéke: a mai aktivitás és a „képesség” problémája

Atomerőművek szeizmikus veszélyeztetettségének meghatározása során különös figyelemmel kell értékelni a telephely körzetében található *vetődéseket*. Amennyiben szakszerűen megoldott ezek felszíni térképezése és/vagy hiteles leképezése a felszín alatti geológiai összletekben, akkor két alapvető kérdést kell megválaszolni.

Az első kérdés az, hogy az észlelt vetők milyen korúak, s fennáll-e a lehetősége annak, hogy a legfiatalabb vetők tevékenysége még nem fejeződött be. Másszóval, létezik-e valamilyen számottevő valószínűsége annak, hogy a vetők a jelenben és a közeli jövőben *aktivizálódnak*. Mivel a vetődés a rideg kéregben bekövetkező törés eredménye, ez az esemény általában földrengéssel jár együtt.

Amennyiben a válasz az aktivitás kérdésre igenlő, akkor lehet feltenni a második alapvető kérdést. Ez pedig az, hogy a létrejövő vetőzóna kiterjedése olyan mértékű-e, hogy a felszínen, vagy annak közelében is létrejön a rétegek észlelhető nyírásos elmozdulása. Másszóval, elegendő-e a felhalmozódott energia felszabadulása arra, hogy valamelyik törési sík elérje és ezúton elvesse a felszínt vagy a felszín közeli tartományt. A vetőnek ezt a lehetséges potenciálját az angol nyelvű szakirodalom „capability” névvel illeti, mi ennek megfelelően „képesség”-nek hívjuk. Mindezeket pontosan definiálja a Nemzetközi Atomenergia Ügynökség kézikönyve (IAEA, 1991).

A fentiek szerint a képességgel rendelkező vetők az aktív vetőknek egy olyan alcsoportját képezik, amelyek rendelkeznek a felszíni elnyíródás létrehozásának veszélyes képességével. Értelemszerűen csak aktív vető lehet képességgel rendelkező, ami megfordítva azt is jelenti, hogy inaktív vetőnek értelmetlen vizsgálni a képességét. Következik ugyanakkor az is, hogy *az aktív vetők másik alcsoportjába tartoznak azok, amelyek nem képesek a felszínig hatoló törésvonalak létrehozására, jóllehet működnek a jelenben is*. Vannak tehát olyan esetek, amikor annak ellenére, hogy a fiatal (felszín közeli) rétegeket nem érinti az elnyíródás, a vetődés mégis aktív.

Egy vető korának meghatározása ezért nem egyszerű feladat. Nevezetesen az a kézenfekvőnek tartott kritérium nem mindig érvényes, miszerint a vetővel átjárt összletet lefedő és nem érintett rétegsor aljának kora biztosan jelzi azt az időpontot, amikor a vető megszűnt működni. Minden esetben gondosan kell mérlegelni a helyzetet, különös tekintettel arra, hogy mennyire vastag, azaz milyen hosszú korintervallumot képvisel a vetődés által nem érintett fedő rétegsor.

A fenti elvi fejtegetések fényében értékeljük a paksi területen rendelkezésre álló nagyfelbontású szeizmikus szelvényanyagon értelmezett vetőket aktivitás és képesség szempontjából.

A színvonalas anyag alapján a szerkezetek korrelációja megbízhatóan elvégezhető (18. ábra). Az erőmű közvetlen közelében korábban kijelölt (HORVÁTH F. et al. 1993) fiatal vetőzóna létét és lefutását egyértelműen igazolták a *Pa-12*, *-13*, *-14* és *-15* szelvényeken látható és kapcsolható szerkezetek. A várható helyen jelentkezett a vetőzóna a *Duna-203* jelű szelvényen, majd innen a *Pa-2* és *-7* szelvényeket átmetszve, a *Pak-3* és *-2* szelvények ÉNy-i végén halad keresztül. A *Paks-3* fúrásból kiinduló fővető jelentőségét alátámasztják az új *Pa-3b*, *Pa-2a* és *-2b* szelvények, de korábban megadott lefutását nem módosítják. Dunai átmetszését az 1994. évi mérés során adatfelvételi nehézségek miatt nem tudtuk leképezni. A *Duna-205* szelvénnel leképezett vető a *Pa-7* és a *Pak-3* szelvények É-i végén korábban felismert, de nem alapvetőnek gondolt vető létét és jelentőségét támasztja alá.

A kutatási területeken észlelt vetők aktivitásának és képességének kérdésében érdemi előrelépést hoztak e jelentésben bemutatott szárazföldi és a vízen felvett szeizmikus szelvények. Megállapítható, hogy a *Du-1* szelvény É-i végén, a *Paks-4a*, *c*, és *b* fúrásokon keresztülhaladó sokat vitatott *Pa-8* sekélyszeizmikus szelvény zavarzónája valóban vetőzónát takar, de a zavart hullámképből nem vonható le az a következtetés, hogy a vető a kvarter rétegeket is elnyírja (HORVÁTH F. et al. 1993). Hogy valójában mi történik a kvarter rétegekkel a vetődések területén, arra a *Pa-13*, *-15* és a *Duna-203*, *-205*, *-208* szelvények alapján adhatunk hiteles választ.

A szárazföldi szelvények közül a *Pa-2a* és *-2b* jól mutatják a pannonban elhaló vetőket, s egyben azt is, hogy a kvarter/pannon határon rétegtani diszkordancia van. Különleges fontosságú a *Pa-3b* szelvény, mert az ezen leképezett törészóna a kvarter/pannon diszkordancia felületig felhatoló vetőket mutat. A *Pa-13* és *-15* jelű szelvényeken hasonló látható, de még valószínűbb, hogy a vetők érintik a negyedkori üledékek alját is. Azt a gyanút, hogy a kvarter üledékek nem tekinthetők poszt-tektonikus képződményeknek, erősítik meg a dunai szelvények is.

A dunai szelvények területén a pannóniai üledékekre a folyó hordalékkúpja települ, amelynek a kora 45 000 évnél nem igen lehet nagyobb (CHIKÁN, G. 1992). A *Duna-203* és *-205* szelvények azt mutatják, hogy ezek a fiatal folyami üledékek enyhén deformáltak. Ennek a deformációnak tektonikus eredete és genetikusa kapcsolata a pannóniai üledékekben látható vetődésekkel nyilvánvalóvá válik a *Duna-208* szelvény alapján.

Mindebből az következik, hogy a kutatási területen megfigyelt markáns vetőrendszer alakulása és működése még biztosan tartott a későpleisztocén folyamán is, azaz 40–50 ezer éve. Ez olyan közelmúltbeli időpontot jelent, hogy a vető mai/jövőbeni működését kizárni nem lehet. A vetőt tehát aktívnak kell tekinteni. Ugyanakkor az is megállapítható, hogy a felszínen vagy annak közelében seholsem volt kimutatható érdemi elmozdulás. Vagyis a vetőnek nincs meg ez a „képessége”.

## 6. Következtetések

A Paksi Atomerőmű szeizmikus veszélyeztetettségének pontosabb meghatározhatósága céljából nagyfelbontású akusztikus szelvényezést végeztünk a Dunán többcsatornás felvételezéssel. A többcsatornás szelvényezés több mint 500 m-es lehatolást biztosított és

a szelvény tetején 1 m, annak alján 3–5 m felbontást eredményezett. A dunai anyag egységes értelmezhetősége érdekében az erőmű közelében mért speciális szárazföldi szeizmikus anyagot is újrafeldolgozva az alábbi fő következtetésekre jutottunk.

1. A *Duna-202, -203, -205, -207, -208* valamint a *Pa-2a, -2b, -3b, -12, -13, -14, -15* és *-17* jelű szeizmikus szelvények mai állapotban szakmai csúcshívonalat képviselnek, s a felszín alatti szerkezetek megismerésének leghitelesebb forrását adják.

2. E szelvények megerősítik az erőműtől D-re haladó KÉK irányú fővetőt, valamint az erőmű közvetlen közelében húzódó ÉK irányú másik vető létezését.

3. E fiatal vetőrendszer működésének fő időszaka a legfiatalabb pannon és az idősebb dunai üledékek kora közé tehető, amelyet közelítőleg 5–0,04 Ma időintervallumnak vehetünk. A felső korhatár kis értéke miatt a vetőt ma is aktívnek kell tekinteni.

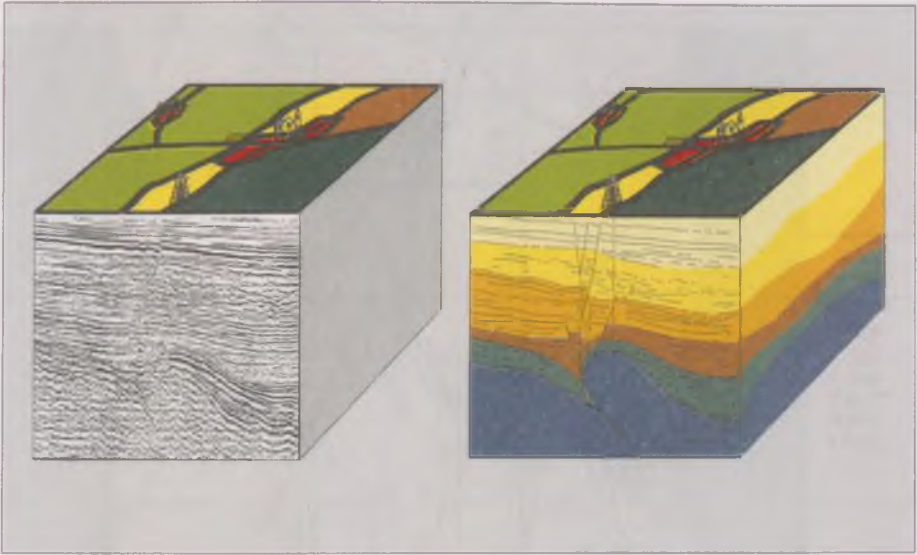
4. Kizárható, de legalábbis elhanyagolhatóan kicsi viszont annak valószínűsége, hogy a vető felszínig hatoló, számottevő mértékű elvetést hozhat létre. A Paks környéki vetőrendszer tehát nem rendelkezik ilyen „képességgel”.

\*

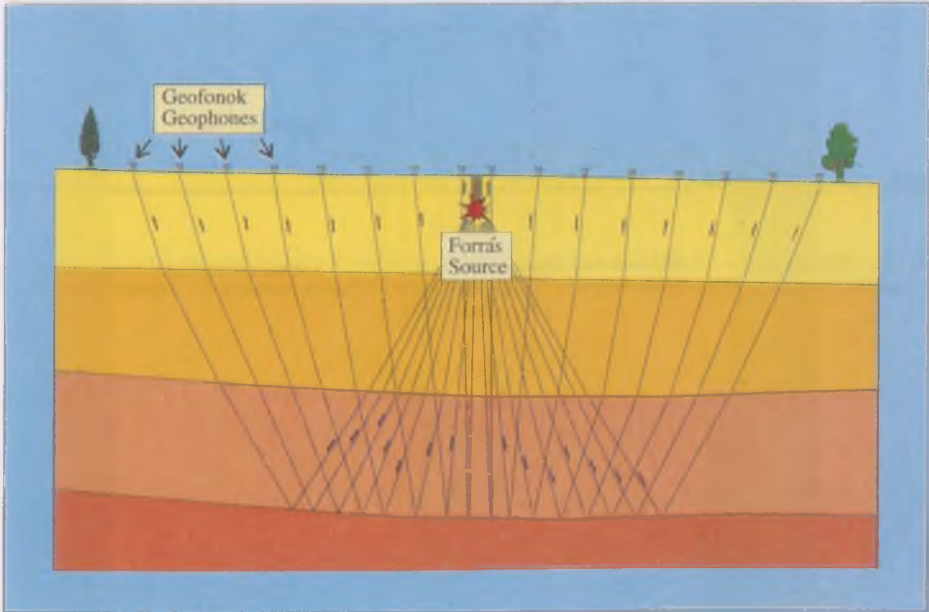
A szerzők ezúton mondanak köszönetet a PART. illetékeseinek, hogy lehetővé vált ennek az anyagnak a publikálása. Köszönettel tartozunk mindazoknak a munkatársainknak, akikkel e kutatás korábbi fázisaiban együttműködtünk, elsősorban CSONTOS LÁSZLÓnak és DÖVÉNYI PÉTERnek. Hálásak vagyunk az ELGI vezető szakembereinek, különösen BODOKY TAMÁSnak és RÁNER GÉZÁnak, akik készséggel bocsátották rendelkezésünkre az intézet által mért speciális szelvényeket. A cikk írása során felhasznált anyagok egy része a T019393 számú OTKA megbízás keretében készült.

## IRODALOM

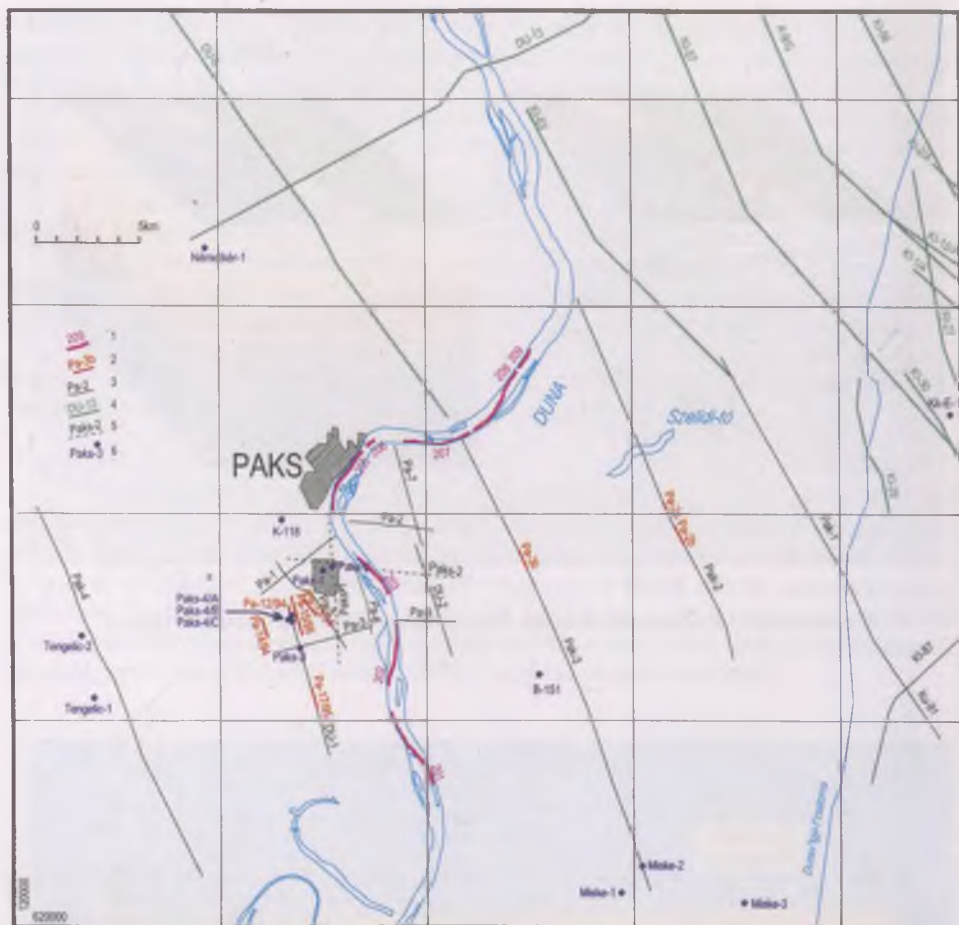
- CHIKÁNG. 1992. Jelentés Paks tektonikai helyzetének pontosítása céljából elvégzett vizsgálatok eredményeiről. 5. kötet: Paks környékének földtani leírása. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, 93 p.
- HORVÁTH F. et al. 1993. Paks környezetének szerkezeti viszonyai és nagytektonikai helyzete. – *Kézirat*, Kutatási jelentés a PART. megbízásából, Budapest, 92 p.
- HORVÁTH F. et al. 1990. Paks környezetének neotektonikája. – Kutatási jelentés a MÁELGI megbízásából, *Kézirat*, Budapest, 71 p.
- IAEA Safety Guide 50–SG–S1 1991. Earthquakes and Associated Topics in Relation to Nuclear Power Plant Siting. – Vienna, 60 p.
- MESKÓ A. 1994. Rugalmas hullámok a Földben. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 184 p.
- OVE–ARUP 1996. Task 2 Report. – 66 p.
- RÁNER G – SZABÓ Z. 1997. Geofizikai kutatások Paks térségében. – (Jelen kötet).
- TÓTH, T – HORVÁTH, F. 1995. Reprocessing of Shallow Seismic Lines: Pa–14/94, Pa–3b/94, Danube–203/94 and Danube–205/94. Exclusive report for PART. and Ove Arup. – Budapest, 42 p.
- TÓTH T. et al. 1995. Akusztikus szelvényezés a Dunán. – Jelentés a PART. részére, *Kézirat*, 20 p.
- YILMAZ, O. 1987. Seismic Data Processing. – SEG Tulsa, OK, US. 526 p.



