

Nyugat-Magyarországi Egyetem
Kitaibel Pál Környezettudományi Doktori Iskola
Geokörnyezettudományi Program

**FÖLDRENGÉSEK GEOFIZIKAI ÉS GEOLÓGIAI KÖRNYEZETÉNEK
VALAMINT
DEBRECEN FÖLDRENGÉS-VESZÉLYEZTETETTSÉGÉNEK
VIZSGÁLATA TÉRINFORMATIKAI ESZKÖZÖKKEL**

DOKTORI (Ph.D.) ÉRTEKEZÉS

Készítette:
Gribovszki Katalin Eszter

Témavezető:
Dr. Szeidovitz Győző

Sopron
2005

**FÖLDRENGÉSEK GEOFIZIKAI ÉS GEOLÓGIAI KÖRNYEZETÉNEK VALAMINT
DEBRECEN FÖLDRENGÉS-VESZÉLYEZTETTSÉGÉNEK VIZSGÁLATA
TÉRINFORMATIKAI ESZKÖZÖKKEL**

Értekezés doktori (Ph.D.) fokozat elnyerése érdekében,
a Nyugat-Magyarországi Egyetem Kitaibel Pál Környezettudományi Doktori Iskolája,
Geokörnyezettudományi programjához tartozóan.

Írta:
Gribovszki Katalin Eszter

Témavezető: Dr. Szeidovitz Győző

Elfogadásra javaslom (igen / nem)

(aláírás)

A jelölt a doktori szigorlaton % -ot ért el,

Sopron,

.....
a Szigorlati Bizottság elnöke

Az értekezést bírálóként elfogadásra javaslom (igen /nem)

Első bíráló (Dr.) igen /nem

(aláírás)

Második bíráló (Dr.) igen /nem

(aláírás)

(Esetleg harmadik bíráló (Dr.) igen /nem

(aláírás)

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

Sopron,

.....
a Bírálóbizottság elnöke

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

.....
Az EDT elnöke

TARTALOMJEGYZÉK

BEVEZETÉS.....	iii
I. A KÁRPÁT-MEDENCE FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE ÉS JELENKORI TEKTONIKUS AKTIVITÁSA .	1
I.1 A KÁRPÁT-MEDENCE SZERKEZETI EGYSÉGEINEK ÉS FEJLŐDÉSTÖRTÉNETÉNEK RÖVID ÖSSZEFOGLALÁSA	1
I.1.1 A Kárpát-Pannon térség helyzete Európa fejlődéstörténetében	1
I.1.2 A Kárpát-Pannon térség nagyszerkezeti egységei	2
I.1.3 Medencék és szigethegységek	2
I.1.4 A Kárpát-medence aljzatának kőzetlemez-tömbjei	3
I.1.5 A térség kezdeti lemeztektonikai értelmezései	3
I.1.6 A Kárpát-medence szerkezetfejlődésének legfőbb eseményei a lemeztektonikai rekonstrukció alapján...4	4
I.1.7 A Kárpát-Pannon térség legfiatalabb lemeztektonikai eseményei	5
I.2 A KÁRPÁT-MEDENCE ÉS KÖRNYEZETÉNEK JELENKORI TEKTONIKAI AKTIVITÁSA	7
I.2.1 Horizontális mozgások mérési eredményei a Kárpát-medence térségében	8
I.2.2 A Kárpát-medence belső térségének földrengés-aktivitása	9
I.2.2.a Fészekmélységek a Kárpát-medence belső területén	
I.2.2.b Elméletek a Kárpát-medence belső területén kipattanó rengések keletkezésére	
I.2.2.c Geofizikai mérések és a földrengés-epicentrumok elhelyezkedésének kapcsolata	
I.2.3 Szeizmikus energia-felszabadulás	13
I.2.3.a A hőáram, a felszabaduló szeizmikus energia és a fészekmélység kapcsolata	
I.2.4 Jelenkori feszültségterek a Kárpát-medence belső területén	14
I.2.4.a Fészekmechanizmus-megoldások a Kárpát-medence belső térségében	
I.2.4.b Tektonikai folyamatok numerikus modellezése	
I.2.5 Vertikális mozgások a Kárpát-medence térségében	16
II. FÖLDRENGÉSEK GEOFIZIKAI ÉS FÖLDTANI KÖRNYEZETÉNEK TANULMÁNYOZÁSA TÉRINFORMATIKAI MÓDSZERREL	18
II.1 MAGYARORSZÁG NEGYEDIDŐSZAKI MOZGÁSAINAK TÉRKÉPE [JÁMBOR & SZEIDOVITZ 1995]	20
II.1.1 A Kárpát-medence belső területén kipattanó rengések blokkelmélete	20
II.1.2 Süllyedő medencéken belül és azok környezetében keletkezett sekélyfészklű rengések	22
II.2 TÉRINFORMATIKAI ALKALMAZÁSOK A KÖRNYEZETI KOCKÁZATOK ELEMZÉSÉBEN ÉS A FÖLDRENGÉSKUTATÁSBAN	25
II.2.1 Földrengés-térinformációs rendszerek	25
II.3 TÉRINFORMATIKAI RENDSZER A MAGYARORSZÁGI FÖLDRENGÉSEK GEO-KÖRNYEZETÉNEK TANULMÁNYOZÁSÁRA	26
II.3.1 Felhasznált térképek	26
II.3.1.a A földrengés epicentrum-térképek	
II.3.2 A digitális térképek előállítása	29
II.3.2.a DTA-200	
II.3.2.b A Magyar Állami Földtani Intézettől kapott térképek	
II.3.2.c Az Eötvös Loránd Geofizikai Intézettől kapott tellurikus vezetőképesség térképek	
II.3.2.d A neogén üledékek hűtő hatására korrigált hőáram térkép, Mohorovičić-diszkontinuitás mélységtérkép és Bouguer anomália térkép	
II.3.2.e Az MTA GGKI-ban digitalizált térképek	
II.3.2.f Földrengés-epicentrum térképek térinformatikai rendszerbe illesztése	
II.4 I. TÍPUSÚ: MAKROSZEIZMIKUS EPICENTRUM-TÉRKÉP	30
II.4.1 A Kinematikai és Földrengés Epicentrumok térképe és a hozzá kapcsolódó adatbázis részletes feldolgozása.....	31
II.4.2 1986 és 1994 közötti rengések	46
II.4.3 A Magyarországi Földrengések Évkönyveiben található makroszeizmikus epicentrumok pontosítása...46	46
II.5 ELEMZÉSEK A TÉRINFORMATIKAI RENDSZERBEN	70
II.5.1 Egyszerű módszer potenciálisan aktív területek kijelölésére	70
II.5.2 A pleisztocén törésvonalak és süllyedékterületek térkép elemeinek összehasonlítása az epicentrumokkal	73
II.5.3 Az epicentrumok eloszlása a geomorfológiai térkép jelenkori tektonikus elemeinek környezetében.....	75

II.5.4	A negyedidőszaki mozgások térképe összehasonlítása az epicentrumokkal	75
II.5.5	A neogén tektonikai térkép törésvonalainak összehasonlítása az epicentrumokkal	76
II.5.6	A harmadidőszaki medencealjzat térképből képzett lejtőkategória-térkép összehasonlítása az epicentrumokkal	77
II.5.7	A negyedidőszaki üledékvastagság térképből és a jelenkori domborzati térképből levonható következtetések a negyedidőszaki mozgásokra vonatkozóan.....	82
II.5.8	Potenciálisan földrengés-aktív területek kijelölése	84
III.	DEBRECEN FÖLDRENGÉS-VESZÉLYEZTETETTSÉGÉNEK MEGÁLLAPÍTÁSA DETERMINISZTIKUS MÓDSZERREL	86
III.1	FÖLDRENGÉS-VESZÉLYEZTETETTSÉG, DETERMINISZTIKUS FÖLDRENGÉSVESZÉLYEZTE-TETTSÉG SZÁMÍTÁS..	87
III.1.1	Földrengés-veszélyeztetettség fogalma és meghatározásának szerepe.....	87
III.1.1.a	<i>Földrengés-veszélyeztetettség, földrengés-kockázat</i>	
III.1.1.b	<i>A földrengés-veszélyeztetettség meghatározásának célja</i>	
III.1.2	Determinisztikus földrengésveszélyeztetettség-meghatározási módszer (deterministic seismic hazard assessment /DSHA/)	89
III.1.2.a	<i>Források azonosítása és tulajdonságainak megállapítása</i>	
III.1.2.b	<i>Forrászóna-vizsgált hely távolság megállapítása</i>	
III.1.2.c	<i>Kontrollrengés kiválasztása</i>	
III.1.2.d	<i>Veszélyeztetettség megadása a kontrollrengés alapján</i>	
III.1.3	A determinisztikus földrengésveszélyeztetettség-meghatározás hibrid módszere	91
III.1.4	Lokális geológiai viszonyok hatása a megrázottságra	94
III.1.5	Földrengéshullámok épületekre gyakorolt károsító hatása	94
III.2	KÉT KÜLÖNBÖZŐ METSZET MENTÉN VÉGZETT ELŐZETES SZÁMÍTÁSOK	95
III.2.1	A számításához használt feltételezett földrengések hipocentruma és fészekmechanizmusa.....	95
III.2.1.a	<i>Epicentrumok</i>	
III.2.1.b	<i>Vetősík dőlésszöge</i>	
III.2.1.c	<i>Vetősík csúszási szöge</i>	
III.2.1.d	<i>Fészekmélység és magnitúdó</i>	
III.2.1.e	<i>Vetősík csapásiránya</i>	
III.2.1.f	<i>A hullámútak hossza</i>	
III.2.2	A számításához használt alapkőzet-modellek és a 2D laterálisan heterogén modellek.....	98
III.2.3	A számítások paraméterei	100
III.2.3.a	<i>A HOSSZUP számítás paraméterei</i>	
III.2.3.b	<i>A GALOSP számítás paraméterei</i>	
III.2.4	Eredmények	100
III.2.4.a	<i>A HOSSZUP számítás eredményei</i>	
III.2.4.b	<i>A GALOSP számítás eredményei</i>	
III.3	DEBRECEN FÖLDRENGÉS-VESZÉLYEZTETETTSÉGI ÉS KOCKÁZATI TÉRKÉPE.....	106
III.3.1	Szintetikus szeizmogram-számítások bemeneti paraméterei.....	106
III.3.1.a	<i>A feltételezett földrengés hipocentruma és fészekmechanizmusa</i>	
III.3.1.b	<i>Az alapkőzet modell</i>	
III.3.1.c	<i>A laterálisan heterogén (2D) metszetrészek (altalajmodell)</i>	
III.3.1.d	<i>A szintetikus szeizmogram-számítások paraméterei és eredményei</i>	
III.3.2	A szintetikus szeizmogram-számítások eredményeinek feldolgozása	109
III.3.3	A szeizmikus kockázat-térkép létrehozása	112
IV.	ÖSSZEFOGLALÁS.....	116
	KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS.....	120
	FELHASZNÁLT IRODALOM.....	121
	ÁBRAJEGYZÉK.....	131
	A. FÜGGELÉK	
	B. FÜGGELÉK	
	C. FÜGGELÉK	

BEVEZETÉS

A földrengésérzékeny műtárgyak (nagyberuházások) méretezésénél, továbbá sűrűn lakott nagyvárosok esetében igen fontos a várható földrengésterhelés meghatározása. Hazánkban a szeizmikus aktivitás közepes mértékűnek mondható (a nagy rengések visszatérési ideje hosszú), így gyakran előfordul, hogy olyan területen keletkezik egy nagyobb földrengés, ahol korábban nem tapasztaltak erős földmozgást (Dunaharaszti 1956, Mór 1810, Komárom 1763, Érmellék 1834). Ezért a földrengés-katalógus nem reprezentálhatja kellő mértékben hazánk földrengés-aktivitását, tehát szükséges felderíteni a hazai potenciális földrengés-aktív területeket.

A tapasztalat azt mutatja, hogy bizonyos földtani szerkezetek utalhatnak a földrengésforrásokra. Több kutatás folyt annak megállapítására, hogy földtani, geofizikai, geológiai és geomorfológiai ismérvek (geoterek) és a földrengéshévíz eloszlása között megállapítható-e kapcsolat. Az eddigi vizsgálatok eredményei alapján elmondható, hogy azok nem tudtak minden tekintetben kielégítő magyarázatot találni a megfigyelt földrengések, és azok környezetében lévő geoterek között. Ennek oka részben abban keresendő, hogy egyszerű, manuális módszerekkel próbálták az összefüggéseket megállapítani.

A Magyar Tudományos Akadémia Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézetének Szeizmológiai Főosztályán folyó kutatások során igény merült fel a hazánk területére vonatkozó mindazon térképi adatoknak az összegyűjtésére és együttes analízisére, amelyek a várható földrengések helyét jelezhetik (potenciális földrengés-aktív területek). A térképek megjelenítésének, kezelésének és elemzésének korszerű eszköze napjainkban a térinformatika, ezért a geoterek térképi adatait és a földrengés-epicentrumokat térinformatikai rendszerbe integráltam, majd a rendszer rétegei között elemzéseket végeztem a közöttük fennálló esetleges kapcsolatok felderítése céljából.

Egy adott terület földrengés-veszélyeztetettségi szintjének megállapításához elengedhetetlenül szükséges, hogy ismerjük nemcsak a potenciális földrengés-aktív területek helyét, hanem a várható rengések különféle paramétereit is. Doktori munkám során természetesen ezt a feladatot nem végezhettem el az ország egész területére kiterjedően, ezért csökkenteni kellett a vizsgált terület méretét. Választásom az érmelléki szeizmoaktív zónára esett, ahol a XIX. század első felében két 6-os magnitúdó körüli rengés is keletkezett. A szűkített vizsgálati területre vonatkozóan lehetővé vált nagyobb, részletesebb adatmennyiség térinformatikai rendszerben történő ábrázolása és elemzése [Szeidovitz, Gribovszki & Hajósy 2002]. A potenciális földrengéshévíz helyének, a várható rengések paramétereinek és a földtani szerkezet geofizikai jellemzőinek együttes ismeretével — azaz a számítások bemenő paramétereinek megállapításával — lehetőség nyílt determinisztikus földrengés-veszélyeztetettségi számítások elvégzésére a vizsgált terület legnagyobb városára, Debrecenre vonatkozóan.

A disszertáció első fejezetében röviden ismertetem a Kárpát-medence geológiai felépítését, szerkezetfejlődésének legfontosabb mozzanatait. Korábbi kutatások eredményei alapján bemutatom a terület szeizmicitásának főbb jellegzetességeit és a földrengés-tevékenységet létrehozó feszültségtérre és tektonikus környezetre vonatkozó ismereteket. Ezen túlmenően összefoglalom a horizontális és vertikális kéregmozgások meghatározását célzó kutatások eredményeit.

A második fejezetben foglalkozom a hazai rengések keletkezésével kapcsolatos elméletekkel. Majd bemutatom a magyarországi földrengések geo-környezetének tanulmányozására, a földrengések kipattanási okainak vizsgálatára létrehozott térinformatikai rendszer összetevőit. Részletesen beszámolok a makroszeizmikus földrengés-epicentrum-térkép készítésének lépéseiről, az egyes epicentrum-helyek kijelöléséről és a hazai üledékes medencék sebességviszonyait is figyelembe vevő, pontosított hipocentrum-meghatározásokról. Ugyanitt található az a makro- és mikroszeizmikus földrengés-epicentrum-térképeken és bizonyos, kiválasztott térképi adatbázisokon

alapuló elemzések, amelyeket a térinformatikai rendszerben végeztem el a földrengéseket kiváltó okok tisztázása céljából.

A dolgozat harmadik fejezete bemutatja a földrengés-veszélyeztetettség fogalmát, meghatározásának célját, és ismerteti a determinisztikus földrengésveszélyeztetettség-számítás módszerét. Ugyanebben a fejezetben beszámolok a Debrecen városára, két szelvény mentén, determinisztikus földrengés-veszélyeztetettség modellszámítások alapján meghatározott tervezési talajgyorsulás-érték és válaszspektrum eredményekről, mely számítások bemeneti paramétereit a város környezetében ismert és kutatott aktív tektonikus szerkezet figyelembevételével állapítottam meg. A földrengés-veszélyeztetettség modellszámításokat egy speciális földrengés-kockázati térkép létrehozása egészíti ki, melynek készítése során figyelembe vettem a város épületállományának sajátperiódus-értékeit.

A negyedik (záró) fejezetben összefoglalom a kutatások célját, módszereit és legfontosabb eredményeit.

I. A KÁRPÁT-MEDENCE FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE ÉS JELENKORI TEKTONIKUS AKTIVITÁSA

Dolgozatomban a magyarországi földrengések geofizikai, geológiai, geomorfológiai környezetének tanulmányozásával foglalkozom, illetve az érmelléki, tektonikailag aktív szerkezet hatásának figyelembevételével földrengés-veszélyeztetettséget állapítok meg Debrecen városára. Mindezekből következőleg elkerülhetetlen a Pannon-medencében folyó jelenkori tektonikai mozgások ismerete, az eddigi kutatási eredmények felvázolása.

I.1 A Kárpát-medence szerkezeti egységeinek és fejlődéstörténetének rövid összefoglalása

I.1.1 A Kárpát-Pannon térség helyzete Európa fejlődéstörténetében

A Kárpát-Pannon térség fejlődéstörténete Európa egészének fejlődéséhez kötődik. Az európai kontinens fejlődéstörténete alapján négy egymástól eltérő korú és kialakulású részre tagolják, ezek: Ős-, Ó-, Mezo- és Új-Európa.



I.1. ábra. A Kárpát-Pannon térség fő szerkezeti elemei [Csontos & Vörös 2004].

Halványlilával a külső flis- és molassz-takarókat, sötétkékkel az Alcapa-lemeztömb flistakaróit, pirossal annak ausztroalpi, barnával dinári részét jelölték, míg a világoskék szín a Tisza-Dácia lemeztömbnek felel meg.

Európa legfiatalabb és legjobban ismert része Új-Európa. Új-Európa az alpi hegységképződés színtere; földrajzilag ide Közép- és Dél-Európa tartozik, sőt a definíció alapján Nyugat-Észak-Afrika is része. Kialakulását a Gondwana és Eurázsia között egykor elterülő Tethys-óceán bezáródása eredményezte. A korábbi Ős-Tethys utódjaként a triászban-jurában született Tethys a krétában – a Dél-Atlanti-óceán kinyílása, illetve ennek következtében Afrika északkeletre nyomódása miatt – lassan bezárult. Európa és Afrika egymásnak ütközött, peremeik darabokra (ún. mikrolemezekre) hasadtak; ezek mozgásának (eltolódásának, alábukásának, forgásának) stb. közepette felgyűrődött a Tethys üledékgyűjtőjének anyaga, és bonyolult lefutású gyűrődésövezetet hozott létre. Új-Európát az alpidák két gyűrődésövezetre különülve építik fel. Az északi öv az egykori Európa, a déli pedig az egykori Afrika peremét képviseli. Az Alpok és a Kárpátok az északi – ún. alpi – övezet részeit képezik [Karátson 1999].

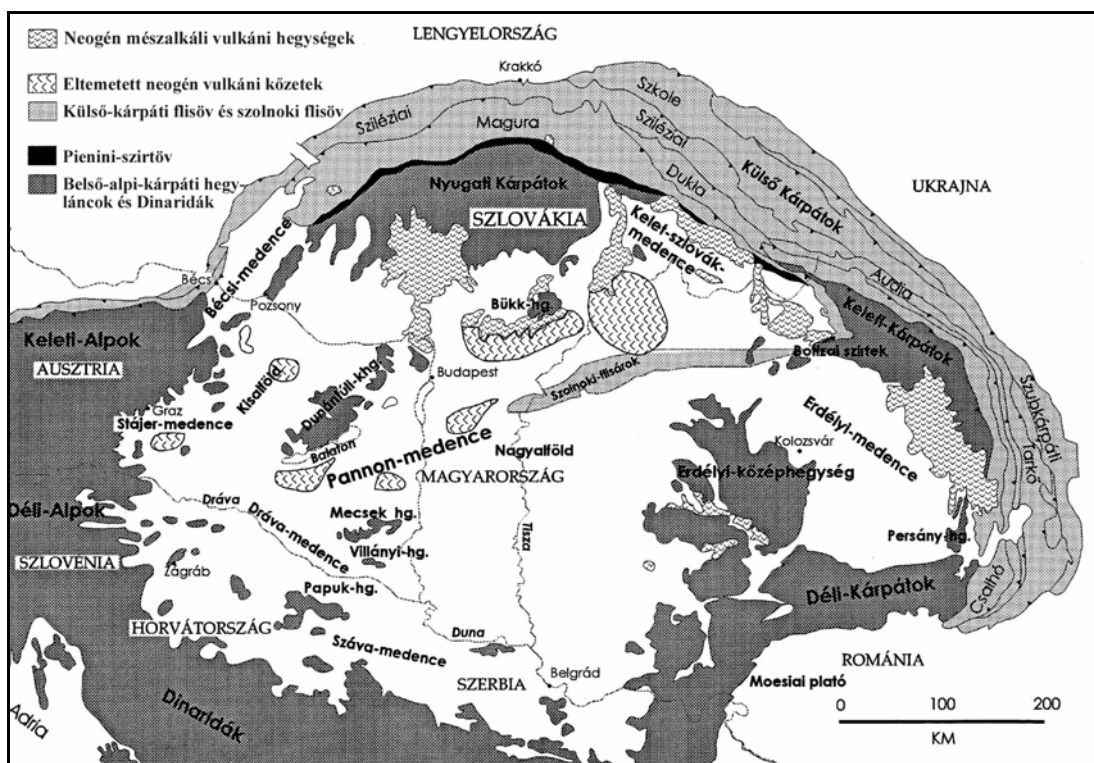
I.1.2 A Kárpát-Pannon térség nagyszerkezeti egységei

A Kárpát-medence, a belső, alacsonyabb hegyvidékek és a hegységkeret sajátos elrendeződése fiatal, bonyolult lemeztektonikai folyamatok eredménye. E folyamatok megértéséhez érdemes szemügyre venni a földtani felépítés legfőbb általános jellegzetességeit, és térségünk nagyobb szerkezeti egységekre történő felosztását.

A Kárpát-medence jelenlegi földtani felépítésének felvázolásához érdemes először a terület domborzati jellemvonásait áttekinteni. A közepes magasságú (1500–2000 m-es) hegykoszorú egy alacsonyan fekvő medence-együttest ölel körül. Földrajzi szempontból úgy tűnik, mintha az Alpok kettéválna és a Kárpátokban, illetve a Dinaridákban folytatódna. Első földtani közelítésben a két hegylánc szimmetrikus felépítésű: mindkét ágat kifelé feltorlódott takarók építik fel. A legkülső övet harmadidőszaki flistakarók, az ún. Külső-Kárpátok alkotják: ezeket — belső oldalukon — a Belső-Kárpátok mezozoikumi üledékekből és azok esetlegesen megőrződött kristályos aljzatából álló takarói követik. E takarókat az alpi hegységképződés részeként, a mezozoikum és a paleogén során lezajlott tektonikai események formálták. A legbelső hegyláncok neogén vulkáni kőzetekből állnak, amelyek nagyjából párhuzamosan húzódnak a külső hegyláncokkal [Karátson 1999]. A térség fő szerkezeti egységeit az I.1. ábra mutatja be.

I.1.3 Medencék és szigethegységek

A Kárpát-medence nem egységes síkvidék: területét alacsony középhegységek tagolják, amelyek közül a legjelentősebbek a Dunántúli- és az Erdélyi-középhegység (I.2. ábra). E szigetszerű hegy-ségeket négy almedencére osztják a belső-kárpáti térséget: a Grazi- (Stájer-)medencére, a Kisalföldre, a Nagyalföldre (utóbbi kettő összefoglaló neve a Pannon-medence), valamint az Erdélyi-medencére. Két további süllyedék, a Bécsi-medence és a Kelet-szlovák- (Transzkárpáti-) medence a külső-kárpáti flistakarók belső pereméhez közel, az eoalpi takarókon ül [Karátson 1999].



I.2. ábra. A Kárpát-Pannon régió földtani vázlatja [Tari et al. 1993].

A Fülöp & Dank [1986] által szerkesztett mélyföldtani térkép szerint a belső-kárpáti térség aljzatát kristályos és mezozoikumi üledékes kőzetekből felépülő takarós egységek alkotják, amelyeknek a szigethegységek felszíni kibukkanásai. A takarók általános csapása északkelet-délnyugati.

I.1.4 A Kárpát-medence aljzatának kőzetlemez-tömbjei

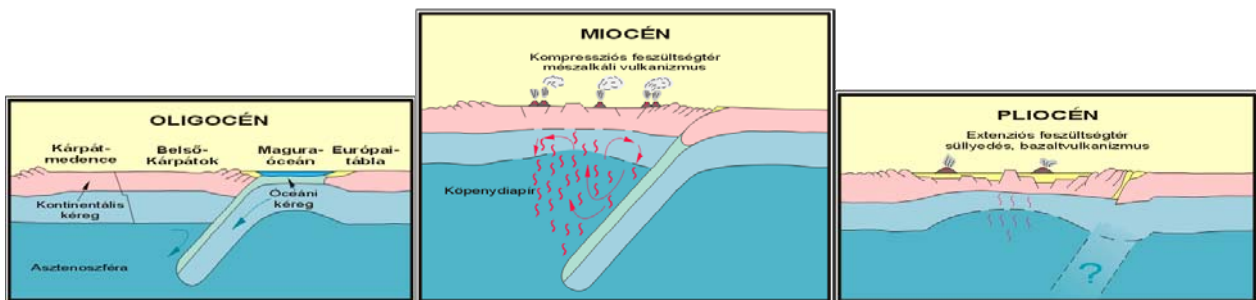
A Kárpát-medence aljzata nem egységes, hanem legalább két nagyobb kőzetlemez-tömbből áll [Géczy 1973]. Egyiküket legszélesebb körben használt néven (az Alpi, a Kárpáti és a Pannon-egységek alapján) Alcapa-lemeztömbnek, másikukat pedig Tisza–Dácia-lemeztömbnek nevezzük. A két tömb közötti határ a Közép-magyarországi vonal, kívülről pedig a Külső-Kárpátok íve öleli körül a két kőzetlemez-tömböt (I.1. ábra).

E lemeztömbök eredetileg a jelenlegihez képest fordított helyzetben foglaltak helyet, ezért a mezozoikumban eltérően fejlődtek, majd a késő paleogén és a kora miocén idején a két lemeztömb nagymértékű forgást végzett, melynek során helyet cserélt és egymás mellé került. A helycsere a kőzetlemezeken talált faunák rokonsági viszonya, illetve paleomágneses vizsgálatok alapján állapítható meg [Márton & Márton 1989]. A lemezek mozgását az Afrikai- és az Európai-lemez közeledése határozta meg. Az Alcapa paleomágneses deklinációs irányai a harmadidőszakban az óramutató járásával ellentétes forgást jeleznek, ettől eltérően a Tisza-Dácia az óramutatóval megegyező irányban forgott. A Közép-magyarországi öv (vonal) a két lemez érintkezési zónájában feküdt és jelentős mértékű csapásirányra merőleges rövidülést és csapásirányú megnyúlást szenvedett el [Csontos & Nagymarosi 1998].

Az Alcapa-lemeztömb (másnéven Pelso-egység) a Közép-magyarországi vonaltól északra helyezkedik el. Az Alcapa-lemeztömb északi szegélye a Pienini-szirtöv, amely egy 500 km hosszan húzódó keskeny öv a külső-kárpáti flistakarók belső oldalán. Az Alcapa a paleogénban északkelet felé mozgott, s így északi határa is, ahogy egyre újabb és újabb flistakarók tapadtak a lemeztömb aljára, fokozatosan kijebb vándorolt. A Tisza–Dácia lemeztömb a Közép-magyarországi vonaltól délre és a Száva vonalától északra foglal helyet. Egy harmadik nagyobb kőzetlemez-tömb, az Adria vagy Apulia az előbbieket déli peremén található. Északról a Periadriai-vonal, a Száva-vonal, keletről a Vardar-zóna keleti határeltolódása szegélyezi [Csontos et al. 1992].

I.1.5 A térség kezdeti lemeztektonikai értelmezései

A lemeztektonikai elméletben élenjáró kutatók már 1975-ben bizonyították [Horváth 1984], hogy a Peri-Adriatikum és a Kárpát-Balkán térség utolsó 180 millió éves tektonikai fejlődését az Afrikai- és az Európai-lemez relatív mozgása irányította [Ziegler 1988].



I.3. ábra. A kezdeti lemeztektonikus modell [Horváth et al. 1974, Horváth & Royden 1981].

A lemeztektonikus modell szerint a szegélyező kárpáti hegységív mentén betolódo kőzetlemez köpenydiapirt indukál. Ennek következménye a vulkanizmus, kéregelvékonyodás és medenceképződés.

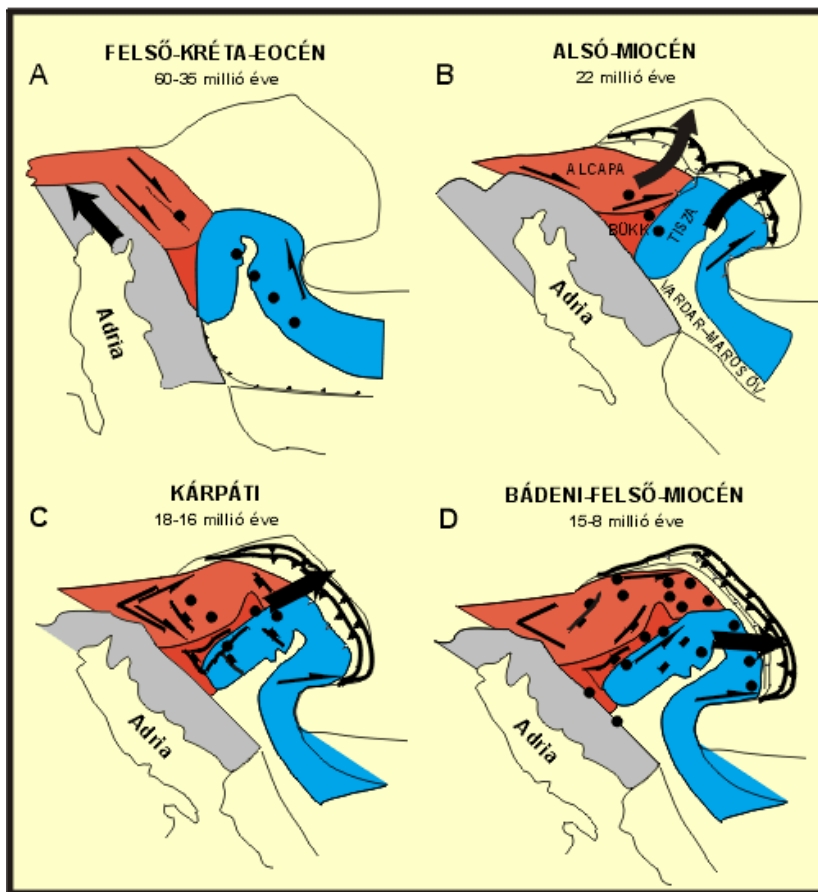
A kontinentális és óceáni kérgű ívközi medencék kialakulásának elméletéről — és így a Kárpát-Pannon térségéről is —, lemeztektonikai modelljéről a hazai kutatók közül először Stegena [1973] és Horváth et al. [1974] cikke számolt be. A kezdeti lemeztektonikus modell elképzeléseit az I.3. ábra képei mutatják be. Az elmélet szerint a hegység- (és sziget-) ívekkel kapcsolatosan kétféle süllyedést: elősüllyedést és szialikus medencét (ill. óceáni árkot és szimaikus medencét) különböztetnek meg. Az elősüllyedés valamint az óceáni árok az ívek külső peremén, a medencék pedig azok belső területén foglalnak helyet. A szerzők véleménye szerint az utóbbiak közé sorolható a Pannon-medence is. Az ilyen medencék genetikai szempontból szoros kapcsolatban állnak a határoló hegység-, illetve szigetívekkel.

I.1.6 A Kárpát-medence szerkezetfejlődésének legfőbb eseményei a lemezt tektonikai rekonstrukció alapján

A Kárpát-Pannon térség szerkezetfejlődésében az alpi hegységképződés nagy tektonikai eseményei játszották a fő szerepet: ezek a triász időszakban kezdődtek és a neogénig tartottak [Royden 1988]. Térségünk lemezt tektonikai folyamatainak mozgatórugója az Európai- és az Afrikai-lemez egymástól eltérő mozgása volt, amit az Atlanti-óceáni aljzat mágneses anomáliáiból fejtettek meg [Csontos et al. 1992]. E mozgás igen hosszú ideig a két kontinens jelentős oldalirányú eltolódása, távolodása volt, amit azután kisméretű közeledés követett.

A fejlődés menetben négy alapvető tektonikai fázist lehet megkülönböztetni. Az első a Tethys-óceán ágainak kinyílása volt. Legalább két, egymással nagyjából párhuzamos ág nyílt fel a középső-triász, illetve a középső-jura folyamán. Ezek a felnyílások döntő szerepet játszottak a mezozoikumi ösföldrajzban, illetve a keletkező üledékek természetét illetően. Továbbá ezek az események a magmás kőzetek képződését is meghatározták [Csontos et al. 1992].

A következő nagy szerkezetalakulási fázis a kréta időszakra tehető. Ekkor alakultak ki — több ütemben — azok a takarós szerkezetek, amelyeket ma is megfigyelhetünk. A takarók képződésével egyidejűleg üledékek is képződtek, sőt egyes helyeken magmás tevékenység is zajlott. A takaróképződés a Tethys különböző ágainak bezáródásához köthető. E záródások során a mikrokontinensek vagy egyes részeik feltehetően jelentős forgást is végeztek, megívelődtek.



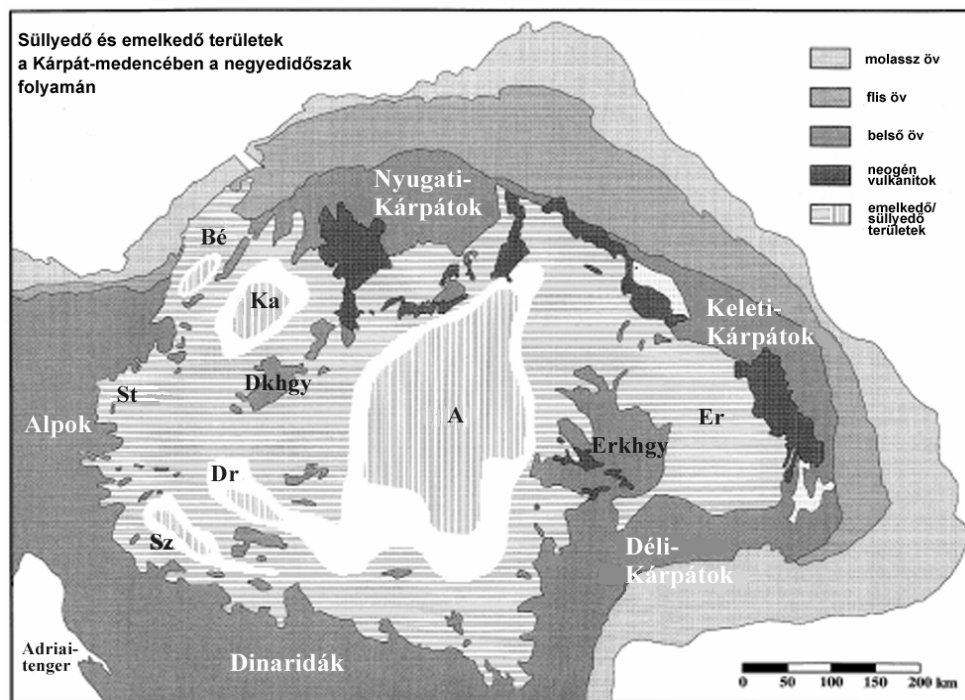
I.4. ábra. A Kárpát-Pannon térség lemezt tektonikai helyzete a harmadidőszakban: a lemeztömbök mai helyzetükbe kerülnek [Csontos & Vörös 2004]. A pontok vulkáni központot, a félnyílak oldalirányú elmozdulást, a „kalapok” normálvetőt, a vastag nyílak a valószínű lemezmozgás irányát, a farkasfogak szubdukciót, a vastag fogazott vonalak pedig feltolódást jelölnek. Az eltérő színek a különböző kőzetlemezeket jelölik.

A szerkezetfejlődés harmadik fontos szakasza a kései paleogénra (oligocén)-korai miocénra tehető. Ekkortól kezdődött meg az Alpokból származó orogén ék keleti irányú kilökődése [Royden 1988, Horváth 1988, Ratschbacher et al. 1991]. Erre az időre tehető, hogy a korábban kialakult két nagyobb lemeztömb, az Alcázar és a Tisza–Dácia egymással ellentétes forgást végeztek, és e mozgás során bepréselődtek a tőlük keletre lévő, „szabad” külső-kárpáti térbe. E forgás közben egymásnak is préselődtek, egymás mellett elcsúsztak. A forgások alatt a külső íveken flistakarók kenődtek a mozgó lemeztömbök homlokára. A kárpáti térség helyén ekkor vagy egy elvékonyodott kontinentális vagy egy óceáni kérgű tengeröböl helyezkedett el [Csontos et al. 1992], amelynek aljzata szubdukálódott az oda beforduló Alcázar és Tisza–Dácia tömbök alatt (I.4. ábra).

I.1.7 A Kárpát-Pannon térség legfiatalabb lemeztektonikai eseményei

A negyedik jelentős szerkezetalakulási fázis a neogéntől — pontosabban középső miocéntól — napjainkig tart. A középső miocénben a már összeforrott tömbök (a felső lemez) jelentős táguláson, megnyúláson mentek keresztül, aminek hatására létrejött a belső-kárpáti süllyedék, a tulajdonképeni Kárpát-medence. Ezen időszak szerkezetfejlődését a külső-kárpáti térségben (flis-óceánokban) és a Dinaridákban zajló, a medence belseje felé irányuló szubdukció irányította. Az alábukó Európai-kőzetlemez minőségét (kontinentális vagy óceáni) még nem sikerült tisztázni. Az alábukó lemezt érzékeltetni lehet a mélyszeizmikus szelvényeken [Tomek et al. 1987], tomográfiai módszerrel [Spakman 1990, Wortel & Spakman 2000], valamint a földrengések hipocentrum-eloszlása alapján (a Vrancea-övezet földrengései). Az Európai-kőzetlemez Kárpát-medence alá bukása, illetve a lehajló lemez hátrálása (roll back) hozta létre azt a szívóhatást, amely a Külső-Kárpátok takaróinak felgyűrődését, illetve „háterszáguk” elvékonyodását és megnyúlását, riftesedését okozta [Horváth & Royden 1981, Royden 1988, Horváth 1993]. A medence elvékonyodása az asztenoszféra felbontozódását eredményezte, ez pedig vulkánossághoz vezetett [Royden 1988].

A belső térség szétesése alatt [Fodor et al. 2000, Tari 1991, Tari et al. 1992] kisebb tömbök forgása is lejátszódott. E tágulási periódusok közt a Kárpát-medence belső területén, főként annak délnyugati részén rövid időkre torlódás is kialakult.



I.5. ábra. A Kárpát-medence negyedkorban süllyedő és emelkedő területei [Horváth & Clothing 1996].

Előbbire példa az Alföld (A), Kisalföld (Ka), a Dráva- (Dr), a Száva- (Sz) és a Bécsei-medence (Bé) déli része. Ezzel szemben a Dunántúli- (Dkhgy) és az Erdélyi-középhegység (Erkhgy), valamint az Erdélyi- (Er) és a Stájer-medence (St) az utóbbi 2 millió évben folyamatosan emelkedett.

A középső miocéntól napjainkig tartó medencefejlődés tektonikus történetét három fontos fázisra lehet osztani:

1. A riftesedés (megnyúlás és kivékonyodás) első fázisa [Horváth 1995], amely kb. 17.5 millió évvel ezelőtt kezdődött. Ekkor az általános kéreg és litoszféra-vékonyodás és medenceképződés a jellemző. Ennek a tektonikai fázisnak a kezdetét a transztenziós feszültségtér eredményeképpen a Pannon-medence széléin kialakuló oldalelmozdulásos pull-apart medencék — Grazi-, Bécsei-, Kelet-Szlovákiai-medence, illetve a Dráva-, Száva-, Békési-medence és a Makói-árok — megjelenése jelzi a kárpáti korszakban. A riftesedés első fázisában három különböző medenceterület képződött, amelyeket hegységi területek választottak el egymástól: a Kisalföld, a Pannon-medence központi része és az Erdélyi-medence (ahol a legkisebb mértékű volt a tágulás) [Huisman & Bertotti 2002]. A legnagyobb mértékű elvékonyodást a Pan-

non-medence középső része alatti kéreg szenved el ebben az időszakban. Később a bádeni korszakban gyenge extenziós feszültségtér a jellemző. Az ekkor fellépő K-Ny-i tágulás méginkább kivékonyította a Pannon-medence belső területének litoszféráját [Csontos 1995]. Az Erdélyi-medencében és a Keleti- és Déli-Kárpátokban csak igen kismértékű tágulás volt megfigyelhető [Huismans & Bertotti 2002].

2. A medencefejlődés második fázisa két független szakaszra osztható.
 - a, A késő szarmatában a szeizmikus szelvények tanúsága szerint nagymértékű kompresszió indult meg a Keleti-Kárpátokban [Horváth 1995]. A korábban megnyúlásos területek enyhe inverziója, valószínű megemelkedése és eróziója a jellemző. Az emelkedéseket és az intenzív eróziót az bizonyítja, hogy az ilyen korú képződmények a Pannon-medence számos területén hiányoznak. A korai pannonban a medence lesüllyedt és az üledékképződés vált újra jellemzővé.
 - b, Ez az időszak a késő szarmatára és a korai pannonra tehető. Ekkor zajlik a riftesedés második fázisa. A Pannon-medence központi és nyugati részén ekkor K-Ny-i irányú tágulás figyelhető meg [Fodor et al. 2000a], amelyet felgyorsult lesüllyedés és üledékképződés jellemez a terület fő medencéiben [Lankreijer et al. 1995]. A riftesedés második fázisával egyszerre erős kompresszió tapasztalható a Pannon-medence keleti és nyugati széléin. A Keleti-Kárpátokban a kompresszió ekkor éri el a csúcst, de erős deformáció jellemző a Keleti-Kárpátok és a Pannon-medence átmeneti zónájában, az Erdélyi-medencében, az Apuseni hegységben [Huismans & Bertotti 2002], csakúgy mint a nyugati területeken: a Keleti-Alpokban és a Bécsi-medencében [Fodor et al. 2000a]. Ezek a területeken mindent K-Ny-i irányú kompresszió figyelhető meg ebben az időben.
3. A belső-kárpáti süllyedék létrejöttét egy lassabb, de hosszantartó, a felboltozódott asztenoszféra hűléséhez köthető süllyedés követte a késő miocén és a pliocén folyamán. Mindeközben a Külső-Kárpátokban a belső megnyúlást újabb takarók egymásra torlódása egyenlítette ki. Erre az időszakra teszik a szubdukálódott lemezrészecskék meredek lehajlását is [Royden 1988]. A legújabb kutatási eredmények szerint a Kárpát-medencére ható tágulást követően — amikor a kelet felé hátráló szubdukció frontja elérte a merev és vastag Kelet Európai tábla peremét — megtörtént a szubdukálódott lemez leszakadása, a medencerendszer bezáródott, megszűnt a keleti irányú szívóhatás és mindezek eredményeképpen a nyugati irányból ható nyomóerők váltak dominánssá, ezért tektonikai inverzió következett be, a tágulást összenyomás váltotta fel [Horváth & Clothing 1996]. A kompressziós feszültségtér kialakulásának kezdetét a késő pliocénra és a negyedkorra teszik, hatása pedig napjainkban is tart. A kompressziós feszültségtér eredményeképpen a Kárpát-medence egyes területein felgyorsult süllyedést, máshol pedig emelkedést tapasztalunk (I.5. ábra).

A Kárpát-medence neogéntól tartó fejlődését erős vulkanizmus kísérte végig.

A korai miocénben savanyú — szilícium-dioxidban gazdag — mészkáli vulkánosság jellemző, amelynek eredményeképpen ignimbrites és tufás üledék halmozódott fel a Pannon- és az Erdélyi-medencében. Ettől eltérő mészkáli vulkánosság a középső kárpáti időszakban kezdődött a Nyugati-Kárpátokban — kevéssel azután, hogy a Pannon-medencében megkezdődött a riftesedés első fázisa — és a késő szarmatában-korai pannonban fejeződött be. A Keleti-Kárpátok belső részein pedig a középső bádenitől egészen a negyedkorig tartott [Szabó et al. 1992]. A mészkáli vulkanizmus kialakulását a szubdukcióhoz kötődő köpeny metasomatózissal magyarázzák. A mészkáli vulkanizmus korának a Kárpátok íve mentén keleti irányban történő fiatalodása egyrészt a szubdukciós folyamatban résztvevő, egymáshoz közeledő lemezszegélyek párhuzamostól eltérő helyzetével magyarázható, másrészt azzal, hogy a Tisza-Dácia-mikrolemez kelet felé történő mozgása során mintegy „lemaradt” az Alcapa-hoz képest.

Az alkálilbazalt vulkanizmus a második riftesedési fázissal és az erős köpenyfeláramlással kb. egyszerre, 11.5 millió évvel ezelőtt jelent meg. Legfontosabb előfordulásai a Balatonfelvidéken és a Grazi-medencében — kissé nyugatra a Pannon-medence maximális kivékonyodásától — figyelhetők meg. Koruk 11.5-0.5 millió évre tehető [Szabó et al. 1992, Pecskey et al. 1995].

Huismans et al. [2002] szerint az első riftesedési fázis magyarázható a szubdukció hatására kialakuló ívmögötti tágulásnak és a (riftesedés megindulása előtti túlvastagodott kérgű) Pannon

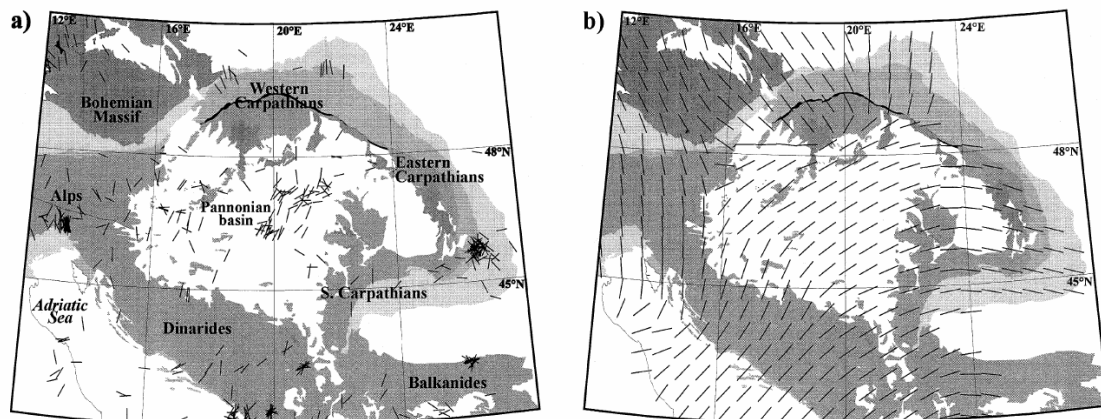
litoszféra tágulós „összeomlása”-nak (*extensional collapse*) kombinációjával. A szerzők szerint a második riftesedési fázis — amelyet mások korábban asztenoszféra-feláramlással szoktak magyarázni — egy kismértékű, az első riftesedési fázis által gerjesztett konvektív köpenyfeláramlás révén érhető meg.