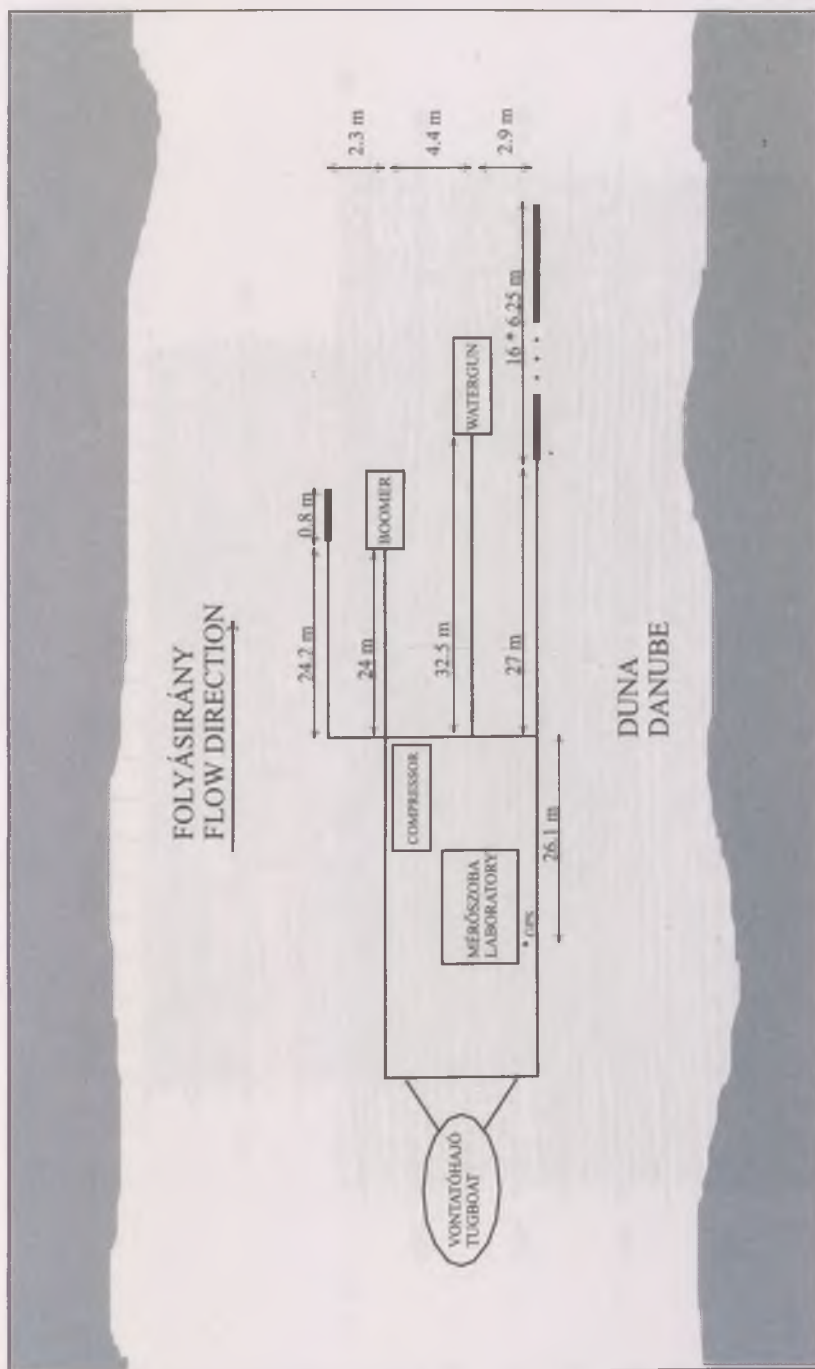
1. ábra. A Föld egy képzeletbeli metszete és ahogy az egy szeizmikus szelvényen látszana



2. ábra. Reflexiós szeizmikus szelvényezés vázlata



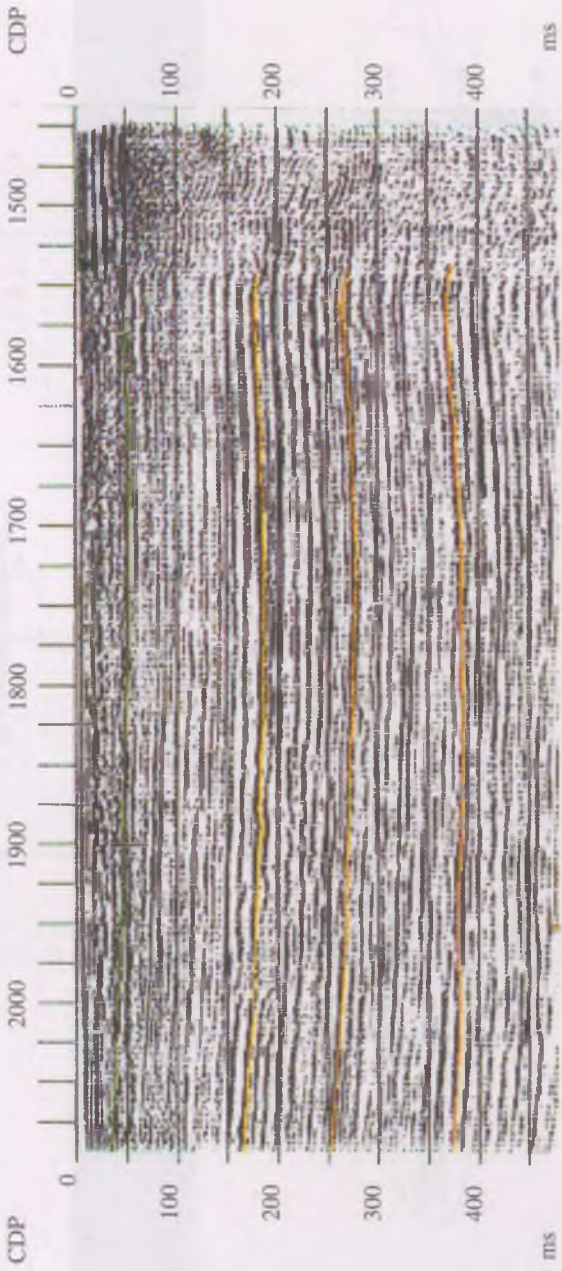
3. ábra. Helyszínrajz. – 1 = többszornás dunai reflexiós szelvény; 2 = nagyfelbontású reflexiós szelvény; 3 = az ELGI standard reflexiós szelvénye; 4 = olajipari standard reflexiós szelvény; 5 = refrakciós szelvény; 6 = kutató fúrás



4. ábra. Mérési konfiguráció

É/N

D/S

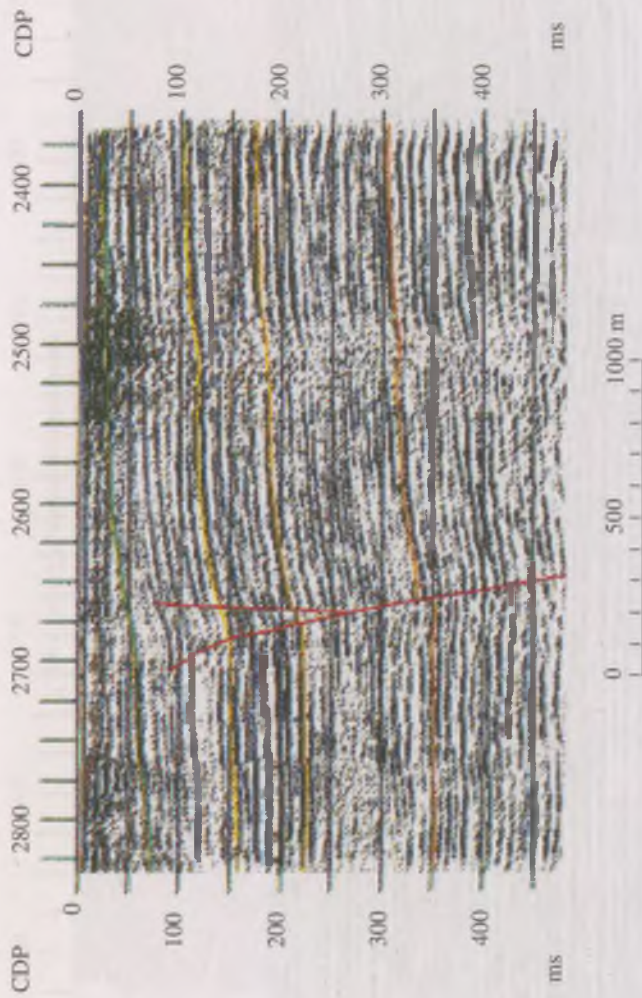


5. ábra. Duna-202 értelmezett időszelvény



ÉNy /NW

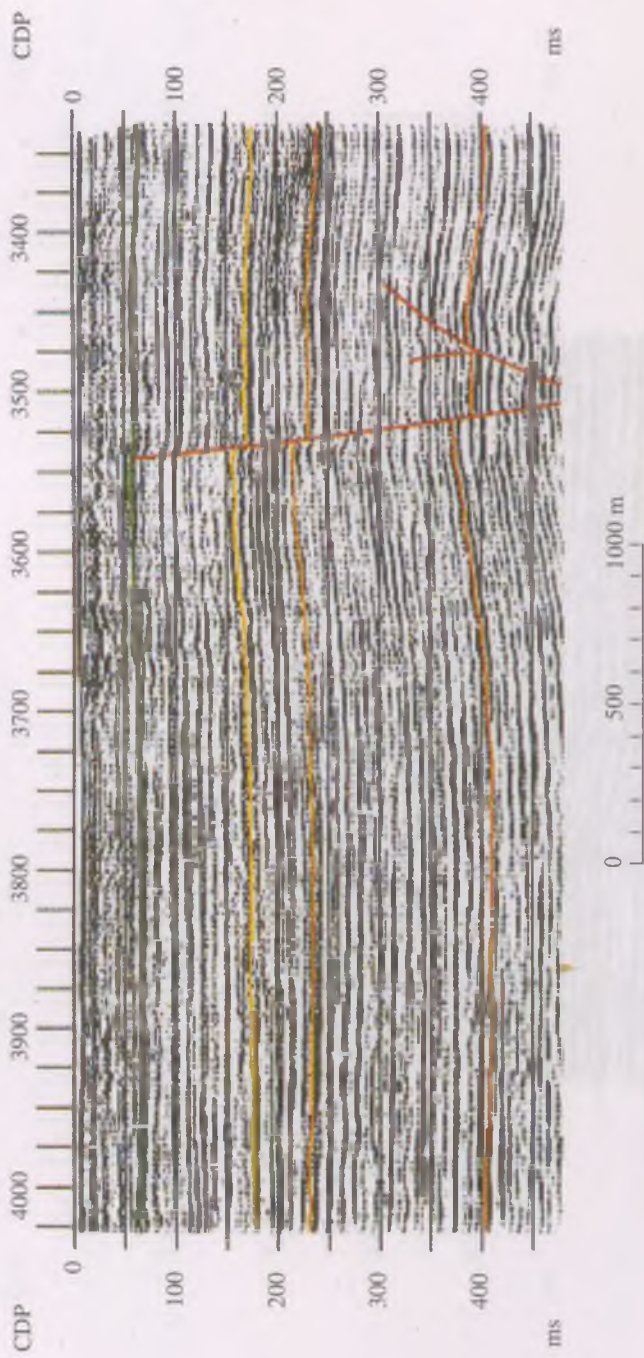
DK /SE



6. ábra. Duna-203 értelmezett síkszelvény

É / N

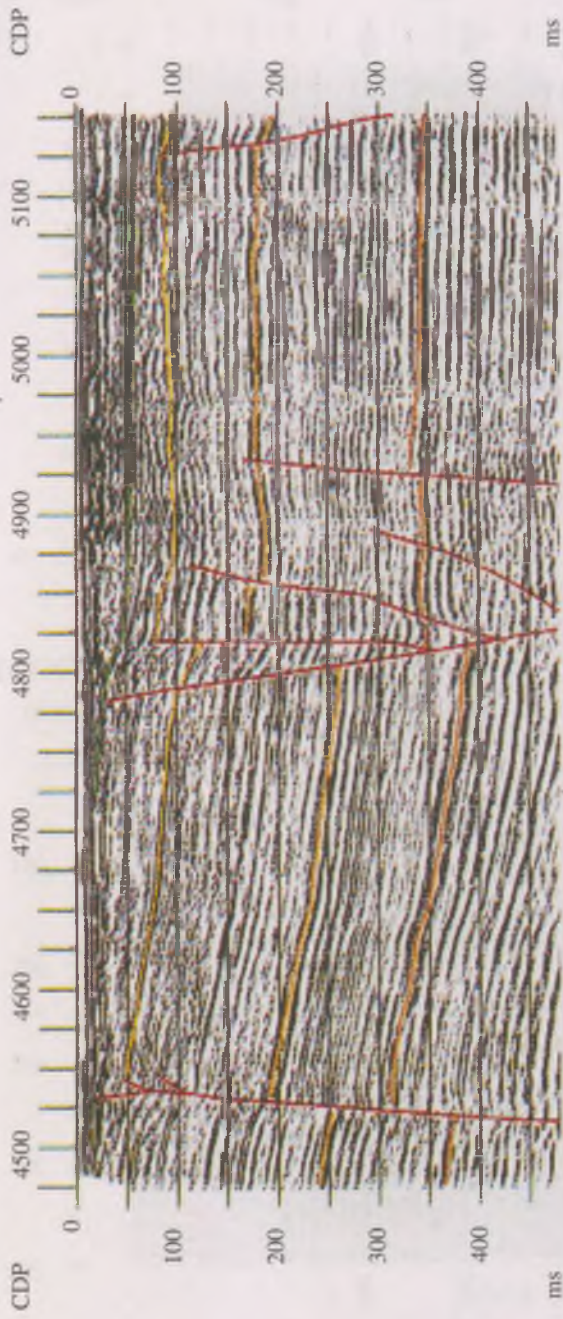
D / S



7. ábra. Duna-205 értelmezett időszelvény

Ny / W

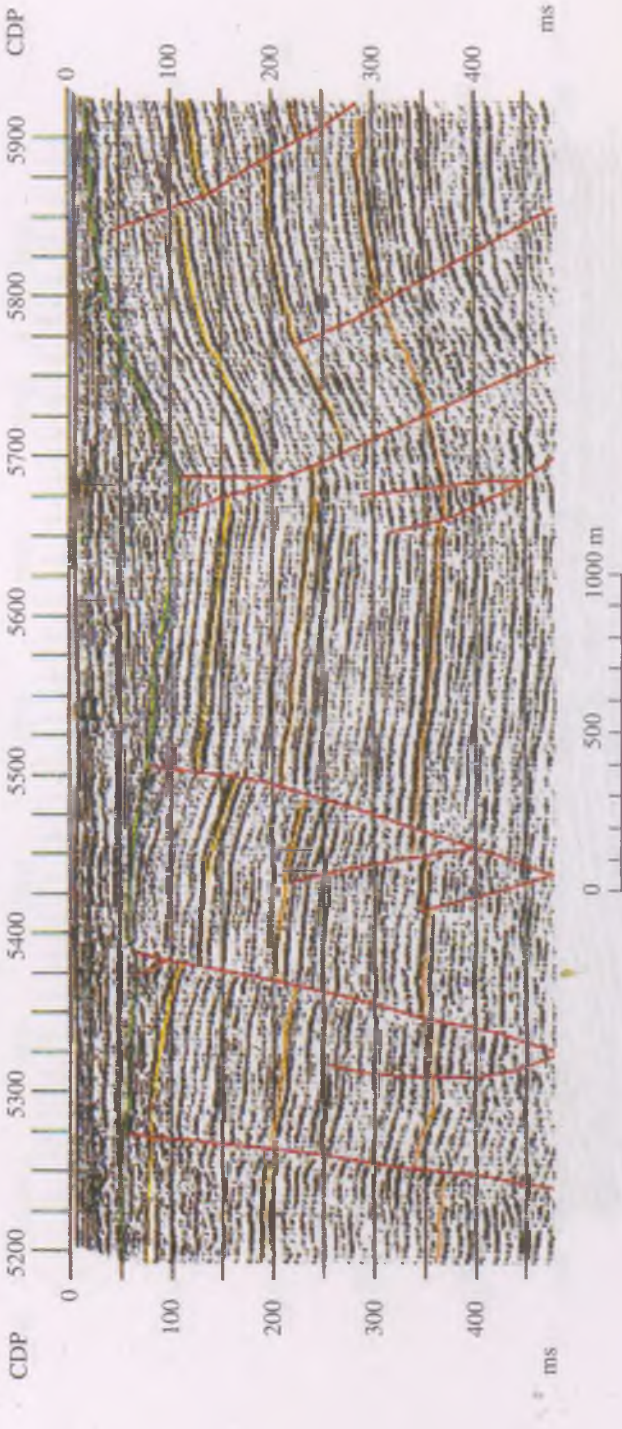
K / E



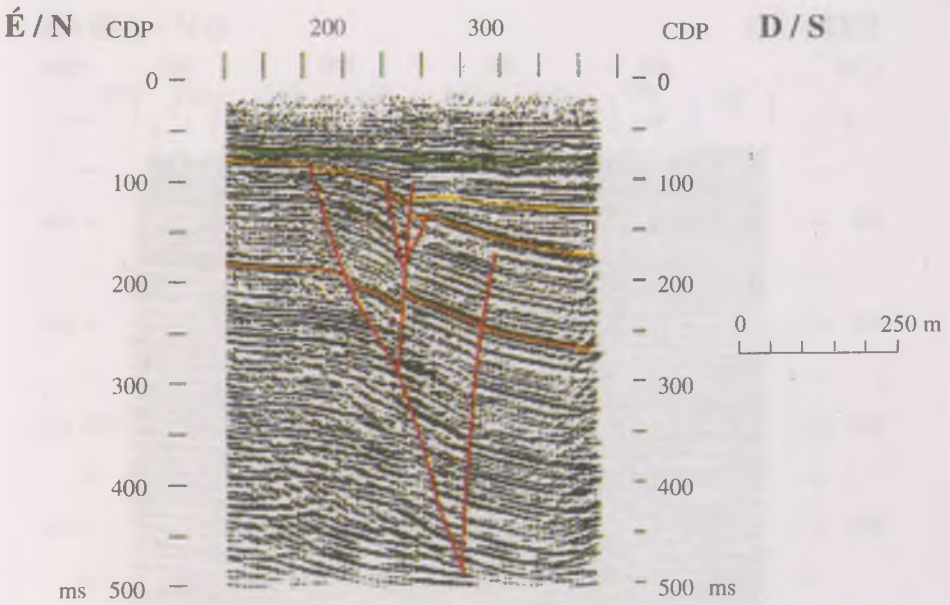
8. ábra. Duna-207 értelmezett időszelvény

DNy / SW

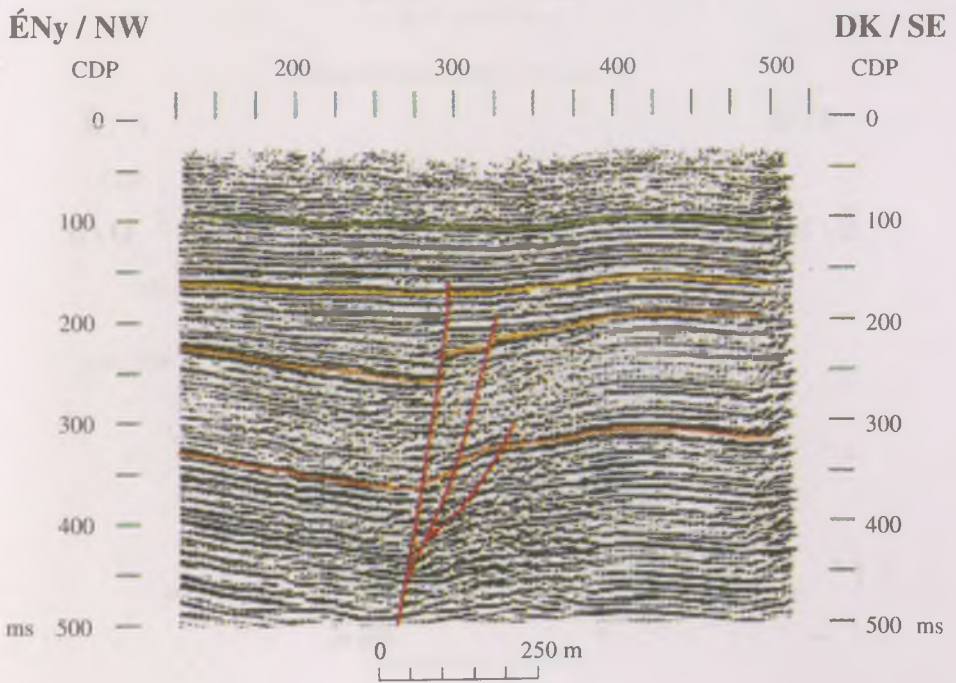
ÉK / NE



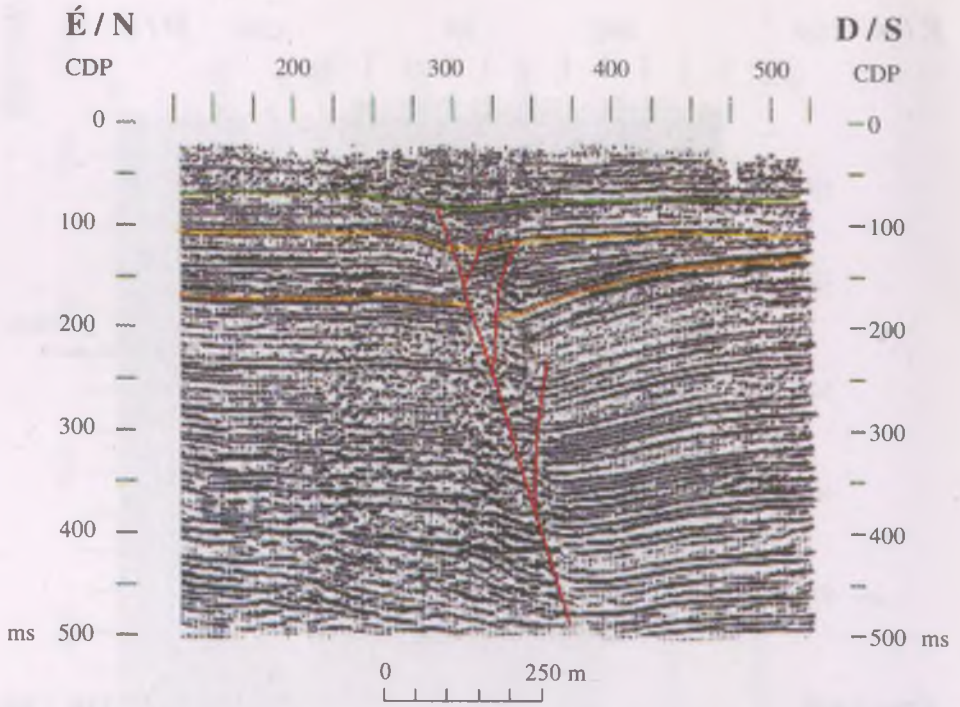
9. ábra. Duna-208 értelmezett időszelvény



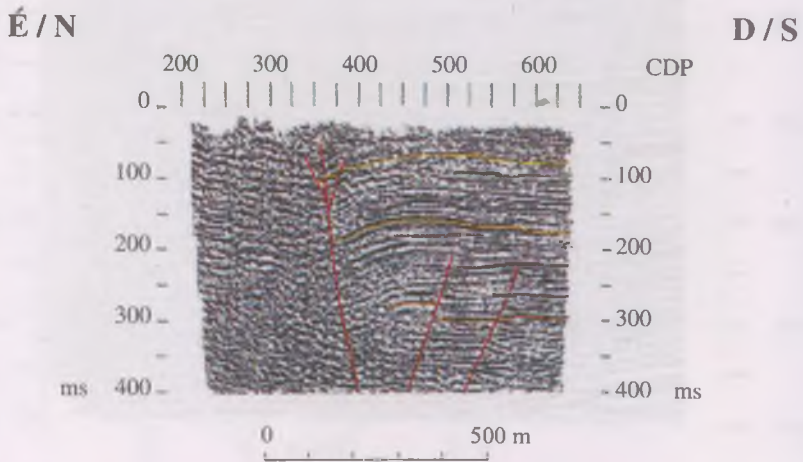
10. ábra. Pa-2a értelmezett időszelvény



11. ábra. Pa-2b értelmezett időszelvény



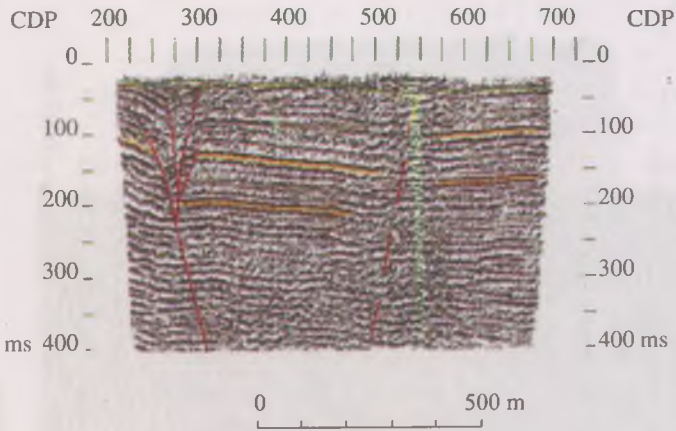
12. ábra. Pa-3b értelmezett időszelvény



13. ábra. Pa-12 értelmezett időszelvény

ÉNy / NW

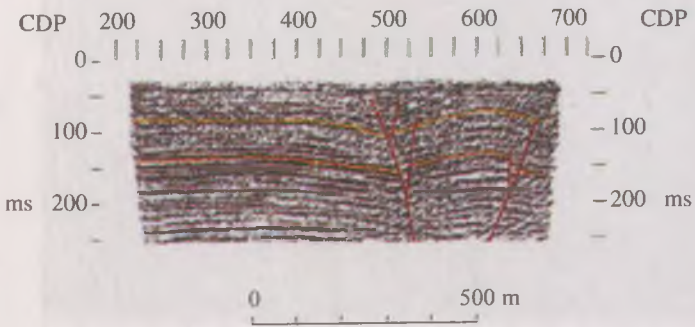
DK / SE



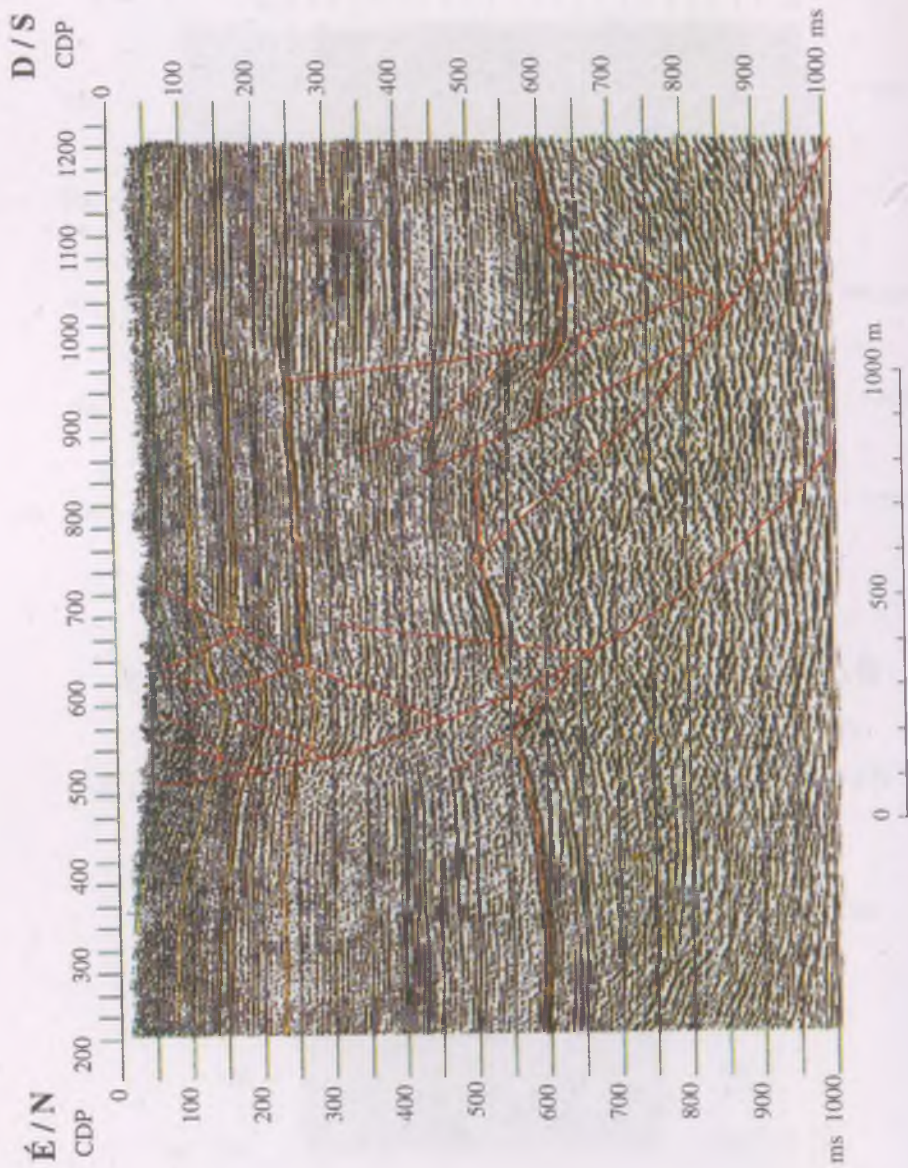
14. ábra. Pa-13 értelmezett időszelvény

É / N

D / S

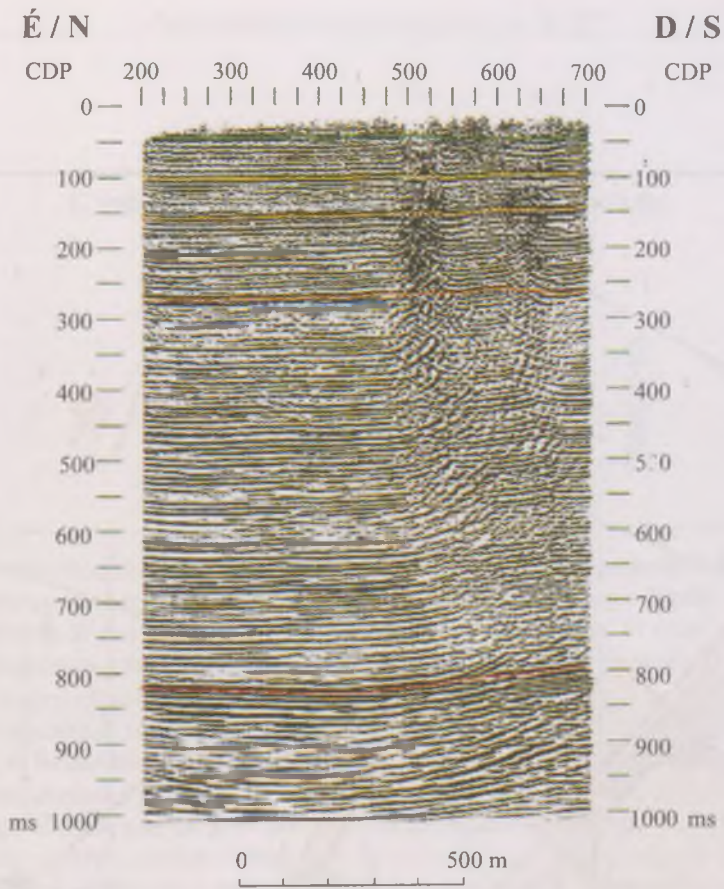


15. ábra. Pa-14 értelmezett időszelvény

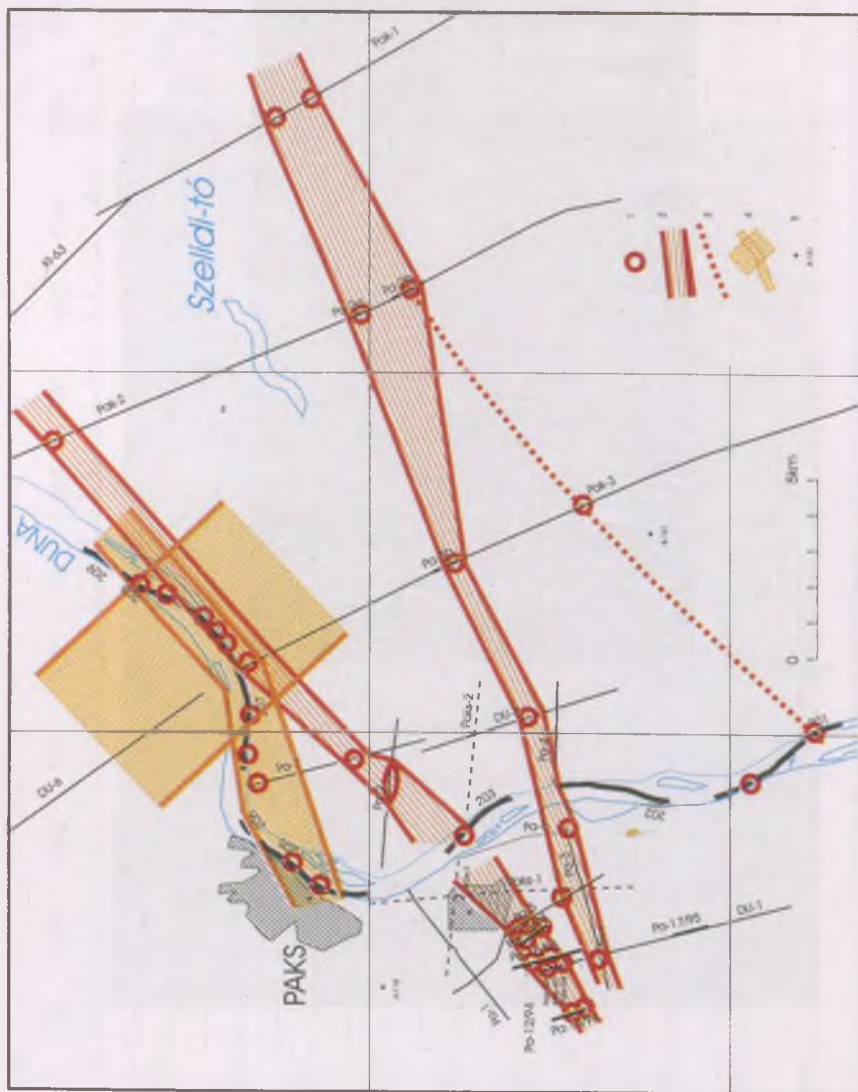


16. ábra. Pa-15 értelmezett időszelvény





17. ábra. Pa-17 értelmezett időszelvény



18. ábra. A Paks környéki szeizmikus szelvényeken megfigyelt vetők korrelációja. — 1 = szeizmikus szelvényen kimutatott fiatal vető; 2 = korábban kimutatott vetőzóna, melyet az új szeizmikus szelvények megerősítettek; 3 = valószínűleg a korábban megismert vetőzóna eddig ismeretlen elágazása; 4 = 205-208 sz. dunai szelvényen kimutatott vetők alternatív korrelációs lehetőségei; 5 = kutató fúrás