I.2 A Kárpát-medence és környezetének jelenkori tektonikai aktivitása

A tektonikai aktivitás megállapítására napjainkra több módszert dolgoztak ki. A tektonikus szemlélet szerinti legegyszerűbb megfigyelésből eredő megállapítás, hogy azokon a területeken a legnagyobb a tektonikai aktivitás napjainkban, ahol a legtöbb és legerősebb földrengéseket tapasztalják. A földrengések epicentrum-eloszlása utalhat a napjainkban aktív törésvonalak elhelyezkedésére is. A recens törésvonalak helyének kijelöléséhez azonban figyelembe vesznek más módszereket is: űrfelvételek, szeizmikus szelvények, geomorfológiai jelek. (Sajnos a szeizmikus reflexiók szelvények túlnyomó részén a kvarter sorozatot nem dolgozták fel, ezért a fiatalabb mozgások nyomainak azonosítása nehézségekbe ütközik.)

A jelenkori horizontális és vertikális irányú mozgásokat egyaránt ki lehet mutatni geodéziai mérésekkel (a horizontálist űrgeodéziai módszerrel illetve szabatos távolságméréssel, a vertikálist szabatos szintezéssel, valamint 3D mozgások vizsgálatára alkalmas strainméteres megfigyeléssel). A jelenlegi feszültségtér meghatározására alkalmazzák hazánkban a fúróluk-deformációs módszereket, illetve a földrengések fészekmechanizmus-meghatározásait. Ebben a fejezetben ezen módszerek eredményeiből a Kárpát-medence belső területére megállapított jelenkori tektonikus aktivitást, a jelenkori feszültségviszonyokat és hazánk földrengés-tevékenységének jellegzetességeit vázoló fel. (Itt jegyzem meg, hogy a későbbiekben hazánk területére vonatkozó értelemben használom a Kárpát-medence belső területe kifejezést.)

A Kárpát-medencében és környezetében a legmeghatározóbb tektonikai mozgást jelenleg az Adriai-mikrolemez és az Európai-lemez egymáshoz való közeledése jelenti [Horváth 1984, Gutdeutsch & Arič 1988]. Az Adriai-mikrolemez északi irányba mozog és az óramutató járásával ellentétes irányban forog, ennek a forgásnak a pólusa a Nyugati Alpokban — 45° É szélesség és $6-10^\circ$ K hosszúság — található [Ward 1994]. Az észak felé sodródó, viszonylag merev, kontinentális kérgű Adriai-mikrolemez folyamatos nyomást fejt ki mind az Alpok, mind pedig a Dinaridák láncolatára, amit az alpi-adriai terület szeizmicitása és a kéreg-deformációs adatok — mind a maximális horizontális feszültségirányok (I.6. ábra), mind a földrengések fészekmechanizmus-megoldásaiból számított horizontális csúszási vektorok irányai (I.7. ábra) — is bizonyítanak.



I.6. ábra. Maximális horizontális feszültségirányok (SH) a Kárpát-medencében és annak környezetében.

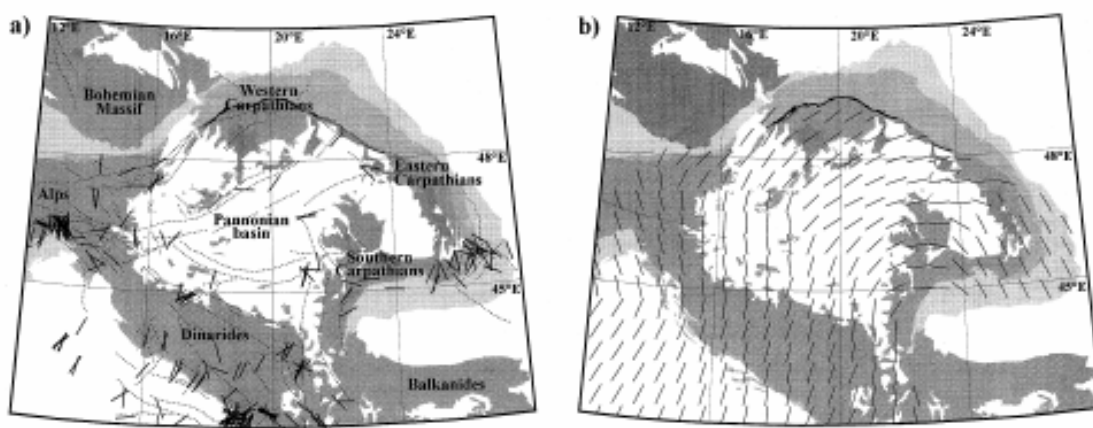
a, Mélyfúrások faldeformációjából, földrengések fészekmechanizmusából és néhány in-situ feszültségmérésből nyert horizontális főfeszültség-irányok b, Simított feszültségirányok [Gerner et al. 1999].

Gutdeutsch & Arič [1988] geológiai és szeizmogén zónák elhelyezkedése alapján felállította a kárpáti térség hat merev blokkból álló modelljét, amelyben a blokkok mozgását az Adriai-lemez

Európával történő ütközése szabja meg. Ezzel sikerült szeizmotektonikai magyarázatot adni a Kárpát-medence környezetének legfontosabb szeizmikusan aktív zónáinak elhelyezkedésére.

A Kárpát-medencében és annak környezetében a jelenkori tektonikus feszültségtérrel elmondható, hogy a maximális horizontális feszültség iránya sugárirányú elrendeződést mutat az Adriai-mikrolemez körül. Az Adriai-mikrolemez északi végénél a Déli-Alpokban ÉD-i irányú kompressziót tapasztalunk, amely fokozatosan vált ÉK-DNy-i irányúvá a Dinaridák mentén. A Kárpát-medence belsejében is jól kimutatható ez az irány [Gerner et al. 1999, Bada et al. 1999].

A Kárpát-medence és környezetének legnagyobb földrengés-aktivitását a Dinaridákon kívül a Vrancea-zóna területe mutatja. A Keleti-Kárpátok déli részén található Vrancea-zónában közepes mélységben — a legmarkánsabban 70-170 km mélységtartományban — pattannak ki rengések. Itt a geológiai, a szeizmikus tomográfiai és a földrengés-hipocentrum adatok [Roman 1970] alapján feltételezik, hogy a szubdukció során a Kárpátok íve alá bukó lemez folytonossága 40 és 60 km közötti mélységben megszakad [Horváth 1993, Wenzel et al. 2002]. Valószínűsíthető, hogy a szubdukálódó lemez leszakadásának oka az lehet, hogy a lemez további része már nem nagysűrűségű óceáni lemezrész, hanem a könnyebb kontinentális, amely képtelen az alábukásra [Onescu 1984]. Az elképzelések szerint ez a leszakadás a Nyugati-Kárpátokban már a miocén kor végén megkezdődhetett, a délkeleti területeken (Vrancea-zóna) pedig napjainkban a Kelet-Európai tábla Kárpátok íve alá történő szubdukálódásának legutolsó fázisa zajlik [Royden 1988, Roman 1970]. Mivel jelenleg a kárpáti szubdukciós ívnek csak a Vrancea-zónabeli területe aktív, ezért a Kárpát-medence aljzatára a szubdukciós folyamat maradványa nem képes elegendő húzóerőt kifejteni, ezért a tágulás megszűnt, és a húzóerők megszűnésével dominánssá váltak a térségre délről ható nyomóerők és így kompressziós feszültségtér alakult ki [Horváth & Cloething, 1996].



I.7. ábra. a, A földrengések fészekmechanizmusából meghatározott vízszintes mozgási irányvektorok
b, Az ezekből simítással kapott általános deformációs kép [Gerner et al. 1999].

I.2.1 Horizontális mozgások mérési eredményei a Kárpát-medence térségében

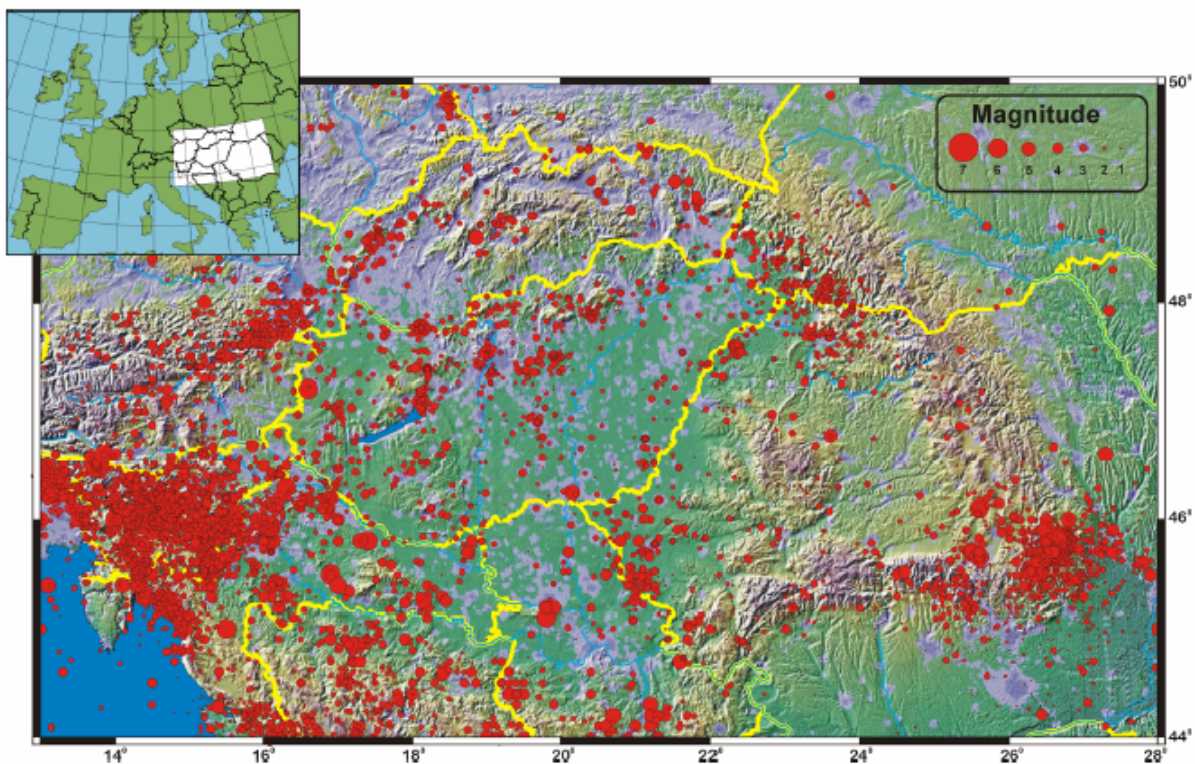
A napjainkban elterjedten alkalmazott kozmikus geodéziai mérésekkel [Ward 1994; Grenczy et al. 2002] megbízhatóan megállapíthatóak a mikrolemezek, táblák mozgásai. Az ezekből a mérésekből kapott sebességadatok megerősítik a földrengés-tevékenység alapján megállapított jelenkori tektonikus képet. Grenczy et al. [2002] vizsgálatai szerint a legnagyobb sebességeket az Alpi-Adriai ütközési zóna délnyugati részén mérték, ezek a sebességek északi irányúak (1.5-2 mm/év). A Cseh-masszívum és a Kelet-Európai tábla meglehetősen stabil képet mutat. Az Alpi-Észak-Pannóniai egység nyugati része kelet felé mozog, a keleti és az észak-keleti részén pedig nem mutatható ki a mozgás keleti komponense. Ugyanennek az egységnek a déli része északi irányú mozgást mutat.

Az MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézetben Mentés [1997] irányításával a szilárd földkéreg deformációinak extenzométerek felhasználásával történő meghatározása céljából folytatnak méréseket az országban három helyen. 3D regisztrálás folyik a bakonyai és a budapesti (Mátyáshegy) barlangokban, Sopronban pedig a kéreg horizontális irányú deformációját regisztrálják. A vizsgálatok eredményei azt mutatják, hogy a mért tektonikai mozgások sebessége és iránya időben

változó tendenciát mutat [Eper-Pápai 2005]. A Kárpát-medencében végzett extenzométeres mérések megmutatták, hogy alacsony deformáció-sebesség tapasztalható a medence peremi részein, míg a belsőbb tartományokban jelentősen nagyobb értékek figyelhetők meg (Vyhné 4.39×10^{-8} /év, Sopron 6.81×10^{-8} /év, Beregovo 2.4×10^{-6} /év, Budapest 2.3×10^{-6} /év). Az utóbbi két esetben északi irányultságú kompressziós feszültségteret állapítottak meg [Varga & Varga 1994].

I.2.2 A Kárpát-medence belső térségének földrengés-aktivitása

A Kárpát-medence földrengés-tevékenységéről részletes katalógusok állnak rendelkezésünkre 456-tól 2004-ig [Zsíros 2000, Tóth et al. 1996–2005]. Az első, teljesnek tekinthető tanulmányt Réthly Antal publikálta 1952-ben. Munkája kb. 800 db földrengésről számol be részletesen. Az első számítógépes földrengés-adatrendszert Zsíros et al. [1988] készítette el, amelynek a 1995-tel bezárólag bekövetkezett eseményekkel kiegészített változata is elkészült [Zsíros 2000]. Az utóbbi katalógus a 44.05–50.0 északi szélességek és a 13.0–28.0 keleti hosszúságok között keletkezett földrengések közül több, mint 20 500 eseményt tartalmaz (I.8. ábra) azok adataival együtt (kipattanási idő, epicentrum, fészekmélység, magnitúdó, epicentrális intenzitás). (A katalógus teljességére vonatkozó adatok megtalálhatók Zsíros [2000] publikációjában.) A katalógus eltérő pontossággal tartalmazza a rengések paramétereit, hiszen a történelmi, makroszeizmikusan meghatározott epicentrumok helye sok esetben bizonytalan, de a műszeresen meghatározott epicentrumok helye is gyakran bizonytalansággal terhelt. A katalógus rengéseinek mindössze 18%-ához tartozik fészekmélység adat is.



I.8. ábra. A földrengések epicentrumainak eloszlása a Kárpát-medencében és a hozzá kapcsolódó területeken (44.05-50.0É;13.0-28.0K).

A katalógus több mint 20 ezer rengést tartalmaz a 456-tól 1998-ig terjedő időszakra. A körök mérete a magnitúdóval arányos [Tóth et al. 2002a].

1995-től napjainkig a Georisk Földrengéskutató Intézet és az MTA GGKI évente kiadott bulletenekben (Magyarországi Földrengések Évkönyve) közli az elmúlt év földrengéseit azok adataival és sok esetben fészekmechanizmus-megoldásaival együtt [Tóth et al. 1996–2005].

Általánosságban elmondható, hogy a Kárpát-medence belső területein a tektonikai aktivitás kis és közepes mértékű, azaz jóval kisebb, mint a Kárpát-medence környezetében található Dinaridák és Vrancea zóna aktivitása. A vizsgált terület a Mediterránium tektonikailag aktív, illetve a Kelet-Európai tábla gyakorlatilag inaktív területe között fekszik. A korábban említett katalógusok

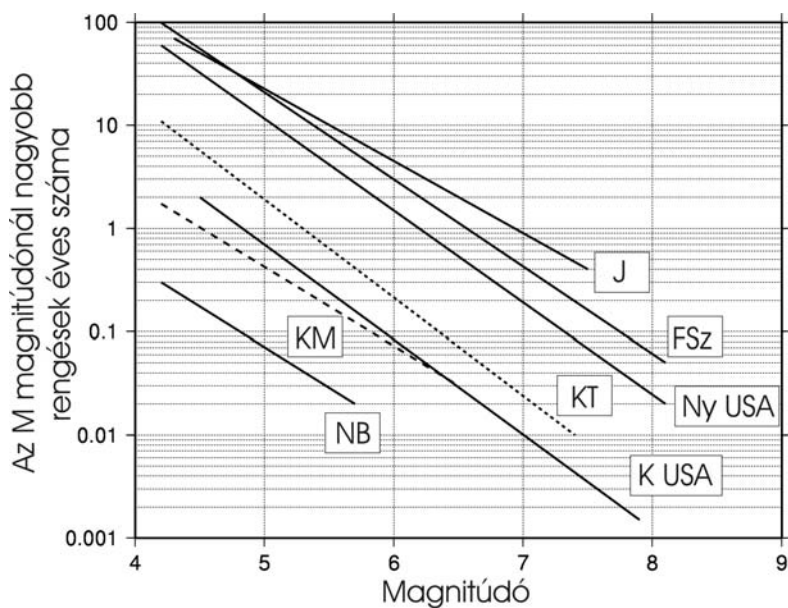
alapján megállapítható, hogy a Kárpát-medence belső területén 40–50 évente számíthatunk 5.5-nél nagyobb magnitúdójú rengésre, 5-ös erősségű rengés átlagosan 20–30 évente fordul elő [Tóth et al. 2002a]. A Georisk Földrengéskutató Intézet bulletinjei alapján [Tóth et al. 1996–2004] évente átlagosan 2.7-szer keletkezik 3-as magnitúdójú rengés, míg 2-es magnitúdójú rengés átlagosan minden hónapban.

A Gutenberg & Richter [1949] összefüggés szerint a földrengések előfordulási számának (N) logaritmus és magnitúdója (M) között lineáris összefüggés van egy adott területre vonatkozóan (I.1).

$$\log_{10}(N) = a - bM \quad (I.1)$$

A teljes Kárpát-medencére, figyelembe véve, hogy a hazai földrengés-katalógus a magnitúdóértékek vonatkozásában csak bizonyos időszakoktól kezdődően tekinthető teljesnek, Zsíros [2000] határozta meg az egyenlet paramétereit az általa definiált átlagmagnitúdó felhasználásával: $a = 5.27$; $b = 1.04$.

Az I.9. ábra a Kárpát-medence belső területeinek a földrengés-aktivitását, illetve a teljes Kárpáti térség (Pannon régió) földrengés-aktivitását mutatja be. Összehasonlításként más területek azonos görbéi is ábrázolásra kerültek a diagrammon. Hazánk földrengés-aktivitása Észak-Amerika keleti partvidékének aktivitásával majdnem azonos tendenciát mutat. A magnitúdó gyakoriság görbéje azt mutatja, hogy a Pannon régió (Kárpát-medence és környezete) szeizmikusan aktív és aktivitása magasabb, mint hazánk, azaz a belső térség aktivitása.



I.9. ábra. A Kárpát-medence és környezetének szeizmikus aktivitása a világ más területeivel összehasonlítva [Tóth et al. 2002a].

Az egyenesek a 10^6 km^2 területre vetítve mutatják az évente előforduló rengések számát a magnitúdó függvényében.

Jelmagyarázat:

- J — Japán,
- FSz — Fülöp-szigetek,
- Ny USA — az Egyesült Államok nyugati partvidéke,
- KT — Kárpáti térség,
- K USA — az Egyesült Államok keleti partvidéke,
- KM — Kárpát-medence,
- NB — Nagy-Britannia.

I.2.2.a Fészekmélységek a Kárpát-medence belső területén

A földrengések fészekmélységének megállapítása mind a makroszeizmikusan észlelt, mind a műszeresen regisztrált rengések esetén nehézségekbe ütközik. A makroszeizmikus rengéseknél megfelelően nagy adatmennyiség esetén — legalább három izoszeizta vonalnak kell léteznie — lehet elfogadható pontosságú mélység-meghatározást végezni. A műszeresen regisztrált földrengések esetén a mélység-meghatározás pontossága függ a regisztrátumok számától és azok epicentrumhoz viszonyított térbeli elhelyezkedésétől. A felsorolt nehézségekből adódóan a földrengés-katalógusban [Zsíros 2000] a rengések nem egészen 18%-a rendelkezik mélységadatokkal.

Zsíros [1996] Kövesligethy [1907] módszerével számításokat végzett a Kárpát-medencében keletkezett földrengések fészekmélységére vonatkozóan.

A magnitúdó (M), az epicentrális intenzitás (I_0) és a fészekmélység (h) közötti összefüggés (I.2) [Willmore 1979, Karnik 1968]

$$M = aI_0 + b \log(h) + c \quad (I.2)$$

paramétereit Csomor & Kiss [1958], Karnik [1968], Zsíros [2000] és Szeidovitz et al. [2004] határozta meg a Kárpát-medence, illetve a jelenlegi Magyarország területére.

Szeidovitz et al. [2004] összehasonlította, átértékelte és pontosította a korábbi mélység-meghatározásokat, és az I.2 egyenlet a , b és c paramétereire több, speciálisan hazánk területére érvényes megoldást adott. Szeidovitz et al. [2004] vizsgálatai megmutatták, hogy a fészekmélységek meghatározására használt módszertől függően 10–15 km-es eltérések is adódhatnak az azonos rengéshez megállapított mélységértékekben.

A Magyarországi Földrengések Évkönyvei tartalmazzák a magyarországi, korszerűsített mérőhálózat által regisztrált földrengések meghatározott fészekmélységeit — ahol erre lehetőség nyílt — 1995–2004 között [Tóth et al. 1996–2005]. Ha megvizsgáljuk a évkönyvekben szereplő mélység-meghatározásra megadott hibákat (5–10 km), akkor megállapítható, hogy az említett évkönyvek fészekmélység-meghatározásai is bizonytalanok. Valamivel pontosabb mélység meghatározást szolgáltatnak Bus [2004] tomográfiai vizsgálatok segítségével megállapított adatai. Az átlagos hiba azonban itt is 7 km körülire adódott a felszíni robbantások esetében.

A Kárpát-medencén belüli földrengések fészekmélységéről elmondható, hogy a rengések döntő többsége a 6 és 15 km közötti mélységtartományból pattan ki [Zsíros 1989, 2000, Tóth et al. 2002a], de előfordulnak igen sekély mélységben kipattant (2–4 km) rengések is [Szeidovitz et al. 2004].

A fészekmélység-adatoknak a pannon-medencei hőáram értékekkel kapcsolatos modellszámításairól az I.2.3.a fejezetben tesztek említést.

I.2.2.b Elméletek a Kárpát-medence belső területén kipattant rengések keletkezésére

Scholz [1990] a tektonikus földrengések három típusát különböztette meg (I.1. táblázat). Az I. típusba a lemezek közötti rengéseket sorolta. A II. típusba azok a rengések tartoznak, amelyek a lemezperemek tágabb zónájában pattannak ki, és bizonyos mértékig tektonikailag összefüggnek a lemezhatárokkal. A III. típusba a lemezen belül keletkezett rengések sorolhatók, amelyek a lemezperemekkel nincsenek kapcsolatban.

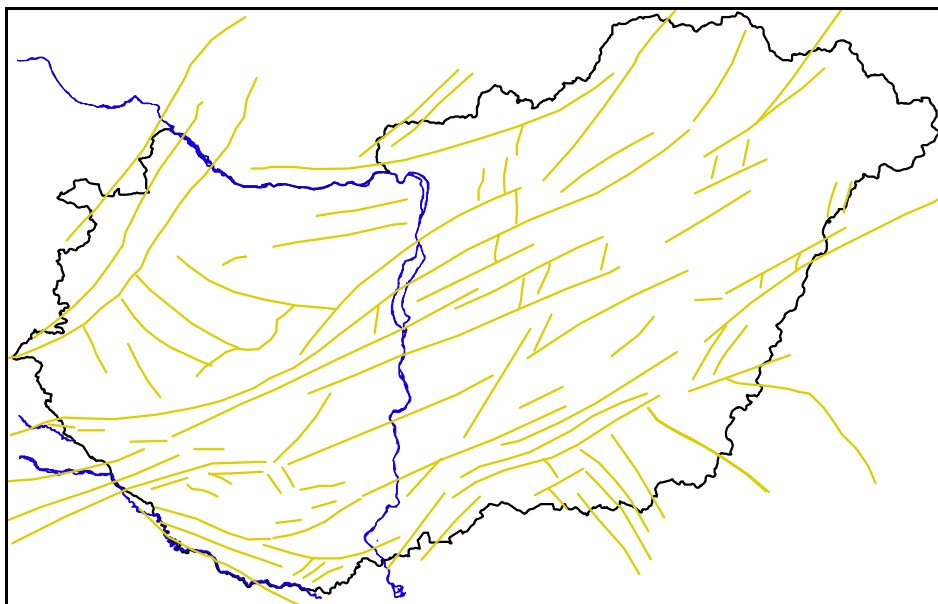
A Kárpát-medencében keletkezett földrengések a Scholz-féle felosztás szerint a II. és III. osztályba sorolhatók. Ezt támasztja alá a lemezmozgás sebessége (0,1–1 mm/év) [Rónai 1973], a lemezperemektől való távolság, valamint a nagyobb rengések ($M > 7$) gyakorisága. Ilyen jellegű területeken egy-egy forrásban a feszültség-felhalmozódás folyamata akár tízezer évig is eltarthat nagyobb rengés keletkezése nélkül [Scholz 1990].

I.1. táblázat. A tektonikai rengések három típusa.

Földrengés típusa	Lemezmozgás sebessége [mm/év]	visszatérési idő [év]
I. interplate	$v > 10$	$\cong 100$
II. intraplate, lemezperemhez kapcsolható	$0,1 \leq v \leq 10$	$10^2 - 10^4$
III. intraplate, lemezen belüli	$v < 0,1$	$> 10^4$

A Kárpát-medencét átszelő, DNy–ÉK irányú regionális törésvonalak megközelítik az Alpok–Himalája szeizmoaktív övet, és e szerkezetek közvetítésével bizonyos feszültség a medence belsejébe tevődik át.

A Kárpát-medence belső területein alacsony és mérsékelt szintű a szeizmicitás. Az ilyen területekre jellemző, hogy nehéz egyértelmű összefüggést találni a földrengések elhelyezkedése és a szerkezeti vonalak között [Szeidovitz et al. 2002, Tóth et al. 2002], a rengések elrendeződése első ránézésre véletlenszerűnek tűnik. Mind a történelmi, mind a műszeresen regisztrált rengésekről elmondható, hogy egyes területeken ismétlődően előfordulnak rengések (Komárom, Mór, Eger, Kecskemét), amelyekről nem dönthető el teljes biztonsággal, hogy egy főrengés elő- vagy utórengései, vagy külön földrengésekről van-e szó.



I.10. ábra. Neogén tektonikus térkép Magyarország területére vonatkozóan [Horváth 1993].

Réthy [1952] — az addig megfigyelt földrengések alapján — körülhatárolt egyes területeket a Kárpát-medencében, amelyeket „aszeizmikus rögök”-nek nevezett. Az ő akkori elméletének ellentmond, hogy a néma területeknek egyike-másika már az elmúlt ötven évben aktívvá vált. Bisztricsány [1977] a hazánk területén kipattanó rengések elhelyezkedést véletlenszerűnek vélte.

A nehézségek ellenére napjainkra lehetségessé vált néhány szeizmoaktív zóna kijelölése hazánk területére is (I.10. ábra). Horváth [1984] szerint ezek a nyírási övek korábbi, neogén szerkezeti elemeknek feleltethetők meg: ezek újraaktiválódásához köthető a magyarországi földrengések nagy része. Vannak azonban ettől eltérő esetek is, ahol rendkívül fiatal törésvonalakhoz kapcsolódó szeizmoaktív zónák körvonalazhatók. Erre példa a Komárom–Móri-árok zónájának földrengés-tevékenysége.

A Kárpát-medence és környezete földrengésszkeinek területi eloszlását először Gutdeutsch és Arič [1987] regionális szeizmotektonikus modelljével sikerült megmagyarázni. Szerintük a különböző sebességgel mozgó mikrolemezek egymáshoz képest szeizmoaktív vetők mentén csúsznak el, és a felhalmozott feszültségek kioldódása okozza a rengéseket. Példaként a Mur–Mürz–Zilina-vonal említhető, amely a Keleti-Alpokból indul, a Bécsi-medencét déli oldalról határolja és a Kis-Kárpátoktól ÉK-re végződik. A szintén aktívnek tekinthető Közép-magyarországi vonal (Zágráb–Medvednyica–Kálnik–Kapos–Magura vonal) határolja délről az ALCAPA egységet. Megállapítható tehát, hogy az igen aktív dinári fronttól távol is észlelhető ezen kéregblokkok mozgása, illetve kismértékű deformációja [Bada et al. 1998]. Gutdeutsch & Arič [1987] modellje sajnos nem ad magyarázatot a Kárpát-medence belső területén keletkezett rengések elhelyezkedésére, hiszen a teljes medencét egységes blokkként kezeli.

Gerner et al. [1999] szerint hazánkban a szeizmicitás térbeli eloszlása főként miocén vetőzónákhoz köthető, azonban ezt a képet jelentősen torzítja a medencebeli kéreg általános ’gyengeségehez’ kapcsolódó véletlenszerű földrengés-tevékenység. Továbbá megállapítják, hogy a térképezett vetők és a földrengések hipocentrumai közötti kapcsolat tisztázását megnehezíti, hogy a vetők elhelyezkedése nem ismert azokban a mélységekben, ahol a földrengés-tevékenység bekövetkezik.

A szeizmotektonikai elméletek helyességét a jelenkori feszültségterek — I.2.4 fejezet —, és a fészekmechanizmus-megoldások alá kell, hogy támasszák. (Az elmúlt évek (1995–2004) korszerűsített, több állomásból álló, nagyobb érzékenységgű szeizmológiai hálózatával regisztrált földrengések fészekmechanizmus-adatai alapján lehetőség nyílik a létező szeizmotektonikai modellek alátámasztására vagy esetleges cáfolatára, illetve új modellek kidolgozására.) Az I.2.4.a fejezetben bemutatott jelenlegi feszültségterek felhasználásával végzett modellszámítások eredményei a Kárpát-medence környezetében tapasztalható tektonikai folyamatokat tükrözik.

Fontos megállapításként kell azonban mindezekhez hozzátenni, hogy a Kárpát-medencében keletkezett földrengések területi eloszlása sok esetben nem kapcsolódik a regionális törésvonalak-

hoz. Feltételezhetően a rengések egy nem elhanyagolható százaléka nem tektonikus mozgásokhoz kötődik. A II.1 fejezetben részletesen beszámolok a hazánk területén kipattanó rengések kiváltó okaival kapcsolatos további elképzelésekről.

I.2.2.c Geofizikai mérések és a földrengés-epicentrumok elhelyezkedésének kapcsolata

Szabó & Páncsics [1999] vizsgálták a Bouguer-anomália térkép és a földrengés-epicentrumok kapcsolatát. Eredményeik azt mutatják, hogy a Bouguer-anomália térképekből számított maximális horizontális gradiens alapján kijelölt lineamentek számos helyen korrelálnak a magyarországi földrengések epicentrumainak eloszlásával.

Ádám [2001] megfigyelése szerint a Dunántúli Vezetőképesség Anomália [Ádám & Verő 1964] zónájában az indukciós vektorok és a magnetotellurikus mérések által kijelölt három tektonikus öv szoros kapcsolatban áll a területen kipattanó földrengések epicentrum-eloszlásával. Ezek egyike ismert geológiai szerkezetekhez is köthető. A földrengések által keltett rugalmas hullámokat jelentősen gyengítik a Dunántúli Vezetőképesség Anomália területének alacsony viszkozitású grafitos formációi. Ennek következtében az ott keletkező földrengések esetében az azonos intenzitásértékekhez tartozó izoszeizták által bezárt tartomány kisebb kiterjedésű, mint az egyéb szeizmoaktív zónákban kipattanó rengésekhez rendelhető terület. Továbbá az alacsony viszkozitású grafitos testek jelenléte miatt a nagyobb méretű rengések keletkezése gátolt.

I.2.3 Szeizmikus energia-felszabadulás

Zsíros [2000] a kárpát-medencei földrengések által felszabadított energiát Gutenberg & Richter [1942 és 1956] következő képletének (I.3) felhasználásával számította ki:

$$\log(E) = 1.5M + 4.8 \quad (I.3)$$

ahol E energia (J), M pedig az átlagos magnitúdó.

A területegységekre kiszámított energiaösszegekből megállapítható, hogy Magyarország területén jelentős energia-felszabadulást a nagyrengésekkel egybeeső területek — Móri-árok, Budapest, Kecskemét és a Jászság vidéke — mutatják. Míg a teljes Pannon régióra vonatkozóan a Délkeleti-Alpok vidéke, Horvátország adriai partvidéke, a Bánát és a Vrancea-zóna mutat nagy energiaösszeget [Zsíros 2000, Tóth et al. 2002a].

Gerner et al. [1999] is kiszámították és összegezték a földrengések kipattanásakor felszabaduló energiákat. Ez alapján hasonló eredményre jutottak, mint Zsíros [2000], azaz a Kárpát-medence belső területe sokkal kevésbé deformálódik, mint a Déli-Alpok és az Északnyugat-Dinári-hegység területe, illetve az izoláltan nagy energiaösszeget mutató Vrancea régió. A Kárpát-medence belsejének energiaösszegeit összehasonlítva a Kárpátok orogén ívén, illetve az aszeizmikusnak tekinthető Kelet-Európai táblán tapasztalt energiaösszegekkel megállapítható, hogy a földrengések során lényegesen nagyobb energiák szabadulnak fel a Kárpát-medence belsejében. Ez alapján a Kárpát-medence belsejét feltétlenül a tektonikusan aktív területek közé kell sorolni, és megállapítható, hogy itt is jelentős deformáció folyik [Gerner et al. 1999].

I.2.3.a A hőáram, a felszabaduló szeizmikus energia és a fészkmélyység kapcsolata

Lenkey et al. [2002] vizsgálatai megmutatták, hogy a Kárpát-medence azon területein, ahol nagyobb a szeizmikus energia-felszabadulás, azaz erősebb a szeizmikus tevékenység ott a hőáram értékek alacsonyabbak, és ezzel azonos módon, ahol nagyobb a hőáram ott kisebb a szeizmikus aktivitás. Ennek magyarázatát abban látják, hogy a geotermikus viszonyok megváltozása hatással van a kőzetek reológiájára. A kőzetek a rájuk ható feszültségek hatására vagy ridegen törnek — ekkor keletkeznek a földrengések — vagy képlékenyen deformálódnak (illetve kis feszültség hatására rugalmasan deformálódnak). A kőzet viselkedése típusától és a rá ható egyéb környezeti tényezőktől — hőmérséklet, hőáram, deformációs sebesség, kéregszerkezet — függ. Nagyobb hőáram értékek a rideg-képlékeny határt módosíthatják, így a felhalmozódó feszültségek tartományában a kőzetek képlékeny deformációt szenvednek, és nem ridegen törnek.

I.2.4 Jelenkori feszültségterek a Kárpát-medence belső területén

Horváth & Cloeting [1996] szerint geológiai és geofizikai adatok alapján megállapítható, hogy a Kárpát-medence fejlődésének legutolsó szakaszában lezajlott történéseket — a medence középső részének gyorsuló süllyedése és a medenceperemek gyorsuló emelkedése, a litoszféra meghajlása — akkor lehet megérteni, ha a pliocén óta fokozatosan felépülő kompressziós feszültségtérrel tételünk fel. A vizsgált területre vonatkozó feszültségtér jelenlegi állapotát Dövényi & Horváth [1990] és Müller et al. [1992] írták le. Megfigyelték, hogy a medencén belül a földrengések keletkezési mechanizmusai nem normál vetőkkel jellemezhetők.

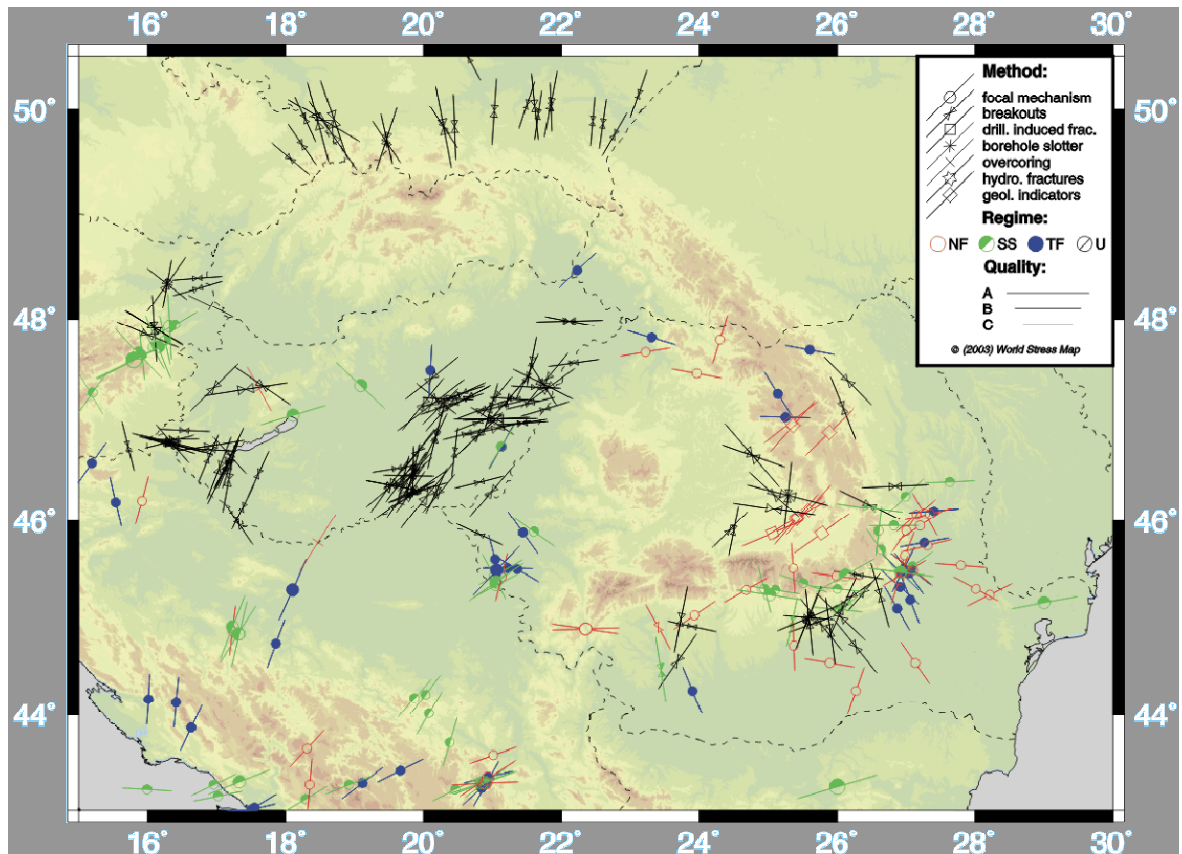
A kéregben uralkodó jelenkori feszültségtér megállapítására több módszer is használatos. Magyarországon a Dunántúli területeken a következő módszereket használták: ráfúrásos technika, a mélyfúrás faldeformációjának mérése, a vetőmozgások elemzése és a földrengések fészekmechanizmusának meghatározása. A módszerekről és a mérési eredményekről Gerner [1994] cikke számol be. Gerner et al. [1999] az előbbi adatokkal megegyező adattípusok, de jóval több adat birtokában — World Stress Map adatait kiegészítve — arra a következtetésre jutottak, hogy a Kárpát-medencében nyugatról kelet felé haladva az É-D-i horizontális főfeszültség-irány ÉÉK-DDNy-i irányúra módosul, és a medence közepén és keleti részén pedig ezen irányok KÉK-NyDNy-i és K-Ny-i irányúra váltanak (I.6. ábra). Véleményük szerint a Kárpát-medence belső területén mindenhol megszűnt a korábbi tágulós feszültségtér és kompressziós feszültség-viszonyok uralkodnak, amelyet a normál vetők hiánya is alátámaszt.

I.2.4.a Fészekmechanizmus-megoldások a Kárpát-medence belső térségében

A földrengések fészekmechanizmusának meghatározásával megismerhető a vetősík térbeli helyzete és a vetősík menti elmozdulás iránya is, ezáltal a földrengés környezetének feszültségviszonyairól és az ott zajló tektonikai folyamatokról is képet kaphatunk. A fészekmechanizmus adatok a földrengések hipocentrum-eloszlása mellett fontos ismereteket szolgáltatnak a szeizmotektonikai vizsgálatokhoz. A fészekmechanizmus-megoldások pontos meghatározásához szükség van több, a földrengés epicentrumát a térben lehetőleg minden irányból körülvevő mérőállomásra származó jó minőségű szeizmogramra. A hazai rengések esetén ezt a feltételt csak a 90-es évek második felétől tudja kielégíteni a mérőhálózat.

A teljes kárpát-medencei területre Gerner [1995] katalógusa gyűjtötte össze a rendelkezésre álló fészekmechanizmus-meghatározásokat, mely katalógus hazánk területére vonatkozóan mindössze öt különböző rengés adatait tartalmazza. A hazai szeizmológiai megfigyelő-hálózat korszerűsítése után [Tóth 2001] lehetővé vált kisebb méretű földrengések fészekmechanizmusának megbízható, rutinszerű meghatározása is. A Magyarországi Földrengések Évkönyvei [Tóth et al. 1996–2005] 1995 óta közlik az ország területére megbízhatóan meghatározott fészekmechanizmus-megoldásokat. A Kárpát-medence jelenkori földrengés-aktivitásával kapcsolatban a legfrissebb tanulmányt Tóth et al. [2002; 2002a] publikálta, amely tanulmány már ismerteti a korszerűsített megfigyelőhálózattal regisztrált földrengésemények paramétereit, és a regisztrátumokból meghatározott fészekmechanizmus adatokat is.

Egy földrengés fészekmechanizmusa alapján többek között meghatározható egy törésvonal menti csúszás irányának vízszintes komponense is. Ezen vektorok regionális összegzésével a vizsgált terület vízszintes irányú deformációjáról nyerhetünk képet. Gerner et al. [1999] cikkükben kiszámították, és térképen ábrázolták a földrengések fészekmechanizmusából kapott mozgási vektorirányokat (I.7.a ábra), és azok simított képét (I.7.b ábra). Mind az egyes mozgási irányok, mind pedig az ezekből nyert simított, az általános trendeket vázoló kép azt mutatja, hogy a Kárpát-medence nyugati és délnyugati peremterületein (Alpok) É–ÉNy-i irányú a mozgás, ez a Dinaridák délkeleti vidékein inkább észak-keletiesé válik. A Kárpát-medence belső területein mindössze öt rengés fészekmechanizmus-megoldásaira, illetve a külső kárpáti térségben tapasztalt megoldások figyelembevételével alkalmazták a simítást. A simított kép az ország nyugati, dél-nyugati felén É-D-i irányt mutat, míg az ország többi területén nyugatról keletre haladva fokozatosan DNy-ÉK-i irányról Ny-K-i irányúvá válik.

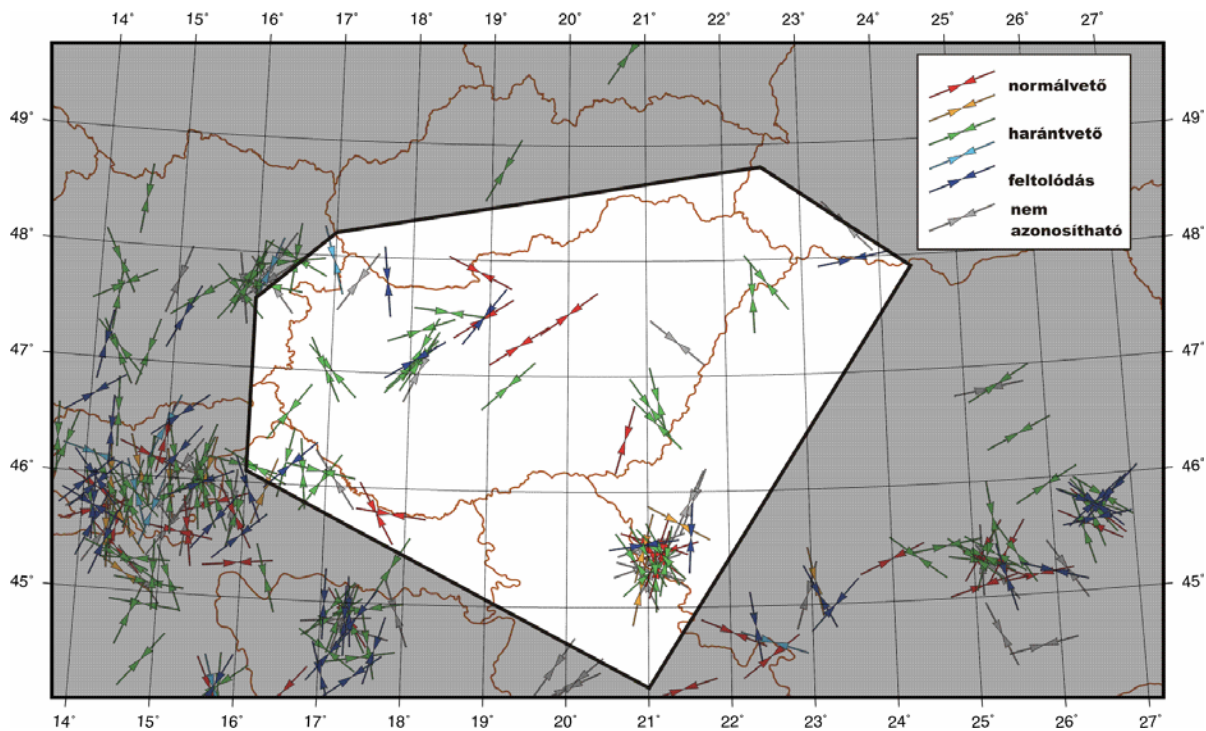


I.11. ábra. Maximális horizontális főfeszültség-irányok [World Stress Map].

A fészkekmechanizmus adatok továbbá azt mutatják, hogy a Kárpát-medencében az oldalelmozdulásos és a feltolódásos vetők illetve ezek kombinációi a dominánsak [Gerner 1999, Tóth et al. 2002a], de van néhány olyan fészkekmechanizmus is, amelyeknél normál vető és oldalelmozdulásos vető kombinációját állapították meg.

Wéber [2004] cikkében beszámol egy új, hullámformák bootstrap inverzióját alkalmazó fészkekmechanizmus-, és hipocentrum-meghatározási módszerről, és annak az ország közepén kipattant kiserejű rengésekre vonatkozó alkalmazásáról. Az első eredmények jó egyezést mutatnak a Magyarországi Földrengések Évkönyveiben közölt fészkekmechanizmus, és hipocentrum eredményekkel.

Mónus [2004] fészkekmechanizmusokat határozott meg a Nemzetközi Szeizmológiai Központ (ISC) digitális katalógusaiban található adatok alapján a Kárpát-medence térségére vonatkozóan az 1964-2000 közötti időszakra. A vizsgálat során csak azokat a rengéseket vette figyelembe, amelyeket legalább 6 különböző állomáson regisztrálták, és amelyek vetősíkjait a meghatározásra felhasznált program megfelelő pontossággal tudta megadni. Eredményképpen 295 db rengés fészkekmechanizmus-megoldásait kapta a Kárpát-medence teljes területére vonatkozóan, amelyek közül körülbelül 25 fészkekmechanizmus-megoldás hazánk területén található. A fészkekmechanizmus-megoldásokból Mónus meghatározta a maximális horizontális feszültségirányokat is (I.12 ábra). Az eredményeket összehasonlítva a Word Stress Map-ben hazánk területére megadott feszültségirányokkal (I.11. ábra), illetve az azokból simítással nyert irányokkal (I.6.b és I.7.b ábrák) megállapítható, hogy azok nem minden esetben egyeznek meg egymással. A simított irányokhoz képest a legnagyobb eltérést az ország K-i, DK-i részén tapasztalható feszültségirányok adják. A meghatározott főfeszültség-irányok annyira változatos képet mutatnak a Kárpát-medence belső területére vonatkozóan, hogy azokból főirányokat kijelölni nem lehet.