## Geomorfológiai vizsgálatok Paks környékén

MAROSI SÁNDOR – SCHWEITZER FERENC

MTA Földrajztudományi Kutató Intézet  
H-1338 Budapest, Andrásy út 62.

### 1. Bevezetés

A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonságával kapcsolatban geomorfológiai vizsgálatokat, térképezéseket az a körülmény indokolta és indokolja, hogy a domborzatfejlődés időbeni menete és mai képe, maga a felszínforma-együttes a belső és külső erők tér- és időbeli váltakozásainak, együtthatásának eredménye. A jelen- és a mindenkori felszín-domborzatból alapos vizsgálatokkal rekonstruálhatók a korábbi folyamatok, a létrehozó okok, s ezek tendenciáinak ismeretében prognózisok is felvázolhatók. Különösen a tektonikus mozgások és felszín közeli, felszíni megnyilvánulásai formaképződésben megmutatkozó eredményei lehetnek fontosak a földrengésbiztonság megítélése szempontjából is.

A geomorfológiai és geológiai szakirodalomban egyebek mellett különösen *két témakörben* indokolt a körültekintő elemzés és értékelés: egyrészt a tágabb értelemben vett *tömegmozgások*, különösen a földcsuszamlások és a tektonikai folyamatok hatására, sőt más okok következtében is megjelenő felszín közeli *kőzetrések*, litoklázisok eredetének kinyomozása, másrészt a szerkezeti–tektonikai tényező-k-jellegzetességek és a mindenkori víz-, ill. völgyhálózat *fejlődésének–irányítottságának*, az *erózióbázisoknak* és a *meder-irányváltásoknak az összefüggése* tekintetében.

A tanulmánykötetnek földtani, ill. neotektonikai fejezeteiben írtak kiegészítéseként, példaként csupán egy–két olyan igazoltan atektonikus eredetű kőzetrés-előfordulásról teszünk említést, amelyeket korábban völgyirányok tektonikus eredete bizonyítékaiként értelmeztek.

### 2. A tektonikus kőzetrések

A dunai magaspartok felsőpannóniai és negyedidőszaki üledékeiben gyakoriak az *atektonikus mozgások* és jelenségek. Az itt kétségtelenül előforduló tektonikus kőzetrések-kívül kőzetfizikai, ill. mérnökgeológiai okokra visszavezethető, csuszamlásos eredetű

litoklázisok is előfordulnak. A litoklázisok genetikájához és korához fontos minősítési szempont lehet a belőlük helyenként leírt, ill. általunk is megfigyelt  $\text{CaCO}_3$  kitöltés, limonitos bevonat, ill. molluszka-héjtöredékek előfordulása.

A kőzetrések atektonikus eredetét több példa igazolja, s közülük talán a legmeggyőzőbb az *alsószentiváni löszfeltárás*. Itt a község belterületén egy löszhát Ny-i orrán lévő kb. 100–120 m széles löszfal mindkét végénél párhuzamos litoklázisok sűrű rendszere látható. A törésrendszer mindkét helyen a lejtők irányába, tehát *egymáshoz képest ellentétesen dől*, míg a feltárás közepén, a hát gerincvonalában nincsenek litoklázisok. A törések a völgyközi hát lejtőjének talajmechanikailag leggyengébb állékonyságú részén láthatók, ott, ahol a függőleges terhelésből adódó aktív feszültség legjobban meghaladja a löszhát lábát „támasztó” tömeg passzív nyomását. A K-i töréscsomó még ívesen is követi a lejtő hajlását. A völgyközi hát uralkodó csapásiránya 140–320°, ill. 165–345° közötti értékű, és pontosan követi a völgyközi hát felszínének, ill. a szegélyező völgyoldalnak az irányát. A fentiekből a kőzetrések atektonikus eredete következik – a korábban kialakult völgyek irányába lezajlott csuszamlásos–rogyásos folyamattal kapcsolatban. Erre utal az is, hogy a völgyközi hát középső, D-i oldalán, a kápolna alatti löszfalban az említett irányú kőzetrések már nem láthatók, mivel a hát kiszélesedése és a meredek szegélylejtők hiánya miatt itt már nincsenek meg azok a talajmechanikai feltételek (instabilitás stb.), amelyek a litoklázisokat és az elmozdulásokat okozhatták volna.

Vagyis a lejtőperemeken az üledékösszleten belüli deformációk kialakulásában *szerepet játszott az elsődleges domborzat*, a deformálódott rétegek magas víztartalom miatti képlékeny állapota, aminek következtében ezek a rétegek – nem tudva elviselni a felettük lévő kőzet súlyából adódó terhelés hatását – a szegélyező völgyek felé, oldalirányban kimozdultak, megcsúsztak. Tehát ilyen folyamat hatására nem csupán rétegdeformáció lép fel, hanem a felül lévő összletben az egyenlőtlen alátámasztás miatt törések és hasadékok jönnek létre, továbbá blokkokra töredezés megy végbe, s mindezt a rákövetkező üledékek kitöltik, lefedik és konzerválják.

Az alsószentiváni löszfeltárás tehát arra ad biztos példát, hogy a fővölgyekkel párhuzamos litoklázis-rendszer létezése nemcsak annak lehet a következménye, hogy a völgyek helyzetét azok a törések szabják meg, amelyekkel kapcsolatban a kőzetrések kialakultak, hanem hogy fordított eset is lehetséges, amikor a litoklázisok a völgyek bevágódása nyomán létrejövő csuszamlások eredményeképpen keletkeznek, s így nem adnak információt a szerkezetalakulásra. Erre a megállapításra támaszkodva vizsgáljuk a mezőföldi völgyhálózat eredetének és irányítottságának a kérdését.

### 3. Felszínfejlődési vázlat, rekonstruált ősföldrajzi kép

Már régóta bizonyítottnak vehető (ÁDÁM L.–MAROSI S.–SZILÁRD J. 1959; SCHWEITZER F. 1992), hogy a pannóniai tó feltöltődését és kiszáradását követően a felsőpannóniai üledékek szárazzá vált felszínébe vágódtak be a Dunántúli-középhegység irányából a Mezőföldön át az Alföld felé, ÉNy-ról DK-i irányba lefutó vízfolyások, amelyek völgyei főként pliocén vörösagyaggal, kisebb részben homokokkal, homokos iszappal töltődtek ki (*1. ábra*).

### 3.1. Folyóvízi üledékek feküjének paleodomborzata az atomerőmű térségében

A Paksi Atomerőmű környéke a középpleistocén végéig (kb. 120 ezer évvel ezelőttig) kapcsolódott a Paks–Dunaszentgyörgy–Tengelic környéki löszterülethez, amelyet a Mezőföldről az Alföld felé, ÉNy-ról DK-re lefutó eróziós völgyek és hordalékkúp-maradványaik különítenek el, ill. alacsonyították le a löszös térszint Tengelic és Paks között.

A 2. ábrán az atomerőmű szűkebb térségéről rekonstruált, a *folyóvízi üledékek feküjének paleodomborzatát feltüntető ösföldrajzi kép* főként a Földmérő és Talajvizsgáló Vállalat (FTV) fúrásadataira épül, amelyek elérték, ill. harántolták a felsőpannóniai üledékeket és elérték a kavicsösszlet legmélyebb pontját. A több mint 800 fúrás áttanulmányozása alapján kitűnt, hogy sok esetben nem volt egyértelmű a pliocén és a negyedidőszaki üledékek meghatározása. Problémát jelentett az is, hogy több esetben a típusos teresztrikus üledékek, mint pl. a vöröstasyag vagy az idős lösz és löszszerű üledékek mint „kőzetliszt” felsőpannóniai besorolást kaptak. Emiatt a térkép csak nagy valószínűséggel adja a felsőpannóniai (felsőmiocén) időszak ösföldrajzi képét; inkább a pliocénban (5,3–2,4 M év közötti időszak) részben lepusztult felsőpannóniai tavi üledékek domborzatát tünteti fel (2. ábra).

A fúrásszelvények szerint 3–5 m vastagságú holocén és fiatal-würmi futóhomok alatt a Duna rétegsora mintegy 66–71 m tszf-i magasságig tart. A kavicsösszlet a benne talált uszadékfa kora alapján minimum 40 ezer év. A C<sup>14</sup> mérésnek ez az alsó határa (3. ábra).

A 2. ábrán a folyóvízi összlet feküjét 66 és 73 m tszf-i magasságban részben felsőpannóniai rétegek, a felsőpannóniai rétegekbe bevágódott széles, 2–6 m mély eróziós völgyekben felhalmozódott 3–4 M éves vöröstasyag és a negyedidőszakban képződött idős lösz és löszszerű (szilt) üledékek képviselik.

Az erőmű területén és közvetlen környékén az eltemetett felsőpannóniai felszín domborzatát két eltérő geomorfológiai szint határozza meg. Az egyik az ún. alacsony térszín, szigetekkel, változó szélességű, főként É–D-i irányú völgyekkel van tagolva. A másik geomorfológiai szint az előbbihez lejtővel kapcsolódik. Felszíne 70–72 m tszf-i magasságú felszín rész, amelyet egy határozott futású, ÉNy–DK-i irányú eróziós völgy oszt ketté. A széles, lapos, 3–4 m mély eróziós völgyben vöröstasyag és fedőjében olykor öreg lösz települ, amely főként a Duna megjelenésekor erodálódott.

A rekonstruált fekvő domborzat kis reliefenergiával rendelkezik. Legmagasabb pontja 73 m, a legalacsonyabb pedig 66 m a tszf (2. ábra).

Az *alacsony térszíni formák* közé tartoznak a 66–68 m tszf-i magasságú szigetek is. A medrek a bennük található vöröstasyagok kora alapján 3,5–4,0 M évnél idősebbek lehetnek. A vöröstasyagra települt idős – 1,3–0,4 M éves – lösz és löszszerű üledékek is fontos korjelzők. A kiszélesedő medrekben pontszerűen egy–egy fúrás ennél mélyebben is elérte a felsőpannóniai rétegeket az összemosódott vöröstasyagos rétegek alatt.

*Magasabb, 70–72 m tszf-i magasságúak az É–D-i irányú mederrel párhuzamos felszínrészek. Lejtővel különülnek el a 66–70 m-es és a 73 m tszf-i magasságú felszínrésztől.*

Felszínükbe vágódott be a Mezőföld irányából érkező NyÉNy–KDK-i, majd ÉÉNy–DDK-i irányú eróziós völgy is, amelynek az erózióbázisa az ún. alacsony térszínen É–D-i irányban futó, mintegy 66–69 m tszf-i magasságban húzódó eróziós völgy. Az ezen a területen mélyült kevés számú fúrás alapján is megállapítható, hogy völgyében szintén vörösiszap van.

A plio–pleisztocén átmeneti időben képződött s a tovább folytatódó folyóvízi tevékenység emlékeit őrző üledékeket és felszíneket a vizsgált területnek főleg mezőföldi részén jellemzően pásztásan 20–100 m vastagságú löszös öszlet fedi, amelynek a kora itt – legalábbis a paleomágneses vizsgálatok alapján – az 1 M évet nem haladja meg (1., 4., 5. ábra). A dunai magasparton jól feltáruló löszös öszletek felszíninformáló domborzati megjelenései a Mezőföld bentebbi területein völgyekkel pásztázottak-tagoltak, miként általában a homokos felszínnek is. Ezek iránya is vetett fel tektonikai befolyásoltságot.

### 3.2. A mezőföldi völgyhálózat irányítottsága

A *Mezőföld völgyei* egészében véve egy sugaras rendszerbe illeszkednek. Míg a Dunántúl Ny-i részén, Zalában az É–D-i, Somogyban már egyre inkább ÉÉNy–DDK-i, a Mezőföldön ÉNy–DK-i, majd a Duna–Tisza közének É-i részén NyÉNy–KDK-i irányú a jellemző völgyhálózat (amit több helyen keresztez, ill. színez a Dunántúli-középhegységgel nagyjából párhuzamos, fő szerkezeti csapásirány). Sajátos adottság a közelítőleg hasonló uralkodó szélirány, amely ugyanilyen irányú deflációs formakincset hozott létre. Mindez már önmagában véve is megnehezíti a geomorfológiai jellegek megnyilvánulásában tükröződő szerkezeti adottságok szerepének, súlyának valós megítélését.

A szakirodalomban általában (pl. EGYED L. 1957; GÁBRIS GY. 1986), de a környező területre vonatkozóan különösen (ÁDÁM L. et al. 1959; HORVÁTH F. et al. 1990) elterjedt az a nézet, hogy a vízálózat és a szerkezeti (tektonikai) jellegzetességek összefüggenek. Ez gyakran igaz, de önmagában nem elegendő érv.

A *völgyek irányítottsága*, mint előbb jeleztük, még *párhuzamos kőzetrések esetén sem feltétlenül tektonikus eredetű* (MAROSI S.–SCHWEITZER F. 1991; BALLA Z. et al. 1993), s az újpleisztocén üledékekbe vágódott mezőföldi völgyrendszer törésekkel való kapcsolata – a határozott irányítottság ellenére – sem tekinthető bizonyítottnak. Azonban még ha a vízfolyások nem is követnek tektonikus töréseket, irányítottságukban a szerkezeti mozgásoknak annyi szerepe azért lehet, hogy az Alföld süllyedő térszíne, ill. az Alföld peremi kisebb süllyedékek mint mélyülő erózióbázisok vonzották magukhoz a dunántúli (mezőföldi) vizeket.

### 3.3. Alföld-peremi erózióbázisok és a Duna helyváltoztatásai

A tárgyalt vidék a középsőpleisztocén végéig (120 ezer évvel ezelőttig) szervesen kapcsolódott a Paks–Dunaszentgyörgy–Tengelic környéki löszterülethez. Ekkor alakultak ki a Mezőföldről az Alföld felé ÉNy-ről DK-re lefutó völgyek. Ezeknek a felsőpannoniai üledékek szárazulatá vált felszínébe vágódott és az erózióbázishoz – az ún. *levantei tóhoz* – lefutó eróziós völgyeknek, torrenseknek a harántmetszeteit rekonstruálhatjuk a dunaföldvári Öreg-hegy, a dunakömlődi Sánc-hegy előterében mélyített vagy az erőműtől D-re lévő fúrások alapján, amelyek részben áthalmozott, részben CaCO<sub>3</sub> horizonttal jellemezhető vörösgyag talajszorozatokkal vannak kitöltve (1., 6. ábra).

A fúrásokkal megkutatott eróziós völgyek 50–70 m szélességűek és 3–10 m mélységűek (1. ábra). Ilyen néhány fokos lejtőjű mélyedések, völgyek számos helyen előfordulnak, s néhány esetben, mint pl. Dunaföldvár, Dunaújváros vagy Dunakömlőd térségében fúrásokkal igazolható volt, hogy a Duna–Tisza közti Hátság területén folytatódnak, s a K felé gyengén lejtő pannóniai felszínen is követhetők.

PÁVAI VAJNA F. (1941, 1951) – aki a túlzott tektonikai szemlélet híve volt – ezeket a K felé gyengén lejtő völgyeket szinklinálisként értelmezte. Dunaföldvárról pl. két szinklinálist és egy szűk redőt irt le, s szerinte maga Dunaföldvár is egy ilyen szinklinálisban helyezkedik el.

A földtani–geomorfológiai vizsgálatok szerint a Duna a tárgyalt területen a felsőpleisztocén elején jelent meg, mivel ennél idősebb dunai származású anyagot eddig nem sikerült kimutatni (RÓNAI A. 1964; PÉCSI M. 1959; ERDÉLYI M. 1960; MAROSI S. 1953). E vidék elkülönülését a löszterülettől az a süllyedési folyamat – a *Kalocsai-medence* (7–8. ábra) kialakulása – okozta, amely az utolsó interglaciálisban indult meg, s amely a Duna Ny-i ágait is magához vonzotta, amit a kavicsos–homokos üledékösszlet igazol.

A Kalocsai-medence felsőpleisztocén korú szerkezeti aktivitása a rétegtani–üledékföldtani adatok alapján régóta ismeretes. A Duna ezt a mélyedést hamarosan feltöltötte, majd a terület Ny-i részén Dunakömlőd, Paks és Tengelic között a felsőpannon térszínbe mélyen bevágódva, oldalazó erózióval a vörösgyagos, idős löszösszletből álló lejtőt elrombolva széles völgysíkot alakított ki magának. A süllyedő mozgás 2–3 ritmusban játszódott le, amit a katlan 30–60 m vastag folyóvízi összletében 2–3 szintben kimutatható 6–10 m vastag kavics horizontok igazolnak (7. ábra).

A mozgásfázis első szakaszában (utolsó interglaciális) a terület kb. 20–25 m-t süllyedt, míg a felsőpleisztocén közepén, C<sup>14</sup> adatok szerint 40–50 ezer évvel ezelőtt (Paks és Tengelic között) mintegy 20–25 m-t, de egyes részeken ezt az értéket meg is haladhatta (9–10. ábra). Így a Duna a korábbi üledékeire újabb 15–20 m-es vastagságú hordalékanyagot rakott le.

A középsőwürm végén, kb. 32–26 ezer évvel ezelőtt alakult ki a II/a. sz. teraszfelszín, amit az tanúsít, hogy ártéri üledékein a 26 és 13 ezer év közötti időszakból származó fagyjelenségek – homokékek, krioturbációs jelenségek stb. – észlelhetők, s lelettük nagy vastagságú fosszilis dűnehomok települ (SCHWEITZER F.–TARNÓCZAY K. 1996).

Az erőmű területének és közvetlen környékének geomorfológiai adottságai és földtani viszonyai végül is azt látszanak valószínűsíteni, hogy ezen az É-abbi területen a *felsőpleisztocén befejező szakasztól kezdve nem mutathatók ki lényeges szerkezeti változások*. Erre az eredeti, építés előtti állapotból is következtetni lehet. Az 1967–68. évi feltárások 3–7 m vastagságú szélfújta homokról tanúskodtak. Ezt az összetetet 2–3 fosszilis talaj tagolta. Közülük a legelső volt a legkifejlettebb, és ez azonosítható volt az erőműtől Ny-ra lévő homokbányánál feltárt alsó fosszilis talajjal.

Ezek az adatok azt támasztják alá, hogy a Duna a felsőpleisztocén befejező szakaszában a területet már elhagyta, fő- és mellékágai K felé tolódtak el, feltételezhetően azért, mert a K-i rész tovább süllyedt. Az erőmű területe és környéke szárazra került, és így a dunai üledékeken több szakaszban szélfújta homok halmozódhatott fel.

A  $C^{14}$ -es vizsgálati eredmények alapján Paks környékén szakaszos, gyors süllyedéssel jellemezhető periódus valószínűsíthető, amely után a mozgás lelassult, majd leállt. Ezt igazolják azok a fúrási eredmények, amelyek a Paks és a Sió közötti Duna-parton mélyültek. Ezekben a fúrásokban 2–3 szintben jelentkeztek durvaszemcsés, kavicsos rétegek, amelyek fölfelé fokozatosan finomodtak, s az egyes ilyen feltöltődési periódusokat iszap vagy homokos iszap zárta le (6., 7., 8., 10b. ábra).

A süllyedési folyamat legfiatalabb eredménye az ún. *Sárközi-medence*. A  $C^{14}$  adatok szerint a süllyedés 11 ezer évvel ezelőtt vonzotta erre a Duna Ny-i ágait, majd magát a bővívíz folyót is. A vizsgálatok szerint ezen a területen a felsőwürm végétől a holocénen át is még erős volt a süllyedés, aminek mértéke kb. 20 m volt (10a., b. ábra). Az erőmű és tágabb körzete térségében a Duna kanyarogva bevágó szakaszjelleggel folyik.

### 3.4. A dunai medrek irányváltásai

Pakstól É-ra a mederfenéken lévő kavicsstakaró akadályozza a folyó bevágódását és a szabad kanyarulatok kialakulását, Pakstól D-re viszont nincs ilyen akadály, mert a kavicsréteg 5–10 m-rel a mai meder alá süllyedt. Így felette szabadon fejlődhetnek a *Duna kusza kanyarulatai*. Egy-egy ilyen nagy meder kialakulásától a természetes lefűződésig SOMOGYI S. (1974) vizsgálatai alapján 150–200 évre volt szükség (11–12. ábra).

Az 1735–1750 közötti években készült Mikovinyi-féle térképet a dunai meanderek szerkezeti irányítottságának megállapítása céljából megvizsgálva, jellemzőnek találtuk az ÉNy–DK-i és az erre merőleges már *elhagyott mederirányokat*, de ezen belül világosan észleltük az É–D-i, ill. a K–Ny-i egykori meandereket is. A Paks és Szekszárd közötti Duna-szakaszt ábrázoló térkép szerint az egykori medrek szinte az egész területet behálózzák, s legsűrűbben Kalocsa környékén mutatkoznak. A térkép alapján valószínűsíthető, hogy amennyiben a meanderek szerkezeti irányokat és vonalakat követnének és jeleznének, akkor a tektonikailag legaktívabbnak ítélt terület Kalocsa környéke lenne.



A természetes felszínfejlődés, a geomorfológiai fejlődéstörténet és a társadalmi beavatkozás, antropogén felszínformálás összegzéseként összefoglalóan röviden elmondható, hogy a pleisztocén üledékekben ismert és észlelhető kőzetrések atektonikus jellegűek, s a völgyek irányítottasága még párhuzamos kőzetrések esetén sem bizonyít tektonikus eredetet. A Duna ármentesítés előtti folyása mentén, Dunaföldvár–Dunakömlőd–Paks térségében nem találtunk olyan egyértelmű bizonyítékokat, amelyek szerint a mai Duna medre törésvonala(ka)t követne. Sokkal inkább úgy tűnik, hogy a főmeder mindig a süllyedékterületek felé irányul (*13. ábra*).

### 3.5. Löszhátsági völgyek és az Ős-Sárvíz

A mezőföldi löszhátság felszíni domborzatának jellegét a különböző genetikájú völgyek határozzák meg, amelyek a löszfelszínt aprólékosan feldarabolták. A térszín formálásában a lejtőleöblítés, csuszamlás mellett a vonalas erózióknak és a deflációnak van fontos szerepe.

Az elkeskenyedett és lealacsonyodott, olykor szigetszerűen elhelyezkedő löszfennsík pereméhez a pleisztocén elejétől megjelenő Ős-Sárvíz hordalékkúp-generációi csatlakoznak, amelyekhez a Sárvíz fiatal würmi hordalékkúp-anyaga kapcsolódik. Szárazzá vált felszínére olykor lösz, löszös homok is települ. A Sárvíz hordalékkúp-anyagából, ill. a Sárvíz-teraszok folyóvízi homok–aprókavicsos murvaszerű anyagából jelentős mértékű és nagy tömegű futóhomok halmozódott fel. E felszíni homokösszlet a kis szállítási távolság miatt gyakran csak nehezen választható el a folyóvízi összetektől.

A felszíni formakincs összetevői a futóhomok vonulatok és a közöttük hosszan elnyúló, széles mélyedések, deflációs laposok stb.

## 4. A domborzati formák (geomorfológiai térkép)

A folyamatok eredményeként, a litológiai adottságoktól is függően az atomerőmű tágabb környékének geomorfológiai térképe (*14. ábra*) ad részletes tájékoztatást és kutatásaink eredményeként szintézist a mai domborzat genetikai formatípusairól, ill. -csoportjairól, egyedi formáiról, amelyek mindenféle területhasználatnak is alapjai lehetnek (BALOGH J.–KANYÁR B.–SCHWEITZER F.–UGRON Á. 1991, SCHWEITZER F.–BALOGH J.–MAROSI S. et al. 1994, KANYÁR B.–SCHWEITZER F. 1996).

A vizsgált terület, az atomerőmű környékének a geomorfológiai arculatát alapvetően két síksági domborzattípus formacsoportjai határozzák meg.

A *Mezőföldet* 150–180 m tszf-i magasságú löszplatók, hordalékkúp-hátak és a Dunára meredeken leszakadó magaspartok formatípusai jellemzik. Ezek sorában említjük az eróziós völgyeket, továbbá a deráziós és eróziós-deráziós völgyrendszereket, deráziós páholyokat és intenzíven formálódó völgyfőket. A hordalékkúp-hátak lepelhomokos felszínei deflációs mikroformákban gazdag térszínek.

A *Dunamenti-síkság* hármas tagozódású. A folyót és a mellékágait keskenyebb, szélesebb hullámtér kíséri, felette alacsony- és magasártéri felszínek következnek. Legjelentősebb formatípusai a fejlődés különböző stádiumában levő meanderek, a meander közti háta, az íves kanyarulatú lefűzött holtágak és a szikes laposok. Az alacsonyártéri térszínekből szigetszerűen emelkednek ki a településeknek helyet adó, ármentes magasártéri felszínek.

*Mindkét domborzattípus felszínének talajképző közetek* kivétel nélkül laza üledékek. A löszplatók típusos löszből, homokos löszből, homokos lejtőlöszből épültek. A hordalék-kúp-hátak lepelhomokkal fedett térszínek.

A Dunamenti-síkság magas árterén a folyóvízi homok, lösziszap és a szélfújta homok a főbb talajképző közet. A magas talajvízállású alacsonyártereken a réti agyagok és iszap homokkal kevert változatai takarják a felszínt.

#### 4.1. Folyóvízi eróziós és akkumulációs formák

A térképen (14. ábra) ábrázolt felszínformák közül a különböző típusú *eróziós völgyek, hordalékkúp-síkságok, a folyóteraszok és árterek* tartoznak ebbe a csoportba.

4.1.1. A Duna-völgy *alacsonyártere*. Az alacsony- és magasártéri szintekkel tagolt terület az alföldi Duna tökéletes síksága.

Az árterén a Duna óholocén terasza 93–97 m tszf-i magasságú szintet képvisel. A teraszfelszínbe bevágódott, ma már nagyrészt elhagyott medrek nehezen kibogozható hálózata és az erodált laposok felszíne 2–3 m-rel alacsonyabban, 91–94 m tszf-i szintben helyezkedik el.

4.1.2. A *magasártéri felszínek* a Duna bal partján kisebb szigetszerű megszakításokkal településeket hordoznak. Térszíneik öntésiszappal, lösziszappal fedettek. Nagyobb felszíneiket az ártérről kifújta lepelhomok borítja. A magasártéri jobb part határa a Duna II. sz. teraszának peremével esik egybe.

4.1.3. *Teraszszigetek*. A szélesebb völgytalpakon (Sárvíz-, Kapos-, Völgységi-patak völgye) és a nagyobb ártereken (Sárköz) folyóvízi oldalazó eróziós tevékenységgel kialakított izolált térszíni formák. Anyaguk öntéshomok, öntésiszap és átosott lösz. A teraszszigeteket régi medermaradványok övezik, s átlagosan 2–4 m-re emelkednek környezetük fölé (MAROSI S. 1953).

4.1.4. *Folyóvízi terasz*. Dunaföldvár–Paks–Szekszárd között a Mezőföld löszpereméhez forrva a Duna mintegy 1–6 km széles ármentes pleisztocén teraszának – II/a. sz. terasz – pereme, K-ről pedig a futóhomokkal megemelt Duna–Tisza közti Hátság lapos mélyedésekkel csipkézett szegélye húzódik.

4.1.5. *Hordalék-kúp-síkságok*. Legnagyobb az Ős-Sárvíz ÉNy-DK-i irányú, hosszanti süllyedékterületeken épített alsó- és középpleisztocén hordalék-kúp-síksága. Az Ős-Sárvíz alsó- és középpleisztocén medre a Móri-árok egyenes folytatásában a maitól 4–6 km-rel K-re volt. Finomabb hordalékával (aprókavics, murvás folyóvízi homok) pedig

a Mezőföld intenzívebben süllyedő D-i területét töltögette. A lejtés irányában vastagsága is jelentősen különböző Dél-Mezőföldön, ahol terjedelmes hordalékkúp-mezővé széleseedik, meghaladja az 50 m-t és Szedrestől D-re anyaga egybeolvad a Duna újpleisztocén mederfeltöltésével (MAROSI S. 1953).

A dél-mezőföldi hordalékkúpmező jelentős része az újpleisztocén végén és a holocénban a defláció hatására jellegzetes homokformákkal (hosszanti garmadabucka, garmada, maradéngerinc, szélbarázda) behintett futóhomokfelszínre alakult.

4.1.6. *Völgyek.* Domsági jellegű felszínnek és a löszrel fedett Dunaföldvár–paksi löszplató legelterjedtebb felszínformái.

A geomorfológiai térképen (14. ábra) az eróziós völgyeket – a célnak megfelelően – mélységük szerint ábrázoltuk, jóllehet a különböző mélységű völgyek fejlődésmenetük és geomorfológiai sajátosságaik alapján egymástól eltérő völgytípusokba tartoznak.

A nagyobb eróziós völgyek alluviális síkjainak fejlődését a völgyformálódás intenzitása határozta meg.

Az óholocén meleg–száraz mogyoró fázisában feltöltött völgyfenék maradványa (I.sz. terasz, óholocén) a Sárvíz-völgyben jellegzetes kifejlődésű. A völgy É-i szakaszán általában 2–3, D-i szakaszán pedig 3–4 m-re magasodik az ártér fölé. Anyaga többnyire homok, iszapos homok és meszes iszap.

– A 20–50 m mély eróziós völgyek többnyire a rövid aszimmetrikus eróziós völgyek (völgymedencék) típusába tartoznak. Legtipikusabb képviselőik a Dunakömlőd–paksi löszplató Duna-völgyre nyíló, völgymedenceszerűen kitáguló, rövid eróziós völgyei.

Jellemző vonásuk, hogy Ny–K-i, ill. NyÉNy–KDK-i irányultságúak.

– A < 20 m mély eróziós völgyek típusába időszakos vízfolyással rendelkező nagyobb patakvölgyek (a fővölgyek mellékvölgyei) tartoznak.

– A széles, lapos eróziós völgyek közé elsősorban a Mezőföld kisebb eróziós völgyei sorolhatók.

#### 4.2. Komplex genezisű formák

Általában több erőhatás (szerkezeti mozgások, vonalas erózió, a felszín felületileg lepusztító areális folyamatok, eolikus üledékképződés stb.) által kialakított formák, ill. formacsoportok tartoznak ide (ÁDÁM L. 1964, PÉCSI M. 1967).

4.2.1. *Löszplatók.* A Mezőföld legtipikusabb nagyformái. ÉNy–DK-i irányban helyezkednek el, jelentős mértékben magasodnak környezetük fölé (160–180 m), s félsíkszerűen kiemelkedésük következtében felszínük nem vízszintes, hanem 5–6°-nyi dőlés mellett DDK-i irányban lejtősdnek.

Másik sajátos geomorfológiai jellemvonásuk felszínük viszonylagos tagolatlansága (ÁDÁM L.–MAROSI S.–SZILÁRD J. 1959).

A löszplatókat mindenütt vastag lösztakaró fedi. A lösz vastagsága helyenként az 50 m-t is meghaladja.

Felépítésükben a típusos lösz mellett a deluviális löszös üledékek valamennyi változata előfordul.