I.12. ábra. Maximális horizontális főfeszültség-irányok a Kárpát-medence belső területén [Mónus 2004]. A nyilak magyarázata a következő: a piros a normálvető; a narancssárga a dominánsan normálvető oldalelmozdulásos komponenssel; a zöld a harántvető; a világoskék a dominánsan feltolódás oldalelmozdulásos komponenssel; a sötétkék a feltolódás; a szürke a nem azonosítható vető.

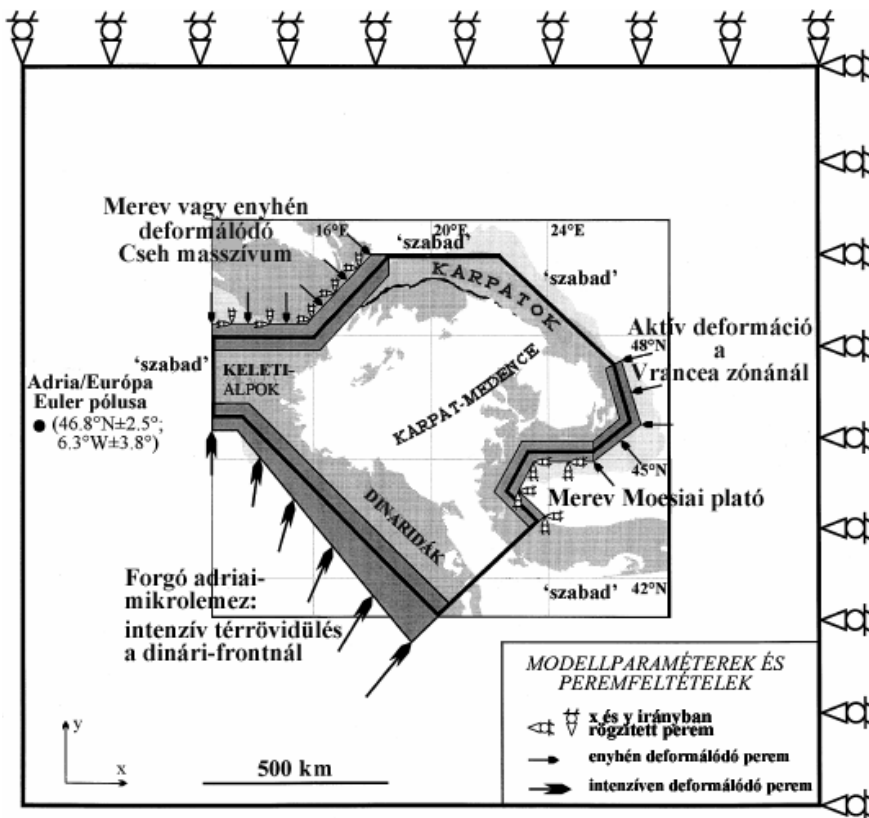
I.2.4.b Tektonikai folyamatok numerikus modellezése

Bada et al. [1998] beszámolnak a kárpát-medencei horizontális feszültségtér végeelem módszerrel történő modellezésének eredményeiről. A feszültségtér modellezésének célja az volt, hogy megpróbálják szimulálni a jelenleg tapasztalt feszültségviszonyokat. A sikeres szimuláció eredményeképpen pontosabb képet nyerhetünk az adott feszültségtér létrehozó erőkről. A jelenleg megfigyelt, a Dél-Alpok és a Dinaridák körüli radiális feszültségtér jól modellezhető az óramutató járásával ellentétes irányban forgó Adriai-mikrolemezzel, mint elsőrendű feszültségforrással. További határfeltételként szolgál a Vrancea zóna aktív deformációs, térrövidülési területe, és az ellenálló, alig mozgó és mozdítható Moesia-plató és a Cseh-masszívum. Mindezek jelentős hatással bírnak a Pannon-medencében jelenleg tapasztalt horizontális feszültségtér kialakulására. A modellezés során azt tapasztalták, hogy a kárpát-medencei változó kéregvastagság illetve néhány mély és jelentős törésvonal csak kisebb és lokális szerepet játszik a modellszámítás eredményeiben (I.13. ábra).

I.2.5 Vertikális mozgások a Kárpát-medence térségében

Horváth & Cloetingh [1996] szerint a kései pliocén-tól-negyedidőszaktól kezdődő és napjainkban is folyó tektonikai inverzió, azaz az extenziós feszültségtérről kompressziós feszültségtérre váltás egyik következménye a Kárpát-medence kései, pliocén–kvarter korú süllyedéstörténete. A szerzők szerint a Kárpát-medence feszültségállapotának lényeges megváltozása miatt a késő miocénre jellemző nyugodt süllyedés után a medence bizonyos területei (Dunántúli-középhegység, az Alföld bizonyos területei és a Kárpát-medence környező hegyláncjai) emelkedni kezdtek, míg más részen felgyorsult a süllyedés (a Kisalföld, az Alföld, a Bécsi-, a Dráva- és a Száva-medence egyes részei). (I.5. ábra).

A középhegységi területek peremeit és az Alföldet együtt ábrázoló szeizmikus szelvények azt mutatják, hogy az alföldi (süllyedő) területeken az üledékek közel vízszintes településűek, míg a hegységek felé közeledve a réteglapok dőlni kezdenek majd kiékelődnek a felszínen. Ez alapján úgy gondolják, hogy a középhegységi illetve a dombvidéki területekről a pliocén és negyedidőszaki üledékek erőzíósan lepusztultak, azaz ezeknek a területeknek ki kellett emelkedniük [Horváth & Cloetingh 1996].



I.13. ábra. A végeleemes feszültségmodellésnél alkalmazott peremfeltételek [Bada et al. 1998].

A geodéziai szintezési eredmények a recens vertikális kéregmozgásokról adnak információkat. Joó [1979, 1985, 1995] térképei alapján az emelkedések és süllyedések mértéke évente az ország területén maximálisan néhány (+1.0 – -5.0) milliméterre tehető. A különböző időszakok adataiból elkészített emelkedések és süllyedések mértékét bemutató térképek sajnos egymástól igen eltérőek, ezért ezekből messzemenő következtetéseket hiba lenne levonni.

Bendefy [1966] is publikált szintezések eredményeképpen készült recens szintváltozási térképet. A későbbi térképek eredményei ettől eltérő adatokat közölnek.

Rónai [1973] a negyedkori üledékvastagság és a jelenkori domborzat alapján elkészítette a *Negyedkori kéregmozgások Magyarországon* című térképet. (A geológiai időskálából és az adott geológiai korok üledékvastagságaiból számított mozgások Joó geodéziai szintezéssel kapott eredményeinek kevesebb, mint felét adják [Rónai 1977]).

Pécsi [1959], Pécsi et al. [1984] vizsgálták a Duna különböző korú és különböző jelenkori magasságokban előforduló teraszait, és arra a megállapításra jutottak, hogy a Dunántúli-középhegységnek körülbelül 200 m-t kellett emelkednie a negyedidőszak folyamán. Schweitzer [2000] a heglábfelszínek szintjeinek és a felszíneiken képződött különböző korú korrelatív üledékek alapján megállapította a felső-miocén (130 m), a pliocén (150–160 m) és a negyedidőszaki (120–130 m) tektonikus mozgások — emelkedések — mértékét a Budai-hegységben. Megállapították továbbá, hogy hazánk hegységeinek emelkedése a pliocén időszak folyamán eltérő mértékű volt.

A pliocén üledékekre települt dunántúli bazaltvulkánok is a terület emelkedéséről tanúskodnak. A vulkáni bazalt megvédte az alatta található üledékes kőzeteket a szél és vízeróziótól, amely a Dunántúl többi részét nem kímélte [Pécsi 1986].

II. FÖLDRENGÉSEK GEOFIZIKAI ÉS FÖLDTANI KÖRNYEZETÉNEK TANULMÁNYOZÁSA TÉRINFORMATIKAI MÓDSZERREL

Hazánkban, a Kárpát-medence belső területén ritkán fordulnak elő közepes erősségűnél nagyobb földrengések (kb. 50-100 évente keletkezik egy-egy közepesnél valamivel erősebb — $M = 6$, $I_0 = 8-9^\circ$ — földrengés). Ezek a rengések túlnyomórészt sekélyfészkek (5-10 km), ezért a környezetükben lévő településeken súlyos épületkárokat okoznak.

Az I.2.2 fejezetben részletesen beszámoltam hazánk földrengés-aktivitásáról. A II. fejezetben bemutatandó munka szükségességének alátámasztásaként az I.2.2 fejezetben leírtak a következőkkel egészíthetők ki.

A Kárpát-medencében az elmúlt ezer-ezeröttszáz évben keletkezett földrengésekről csak nagyon hézagos ismereteink vannak. Ennek következtében a hazai földrengés-megfigyelés nem reprezentálja kellően hazánk aktivitását. Létezik ugyan földrengés katalógus 456-tól napjainkig, de a katalógusban szereplő rengések helyét, paramétereit nem ismerjük pontosan. Valamivel többet tudunk a legutóbbi néhány száz év földrengéseiről: a nagyobb erejű rengések esetében készültek izoszeizta térképek, amelyekből a korábbi leírásoknál megbízhatóbb következtetéseket vonhatunk le az epicentrum, epicentrális intenzitás, fészkmélység stb. adatokra vonatkozólag. 1902-től megindult a földrengések által keltett hullámok műszeres regisztrálása [Simon 1948]. Azonban a földrengések kipattanási helyének a makroszeizmikus epicentrum-meghatározásánál pontosabb megadása a műszerek alacsony érzékenységének, illetve a hálózat nem megfelelő geometriájának köszönhetően még évtizedekig váratott magára. Tulajdonképpen napjainktól kezdődően állíthatjuk azt, hogy a hazánk területén keletkezett földrengések fészket kellő pontossággal meg tudjuk határozni. Köszönhető ez mindenekelőtt a Paks környékére telepített nagyérzékenységű megfigyelőhálózatnak, illetve a folyamatosan bővített, mára az ország területét majdnem teljesen lefedő szélessávú állomáshálózatnak (Becsehely, Budapest, Piskéstető, Mórág, Sopron, Tarpa). Ahhoz azonban, hogy a Kárpát-medence belső területének földrengéseiről az előzőeknél pontosabb képet nyerhessünk, megfelelő adatmennyiség szükséges. Mindezek alapján megállapítható, hogy a hazai földrengések kiváltó okait illetően még napjainkban is sok a tisztázatlan kérdés. Nem véletlen tehát, hogy a nagyobb rengések váratlanul érték a szakembereket is. Jól jellemzi a helyzetet, hogy Réthly [1952] — az addig megfigyelt földrengések alapján — körülhatárolt egyes területeket a Kárpát-medencében, amelyeket „aszeizmikus rögök”-nek nevezett, azonban ezeknek a néma területeknek egyike-másika már az elmúlt ötven évben aktívvá vált.

A hazai rengések kiváltó okainak ismeretében rejlő bizonytalanság részben az előzőekben vázolt földrengésekkel kapcsolatos hézagos ismereteinknek köszönhető, részben pedig annak, hogy a rengések kipattanásával kapcsolatosan tektonikus szemlélet uralkodik mind hazánkban, mind a világ más tájain. A földrengések keletkezésére vonatkozó tektonikus szemlélet természetesen érthető, hiszen a Földön a rengések túlnyomó része tektonikus mozgások során keletkezik. A tektonikus szemléletnek és annak köszönhetően, hogy a rengések keletkezési helyét kellő pontossággal nem ismerjük, egyszerűen kijelölhető volt néhány olyan törésvonal az epicentrális területen vagy annak környezetében, amelyekről körültekintőbb mérlegelés nélkül feltételezhető volt, hogy a rengés gerjesztésében szerepet játszottak. Senki sem gondolt arra — eltekintve néhány, a felszínhez közel levő bányabeomlástól —, hogy a földrengések kipattanásának a törésvonalak mozgásán kívül más oka is lehet. A tektonikus szemlélet kizárólagosságában közrejátszott az is, hogy a rengések keletkezési mélységét csak bizonyos kedvező esetekben lehet kellő pontossággal kiszámítani. Miután általánosan elfogadott volt, hogy a földrengések a kéregben lévő törésekhez kötődően keletkeznek, hibásnak tekintettek minden olyan eredményt, amely a rengés forrását a süllyedő medencén belüli üledékbe helyezte [Bisztricsány & Csomor 1958].

A földrengések fészkmélységének, keletkezési helyének, méretének és okainak kutatása csak az utóbbi időben vált igazán fontossá, amikor földrengésre érzékeny létesítmények méretezé-

sénél a várható szeizmikus terhelést figyelembe kell venni. Válaszolni kell arra a kérdésre, hogy milyen gyakran, milyen erősségű földrengések várhatók a vizsgált terület — a földrengésre érzékeny létesítmény — környezetében, azaz meg kell adni a vizsgált terület földrengés-veszélyeztetettségét. Ezekre a kérdésekre megnyugtató választ csak akkor kaphatunk, ha a vizsgált terület környezetében meghatározzuk azokat a zónákat, amelyekben földrengések keletkezhetnek, illetve ismerjük a zóna azon tulajdonságait, amelyek a földrengések kipattanásában szerepet játszhatnak. Ezeknek az ún. szeizmogén területeknek a felkutatása napjainkig egyet jelent az aktív törésvonalak meghatározásával.

Konkrét példaként említhetőek meg a Paksi Atomerőmű földrengés-veszélyeztetettségével kapcsolatos tanulmányok eredményei alapján nyert tapasztalatok. Erről áttekintő összefoglalást tartalmaz Szeidovitz & Varga [1997] cikke. A földrengés-veszélyeztetettség meghatározása során külföldi szakemberek a Paks közelébe telepített atomerőmű földrengésbiztonságának megítélésére a Föld nagymértékű szeizmikus aktivitást mutató területeire kidolgozott eljárásokat alkalmazták a Kárpát-medence belső részére. Ezekben az esetekben a földrengések kipattanása kizárólag tektonikus eredetű, azok aktív vetők mozgása során felhalmozódó feszültségek kioldódásakor keletkeznek. A vetők paramétereinek ismeretével a várható rengések mérete becsülhető. Az aktív tektonikájú területeken a vizsgálatokhoz felhasznált katalógusok adatai is megbízhatóbbak, hiszen az azonos vetőhöz vagy fészekhez köthető rengések visszatérési ideje kisebb, mint hazánkban. A Paksi Atomerőmű földrengés-veszélyeztetettségének meghatározásával foglalkozó kutatócsoportok megvizsgálták, hogy milyen specifikus földtani, tektonikai, geofizikai anomáliák jellemzik azokat a területeket, amelyeken már keletkeztek földrengések, és a szomszédságukban lévő hasonló szerkezeteket is aktívnak tekintették [Bune et al. 1986, 1987, Borissoff et al. 1976]. Ez az elképzelés elfogadhatónak tűnik, az azonban nem biztos, hogy az így meghatározott paraméterek alkalmazhatók közepes aktivitású területeken is. Eredményeik megbízhatóságát nehéz ellenőrizni, kételyek azonban felmerültek, és komoly vitákat okozott a vizsgált terület környezetében lévő törésvonal aktivitásának megítélése. Más szakemberek [Arup 1995], más eljárásokat alkalmazva, ugyanazon területre Bune és szerzőtársaitól eltérő eredményeket kaptak. Melynek magyarázatát nemcsak a tektonikus rengéseken alapuló módszerek alkalmazásában lehet keresni, hanem abban is, hogy a vizsgált terület — de ez az ország jelentős részére elmondható — nincs a szükséges mértékben megkutatva.

A valószínűség-számításon alapuló eljárások hazai alkalmazását nehezíti, hogy a számításokhoz nem könnyű biztosítani a homogén és független bemenő adatsort, melynek oka csak részben az, hogy a robbantásokat és a kis földrengéseket eléggé nehéz elkülöníteni [Kiszely 2001]. Figyelembe kell venni a veszélyeztetettségi számítások során azt is, hogy hazánkban a földrengések visszatérési ideje több ezer év is lehet, a katalógusunk ezért nem reprezentálhatja kellő mértékben a földrengés-tevékenységet. (Továbbá ismert az is, hogy a földrengés katalógusok tartalma általában hiányos, hiszen minél távolabbi múltra megyünk vissza, annál kevesebb rengést jegyeztek fel.)

A Paksi Atomerőmű földrengés-veszélyeztetettségének vizsgálatai során már készült olyan tanulmány, amely az aktív területek geofizikai anomáliáival és földtani felépítésével foglalkozott [Szabó & Páncsics 1997]. Eredményképpen annyit sikerült megállapítani, hogy a medencealjzat mélysége, a Bouguer anomália gradiens és a szűrt vagy maradékanomália gradiens mutat bizonyos korrelációt a nagyrengések ($I_0 \geq 6^\circ$) epicentrum eloszlásával.

Gracsov et al. [1989] a földtani felépítés alapján kísérelték meg hazánk legaktívabb területeit megkülönböztetni az aszeizmikus zónáktól. Vizsgálataik során azonban nem sikerült a földrengések környezetében specifikus földtani paramétereket meghatározni. Az eredménytelenséget több tényező is magyarázhatja. Egyrészt nincs kellően megkutatva a nagyrengések környezete, másrészt a szerzők nem ismerték az összes rendelkezésre álló adatot, harmadrészt pedig nem a rengések pontos kipattanási helyén vizsgálták a geofizikai, földtani paramétereket.

A veszélyeztetettség-számításokat pontosabbá tehetné egy olyan térkép megléte, amelyen a megfigyelt rengések és a potenciális földrengéshétszkek helyeit egyaránt ábrázolni tudnánk. (A potenciális földrengéshétszkek vagy potenciális földrengés-aktív területek kifejezések jelentése a következő. Azok a területek, ahol már tapasztaltunk rengéseket, illetve mindazon területek, amelyeknél az eddigi rövid intervallumú makroszeizmikus észlelési időszakon belül — ez az intervallum megfelelő megbízhatósággal mindössze néhány száz évre tehető — nem tapasztaltunk még

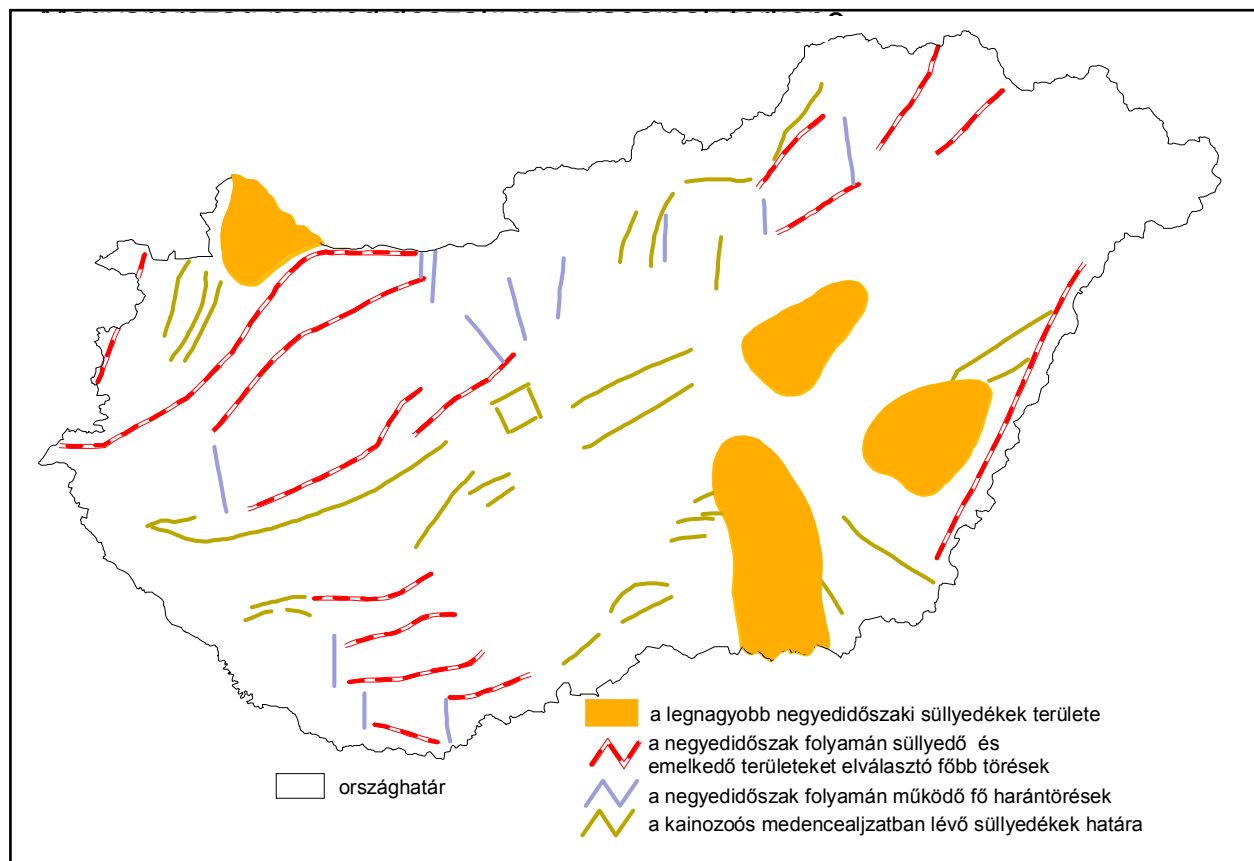
rendéseket, de jól megalapozott feltételezésekkel állíthatjuk, hogy ezeken a helyeken is számíthatunk a jövőben földrendésekre.) A következő fejezetben bemutatott negyedidőszaki mozgások térkép (II.1. ábra) elkészítése jelenti az egyik első próbálkozást a potenciális földrendéscsúszkák kijelölésére vonatkozóan.

II.1 Magyarország negyedidőszaki mozgásainak térképe **[Jámbor & Szeidovitz 1995]**

Az előző fejezetben tárgyalt nehézségek áthidalásához a Magyarországon keletkezett nagyobb rendések környezetét tanulmányozva Jámbor & Szeidovitz a következő munkahipotézist fogadta el a potenciális földrendéscsúszkák felderítésére (a munkahipotézis a blokkelmélet néhány következményét fogalmazza meg):

- 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 bonyolult mozgásokat végeznek [Gutdeutsch & Arič 1987];
- III. A feszültség-felhalmozódás folyamata nem zavartalan. A nagyobb rendéseket kisebb mikrorendések előzik meg.

A Kárpát-Pannon térség kisebb lemezekre, blokkokra tagolódásának feltételezését [Réthly 1952, Gutdeutsch & Arič 1987] már többen felvetették. Ezt az elképzelést támasztja alá a különböző sebességgel emelkedő és süllyedő blokkok [Rónai 1977] jelenléte a Kárpát-medencében.



II.1. ábra. Magyarország negyedidőszaki mozgásainak térképe [Jámbor & Szeidovitz 1995].

II.1.1 A Kárpát-medence belső területén kipattanó rendések blokkelmélete

Az I.2.2.b fejezetben ismertettem néhány szeizmotektonikai elképzelést a Magyarországon kipattanó rendések elhelyezkedésére vonatkozóan, melyek között [Réthly 1952, Gutdeutsch & Arič 1987] már szerepelt a blokkelmélet. Jelen fejezetben Dr Szeidovitz Győző elképzeléseit vázolom fel a hazai rendések blokkokkal kapcsolatos kipattanási okaira.

A hazánkban keletkezett rengések epicentrum térképén kirajzolódnak olyan területek, ahol még soha nem figyeltek meg rengéseket (hegyvidékek, tiszántúli területek), illetve vannak olyan zónák, amelyek sokkal aktívabbak a környezetüknél (hegylábi peremek, süllyedő medencék szélei). Néhány esetben a földrendések területi eloszlásából kisebb blokkok is körvonalazhatók. Az 1985-ös berhidai földrengés utórengéseinek forrását — az epicentrumba telepített megfigyelő-hálózattal — sikerült néhány száz méteres pontossággal meghatározni [Szeidovitz 2000a]. Ezek az utórengések kivétel nélkül a Küngösi-tábla és a Berhidai-medence átmeneti zónájában keletkeztek, melyről ismert, hogy egy emelkedő és egy süllyedő terület határát képezi. A geomorfológiai vizsgálatok [Ádám et al. 1959] szerint a Berhidai-medence a pleisztocén közepén süllyedt meg, és ez a folyamat elképzelhető, hogy napjainkban is tart, vagyis feszültség-felhalmozódás történik a Küngösi-tábla és a Berhidai-medence között. Sok hasonló süllyedő medence és emelkedő (nem süllyedő) terület van a Kárpát-medencében, ezek egy részén már keletkeztek nagyobb rengések (Eger-Ostoros (Bükk), Dunaharaszti, Pincehely (Tolnai-hegyhát) stb.).

Néha előfordul, hogy a blokkokat elválasztó zónában regionális törésvonalak húzódnak (pl. Kapos vonal a Tolnai-hegyhát és a Ny felé süllyedő medence között, vagy a Móri-árok két emelkedő blokk között). Ezeknek csak azon részei aktívak, amelyek mozgásra készített szerkezetek közelében találhatóak [Szeidovitz & Varga 1997].

A Kárpát-medence környezetében található lemeztöredékek, blokkok mozgásait meghatározó erőket az I. fejezetben foglaltam össze. Ezek az erők valószínűleg befolyásolják a medencén belüli blokkok viselkedését is. Továbbá feltételezhető, hogy ezek az erők csak lassan, geológiai lépték szerint változnak, ami azt jelenti, hogy elég hosszú megfigyelési időtartam alatt a mozgó blokkok kontúrjait a földrendések területi eloszlása tükrözni fogja.

A blokk elképzelésekből az is következik, hogy pl. a pleisztocén folyamán keletkezett rengések együttes hatása bizonyos felszíni nyomokat is hagyhat, vagyis a szeizmogén területekre a mélytöréseken kívül pleisztocén és holocén, valamint jelenkori mozgásokra is utaló jelenségek a jellemzők [Szeidovitz & Varga 1997]. Sajnos az erózió ezeket a nyomokat el is tüntetheti, ezért ezen ismervek hiányában még nem állíthatjuk egy területről, hogy ott nem várható földrendések.

A blokk elképzeléssel magyarázható az a megfigyelés, hogy a regionális törésvonalak csak bizonyos, kitüntetett részei aktívak, azok a részek, amelyek a blokkokat választják el egymástól. Természetesen egy-egy regionális törésvonal szakaszos aktivitását a földrendések rövid, csupán néhány száz éves megfigyelési időszakával is magyarázhatjuk, de úgy tűnik, hogy a szakaszos aktivitás a hazánkban található törésvonalakra általánosan érvényes.

A munkahipotézis harmadik része a földrendések keletkezését megelőző feszültség felhalmozási folyamat bonyolultságára kíván utalni. Megfigyelések igazolják, hogy a nagyobb rengéseket előrengések vezetik be (itt egy hosszabb folyamat — ezer vagy akár tízezer év — időnkénti kisebb rengésekkel történő megszakítására kell gondolni).

A fenti munkahipotézisből következik, hogy a rengések területi eloszlása bizonyos stabilitást kell, hogy mutasson, aminek a következményeit az alábbi pontokba lehet összefoglalni:

1. Egy-egy fészekben több rengés keletkezett a pleisztocén (elmúlt 2,4 millió év) folyamán, amelyek — ha külön-külön nem is okoztak észrevehető változást a felszínen — együttes hatásuk már tetemes lehet.
2. Töréses zónák találhatóak a mélyszerkezetben, és ezek a fiatalabb rétegeket is elvetik. Ezen mozgások esetleg geomorfológiai, neotektonikai kutatásokkal kimutathatók elsősorban a közel vízszintes területeken, ahol 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 (mikrolemezek, blokkok) határán keletkeznek, aminek következtében a rengésforrások kijelölik a töréseket esetleg a lemezek kontúrjait. A lemezek méreteiből a várható rengések erőssége becsülhető.
4. A nagyobb rengések környezetének aktivitása az átlagosnál magasabb. Ennek a feltevésnek a szeizmoaktív területek felismerésében van jelentősége.

Az elmondottakból következően az előzőekben körvonalazott modell alapján a rengésfészkek jelentős része nyomozható, de néhány esetben törésvonalakhoz nehezen kapcsolható rengésfészkeket is megfigyelhetünk. A vázolt ismérvek alapján Jámbor & Szeidovitz [1995] elkészítették *Magyarország negyedidőszaki mozgásainak térképét* 1:500 000 méretarányban. A térkép szerkesztésénél figyelembe vettek minden olyan kutatási eredményt, amely az utóbbi években született. A földtani, geomorfológiai, geofizikai és geodéziai kutatások eredményeinek elemzésén alapuló kinematikai térképet a földrengésadatokkal egybevetve megállapították, hogy a rengések nagy része a kinematikai térképen megjelölt szerkezetek környezetében keletkezett, de voltak olyan rengések is, amelyeknek keletkezési helyére a kinematikai térkép nem adott magyarázatot.

A térkép tehát nem váltotta be teljes mértékben a hozzá fűzött reményeket. Ennek okait kutatva arra a következtetésre jutottak, hogy a süllyedő medencéken belül és azok környezetében gyakran igen sekély mélységben is várhatóak rengések. Ezen állítás alátámasztására a következő alfejezetben leírtakat érdemes átgondolni.

II.1.2 Süllyedő medencéken belül és azok környezetében keletkezett sekélyfészki rengések

A Kárpát-medencében keletkezett rengések egy része sem a regionális törésvonalakhoz, sem a blokkperemekhez nem kapcsolható. Szeidovitz et al. [2002] elképzelései szerint ezek a rengések sekélyfészki, és a süllyedő medencéken belül az üledékben keletkeztek. Ez szokatlan feltételezésnek tűnhet, de napjainkra már sok bizonyítékot lehet szolgáltatni ennek alátámasztására [Szeidovitz et al. 2004]. Az ilyen típusú rengések oka valószínűleg az, hogy a medencék szárnyain az üledék lerakódási sebessége kisebb, mint a medence mélyebb részein. A süllyedő medence mélyebb területén nyomó jellegű, a szélein húzó erőhatások jönnek létre [Szeidovitz személyes közlés]. A kőzetek a húzóerővel szemben kevésbé ellenállóak, ilyenkor szétszakadnak, ezáltal akár nagyobb méretű földrengéseket hoznak létre. Az üledékes kőzetek megszakadásának helyén anyaghiány lép fel, amely további rengések forrása lehet, hiszen a fellazult rétegekre nehezedő kőzetek a medence szárnyain hirtelen megcsúszhatnak. Ismeretes, hogy a megcsúszás már viszonylag kis dőlésű aljzaton is a gravitációs erő hatására könnyen végbemehet, ha elegendően nagy a pórusfolyadék nyomása a csúszó rétegekben [Hubbert & Rubey 1959]. A folyamatos feszültség-felhalmozásról a hatalmas mennyiségű anyag átrendeződése gondoskodik (a Kárpát-medencében csak a pannon folyamán 50–100 ezer km³) [Rónai 1963]. Nem meglepő tehát, hogy a lepusztult részek emelkednek, a medencék pedig tovább süllyednek [Rónai 1973, Urbancsek 1979].

A tömegátrendeződések mechanizmusának kérdésével Hubbert & Rubey [1959] részletesen foglalkozott. A szerzők a földtani rétegek áttolódását vizsgálták, de nem foglalkoztak a földrengések kialakulásához vezető folyamatokkal. Scholz [1990] mint egy földrengést generáló lehetőséget említette a tömegátrendeződések mechanizmusát. A szerzők az elvi alapokat a következőképpen foglalták össze.

Tételezzük fel, hogy a porózus kőzetben a folyadék nyomása p , és egy adott síkon a teljes feszültség normál és nyíró összetevője S és T , akkor Gupta & Rastogi [1976] szerint

$$\sigma = S - p, \quad (\text{II.1})$$

$$\tau = T, \quad (\text{II.2})$$

ahol σ és τ a szilárd testben az *effektív* feszültség megfelelő összetevői.

Ezek szerint a nyírófeszültség változatlan marad, míg a normális feszültség a pórusnyomás (p) értékével csökken.

A Mohr-Coulomb törvény szerint, a csúszás egy, a kőzeten belüli tetszőleges belső síkon akkor következik be, ha a nyíró feszültség az adott sík mentén elér egy kritikus értéket:

$$\tau_{\text{crit}} = \tau_0 + \sigma \tan \Phi, \quad (\text{II.3})$$

ahol σ a normál feszültség a csúszó felületen, τ_0 a kőzet kezdeti nyírószilárdsága, amikor a normális irányú feszültség (σ) nulla, és Φ a belső súrlódás szöge. Amikor azonban a törés elkezdődik, τ_0 megszűnik és további csúszás történik, ha

$$\tau_{\text{crit}} = \sigma \tan \Phi = (S-p) \tan \Phi \quad (\text{II.4})$$

Ezt az egyenletet tovább lehet egyszerűsíteni, ha p -t kifejezzük S segítségével a következő képlettel:

$$p = \lambda S, \quad (\text{II.5})$$

amelyet ha a (4)-be írjuk a következőt kapjuk:

$$\tau_{\text{crit}} = \sigma \tan \Phi = (1 - \lambda) S \tan \Phi \quad (\text{II.6})$$

A (II.4) és (II.6) egyenletekből következik, hogy anélkül, hogy a $\tan \Phi$ csúszási együttható változna, a p folyadéknyomás növekedésével a nyírási feszültség kritikus értéke tetszőlegesen kicsi lehet. Egy horizontális blokkban az S_{zz} egységnyi felületre eső teljes súlyt együttesen adja a p folyadéknyomás és σ_{zz} . A pórusnyomás növekedésével σ_{zz} eltűnik, ahogy p közelít S_{zz} -hez, (azaz λ tart 1-hez).

Egy θ lejtőszög mentén történő gravitációs csúszás esetén

$$T = S \tan \theta \quad (\text{II.7})$$

ahol T a teljes nyírófeszültség és S a teljes normál feszültség egy dőlt síkon.

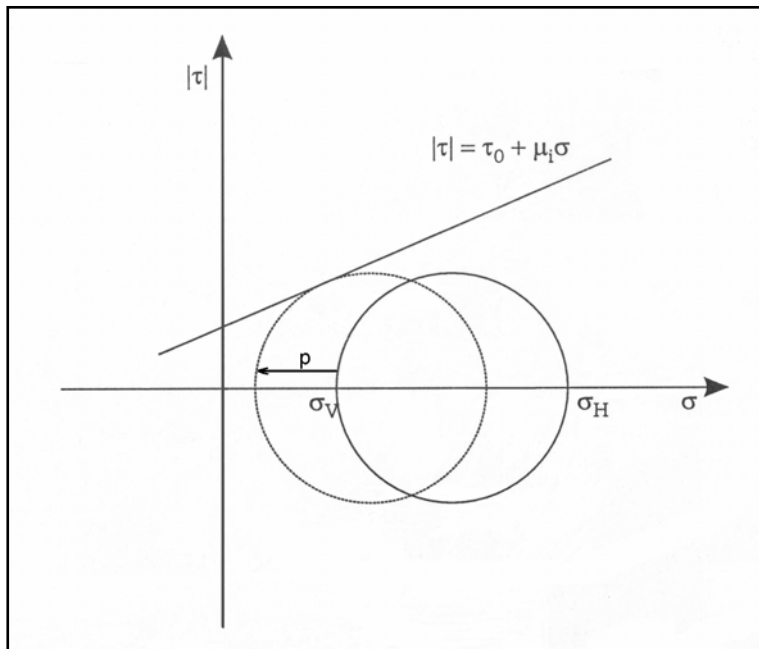
Azonban (II.2) és (II.6) egyenletekből

$$T = \tau_{\text{crit}} = (1 - \lambda) S \tan \Phi \quad (\text{II.8})$$

összefüggés adódik. Azután a (II.7) és (II.8) egyenletek jobb oldali részéből kapjuk

$$\tan \theta = (1 - \lambda) \tan \Phi \quad (\text{II.9})$$

egyenletet, ami jelzi, hogy a θ kritikus dőlési szög (amely szög esetén megindulhat a blokk csúszása) 0-hoz tart, miközben a p folyadéknyomás az S teljes normál feszültséghez közelít (azaz λ tart 1-hez).



II.2. ábra. A pórusnyomás-növekedés hatása a Mohr-kör elhelyezkedésére. A szövegben nem szereplő változók jelentése: μ_i a belső súrlódási együttható, σ_H a horizontális, σ_V a vertikális feszültséget jelöli, a folytonos vonallal rajzolt kör az eredeti, a szaggatott vonallal rajzolt a behatás következtében módosult Mohr-kört ábrázolja.

Ebből következik, hogy elegendően magas folyadéknyomás esetén egy igen hosszú törésekkel határolt blokk közel horizontális felületen saját súlya alatt csúszhat lefelé. A tanulmány írói kutatásaik folyamán ilyen magasnyomású rétegekkel gyakran találkoztak.

A szerzők elképzeléseit a II.2. ábra mutatja be. A pórusnyomás növekedése a Mohr-kört minden esetben a Coulomb-egyenes felé tolja el, növelve ezáltal a kőzettörés kialakulásának esélyét.

Tehát a vázolt modell alapján medencén belül előfordulhatnak rengések. Becslések szerint a hazánkban keletkezett rengések 20-30 %-a tartozik ebbe a kategóriába [Szeidovitz et al. 2004].

A leírtakból következik, hogy az aktív vetők hiányát nem kell kizáró tényezőnek tekinteni a földrengés-veszélyeztetettség megítélésében, hiszen tisztán gravitációs erő hatására jelentős tömegátrendeződések mehetnek végbe, amelyek nagyobb földrengéseket is generálhatnak. A blokkmozgások és csúszások kombinációja is kialakulhat, amikor az emelkedő blokk és a süllyedő medence között a dőlésviszonyok megváltoznak (dunaharaszti rengések Szeidovitz [1986]).

Nemcsak a medencén belül, hanem annak környezetében mélyebben (5–10 km) is keletkezhetnek rengések, amelyeket ugyan tektonikus mozgások gerjesztenek, de a törésvonal aktivitását a medencefeltöltődés hozta létre. Az ilyen rengések létrejöttére meggyőző bizonyítékok egyelőre nincsenek, de ahogy a víztározók vízzel való feltöltésekor földrengések keletkezhetnek — pl. Asszuán, Kalabsha-törés [Badawy & Mónus 1995]—, ugyanúgy a medencék folyamatos feltöltődése során is megváltoznak a feszültségviszonyok és bizonyos törések aktivizálódnak.

Gupta & Rastogi [1976] részletesen foglalkozott a rezervoárok feltöltésekor keletkező földrengésekkel. A rengések okaként a törésvonalak aktivizálódását jelölték meg, ami a pórusvíznyomás növekedésével függ össze. A rezervoárok feltöltése ugyan gyors folyamat, az üledéklerakódás pedig lassú, de ennek a törésfelület aktivizálódásában valószínűleg nincs döntő jelentősége.

Ismert jelenség, hogy rengések keletkezhetnek a kőolaj-kitermeléssel kapcsolatban is, mind a folyadék kivétel, mind a folyadékbesajtolás során. Ezek a rengések az előbb felsorolt medencén belüli, vagy medence környezetében keletkezett rengésekhez sorolhatók, a különbség csak az, hogy a rengések létrejöttét mesterségesen idézik elő. A földrengésfészkek a fűrészek közelében vannak, és ezért könnyebb megkülönböztetni azokat a tektonikus eredetű földrengésektől. Szeidovitz et al. [2004] az 1996-ban Füzesgyarmaton keletkezett rengéseket ebbe a csoportba sorolják.

A földrengések egy szűkebb csoportja a feltételezett blokkokon belül, kis mélységben keletkezik. A kismélységű rengéseket a korai szeizmológusok ún. beszakadásos földrengéseknek tekintették. Példaként a kis mélységben (kb. 700 m) keletkezett várpalotai rengéseket említhetők [Simon 1931]. A XIX. század végétől (1879) napjainkig megfigyelt budai rengések közül néhányat erősen éreztek egy kis területen, de távolabb már egyáltalán nem (pl. a Svábhegyen 1879-ben és 1880-ban) [Réthly 1952].

Jámbor & Szeidovitz fent ismertetett eredményeiből következően a potenciális földrengésfészkek feltárása az eredeti elgondolásnál bonyolultabb problémához vezetett, ezért a hagyományos elemzési módszerek már nem kecsegtettek eredménnyel. Vizsgálatuk végső konklúziójaként megállapítható, hogy a földrengések kipattanási körülményeivel kapcsolatba hozható nagymennyiségű, különböző típusú térképi adathalmaz együttes kezeléséhez számítógépes, térinformatikai [Detrekői & Szabó 2000] feldolgozásra van szükség.

A II. fejezet következő részeiben a földrengés-epicentrumok geofizikai és geológiai környezetének tanulmányozására létrehozott térinformatikai rendszert és a rendszer elkészítésének lépéseit mutatom be. A GIS tartalmazza Magyarország teljes területére a földrengésekkel kapcsolatba hozható lényeges információkat térképi és leíró formában. Továbbá ismertetem a potenciálisan aktív területek felkutatására vonatkozóan végzett GIS elemzéseket. Az elemzések során az összes megállapított földrengés-epicentrumot együttesen kezelve próbáltam kapcsolatot megállapítani:

- az epicentrumok és a jelenkorban aktívnak tekintett törésvonalak helyeit ábrázoló térképek elemei között;
- az epicentrumok és a különböző geológiai korok fekszenetjéhez tartozó felületmodellek között.

A GIS rendszer létrehozásához kapcsolódóan megemlítem, hogy a földrengés-epicentrumok geokörnyezetének tanulmányozása céljából csatlakoztunk a Veszprémi Egyetem Műszaki Informatikai Karán folyó IKTA-00142/2002 számú projekthez, amelyben adatbányászati módszerekkel vizsgáljuk a földrengés-epicentrumok és azok geo-környezete közötti kapcsolatokat.

II.2 Térinformatikai alkalmazások a környezeti kockázatok elemzésében és a földrengéskutatásban

Ebben a fejezetben röviden bemutatok néhány térinformatikai alkalmazást, amelyeket speciálisan földrengés-kutatási célokra fejlesztettek ki.

Napjainkban a térinformatikát elterjedten alkalmazzák földtudományi kutatásokban [Kerész 1997]. A földtudományok egyik nagy érdeklődésre számot tartó, a lakosságot közvetlenül érintő kutatási területe a környezeti kockázatok elemzése. Ahhoz, hogy egy-egy környezeti katasztrófa gazdaságban, emberéletben, épített környezetben okozott veszteségeivel kapcsolatban helyes következtetésre juthassunk szükséges a környezeti adatok — amelyek leggyakrabban helyhez köthetőek, térbeliek — összegyűjtése. Az összegyűjtött térbeli adatok együttes megjelenítésével, leíró háttéradatbázisuk felhasználásával új, fontos információkhoz juthatnak a témával foglalkozó szakértők. Például az Egyesült Államok Geológiai Szolgálat a környezeti kockázatok felmérésére hozta létre a HAZPAC (An Interactive Map of Pacific Rim Natural Hazards, Population, and Infrastructure) nevű komplex térinformatikai rendszert. A HAZPAC a csendes-óceáni térség egészére kiterjedően tartalmazza a felszíni magasság, az infrastruktúra, a népsűrűség és a történelem során előfordult károkat okozó környezeti események mind térbeli, mind leíró adatait [Brynn et al. 2002].

A lehetséges, illetve a már bekövetkezett környezeti katasztrófák, károk megállapításával kapcsolatban nagyszabású kutatások folynak az *International Institute for GeoInformation Science and Earth Observation* keretein belül. A nevezett intézetben a kockázatbecslések során minden esetben térinformatikai eszközöket használnak fel. (Például a Debrecenre elkészített földrengés-kockázati térkép [Gribovszki & Panza 2004] létrehozási módszeréhez hasonlóan készült a nepali Lalitpur városára is egy azonos témájú térkép [Guragain 2004].)

II.2.1 Földrengés-térinformációs rendszerek

Ma már egy-egy műszeresen érzékelt földrengés kipattanásának térbeli helyét a rendelkezésre álló, megfelelően sűrű állomáshálózattal nagy pontossággal meg lehet határozni. A térképen ábrázolt epi- (esetleg hipo-) centrumokhoz számos fontos információt tudunk háttéradatbázisként hozzárendelni, ha az adatok tárolásához és megjelenítéséhez a térinformatika eszközeit használjuk fel. Éppen ezért a térinformatikai rendszereket előnyös tulajdonságaik kiaknázására ma a világban elterjedten használják a földrengésadatok tárolására és megjelenítésére.

A fokozott földrengés-tevékenységgel jellemezhető Olaszországban többféle földrengésekkel kapcsolatos térinformatikai rendszert is kifejlesztettek. Az egyszerű földrengés-adatgyűjtésen már túlmutat az a nagyszabású projekt, amit a potenciális, 5.5 magnitúdónál nagyobb méretű földrengésforrások összegyűjtésére hoztak létre szintén az Appennini-félsziget területére vonatkozóan. A potenciális források kijelöléséhez, adataik összegyűjtéséhez, tárolásához és megjelenítéséhez geológusokból, geofizikusokból, szeizmológusokból és térinformatikusokból álló szakembergárda dolgozott együtt. A munka végső célja természetesen az volt, hogy egy megbízható és könnyen kezelhető bemeneti adatrendszer jöjjön létre, amely felhasználható a földrengés-veszélyeztetettségi számításokhoz [Basili et al. 2001].

Hazánkban is működik már egy egyszerű interaktív térinformatikai rendszer, aminek segítségével megadva a kérdéses terület helyét és a keresett rengés erősségét, egy eredménytérképet kapunk, amin ábrázolják a földrengés-katalógusban szereplő, a kérdéses területen kipattant rengést. A keresőrendszer a www.foldrenges.hu internetes oldalon a nagyközönség számára is elérhető [Bus et al. 2002].

Több olyan térinformatikai eszközöket, illetve azok 3D megjelenítési funkcióit felhasználó vizsgálatot végeztek az elmúlt években, amelyekkel aktív törésvonalakat kívántak kijelölni a lemezhatárokhoz közeli, nagy aktivitású területeken. A Dél-Kaliforniában végzett kutatásoknál sűrű szeizmológiai hálózattal regisztrált kis méretű rengések hipocentrumainak elhelyezkedését hasonlították össze törésvonaltérképekkel, és jelölték ki új, korábban ismeretlen törésvonalakat [Gooding 1998]. Nagyfelbontású digitális terepmodell felhasználásával az aktív deformáció felszíni nyomait detektálták Olaszország Friuli-Venezia-Giulia tartományában [Aoudia et al. 1998].

II.3 Térinformatikai rendszer a magyarországi földrendések geo-környezetének tanulmányozására

A hazai földrendések geo-környezetének tanulmányozására térinformatikai rendszert hoztam létre [Gribovszki & Szeidovitz 2000, 2004, 2005, 2005a]. A rendszer felépítéséhez az ArcView 3.2 térinformatikai szoftver használtam. A digitális térképek vetületi rendszereként az Egységes Országos Vetületi rendszert [Bácsatyai 1993] alkalmaztam.