4.2.2. *Alacsony völgyközi hátak.* Laza löszös, homokos, üledékes kőzetekből épültek. Két oldalról mélyre vágódott eróziós, eróziós–deráziós völgyek alluviális síkjából széles talpazattal emelkednek ki, s fokozatosan elkeskenyedő geomorfológiai formák. Genetikailag eróziós–deráziós eredetűek. Átlagos tszf-i magasságuk alacsonyabb, mint a környezetükben tetőhelyzetben fekvő löszplatók felszíne.

4.2.3. *Deráziós (száraz) völgyek.* Mezőföldi löszös területek legelterjedtebb felszíni formái.

A száraz deráziós völgyek leggyakrabban teknő vagy tál alakú, homorú és domború lejtőkkel határolt, sok esetben völgytalp nélküli hosszanti térszíni mélyedések. Méretük, akárcsak formájuk, nagyon különböző. Legfontosabb geomorfológiai jellemvonásuk, hogy sem medrük, sem állandó vízfolyásuk nincsen, s a völgyfő felé jelentékenyen kiszélesednek. Kizárólag nagyobb eszések, záporok alkalmával folyik le bennük víz.

4.2.4. *Deráziós fülkék.* A térképen ábrázolt kerekded és ovális alakú kisformák többnyire a völgyoldalak löszlejtőin, a löszhátak peremén és a deráziós völgyek völgyfőiben alakultak ki.

4.2.5. *Eróziós–deráziós völgyek.* Ebbe a típusba tartoznak a terület összes olyan szárazvölgyei, amelyek eredetileg deráziós völgyként alakultak ki, alakrajzi és egyéb morfológiai sajátosságai alapján többé-kevésbé még ma is a deráziós völgyekre emlékeztetnek, de már állandó vagy időszakos vízfolyásuk van. A vízfolyások megjelenései a szárazvölgyek átalakulására utalnak.

4.2.6. *Deráziós nyergek.* Keskeny vízvásztó gerincek formatípusai. Leggyakrabban szomszédos völgyfők, tanúhegyek és löszhátak között jellegzetesek.

4.2.7. *A lejtő általában* jelzést a térképen a domborzati formákat határoló 2,5°-nál meredekebb lejtésű felszínre alkalmaztuk, amelyeket dinamikai szempontból nem minősítettünk.

4.2.8. *Stabilizálódott fosszilis csuszamlásos lejtők.* Azokat a régi csuszamlásháborgatta lejtőket soroltuk ide, amelyek hidrogeológiai adottságaiknál fogva, valamint antropogén befolyás hatására magukban hordozzák a csuszamlás aktivizálódásának feltételeit.

4.2.9. *Instabil meredek magaspártok.* A Duna által alámosott, csuszamlásos, omlásos, labilis folyópartok tartoznak ide (13. ábra).

### 4.3. Deflációs formák

4.3.1. *Lepelhomokkal fedett hátak.* Legnagyobb összefüggő területen Dél-Mezőföldön jellemző a szélfújta homokok elterjedése, ami a hordalékkúpok és teraszok elterjedésével függ össze. Az Ős-Sárvíz szárazzá vált hordalékkúp- és újpleisztocén terasz-felszíne alakult át futóhomok-területté, miután a deflációnak kedvező időszakban vastag fedetlen homok volt kitéve az uralkodó ÉNy-i szél felszínalakító munkájának.

A fenti területhez csatlakozik D felől a Duna–Sárvíz közös újpleisztocén teraszán kialakult futóhomokfelszín.

4.3.2. *Homokformák általában.* A geomorfológiai térképen (14. ábra) ábrázolt homokformák nem egyedi „in situ” előfordulások, hanem általában félig kötött homokformákat (garmadabucka, garmada, szélbarázda, széllyuk, maradékgerinc) érzékeltetnek.

A leggyakoribb forma a szélbarázda és a maradékgerinc, valamint a barázdától elszakadt *hosszanti garmadabucka*. Mindegyikük iránya az uralkodó széliránnyal megegyezően ÉNy–DK-i.

4.3.3. *Lepelhomokok.* Többnyire elhagyott medrekéből, szélbarázdákból és alacsony árterekből kifúj, s a közelben felhalmozott vékony, néhány dm vastag homoktakarók; mint felszínformák, homokleplek megnevezést érdemelnek.

#### 4.4. Antropogén formák

Leggyakrabban a határba vezető forgalmas dűlőutak alakulnak át löszmélyutakká. Mélységük területenként nagyon változó (3–15 m). Fejlődésük előrehaladott állapotában felfnyílnak és löszszakadékká alakulnak.

Ebbe a csoportba sorolható a csatornázott, feltöltött hajdani meanderek vonalában épített belvízlevezető csatornahálózat.

### 5. Összefoglalás

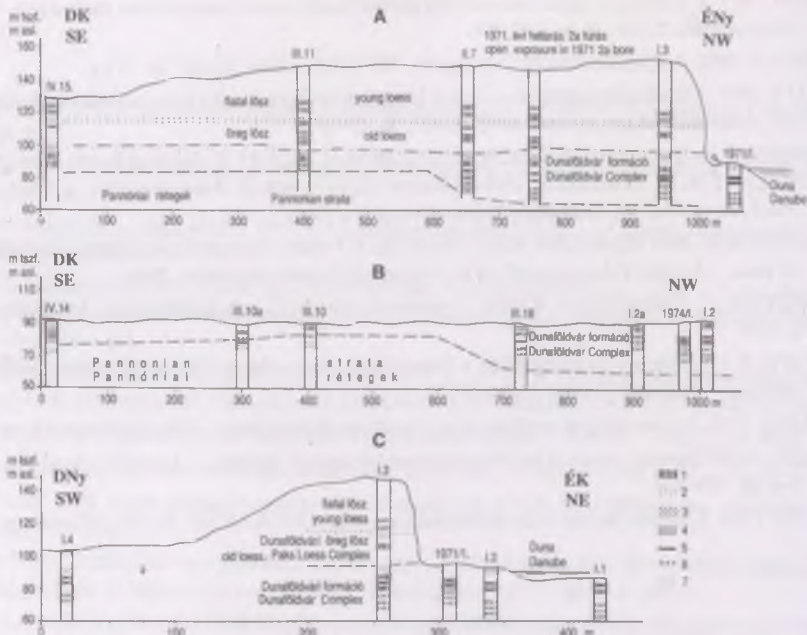
A geomorfológiai elemzés tanúsága szerint a pleisztocén–holocén üledékekben észlelhető kőzetrések jellemzően atektonikus eredetűek, lejtős tömegmozgásokkal összefüggőek, részben szárazulati repedések. A völgyek irányítottsága még párhuzamos kőzetrések esetén sem bizonyít tektonikus eredetet.

A Duna ármentesítés előtti folyása mentén, Dunaföldvár–Dunakömlőd–Paks térségében nem találtunk olyan egyértelmű bizonyítékokat, amelyek szerint a mai Duna medre törésvonala(ka)t követne. Sokkal inkább úgy tűnik, hogy a főmeder mindig a süllyedő területek felé irányul.

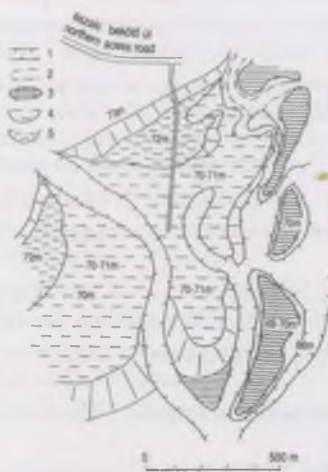
Az ÉNy–DK-i irányú, részben már a Duna megjelenése előtt az Alföld felé lefutó mezőföldi eróziós, s különösen a fiatalabbak közül részben deráziós, ill. eróziós–deráziós völgyek tektonikus eredetének feltételezését az is nagymértékben gyengíti, hogy az uralkodó szélirány is ÉNy–DK-i; így – mint a geomorfológiai térképről jól kitűnik – különböző genesisű felszínformák helyezkednek el ebben az irányban, s nyomják rá bélyegüket a domborzat mai képére.

- ÁDÁML. 1964. A Szekszárdi-dombvidék kialakulása és morfológiája. – *Földrajzi Tanulmányok* 2. Akad. Kiadó, Bp. 84 p.
- ÁDÁM L. 1969. A Tolnai-dombság kialakulása és felszínalaklata. – *Földrajzi Tanulmányok* 10. Akad. Kiadó, Bp. 186 p.
- ÁDÁM L.–MAROSI S.–SZILÁRD J. 1959. A Mezőföld természeti földrajza. – *Földrajzi Monográfiák* 2. Akad. Kiadó, Bp. 514 p.
- BALLA Z.–MAROSI S.–SCHEUER Gy.–SCHWEITZER F.–SZEIDOVITZ Gy. 1993. A Paksi Atomerőmű földrengéskockázatával kapcsolatos szerkezeti és geomorfológiai vizsgálatok. – *Földrajzi Értesítő* 42. 1–4. pp. 111–140.
- BALOGH J.–KANYÁR B.–SCHWEITZER F.–UGRON Á. 1991. A radioizotópok földfelszíni mozgását meghatározó folyamatok, izotópdúsulási lehetőségek a PAV környékén. – MTA FKI, *Kézirat*, 42 p.
- DANK V.–FÜLÖP J. (főszerk.) 1990. Magyarország tektonikai térképe, 1:500 000. – *Magy. Áll. Földt. Int. Bp.*
- EGYED L. 1957. Vízfolyások, morfológia és tektonika kapcsolata. – *Földtani Közöny* 87. 1. pp. 69–72.
- ERDÉLYI M. 1960. Geomorfológiai megfigyelések Dunaföldvár–Solt és Izsák környékén. – *Földrajzi Értesítő* 9. pp. 257–276.
- FODOR T.–NÉ–SCHEUER Gy.–SCHWEITZER F. 1981. A Dunakömlőd–Paks közötti dunai magaspart mérnökgeológiai térképezése és vizsgálata. – *Földtani Közöny* 111. 2. pp. 258–280.
- FÜLÖP J.–DANK V. (főszerk.) 1987. Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával, 1:500 000. – *Magy. Áll. Földt. Int. Bp.*
- GÁBRIS Gy. 1986. A vízhálózat és a szerkezet összefüggései. – *Földtani Közöny* 116. 1. pp. 45–55.
- HERTELENDI E.–PETZ E.–SCHEUER Gy.–SCHWEITZER F. 1989. Radiokarbon koradatok a Paks–Szekszárd süllyedék kialakulásához. – *Földrajzi Értesítő* 38. pp. 319–324.
- HORVÁTH F.–CSONTOS L.–ERDÉLYI M.–FERENCZ CS.–GÁBRIS Gy.–HEVESI A.–SÍKHÉGYI F. 1990. Paks környezetének neotektonikája. – *Kézirat*, MTA GGKI Szeizmológiai Osztály, Bp.
- JASKÓ S.–KROLOPP E. 1991. Negyedidőszaki kéregmozgások és folyóvízi üledékfelhalmozódás a Duna-völgyben Paks és Mohács között. – *Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1989-ről.* pp. 65–84.
- KANYÁR, B.–SCHWEITZER, F. 1996. Investigations of a potential enrichment of radionuclides in the environment of the Paks nuclear power plant. – In: Environmental problems and possible solutions in the Carpathian Basin. Ed. G. J. HALASI-KUN. (*Pollution and water resources, Columbia University Seminar Series* Vo. 28. 1994.) Pécs: Centre for Regional Studies HAS, pp. 311–322.
- MAROSI S. 1953. Morfológiai megfigyelések a Mezőföld déli részén. – *Földrajzi Értesítő* 2. pp. 218–233.
- MAROSI S.–SCHWEITZER F. 1991. Megjegyzések a Paksi Atomerőmű körzetéről készült földtudományi munkákról. – *Kézirat*, MTA FKI, Bp. 25 p.
- NÉMEDI VARGA Z. 1986. A Tengelic 1. sz. szerkezet- és vízkutató-, valamint a Tengelic 2. sz. alapfúrás összehasonlító földtani és szerkezeti vizsgálata. – *Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1984-ről.* pp. 103–113.
- PÁVAI VAJNA F. 1941. Az 1938. évi Budapest környéki kiegészítő geológiai jelentésem. – *Magy. Kir. Földt. Int. Évi Jel. az 1936–1938. évekről.* pp. 399–438.
- PÁVAI VAJNA F. 1951. Az alföldi Duna mellék rétegtana és hegyszerkezete. – *Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. az 1951. évről.* pp. 69–75.
- PETZ E.–SCHEUER Gy. 1990. Az Alsó Duna-völgy partiszűrűsű vízszerszés lehetőségei; jobb part, bal part. – *Kézirat*, FTV, Bp.
- PÉCSI M. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaklata. – *Földrajzi Monográfiák* 3. Akad. Kiadó, Bp. 358 p.

- PÉCSI M. 1967. A földfelszíni külső (exogén) folyamatok osztályozása és nevezéktani értelmezése. – *Földrajzi Közlemények* 15. (91.) 3. pp. 199–209.
- RÉTHLY A. 1952. A Kárpátmedencék földregései, 455–1918. – Akad. Kiadó, Bp. 511 p.
- RÓNAI A. 1964. A dunántúli és alföldi negyedkori képződmények érintkezése Paks és Szekszárd között – *Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. az 1961. évről. II. rész*, pp. 19–61.
- SCHWEITZER F.–BALOGH J.–BALOGHNÉ DI GLÉRIA M.–BORSY Z.–HAVAS F.–NÉ–JUHÁSZ Á.–KIS É.–LANTOS M.–MAROSI S. 1994a. Geomorfológiai kutatások dokumentációja, A. kötet. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földregés Projekt jelentéstára, Paks.
- SCHWEITZER F.–HERTELENDI E.–KIS É.–MAROSI S. 1994b. Geomorfológiai kutatások dokumentációja, B. kötet. – *Kézirat*, Paksi Atomerőmű Rt. Földregés Projekt jelentéstára, Paks.
- SCHWEITZER, F.–TARNÓCZAY, K. 1996. Cryogenic features in Canada and Hungary. – IAG EUR. Budapest, p. 118.
- SOMOGYI S. 1974. Meder- és ártérfejlődés a Duna sárközi szakaszán az 1782–1950 közötti térképfelvételek tükrében. – *Földrajzi Értesítő* 23. pp. 27–36.
- SZILÁRD J. 1955. Geomorfológiai megfigyelések Kiskőrös és Paks vidékén. – *Földrajzi Értesítő* 4. pp. 263–278.
- WEIN, Gy. 1969. Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13. 1–4. pp. 399–436.
- WEIN Gy. 1978. A Kárpát-medence alpi tektogenezise. – *Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1976-ról*. pp. 245–256.