A rendszerrel kezdetben mindössze annyi célkitűzésem volt, hogy együtt tudjam megjeleníteni a különböző tematikájú térképeket. A hazai földrendés-kutatásban már ez, egy ilyen rendszer létrejötte is nagy előrelépést jelentett a korábbi papírtérképekkel végzett munkamódszerrel összehasonlítva. A térinformatikai rendszerek kínálta különböző objektum-megjelenítési lehetőségek széles skálája egyszerűvé teszi a földrajzi, geológiai, geofizikai stb. adatokban rejlő információk közötti esetleges kapcsolatok felderítését, csupán a vizuális megjelenítés segítségével, bármiféle elemzések elvégzése nélkül is. Elegendő itt csak arra utalni, hogy a számos szerző által megannyi térképi anyagban publikált hazai törésvonalak pontos helyének összehasonlításához mindenképpen egyetlen rendszerbe kell integrálnunk őket, de amíg korábban ezt esetleg csak pauszpapír segítségével tehetjük meg, addig most erre egy térinformatikai rendszer sokkal kényelmesebb, látványosabb és pontosabb megoldást kínál. Az igaz, hogy a különböző térképek objektumainak együttes megjelenítéséhez még nem feltétlenül kellene térinformatikai rendszer, hiszen ezt bármelyik rajzoló (CorelDRAW) vagy CAD-es (AutoCAD, Microstation) programmal megtehetnénk. Viszont ha arra gondolunk, hogy egyszerre több szerző által publikált törésvonalterkép objektumanyagát szeretnénk összehasonlítani, akkor az egyszerű térbeli információn túl — azaz, hogy pontosan hol található az adott törésvonal — szükségünk van még a vonaltípusokhoz tartozó háttérinformációra is, amelyet a vonalakhoz tartozó attribútum-adatok tartalmaznak. Ez a probléma könnyen és gördülékenyen csak a térinformatikai rendszerekben valósítható meg.

A rétegek közötti — a földrendések kipattanási okainak kutatására irányuló — elemzések elvégzésének gondolata a GIS rendszer előállítását követően merült fel.

II.3.1 Felhasznált térképek

A II.1 fejezetben említett célkitűzések megvalósításához a következő térképek digitális változatát állítottam elő, és illesztettem egységes térinformatikai rendszerbe:

- Makroszeizmikus földrendés-epicentrum térkép (a lakosság által érzékelt földrendések közül az azonos fészkekből kipattanó rengések epicentrumait az ott érzékelt legnagyobb intenzitást hozzárendelve egy ponttal jelöltem);
- Mikroszeizmikus földrendés-epicentrum térkép (nagy pontosságú helymeghatározást lehetővé tevő állomáshálózat által regisztrált rengések Magyarországi Földrendések Évkönyvei alapján [Tóth et al. 1996–2004]);
- Magyarország negyedidőszaki mozgásainak térképe [Jámbor & Szeidovitz 1995], (továbbiakban *negyedidőszaki mozgások térkép*);
- Negyedidőszaki kéregmozgások térképe [Rónai 1977] módszere szerint;
- Pleisztocénben aktív törésvonalak és süllyedékterületek térképe [Schweitzer 1993], (továbbiakban *pleisztocén törésvonalak és süllyedékterületek térkép*);
- A negyedidőszaki képződmények vastagsága Magyarországon [Franyó 1992] (továbbiakban *negyedidőszaki üledékvastagság térkép*); a nyírségi területen pontosítva a „A Nyírség déli része kvarter képződményeinek vastagsága” című térképpel [Jámbor 2000];
- Magyarország geomorfológiai térképe [Pécsi et al. 2000], annak jelenkori, tektonikus elemei (továbbiakban *geomorfológiai térkép jelenkori tektonikus elemei*);
- Magyarország pannonnál idősebb képződményeinek törésrendszer térképe [Rumpler & Szabó 1985]
- Neogene tectonic map of the Pannonian Basin and the Surrounding Alpine-Carpathian-Dinaric Mountains [Horváth 1993] (továbbiakban *neogén tektonikai térkép*);
- A Bouguer-anómália eloszlásból a medenceüledékek háromdimenziós gravitációs hatásának kivonásával kapott térkép [Bielik 1991];

- A Kárpát-Pannon térség Bouguer-anomália térképe [Szafián et al. 1997];
- A neogén üledékek hűtő hatására korrigált hőáram térkép [Lenkey 1999];
- Tellurikus vezetőképesség térképek
 - ❖ Kelet-Magyarország tellurikus vezetőképesség térképe [Madarasi (Szerk.) 2001]
 - ❖ A Dunántúl tellurikus vezetőképesség térképe [Nemesi (Témavez.) Madarasi (Szerk.) 1999]
- Geológiai képződmények fekvésének szintvonalas térképei:
 - ❖ Felsőpannoniai képződmények talpmélység térképe [Csiky et al. 1987];
 - ❖ Alsópannoniai képződmények talpmélység térképe [Csiky et al. 1987a];
 - ❖ Harmadidőszaki medencealjzat mélysége a Kárpát-medencében [Kilényi & Šefara 1989] (továbbiakban *harmadidőszaki medencealjzat*);
 - ❖ Mohorovičić-diszkontinuitás mélységtérképe [Posgay et al. 1991, Lenkey 1999];
- Jelenkori domborzat (Digital Elevation Modell-500 alapján);
- Jelenkori vízrajz, települések elhelyezkedése (Digitális Topográfiai Alaptérkép, DTA-200);
- Minimális és maximális talajvízszintek térképe [Pécsi et al. 1989];

A térinformatikai rendszerbe illesztett térképek kiválasztásával kapcsolatban a következő megjegyzéseket teszem.

A pleisztocén törésvonalakról Jámbor et al. [1993] is készített térképet *Magyarország pleisztocénban aktív törésvonalainak térképe* címmel. Balla és szerzőtársai kritikailag értékelték a pleisztocénban aktív törésvonalak térképeit, és ez alapján megállapították, hogy a Jámbor-féle térképen ábrázolt törésvonalak aktivitásának feltételezése sok esetben bizonytalan, ezért választottam vizsgálataimhoz a szöveges leírással is ellátott Schweitzer [1993] *Pleisztocénban aktív törésvonalak és süllyedékterületek térképét* [Szeidovitz & Varga 1997].

Több szerzőcsoport is készített hazánk területére vonatkozó negyedidőszaki üledékek vastagságát bemutató térképet (Rónai [1963], Urbancsek [1979], Mike [1991], Franyó [1992]). A Kárpát-medence belső területén nagyon eltérő értékeket mutatnak a térképek, az üledékvastagság 0 és 700, 800, 900 méter között változik szerzőtől függően. A térképek közül vizsgálataimhoz a legújabbat használtam fel feltételezve, hogy a folyamatosan bővülő adatmennyiség miatt az tükrözheti legpontosabban az üledékvastagságot.

Magyarország geomorfológiai térképének tektonikus elemei azért kerültek be a rendszerbe, mert ezek közvetlen környezetében sok esetben már tapasztaltak rengéseket.

A pannonnál idősebb képződmények törésrendszer térképének GIS-be illesztését az indokolta, hogy a tektonikus rengések a korábban aktív törésvonalak felújulása mentén nagyobb valószínűséggel pattannak ki. (Lásd II.1.1 fejezetben leírtakat a blokkelmélettel kapcsolatban.)

Az I.2.3.a fejezetben említést tettem a hazai hőáram-viszonyok és a földrengések által feloldódó kőzetfeszültségek, azaz a hipocentrumok elhelyezkedése közötti összefüggésről. A két tényező kapcsolatának további vizsgálatára ad lehetőséget, ha a hőáram térkép bekerül a rendszerbe.

A talajvíztérképek, azok közül is a maximális talajvízmélység-értékeket ábrázoló térkép GIS-be illesztését az indokolta, hogy segítségével — azoknál a történelmi rengéseknél, ahol rendelkezésre áll izoszeizma-térkép — vizsgálható a magas talajvízszint intenzitásnövelő hatása. Természetesen figyelembe kell venni azt, hogy ezek a talajvíz-adatok csak a folyamszabályozási munkálatok befejeződése után kialakult helyzetre vonatkozóan mutatnak helyes képet a talajvízmagasságokat illetően.

A jelenkori vízrajz térképe a negyedidőszaki domborzati változásokról adhat felvilágosítást, amennyiben azt összehasonlítjuk a paleovízrajzi térképpel, amely kisebb területekre vonatkozóan hézagosan ismert (lásd Szeidovitz et al. [2002] érmelléki rengések geo-környezetével kapcsolatos publikációját).

A geodéziai szintezésekkel megállapított recens vertikális kéregmozgásokról több különböző időszak adatai alapján számos térképi változat készült [Joó 1979, 1985, 1995]. A térképek egymáshoz képest meglehetősen eltérő eredményeket közölnek, ezért azokat nem tekintettem megbízhatónak. Bendefy [1966] szintén elkészítette Magyarország recens szintváltozásainak térképét. A térképen szembeötlő a mérési szelvények irányítottságának hatása. A szintvonalakból nyilvánvaló, hogy a mérések É-D-i irányú profilok mentén történtek. A térkép azonban a pannóniai és a negyed-

időszaki vastagságadatok és morfológiai jellegzetességek alapján megállapított folyamatokkal ellentétben [Jámbor & Szeidovitz 1995]. Bendefy szerint az ország túlnyomó része rohamos mértékben emelkedik, középső részének magassága nem változik (Szolnok és a Balaton É-i partjának kivételével, amelyek azonban rohamosan süllyednek). A térkép legkevésbé hihető momentuma, hogy a Dunántúli khg. és a Dunántúli dombvidék egyaránt süllyed. A térképpel szemben támasztott fenntartások miatt a térinformatikai rendszerbe történő beépítésétől eltekintettem.

Rónai [1973] üledékvastagsági értékek alapján előállított negyedkori kéregmozgásokat bemutató térképét [Rónai 1977] indokolt volt a rendszerbe illeszteni. A térkép aktuális változatát elkészítettem (II.21. ábra). Rónai negyedkori kéregmozgásokat bemutató térképén ábrázolt mozgásokat a *negyedidőszaki mozgások térkép* [Jámbor & Szeidovitz 1995] szerkesztésekor is figyelembe vették.

Szabó & Páncsics [1999] vizsgálatai megmutatták, hogy a Bouguer-anomália térképekből számított maximális horizontális gradiens alapján kijelölt lineamensek számos helyen korrelálnak a magyarországi földrengések epicentrumainak eloszlásával. Az ELGI munkatársai által szerkesztett nagyfelbontású Bouguer-anomália térkép megvásárlására sajnos pénzforrások hiánya miatt eddig még nem volt lehetőség. Sikerült azonban Szafián et al. [1997] Bouguer-anomália térképét és Bielik [1991] szerkesztette a Bouguer-anomália eloszlásból a medenceüledékek háromdimenziós gravitációs hatásának kivonásával kapott térképeket beszerezni és a rendszerbe integrálni.

II.3.1.a A földrengés epicentrum-térképek

Az MTA GGKI Szeizmológiai és Geodéziai Főosztályainak munkatársaként két különböző földrengés-epicentrumokat ábrázoló térképet állítottam elő:

- I. típus: Makroszeizmikus földrengés-epicentrum térkép (a lakosság által érzékelt földrengések közül az azonos fészekből kipattanó rengések epicentrumait egy ponttal jelöltem);
- II. típus: Mikroszeizmikus földrengés-epicentrum térkép (a Magyarországi Földrendések Évkönyvei alapján [Tóth et al. 1996–2004] készült).

Az I. típusú térkép készítésekor kiindulási alapul Jámbor et al. [1999] *Kinematikai és földrengés-epicentrumok térképe* és a hozzá kapcsolódó 213 db rengés rövid leírása szolgált. Ezt a térképet átdolgoztam és kiegészítettem. Erről a munkáról részletes leírás II.4 fejezetben található. Az eredménytérkép — makroszeizmikus földrengés-epicentrum térkép — maximálisan 225 db különböző földrengés epicentrumát tartalmazza (az alkalmazott elemzésektől függően ez a darabszám változik) a rengések háttéradatbázisával együtt. A háttéradatbázis a következő attribútumokból áll:

- a rengés kipattanásának dátuma;
- koordinátái (ellipszoidi geocentrikus és EOV);
- a rengés sorszáma (ebben a saját rendszerben);
- a rengés maximális intenzitása;
- a település neve, amelyhez a rengés kötődik;
- a horizontális helymeghatározás hibája.

Mivel a fészekmélységek megállapítása a rengések többségénél bizonytalan [Szeidovitz et al. 2004, Bus 2004], ezért azokat a háttéradatbázisban nem tároltam.

A részletes térinformatikai elemzések közül voltak olyanok (a szignifikancia-vizsgálatok), amelyeknél csak azokat az epicentrumokat használtam fel, melyek horizontális helymeghatározási hibája (bufferzóna) nem volt nagyobb 10 km-nél. Ilyen makroszeizmikus epicentrum 139 db volt. A horizontális helymeghatározási hiba értékének korlátozását az indokolta, hogy annak túlságosan nagy volta esetén nehézségekbe ütközik annak megállapítása, hogy milyen geológiai, geofizikai szerkezet játszhatott szerepet a rengés gerjesztésében.

Elkészítettem egy, az előzőtől eltérő epicentrum térképet és ahhoz kapcsolódó adatbázist is (II. típusú térkép: mikroszeizmikus epicentrum-térkép). Ez a térkép a Paksi Mikroszeizmikus Megfigyelőhálózattal (PMMH) kibővült hazai szeizmológiai állomáshálózat bulletinjei — Magyarországi Földrendések Évkönyvei — alapján készült [Tóth et al. 1996–2004]. Az így előállt II. típusú térkép háttéradatbázisa megegyezik az előző, makroszeizmikus epicentrumok térképének

háttéradatbázisával kiegészítve azt az időpont, a magnitúdó, a fészekmélység és a helymeghatározás pontosságának adataival (*erh*, *erz*, *rms*, *seismic gap*).

A II. típusú térkép epicentrumai közül kiválogattam az általam meghatározott helymeghatározási pontossági szempontoknak eleget tevő rengéseket, és a térinformatikai elemzéseket ezzel a leválogatott adatrendszerrel végeztem el. A leválogatás úgy történt, hogy azokat a rengéseket, amelyeknél a következő kritériumok közül legalább kettő teljesült, illetve valamelyik érték többszöröse volt a megengedettnek (*erh* > 10 km; *rms* > 1.0) kihagytam az ábrázolásból:

- horizontális irányú hiba (*erh*) > 5.0 km;
- vertikális irányú hiba (*erz*) > megállapított fészekmélység (*h*);
- a beérkezési idők reziduáljaiból képzett szórás (*rms*) > 0.6;
- a rengést észlelő szomszédos állomások közötti legnagyobb szögérték 360 fokra kiegészítő szöge (*seismic gap*) > 250.

A felsorolt kritériumoknak 128 db rengés epicentrum-meghatározása tesz eleget az elmúlt 9 év műszeresen regisztrált földrengéseményei közül. A kritériumoknak megfelelő rengések többsége az ország középső részén helyezkedik el, és csak néhány megbízhatóan lokalizált rengés található a K-i, ÉK-i és DK-i, illetve az ÉNy-i országrészekben. Az eredményül kapott földrengéseloszlás természetesen az állomáshálózat felépítését tükrözi.

A földrengés-epicentrum térképekhez hozzárendeltem — ahol erre lehetőség nyílt — a fészekmechanizmus adatokat is, melyeket Gerner [1995] katalógusából és a Magyarországi Földrendések Évkönyvéből gyűjtöttem össze. (Csak a leválogatott epicentrum-adatbázisban szereplő rengések mellé gyűjtöttem ki a fészekmechanizmus-adatokat.) Jól ismert, hogy a fészekmechanizmus adatok tartalmazzák azon vetősík térbeli helyzetének paramétereit, amely mentén az elmozdulás történt. Ezeket a vetősík paramétereiket összehasonlíthatjuk a digitális térképeinken ábrázolt földrengéshez közeli törésvonalak elhelyezkedésével. Azt azonban fontos megjegyezni, hogy a felszíni vetőrendszer és a fészekmechanizmus által meghatározott vetősíkok csapásiránya között bonyolult összefüggés áll fenn [Csontos 1998, Gerner 1994].

A térinformatikai elemzések során a II. típusú térkép epicentrumaihoz a horizontális helymeghatározás hibájaként megadott értékek (*erh*) kétszeresét használtam fel bufferzónaként. Ez azt jelenti, hogy 97.5 % a valószínűsége, hogy a valódi epicentrum a bufferzónán belülre esik.

II.3.2 A digitális térképek előállítása

II.3.2.a DTA-200

A térinformatikai rendszer alaptérképül a DTA-200 szolgált. A DTA-200-at — 1:200 000-es méretarányú digitális topográfiai alaptérkép — a Honvédelmi Minisztérium Térképészeti Közhasznú Társaságától szerezte be intézetünk (MTA GGKI).

A DTA-200 által tartalmazott rétegekre (utak, vizek, felszínborítás, városok helye, határa stb.) az ország területén való tájékozódás céljából volt szükség. (Az adatállomány a vízfolyások közül a nagy és középvizeket tartalmazza, a kisvizeket nem.)

A térkép GIS-be illesztésének lépéseit az A. Függelékben mutatom be részletesen.

II.3.2.b A Magyar Állami Földtani Intézettől kapott térképek

Három digitális térképet — nyers formában, hiányos háttéradatbázissal — kutatási együttműködés keretében a Magyar Állami Földtani Intézettől szereztünk be (Dr. Scarek Péter közreműködésével) dxf formátumban. Ezek a térképek a következők voltak: *negyedidőszaki üledékvastagság térkép*, Felsőpannóniai képződmények talpmélység térképe [Csiky et al. 1987], Alsópannóniai képződmények talpmélység térképe [Csiky et al. 1987a]. A szintvonalak vonal típusú objektumaihoz az MTA GGKI-ban kellett mélységértékeket rendelnünk. A szintfelületeknek a szintvonalakból történő létrehozásához a hegylábakat új poligonos témaként kellett elkészítenem.

A térképek GIS-be illesztésének lépéseit az A. Függelékben mutatom be részletesen.

Talán érdemes itt megemlíteni, hogy a geológiai és geofizikai térképek digitális adatrendszerré alakítása tekintetében napjainkban az országban nagyarányú munkák vannak folyamatban. A

digitális térképek előállításánál többször tapasztalható volt, hogy azonos munkát végeztünk el egy időben a MÁFI-ban és az MTA GGKI-ban.

II.3.2.c Az Eötvös Loránd Geofizikai Intézetől kapott tellurikus vezetőképesség térképek

Kelet-Magyarország tellurikus vezetőképesség térképe [Madarasi (Szerk.) 2001] és a Dunántúl tellurikus vezetőképesség térképe [Nemesi (Témavez.) Madarasi (Szerk.) 1999] digitális változatát Madarasi András volt szíves rendelkezésemre bocsátani.

II.3.2.d A neogén üledékek hűtő hatására korrigált hőáram térkép, Mohorovičić-diszkontinuitás mélységtérképe és Bouguer anomália térkép

A térképeket Surfer állományban, EOVS vetületi koordinátákkal kaptam meg — illetve kapták meg az MTA GGKI Szeizmológiai Főosztály munkatársai — a szerzőktől [Lenkey 1999 és Szafián et al. 1997]. A szintvonalak dxf fájlba, majd ArcView formátummá alakítás után kerültek be a GIS-be.

II.3.2.e Az MTA GGKI-ban digitalizált térképek

A II.3.1 fejezet felsorolásában szereplő többi térkép digitális változatát az MTA GGKI-ban hoztuk létre. Munkánkhoz olyan analóg, papírtérképeket használtunk fel, amelyeket az ország teljes területére vonatkozóan különböző kutatóhelyeken készítettek. A térkép digitalizálásának lépéseit az A. Függelékben mutatom be részletesen.

Mohorovičić-diszkontinuitás mélységtérképe [Pozsgay et al. 1991] és a *harmadidőszak mendencealjzat* térképek digitális változata korábban elkészült intézetünkben. A felületmodelleket (jelenkori domborzat, alsó-, és felsőpannoniai képződmények talpmélysége, harmadidőszaki mendencealjzat, Mohorovičić-diszkontinuitás mélységtérképe) a bedigitalizált szintvonalak felhasználásával az ArcView program 3D Analyst moduljával (extension) és az AutoCAD Land Development Desktoptal készítettem el. (Lásd C. Függelék)

A fennmaradó, digitalizált kiindulási papírtérképeink — a különböző törésvonal térképek és a negyedidőszaki mozgások térkép — egységesen 1:500 000 méretarányúak voltak. Ezen térképek dxf állományát az A mellékletben leírtak szerint hoztam létre.

II.3.2.f Földrengés-epicentrum térképek térinformatikai rendszerbe illesztése

Makroszeizmikus és a mikroszeizmikus földrengés-epicentrum térképek pont típusú shp fájlként készültek el, és kerültek be a GIS-be.

A térképek GIS-be illesztésének lépéseit az A. Függelékben mutatom be részletesen.

II.4 I. típusú: Makroszeizmikus epicentrum-térkép

A történelmi epicentrumok katalógusában [Zsíros 2000] tárolt földrengésadatok bizonyos esetekben meglehetősen bizonytalanok. Ennek oka:

- a történelmi rengések igaz az, hogy településeken érezték a rengést, és ezért annak epicentrumát a településhez kötötték, ebből következően a nagyobb erejű rengések több települést érintettek, ezért helymeghatározásuk pontatlanabb, mint a kisebb, csak néhány településen érzett földrengések epicentrumaié;
- szintén a történelmi rengésekre igaz, hogy az epicentrum-meghatározás pontossága sokszor a településhálózat sűrűségét tükrözi;
- a történelmi rengések epicentrumainak meghatározásánál nem vették figyelembe a felszínalatti képződmények intenzitásnövelő hatását;
- kistelepülésre küldött földrengés-kérdőíveket sok esetben nem érkeztek vissza, ezért nem tudni, hogy azokban érezték-e a rengést;
- még a műszeres regisztrálás megindulása után is bizonytalan volt a helymeghatározás, a műszerérzékenység, a hálózat sűrűsége és geometriája miatt;

Mivel helyes következtetésekre csak megbízható adatrendszer feldolgozásával juthatunk, ezért olyan epicentrum-térképet kellett a térinformatikai rendszerbe illeszteni, amely a körülményekhez képest a lehető legpontosabban tartalmazta egy-egy fészek felszíni vetületét, hiszen a rengések geo-környezetét akartam tanulmányozni. A történelmi epicentrumok katalógusában tárolt földrengésadatok megbízhatóságát javítani próbáltam, ezért egy pontosított és szűrt adatrendszert használtam. A fészkekben kipattant rengések gyakorisága (elő és utórengések darabszáma) ezen vizsgálat szempontjából nem volt lényeges. Mindezen okokból a következő adatokat használtam fel az epicentrumokat ábrázoló térkép és az ahhoz kapcsolódó adatbázis elkészítésekor:

- A 456 – 1985 közötti időszakra vonatkozóan Jámbor et al. [1999] *Kinematikai és Földrengés Epicentrumok térképe* és a hozzá kapcsolódó 213 különböző földrengés rövid leírása, adatbázisa;
- 1986 – 1994 közötti időszakra vonatkozóan Zsíros [2000] katalógusa;
- 1995 – 2003 közötti időszakra vonatkozóan a Magyarországi Földrengések Évkönyvei [Tóth et al. 1996 – 2004];

II.4.1 A Kinematikai és Földrengés Epicentrumok térképe és a hozzá kapcsolódó adatbázis részletes feldolgozása

I. típusú: Makroszeizmikus epicentrum-térkép alapvető vázát, a történelmi rengésekből leválogatott katalógust, Jámbor et al. [1999] *Kinematikai és Földrengés Epicentrumok térképe* és a hozzá kapcsolódó leíró adatbázis szolgáltatja.

A *Kinematikai és Földrengés Epicentrumok térképe* és a hozzá kapcsolódó adatbázis nem tartalmazza az összes 456 – 1985 között a Kárpát-medence területén érzékelt földrengés maximális megrázottságú településeit, hanem az azonos településhez kötődő eseményekből csak egyet, a legnagyobb intenzitású eseményt mutatja. Pontosabban a *Kinematikai és Földrengés Epicentrumok térkép* létrehozásakor a szerzők a nagyrengéseket válogatták ki, azaz ha feltételezhető volt, hogy a fészkek azonos lehetett egy kisrengésnél és egy nagynál — mert ugyanaz a település szerepelt a leírásokban, mint fő megrázottságú település — akkor a rengések közül a *Kinematikai és Földrengés Epicentrumok térképéhez* a legnagyobb méretűt szerepeltették az adatbázisban, és a helyi feljegyzések alapján ellenőrizték annak a helymeghatározását.

(Megállapítható, hogy a *Kinematikai és Földrengés Epicentrumok térképén* ábrázolt rengésadatbázis megfelelő a térinformatikai-szeizmológiai vizsgálatokhoz, ahol a rengések környezetének geofizikai és geológiai tulajdonságait kutatjuk. Ezeknél az elemzéseknél egy-egy földrengésfészkek pontos helymeghatározása volt a lényeges, a fészkekben kipattant rengések gyakoriságát, az elő és utórengések számát nem vizsgáltam.)

A *Kinematikai és Földrengés Epicentrumok térképe* egy adott rengésre vonatkozóan a legnagyobb megrázottságú települések mindegyikét bemutatja, azaz sok esetben nem egyetlen epicentrumot rendel az adott földrengés-eseményhez. A térinformatikai-szeizmológiai vizsgálatok elvégzéséhez egy ponttal jellemzett helymeghatározású epicentrumokra volt szükség, ezért minden rengés esetén egy epicentrumot kellett kijelölni. Mindezekből következően azokban az esetekben, amikor egy rengésre vonatkozóan a *Kinematikai és Földrengés Epicentrumok térképén* több települést is ábrázoltak, mint maximális epicentrális intenzitással rendelkező hely, akkor az epicentrum helyét pontosítani kellett. A pontosításhoz — egyetlen ponttal történő megjelöléséhez — a következő katalógusokat, jelentéseket használtam fel:

- 456 – 1918-as időtartamra vonatkozólag Réthly [1952] katalógusában leírtakat vettem figyelembe (valójában makroszeizmikus adatok létezéséről csak a komáromi 1763-as földrengéstől kezdődően beszélhetünk [Szeidovitz 1990]);
- 1918-tól kezdődően évenként rendelkezésre álló makroszeizmikus jelentéseket és földrengés-kérdőíveket;
- a műszeres regisztrálás éves bulletinjeit.

(1902. március 1-től megindult a műszeres regisztrálás először a budai állomáson, majd néhány év múlva számos más városba is telepítettek földrengésjelző állomást: Kalocsa, Kecskemét, Szeged, Ógyalla stb [Simon 1948].) A korabeli műszerek érzékenysége azonban alacsony volt — csak a nagyon közeli, vagy a távoli, de nagy energiájú rengéseket tudták regisztrálni —, ezért a

makroszeizmológia főszerepe az epicentrum-meghatározásban továbbra is megmaradt egészen 1995-ig. Sajnos nem minden évről érhető el bulletin, mert a háborús időkben illetve a II. világháború után voltak évek, amikor elmaradt a bulletinok kiadása, ugyanez igaz a mikroszeizmikus bulletinokra is.)

A *Kinematikai és Földrengés epicentrumok térképe* epicentrumainak pontosításánál a munkamódszer a következő volt. Ahol a *Kinematikai és Földrengés epicentrumok térképe* egyetlen települést jelölt meg a legnagyobb intenzitásúnak ott elfogadtam azt epicentrumnak. (A műszeres megfigyelések előtt keletkezett rengések esetén, a rengés keletkezési helyét rendszerint ahhoz a településhez rendelték, ahol a rengést legjobban érezték.) Ahol több település azonos maximális intenzitással szerepelt ugyanarra a rengésre vonatkozóan, ott az esetek legnagyobb részében a települések közé tettem az epicentrumot, azonban néhány indokolt esetben ettől a módszertől eltértem. A következőkben részletezem azokat a rengéseket, amelyek epicentrumának megállapításánál eltértem az eredetitől, illetve pontosítást végeztem a *Kinematikai és Földrengés Epicentrumok térképén* egy eseményhez kötődően megadott epicentrum-ábrázolásokra vonatkozóan. A hivatkozásaim megértéséhez a B. Függelékben megadom a *Kinematikai és Földrengés Epicentrumok térképéhez* kapcsolódó leíró adatbázist.

Amikor a förengés helyét a rendelkezésre álló adatok alapján nem lehetett kellően pontosan meghatározni, akkor a rengést követő utórengések helye alapján jelöltem ki az epicentrumot. Ezt a módszert megfelelően pontosnak lehet tekinteni, hiszen Badawy et al. [2001] szerint 3.7 körüli magnitúdó-értéknek maximálisan 1.7 km vetőhossz felel meg, és $M = 6$ esetén pedig a vetőhossz nem nagyobb 10 km-nél. (Az $M = 6$ értékhez a 10 km-es vetőhosszt úgy határoztam meg, hogy a magnitúdóból kiszámítottam a szeizmikus momentum értékét $\log M_0 = 1.5M_s + 16.1$ [Lay & Wallace 1995, (9.44) képlete], majd a szeizmikus momentumból Scholz et al. [1986] által megadott diagram felhasználásával állapítottam meg a vetőhosszt.) Csontos [1998] munkájában ábrázolja a törési felület mentén az utórengések elhelyezkedését. Ez alapján megállapítható, hogy az utórengések és az epicentrum távolsága $M < 6$ rengések esetén maximálisan 5 km, amit a katalógusomban szereplő többi epicentrum helyének pontosságával összehasonlítva nem jelent bizonytalanabb helymeghatározást.

A *Kinematikai és Földrengés Epicentrumok térképe* epicentrumainak pontosításánál gondot jelentett, hogy a jelenlegi település-elnevezések sokszor nem egyeztek meg a rengés idején használatban lévő nevekkal. Ezen probléma kiküszöbölésére helységnévtárakat használtam fel [KSH 1952, KSH 2003]. A helységnévtárak tartalmazzák a helységnevek változásait, helységek összevonásait.

A *Kinematikai és Földrengés Epicentrumok térképén* található epicentrumokhoz a következőképpen rendeltem horizontális helymeghatározási hibaértékeket (bufferértékeket). (A horizontális helymeghatározási hibaértékeket a későbbi térinformatikai elemzéseknél az epicentrumok köré rendelt bufferzónák képzésénél használtam fel.) A *Kinematikai és Földrengés Epicentrumok térképéhez* tartozó földrengéskatalógus (B. Függelék) az azonos településen érzett rengések közül a legerősebb dátumát adja meg (sok esetben ez egybeesik a településhez kötődő legrégebbi rengés dátumával). Ha az adott rengéshez nem „A” kategóriájú pontosságot adott meg Zsíros [2000] katalógusa, akkor Zsíros [2000] katalógusában rákerestem az azonos településnévvel szereplő további rengésekre. Ezek közül a legpontosabb helymeghatározási kategóriát rendeltem az adott rengéshez. Abban az esetben, ha az előzőek figyelembe vételével az adott rengéshez „D”, „E” vagy „-” kategória volt csak rendelhető és a rengést jelző település:

- nagyváros volt, akkor az adott rengést (és így magát az epicentrumot is) kivettem a makroszeizmikus epicentrum-térképből, és bizonytalan jelzővel jelöltem meg;
- kisebb település volt, akkor ehhez 20 km-es bufferzónát rendeltem, mert ezekben az esetekben valószínűnek tartom, hogy a közelben kellett történnie a rengésnek, ha a katalógusban is megemlítették a kisebb település nevét.

Zsíros [2000] katalógusa alapján megadott horizontális helymeghatározási kategóriákhoz a Zsíros [2000] katalógusában megadott távolságértékeket rendeltem ($A=5$, $B=10$ km, $C=20$ km).

Az epicentrumok geológiai és geofizikai környezetének tanulmányozása csak abban az esetben vezethet helyes következtetésre, ha az epicentrumok helyét pontosan ismerjük. Ezért a *Kinematikai és Földrengés Epicentrumok térképén* ábrázolt epicentrumok közül csak azokat von-

tam be a vizsgálatba, melyek helye Zsíros [2000] katalógusa alapján legalább 10 km becsült pontosságú („A” vagy „B” kategóriájú). Továbbá ha a *Kinematikai és Földrendés Epicentrumok térkép* szerzői által megadott rengésleírás (B. Függelék), vagy pedig valamilyen az adott rengéssel foglalkozó részletes tanulmány alapján az epicentrum helyét legalább ezeknek a kategóriáknak megfelelő pontossággal meg lehetett adni.

A következőkben közlöm a B. Függelékben található sorszámokra való hivatkozással a *Kinematikai és Földrendés Epicentrumok térképén* ábrázolt epicentrumok pontosítását rengésenkénti felsorolásban. A pontosítás listájában szereplő események után pirossal megadtam, hogy az elemzéseknél mekkora horizontális helymeghatározási hibaértékeket (bufferértékeket) rendeltem az adott rengéshez.

A *Kinematikai és Földrendés Epicentrumok térképe* földrendései közül, amit nem soroltam itt fel, ott egyértelmű az epicentrum helye, és a Zsíros [2000] katalógusában megadott kategóriának megfelelő szélességű bufferzónát alkalmaztam az elemzések során.

1.

456. 09. 07. $I_0=8,5^\circ$

Ennek a rengésnek a helyét nem lehet pontosan meghatározni, és Zsíros [2000] katalógusában nincs további olyan rengés Szombathely településhez megadva, amelynél „A”, „B”, vagy „C” kategóriájú lenne a rengés epicentrumának helymeghatározása. **bizonytalan**

2.

1444. 08. 04. $I_0=8,5^\circ$

A helyét nem lehet pontosan (Szeged környéke) meghatározni az 1. rengésnél leírtakhoz hasonló indoklással. **bizonytalan**

3.

1528. 06. 14. $I_0=6^\circ$

A helyét nem lehet pontosan (Pécs környéke) meghatározni az 1. rengésnél leírtakhoz hasonló indoklással. **bizonytalan**

4.

1561. 02. $I_0=8^\circ$

A leírások szerint Budán és Pesten okozta a legnagyobb károkat, ezért már a Jámbor et al. [1999] térképen a Duna mellett egy ponttal ábrázolták a rengést Budapesten belül. Budán a katalógusok szerint többször éreztek földrendést. **buffer = 20 km**

5.

1721. 04. 04. $I_0=5^\circ$

A helyét nem lehet pontosan (Hatvan környéke) meghatározni az 1. rengésnél leírtakhoz hasonló indoklással. **bizonytalan**

6.

1723. $I_0=5^\circ$

A helyét nem lehet pontosan meghatározni (Ráckeve és környéke), de kis település említéséről lévén szó valószínűleg a közelben lehetett az epicentrum. **buffer = 20 km**

7.

1740. 03. 28. $I_0=?$

A helyét nem lehet pontosan meghatározni (Tállya), de kis település említéséről lévén szó valószínűleg a közelben lehetett az epicentrum. **buffer = 20 km**

8.

1754. 10. 21. $I_0=5,5^\circ$

Győr település megadásával számos más rengés is található a katalógusokban „C” és „B” kategóriájú helymeghatározásokkal, ezért az elemzések során **buffer = 10 km**-t alkalmaztam.

9.

1763. 06. 28. $I_0=8,5^\circ$ MSK-64

A Komárom környéki rengések epicentrumául Szeidovitz Gy. [1986a], Szeidovitz Gy. [1990] és Varga et al. [2001] cikkek alapján ennek a rengésnek az epicentrumát választottam, ezért az epicentrumot Komárom belvárosától ÉK-i irányba 7 km távolságra tettem. A rengéssel kapcsolatos tanulmány alapján (lásd B. Függelék) **buffer = 5 km-t** állapítottam meg.

10.

1767. 12. 08. $I_0=5,5^\circ$

Szentlőrinc kútán kémények dőltek le. Árokszálláson is érezték kár nélkül. A helyét nem lehet pontosan meghatározni (Zsíros [2000] katalógusában „C” kategória van megadva), de kis település említéséről lévén szó valószínűleg a közelben lehetett az epicentrum. **buffer = 20 km**

11.

1775. 07. 10. $I_0=3,5^\circ$

Sopronban a felfüggesztett cintányérok és tálak megzörrentek. Zsíros [2000] katalógusában „D” típusú ez a rengés, de Sopron településen később érezték „C” kategóriájú rengést is, ezért **buffer = 20 km-t** alkalmaztam.

12.

1780. 06. 26. $I_0=5,5^\circ$

Szob és Márianosztra közé helyeztem, Szobhoz közelebb, mert a rengés Szobon okozta a legnagyobb károkat. A „C” kategória miatt **buffer = 20 km-t** alkalmaztam.

13.

1795. 03. 03. $I_0=5^\circ$

Réthly [1952] Berekböszörményt is megadja, mint egy helységet, ahol szintén érezték ezt a rengést, ezért és az 1. rengésnél leírtak alapján a Debrecenbe tett epicentrumot nagyon **bizonytalan**nak tekintem.

14.

1798. $I_0=5,5^\circ$

Törökkoppányban a római katolikus templomot megrongálta. A helyét nem lehet pontosan meghatározni (Zsíros [2000] katalógusában nincsen kategória megadva), de kis település említéséről lévén szó valószínűleg a közelben lehetett az epicentrum. **buffer = 20 km**

15.

1799. 10. 29. $I_0=3^\circ$

Ennek a rengésnek a helyét nem lehet pontosan (Veszprém környéke) meghatározni, de Zsíros [2000] katalógusa a későbbiekben tartalmaz „C” kategóriájú eseményt is, melynek keletkezését Veszprémhez köti, ezért **buffer = 20 km-t** alkalmaztam.

16.

1810. 01. 14. $I_0=8^\circ$ MSK-64

Mór és Isztimér közé helyeztem, mert kb. azonosan nagy károkat okozott mindkét településen. Az epicentrum helyének kijelölésére használt két település távolsága miatt, és a rengéssel foglalkozó tanulmány (lásd B. Függelék) alapján **buffer = 5 km-t** állapítottam meg.

17.

1823. 06. 11. $I_0=5,5^\circ$

Füzesgyarmat és Szeghalom közé került az epicentrum. „C” kategóriájú esemény, ezért **buffer = 20 km-t** alkalmaztam.

20.

1839. 07. 11, 12, 13 és 16. $I_0=6^\circ$

Az erősen megrázott terület közepe — figyelembe véve, hogy a legnagyobb károk Szentmártonkátán keletkeztek — Szentmártonkátá és Nagykáta között Szentmártonkátához közelebb található. Ide tettem az epicentrumot. Szentmártonkátához a katalógus [Zsíros 2000] „B” kategóriájú rengést rendel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

21.

1842. 08. 31. $I_0=5,5^\circ$

Nagykanizsán a Ferencesek zárdájának boltozatait, a szobák válaszfalait és több kéményt megrongált, néhány le is dőlt. Helymeghatározása „C” kategóriájú de található Nagykanizsa epicentrummal „B” helymeghatározású rengés is. A *Kinematikai és Földrengés Epicentrumok térképének* 116. rengése is Nagykanizsát adja meg epicentrumként, ezért annál a rengésnél szerepeltettem ezt a fészket, és a 21. **kimaradt**.

26.

1857. 04. 02. $I_0=?$

A Börzsöny hegységben (Márianosztrán) földrengés (részletek nélkül, nincs pontossági kategória hozzárendelve). Ez **kimaradt**, mert Márianosztrához kötődik már a 12. számú fészkek, aminek pontosabb („C”) a helymeghatározása.

28.

1860. 02. 25. $I_0=5^\circ ?$

Bakónak és Csapi közé került az epicentrum. (A zalaszántói házak összeomlásának valami egészen más oka lehetett, mert az előző településektől az kb. 50 km-re esik.) Zsíros [2000] katalógusában a helymeghatározás pontosságára vonatkozóan nincs érték megadva, ezért **buffer = 20 km-t** alkalmaztam.

30.

1863. 06. 14. $I_0=5,5^\circ$

Jászszentlászlóhoz közelebb — mivel ott épületkárokról is van tudomásunk —, Kiskunmajsa és Jászszentlászló közé került az epicentrum. „C” kategória, ezért **buffer = 20 km**

39.

1869. 06. 30. $I=?$

Szarvason érzett rengésről számol be az 55. pont is, ezért ezt **kihagytam**.

41.

1871. 03. $I=?$

Simontornyán majdnem minden héten 2-3 ház összeomlott. Valószínűleg nem földrengésről volt szó \Rightarrow **kihagytam**.

45. 1876. 10. 21. $I_0=6^\circ$

és

45/a. 1876. 11. 30. $I_0=5,5^\circ$

Sorszámát az adatbázisban 45 és 452. A korabeli leírásokból [Réthly 1952] nem lehetett megállapítani, hogy hol keletkezett a rengés, mert egy vonal mentén azonosan érezték a környező településeken, ezért Iharosberény, Surd és Csurgó által alkotott háromszög közepébe kellett volna helyezni az epicentrumot. Azonban 2003. 12. 16-án Pogányszentpéter településen érzett maximális intenzitással rengés keletkezett. A hibahatáron belüli műszeres helymeghatározás alapján az epicentrum Iharosberény, Surd és Csurgó háromszögébe került, mindössze 2 km-re a 45-ös sorszámú rengés epicentrumától. Mivel úgy gondolom, hogy a meghatározás napjainkban pontosabb lehet, mint a korabeli leírásokban közöltek, ezért a 2003-as epicentrumot illesztettem be az epicentrum-térképbe és ezt a rengést **kihagytam**.

50.

1879. 05. 25. $I_0=5^\circ$

Budán a Svábhegyen a lakók a szabadba menekültek, vakolat hullott a falakról. A faliórák acélrugói maguktól kezdtek „zengeni”. (Térképen nem ábrázoltam ezt a rengést, mert Pest-Budára már jeleztem egy nagyobbát \Rightarrow **kihagytam.**)

54.

1881. 06. 22. $I_0=4^\circ$

Tolna és Bonyhád közé került az epicentrum. „C” kategóriájú, ezért **buffer = 20 km.**

55.

1881. 10. 28. $I_0=4^\circ$?

Szarvas és Szentés egymástól viszonylag nagy távolságban (kb. 32 km-re) helyezkedik el az Alföldön, ahol a településhálózat történelmi okokból igen ritka. Mivel a két település, ahol érezték a rengést nem ad elegendően biztos támpontot a rengés fészkeinek kijelölésére, ezért a két település közé helyezett epicentrum nagyon **bizonytalan.**

56.

1981. 11. 08. $I_0=3^\circ$?

Nehéz volt a település helyének azonosítása a kipattanási időben használatos helységnév alapján. [KSH 1952]

Majsa város ma nem található a térképen. Azonban régen létezett Majsajakabszállás, ami később a Kunszállás nevet vette fel. Továbbá Szentjakabpuszta sem szerepelt a helységnévtárban, helyette megtalálható volt Szentjakabszálláspuszta településnév, amiből később Jakabszállás lett. Jakabszállásra tettem az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában a helymeghatározás pontosságára vonatkozóan nincs érték megadva, ezért **buffer = 20 km-t** alkalmaztam.

57.

1882. 01. 18. $I_0=4^\circ$?

A 44. rengésnél Nagyatád, mint fészek már megjelent, ezért ezt a rengést **kihagytam** az adatbázisból.

58.

1882. 11. 24. $I_0=4^\circ$?

Bátaapáti és Ófalu közé kerül. Zsíros [2000] katalógusában a helymeghatározás pontosságára vonatkozóan nincs érték megadva, ezért **buffer = 20 km-t** alkalmaztam.

59.

1882. 10. 29. $I_0=2,5^\circ$

Ezt a rengést nem használtam fel, mert volt egy jóval erősebben érezhető a településen 1968-ban (202. rengés) \Rightarrow **kihagytam**

60.

1883. 03. 27., 28., 29. $I_0=5^\circ$

Szirna, Miskolc és Görömböly közé tettem a rengést. (A két kisebb település ma már Miskolc része.) A települések elhelyezkedése alapján **buffer = 5 km-t** alkalmaztam.

69.

1890. 06. 11. $I_0=2,5^\circ$

Vasdinnye nevű település jelenleg nincsen. Vasdinnyeszőlőhegy volt valamikor, amit ma Tárkánynak hívnak. Viszont van Kisbérhez közel egy Szőlőhegy nevű település. Feltételeztem, hogy itt érezhették a rengést. A mai Kisbér és Szőlőhegy közé jelöltem be az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában a helymeghatározás pontosságára vonatkozóan nincs érték megadva, ezért **buffer = 20 km-t** alkalmaztam.

75.

1895. 06. 11. $I_0=5^\circ$

A megadott települések igen messze (32 km) helyezkednek el egymástól (Nagycsolomán ma Szlovákiában van), ezért bizonytalannak tűnhetne a helymeghatározás, de Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam. A települések közé, Cserháthalápra tettem az epicentrumot.

76.

1896. 04. 26-28. $I_0=3^\circ$

Somogyoszob és Alsósegeds közre helyeztem az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

78.

1896. 11. 30. $I_0=4^\circ$

Mezőkövesd és Egerfarmos közre állapítottam meg az epicentrumot. (Az eredeti leírásban csak Farmos szerepelt, van ilyen nevű település az országban, de az 40 km-rel távolabb található.) Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

80.

1899. 05. 07. $I_0=4^\circ$

Szentes és Szegvár közre került az epicentrum. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

81.

1899. 06. 14. $I_0=4^\circ$

Csákány és Nemesvid közre került az epicentrum. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

91.

1906. 08. 12. $I_0=5^\circ$

Egreskát a mai Nagykát területén volt. A megnevezett települések közre helyeztem az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam, és a legjobban megrázott települések elhelyezkedéséből is „B” helymeghatározás pontossági kategória indokolt.

92.

1906. 12. 30. $I_0=3^\circ$

Királykút és Gagybátor közre állapítottam meg az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

93.

1907. 03. 25. $I_0=3^\circ$

Valószínűleg Nyék a mai Alsónyékot jelentheti. A három település által alkotott háromszög középpontjába került az epicentrum. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

95.

1907. 10. 16. $I_0=3,5^\circ$

Som és Nagyberény közre került az epicentrum. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

96.

1907. 11. 02. $I_0=4^\circ$

Az egykori Szentivánfa ma Uraiújfalu része, ezért Uraiújfalura tettem a rengést. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

97.

1908. 01. 26. $I_0=3^\circ$

Nem sikerült kideríteni, hogy Felsőbalog hol lehet, ezért Mátraszelére került az epicentrum. Zsíros [2000] katalógusában „C” kategória szerepel, ezért **buffer = 20 km-t** alkalmaztam.

105.

1910. 02. 03. $I_0=3^\circ$

Nem sikerült kideríteni, hogy Topháza hol lehet, ezért Sajtoskálra került az epicentrum. Sajtoskál településhez kötődően Zsíros [2000] katalógusa a későbbiekben megad egy rengést, amelynek „C” helymeghatározás-pontossági kategóriája van, ezért **buffer = 20 km-t** alkalmaztam.

106.

1911. 07. 08. $I_0=7,5^\circ$ MSK

A rengés fészket Szeidovitz & Bus [1995] cikkében leírtak alapján Kecskeméttől É-ÉK-re helyeztem 8 km-re a várostól. A tanulmányban közölt részletes vizsgálat alapján a helymeghatározás pontosságára **buffer = 5 km-t** alkalmaztam.

107.

1913. 07. 27. $I_0=3,5^\circ$?

Nem sikerült kideríteni, hogy Barátfalva hol lehet, ezért Györszemerére került az epicentrum. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

108.

1914. 05. 13. $I_0=5,5^\circ$

Tápiósüly ma Sülysáp, de Pusztafarkasról nem tudtam kideríteni, hogy hol van. A megnevezett települések által meghatározott sokszög közepébe helyeztem az epicentrumot. A települések elhelyezkedése alapján **buffer = 5 km-t** alkalmaztam.

109.

1916. 01. 06. $I_0=6^\circ$?

Kihagytam ezt a rengést, mivel a települések nagyon messze, 24 km-re helyezkedtek el egymástól, és a két település között elhelyezkedő falvakból nem érkezett jelentés a földrengést illetően.

111.

1919. 02. 22. $I_0=5^\circ$

A teljes Rába völgyében Szentgotthárd és Gosztöny között érezték. Szentgotthárd és Gosztöny közé Csörötnekre helyeztem az epicentrumot. A települések elhelyezkedése alapján **buffer = 8 km-t** alkalmaztam.

112.

1922. 12. 22. $I_0=5^\circ$

Sopronkövesd és Nagylózs közé került az epicentrum. Mivel határtelepülésekről van szó (Ausztria felé) elképzelhető, hogy a határon túli epicentrum hatását érezték ezen a két településen. Zsíros [2000] katalógusában „C” kategória szerepel, ezért **buffer = 20 km-t** alkalmaztam.

114.

1923. 02. 09. $I_0=3^\circ$

2003.04.03-án keletkezett egy rengés Noszvajhoz közel. Úgy gondolom a 2003-as rengés helymeghatározása pontosabb lehet, mint az 1923-as rengés helymeghatározása, ezért azt illesztettem be az epicentrum-térképbe, ezt a rengést pedig **kihagytam**.

115.

1925. 01. 31. $I_0=7,5^\circ$ MSK

Eger és Ostoros közé tettem az epicentrumot Ostoroshoz közelebb, mivel ott voltak nagyobbak a károk [Szeidovitz & Mónus 1993, Szeidovitz & Bus 1998]. A tanulmányban közölt részletes vizsgálat alapján a helymeghatározás pontosságára **buffer = 5 km-t** alkalmaztam.

116.

1925. 06. 27. $I_0=6,5^\circ$ MSK

Epicentrum Nagykanizsa. Nagykanizsa településhez Zsíros [2000] katalógusa a későbbi rengések egyikénél „B” helymeghatározási kategóriát rendel, ezért **buffer=10 km-t** alkalmaztam.

117.

1927. 03. 04. $I_0=6,5^\circ$

Az általam felhasznált makroszeizmikus adatállományban két Várpalota környéki rengés szerepel [Jámbor et al. 1999 és Tóth et al. 1996a]. Megvizsgáltam a két rengés különböző szerzők által kiszámított fészekmélységét. Szeidovitz et al. [2004] az 1927-es rengés mélységét 2 km-nek állapították meg. (Simon [1931] a károsodások alapján 700 m-t adott meg fészekmélységként ugyanerre a rengésre.) Mónus [1995a] a szeizmogramok alapján az 1995-ös rengésnek 7.5 km fészekmélységet számított. A magnitúdó és intenzitások alapján a Gutenberg-Richter képletből [Karnik 1968] 4.6 km mélységet számítottak ki [Szeidovitz et al. 2004]. Mindezekből következően, mivel mindkét rengés fészekmélysége igen sekély volt, elképzelhető, hogy az 1927-es és az 1995-ös rengések egy fészekből pattantak ki, ezért egyetlen epicentrummal ábrázoltam a két rengés helyét. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

118.

1929. 02. 11. $I_0=3^\circ$

A két megnevezett település messze helyezkedik el egymástól, ezért nehezen lehet megállapítani az epicentrum helyét. **bizonytalan**

119.

1929. 03. 07. $I_0=3^\circ$

Gödöllön érezték földrendést. Zsíros [2000] katalógusában „C” kategória szerepel, ezért **buffer = 20 km-t** alkalmaztam.

119/a.

1929. 04. 30. $I_0=4^\circ$

Adatbázisban a sorszáma 1192. Rákosszentmihályon érezték. Rákosszentmihály 15 km-re található Gödöllőtől, ezért és a keletkezési idők közelségéből adódóan nem zárható ki, hogy a két rengést azonos szerkezet gerjeszthette. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

120.

1929. 07. 25. $I_0=4^\circ$

Pálosveresmart település helye nem ismert, ezért Abasárra tettem az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

121.

1929. 11. 05. $I_0=5^\circ$

A rengést a leírtak mellett még Bugacmonostoron — ma Bugac [KSH 2003] — is érezték, ezért az epicentrumot Fülöpjakabszállásra tettem. A települések elhelyezkedése alapján **buffer = 5 km-t** alkalmaztam.

122.

1930. 03. 20. $I_0=3^\circ$

Kisbárkány és Lucfalva közé tettem az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

124.

1930. 07. 20. $I_0=4,5^\circ$

Az utórengések Felnémeten és Felsőtárkányon voltak, ezért az epicentrumot a két település közé helyeztem [Simon 1931a]. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

125.

1930. 08. 22. $I_0=5,5^\circ$

A megnevezett települések közé helyeztem az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

127.

1930. 09. 11. $I_0=5^\circ$

A Nyúlhegy nem tudni hol lehetett, valószínűleg Felpécnek a Nyúl nevű település felé eső kiemelkedését jelölte, ezért Felpécre állapítottam meg az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

128.

1930. 10. 25. $I_0=3,5^\circ$

Somogyudvarhelyen is érezték a rengést [Simon 1931a], ezért Berzence és Somogyudvarhely közé tettem az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

129.

1930. 10. 26. $I_0=4^\circ$

Az egykori Mosonszentjános ma Jánossomorja része, ezért oda került az epicentrum. Zsíros [2000] katalógusában a helymeghatározás pontosságára vonatkozóan nincs érték megadva, ezért **buffer = 20 km-t** alkalmaztam.

132.

1931. 04. 07. $I_0=5^\circ$

Beregdaróc és Beregsurány közé tettem az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

134.

1931. 10. 31. $I_0=5,5^\circ$

Nagybörzsöny és Perőcsény közé került az epicentrum. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

139.

1933. 06. 26. $I_0=4,5^\circ$

Lászlómajor nincsen feltüntetve a jelenlegi térképeken és a helységnévtárban sem találtam meg, ezért Kétegyháza és Nagykamarás községek közé tettem az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

140.

1933. 08. 27. $I_0=4^\circ$

Lenti, Mahomfa és Rédics közé tettem az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „A” kategória szerepel, ezért **buffer = 5 km-t** alkalmaztam.

142.

1934. 09. 01. $I_0=5^\circ$

Búcsúszentlászló és Zalaszentmihály közé került a rengés epicentruma. Zsíros [2000] katalógusában a helymeghatározás pontosságára vonatkozóan nincs érték megadva, ezért **buffer = 20 km-t** alkalmaztam.

144-145.

1935. 08. 04. $I_0=2^\circ$ - 1935. 08. 04. $I_0=4^\circ$

Átnéztem az 1935. évi makroszeizmikus jelentéseket [Simon 1937], és azok alapján, illetve a 144. és 145. rengés leírását is figyelembe véve Komlósd, Péterhida és Babócsa közé tettem az epicentrumot. A települések elhelyezkedése alapján **buffer = 5 km-t** alkalmaztam.

146.

1936. 03. 04. $I_0=5^\circ$

Szederkény ma Tiszaújváros része. Érthetetlen módon a rengést Sátoraljaújhelyen is érezték (63 km-re a többi településtől). A makroszeizmikus jelentések [Simon 1937a] átnézése után az epicentrumot Szederkény és Tiszalúc közé tettem. **bizonytalan**

150.

1938. 06. 22. $I_0=3^\circ$

Dunakiliti és Rajka közé tettem az epicentrumot, valószínűleg a határhoz közel lehetett az epicentrum, mert Bezenyén nem érezték a rengést. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

151.

1938. 07. 13. $I_0=3,5^\circ$

Kistálya nem tudni, hogy hol van. A többi megnevezett település közé tettem a rengés epicentrumát. A települések elhelyezkedése alapján **buffer = 5 km-t** alkalmaztam.

154.

1939. 08. 22. $I_0=2,5^\circ$

2003.12.31-én Kozármisleny, Magyarsarlós, Pécs környezetében észleltek műszeresen és makroszeizmikusan is rengést. A makroszeizmikus és a mikroszeizmikus helymeghatározás alapján egy epicentrumot állapítottak meg. Mivel úgy gondolom, hogy a meghatározás napjainkban pontosabb lehet, ezért a 2003-as epicentrumot illesztettem be az epicentrum-térképbe és ezt **kihagytam**.

155.

1939. 03. 23. $I_0=.5,5^\circ$

A Hajdúnánás településnév valószínűleg elírás, mert olyan távol nem érezhették a rengést, valószínűleg Hajdúsámson nevét írták el. Vértes a mai Létavértes. Ezeket a rengéseket részletesen vizsgáltuk [Szeidovitz, Gribovszki & Hajósy 2002], és megállapítottuk, hogy a rengés a Mobil zónában keletkezhetett, ezért a Mobil zónába tettük az epicentrumot Álmosd, Bagamér és Kokad települések közelébe, mivel a leírások alapján ott érezték a legnagyobb intenzitásúnak a rengést. A települések elhelyezkedése alapján **buffer = 5 km-t** alkalmaztam.

158.

1940. 07. 05. $I_0=3^\circ$

Horvátkimle és Magyar kimle mára már egyesült Kimle néven. Ide Kimlébe helyezem az epicentrumot, mert az Lébény és Mosonmagyaróvár között van, és itt is érezték a rengést. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

160.

1940. 12. 08. $I_0=5^\circ$

Újléta és Létavértes közé került az epicentrum. Ezeket a rengéseket részletesen vizsgáltuk [Szeidovitz, Gribovszki & Hajósy 2002], és megállapítottuk, hogy a rengés a Mobil zóná-

ban keletkezhetett. A települések és a Mobil zóna elhelyezkedése alapján **buffer = 5 km-t** alkalmaztam.

161.

1941. 02. 17. $I_0=4^\circ$

A valamikori Harkapuszta a mai Harkakötönnyel azonos, Prónayfalva pedig Tázlár, ezért a fészek Tázlár és Harkakötöny közé került. Zsíros [2000] katalógusában „C” kategória szerepel, ezért **buffer = 20 km-t** alkalmaztam.

164.

1942. 05. 14. $I_0=5,5^\circ$

Bakonybél és Bakonykoppány közé jelöltem be az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „C” kategória szerepel, ezért **buffer = 20 km-t** alkalmaztam.

167.

1942. 09. 01. $I_0=3^\circ$

Dáka és Nyárad közé tettem az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „C” kategória szerepel, ezért **buffer = 20 km-t** alkalmaztam.

168.

1942. 09. 30. $I_0=5,5^\circ$

A megadott települések közé eső epicentrum Tápiószecsőre esik. Nem tudok magyarázatot adni arra, hogy onnan miért nincsenek feljegyzések épületkárokról. A települések elhelyezkedése alapján **buffer = 8 km-t** alkalmaztam.

169.

1942. 11. 24. $I_0=5^\circ$

Péterháza nevű település ismeretlen. Bezi, Enese és Öttevény háromszögének közepébe került az epicentrum. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért és a települések elhelyezkedése miatt **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

172.

1947. 12. 11. $I_0=4^\circ$

A négy település, településrész által határolt négyszög közepébe került az epicentrum. A települések elhelyezkedése és Zsíros [2000] katalógusában szereplő „B” helymeghatározás-pontossági kategória alapján **buffer = 10 km-t** alkalmaztam

173.

1948. 03. 08. $I_0=4^\circ$

Alag ma Dunakeszi része. Ezt a rengést a makroszeizmikus jelentések alapján újraértékeltem, és Csomor [1949] jelentésében megadottakhoz képest más eredményre jutottam. A földrengési kérdőíveken a budafoki távirta úgy nyilatkozott, hogy nem érezték Budafokon a rengést, ezért az epicentrum helyét Budakalász mellé a Duna medrébe állapítottam meg. A településrészek elhelyezkedése alapján, ahol a rengést érezték **buffer = 8 km-t** alkalmaztam.

175.

1948. 08. 07. $I_0=4^\circ$

Bia ma Biatorbágy. Etyek és Biatorbágy közé került az epicentrum, a négy település négyszögének közepébe. Zsíros [2000] katalógusában „C” kategória szerepel, ezért és a megadott települések elhelyezkedése miatt **buffer = 20 km-t** alkalmaztam.

176.

1949. 11. 28. $I_0=4^\circ$

Dunapentele ma Dunaújváros része. Csomor [1951] és a földrengési kérdőívek alapján megállapítottam, hogy a Duna medrében Kulcs magasságában lehetett a rengés fészke. A települések elhelyezkedése alapján **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

177.

1950. 08. 21. $I_0=4,5^\circ$

A makroszeizmikus jelentésekből [Géczy 1951] kiderül, hogy Orgoványon csak igen kevesen érzékelték, Szabadszálláson pedig szintén kis erejűnek érezték a rengés, ezért az epicentrumot Fülöpszállás és Izsák közé tettem. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért és a megadott települések elhelyezkedése miatt **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

179.

1950. 12. 20. $I_0=5^\circ$

A makroszeizmikus jelentések alapján [Géczy 1951] Lábodon volt egy előrengés, és azt is tudjuk, hogy Kisbajomban 5° -nál kisebb volt a rengés intenzitása, ezért az epicentrumot Lábod és Kisbajom közé, Lábodhoz közelebb tettem. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

180.

1951. 02. 20. $I_0=6,5^\circ$

A makroszeizmikus jelentésekből [Turi 1952] tudjuk, hogy nagy területen érzékelhető, mély, tektonikus eredetű rengés lehetett, ami valószínűleg a Hurbanovo-Diósjenő vonalhoz kapcsolódhatott. A legjobban megrázott négy település közé tettem az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért és a megadott települések elhelyezkedése miatt **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

181.

1952. 04. 04. $I_0=4^\circ$

A négy megnevezett település közé tettem az epicentrumot. A települések elhelyezkedése alapján **buffer = 5 km-t** alkalmaztam.

182.

1952. 05. 14. $I_0=4^\circ$

Részletesen átnéztem a makroszeizmikus jelentéseket [Turi 1954], és az egyes településekről beküldött földrengési kérdőíveket. A földrengési kérdőívek alapján egymásnak ellentmondó információkhoz jutottam, ezért az epicentrum helyének megállapítása nem járt sikerrel. 1952-ben már működött a budai és az ógyallai (ma Hurbanovo) állomás. A budai regisztrátumot ismerjük [Simon 1953], az ógyallai regisztrátumot azonban nem sikerült beszerezni a hurbanovoi állomás munkatársaitól (nem találták meg), ezért a mikroszeizmika sem vitt közelebb a megoldáshoz. Ezt a rengést sajnos a megbízhatatlan epicentrum-meghatározás miatt **kihagytam** az adatbázisból. **bizonytalan**

183.

1952. 12. 05. $I_0=4^\circ$

A valamikori Szák a mai Szákszend déli részén található. Dad és Szák közé tettem az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „C” kategória szerepel, ezért **buffer = 20 km-t** alkalmaztam.

184.

1953. 05. 02. $I_0=4^\circ$

Ennek a rengésnek valószínűleg Ausztriában volt az epicentruma, ezért az adatbázisban ezt a rengést nem szerepeltettem. **kihagytam**

186.

1953. 09. 13. $I_0=6^\circ$

A makroszeizmikus érzékelések átnézéséből [Kiss 1954] kiderült, hogy a rengést nagyerejűnek érezték Dabronban is, ezért az epicentrumot oda helyeztem, mert az a három megnevezett település között található. Túrje irányában más településről nincsen adatunk arról, hogy érezték-e a rengést. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért és a megadott települések elhelyezkedése miatt **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

187.

1956. 01. 12. $I_0=8^\circ$ MSK

A dunaharaszti rengéssel részletesen foglalkozott tanulmányában Szeidovitz [1986]. Az ő kutatásainak eredményeképpen jelöltem ki az epicentrum helyét. A részletes vizsgálatok eredményeképpen úgy ítélem meg, hogy a **buffer = 5 km**-t alkalmazása elegendő pontossággal kijelöli az epicentrum lehetséges helyét.

188.

1956. 03. 31. $I_0=6^\circ$

Aranyod a mai Zalaszentgrót területén található. Csehimindszent és Bélbaltavár közé került az epicentrum, mert a 194-es és a 200-as rengésnél felsorolt települések közé ez a pont esik, és feltételeztem — a kis távolság miatt —, hogy a 188., a 194. és a 200. rengés fészke azonos lehetett. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért és a megadott települések elhelyezkedése miatt **buffer = 10 km**-t alkalmaztam.

189.

1956. 12. 14. $I_0=5,5^\circ$

Egerbakta és Feldebrő közé helyeztem az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „C” kategória szerepel, ezért **buffer = 20 km**-t alkalmaztam.

190.

1957. 04. 20. $I_0=4^\circ$

Nagyigmánd és Kisigmánd közé tettem az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km**-t alkalmaztam.

191.

1957. 05. 08. $I_0=5^\circ$

Jánoshida és Jászboldogháza közé tettem az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „A” kategória szerepel, ezért **buffer = 5 km**-t alkalmaztam.

192.

1957. 12. 03. $I_0=4,5^\circ$

Alsóújlak és Vasvár közé állapítottam meg az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km**-t alkalmaztam.

193.

1958. 04. 10. $I_0=3,5^\circ$

Selyp helyét nem sikerült azonosítani. Lőrinci és Nagykökényes közé került az epicentrum, mert a megnevezett települések sokszögének közepe oda esik. A települések elhelyezkedése alapján **buffer = 5 km**-t alkalmaztam.

194.

1958. 04. 16. $I_0=3^\circ$

Megállapítottam, hogy az epicentrum azonos lehetett az 188. rengésével, ezért ezt a rengést **kihagytam**.

195.

1958. 04. 26. $I_0=5^\circ$

Az epicentrum Berkeszben volt, ott érezték legerősebben a rengést. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért és a megadott települések elhelyezkedése miatt **buffer = 10 km**-t alkalmaztam.

196.

1958. 07. 24. $I_0=5^\circ$

Csombárdra tettem az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km**-t alkalmaztam.

197.

1958. 10. 15. $I_0=3^\circ$

Csécse és Kisbágyon közé helyeztem az epicentrumot. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

198.

1960. 01. 24. $I_0=4^\circ$

A makroszeizmikus jelentések [Simon 1964] és földrengési kérdőívek átnézése után az epicentrumot Lisperzentadorján Bázakerettye felőli részére tettem. A települések elhelyezkedése alapján **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

199.

1960. 12. 17. $I_0=3^\circ$

Ács, Bana és Bábolna közé került az epicentrum. Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

200.

1961. 06. 07. $I_0=3^\circ$

Ezt a rengést **kihagytam** az adatbázisból, mert a 188. rengés esetén ugyanezen települések (Bérbaltavár és Csehimindszent) környezetében már bejelöltem epicentrumot.

201.

1966. 07. 05. $I_0=3^\circ$

Ez a rengés **kimaradt** az adatbázisból, mert az epicentruma azonos helyre került a 187-es dunaharaszti rengés epicentrumával.

202. és a 203.

1968. 10. 21. $I_0=4^\circ$ és a 1969. 02. 10. $I_0=5^\circ$

Ezeknél a rengéseknél a makroszeizmikus jelentésekben megadott epicentrumot pontosítottam a műszeres megfigyelések adataival, amelyeket a SOP és BUD állomásokon regisztráltak. [Csomor & Kiss é.n.] Zsíros [2000] katalógusában „B” kategória szerepel mindkét rengés esetén, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

204.

1974. 01. 30. $I_0=5^\circ$

Sóskút, Tárnok és Törökbálint háromszögének közepére került a rengés. A települések elhelyezkedése alapján **buffer = 5 km-t** alkalmaztam.

205/a.

1977. 03. 17. $I_0=5^\circ$

Sorszama az adatbázisban 2052. A megnevezett települések közé tettem az epicentrumot. A leírásban szereplő települések elhelyezkedése alapján **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

207.

1978. 09. 26. $I_0=5^\circ$

A makroszeizmikus jelentések [Zsíros 1983], illetve a mikroszeizmikus jelentések [Gellén é.n.] átnézése után sem lehetett ellentmondásmentesen kijelölni a rengés keletkezésének helyét. Az epicentrumot Délegyháza és Bugyi közé tettem a rengést azonos erősséggel érzékelt települések elhelyezkedése alapján, és mivel Zsíros [2000] katalógusában azonos epicentrummal szerepel „B” kategóriájú rengés, ezért **buffer = 10 km-t** alkalmaztam.

208.

1980. 02. 24. $I_0=5^\circ$

Ezt a rengést **kihagytam** az adatbázisból, mert feltételezhetően indukált földrengés-tevékenységről volt szó.

213.1985. 08. 15. $I_0=6,5^\circ$

A berhidai rengés utóregéseinek helyét az MTA GGKI Szeizmológiai Observatórium munkatársainak sikerült bemérniük. Ezek helye a Séd medre mentén a Küngösi tábla szélén volt [Szeidovitz 2000a], ezért feltételeztem, hogy a főregés is ott keletkezett. A hivatkozott cikkben található eredmények alapján a helymeghatározást pontosnak ítélem, és ezért **buffer = 3 km**-t alkalmaztam.

II.4.2 1986 és 1994 közötti rengések

I. típusú: Makroszeizmikus földregés-epicentrum térképet az 1986 és 1994 közötti időszakra vonatkozóan a következőképpen bővítettem. Zsíros [2000] katalógusából öt új epicentrumot választottam ki (lásd B. Függelék). Ezen öt rengés epicentrumai korábban az adatrendszerben addig szereplő fészkektől legalább 2 km távolságra helyezkedtek el.

II.4.3 A Magyarországi Földrendések Évkönyveiben található makroszeizmikus epicentrumok pontosítása

1995-től kezdődően 10 db új, rövidperiódusú szeizmogáffal felszerelt állomásból álló Paksi Mikroszeizmikus Megfigyelőhálózattal (PMMH) bővült a hazai szeizmológiai állomáshálózat. Az új hálózat létrejöttének eredményeképpen az ország középső területén korábban soha nem látott pontossággal lehetett a kis magnitúdójú — Paks és Budapest szűk környezetében az egészen kicsi 1.0-es magnitúdójúakat is — rengések helyét meghatározni. Az új hálózat segítségével az egész ország területére vonatkozóan is javult a kipattanási helyek meghatározásának pontossága. (A későbbiekben szó lesz arról, hogy vannak azonban olyan események, legfőképpen a hazai hálózat peremterületein, amikor a műszeres regisztrátumok alapján automatikusan számított helymeghatározás némi korrekcióra szorul.)

A Magyarországi Földrendések Évkönyvei [Tóth et al. 1996 – 2004] (továbbiakban MFÉ) tartalmazzák a műszeres regisztrálás eredményeit, az azokból számított fészekparamétereket — az így megadott hipocentrumok felszíni vetületeit a továbbiakban mikroszeizmikus epicentrumoknak nevezem —, és a lakosság által is érzékelt rengéseknél a makroszeizmikusan meghatározott epicentrumokat is.

A *Kinematikai és Földregés Epicentrumok térképén* szereplő epicentrumok megállapítása az esetek többségében makroszeizmikus módszerrel történt. Mivel az epicentrum adatbázis létrehozásakor törekedtem arra, hogy az adatrendszer egységes legyen, ezért a MFÉ-ekben szereplő epicentrumok közül is a makroszeizmikusan is érzékelt rengéseket válogattam ki, és illesztettem be az I. típusú epicentrum-térképbe. Mivel csak azokat a rengéseket vettem figyelembe, amelyeket a lakosság is érzékelt, ezért 2.5, 3 EMS epicentrális intenzitási foknál kisebb rengéseket nem tartalmaz az I. típusú epicentrum-térkép. (A II. típusú: *Mikroszeizmikus földregés-epicentrum térkép* tartalmazza a MFÉ-ben szereplő epicentrumok közül az általam megadott hibahatár alapján kiválogatott, mikroszeizmikusan érzékelt rengéseket.)

A MFÉ-ben szerepelnek — ahol erre lehetőség volt — műszeres regisztrátumokból meghatározott fészekparaméterek mellett a makroszeizmikusan meghatározott epicentrumok is. Több esetben előfordult, hogy a műszeresen meghatározott fészek felszíni vetülete nem egyezett meg a makroszeizmikus epicentrum-hellyel. Az azonos eseményhez kötődő makro- és mikroszeizmikus epicentrumok összehasonlításával kapcsolatos megállapításokat, a közöttük tapasztalható távolságbeli eltérések esetleges magyarázatait a következő bekezdésekben foglalom össze.

A különböző állomások P és S hullámbeérkezési idejéből számított fészekparaméter-meghatározások túlságosan általános kéregsebesség-modellt alkalmaztak az ország teljes területére, amely nem veszi figyelembe a Pannon-medence üledékeinek ettől a modelltől való jelentős mértékű eltérését. Különös tekintettel jönnek itt szóba azokon az állomásokon tapasztalt hullámbeérkezési értékek, amelyek alatt vastag üledékréteg található. Az üledékkel töltött, kisebb V_p sebességgel jellemzett néhány km mély medencék felett lévő szeizmológiai állomások esetén szükséges lenne a beérkezési idők korrekciójának alkalmazása. Ezekben az esetekben a rengések lokalizálására felhasznált általános felső kéregmodell (0-20 km mélységig $V_p = 5.6$ km/s) már nem

megfelelő, hiszen a földrendéshullámok által harántolt rétegek a laza medencében nem ekkora sebességgel, hanem megközelítőleg 3.4 km/s-os — sőt akár ennél kisebb — átlag sebességgel haladnak [Mészáros & Zilahy-Sebess 1998, 1999, 2001]. Különösen a közeli, kis fészekmélységű földrendések esetén a rugalmas hullámok terjedési sebessége akár az egész hullámút során nem haladja meg a 3-4 km/s értéket. Egy 10 km-es hullámúton a valós és a modellbeli P_g hullámnak az időkülönbsége ($10/5.6 = 1.79$ s; $10/3.4 = 2.86$ s) akár 1.1 s is lehet, ami 5-6 km-es hibát okozhat a rengés lokalizálásában. Ismerni kellene tehát minden mély, üledékes medence esetén a sebességviszonyokat.

A makroszeizmikus és mikroszeizmikus epicentrum-meghatározás különbsége adódhat abból is, hogy a rengést csak egy irányban elhelyezkedő — nagy *seismic gap* — távoli állomások érzékelték esetleg csak pontatlanul megállapítható beérkezési időpontokkal. Erre mutat példát a 2003. évi északkelet-magyarországi rengések, melyek esetében a rengéseket nem regisztrálták közeli állomások. Ezeknek a rengéseknek a helymeghatározásánál minden esetben több, mint 15 km távolságra estek a mikroszeizmikus és a makroszeizmikus epicentrumok egymástól, annak ellenére, hogy a mikroszeizmikus meghatározások hibái nem voltak nagyok.

A csorvási 1997-es rengésnél, ahol feltételeztem, hogy a rengéshullám hosszabb utat tesz meg laza üledékben, közelítőleg kiszámítottam a P és S direkt hullámok esetén az üledékes réteg fizikai tulajdonságaiból adódó, átlagos sebességmodellhez képesti útidő különbséget. A számítás során feltételeztem, hogy a direkt hullámok a hullámutakat a hipocentrumtól az állomásig egyenes vonalban teszik meg. Ilyen módon egyszerűsítettem a hullámterjedést. Azonban ismert, hogy a hullámok a kéregben felfelé haladva a keményebb kőzetből a lazább kőzetbe jutnak, és a Snellius-Descartes törvényből következőleg a merőlegeshez törnek, azaz egyre rövidebb lesz a hullámútjuk, minél feljebb kerülnek a felszínhez a lazább kőzetekben [Márton 1995]. Ezt a hullámút-csökkenést a hullámút-idő számítások során elhanyagoltam, a legrövidebb úttal és átlagsebességekkel számoltam.

A MFÉ-eiben előfordult, hogy két, vagy több, a szerzők által egymástól különböző helyekre kiszámított rengésről feltételezhető volt, hogy közel azonos helyen pattantak ki, esetleg azonos fészekben. Ilyen esetekben a következő adatok segítettek ezen feltételezés alátámasztására:

- a legközelebbi jó, impulzusszerű beérkezéseket figyelembe vevő állomáson, vagy állomásokon az $iS_g - iP_g$ időkülönbség azonossága a különböző rengéseknél;
- különböző, közeli állomásokon a jó, impulzusszerű azonos hullámhoz tartozó beérkezések időkülönbsége megegyezik: $iP_{g_x} - iP_{g_y}$ (x és y a különböző állomáshelyekre utaló index)
- a szeizmogramok azonos lefutása;
- gyanúsak azok a rengésrajok, amelyek közel egy időben keletkeztek. Ezekben az esetekben egy fészek folyamatos aktivitásáról beszélhetünk. Érdemes azonban figyelemmel lenni az 1-2 éves eltéréssel, hasonló helyen kialakult rengésekre is, mert elképzelhető ezeknél is, hogy ugyanazon fészekben keletkeztek.

Előfordult néhány esetben — 45., 45/a., 114., 117., 154. —, hogy a MFÉ-ei alapján kiválogatott epicentrumok 1-1.5 km távolságra helyezkedtek el a *Kinematikai és Földrendés-epicentrumok térképén* ábrázolt rengések epicentrumától. Az I. típusú térkép létrehozásakor figyelembe vett munkamódszerem az volt, hogy az egymáshoz közeli rengésekhez egy fészket rendeltem, ezért az előzőekben megfogalmazott esetekben általában — mivel úgy gondolom napjaink epicentrum-meghatározása pontosabb, mint a történelmi rengéseké — a MFÉ-ei alapján megadott epicentrumot fogadtam el a földrendésfészkek felszíni vetületének.

A következőkben éves bontásban ismertetem a MFÉ-eiből a makroszeizmikus epicentrum-térképbe illesztett földrendés-események listáját, az esetleges epicentrum-meghatározással kapcsolatos megállapításaimat, illetve néhány rengés esetén a mikroszeizmikus helymeghatározás pontosságát, melyet a HYPOINVERSE-2000 [Klein 2002] programmal végeztem. Az utóbbival kapcsolatosan szövegem le, hogy doktori munkámnak nem volt célja a hazai rengések hipocentrum-számításainak újraértékelése, az ezzel kapcsolatosan bemutatott vizsgálatok példaszintűek és csak néhány rengésre terjedtek ki.

A következő felsorolásban szereplő magyarázatok megértéséhez érdemes itt megemlíteni, hogy a MFÉ-eiben szereplő helymeghatározásoknál az S hullámbeérkezéseket is felhasználják, és

alkalmazzák a 100 és 350 km közötti, távolsággal lineárisan csökkenő súlyozást is [Mónus személyes közlése alapján].

Ha a bufferzóna szélességét külön a leírásban nem említettem, akkor azoknál a rengéseknél, ahol a műszeres helymeghatározást fogadtam el ott $2 \times \text{erh}$ értéket használtam bufferzónaként, ahol pedig a makroszeizmikus helymeghatározást pontosabbnak ítéltam, mint a mikroszeizmikusot ott 5 km bufferzónát rendeltem az adott epicentrumhoz.

1995.

01.23 Berhida

A mikro- és makroszeizmikus meghatározás eredménye nem esik egybe: a mikroszeizmikus helymeghatározás Balinkára teszi az epicentrumot, a makroszeizmikus értékelés megállapításából eredő — Berhida, Balatonkenese, Balatonfüzfő, Vilonya, Papkeszi és Küngös települések által határolt — epicentrális terület megegyezik az 1985-ös 'berhidai' rengésével. A két epicentrum között közel 25 km távolság van. Ugyan a mikroszeizmikus helymeghatározás hibái az általam megadott hibahatáron belüliek, ezért el kellene fogadnom a MFÉ-ben megadott mikroszeizmikus epicentrumot, de a makro- és mikroszeizmikus helymeghatározás közötti különbség nagysága miatt ezt nem teszem. (A MFÉ-ben és Zsíros [2000] katalógusában is a helység oszlopban Berhida szerepel, de Balinka koordinátáit adják meg a koordinátaoszlopban.)

A rengést kevés és távoli állomás regisztrálta, mivel a keletkezéskor még nem volt kész állapotban a PMMH, ezért a meghatározáshoz SOP és PSZ kivételével külföldi állomások szolgáltak. Úgy gondolom, hogy emiatt lehet pontatlan a helymeghatározás.

A terület (Berhida környezete) az 1985-ös rengés óta folyamatosan aktív: Zsíros [2000] katalógusában 1986-os és 1989-es években több rengést, 1993-ban pedig egyet éreztek Berhida szűk környezetében, ebből következően nem meglepő egy újabb rengés keletkezése a területen.

Mivel mind Berhidára, mind Balinkára az epicentrum-adatbázis már tartalmaz eseményt, ezért ezt a rengést **kihagytam**.

Szabadszállási rengések (1995.02.05-ei, 1995.06.09-ei és az 1996.03.28-ai rengés)

A főrengés kipattanásakor (1995.02.05.) a paksi hálózatot még nem építették ki teljes mértékben. A rengés epicentrumát Szabadszállástól 11 km-re északra határozták meg néhány hazai állomás és néhány távoli külföldi állomás regisztrátumaiból. Az akkor meglévő, az epicentrumtól távolabb elhelyezkedő (legközelebbi állomás BUD, 58 km-re) állomások alapján számították ki a rengés kipattanási helyét. Véleményem szerint ezt a főrengést két utórengés követte 1995.06.09-én és 1996.03.28-án. Az ekkorra már kiépült új mikroszeizmikus állomáshálózat (PMMH) beérkezési idői alapján a rengések helyét egymástól 1.5 km-re határozták meg. Ez a két rengés egy helyen keletkezhetett, mely feltételezést a P-S hullámsebesség-különbségek azonossága támaszt alá. Valószínűleg a főrengés is itt keletkezett Szabadszállástól 5.5 km-re ÉK-re (Kunadacs és Szabadszállás között). A 1995.02.05-én keletkezett rengéskor tapasztalt makroszeizmikus megfigyelések alátámasztották a két utórengés műszeres megfigyelések alapján meghatározott epicentrum helyét: a legnagyobb intenzitásokat Kunadacson, Szabadszálláson, Izsákon és Soltszentimrén tapasztalták.

A makroszeizmikus epicentrum-adatbázisba az 1996-os rengésre megállapított epicentrumot fogadtam el, mint legmegbízhatóbban meghatározott epicentrumot (itt a legkisebbek az egyes beérkezési időkre alkalmazott reziduálok).

09.12 Várpalota

A makro és mikroszeizmikus meghatározás egybevágó eredményt ad. A mikroszeizmikus helymeghatározás minden hibaértéke hibahatáron belüli.

(1927.03.04-én volt a legjelentősebb földrengés Várpalotán, az akkori rengés meghatározott epicentruma mindössze 3 km-rel tér el az 1995-ös rengés mikroszeizmikus értékelés által meghatározott helyétől.)

A makroszeizmikus epicentrum-adatbázisba beillesztettem ezen rengés mikroszeizmikus helymeghatározásának eredményét.

09.18 Börzsöny hegység

A makroszeizmikus földrendés kérdőívek értékelése alapján az epicentrum helyét nem lehetett néhány km pontosan kijelölni. A mikroszeizmikus helymeghatározás hibái az általam megadott hibahatáron belüliek. A mikroszeizmikus értékeléskor a közeli állomásoknál is nagy beérkezési idő reziduál lépett fel az Sg hullámbeérkezéseknél, ami valószínűleg az S hullámbeérkezések kiolvasásában mutatkozó nehézségeknek tudható be. (A 47 km-re lévő BUD állomáson 1.87 s, és a 66 km-re lévő VYH-n is 1.2 s reziduál jelentkezett az Sg hullámbeérkezéseknél.)

A makroszeizmikus epicentrum-adatbázisba a mikroszeizmikus helymeghatározás eredményét illesztettem be.

1996.

09.29 Füzessgyarmat

A mikroszeizmikus helymeghatározás hibái az összes 1996-ban kipattant füzessgyarmati rengésnél nagyok voltak, ebből következőleg bizonytalanak ítélem meg a műszeres helymeghatározás eredményét. A mikroszeizmikus helymeghatározásoknál az S hullámokat is figyelembe vették [Mónus személyes közlése]. Ismert, hogy az S hullámok beérkezéseinek pontos meghatározása nehezebb, mint a P hullámoké, és ezért nagyobb bizonytalansággal terheli a helymeghatározást ezek figyelembevételével, mintha csak a P hullámokat használták volna.

Feltételezhetően közel egy fészekből pattantak ki a rengések. A feltételezést arra alapozom, hogy a közeli GYL állomáson P és S hullámok beérkezési időkülönbségei mindegyik rengésnél közel azonos értéket mutatnak. A regisztrált rengések relatív helyzetének vizsgálatára doktori munkámban még nem volt mód, de a későbbiekben tervezem, hogy az 1996-os füzessgyarmati rengések egymáshoz képesti elhelyezkedését részletesen tanulmányozom speciálisan az ilyen vizsgálatokra kifejlesztett hypoDD programmal [Waldhauser 2001].

A makroszeizmikus eredményekből — a rengést sehol máshol nem érzékelték csak Füzessgyarmaton — feltételezhető, hogy az igen sekély mélységben Füzessgyarmat környezetében lehetett.

A rengések valószínűleg indukáltak lehetnek. Ismert, hogy a közelben több millió m³ kőolajat bányásztak ki. Érdekes megfigyelés az is, hogy amikor a helyi lakosok által is érzett rengés keletkezett akkor a Szeizmológiai Főosztály munkatársai a műszerekkel kivonultak a helyszínre, hogy a rengések pontos helyét bemérjék. A helyszínre érkezést követően a rengések megszűntek. Mivel több jel mutat arra, hogy a füzessgyarmati rengések indukáltak lehetnek, ezért az adatbázisból (mind a makro, mind a mikroszeizmikus epicentrum-térképből) ezeket kihagytam.

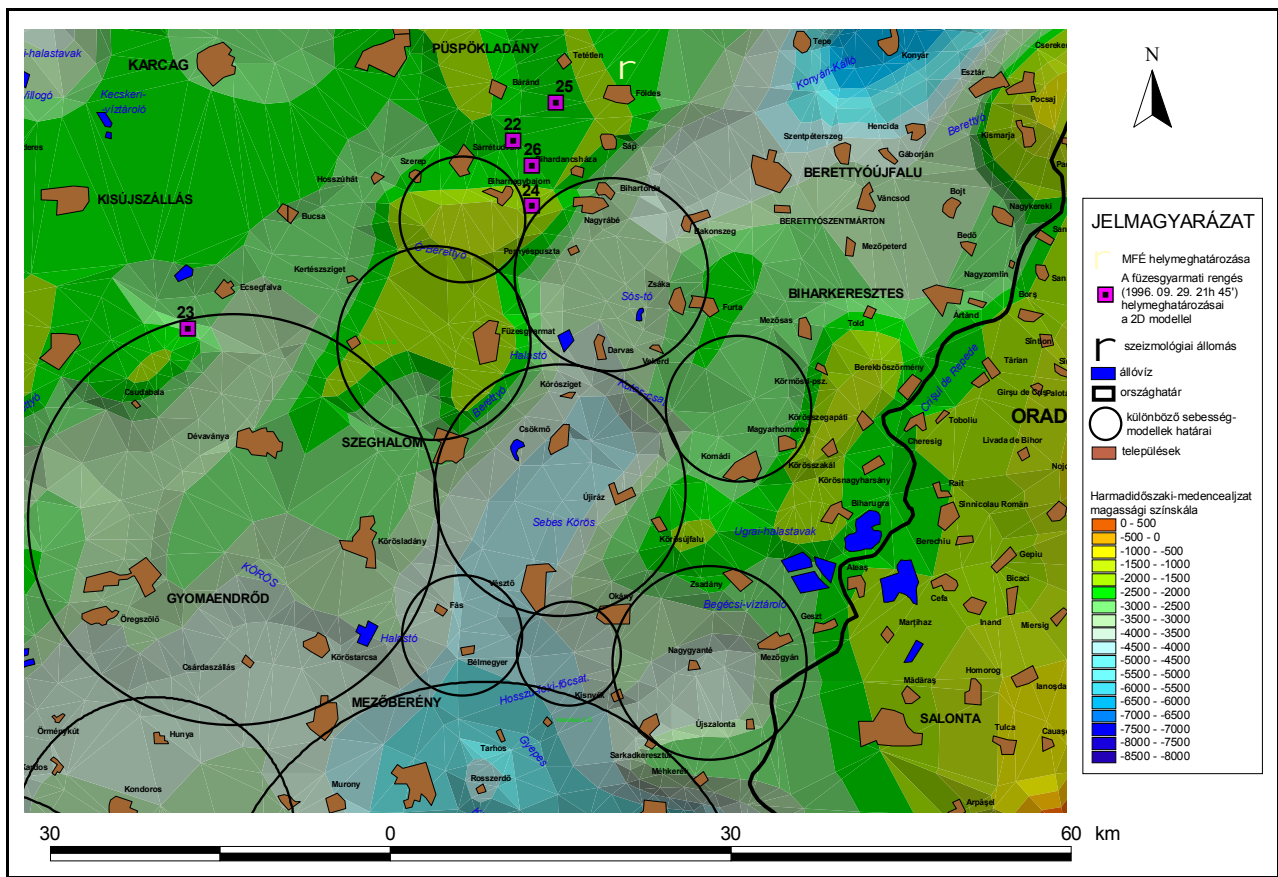
Mivel a makroszeizmikus és a mikroszeizmikus helymeghatározásokban 15-25 km-es különbségek mutatkoznak, ezért érdemesnek tartottam a mikroszeizmikus helymeghatározást elvégezni más program, és más alapkőzet-modell felhasználásával is. A MFÉ-ben a hipocentrum-meghatározásokat a HYPO71PC programmal végezték [Tóth et al. 1996-2004], amely program laterálisan homogén kéregsebesség-modell alkalmazásával dolgozik. A füzessgyarmati rengések mikroszeizmikus helymeghatározásainak pontosításához nemcsak a mélységgel, hanem a hely függvényében is változó sebességű (2D) modellszámításokat végeztem a HYPOINVERSE-2000 [Klein 2002] program felhasználásával.

Az üledéksebességet is figyelembe vevő modellek geometriája látható a II.3. ábrán. A sebességmodellek felső 2000 m-ében az 1507, 1501 és az 1804-es számú fúrásokban [Szabó & Páncsics 1994] mért intervallum-sebességértékekből számított átlagsebességeket használtam fel. A modellek 3000 és 4000 m közötti sebességének megállapításához Szabó & Páncsics [1994] „Medenceüledékek karotázis mérésekből származó sűrűség és sebességadatai a Pannon-medencében” című táblázatának adott mélységekre vonatkozó értékeiből számított átlagsebességet használtam. 4000 és 6000 m között pedig ugyanezen táblázatból készített regressziós egyenesből számított 4000 és 6000 m közé eső sebességek átlagértékeit alkalmaztam. A GYL állomás alatt található kéregmodell mélység-Vp adatait mutatja be a II.1. táblázat.

II.1. táblázat. A GYL állomás alatt található kéregmodell mélység-Vp adatai.

mélység [m]	Vp [km/s]
0 – 1 000	2.0
1 000 – 2 000	3.0
2 000 – 3 000	3.8
3 000 – 4 000	4.9
4 000 – 5 000	5.1
5 000 – 6 000	5.3
6 000 – 20 000	5.6
20 000 – 31 000	6.57
31 000 –	8.02

A II.3. ábrán látható körlap geometriával jellemzett, az alapköztől eltérő sebességű modellek sebesség-mélység függvényei a II.1. táblázatban közölt modell adataival azonosak egészen addig a mélységig, amennyi az adott körlap közepén található harmadidőszaki-medencealjzat mélysége, utána 6000 m-ig 5.3 km/s, majd az alkalmazott kéregsebesség-modell azonos a MFÉ-ben alkalmazott modell értékeivel [Mónus 1995]. A számítások során mindegyik az alapköztől eltérő, körlap geometriával jellemzett sebességmodell köré 5, 3, vagy 1 km szélességű átmeneti bufferzónát képeztem, amely átmeneti bufferzónában a program a két, helyileg szomszédos modell illetve az általános alapközet-modell sebességértékeinek átlagával számol.



II.3. ábra. A fűzesgyarmati 1996. 09. 29. 21h 45’-kor keletkezett rengés helymeghatározásai.

HYPOINVERSE-2000 programmal három rengés (1996. 09. 29. 21h 45’; 1996. 09. 30. 03h 40’; 2000. 03. 02. 06h 15’) mikroszeizmikus helymeghatározását újra elvégeztem, különböző számítási paraméterek alkalmazásával. Az 1996. 09. 29. 21h 45’-kor keletkezett rengés legpontosabb helymeghatározási eredményei a II.3. ábrán láthatóak, a számítások számszerű epicentrum-eredményeit és hibáit a II.2. táblázat tartalmazza, az egyes futtatások paraméter-beállításait pedig a táblázat alatti bekezdésben közlöm.

II.2. táblázat. A HYPOINVERSE-2000-rel végzett programfuttatások eredményei a füzesgyarmati 1996. 09. 29. 21h 45'-kor keletkezett rengésre vonatkozóan.

Sor-szám	ϕ [° ']	λ [° ']	mélység [km]	RMS	ERH [km]	ERZ [km]
22.	47 15	21 15	0.59	0.74	5.10	1.7
23.	47 07	20 53	0.02	3.40	9.40	3.8
24.	47 12	21 16	11.30	0.32	8.89	7.6
25.	47 16	21 18	2.30	0.74	4.60	4.5
26.	47 14	21 16	2.03	0.66	4.60	5.0
MFÉ	47 18	21 23	2.00	1.86	15.0	12.3

Összehasonlításképpen a táblázat legalsó sorában szerepeltetem a MFÉ helymeghatározásának paramétereit is.

- 22.: A beérkezési adatokat úgy súlyoztam, hogy az emergent beérkezések 0.5 súllyal szerepeltek.
 23.: A beérkezési adatokat a távolság szerint súlyoztam 80 km-től 200 km-ig található állomásokra vonatkozóan a távolság növekedésével Gauss görbe szerint csökkenő súlyokkal.
 24.: A beérkezési adatokat úgy súlyoztam, hogy az emergent beérkezések 0.5 súllyal szerepeltek, és a távolság szerinti súlyozást is alkalmaztam, amelyet a 80 km-től 200 km-ig található állomásokra vonatkozóan állítottam be a távolság növekedésével Gauss görbe szerint csökkenő súlyokkal.
 25.: A beérkezési adatokat úgy súlyoztam, hogy az emergent beérkezések 0.5 súllyal szerepeltek, és távolság szerinti súlyozást is alkalmaztam, amelyet a 100 km-től 350 km-ig található állomásokra vonatkozóan állítottam be (a távolság növekedésével Gauss görbe szerint csökkenő súlyokkal), továbbá a nagy reziduálú ($1 < rez$) beérkezéseket csak 0.2 súllyal vettem figyelembe.
 26.: A számítás beállítási paramétereit azonosak az előzőével kivéve, hogy a GYL emergent S hullámbeérkezése is teljes súllyal (1) szerepel.