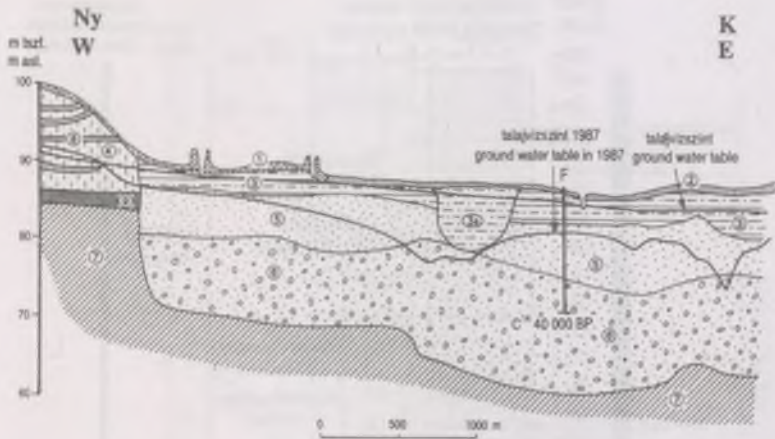


1. ábra. Szárazulattá vált felsőpannóniai felszínbe vágódott eróziós völgyek vörösgyagos kitöltései (SCHWEITZER F. 1971). A dunaföldvári löszös magaspárt szelvényei. – A = tetőfúrások szelvénye; B = parti fúrások szelvénye; C = keresztmetszvény. 1 = réti talaj; 2 = folyóvízi homok; 3 = talajszediment; 4 = mezőségi talajok; 5 = vörös erdőtalajok, barna erdőtalajok; 6 = vörösgyag; 7 = rózsaszínű homokos lösz; I. 1–IV. 15 = fúrások számok

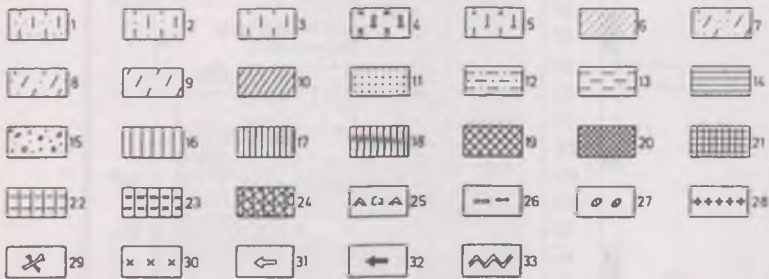


2. ábra. Folyóvízi üledékek fekéjének paleodomborzata az erőmű térségében (szerk. SCHWEITZER F. 1995). – 1 = eróziós völgy; 2 = feltételezett eróziós völgy; 3 = (domborzati) sziget (69–70 m tszf); 4 = erodált felszín (70–71 m tszf); 5 = erodált felszín (72–73 m tszf)

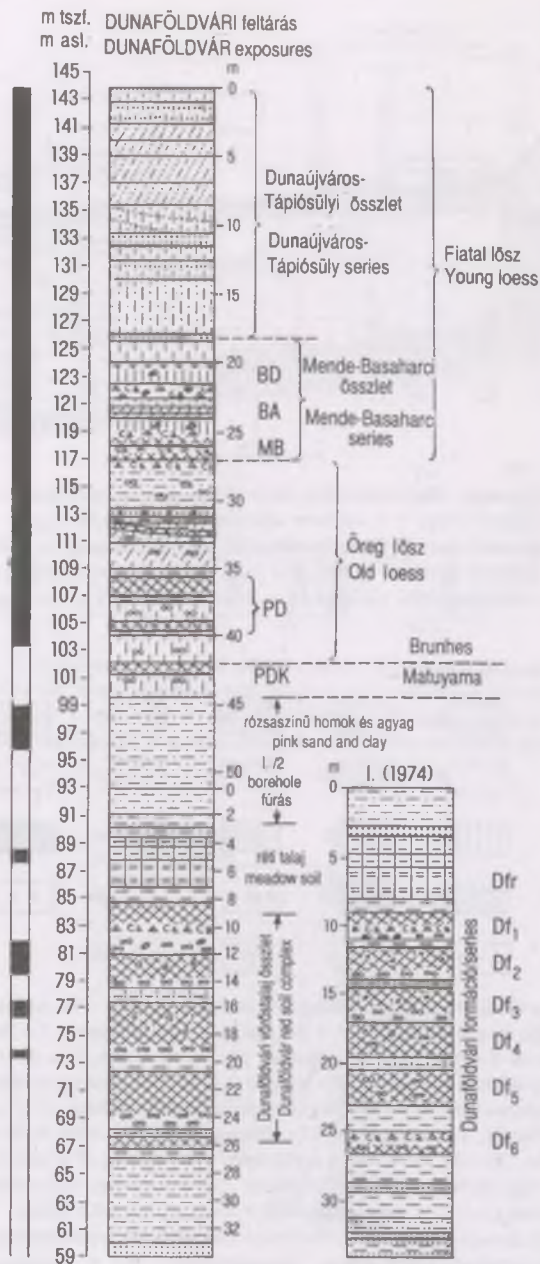




3. ábra. Az utolsó interglaciális–Würm eleji süllyedek kitöltő anyaga (SCHEUER Gy. – SCHWEITZER F. 1989).  
 – 1 = feltöltés; 2 = recens talaj; 3 = holocén idôszaki üledékek (réti agyag, iszapos homok, tőzeg);  
 3a = feltöltődött medermaradvány; 4 = fosszilis talajokkal tagolt pleisztocén löszösszet; 5 = holocén idôszaki  
 magas szervesanyag tartalmú folyóvízi homok; 6 = fiatal würmi-óholocén idôszaki főleg homokos-kavicsos  
 folyóvízi öszlet; 7 = felsőpannóniai üledékek; 8 = fosszilis talajok; 9 = vörösayagok; F = fúrás Pakstól  
 D–DNy-ra

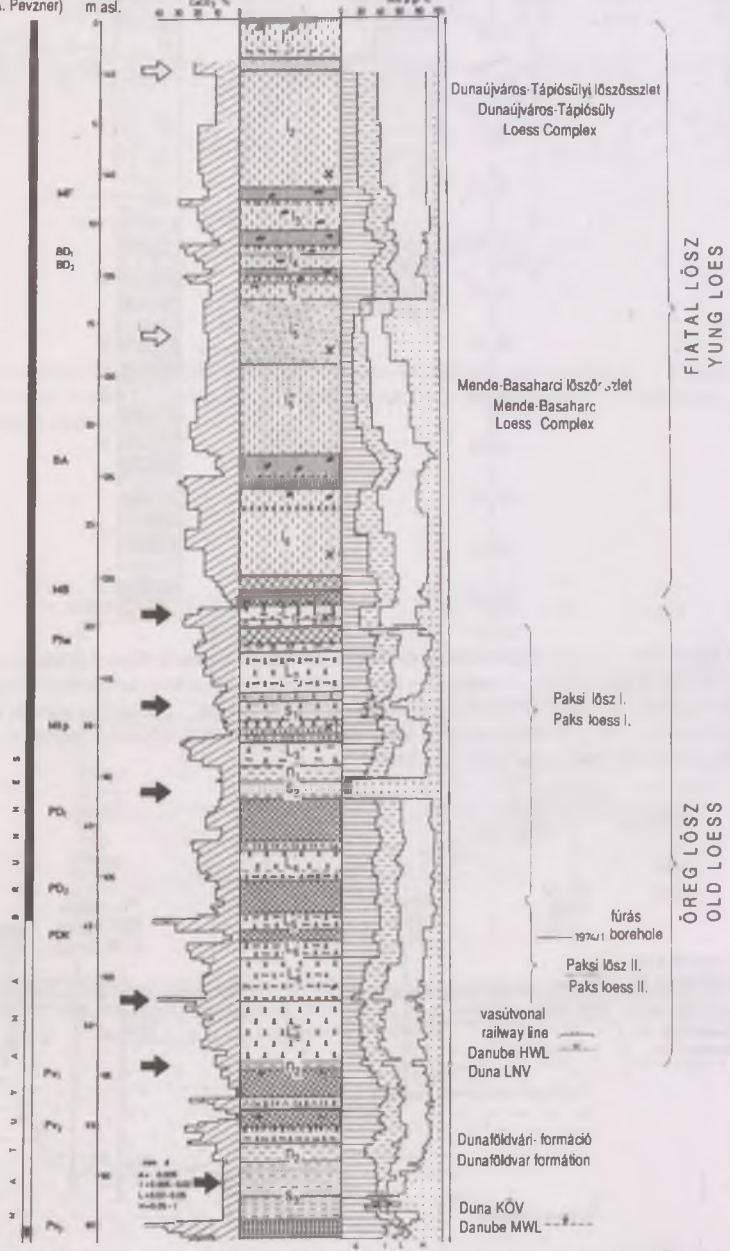


A Magyarországi löszszelvények általános jelmagyarázata (ad 4., 5. ábra). – 1 = erősen homokos lösz; 2 = homo-  
 kos lösz; 3 = rétegtelen lösz; 4 = öreg lösz; 5 = infúziós lösz; 6 = lejtőhomok; 7 = löszös homok; 8 = homokos  
 lejtőlösz; 9 = lejtőlösz (6–9 = rétegtelen lejtőüledék); 10 = szemipedolit; 11 = folyóvízi homok; 12 = iszapos  
 homok; 13 = iszap, gleyes iszap; 14 = agyag; 15 = homokos kavics; 16 = gyengén humuszos szint; 17 = sztyeptalaj,  
 csernozjom, gesztenyebarna talaj; 18 = sztyepnövényzettel átformált erdőtalaj; 19 = barna erdőtalaj; 20 = agyag-  
 bemosódásos barna erdőtalaj; 21 = vörösayag; 22 = hidromorf talaj; 23 = ártéri és réti talaj; 24 = ártéri erdőtalaj;  
 25 = CaCO<sub>3</sub> feldúsulás; 26 = löszbaba; 27 = krotovinák; 28 = faszén; 29 = mikrofauna; 30 = vulkáni hamu;  
 31 = gyenge erózió vagy derázió; 32 = eróziós hiány; 33 = szelvény folyamatosságának megszakadása;  
 l<sub>1</sub>–l<sub>6</sub> = fiatal löszsorozat; L<sub>1</sub>–L... = öreg löszsorozat; s<sub>1</sub>–s<sub>3</sub> = folyóvízi homok; n<sub>1</sub>–n<sub>8</sub> = finomhomokos  
 agyag, agyagos homok; a<sub>1</sub>–a<sub>4</sub> = agyag; h<sub>1</sub>–h<sub>2</sub> = humuszos löszszint; MF = erdőssztyep-talajkomplexum „Mende  
 Felső”; BD = erdő-sztyep-talajkomplexum „Basaharc-dupla”; BA = „Basaharc-alsó” csernozjom talaj;  
 MB = „Mende bázis” talajkomplexum (barna erdőtalaj + erdőssztyep-talaj). Phe = paksi homokos erdőtalaj;  
 Mtp = láperdőtalaj; PD = „Paks alsó dupla” talajkomplexum (barnás-vörös földközi-tengeri erdőtalaj);  
 PDK = Paks–Dunakömlőd talaj; P<sub>v1</sub>, P<sub>v2</sub>, P<sub>v3</sub> = paksi vörös talajok; D<sub>v1</sub>–D<sub>v6</sub> = Dunaföldvár-formáció vörös  
 talajai; F<sub>1</sub>–F... = a paleotalajok korábbi számozása a pedológiai típus megjelölése nélkül

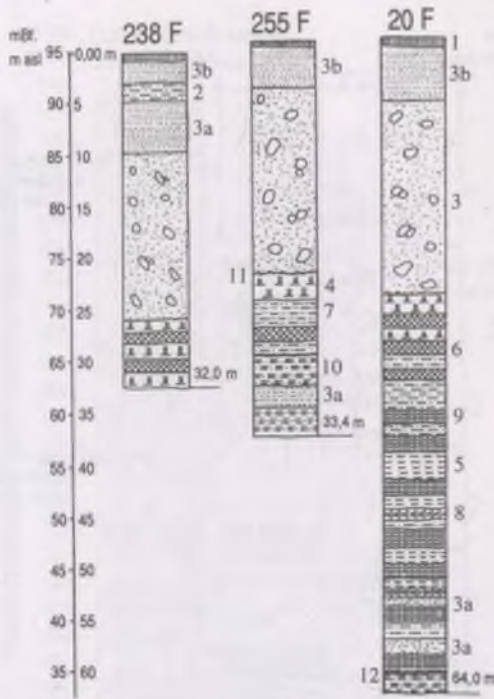


4. ábra. A dunaföldvári feltárás tagolása paleopedológiai és paleomágneses vizsgálatok alapján (PÉCSI M. – PEVZNER, M. A. – SZEBÉNYI E.). – BD = Basaharc-Dupla talajkomplexum; BA = Basaharc-Alsó talaj; MB = Mende-Bázis talaj; PD = Paks-Dupla talajkomplexum; PDK = Paks-Dunakömlőd talaj; Dfr = dunaföldvári réti talaj; Df<sub>1</sub>–Df<sub>6</sub> = dunaföldvári vörös talajkomplexum. További magyarázat az 5. ábránál.

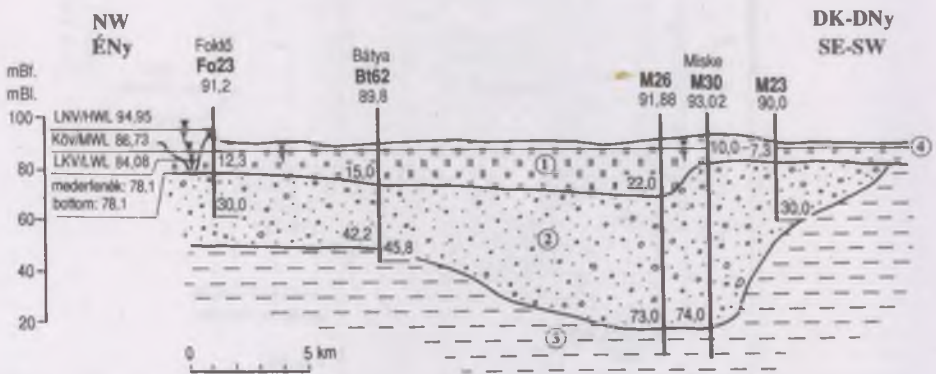
Magnetostratgráfia  
 Magnetostratigraphy  
 (M.A. Pevzner)



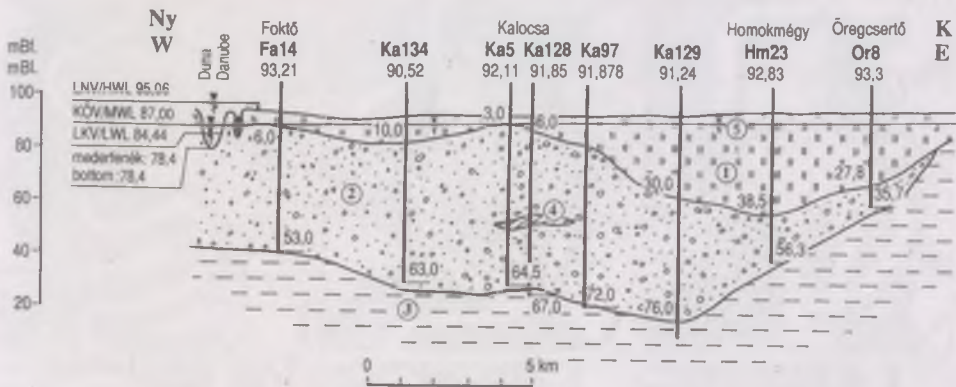
5. ábra. A karbonát tartalom és a paleotalajok a paksi É-i löszszelvényben (PÉCSI M. 1982; Magnetosztatigráfia PEVZNER, M. A. szerint).



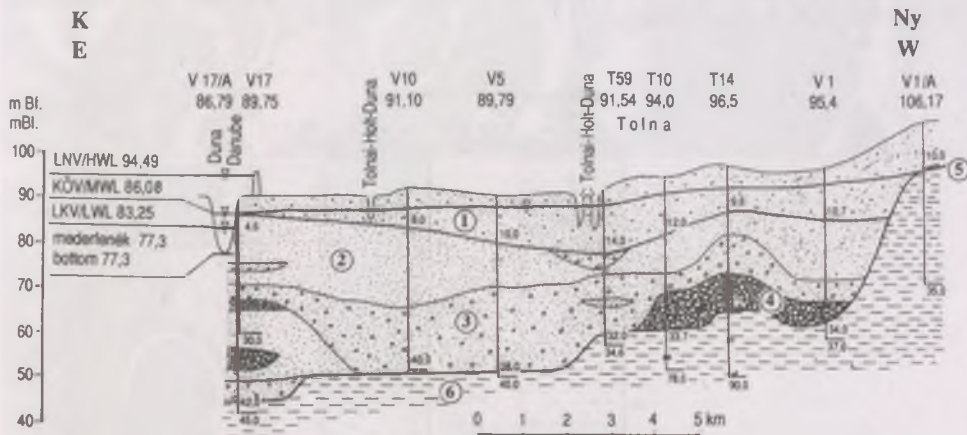
6. ábra. Pakstól D-re az idősebb pleisztocén és pliocén üledékeket harántolt fúrások rétegszelvényei (SCHEUER Gy.–SCHWEITZER F. 1989). – 1 = talaj; 2 = folyóvízi iszap; 3 = dunai homokos kavics; 3/a = folyóvízi homok; 3/b = futóhomok; 4 = konkréciós lösz; 5 = iszap; 6 = fosszilis talaj; 7 = iszapos homok; 8 = mocsári agyag; 9 = vörösgyag; 10 = felsőpannóniai iszapos agyag; 11 = dunai folyóvízi üledékek elterjedési határa; 12 = pleisztocén–felsőpannóniai határ



7. ábra. A Kalocsai-medence feltöltődését tükröző vízföldtani keresztmetszvény (PETZE.–SCHEUER Gy. 1990). – 1 = fedő (iszap, homok); 2 = vízáradó réteg (homokos kavics, kavicsos homok); 3 = fekvő (iszap, agyag); 4 = átlagos talajvízszint



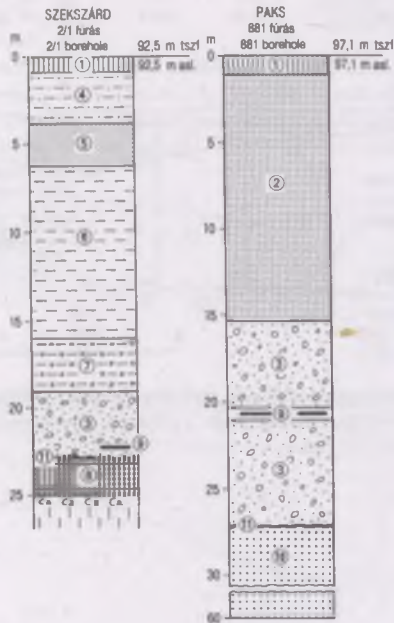
8. ábra. A Kalocsai-süllyedék feltöltődését tükröző vízföldtani keresztmetszvény (PETZ E. – SCHEUER Gy. 1990). – 1 = fedő (iszap, homok); 2 = vízáadó réteg (homokos kavics, kavicsos homok); 3 = fekü (iszap, agyag); 4 = agyag; 5 = átlagos talajvízszint