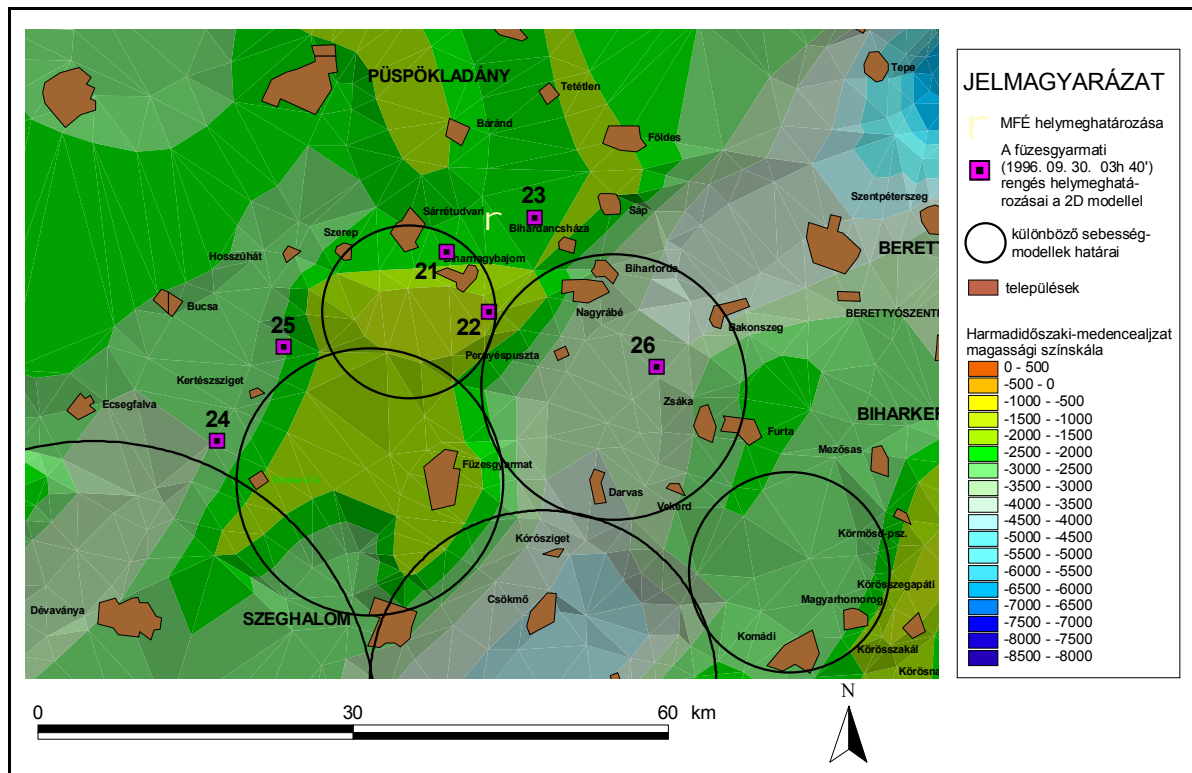
II.2. táblázat adatai alapján megállapítható, hogy a HYPOINVERSE-2000 programmal végzett futtatások hibái (RMS, ERH, ERZ) a MFÉ-ben szereplőkhöz képest javultak (kivéve a 23. futtatás eredményét). A MFÉ meghatározásaihoz képest a HYPOINVERSE-zel meghatározott epicentrumok a makroszeizmikus megfigyelésekhez közeledtek 7-14 km-t, azaz a makro- és mikroszeizmikus helymeghatározás közötti korábbi 26 km-es különbség 10-17 km-re csökkent.

Az 1996. 09. 30. 03h 40'-kor keletkezett rengés HYPOINVERSE-2000 programmal végzett pontosabb helymeghatározási eredményei a II.4. ábrán láthatóak, a számítások hibáit és a kiszámított epicentrumok koordinátáit pedig a II.3. táblázat tartalmazza.

II.3. táblázat. A HYPOINVERSE-2000-rel végzett programfuttatások eredményei a füzesgyarmati 1996. 09. 30. 03h 40'-kor keletkezett rengésre vonatkozóan.

Sor-szám	ϕ [° ']	λ [° ']	mélység [km]	RMS	ERH [km]	ERZ [km]
21.	47 13	21 13	1.09	0.83	5.80	2.3
22.	47 11	21 15	14.10	0.53	27.6	23.3
23.	47 14	21 17	7.86	0.41	24.3	20.3
24.	47 08	21 01	10.59	0.07	1.3	1.3
25.	47 10	21 05	4.23	0.41	4.80	5.0
26.	47 09	21 23	22.90	0.11	9.2	10.8
MFÉ	47 14	21 15	5.20	0.84	7.10	6.2

Összehasonlításképpen a táblázat alsó sorában szerepeltetem a MFÉ helymeghatározásának paramétereit is.



II.4. ábra. A füzesgyarmati 1996. 09. 30. 03h 40’-kor keletkezett rengés helymeghatározásai.

Az egyes futtatások paraméter-beállításai a sorszámok szerint a következők voltak:

- 21.: A beérkezési adatok súlyozása nélküli számítás.
- 22.: A beérkezési adatokra a távolság szerinti súlyozást alkalmaztam, amelyet a 80 km-től 200 km-ig található állomásokra vonatkozóan állítottam be a távolság növekedésével Gauss görbe szerint csökkenő súlyokkal.
- 23.: A beérkezési adatokat úgy súlyoztam, hogy az *emergent* beérkezések 0.5 súllyal szerepeltek, és a távolság szerinti súlyozást is alkalmaztam, amelyet a 80 km-től 200 km-ig található állomásokra vonatkozóan állítottam be a távolság növekedésével Gauss görbe szerint csökkenő súlyokkal.
- 24.: A helymeghatározásnál az S hullámbeérkezéseket nem vettem figyelembe.
- 25.: A beérkezési adatokat úgy súlyoztam, hogy a GYL állomás kivételével a S hullám-beérkezések 0.5 súllyal szerepeltek, és távolság szerinti súlyozást is alkalmaztam, amelyet a 80 km-től 200 km-ig található állomásokra vonatkozóan állítottam be a távolság növekedésével Gauss görbe szerint csökkenő súlyokkal.
- 26.: A beérkezési adatokra a távolság szerinti súlyozást alkalmaztam, amelyet a 80 km-től 200 km-ig található állomásokra vonatkozóan állítottam be a távolság növekedésével Gauss görbe szerint csökkenő súlyokkal, és a nagy reziduálokot adó beérkezéseket 0.7 súllyal vettem figyelembe.

II.3. táblázat adatai alapján megállapítható, hogy a HYPOINVERSE-2000 programmal végzett futtatások hibái (RMS, ERH, ERZ) a MFÉ-ben szereplőkhöz képest a 21., 24., 25. és a 26. számításoknál javultak, míg a 22. és 23. futtatásoknál a horizontális és mélységi hibaértékek jóval rosszabbak lettek. A 21., 24., 25. és a 26. számítások eredményei 13-14 km-re találhatóak Füzesgyarmattól, 2-4 km-rel közelebb, mint a MFÉ-ben található helymeghatározás eredménye. Azaz az elvégzett számítások alapján megállapítható, hogy a helymeghatározás eredményei közeledtek Füzesgyarmathoz. Mivel Füzesgyarmattól ÉNy-ÉK-ré nincsenek 10 km távolságon belül települések, ezért egy nem közvetlenül Füzesgyarmat epicentrummal, hanem attól északabbra kipattant rengést is elképzelhető, hogy csak Füzesgyarmaton érzékelték. Ebben az esetben a makroszeizmikus és a mikroszeizmikus helymeghatározásban még kevesebb ellentmondás lenne.

Talán érdemes itt megemlíteni azt, hogy 2000.03.02-án is keletkezett egy rengés Füzesgyarmat térségében, melynek helyét a makroszeizmikus adatok alapján Füzesgyarmat és

Biharnagybajom közé lehetne megállapítani, amely eredmény jó egyezést mutat az 1996-os fűzesgyarmati rengések HYPOINVERSE-zel meghatározott helyével.

10.21 Dunaharaszti

A makroszeizmikus kérdőívek alapján a rengés intenzitása Dunaharasztiiban volt a legnagyobb, a műszeres meghatározás az epicentrumot mégis Csepelhez közelebb helyezte. A mikroszeizmikus helymeghatározás hibái hibahatáron belüliek. A P hullám esetén a BUD állomás szeizmogramjának a kiolvasása a legpontosabb (*impulsive*). A BUD állomás alapkőzetben van, ezért az S és P hullámok menetidő-különbsége (2.5 s) kb. 22 km hullámútnak felel meg [Mónus 1995]. Figyelembe véve a MFÉ mélység-meghatározását (12,3 km) kb. 18 km-re van az epicentrum BUD-tól, ami Dunaharaszti, Alsónémedi és Taksony háromszögébe teszi a fészket. A fészket-meghatározás így egybeesik a makroszeizmikus adatokkal.

A többi állomást nem vettem figyelembe mivel PKS7 2000 m üledéken helyezkedik el, az üledékben a hullámok sebessége nagymértékben eltér az átlagsebesség értékektől, illetve a P hullám beérkezése pontatlanabb (*emergent*). PKS8 50 km-nél távolabb helyezkedik el a fészektől — a harmadidőszaki medencealjzat is 850 m mélyen van —, és a beérkezési szintén *emergent*-ek, továbbá 1 s-nál nagyobb reziduál jelentkezett a helymeghatározáskor.

Mindezekből következően a makroszeizmikus helymeghatározás eredményét fogadom el, és Dunaharaszti, Alsónémedi és Taksony háromszögébe állapítottam meg az epicentrumot. A települések elhelyezkedése alapján, ahol a rengést érezték **buffer = 5 km**-t alkalmaztam.

1997.

03.03 Magyarpolány

A mikroszeizmikus feldolgozás a rengés epicentrumát Farkasgyepű és Bakonyjákó közelébe határozta meg. Azonban a rengést ezeken a településeken nem érezték. A rengést kizárólag Magyarpolányban érezték, aminek ellentmondani látszik a műszeresen megállapított 24.7 km-es fészkmélység, hiszen a makroszeizmika alapján a rengés valószínűleg sekélyfészkes lehetett. Hegységről lévén szó elképzelhető, hogy egy barlangbeli üreg beszakadása okozhatta a földmozgást. Ezt támasztja alá az is, hogy egy patak időlegesen vízmentessé vált a rengést követően. Mindezek alapján a rengés fészket oda jelöltem ki, ahol azt érezték: Magyarpolány közelébe. **Bufferzónaként az elemzésekhez 5 km**-t adtam meg.

06.17 Csorvás

Ezen a napon két különböző rengést regisztráltak, amelyeknél a mikroszeizmikus meghatározás leírásában a rengés helyeként Csorvás település szerepelt epicentrumként. A rengések közül az elsőt a lakosság is érezte. A makroszeizmikus jelentések szerint három szomszédos településen (Csorvás, Gerendás és Orosháza) lehetett érzékelni a rengést, illetve létezik néhány az előzőeknek ellentmondó adat, mely szerint Békésen is voltak, akik érezték. A makroszeizmika alapján feltételezhető, hogy a rengés Csorvás, Gerendás és Orosháza háromszögében pattanhatott ki, Csorváshoz és Gerendáshoz közelebb (II.5. ábra). Ezt támasztja alá az itt következő egyszerű, 'manuális' számítás is, amivel a laza üledéken elhelyezkedő Csorváshoz legközelebbi állomás (GYL, mindössze 25-35 km távolságra a feltételezett epicentrumtól) szeizmogramjainak S és P hullámbeérkezési időkülönbségeiből becsültem meg a GYL-i állomás és a hipocentrum távolságát.

Egyszerű, 'manuális' számítás a hipocentrum és a GYL állomás távolságára vonatkozóan

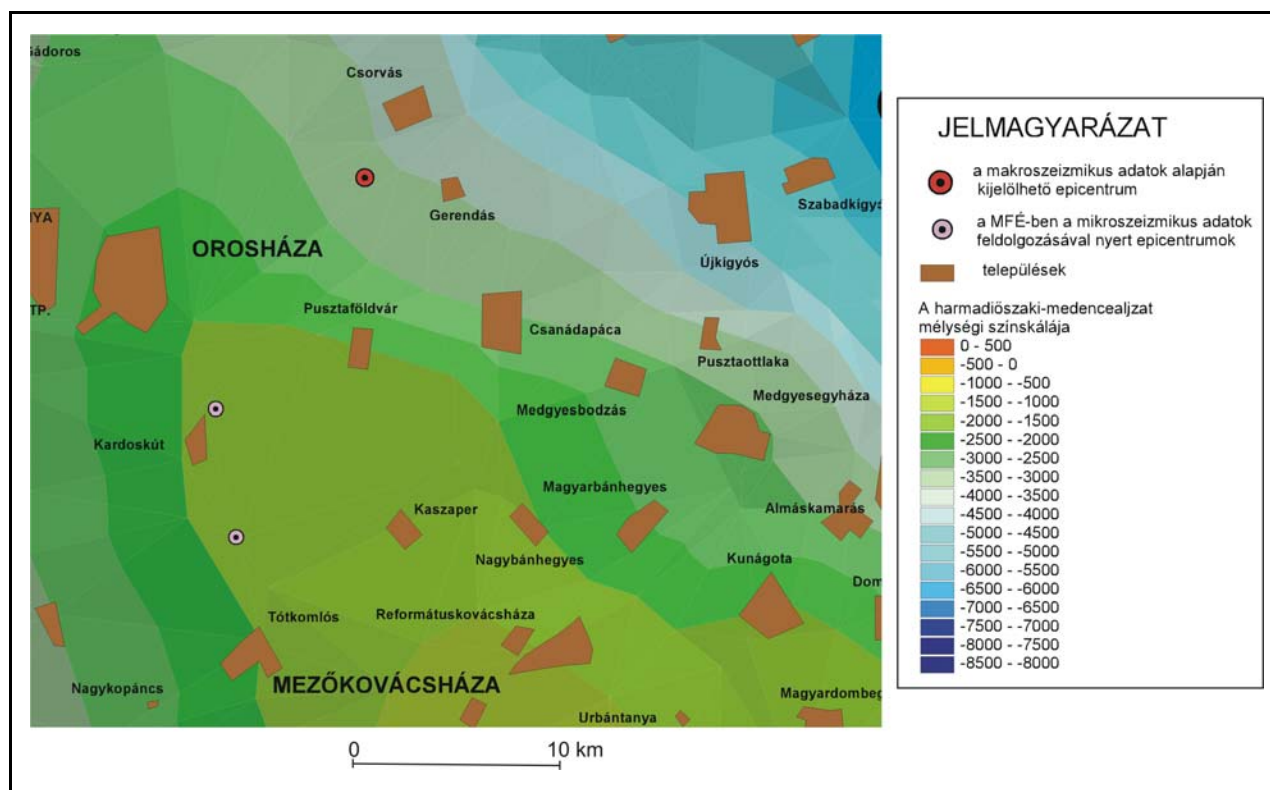
A csorvási földrengéshez legközelebb található állomás (GYL) vastag, laza üledéken helyezkedik el: a medencealjzat 6500 m mélyen van (II.5. ábra). Ebben az üledékben a PGT-4 [Posgay et al. 1996] szelvényen mért sebességadatok alapján a P hullám átlagsebessége jelentősen eltér a modell által megadott 5.6 km/s-tól (0-20 km között), illetve a legfelső 1500 m-ben nem 1.78 a V_p/V_s arány, hanem ennél nagyobb [Mészáros & Zilahy-Sebess 1998, 1999, 2001]. Ezekkel az ismeretekkel a következőkben leírtaknak megfelelően korrigálva a hullám út-idő görbéket a rengés epicentruma a makroszeizmikus értékeléssel közel azonos helyre, Csorvás környékére kerül. Az egyszerű számításhoz a hullámutat a következő, II.4. táblázatban közölt sebességértékekkel jellemzem.

II.4. táblázat. Csorvás és GYL állomás közötti hullámút hullámterjedési sebességértékei.

mélység [m]	Vp [km/s]	Vs [km/s]	Vp/Vs
.....0 – 1 500	2.55	1.21	2.1
1 500 – 8 000	4.22	2.37	1.78

Amennyiben a rengés Csorvás környékén keletkezett 8 km mélységben, akkor a hullámút kb. 28-30 km lesz Csorvástól számítva GYL állomásig (Csorvás távolsága 27 km GYL-től). Mivel direkt hullámokról van szó, ezért a legfelső 1500 m-ig (8000–1500 m) 4.22 km/s-os átlagos P hullámsebességet vettem figyelembe [Szabó & Páncsics 1994], és az 1.78-a Vp/Vs aránynak megfelelően [Mónus 1995] 2.37 km/s átlagos S hullámsebességet feltételeztem. Így a P és S hullám beérkezési időkülönbségére az első 30-1.5 = 28.5 km-es hullámúton ($28.5/4.22 = 6.75$ s; $28.5/2.37 = 12.03$ s >>> 5.28 s) 5.28 s adódott. A következő 1500 m-en a P hullám sebessége a felső, felszínhez közeli 1500 m-es rétegben végzett mérések alapján (PGT-4) 2.55 km/s. A Vp/Vs arányt nem 1.78-nak, hanem 2.1-nek feltételezve az ezen az 1500 m-es útszakaszon kialakult időkülönbség: $1.5/2.55 - 1.5/1.21 = 0.65$ s. Hozzáadva az előző 5.28 s-hoz ezt az értéket 5.93 s Pg-Sg időkülönbséget kapunk. Ez az érték jól megközelíti a GYL állomáson regisztrált 6.0–6.1 s-os P és S hullámkülönbséget.

A mikroszeizmikus helymeghatározás Csorvás, Gerendás és Orosháza háromszögtől 10 km-re, a háromszög Csorváshoz közelebbi részétől pedig kb. 17 km-re helyezi a lakosság által is érzékelt (makroszeizmikus) epicentrumot (a II.5. ábrán az Orosházától távolabbi mikroszeizmikus epicentrumról van szó). Mivel jelen esetben a MFÉ-ben megadott mikroszeizmikus helymeghatározás horizontális hibája 5.2 km-es (azaz jóval kisebb, mint amilyen távol az említett háromszögtől az epicentrum elhelyezkedik), ezért feltehető a kérdés, hogy a kétféle (makro- és mikro-) helymeghatározás különbsége valóban csak abból adódik-e, hogy a legjobban megrázott terület nem esik minden esetben a hipocentrum fölé (helyi laza üledék hatása miatt)? Vagy a mikroszeizmikus helymeghatározás valamilyen oknál fogva nem tükrözi, — vagy az alkalmazott modellparaméterek és az állomáshálózat geometriája miatt nem is tükrözheti — kellőképpen a hipocentrum valós helyét?



II.5. ábra. Az 1997-es csorvási rengések.

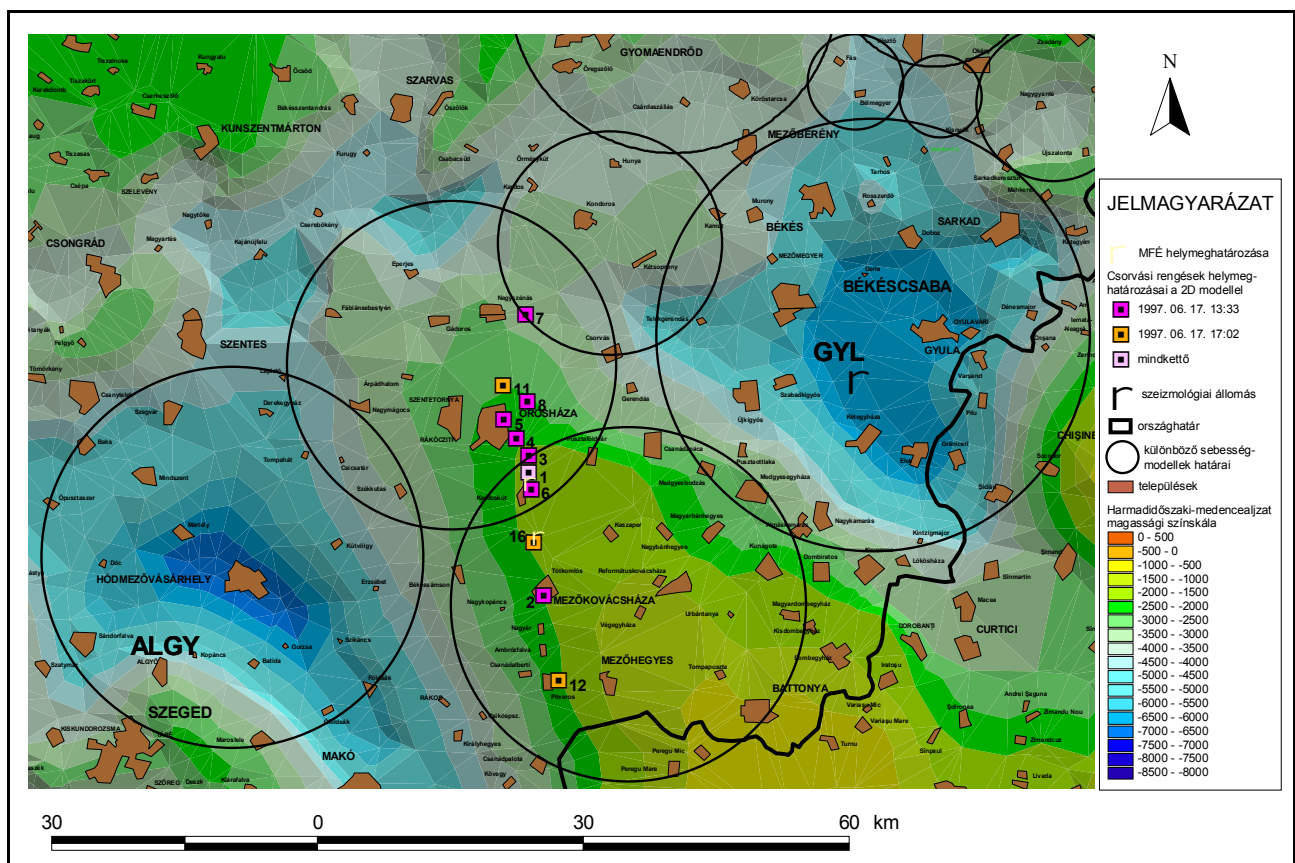
A mikroszeizmikus helymeghatározások hibáit az alábbi tényezőkkel tudom alátámasztani:

- GYL állomás vastag, laza üledéken (6500 m) helyezkedik el, gyakorlatilag a hullám végig az üledékben halad, sebessége eltér a modellszámításban alkalmazott átlagostól;

- nincsenek közeli állomások a GYL-en kívül, és a beérkezések kiolvasása is bizonytalan (*emergent*) a magas zajszint miatt az erősebb első rengésnél;
- az állomások mindegyike — GYL kivételével — Ny-i irányban, szűk térrészben helyezkedik el (nagy a *seismic gap*).

(A csorvási rengések mikroszeizmikus helymeghatározásai a II.4 fejezet bevezetőjében megadott hibahatárértékeken kívüliek, és emiatt nem kerültek be az itt leírt vizsgálatoknál alkalmazott mikroszeizmikus katalógusba sem.)

Az előzőekben kifejtett probléma részletes vizsgálatához nemcsak a mélységgel, hanem a hely függvényében is változó sebességű (2D) modellszámításokat végeztem a csorvási 1997. 06. 17-i rengések helymeghatározásának pontosítása céljából a HYPOINVERSE-2000 [Klein 2002] program felhasználásával. A II.6. ábrán látható körlap geometriával jellemzett területeken alkalmaztam az ottani üledékek tulajdonságait tükröző sebességmodelleket (részletesebb leírás található az alkalmazott sebességmodellről az 1996. 09. 29-es füzesgyarmati rengéseknél). A II.6. ábrán látható körlap geometriával jellemzett, az alapközettől eltérő sebességű modellek sebesség-mélység függvényei a II.1. táblázatban közölt modellel azonosak egészen addig a mélységig, ameddig a kör középehez tartozó harmadidőszaki-medencealjzat mélységértékét el nem ériük, utána 6000 m-ig 5.3 km/s, majd a kéregsebesség-modell azonos az MFÉ-ben alkalmazott modell [Mónus 1995] értékeivel. A számítások során mindegyik az alapközettől eltérő, körlap geometriával jellemzett sebességmodell köré 5-3 km szélesség közötti átmeneti bufferzónát képeztem, amely átmeneti bufferzónában a program a két, helyileg szomszédos modell sebességértékeinek átlagával számol. A programfuttatások eredményeit a II.6. ábrán és a II.5. táblázatban mutatom be.



II.6. ábra. Az 1997. 06. 17-i csorvási rengések helymeghatározásai 2D modell alkalmazásával.

II.5. táblázat. A HYPOINVERSE-2000-rel végzett programfuttatások eredményei a csorvási rengésekre vonatkozóan.

Sor-szám	esemény időpontja	ϕ [° ']	λ [° ']	mélység [km]	RMS	ERH [km]	ERZ [km]
1a.	13:33	46 31	20 43	8.66	0.40	2.70	1.1
1b.	17:03	46 31	20 43	10.22	0.00	6.40	2.3
2.	13:33	46 24	20 44	6.07	0.19	3.00	1.3
3.	13:33	46 32	20 43	8.39	0.10	5.70	0.9
4.	13:33	46 33	20 42	4.00	0.59	3.70	31.6
5.	13:33	46 34	20 41	1.00	0.74	3.90	31.6
6.	13:33	46 30	20 43	8.00	0.40	2.85	1.2
7.	13:33	46 40	20 43	4.86	0.13	2.30	1.0
8.	13:33	46 35	20 43	9.00	0.10	2.60	0.8
11a.	17:03	46 36	20 41	7.13	0.46	4.30	1.5
11b.	17:03	46 36	20 41	8.23	0.23	4.50	1.2
12.	17:03	46 19	20 45	0.03	0.57	8.40	27.1
16.	17:03	46 27	20 43	6.01	0.37	3.73	1.42
MFÉ	13:33	46 27	20 43	10.00	0.78	5.20	2.2
MFÉ	17:03	46 30	20 43	8.00	1.09	8.30	3.8

A táblázatban megadott sorszámok megtalálhatóak a II.6. ábrán az epicentrumok mellett is. Az esemény időpontja oszloppal különböztetem meg egymástól a MFÉ-ben szereplő két különböző, 1997. 06. 17-én keletkezett csorvási rengést. Az azonos színű sorok az azonos paraméter-beállítású futtatásokat jelölik. Összehasonlításképpen a táblázat alsó két sorában szerepeltettem a MFÉ helymeghatározásának paramétereit is.

Az egyes futtatások paraméter-beállításai a sorszámok szerint a következők voltak:

- 1a.: Az MFÉ szerint 13:33-kor keletkezett rengés beérkezési időivel végeztem a számítást, súlyozások nélkül.
- 1b.: Helyileg ugyanide esik azon számítás által meghatározott epicentrum, amit az MFÉ szerint 17:03-kor keletkezett rengés beérkezési időivel végeztem távolság szerinti súlyozás alkalmazásával a 30 km-től 150 km-ig található állomásokra vonatkozóan a távolság növekedésével Gauss görbe szerint csökkenő súlyokkal.
- 2.: Az MFÉ szerint 13:33-kor keletkezett rengés beérkezési időivel végeztem a számítást, az S hullámok figyelembevétele nélkül.
- 3.: Az MFÉ szerint 13:33-kor keletkezett rengés beérkezési időivel végeztem a számítást távolság szerinti súlyozás alkalmazásával a 40 km-től 200 km-ig található állomásokra vonatkozóan a távolság növekedésével Gauss görbe szerint csökkenő súlyokkal.
- 4.: Az MFÉ szerint 13:33-kor keletkezett rengés beérkezési időivel végeztem a számítást, súlyozások nélkül, de 4 km mélységben fixálva a fészekmélységet.
- 5.: Az MFÉ szerint 13:33-kor keletkezett rengés beérkezési időivel végeztem a számítást, súlyozások nélkül, de 1 km mélységben fixálva a fészekmélységet.
- 6.: Az MFÉ szerint 13:33-kor keletkezett rengés beérkezési időivel végeztem a számítást úgy, hogy az S hullámok 0.5 súllyal szerepeltek.
- 7.: Az MFÉ szerint 13:33-kor keletkezett rengés beérkezési időivel végeztem a számítást úgy, hogy az S hullámok 0.5 súllyal szerepeltek és csak a PKS6, PKS7, PKSM és GYL állomások beérkezési időit vettem figyelembe.
- 8.: Az MFÉ szerint 13:33-kor keletkezett rengés beérkezési időivel végeztem a számítást úgy, hogy az S hullámok 0.5 súllyal szerepeltek és csak a PKS6, PKS7, PKS2 és GYL állomások beérkezési időit vettem figyelembe.
- 11a.: Az MFÉ szerint 17:03-kor keletkezett rengés beérkezési időivel végeztem a számítást, súlyozások nélkül,

- 11b.: illetve ugyanerre a helyre tette a program a távolság szerinti súlyozással végzett futtatás eredményét, amely súlyozást a 40 km-től 200 km-ig található állomásokra vonatkozóan állítottam be a távolság növekedésével Gauss görbe szerint csökkenő súlyokkal.
- 12.: Az MFÉ szerint 17:03-kor keletkezett rengés beérkezési idővel végeztem a számítást, az S hullámok figyelembevétele nélkül.
- 16.: Az MFÉ szerint 17:03-kor keletkezett rengés beérkezési idővel végeztem a számítást úgy, hogy az S hullámok 0.5 súllyal szerepeltek.

II.5. táblázat adatai alapján megállapítható, hogy a HYPOINVERSE-2000 programmal végzett futtatások hibái (RMS, ERH, ERZ) — a fixált mélységű számítások (4. és 5.) és a 12. számítás kivételével — javultak. A hibák még abban az esetben is feleződtek (mindhárom típusú hiba esetén), ha semmiféle súlyozást, hullámbeérkezési adat-kiválogatást nem alkalmaztam a futtatások során (1. és 11a.). Az MFÉ meghatározásaihoz képest a HYPOINVERSE-zel meghatározott epicentrumok — az S hullámbeérkezéseket figyelmen kívül hagyó, vagy fele súllyal figyelembe vevő futtatások kivételével — északabbra kerültek.

Elmondható, hogy az S hullámbeérkezések kisebb súllyal történő figyelembevétele, illetve kihagyása a helymeghatározásokból nem jelentette azok egyértelmű javulását (2., 6. és 12., 16.), ha pedig figyelembe vesszük a makroszeizmikus érzékelés helyétől való távolságot is, akkor a helymeghatározások minden esetben távolodtak attól.

(Érdekes, hogy a 6. és 16. számú, azonos paraméter-beállításokkal elvégzett futtatások epicentrumai egybeesnek a MFÉ-ben található epicentrumokkal, azonban felcserélt sorrendben.)

A HYPOINVERSE-2000 programmal végzett helymeghatározások közül azok horizontális hibáit is figyelembe véve a 1b., 3., 4., 5., 8., 11a., 11b. számú futtatások eredményeinek van közös része a makroszeizmikus érzékelés háromszögével.

4. és 5. számú futtatásoknál — ahol fixáltam a mélységet — nagyon megnőtt az RMS és a helymeghatározás mélységi hibája, ezért ezek a helymeghatározások nem fogadhatóak el, ennek alapján is megállapítható az, hogy a beérkezési adatok nem támasztják alá azt, hogy a rengés sekély mélységben keletkezett.

A rengések nem kerültek közelebb Gerendás és Csorvás irányához, ennek oka lehet az, hogy a rengéseket érzékelő állomások GYL kivételével az epicentrumoktól nagy távolságban azoktól nyugatra találhatóak egymástól mindössze kb. 55° legnagyobb szögre a 13:33-as rengés esetén, és kb. 40° legnagyobb szögre a 17:03-as rengésnél (ezt a második rengést kevesebb állomás is érzékelt).

A paraméterek változtatására a 17:03-as rengés helymeghatározási eredményei érzékenyebbek voltak. Ennek egyik oka lehet, hogy az S hullámok beérkezései több esetben voltak nehezen kimérhetőek (*emergent*), mint a 13:33-as rengésnél.

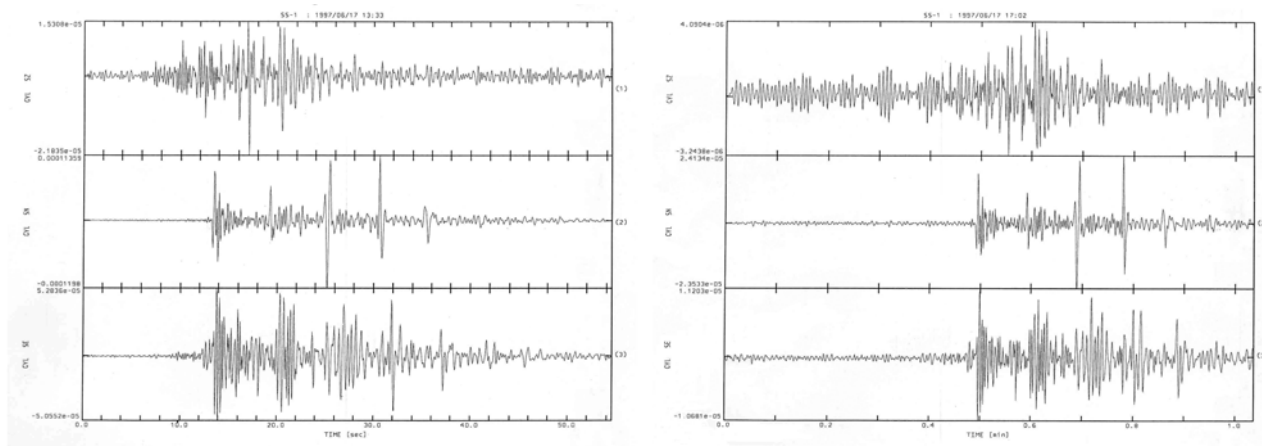
A különböző paraméterekkel elvégzett hipocentrum-számítások több epicentrumot szolgáltatottak, de természetesen a térinformatikai adatbázisba ezek közül csak egyet lehet beilleszteni. Ennek kiválasztása a következő szempontok figyelembevételével történt. A 4., 5., és 12. számú számításokat a magas hibaértékek miatt nem lehet elfogadni. A 7. és 8. futtatások hibái alacsonyak, — és a 8. pontosan a kívánt háromszögbe esik — de mivel a rendelkezésre álló adatok erős szubjektív kiválogatása útján jöttek létre, így ezek elfogadása szintén hiba lenne. (PKS6, PKS7, PKSM és GYL állomások kiválogatása nem volt feltétlenül szubjektív, mivel ezeken az állomásokon a beérkezésekkor viszonylag jó volt a jel/zaj arány.)

Mindezekből következőleg véleményem szerint a távolság szerinti súlyozással kapott eredmények vehetőek leginkább figyelembe (3. és 11.) a kis hibaértékekből és az előbbi megfontolásokból következőleg. Ezek a számítások kompenzálják azt, hogy GYL állomáson kívül az összes többi állomás nagy távolságban, egymáshoz képest kis szögben Ny-ra helyezkedik el. Továbbá az alacsony helymeghatározási hibákon túl elmondható még, hogy ezek az epicentrumok közel vannak a makroszeizmikus érzékelés háromszögéhez, és a számításoknál kapott horizontális hiba alapján a rengések lehettek magában a háromszögben is, sőt a két rengés akár azonos helyen is keletkezhetett. Mindezekből következően a makroszeizmikus katalógusban a 3. számú futtatás eredményét fogom felhasználni, az elemzések során az $2 \times 5.7 \approx 11$ km-es horizontális helymeghatározási hiba **bufferzónaként** történő figyelembevételével.

Összefoglalásképpen megállapítható, hogy a műszeres regisztrálás beérkezési idői ebben az esetben nem mondanak ellent a makroszeizmikus észlelésnek.

A jelen példa is megmutatja, hogy célszerű azokban az esetekben, amikor a földrengés által gerjesztett hullámok laza rétegeket harántolnak, nem az 5.6 km/s-os P hullámsebességgel számolni, hanem figyelembe kell venni a laza rétegekre jellemző, lényegesen kisebb V_p és V_s értékeket, illetve nem fogadható el a sebességek arányára az 1.78-es arányszám sem (amit sajnos a HYPOINVERSE-2000 program sem tudott figyelembe venni).

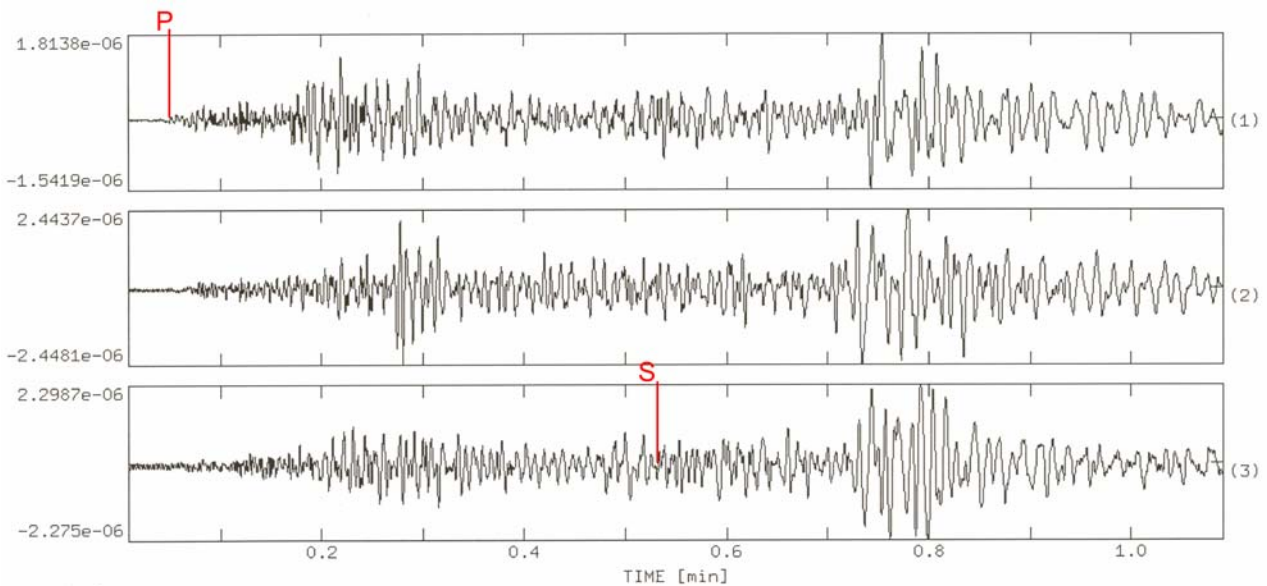
Mivel GYL állomáson az S és P hullámok beérkezési idejének különbségére ugyanaz az érték adódott mindkét csorvási rengés esetén, és mivel a szeizmogramok alakja a horizontális komponensek esetén teljesen megegyezik, ezért feltételezhető, hogy a két rengés azonos, vagy egymáshoz nagyon közeli fészekben pattant ki (II.7. ábra).



II.7. ábra. Az 1997. 06. 17-i csorvási rengések szeizmogramjai.

07.16 Kóny

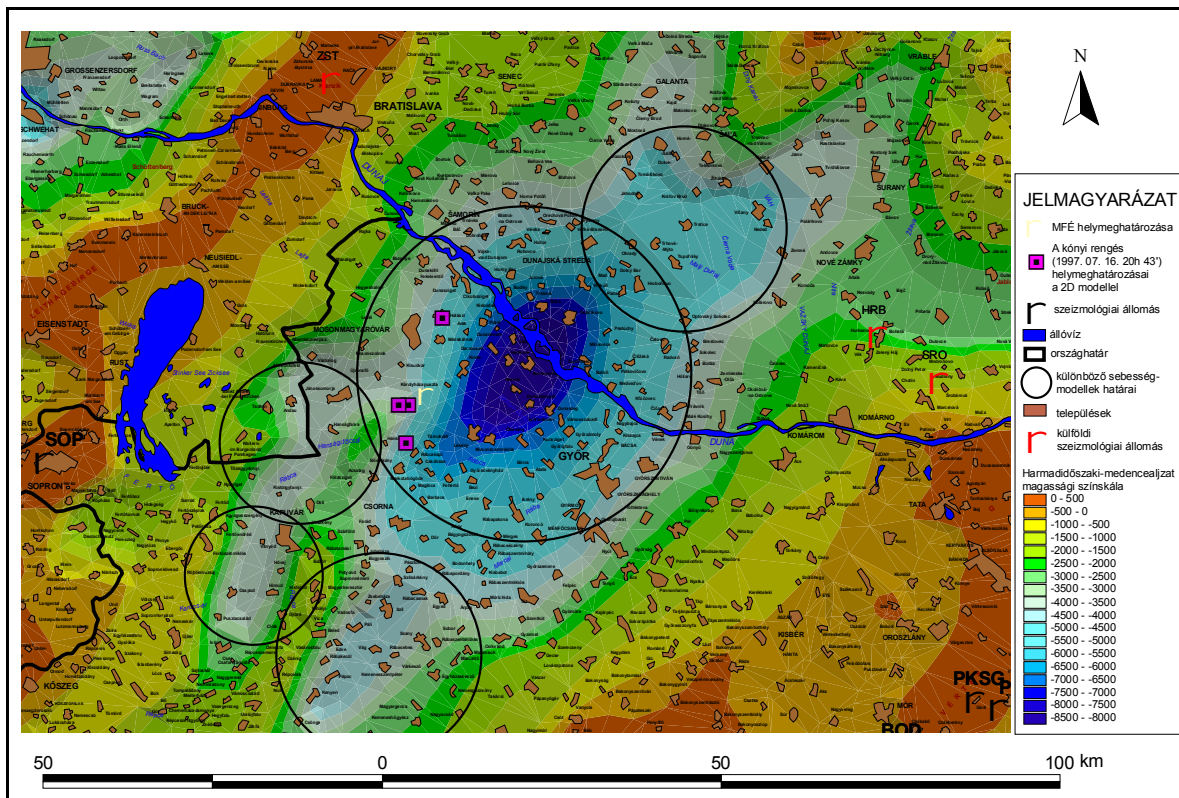
A mikroszeizmikus meghatározás során közeli, impulzív beérkezések esetén is nagy reziduálok láthatók az MFÉ hipocentrum-meghatározásainál. Sok impulzív direkthullám beérkezés volt öt különböző állomáson is, mégis nagy reziduálok adódtak a fészekparaméterek meghatározásánál, azaz a beérkezési adatok egymásnak ellentmondó eredményeket tükröznek. VKA és PKSc állomásokra a P_g hullám azonos időben érkezett be. Mindkét állomás alapkőzeten található. Az S hullám beérkezési időkből mégis nagy különbség van (6.4 s). Megvizsgáltam a PKSc állomáson regisztrált szeizmogramot (II.8. ábra), amelyen véleményem szerint nehéz pontosan megállapítani az S_g beérkezést. (Ismert, hogy a helymeghatározás során használták az S hullámok beérkezési időit is, nemcsak a P hullámokét [Mónus személyes közlése alapján].) VKA a Bécsei-medence távolabbi felén található. A Bécsei-medencében az üledékvastagság eléri az 5000 m-t, ezért a hullámoknak közeledve az állomáshoz harántolniuk kellett a medence-üledékét, amiből következően sebességük kisebb volt, lassabban haladtak. Ezért a P hullám hiába érkezett be azonos időben a két állomásra, az epicentrum közelebb kellett hogy legyen VKA-hoz, mint PKSc-hez. Ennek ellentmond — azaz-hogy üledékben haladt a hullám VKA felé — a nagy eltérés az S_g hullámok két állomáson mért beérkezési idejében. Az S_g hullámnak később kellett volna beérnie VKA-ra, ellentétben azzal a beérkezési idővel, amit VKA-n megállapítottak.



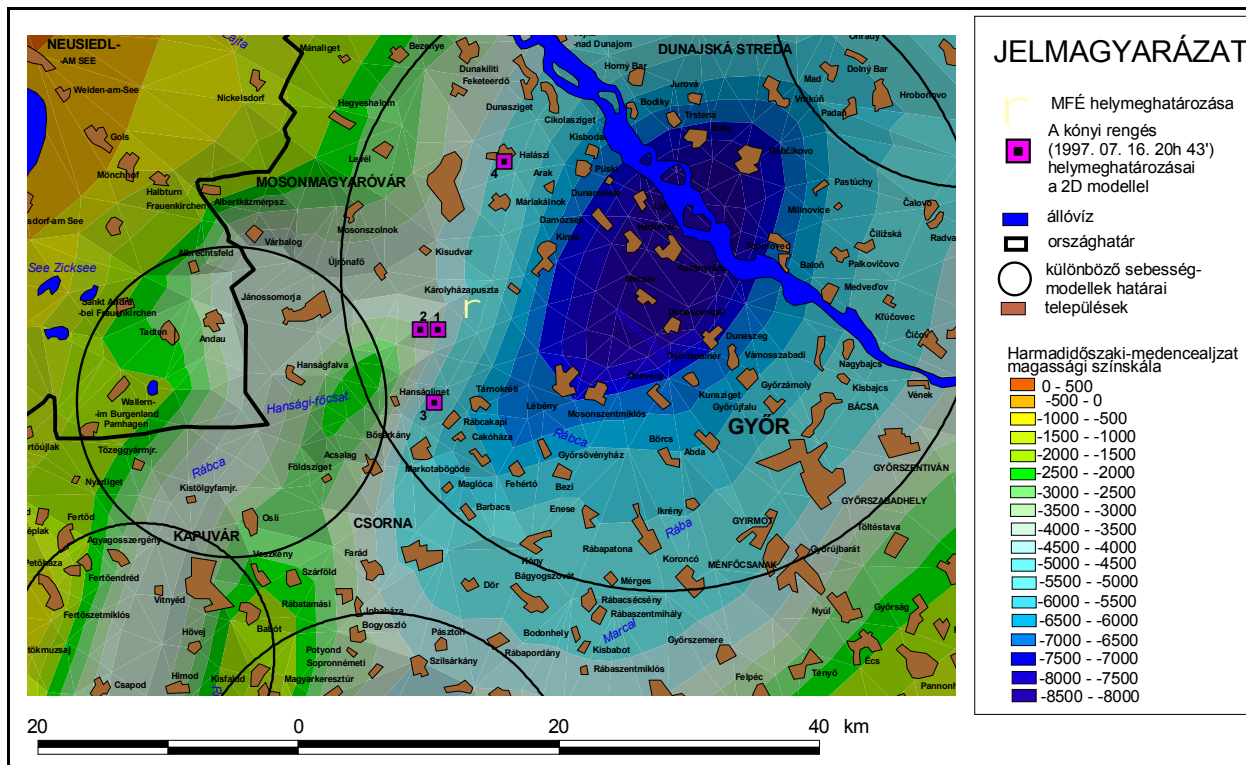
II.8. ábra. A kónyi rengés (1997.07.16) PKSc állomáson regisztrált szeizmogramja.

A makroszeizmikus kérdőívek alapján a rengést Bősárkányon és Kónyban érezték, Kónyban erősebben. Meglepő és ellentmondásos módon a két település közötti falvakban a rengést nem érezték.

Sem a makroszeizmikus sem a mikroszeizmikus helymeghatározás nem ad megnyugtató eredményt a rengés pontos helyére vonatkozólag. Az ellentmondások enyhítésének céljából a HYPOINVERSE-2000 programmal is meghatároztam a rengés fészket. A helymeghatározáshoz használt általános alapközet-modelltől eltérő tulajdonságú körlap geometriával jellemzett modellek elhelyezkedését a II.9. ábra mutatja be. A számítások eredményei a II. 9. és a II.10. ábrán, illetve számszerűen a II.6. táblázatban láthatóak.



II.9. ábra. A 1997. 07. 16-i kónyi rengés helymeghatározásához használt kör geometriával jellemzett modellek.



II.10. ábra. A 1997. 07. 16-i kónyi rengés HYPOINVERSE-2000 programmal végzett helymeghatározási eredményei.

II.6. táblázat. A HYPOINVERSE-2000-rel végzett programfuttatások eredményei a kónyi 1997. 07. 16-i 20h 43'-kor keletkezett rengésre vonatkozóan.

Sorszám	ϕ [° ']	λ [° ']	mélység [km]	RMS	ERH [km]	ERZ [km]
1.	47 46	17 16	7.53	1.11	2.2	12.9
2.	47 46	17 15	6.11	1.10	2.0	4.3
3.	47 43	17 16	6.41	0.81	1.9	3.7
4.	47 53	17 20	0.01	1.18	3.7	1.3
MFÉ	47 47	17 18	10.00	1.15	4.60	4.0

Összehasonlításképpen a táblázat legelső sorában szerepeltetem a MFÉ helymeghatározásának paramétereit is.

- 1.: A súlyozás nélküli eredmény.
- 2.: A beérkezési adatokat a távolság szerint súlyoztam 100 km-től 200 km-ig található állomásokra vonatkozóan a távolság növekedésével Gauss görbe szerint csökkenő súlyokkal.
- 3.: A beérkezési adatok közül a ZST állomáson kimért adatokat nem vettem figyelembe a helymeghatározásnál.
- 4.: A beérkezési adatok közül a SOP állomáson kimért adatokat nem vettem figyelembe a helymeghatározásnál.

II.6. táblázat adatai alapján megállapítható, hogy a HYPOINVERSE-2000 programmal végzett futtatások hibái (RMS, ERH, ERZ) a MFÉ-ben szereplőkhöz képest lényegesen nem javultak. Talán az egyes állomásokon megállapított kimérési adatok újraértékelésével lehetne a hullámbeérkezési adatokban rejlő ellentmondást kiküszöbölni, és így a helymeghatározás hibáin is javítani. Az 1. és 2.-es helymeghatározások gyakorlatilag azonosak a MFÉ-ben találhatóival, attól mindössze 3-5 km-rel mozdultak el DNy-i irányba, közelítve ezzel Bősárákhoz, a makroszeizmikus érzékelés egyik településéhez. A helymeghatározás által kijelölt epicentrumban nagy elmozdulás akkor következett be, amikor akár a ZST, akár a SOP állomások beérkezési időit nem vettem figyelembe a feldolgozás során. Bősárákhoz nagyon közeli epicentrumot abban az esetben nyertem, amikor a

ZST állomás adatait figyelmen kívül hagytam, azonban az epicentrum ekkor is csak Bősárkányhoz került közel, és nem közeledett lényeges mértékben Kónyhoz, ahol a rengést a legjobban érezték.

Végső konklúzióként megállapítható, hogy a makro és mikroszeizmikus epicentrum-meghatározások adta epicentrumokban megfigyelhető 10-15 km-es eltérést a HYPOINVERSE-zel végzett újabb feldolgozás sem tudta mérsékelni, sőt a mikroszeizmikus meghatározás adta hibaértékeket sem. Ebből következőleg megnyugtatóan nem jelölhető ki ennek a rengésnek az epicentruma, ezért ezt a rengést **kihagytam** az adatbázisból.

11. 27. Nyáregyháza

Sok és közeli állomás érzekelte, kis reziduálok adódtak a helymeghatározásnál. A makroszeizmikus értékelés jól egybevág (3 km különbség) a mikroszeizmika eredményével.

Az adatrendszerbe a mikroszeizmikus meghatározás eredményét illesztettem be.

1998.

01.12 Balatonfüzfő

Bizonytalan a mikroszeizmikus kimérési adatokból származó epicentrum helymeghatározása. Nagy a mélység hibája, és a 'seismic gap' is. Pontatlanok a beérkezések, és mindössze négy állomás regisztrálta a rengést.

A makroszeizmikus és a mikroszeizmikus helymeghatározások alapján nem lehet kizárni, hogy újra az 1985-ös 'berhidai rengés' fészke vált aktívvá.

Mivel mind a mikro-, mind a makroszeizmikus helymeghatározás bizonytalan, ezért Balatonfüred epicentrummal, és **buffer=10 km**-rel került be ez a rengés az adatbázisba.

05.08 Budakeszi

A mikroszeizmikus meghatározás hibahatáron belüli, de túl nagy a reziduál a közeli BUD állomáson, és emiatt bizonytalan a fészkek mélysége. Makroszeizmikus kérdőív mindössze Budáról érkezett be, ahol érezték a rengést.

Az adatbázisba bekerült a mikroszeizmikus meghatározás eredménye.

12.06 Hárskút

A mikroszeizmikus meghatározás kissé pontatlan, mert vannak nagyobb reziduálok a meghatározásnál, és csak néhány, jórészt távoli állomás érzekelte a rengést. A mikroszeizmikus meghatározás hibaértékei hibahatáron belüliek. Az epicentrumot a mikroszeizmikus értékelés Hárskúttól 2 km-re ÉK-re állapította meg.

A makroszeizmikus adatok alapján azonban az epicentrum inkább Hárskúttól D-re, Hárskút, Márkó és Gyulafirátót közé esik. Ez a hely mindössze 5 km távolságra található a mikroszeizmikus meghatározás helyétől.

A mikroszeizmikus epicentrumhoz rendelt kétszeres *erh* értékű ($2 \times 2.8 = 5.6$ km) bufferzóna tartalmazza a makroszeizmikus helymeghatározás epicentrumát, ezért a mikroszeizmikus helymeghatározás eredményét elfogadtam, és beillesztettem a makroszeizmikus epicentrum-térképbe.

1999.

01.04 Nagyhódos

A műszeres regisztrátumokból történt helymeghatározás hibaértékei az általam választott hibahatáron kívüliek. A helymeghatározás pontatlansága elsősorban abból adódik, hogy Magyarországnak ez a része igen gyengén lefedett állomásokkal, és a külföldi állomások is távoliak.

A makroszeizmika alapján is csak mindössze 2 km-rel kerül távolabb az epicentrum: Nagyhódos és Kispalád közé. Ez az epicentrum került be az adatbázisba, az elemzéseknél **buffer=5 km** alkalmazásával.

06.04 Siklós

A mikroszeizmikus meghatározás adatai hibahatáron kívüliek, ezért az nem elfogadható. A makroszeizmikus meghatározások alapján is — kevesebb, mint 2 km-es eltéréssel — ide került volna az epicentrum.

Ez alapján a rengés alapján nem illesztettem be (**kihagytam**) újabb epicentrumot az adatrendszerbe, mivel Siklóásra már bejelöltem egy történelmi rengést, ami a makroszeizmikus helymeghatározás epicentrumától mindössze 1.5 km-re található.

08.03 Taktabáj

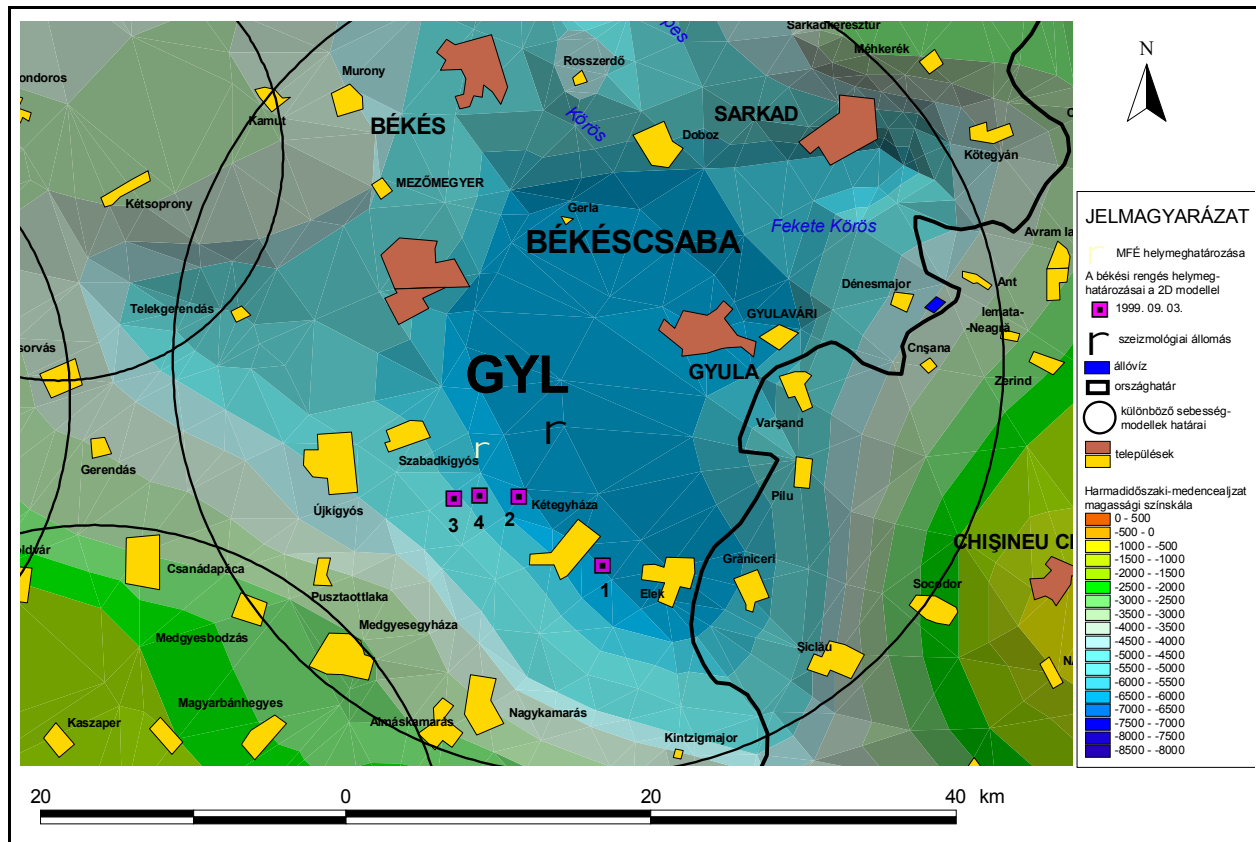
A mikroszeizmikus és a makroszeizmikus meghatározás ugyanoda: Taktabáj és Csobaj közé állapította meg a rengés epicentrumát, annak ellenére, hogy a rengést mindössze két távoli állomás regisztrálta. Az elemzések során **buffer=5 km**-t alkalmaztam.

09.03 Békés

A mikroszeizmikus meghatározásnak nagyok a hibái, és a nagyon közeli GYL állomáson is vannak közepesen nagy reziduálok. GYL állomáson kívül más közeli állomás nem regisztrálta a rengést.

A makroszeizmikus helymeghatározás alapján a rengés Békés és Békéscsaba között pattant ki.

A földrengéshez legközelebb lévő GYL állomás 6.5 km vastagságú üledéken helyezkedik el. Ebben az üledékben a P és az S hullámok sebességei jelentősen eltérnek a MFÉ-ben megadott modell 0-20 km-en 5.6 km/s sebességértékeitől, ezért megvizsgáltam ezt a rengést az eredeti alapközettől eltérő sebességértékeket is figyelembe vevő HYPOINVERSE-2000 programmal (II.11. ábra és II.7. táblázat). Az alapközettől eltérő kéregsebességek modellje a csorvási rengésnél használt geometriával és sebességadatokkal megegyező volt.



II.11. ábra. Az 1999. 09. 03-i békési rengés helymeghatározásai 2D modell alkalmazásával.

II.7. táblázat. A HYPOINVERSE-2000-rel végzett programfuttatások eredményei a 1999. 09. 03-i békési rengésre vonatkozóan.

Sor-szám	ϕ	λ	mélység [km]	RMS	ERH [km]	ERZ [km]
1.	46 32	21 12	19.07	0.82	5.20	1.8
2.	46 34	21 08	16.77	0.58	4.30	1.5
3.	46 34	21 06	15.99	0.36	2.52	1.2
4.	46 34	21 07	16.30	0.32	3.00	1.3
MFÉ	46 35	21 07	18.20	0.62	8.60	2.9

A táblázatban megadott sorszámok megtalálhatóak a II.11. ábrán az epicentrumok mellett is. Összehasonlításképpen a táblázat alsó sorában szerepeltetem a MFÉ helymeghatározásának paramétereit is.

Az egyes futtatások paraméter-beállításai a sorszámok szerint a következők voltak:

- 1.: A súlyozások nélküli futtatás eredménye.
- 2.: A számítást távolság szerinti súlyozás alkalmazásával végeztem a 30 km-től 300 km-ig található állomásokra vonatkozóan a távolság növekedésével Gauss görbe szerint csökkenő súlyokkal.
- 3.: A számításhoz az emergens beérkezések 0.5 súllyal szerepeltek.
- 4.: A 2. és a 3. futtatási beállítások együttes alkalmazásával kapott eredmény.

A legjobb eredményt (legkisebb helymeghatározási hibákat) a 3. és 4. számítások szolgáltatták. Az MFÉ-ban szereplő helymeghatározásához a 4. futtatás eredménye esik a legközelebb, és ennek a helymeghatározásnak a hibái feleakkorák, mint az MFÉ-ben található helymeghatározáséi.

A laza üledékek sebességeit is figyelembe vevő számítások azonban nemhogy Békéscsabához közelítették volna az epicentrumot, hanem az még távolabb került a makroszeizmikus helymeghatározásban szereplő epicentrumtól. Igaz ugyan, hogy azokba a településekbe, amelyekhez a HYPOINVERSE által kis hibákkal meghatározott epicentrumok a legközelebb esnek (Szabadkigyós, Újkígyós, Kétegyháza) nem küldtek kárfelmérési jegyzőkönyveket. Továbbá a Békési-medence geometriájából, a harmadidőszaki-medencealjzat helyi kimélyülési sajátosságaiból adódóan az is elképzelhető, hogy a rengéshullámok a medencealjzat hirtelen emelkedő részeinél (ahol az üledék hirtelen elvékonyodott) nagyobb gyorsulásértékeket produkáltak. Ilyen hirtelen emelkedő medencealjzat-rész található Békés Békéscsaba között is.

Mindezekből következően a legkisebb hibákat adó, és ezzel együtt hibahatáron belüli eredményeket szolgáltató 4. futtatás eredménye is 12 km távolságra helyezkedik el attól a területtől, ahol a rengést érezték. Mivel a makroszeizmikus és mikroszeizmikus helymeghatározás közötti ellentmondást feloldani nem tudom, ezért ezt a rengést **kihagytam** a makroszeizmikus epicentrum-térképből.

2000.

03.02 Füzesgyarmat

A mikroszeizmikus helymeghatározás hibái nagyok (RMS=0.46; ERH=25.7; ERZ=26.7), és a mikroszeizmikus epicentrum kb. 35 km-re van a makroszeizmikus helymeghatározás helyétől, ami kb. Füzesgyarmat és Biharnagybajom között van félúton. Kompressziós az összes beérkezés, ebből következően feltételezhető, hogy ebben esetben is, mint az 1996-os füzesgyarmati rengéseknél indukált földrengés-tevékenységről van szó. A rengés esetleges indukált voltából, a nagy mikroszeizmikus helymeghatározási hibákból következőleg, továbbá, hogy nagy a különbség a makro- és mikroszeizmikus helymeghatározások között ezt a rengést nem ábrázoltam az epicentrum-térképeken. (**kihagytam**)

A beérkezési idők alapján a felső üledékes réteg sebességeit is figyelembe vevő HYPOINVERSE-2000 programmal is meghatároztam a rengés helyét. A helymeghatározás hibái csak akkor csökkentek hibahatár alá, amikor az S hullámbeérkezéseket nem vettem figyelembe, de ekkor is megmaradt a horizontális és vertikális hibák 20 km körüli nagysága, azaz a helymeghatározás nagymértékben nem javult. A HYPOINVERSE-zel meghatározott epicentrumok helyei

mindössze 6-7 km-t mozdultak el ÉK-i irányába. A hibák nagysága miatt megállapítható, hogy a rendelkezésre álló beérkezési adatok egymásnak ellentmondó információkat tartalmaznak, illetve túl kevés a beérkezési adat, ezért ennek a rengésnek a helymeghatározása nagyon pontatlan. A helymeghatározás pontatlansága is alátámasztja azt, hogy ezt a rengést kihagytam az adatbázisból.

Ennek a rengésnek a makroszeizmikus helymeghatározási eredménye jó egyezést mutat az 1996-os füzesgyarmati rengések HYPOINVERSE-2000-rel meghatározott helyével.

05.01 Vámoszabadi

A makroszeizmika alapján adódó epicentrum nagyon közel van a mikroszeizmikus meghatározás epicentrumához, és a mikroszeizmikus meghatározás hibahatáron belüli, ezért a mikroszeizmikus helymeghatározás eredményét illesztettem be az adatrendszerbe.

06.02 Nagykőrös

Nagykőrös közelében egy azonos napon 3 rengés keletkezett, egy elő-, egy fő-, és egy utórengés 2-2 óra különbséggel. A közeli állomások mikroszeizmikus kimérési adatainak különbségei 1-2 tizedmásodperces eltéréssel megegyeznek. Ez alapján feltételezhető, hogy egy fészekből kipattant rengésekről van szó. Az utórengés helymeghatározása volt a legpontosabb, ezért ennek eredményét illesztettem be a makroszeizmikus epicentrum-térképbe.

06.28 Vámoszabadi

A mikroszeizmikus helymeghatározást pontosnak ítélem (ami azt jelenti, hogy az általam korábban a mikroszeizmikus epicentrumokra megadott hibahatárokon belüliek a rengés helymeghatározási paramétereit), és az nincs ellentmondásban a makroszeizmikus érzékeléssel. A rengés epicentruma azonban az országhatáron kívülre esik, és mivel az elemzésekhez használt térképeim az országhatáron véget érnek, ezért ennek az epicentrumnak a figyelembevétele rontaná az elemzések eredményét. Ezért ezt a rengést **kihagytam**.

10.07 Budapest

A mikroszeizmikus helymeghatározás Kispestre, a XIX. kerületbe tette az epicentrumot, ott azonban a rengést nem érezték. A mikroszeizmikus helymeghatározás horizontális hibája hibahatáron kívüli.

A makroszeizmikus meghatározás alapján a X., XVI. és XVII. kerületekben érezték a rengést, erősebben az első két kerületben. A makroszeizmikus meghatározás eredményét fogadtam el, ezért a X. és XVI. kerületek közé tettem az epicentrumot, és az elemzésekénél **5 km-es** bufferzónát alkalmaztam.

2001.

06.22 Órbottyán

Indukált földrengés, robbantás volt. Nem került be az adatbázisba. (**kihagytam**)

06.28 Vilonya/Berhida

A mikroszeizmikus helymeghatározás hibahatáron belüli, és jó egyezést mutat a makroszeizmikus eredménnyel, ezért ez kerül be az adatrendszerbe. (2001.01.15-én volt egy közeli előrengés, ami a PKSc-n kimért Pg és Sg különbségei alapján elképzelhető, hogy ugyanabból a fészekből pattant ki.) A helymeghatározások és azok hibái alapján nem zárható ki, hogy az epicentrum az 1985-ös 'berhidai rengések' epicentrumával megegyezik.

A mikroszeizmikus helymeghatározás eredményét illesztettem be az makroszeizmikus epicentrumok térképébe, és a horizontális helymeghatározás hibája alapján **buffer=4 km-t** alkalmaztam.

08.14 Vámoszabadi

A MFÉ makroszeizmikus értékelést tartalmazó részében nincsen értékelve ez a rengés, ezért nem ismerjük a makroszeizmikus érzékelés epicentrumát, ezért ez a rengés **kimaradt** a makroszeizmikus

epicentrum-térképből. (A műszeres regisztrátumokból megállapított epicentrum helymeghatározásának hibaértékei — az *rms* érték kivételével — hibahatáron belüliek.)

2002.

01.28 Kutasó

Az adott napon hajnali 2-től 7 óráig egy egész földrengésraj keletkezett a térségben. A mikroszeizmikus helymeghatározás alapján Cserhátsurány, Csitár, Kutasó, Nógrádsípek, Herecsény és Varsány településeken keletkeztek a rengések, azonban a közeli PENC állomáson kimért P_g és S_g hullámbeérkezések különbségeinek azonossága alapján ezek a rengések akár egy fészektől is származhatnak. A mikroszeizmikus meghatározás hibái jelzik, hogy pontatlan helymeghatározásra volt csak lehetőség.

A főrengést Bokor és Kutasó településeken érezték. A mikroszeizmikus helymeghatározás az epicentrumot, amelynek *rms* értéke hibahatáron kívüli, ettől a helytől mindössze 4 km-re teszi. Az epicentrumot a mikroszeizmikusan megállapított helyre tettem, hiszen az $2 \times erh = 7 \text{ km}$ véve **bufferzónának** a makroszeizmikus epicentrum is a bufferzónán belülre kerül.

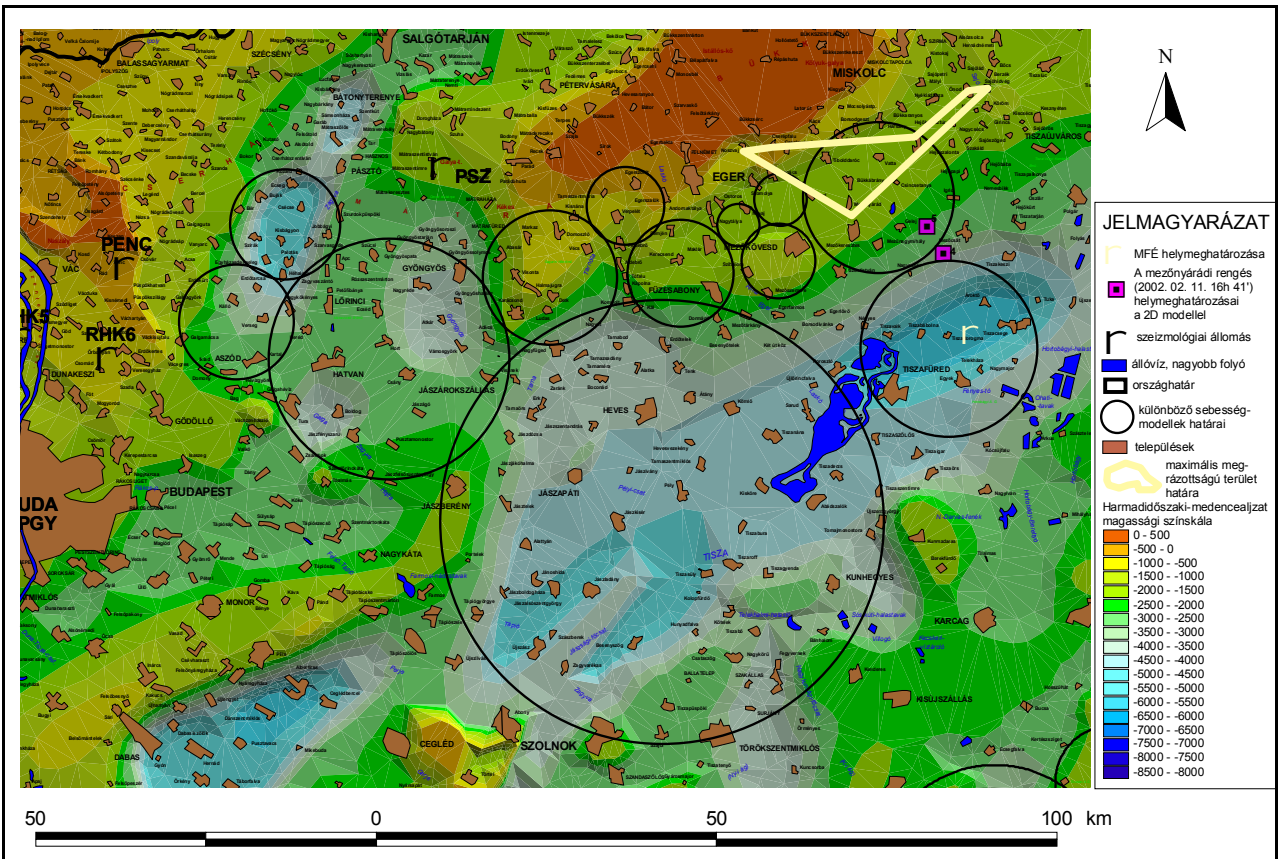
02.11 Mezőnyárad, Emőd

A két rengés mindössze 4 óra különbséggel keletkezett, egymáshoz közel, a beérkezések alapján — S és P hullámok időkülönbségei — azonban nem egy fészektől pattantak ki.

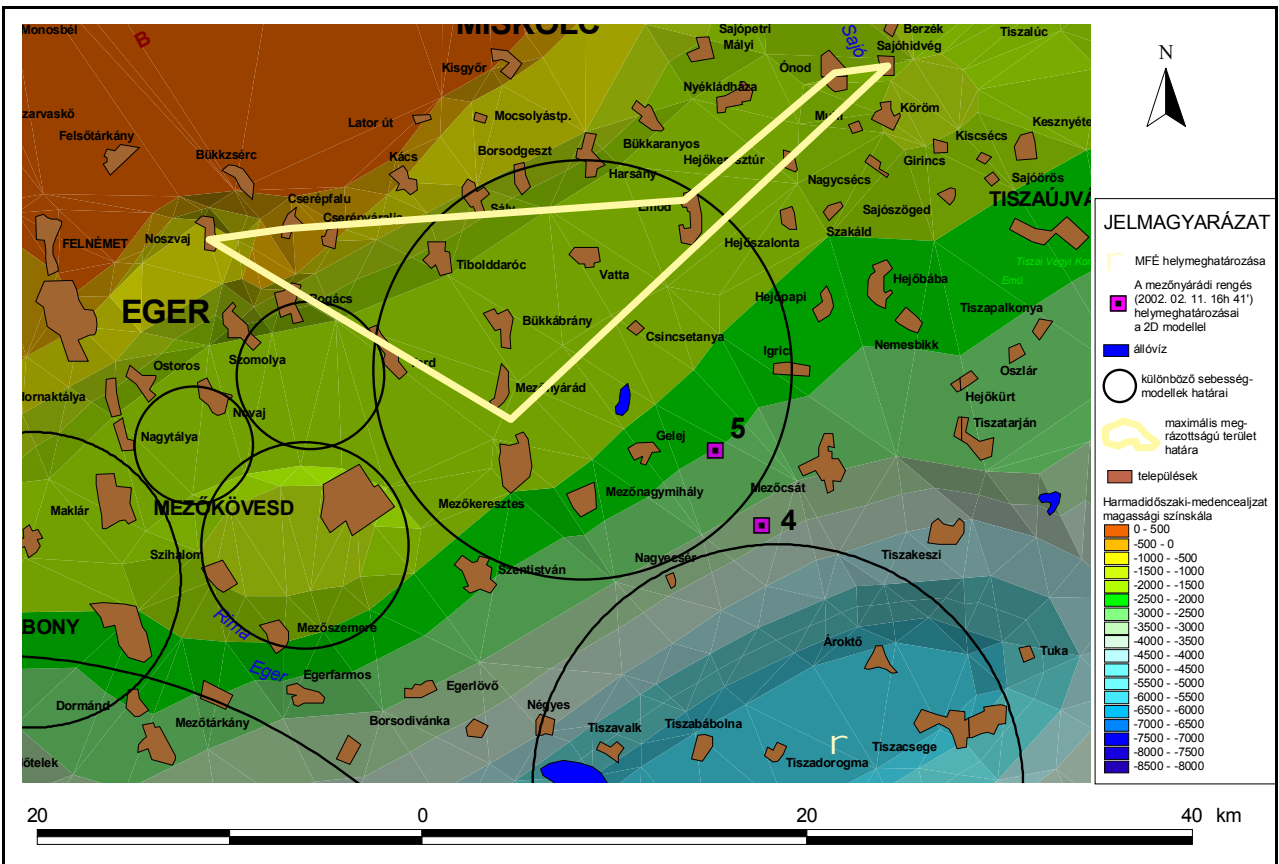
A mezőnyáradí rengésnél a makroszeizmikus meghatározás izoszeiztái elnyúlt vonalszerűek, a 4.5-5.0-ös izoszeizták körülbelüli közepe Cserépfalu és Mezőnyárad települések közé esik. A mikroszeizmikus meghatározás hibái az általam megadott hibahatárnál nagyobbak, ami magyarázható azzal, hogy nem voltak közeli jó beérkezések, az epicentrális terület sajnos a hazai hálózaton kívül volt. A két különböző típusú helymeghatározás szolgáltatotta epicentrumok 32 km távolságra találhatók egymástól.

Az emödi rengés epicentrális területe hasonló elhelyezkedést mutat az előző, mezőnyáradí rengésével. Feltételezhetően ugyanaz a szerkezet gerjeszthette a rengéseket. A mikroszeizmikus hipocentrum-meghatározás hibahatár körüli. A mikroszeizmikusan meghatározott epicentrum 15 km-nél messzebb helyezkedik el a maximális intenzitású területtől (Mezőkeresztes-Emőd-Ónod). Hatvan körüli darabszámú földrengéskérdőív érkezett be az Emőd körüli településekből, ezért úgy gondolom, hogy a makroszeizmikus helymeghatározás kellően alátámasztott. A kétféle epicentrum-meghatározás ellentmond egymásnak, ezért ez a rengés nem került be a makroszeizmikus epicentrum-adatbázisba. **kihagytam**

A mezőnyáradí rengés műszeres helymeghatározását megvizsgáltam a HYPOINVERSE-2000 program felhasználásával. Az 1405. és 1407. számú fúrásokban mért sebességekből [Szabó & Páncsics 1994] a felső 2000 m-re számított sebességek átlaga azonos lett a korábbi békéscsaba-medencebeli értékekkel (lásd II.1. táblázat) és 2500 m-nél mélyebb rétegekben nem mértek sebességeket a rengés helyéhez közeli fúrásokban, ezért a II.1. táblázatban közölt értékekkel végeztem a számítást. A HYPOINVERSE-2000 programmal végzett helymeghatározások eredményei a II.13. ábrán láthatóak, a számítások hibáit pedig a II.8. táblázat tartalmazza. A számításhoz felhasznált általános alapközet-modelltől eltérő sebességű, körrel jellemzett geometriájú területeket a II.12. ábra mutatja be.



II.12. ábra. A 2002. 02. 11-i mezőnyárádi rengés helymeghatározásánál alkalmazott kör geometriával jellemzett sebesség-modellek helye.



II.13. ábra. A 2002. 02. 11-i mezőnyárádi rengés helymeghatározásai a 2D modellel és a maximális megrázottságú terület határa.

II.8. táblázat. A HYPOINVERSE-2000-rel végzett programfuttatások eredményei a 2002. 02. 11-i mezőnyáradi rengésre vonatkozóan.

Sor-szám	ϕ	λ	mélység [km]	RMS	ERH [km]	ERZ [km]
4.	47 47	20 51	0.96	0.46	2.50	22.2
5.	47 49	20 49	10.61	0.73	2.00	1.8

MFÉ	47 41	20 55	0,40	1,13	8.30	8.9
-----	-------	-------	------	------	------	-----

A táblázatban megadott sorszámok megtalálhatóak a II.13. ábrán az epicentrumok mellett is. Összehasonlításképpen a táblázat alsó sorában szerepeltetem a MFÉ helymeghatározásának paramétereit is.

Az egyes futtatások paraméter-beállításai a sorszámok szerint a következők voltak:

- 4.: A számítást távolság szerinti súlyozás alkalmazásával végeztem a 100 km-től 350 km-ig található állomásokra vonatkozóan a távolság növekedésével Gauss görbe szerint csökkenő súlyokkal és az S hullámok beérkezéseit nem vettem figyelembe a helymeghatározásnál.
- 5.: A számítást távolság szerinti súlyozás alkalmazásával végeztem a 100 km-től 350 km-ig található állomásokra vonatkozóan a távolság növekedésével Gauss görbe szerint csökkenő súlyokkal.

A II.8. táblázatból és a II.13. ábrából az látható, hogy az üledékek kisebb hullámterjedési sebességeinek figyelembevételével a mikroszeizmikus helymeghatározások epicentrumai nagymértékben közeledtek a makroszeizmikus epicentrumhoz (32 km helyett 14 km-lett a kétféle helymeghatározás különbsége), és a helymeghatározás hibái is lényegesen javultak.

Úgy gondolom, hogy megfelelően sok földrengéskérdőív érkezett be az Szeizmológiai Főosztályra (38 db), melyek alapján megbízhatóan megállapítható a legjobban megrázott terület határa ($I > 4^\circ$). A HYPOINVERSE-zel végzett pontosabb mikroszeizmikus helymeghatározás epicentruma ettől a területtől 14 km-re található (5. futtatás). Mivel a kétféle epicentrum-meghatározás ellentmond egymásnak, ezért az epicentrum-adatbázisba ez a rengés nem került be. **kihagytam**

02.22 Környe

A mikroszeizmikus helymeghatározás hibahatáron belüli (kivéve az *rms* értéket), azonban a rengést érzett települések (Környe, Kecskéd, Bokod, Oroszlány) közepétől 5 km-rel távolabb helyezi az epicentrumot.

Az epicentrumot a mikroszeizmikus helymeghatározás által megadott helyre jelöltem be, amelyhez az elemzések során a $2 \times erh = 5.2$ km sugarú **bufferzónát** alkalmazta. A bufferzóna tartalmazza a makroszeizmikus helymeghatározás epicentrumát is.

02.25 Hatvan

A mikroszeizmikus meghatározás az *rms* kivételével hibahatáron belüli. A makroszeizmikus meghatározás 6 km-rel távolabb helyezte a rengés epicentrumát: Hatvan és Lőrinci közé. A mikroszeizmikus megállapított helyre tettem az epicentrumot. Az elemzések során a $2 \times erh = 8$ km sugarú **bufferzónát** alkalmazva a bufferzóna tartalmazza a makroszeizmikus helymeghatározás epicentrumát is.

05.08 Tófalú

A mikroszeizmikus meghatározás hibahatár körüli (egyedül a *seismic gap* túl nagy). Mindössze négy állomás beérkezési adatait használták fel a helymeghatározáshoz. A makroszeizmikus meghatározás 6 km-rel távolabb helyezte a rengés epicentrumát: Aldebrő és Kerecsend közé. Mivel a földrengés-kérdőívek alapján jól behatárolható az a terület, ahol a rengést érezték, és a mikroszeizmikus meghatározás helye kívül esik ezen a területen, ezért a makroszeizmikus eredményt fogadtam el. Mivel a makro és mikro meghatározások között ellentmondás tapasztalható, ezért az elemzések során **buffer=10 km-t** alkalmaztam, ami tartalmazza a mikroszeizmikus helymeghatározás helyét is.

10.12, 10.23 Jászapáti

Néhány napon belül két lakosság által is érzékelt rengés keletkezett a Jászságban, a fészkek közel lehettek egymáshoz, ezt támasztják alá a hullámbeérkezési időpontok, a rengések nagyon hasonló hullámképei is, és a két mikroszeizmikus helymeghatározás 2.5 km-es távolsága. A szeizmogramokon a beérkezések pontatlanok voltak. Mindkét rengés mikroszeizmikus helymeghatározásának hibaértékei hibahatáron belüliek voltak (az október 23-i rengés *rms*-ét kivéve).

A makroszeizmikus meghatározás körülbelül ugyanoda teszi — Jászapáti, Jászkóhalma közé — mindkét rengés epicentrumát. A makroszeizmikus és a mikroszeizmikus helymeghatározások között kb. 5 km távolság van. Az adatbázisba a kisebb hibaértékű első (október 12-i) rengés mikroszeizmikus helymeghatározását illesztettem be, a makro és mikro meghatározások közötti kismértékű ellentmondás miatt az elemzések során **buffer=5 km-t** alkalmaztam

12.25 Jásztelek

A mikroszeizmikus helymeghatározás hibahatáron belüli, mégis a makroszeizmikus epicentrum 7 km-rel távolabbra, Jásztelekre kerül. A mikroszeizmikusan meghatározott epicentrum 0.5 km különbséggel megegyezik az előző pontban leírt Jászapáti rengésekével, ezért az már bekerült a makroszeizmikus epicentrum-térképbe. A makroszeizmikus és mikroszeizmikus helymeghatározásban mutatkozó különbségek miatt, és azért mert a mikroszeizmikus epicentrum már bekerült az adatrendszerbe ezt a rengést külön nem ábrázoltam. **kihagytam**

2003.

02.03 Hegyeshalom

A mikroszeizmikus meghatározás hibahatáron belüli. A makroszeizmikus érzékelés alapján sem lehet pontosabban megadni az epicentrumot, ezért elfogadtam a műszeres regisztrálás eredményeiből meghatározott epicentrumot.

04.03 Noszvaj

A rengést műszeresen nem érzékelték, ezért oda tettem az epicentrumot, ahol a rengést érezték. Az 1923.02.09-i rengés alapján Noszvajba már került egy epicentrum a *Kinematikai és Földrendések epicentrumok térkép* alapján. A rengések epicentruma 1.5 km-re található egymástól. A 2003-as, azaz a felsorolásban itt szereplő epicentrumot illesztettem be az adatrendszerbe.

06.21, 06.27 Jászapáti

Mindkét mikroszeizmikus meghatározás hibahatáron belüli. A két mikroszeizmikus epicentrum igen közel, 2 km távolságra esik egymáshoz. A mikroszeizmikus meghatározás által megállapított epicentrum az első rengés — ami Alattyán-Jászdózsá-Jászapáti-Jászkisér négyszögben helyezkedik el — esetén 5 km távolságra kerül a makroszeizmikusan megállapítottól. A második rengés epicentruma a makroszeizmikus érzékelések alapján — a kevés kérdőív és a rengés kis erejéből adódóan — nem állapítható meg pontosan. Mind a mikroszeizmikus (mindkét rengésnél), mind a makroszeizmikus (csak az első esetben, amikor megállapítható volt) epicentrumok 1-2 km eltéréssel megegyeznek a 2003. októberi jászapáti rengésekével. Azoknál a mikroszeizmikus epicentrumot illesztettem be a makroszeizmikus epicentrum-térképbe, ezért ebben az esetben pedig a makroszeizmikus epicentrumot illeszttem be az adatbázisba **buffer=5 km** alkalmazásával.

07.01 Igrici

A mikroszeizmikus meghatározás hibái az *rms* kivételével hibahatáron belüliek, mégis a makroszeizmikus érzékelés alapján megadott epicentrum kb. 15 km-re található ettől a helytől. A makroszeizmika alapján kijelölt epicentrum Gelej és Igrici között található. A makroszeizmikus meghatározáshoz több, mint 70 db földrendés-kérdőívet használtak fel, ebből következően azt megfelelően alátámasztottnak ítélem. Mivel a makroszeizmikus és mikroszeizmikus helymeghatározás közötti ellentmondást feloldani nem tudom, ezért ezt a rengést kihagytam az adatbázisból. **kihagytam**

07.08 Bükkábrány

A mikroszeizmikus meghatározás hibaértékei a hibahatárként megadott értékek többszöröse, ezért azt nem lehet figyelembe venni. A felhasznált 35 db makroszeizmikus kérdőív alapján Bükkábrány, Sály, Igrici és Gelej közé lehet tenni az epicentrumot. A makroszeizmikus helymeghatározás maximális megrázottságú területe alapján az elemzéseknél **buffer=10 km**-t alkalmaztam. (A makroszeizmikus és mikroszeizmikus helymeghatározás epicentrumai egymástól 30 km távolságra találhatóak.)

07.10 Rimóc

A mikroszeizmikus meghatározás (*rms* kivételével) hibahatáron belüli, azonban az nem egyezik meg a makroszeizmikus helymeghatározás epicentrumával, amely Hollókő-Nógrádsipek-Rimóc közé helyezi az epicentrumot. A két epicentrum közötti különbség 16 km. Mivel a makroszeizmikus és mikroszeizmikus helymeghatározás közötti ellentmondást feloldani nem tudom, ezért ezt a rengést kihagytam az adatbázisból. **kihagytam**

07.13 Vatta

A mikroszeizmikus meghatározás hibahatáron kívüli, és nem egyezik meg a makroszeizmikus meghatározás eredményével, melynek meghatározásához közel 60 földrengés-kérdőívet használtak fel. A két epicentrum közötti távolság 21 km. A makroszeizmikusan meghatározott epicentrumot illesztettem be a makroszeizmikus epicentrum-térképbe, ami Vatta és Mezőnyárad között, a két települést összekötő vonaltól keletre — Ónod és Szakáld magas (4.5° EMS) intenzitása miatt — található. A makroszeizmikus helymeghatározás maximális megrázottságú területe alapján az elemzéseknél **buffer=10 km**-t alkalmaztam.

08.09 Magyarszecsőd

A mikroszeizmikus helymeghatározás — *rms* kivételével — hibahatáron belüli. A makroszeizmika alapján meghatározott epicentrum is ehhez közel található, ezért elfogadtam a mikroszeizmikus meghatározás eredményét.

09.10 Pócspetri

A műszerek nem regisztrálták ezt a rengést. A makroszeizmikus meghatározás alapján Pócspetri az epicentrum. A makroszeizmikus epicentrum-térképen már ábrázoltam egy rengést Máriapócsra, ami 1991-ben volt. A 2003.09.10-én, 2003.10.07-én és 2003.10.11-én kipattant rengések epicentrumául Máriapócsra D-re 2 km-re állapítottam meg a három rengésnek egy azonos epicentrumot. Mivel a három epicentrum — 1991 Máriapócs, 2003.09.11 Pócspetri és a 2003 őszi máriapócsi rengések epicentrumai — nagyon közel (3km) találhatóak egymáshoz, ezért a három epicentrum által meghatározott háromszög közepében ábrázoltam egy fészket a makroszeizmikus epicentrum-térképen. Mindezekből következően ezt a rengést **kihagytam** a makroszeizmikus epicentrum-térképből.

09.10 Máriapócs

A műszerek nem regisztrálták ezt a rengést. Ennek a rengésnek epicentrumául az október 11-i rengéssel azonos epicentrumot állapítottak meg a makroszeizmikus érzékelések alapján. Ezt a rengést ott érezték, ahol az október 7-i rengés epicentrumát a műszeres érzékelésből meghatározták.

Amint azt az előző rengésnél már leírtam, a 2003.09.10-én, 2003.10.07-én és 2003.10.11-én kipattant rengések epicentrumát Máriapócsra D-re 2 km-re állapítottam meg a makroszeizmika és az október 7-i mikroszeizmikus meghatározás alapján.

10.07 Máriapócs

A 2003 ősszel keletkezett Máriapócs-környéki rengések közül csupán ezt érzékelték a szeizmográfok. A helymeghatározás hibái nagyok, mégis az epicentrum a makroszeizmikus meghatározás alapján is nagyon közel található a műszeres regisztrálás alapján meghatározott helyhez. A makroszeizmikus meghatározás alapján ugyanoda tehetnénk, mint az előző rengés epicentrumát. Amint azt az előző rengéseknél már leírtam 2003.09.10-én, 2003.10.07-én és 2003.10.11-én kipa-

tant rengések epicentrumát Máriapóctól D-re 2 km-re állapítottam meg a makroszeizmika és az október 7-i mikroszeizmikus meghatározás alapján.

10.11 Máriapócs

A műszerek nem regisztrálták a rengést. A makroszeizmikus helymeghatározás alapján azonos helyre került az epicentrum, mint az előző két rengésnél.

2003.09.10-én, 2003.10.07-én és 2003.10.11-én kipattant rengések epicentrumát Máriapóctól D-re 2 km-re állapítottam meg a makroszeizmika és az október 7-i mikroszeizmikus meghatározás alapján.

12.16 Pogányszentpéter

A mikroszeizmikus meghatározás pontos (azaz a helymeghatározási paraméterek hibahatáron belüliek). A makroszeizmikus meghatározás alapján is 1-2 km különbséggel ide kerülne az epicentrum. A mikroszeizmikus meghatározás epicentruma került be a makroszeizmikus epicentrum-térképbe.

12.31 Magyarsarlós

A mikroszeizmikus meghatározás pontos. A makroszeizmikus meghatározás alapján is körülbelül ide kerülne az epicentrum. A mikroszeizmikus meghatározás epicentruma került be a makroszeizmikus epicentrum-térképbe.

1939.08.22-én kipattant egy rengés a közelben, melynek epicentrumát Kozármislenybe állapították meg. Az 1939-es rengés és a 2003-as rengés epicentruma között 2km-nél kisebb távolság van, ezért a makroszeizmikus epicentrum-térképből az 1939-es rengés epicentrumát kivettem, és csak a 2003-as epicentrumot jelöltem be.

II.5 Elemzések a térinformatikai rendszerben

A létrehozott térinformatikai rendszerben elemeztem a földrendések környezetének geofizikai, geológiai sajátosságait [Gribovszki & Szeidovitz 2000, 2004, 2005, 2005a]:

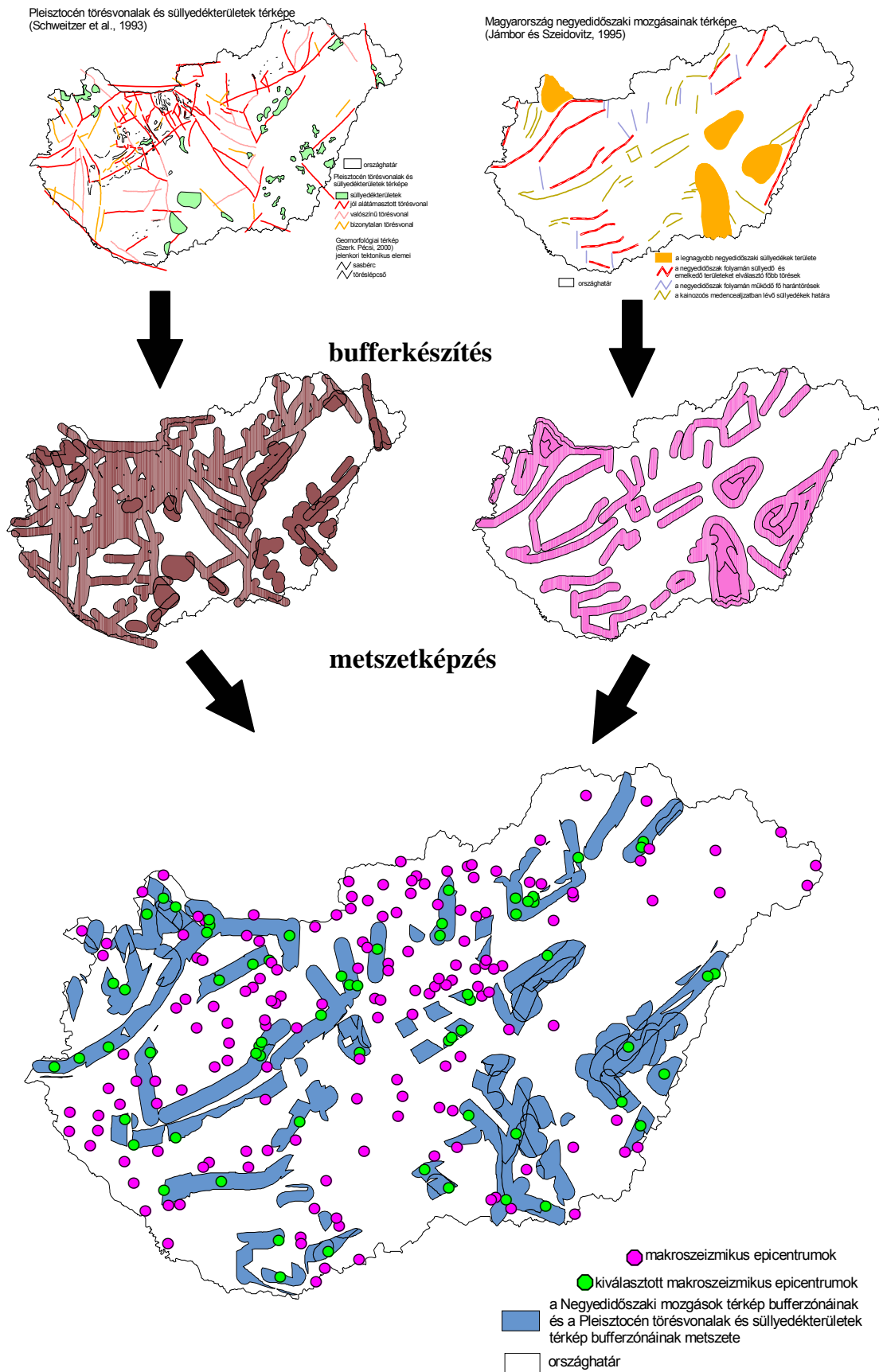
- a földrendések és az aktív mozgásos területek (*negyedidőszaki mozgások térképe* alapján) kapcsolatát;
- a földrendések és a recens törésvonalak összefüggéseit;
- a geomorfológiai térkép tektonikus elemeinek környezetében a földrengés-fészkek előfordulásának gyakoriságát;
- túlnyomásos területeken a medencealjzat nagylejtésű területeinek és a földrengések elhelyezkedésének viszonyát;
- a medencealjzat nagylejtésű területeinek és a földrengések elhelyezkedésének viszonyát.