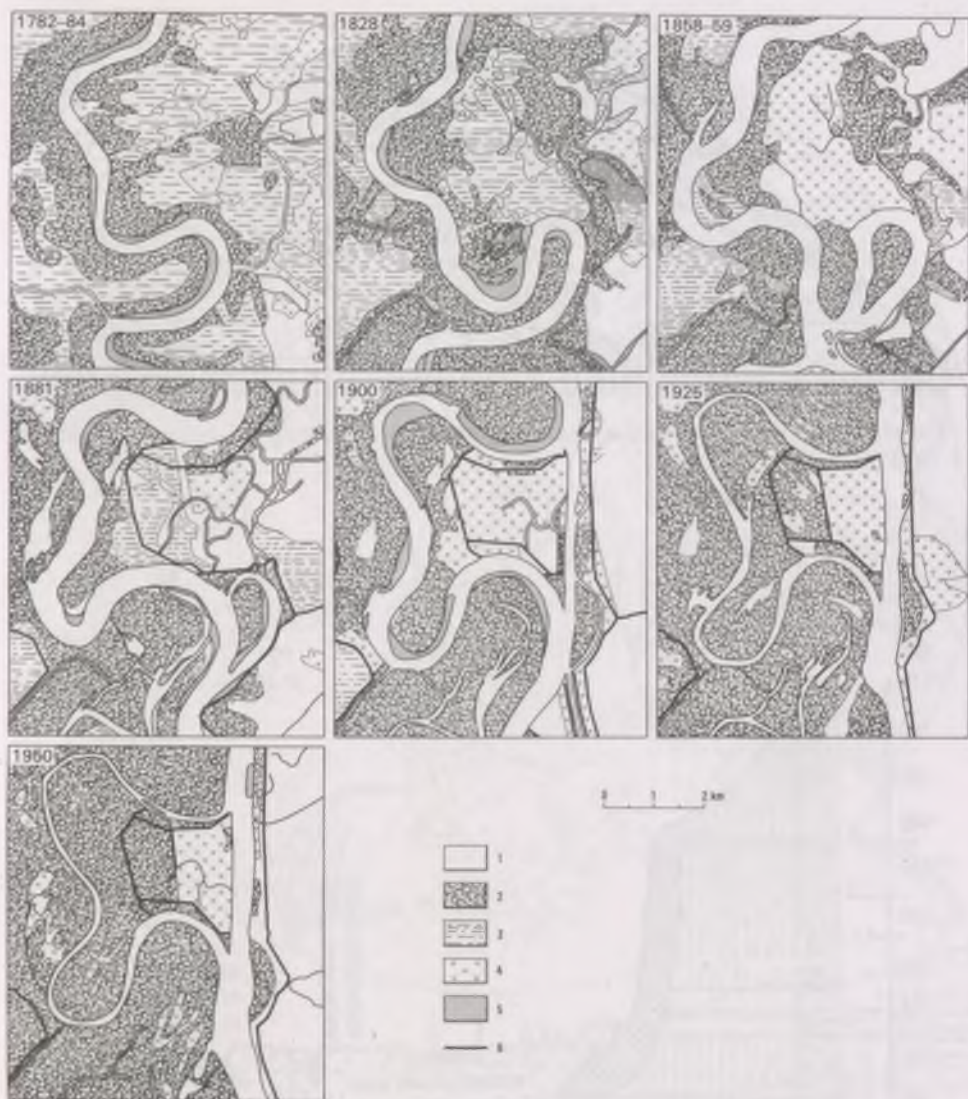
9. ábra. K–Ny-i irányú földtani–geomorfológiai szelvény Tengelic-Szőlőhegy és a Duna között (PETZ E. – SCHEUER Gy. 1990). – 1 = iszap, finom homok; 2 = homok; 3 = kavicsos homok; 4 = kavics; 5 = átlagos talajvízszint; 6 = agyag



10a. ábra. Áttekintő helyszínrajz a Duna jobb partjáról az uszadékfát feltárt fúrások feltüntetésével (SCHEUER Gy. – SCHWEITZER F. 1989). – 1 = a Paks–Szekszárdi-süllyedék; 2 = a süllyedéket határoló magaspárt; 3–4 = a szekszárdi, ill. paksi fúrás helye



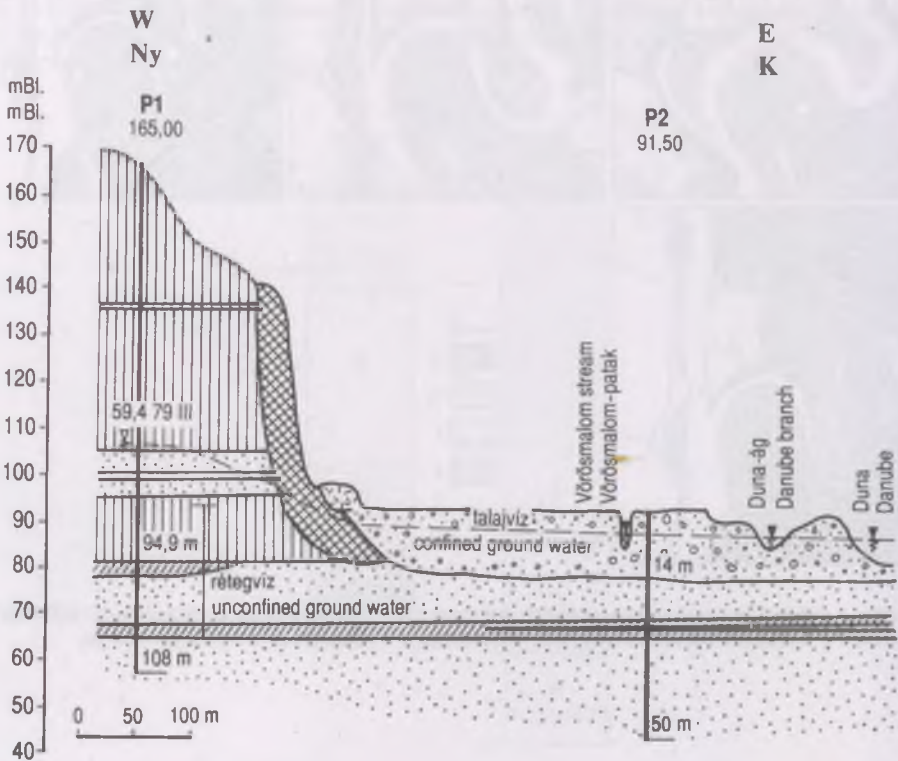
10b. ábra. A fúrások rétegszelvénye (SCHEUER Gy. – SCHWEITZER F. 1989). – 1 = talaj; 2 = homok; 3 = homokos kavics; 4 = homokos iszap; 5 = finom homok; 6 = iszap; 7 = kavicsos iszap; 8 = vörösiszap; 9 = az uszadékfa helye; 10 = felsőpanóniai homok; 11 = eróziós diszkordancia



11. ábra. A sárközi Duna-szakasz térképfelvételeinek azonos méretarányra átszerkesztett szelvényei (SOMOGYI S. 1974). – 1 = szántó; 2 = erdő; 3 = mocsaras, lápos terület; 4 = vizenyős rét; 5 = övzátóny; 6 = gát

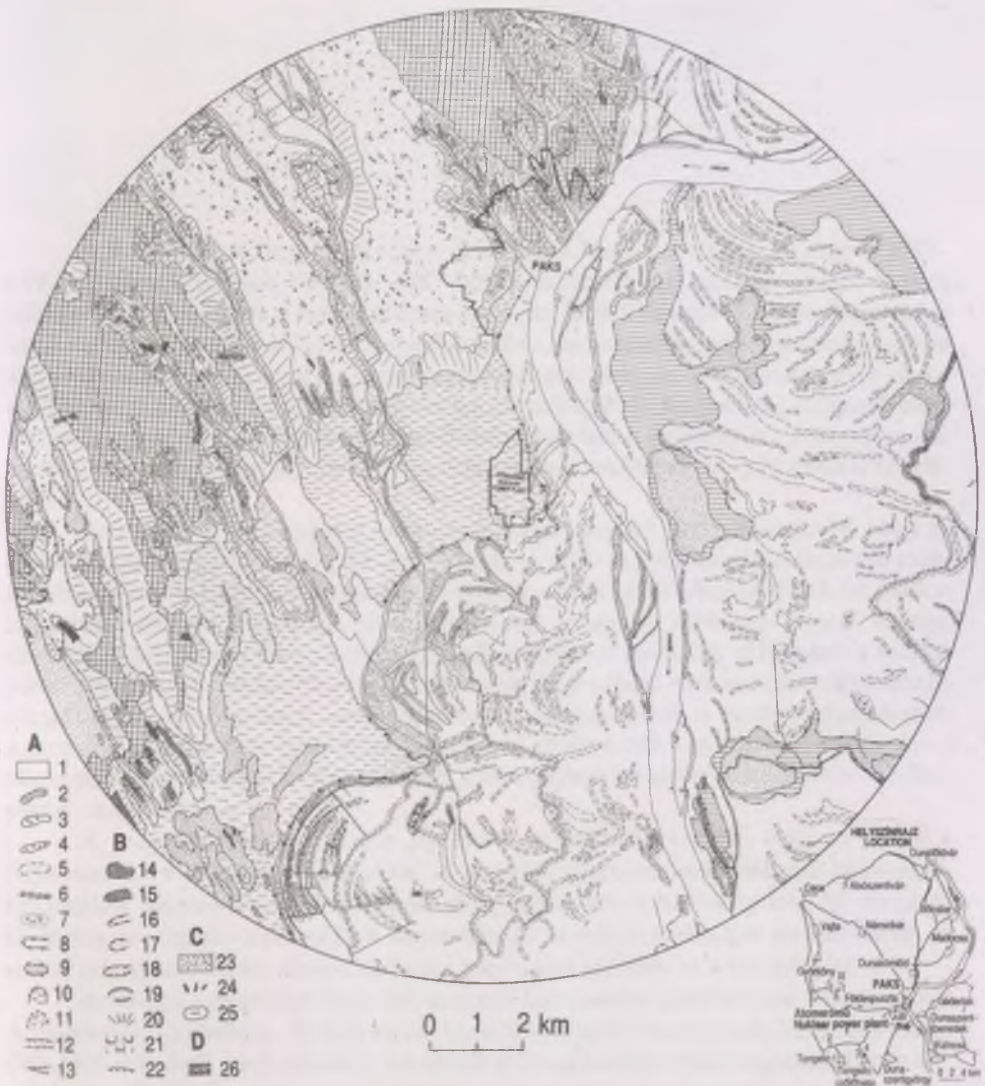


12. ábra. Óholocén és újholocén felszínek, meanderek tömbszelvénye Kiskörös és Dunapataj között (SZILÁRD J. 1955)



13. ábra. Áttekintő földtani szelvény Dunakömlődől D-re (FODOR T.-NÉ – SCHEUER Gy. – SCHWEITZER F. 1981). – 1 = pleisztocén löszösszlet; 1/a = homokrétegek a löszösszletben; 1/b = fosszilis talajok a löszösszletben; 2 = dunai üledékek; 3 = felsőpannóniai homokrétegek; 3/a = felsőpannóniai agyagrétegek





14. ábra. A Paksi Atomerőmű környékének geomorfológiai térképe (BALOGH J. – MAROSI S. – SCHWEITZER F. 1994). – A = Folyóvízi eróziós és akkumulációs formák: 1 = alacsony ártér; 2 = hajdani lefűzött-levágott meanderek; 3 = feltöltött hajdani meander ártéri időszakos vízborítással, vízínövényzettel; 4 = hajdani lefűzött-levágott meander ártéri erdőben; 5 = feltöltött hajdani meander mezőgazdasági művelésben; 6 = csatornázott feltöltött hajdani meander; 7 = belvízzel gyakran borított szikes laposok; 8 = magasártér; 9 = egykori ártéri teraszsziget; 10 = folyóterasz; 11 = hordalékkúp-síkság; 12 = széles lapos eróziós völgy; 13 = eróziós szakadék. B = Komplex genezisű formák: 14 = löszplató; 15 = alacsony völgyközi hát; 16 = deráziós szárazvölgy; 17 = deráziós fülke; 18 = eróziós-deráziós völgy; 19 = deráziós nyereg; 20 = lejtő általában; 21 = stabilizálódott fosszilis csuszamlásos lejtő; 22 = instabil meredek magaspart. C = Deflációs formák: 23 = lepelhomok; 24 = homokformák (főleg hosszanti garjadabuckák, szélbarázdák); 25 = deflációs mélyedések. D = Antropogén formák: 26 = löszmélyút



## Zárszó

A Paksi Atomerőmű az egyetlen atomerőmű Magyarországon. A négy VVER-44V-213 típusú blokkot 1982 és 1987 között helyezték üzembe, az általuk termelt villamosenergia az ország szükségletének csaknem felét állítja elő. Különös jelentősége van tehát annak, hogy ez a kapacitás minden időben, megbízhatóan, stabilan rendelkezésre álljon. Ezt segítették és segítik a biztonságnövelő intézkedések, amelyeknek egyik eleme a földrengésbiztonság vizsgálata. A kötetben összefoglalt földtudományi kutatások célja az volt, hogy az erőmű az összevont biztonsági előírásoknak – ezek között a megváltozott, az 1990-es években kifejlesztett földrengésbiztonsági szemléletnek – a jövőben is megfeleljen.

Az erőmű egyes blokkja a tervezett élettartam felénél tart, szükségszerű, hogy az erőmű műszaki állapotát, technikai színvonalát az 1990-es évek követelményeinek megfeleltessük és mindazok a változások, amelyek az elmúlt időszakban fejlődtek ki, Pakson is megvalósuljanak. Ennek érdekében 1991 őszén indult egy több éves elemző munka, amely AGNES (Advanced General and New Evaluation of the Safety of Hungary's nuclear power plant) néven vált közismertté. A cél az volt, hogy a Paksi Atomerőmű biztonságának vizsgálatában a nemzetközi szint betartásával megismételjük a rendszerelemzéseket, üzemzavari elemzéseket, baleseti elemzéseket és alkalmazzák a tervezés óta kialakult – a nemzetközi gyakorlatban PSA rövidítéssel jelölt (probability safety assessment) – valószínűségi elemzéseket is.

A program 1994 nyár végén fejeződött be és bebizonyította, hogy az erőmű a legkorszerűbb vizsgálati módszerekkel végzett elemzések szerint is kielégítő biztonságú, ugyanakkor megmutatta azokat a területeket, amelyeken a biztonság további növelése kívánatos és megadta a prioritások sorrendjét. Az elvégzett elemzések alapján folyik az erőmű folyamatos korszerűsítése, követve a technikai fejlődést és a kor igényeit.

Az erőmű vezetősége független szakmai kontrollként igénybevette a Nemzetközi Atomenergia Ügynökség (IEAE) és az Atomerőműveket Üzemeltetők Világszövetsége (WANO) ellenőrző tevékenységét. Az elmúlt időszakban hat ilyen vizsgálatra került sor, amelyek a telephely szeizmológiai értékeléséhez hasonlóan más szakmai területeken is jelentősen hozzájárultak az atomerőmű biztonságának megtartásához és továbbfejlesztéséhez.

A kötetben összefoglalt földtudományi vizsgálatok lényeges eredményei:

- a nemzetközi gyakorlatban elfogadott vizsgálati módszerek alapján kizárható felszínig nyúló, a legfiatalabb rétegeket is harántoló törés, úgynevezett capable fault,
- az erőmű méretezése messzemenően kielégíti az OBE (operation basis earthquake) földrengéssel szembeni stabilitást, azaz a 100 év alatt, a nemzetközi gyakorlatban használt valószínűséggel bekövetkező legnagyobb földrengés sem zavarja meg a működést,

– az erőmű számára megállapítható SSE (safe shutdown earthquake) földrengéssel, azaz a 10 000 év alatt, a nemzetközi gyakorlatban használt valószínűséggel bekövetkező legnagyobb földrengéssel kapcsolatos megerősítés elvégezhető, az ilyen irányú munkálatok megkezdődtek és folynak,

– kiépült és folyamatosan regisztrál a szeizmológiai monitorozó rendszer, amelynek eredményeiből egy későbbi időpontban, a kis rengések statisztikájának pontosabb ismerete révén a méretezésben használandó földrengésekre, elsősorban az OBE rengésre is további pontosítás lesz adható.

*Szerkesztők*