Vizsgálataim közé tartozott még jelenkori mozgásokra utaló nyomok azonosítása is, melyre a negyedidőszaki üledékvastagságából és a jelenkori domborzati magasságokból következtettem.

A térinformatikai rendszerben megvalósított elemzések eredményeképpen az ország területén potenciálisan földrengés-aktív területeket jelöltem ki.

II.5.1 Egyszerű módszer potenciálisan aktív területek kijelölésére

A hazánkban található jelenkori aktív mozgásos területekről mind a magyar földrajztudósok, mind a geológus szakemberek készítettek térképeket — *pleisztocén törésvonalak és süllyedékkerületek térkép; geomorfológiai térkép jelenkori tektonikus elemei; negyedidőszaki mozgások térkép* — az elmúlt évtizedekben. A potenciálisan földrengés-aktív területek kijelölésére kézenfekvő és megbízható megoldásnak ígérkezik az az eljárás, melyben képezzük a különböző szakembercsoportok által készített térképek közös részét, és így jelöljük ki azokat a területeket, amelyek a jelenkorban aktívnak tekinthetők.



II.14. ábra. A jelenkori potenciálisan földrengés-aktív területek kijelölése a *negyedidőszaki mozgások* és a *pleisztocén törésvonalak és süllyedésterületek* térképek közös részeinek felhasználásával.

A térképek közös részeit a következőképpen állítottam elő. Először létrehoztam a térképi elemek 5 (majd 10) km-es bufferzónáját. Erre a műveletre azért volt szükség, mert a makroszeizmikus adatok alapján 5 km-nél pontosabban nem volt lokalizálható egy-egy földrengés epicentruma,

illetve a törésvonalak helyének kijelölése is bizonytalansággal terhelt. Ezt követően meghatároztam az ArcView Geoprocessing moduljának Intersection parancsával a bufferzónák közös részét. A II.14. ábra ezt a munkafolyamatot mutatja be 5 km-es bufferzóna esetére. Az ábra utolsó térképén látható, hogy a makroszeizmikus rengések teljes adatbázisát vizsgálva azoknak mindössze 29.3 % található az így kijelölt zónákban (66 db helyezkedett el a zónában / 225 db a teljes epicentrumszám). A mikroszeizmikus epicentrumoknak is (az előző értékhez hasonlóan) 28.9 %-a (37/128) található a metszetrészben. (Ennek az egyszerű vizsgálatnak a bizonytalanságát nagymértékben megnöveli az, hogy nem veszi figyelembe, hogy egy-egy epicentrumhoz mekkora helymeghatározási hiba tartozik.) Ezen egyszerű vizsgálat alapján megállapítható, hogy a rengések több, mint 70 %-ára nem ad kielégítő magyarázatot az eredménytérkép, azaz a metszetképzés művelete túl szigorú feltételt szab az aktív területek kijelöléséhez. Az ábrából az is látható, hogy a metszetképzés során kirajzolódnak olyan területek is az országban, amelyekben eddig még alig tapasztaltunk rengéseket.

Szignifikáns kapcsolatot sem lehetett kimutatni a makroszeizmikus epicentrumok és a metszetterület között annak ellenére, hogy a II.5.2 fejezetben magával a *pleisztocén törésvonalak és süllyedékkerületek* térképnek a *geomorfológiai térkép tektonikus elemeivel* kiegészített térképpel szignifikáns volt a makroszeizmikus epicentrumok kapcsolata (lásd későbbi fejezet). A szignifikanciavizsgálatot a következőképpen végeztem el. A vizsgált térképi elemek — jelen esetben a *pleisztocén törésvonalak és süllyedékkerületek térkép; geomorfológiai térkép jelenkori tektonikus elemei; negyedidőszaki mozgások térkép* elemei — köré az epicentrumok horizontális helymeghatározási hibái alapján különböző szélességű bufferzónákat rendeltem, majd képeztem a bufferzónák metszeteit a II.14. ábrán látható módon. Ennek megfelelően a makroszeizmikus epicentrumokkal végzett vizsgálatoknál 5, majd 10 km-es bufferzónákat képeztem a térképi elemek köré. Az 5 km-nél kisebb vagy egyenlő bufferzónával rendelkező epicentrumok elhelyezkedését vizsgáltam a térképi elemek köré képzett 5 km-es bufferrel, és az 5 és 10 km közötti bufferzónával rendelkező epicentrumok elhelyezkedését a 10 km szélességű bufferrel. (A későbbi fejezetekben a mikroszeizmikus epicentrumokkal végzett szignifikancia-vizsgálatokban négy külön tartományban elemeztem az epicentrumok elhelyezkedését. Mivel a mikroszeizmikus epicentrumok bufferzónájának hisztogramja a 0-10 km-es tartományban egyenletesebb volt, mint a makroszeizmikusaké, ezért ott 0-2.5, 2.5-5, 5-7.5 és 7.5-10 km-es tartományokban külön-külön vizsgáltam az epicentrumoknak a különböző szélességű bufferzónákhoz viszonyított elhelyezkedését.) (Az elemzési módból következik, hogy abban a 10 km-nél nagyobb helymeghatározási hibájú események nem szerepelnek, ezért összesen 139 db makroszeizmikus epicentrum vett részt a szignifikancia-számításban.)

A szignifikancia-vizsgálatban a nullhipotézis az volt, hogy a rengések epicentrumainak nincsen kapcsolata a térképi elemekkel, az alternatív hipotézis pedig, hogy van kapcsolata. A nullhipotézis számszerű megfogalmazása szerint: az összes epicentrumnak az ország területével vett hányadosa nagyobb vagy egyenlő, mint a bufferzónába eső epicentrumok száma/a bufferzóna területe. Az alternatív hipotézis pedig az, hogy kisebb. Számszerűen ez azt jelenti, hogy ha a szignifikancia-vizsgálat „z” értéke — $\alpha = 0.05$ szignifikancia szint mellett — nagyobb volt 1.96-nál, akkor volt szignifikáns kapcsolat a vizsgált térképi elemek és az epicentrumok elhelyezkedése között.

A térképi elemek köré képzett bufferzónába eső epicentrumok számának az adott bufferzónájú epicentrumok összes számával vett hányadosa szolgáltatja a szignifikancia-vizsgálatban az átlagértéket, a várható értéket pedig a térképi elemek köré képzett bufferzóna területének a teljes ország területével vett hányadosa adja. Az eredményeket a II.9. táblázatban közlöm. Látható, hogy a makroszeizmikus epicentrumok elhelyezkedése egyik tartományban sem mutat szignifikáns kapcsolatot a metszetrészekkel.

A szignifikancia-vizsgálat számításának gyakorlati kivitelezéséhez az ArcView programban a bufferzónaképzés (Theme / Create Buffers) és a metszetképzés (View / Geoprocessing Wisard / Intersect two themes) művelete mellett a témával történő kijelölés (Theme / Select By Theme) eszközt használtam fel.

II.9. táblázat A makroszeizmikus epicentrumok és a pleisztocén törésvonalak és süllyedékterületek térképnek a geomorfológiai térkép jelenkori tektonikus elemeivel kibővített térkép és a negyedidőszaki mozgások térkép metszetrésznének kapcsolata.

	bufferzóna tartományok	N _{össz}	N _{kivál}	N%	Terület%	z	eredmény
makroszeizmikus	0-5 km	41	15	36.6	25.1	1.50	nem szignifikáns
	5-10 km	98	61	62.2	52.8	1.93	nem szignifikáns

A táblázatban N_{össz} az adott alsó és felső határral rendelkező bufferzóna-tartományok közé eső horizontális helymeghatározási hibájú epicentrumok összes száma, N_{kivál} az előzőekből a bufferzóna által kiválasztottak számát, N% az előző kettőből számított %-os érték. A Terület% az adott tartomány felső értékével azonos szélességű bufferzóna által lefedett terület és az ország területének %-os arány, z a szignifikancia-vizsgálat „z” értéke, az eredmény oszlop pedig a szignifikancia-vizsgálat végső kimenetelét adja meg $\alpha=0.05$ konfidencia szint mellett (ha $z>1.96$, akkor állapítható meg szignifikáns kapcsolat).

II.5.2 A pleisztocén törésvonalak és süllyedékterületek térkép elemeinek összehasonlítása az epicentrumokkal

Az általánosan elfogadott tektonikus szemlélet szerint a földrendések aktív törésvonalak mentén pattannak ki. Ezért annak megválaszolására, hogy az epicentrumok szignifikánsan kötődnek-e a térképeken ábrázolt aktív törésvonalakhoz, elvégeztem egy egyszerű vizsgálatot. Ebben a pleisztocén törésvonalak és süllyedékterületek térkép elemeit és a geomorfológiai térkép tektonikus elemeit vetettem össze a földrendés-epicentrumok elhelyezkedésével. (Természetesen igaz az, hogy ha egy rengés nem kötődik a térképen ábrázolt törésvonalak egyikéhez sem, az nem jelenti még, hogy a rengés nem kapcsolódik törésvonalhoz, hiszen elképzelhető, hogy a térképek nem tartalmazzák az összes aktív törésvonalat.)

A fenti térképeknek az együttes felhasználását indokolta, hogy azokat a Földrajztudományi Kutatóintézet munkatársai (Schweitzer és szerzőtársai) azonos módszerrel — felszíni geomorfológiai jegyek felhasználásával — készítették el, továbbá hogy a geomorfológiai térkép tektonikus elemeinek környezetében epicentrum-sűrűsödés volt megfigyelhető (lásd később).

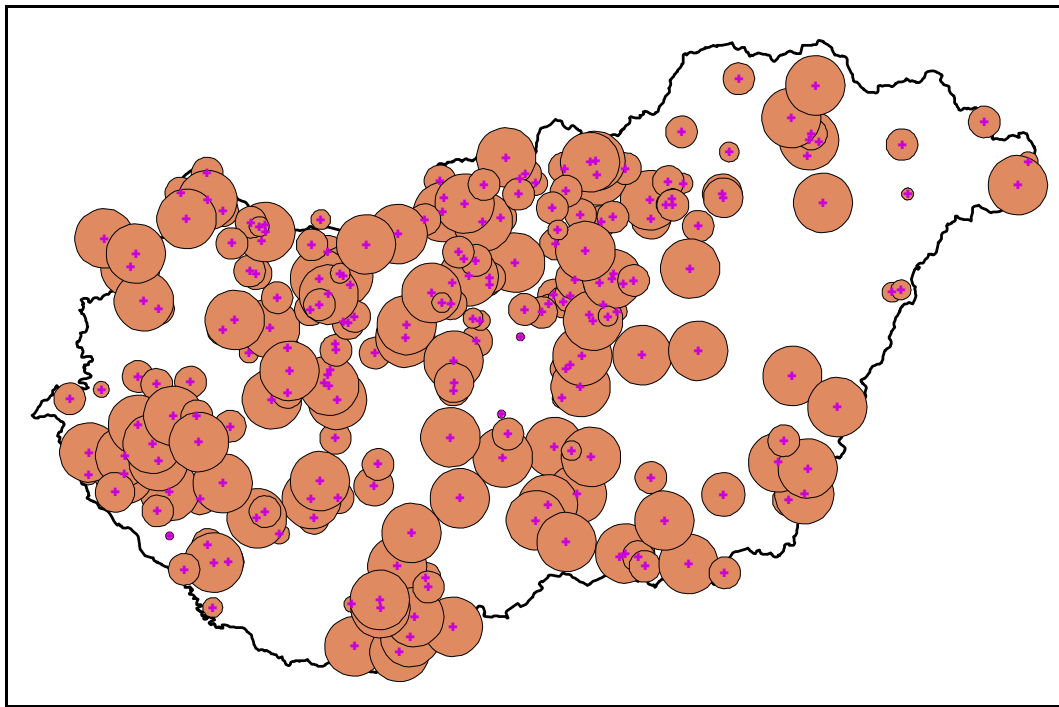
A II.5.1 fejezetben leírt szignifikancia-vizsgálatot elvégeztem a pleisztocén törésvonalak és süllyedékterületek térkép elemeinek a geomorfológiai térkép tektonikus elemeivel kiegészített térképhez rendelt bufferzónák és a makro- és a mikroszeizmikus epicentrumok között is. Az eredmények a II.10. táblázatban láthatóak, melyek alapján megállapítható, hogy — a 2.5 km-nél pontosabb helymeghatározású mikroszeizmikus rengések kivételével — minden esetben szignifikáns a kapcsolat az epicentrumok és a pleisztocén törésvonalak és süllyedékterületek térkép elemei és a geomorfológiai térkép tektonikus elemeit között.

II.10. táblázat Az epicentrumok és a pleisztocén törésvonalak és süllyedékterületek térkép a geomorfológiai térkép tektonikus elemeivel kiegészített térkép kapcsolata.

	bufferzóna tartományok	N _{össz}	N _{kivál}	N%	Terület%	z	eredmény
makroszeizmikus	0-5 km	41	31	75.3	55.5	2.96	szignifikáns
	5-10 km	98	92	93.9	79.0	6.10	szignifikáns
mikroszeizmikus	0-2.5 km	21	3	14.3	33.6	-2.47	nem szignifikáns
	2.5-5 km	34	28	82.4	55.5	4.04	szignifikáns
	5-7.5 km	34	30	88.2	69.8	3.29	szignifikáns
	7.5-10 km	27	27	100	79.0	—	szignifikáns

A táblázat oszlopainak jelentése azonos a II.9. táblázat alatt közöltekkel.

A továbbiakban megvizsgáltam, hogy az összes makroszeizmikus epicentrum hány %-a található a térképi elemek 5 km-es bufferzónájában. Ezért ismét használtam az 5 km-es bufferzóna-képzés műveletét. (A II.14. ábra bal felső és bal középső térképe.) Eredményként megállapítható, hogy a teljes makroszeizmikus epicentrum 70.6 %-a kerül a bufferzónával lefedett területrészekbe. Hasonlóképpen a mikroszeizmikus földrendés-epicentrumok térképével elvégezve ezt a vizsgálatot azt az eredményt kapjuk, hogy rengéseink 75.8 %-a kerül a térképi elemek 5 km-es bufferzónájába.


 II.15. ábra. A teljes makroszeizmikus epicentrum-adatbázis a β) típusú bufferzónákkal.

Az epicentrumok köré a horizontális helymeghatározás pontosságának megfelelő bufferzónákat rajzolva is megvizsgáltam az epicentrumoknak és a térképi elemeknek a kapcsolatát. A makroszeizmikus epicentrumok köré Zsíros [2000] katalógusában szereplő helymeghatározás-pontossági értékekkel azonos bufferzónákat rajoltam, és azt az eredményt kaptam, hogy az összes epicentrum közül — $\Sigma 225$ — 205 db esetén tartalmaz az epicentrum bufferzónája legalább egy térképi elemet (91.1 %). Abban az esetben, ha ugyanezt az elemzést hajtom végre, de csak a legalább 10 km helymeghatározási pontosságú rengések esetén, akkor 4 %-ot romlott a statisztika. Újabb 1.5 %-os statisztikaromlást eredményezett az a vizsgálat, melyet a teljes makroszeizmikus epicentrum-adatbázis felhasználásával végeztem, mégpedig úgy, hogy szisztematikusan csökkenttem a Zsíros [2000] katalógusa alapján megállapított horizontális helymeghatározás-pontossági értékeket. (Erre azért volt szükség, mert 20 km-es bufferzónával dolgozva teljesen bizonytalaná válik, hogy hol helyezkedik el az a geo-környezet, amelyet elemezni szeretnénk.) A módosítással a következő értékeket kapták az egyes kategóriák: A=5; B=8; C=15 km; kevésbé biztos hely (E, D vagy 'nincs kategória'), de kis település van megadva helyként, akkor 15 km. (A továbbiakban, ha ezekkel a bufferzónákkal, a teljes 225 db makroszeizmikus epicentrum figyelembevételével végzem a vizsgálatot, akkor a β) elnevezést fogom használni.) A β) epicentrumokat azok bufferzónáival mutatja a be a II.15. ábra.

II.11. táblázat Az epicentrumok száma és %-os értéke a pleisztocén törésvonalak és süllyedékkerületek térkép geomorfológiai térkép tektonikus elemeivel kiegészített térkép elemeinek környezetében.

	makroszeizmikus			mikroszeizmikus		
	a teljes epicentrum-adatbázis a Zsíros [2000] helymeghatározási kategóriáknak megfelelő bufferzónával	csak 10 km alatti helymeghatározási pontosságú epicentrumok	β) (csökkentett bufferszélesség az epicentrumokhoz)	egységesen 5 km-es buffer a teljes epicentrum-adatbázisra	bufferzóna az <i>erh</i> kétszerese	egységesen 5 km-es buffer a teljes epicentrum-adatbázisra
<i>pleisztocén törésvonalak és süllyedékkerületek</i>	205 ($\Sigma 225$) 91.1%	122 ($\Sigma 139$) 87.1%	193 ($\Sigma 225$) 85.7%	159 ($\Sigma 225$) 70.6%	96 ($\Sigma 128$) 75.0%	97 ($\Sigma 128$) 75.8%

A mikroszeizmikus epicentrum-adatbázissal is végrehajtva ugyanezt a vizsgálatot azt tapasztaljuk, hogy az epicentrumok köré a horizontális helymeghatározás hibájának (*erh*) kétszeres értékével képzett bufferzónáknak jóval kisebb százaléka tartalmazza a vizsgált térképi elemek valamelyikét.

A mikroszeizmikus eredmény értékelése során természetesen figyelembe kell venni azt a tényt is, hogy a mikroszeizmikus epicentrumok horizontális helymeghatározási hibái ($2 \times \text{erh}$) jóval a makroszeizmikus értékek alattiak (átlagosan 6.0 km a bufferzónák szélessége a mikro-szeizmikus epicentrumoknál). A bekezdésben leírt eredményeket számszerűen a II.11. táblázat mutatja.

A táblázat megmutatja, hogy a makroszeizmikus epicentrumok esetén fokozatosan csökkentve a bufferzóna szélességét a bufferzónába eső epicentrumok száma is fokozatosan csökken. Ebből következően megállapítható az eredményekben a legnagyobb szerepet a bufferzóna szélessége játssza.

II.5.3 Az epicentrumok eloszlása a geomorfológiai térkép jelenkori tektonikus elemeinek környezetében

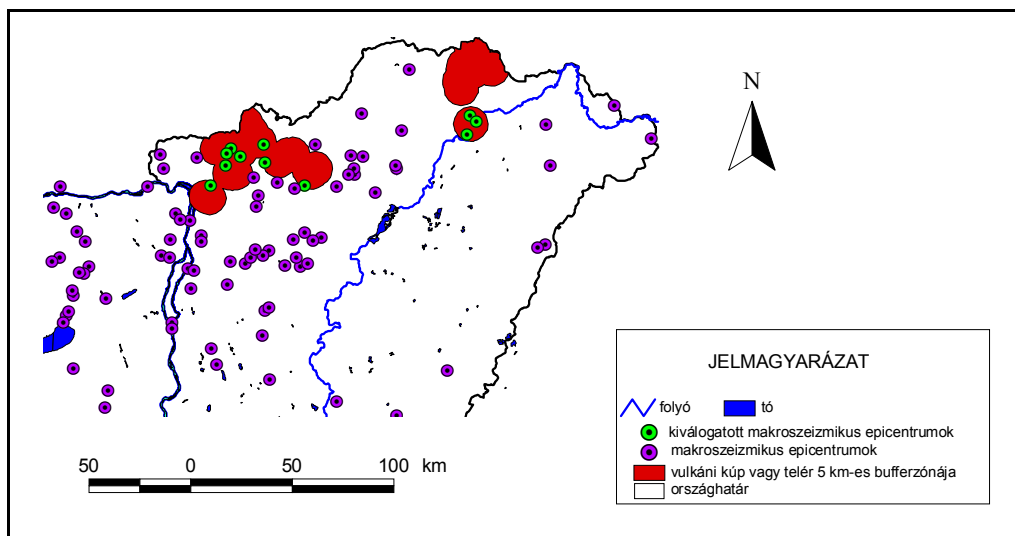
Megvizsgáltam a sasbércek, töréslépcsők és vulkáni kúpok, telérek — azaz a geomorfológiai térkép tektonikus elemei — környezetében található makro és mikroszeizmikus epicentrumok területtel normált számát (kiválogatott epicentrumok száma / kiválasztáshoz felhasznált bufferzóna területe). Az átlagoshoz (lásd II.5.6 fejezet B vizsgálatát) képest kiugróan magas volt a makroszeizmikus epicentrumok sűrűsége (területtel normált szám) a vulkáni telérek és kúpok környezetében.

A szignifikancia-vizsgálat eredménye szerint jelentős összefüggés mutatkozott az 5 és 10 km közötti bufferzónájú makroszeizmikus epicentrumok és a vulkáni telérek és kúpok elhelyezkedésében (II.12. táblázat, II.16. ábra). A mikroszeizmikus epicentrumok esetén nem lehetett szignifikáns kapcsolatot kimutatni.

II.12. táblázat Az epicentrumok és a geomorfológiai térkép jelenkori tektonikus elemeinek kapcsolata.

	bufferzóna tartományok	N _{össz}	N _{kivál}	N%	Terület%	z	eredmény
makroszeizmikus	5-10 km	98	10	10,2	4.1	1.97	szignifikáns

A táblázat oszlopainak jelentése azonos a II.9. táblázat alatt közöltekkel.



II.16. ábra. A geomorfológiai térkép vulkáni kúpjainak és teléreinek bufferzónája a kiválogatott makroszeizmikus epicentrumokkal.

II.5.4 A negyedidőszaki mozgások térképe összehasonlítása az epicentrumokkal

A negyedidőszaki mozgások térképének [Jámbor & Szeidovitz 1995] elemeivel és az epicentrum térképekkel a II.5.1 fejezetben leírtakkal teljesen azonos módon elvégzett szignifikancia-vizsgálat eredménye látható a II.13. táblázatban. A vizsgálat eredményeképpen megállapítható, hogy az epicentrumok elhelyezkedése és a negyedidőszaki mozgások térkép elemei között nem mutatható ki szignifikáns kapcsolat.

II.13. táblázat Az epicentrumok és a *negyedidőszaki mozgások térkép* törésvonalainak és süllyedékterületeinek kapcsolata.

	bufferzóna tartományok	N _{össz}	N _{kivál}	N%	Terület%	z	eredmény
makroszeizmikus	0-5 km	41	17	41.5	38.2	0.42	nem szignifikáns
	5-10 km	98	64	65.3	64.6.6	0.15	nem szignifikáns
mikroszeizmikus	0-2.5 km	21	3	14.3	23.1	-1.13	nem szignifikáns
	2.5-5 km	34	17	50.0	38.2	1.36	nem szignifikáns
	5-7.5 km	34	19	55.9	52.3	0.42	nem szignifikáns
	7.5-10 km	27	19	70.4	64.6	0.65	nem szignifikáns

A táblázat oszlopainak jelentése azonos a II.9. táblázat alatt közöltekkel.

II.5.5 A neogén tektonikai térkép törésvonalainak összehasonlítása az epicentrumokkal

Külön rétegeként szerepeltettem a térinformatikai rendszerben a *Neogene tectonic map of the Pannonian Basin and the Surrounding Alpine-Carpathian-Dinaric mountains* [Horváth 1993] című térkép hazánk területére vonatkozó törésvonalait is (I.10. ábra). A térkép olyan jelenkorban aktív törésvonalakat ábrázol, amelyeket részben geofizikai módszerekkel, részben az epicentrumok elhelyezkedése alapján jelöltek ki.

A *neogén tektonikai térkép* törésvonalai és az epicentrumok közötti kapcsolatokat a II.5.1 fejezetben leírt módszerrel vizsgáltam. Az eredményeiről a II.14. táblázatban számolok be. A táblázat szerint a térkép elemei szignifikáns kapcsolatot csak az 5 és 10 km közötti bufferzónával rendelkező mikroszeizmikus epicentrumokkal mutatnak.

II.14. táblázat Az epicentrumok és a *neogén tektonikai térkép* törésvonalainak kapcsolata.

	bufferzóna tartományok	N _{össz}	N _{kivál}	N%	Terület%	z	eredmény
makroszeizmikus	0-5 km	41	24	58.5	51.1	0.96	nem szignifikáns
	5-10 km	98	84	85.7	79.6	1.71	nem szignifikáns
mikroszeizmikus	0-2.5 km	21	6	28.6	27.2	0.14	nem szignifikáns
	2.5-5 km	34	18	23.5	51.1	-3.73	nem szignifikáns
	5-7.5 km	34	29	85.3	68.2	2.77	szignifikáns
	7.5-10 km	27	25	92.6	79.7	2.52	szignifikáns

A táblázat oszlopainak jelentése azonos a II.9. táblázat alatt közöltekkel.

A II.5.2 fejezet II.11. táblázatához hasonlóan állítottam elő a neogén tektonikai térképre vonatkozóan is (II.15. táblázat). A táblázatban szereplő %-os értékek minden esetben kisebbek, mint amit a *pleisztocén törésvonalak és süllyedékterületek térkép* esetén tapasztalhattunk.

II.15. táblázat Az epicentrumok száma és %-os értéke a *neogén tektonikai térkép* elemeinek környezetében.

	makroszeizmikus				mikroszeizmikus	
	a teljes epicentrum-adatbázis a Zsiros [2000] helymeghatározási kategóriáknak megfelelő bufferzónával	csak 10 km alatti helymeghatározási pontosságú epicentrumok	β (csökkentett bufferszélesség az epicentrumokhoz)	egységesen 5 km-es buffer a teljes epicentrum-adatbázisra	bufferzóna az <i>erh</i> kétszerese	egységesen 5 km-es buffer a teljes epicentrum-adatbázisra
<i>neogén tektonikai térkép</i>	188 (Σ225) 83.6%	103 (Σ139) 74.1%	181 (Σ225) 80.4%	122 (Σ225) 54.2%	78 (Σ128) 60.9%	74 (Σ128) 57.8%

A II.5.2 - II.5.5 alfejezetekben bemutatott elemzések szerint bár sikerült kapcsolatot találni a vetőzónák elhelyezkedése és az epicentrum-eloszlás között, azonban bebizonyosodott, hogy a magyarországi rengések összessége nem magyarázható ismert tektonikus szerkezetek mentén bekövetkező elmozdulások segítségével.

Egy későbbi vizsgálatban Magyarország pannonnál idősebb képződményeinek törésrendszer térképén ábrázolt törésvonalak és az epicentrumok elhelyezkedése közötti kapcsolatokat kutattam. A mélyszerkezetben a törések annyira gyakoriak — sűrűn fedik az ország területét —, hogy a törés-

vonalak köré képzett bufferzónák szinte teljes mértékben lefedték az ország egészét, ezért ez a vizsgálat nem vezetett használható eredményre.

A vetősík felszíni metszsvonalának — a térképeken ábrázolt törésvonalak — és az epicentrumok egymáshoz viszonyított elhelyezkedésének vizsgálatával kapcsolatosan a következő tényeket nem szabad figyelmen kívül hagyni. A vetősík és a földrengésfészek a valóságban térben helyezkedik el. Így azok egymáshoz képesti helyzetének vizsgálata térbeli probléma. A felszín síkján a vető csapásirányát ábrázoljuk. A vetősík és a felszín metszsvonalának az ismerete még nem elegendő információ a vetősík pontos térbeli (mélybeli) helyzetére vonatkozóan, hiszen az egy bizonyos dőlésszöggel — nemcsak a felszínen ábrázolható csapásiránnyal — is jellemezhető. Néhány részletesen megkutatott mélytörésnél — lásd Rumpler & Szabó [1985]: *Magyarország pannonnál idősebb képződményeinek törésrendszer térképe* — a törésvonal csapásiránya mellett feltüntetik a vetősík dőlésére vonatkozó értéket is. A vetősík dőlésszöge azonban az esetek döntő részében nem ismert. Minél kisebb a vető dőlésszöge, a vetősík mentén kipattanó földrengések annál messzebb kerülhetnek a törésvonaltól. A vetősík dőlésszögén kívül bizonytalan a fészek mélysége is, ezért a vetősík és földrengésfészek térbeli kapcsolatának vizsgálatára jelenleg nincs mód.

II.5.6 A harmadidőszaki medencealjzat térképből képzett lejtőkategória-térkép összehasonlítása az epicentrumokkal

Az előző két alfejezet vizsgálatai megmutatták, hogy a rengések legalább 20-30%-ának — az alkalmazott bufferzóna szélességétől függően — kipattanási helyére az ismert törésvonalak alapján nincs elfogadható magyarázatunk. A bevezetőben részletesen kitértem arra, hogy elképzelhető a rengések keletkezésének a medencén belüli üledékrokkadással, üledékcsúszással kapcsolatos magyarázata. Hubbert & Rubey [1959] kimutatták, hogy az üledékcsúszást elősegíti, ha a rétegekben túlnyomás uralkodik. Ilyenkor már kisebb lejtésszög esetén is megvalósulhat az üledék megcsúszása.

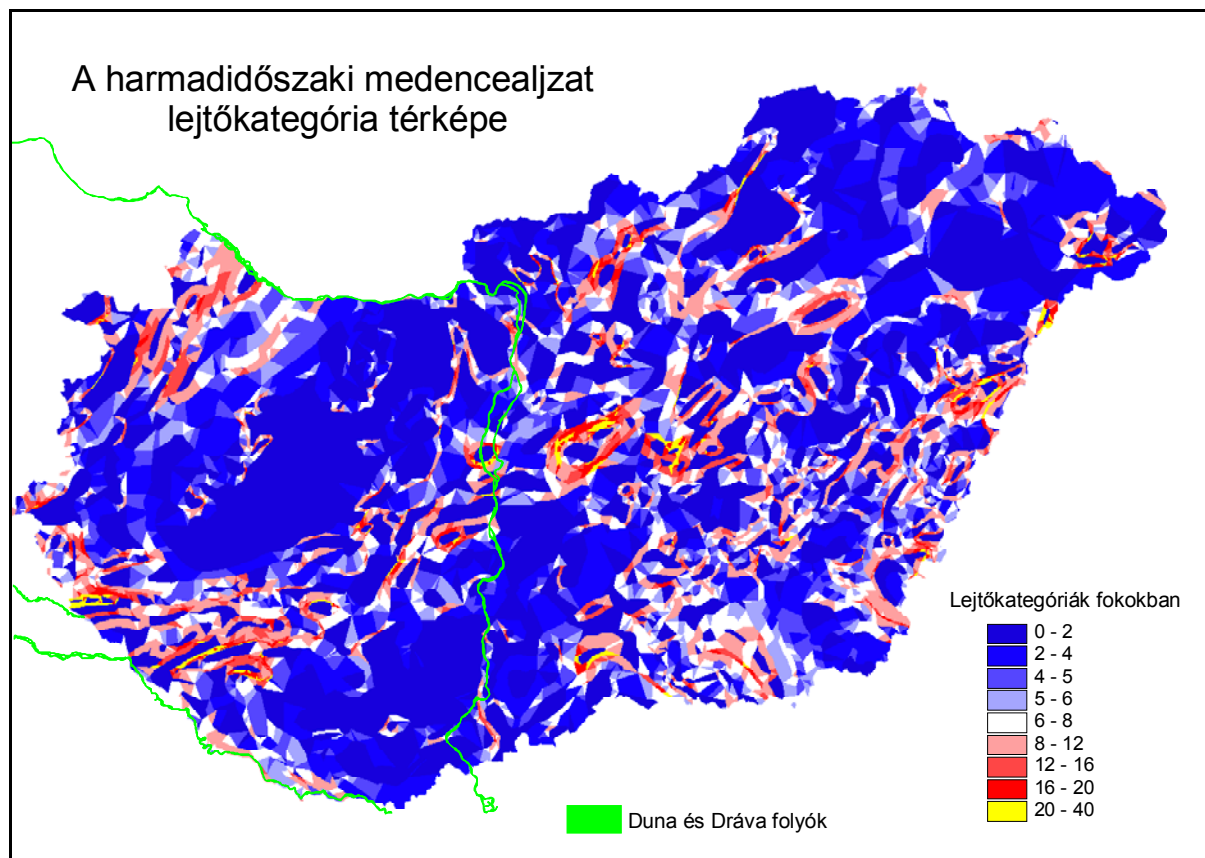
Az előzőekből következően a *harmadidőszaki medencealjzat* térképet felhasználva az ArcView program Spatial Analyst moduljának Surface/Derive slope parancsával elkészítettem a harmadidőszaki medencealjzat lejtőkategória térképét (II.17. ábra). (A megnevezett parancs a domborzatmodellből automatikusan lejtő%-ot ad meg, a lejtő% értékeket azután át kellett konvertálnom fokértékekké.)

A medencén belül, csúszás által gerjesztett rengések lehetőségének vizsgálatára vonatkozóan a következő elemzéseket végeztem el.

A.

Kiválasztottam a lejtőkategória térképből az Analysis/Reclassify paranccsal az ország azon területeit, ahol a harmadidőszaki medencealjzat lejtése 5° -os vagy annál nagyobb. Ábrázoltam azokat a fúrás helyeket, amelyekben történt pórúsnymás-mérés, és megkülönböztettem egymástól a túlnyomásos és a nem túlnyomásos fúrás helyeket. Majd kiválogattam a térképről azokat a makroszeizmikus epicentrumokat, amelyek Zsíros [2000] katalógusában található helymeghatározási pontosságának megfelelő bufferzónájában egyszerre található 5° -os vagy annál nagyobb lejtésű medencealjzat és túlnyomással rendelkező fúrás is. Az ország területén ezeknek a feltételeknek legalább 40 db makroszeizmikus epicentrum tett eleget.

Csak azokon a területeken lehetséges megállapítani az epicentrumok, a túlnyomásos területek, a harmadidőszaki medencealjzat meredeklejtésű részeinek egymáshoz képesti elhelyezkedését, ahol a fúrásokban történtek pórúsnymás-mérések. Ezen vizsgálat eredményeképpen feltételezhető, hogy a kiválogatott rengések esetében a kipattanás oka akár az üledékréteg medencealjzaton történő megcsúszása is lehetett.



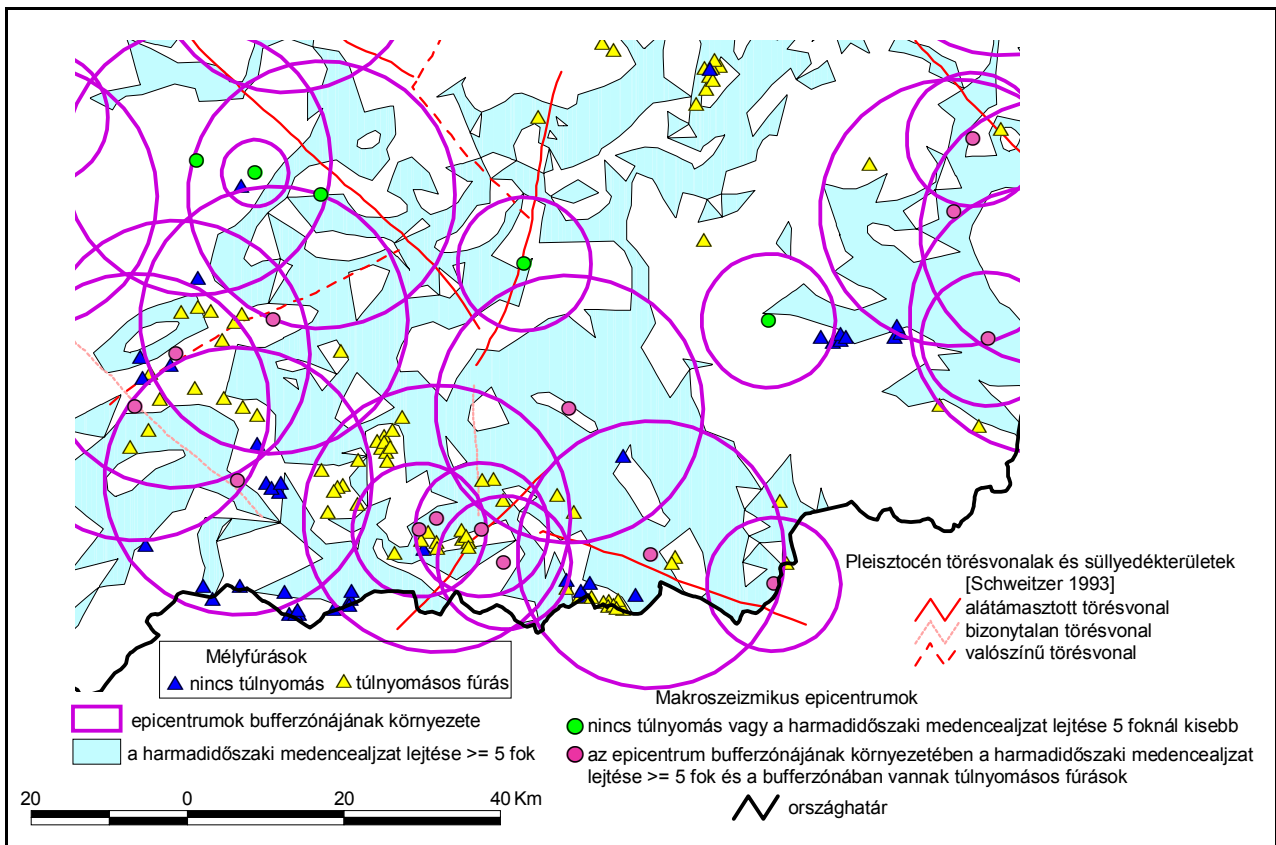
II.17. ábra. A harmadidőszaki medencealjzat lejtőkategória térképe.

Ha az ország területén nagyobb számú pórusnyomás-mérési eredménnyel rendelkeznénk, akkor elképzelhető, hogy több rengés kipattanását magyarázhatnánk üledécsúszással.

A II.18. ábrán bemutatom az ország dél-alföldi területén a harmadidőszaki medencealjzat 5° -os vagy annál nagyobb lejtésű részeit, a túlnyomásos fúrások helyét, a makroszeizmikus földrengés epicentrumokat, azok bufferzónájával és a pleisztocén törésvonalakat [Schweitzer 1993]. (A mikroszeizmikus epicentrumokat nem ábrázoltam, mert a bemutatott térkép kivágaton mindössze kettő lenne látható.) Az ábrán jól látható, hogy az epicentrumok ezen a területen jól illeszkednek a pleisztocén törésvonalakhoz, azaz a kipattanás oka akár a törésvonalak menti elmozdulás is lehet.

B.

Két térképen ábrázoltam az ország azon területeit, ahol a harmadidőszaki medencealjzat lejtése 10° és 20° közötti, illetve 20° és 40° közötti. Majd elkészítettem ezen területek 10 km-es, 5 km-es, 3.75 km-es és 2.5 km-es bufferzónáit (II.19 ábra). A bufferzónák minden esetben tartalmazzák a bufferzónák kijelölésének alapjául szolgáló (belső) területeket is. Ezután a program segítségével kiválogattam a bufferzónákba eső epicentrumokat, kiszámítottam a bufferzónák területét, és meghatároztam a területtel normált epicentrumok számát a különböző lejtőkategóriák, a különböző típusú epicentrumok (makro-, mikroszeizmikus) és a különböző szélességű bufferzónák esetében. (A területtel normált epicentrumok számát a bufferzónába eső epicentrumok számának a bufferzóna összterületével vett hányadosából számítom ki.) A számítási eredményeket az II.16. táblázatban mutatom be. (A makroszeizmikus epicentrumoknál a teljes 225 db epicentrumot tartalmazó adatbázist használtam.)



II.18. ábra. Makroszeizmikus epicentrumok, túlnyomásos fúrások és $5^\circ \leq$ lejtésű harmadidőszaki medencealjzat a Makói-árok környezetében a pleisztocén törésvonalakkal.

A táblázat azt mutatja, hogy a bufferzónák szélességének csökkentésével két esetben gyakorlatilag nem változik a bufferzónába eső epicentrumok területtel normált értéke, két esetben (a $20\text{-}40^\circ$ lejtésű medencealjzat részek környezetében lévő makroszeizmikus epicentrumok esetén, és a $10\text{-}20^\circ$ lejtésű medencealjzat részek környezetébe eső mikroszeizmikus epicentrumok esetén) pedig a bufferzónák szélesítésével nő a területtel normált érték.

II.16. táblázat. A különböző lejtőkategóriájú harmadidőszaki medencealjzat-területrészek köré képzett különböző szélességű bufferzónák által tartalmazott epicentrumok száma és területtel normált száma.

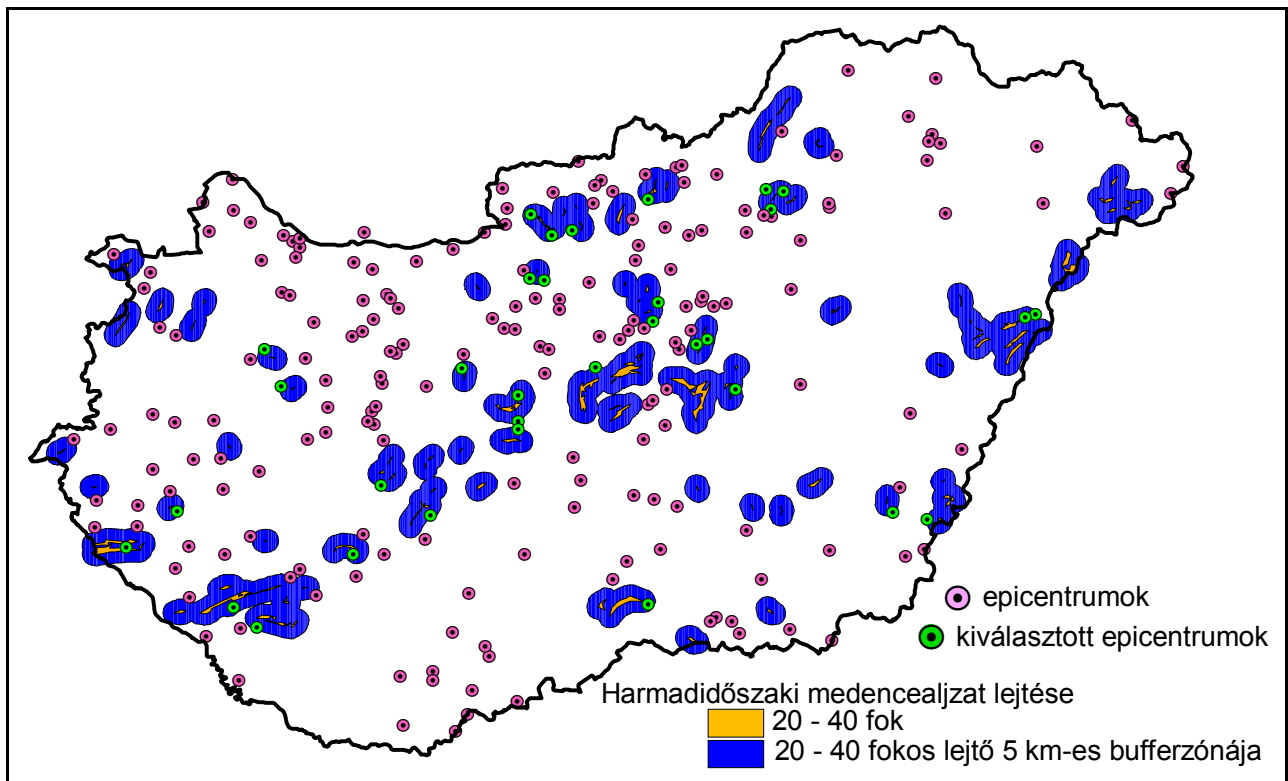
	10-20° lejtés	20-40° lejtés	10-20° lejtés	20-40° lejtés
	171 db	82 db	108 db	24 db
10 km-es	79111 km ²	28979 km ²	79111 km ²	28979 km ²
bufferzóna	2.16×10^{-3} db/km ²	2.83×10^{-3} db/km ²	1.36×10^{-3} db/km ²	0.83×10^{-3} db/km ²
5 km-es	122 db	33 db	53 db	10 db
bufferzóna	50426 km ²	12130 km ²	50426 km ²	12130 km ²
	2.42×10^{-3} db/km ²	2.72×10^{-3} db/km ²	1.05×10^{-3} db/km ²	0.82×10^{-3} db/km ²
3.75 km-es	95 db	17 db	43 db	8 db
bufferzóna	41206 km ²	8635 km ²	41206 km ²	8635 km ²
	2.30×10^{-3} db/km ²	1.97×10^{-3} db/km ²	1.04×10^{-3} db/km ²	0.93×10^{-3} db/km ²
2.5 km-es	73 db	11 db	27 db	5 db
bufferzóna	31010 km ²	5476 km ²	31010 km ²	5476 km ²
	2.35×10^{-3} db/km ²	2.01×10^{-3} db/km ²	0.87×10^{-3} db/km ²	0.91×10^{-3} db/km ²

A táblázat oszlopai a harmadidőszaki medencealjzat különböző lejtőkategóriáit jelölik. A szürke oszlopok a makroszeizmikus epicentrumokra vonatkozó értékeket tartalmazzák, a fehér oszlopok a mikroszeizmikusakra vonatkozókat. A táblázat egyetlen cellájában fentről lefelé haladva a következő értékek találhatóak: bufferzóna által tartalmazott epicentrumok száma; bufferzóna területe; epicentrumok területtel normált értéke.

Vizsgálatom eredményeképpen megállapítható, hogy a makroszeizmikus epicentrumok az átlagos epicentrum-sűrűséghez (2.42×10^{-3} db/km²) képest kis mértékben sűrűbben helyezkednek el a nagy-

lejtésű — 20–40° lejtőkategóriák esetén — harmadidőszaki medencealjzat 5 és 10 km-es környezetében (a táblázat sárga cellái). Továbbá látható az is, hogy ha a 20–40° meredekségű medencealjzat-részeket vizsgáljuk a makroszeizmikus rengések esetén, akkor a makroszeizmikus epicentrumok normált száma függ a bufferzóna szélességétől.

A mikroszeizmikus epicentrumokat megvizsgálva látható, hogy a bufferzónákba eső epicentrumok normált értéke átlag alatti (az átlagos epicentrum-eloszlás $1.38 \times 10^{-3} \text{ db/km}^2$). Emiatt egyelőre nem látszik összefüggés a medencealjzat nagylejtésű területei és a mikroszeizmikus epicentrumok között. (A rendelkezésre álló pontos helymeghatározású mikroszeizmikus epicentrumok 8 éves időtartamú gyűjtése még nem reprezentálja kellő mértékben hazánk földrengés-tevékenységét. Hosszabb vizsgálati időszak elteltével változhat a nagylejtésű medencealjzat-részek epicentrumainak normált értéke.)



II.19. ábra. A 20–40° lejtésű harmadidőszaki medencealjzat, annak 5 km-es bufferzónája és a makroszeizmikus epicentrumok.

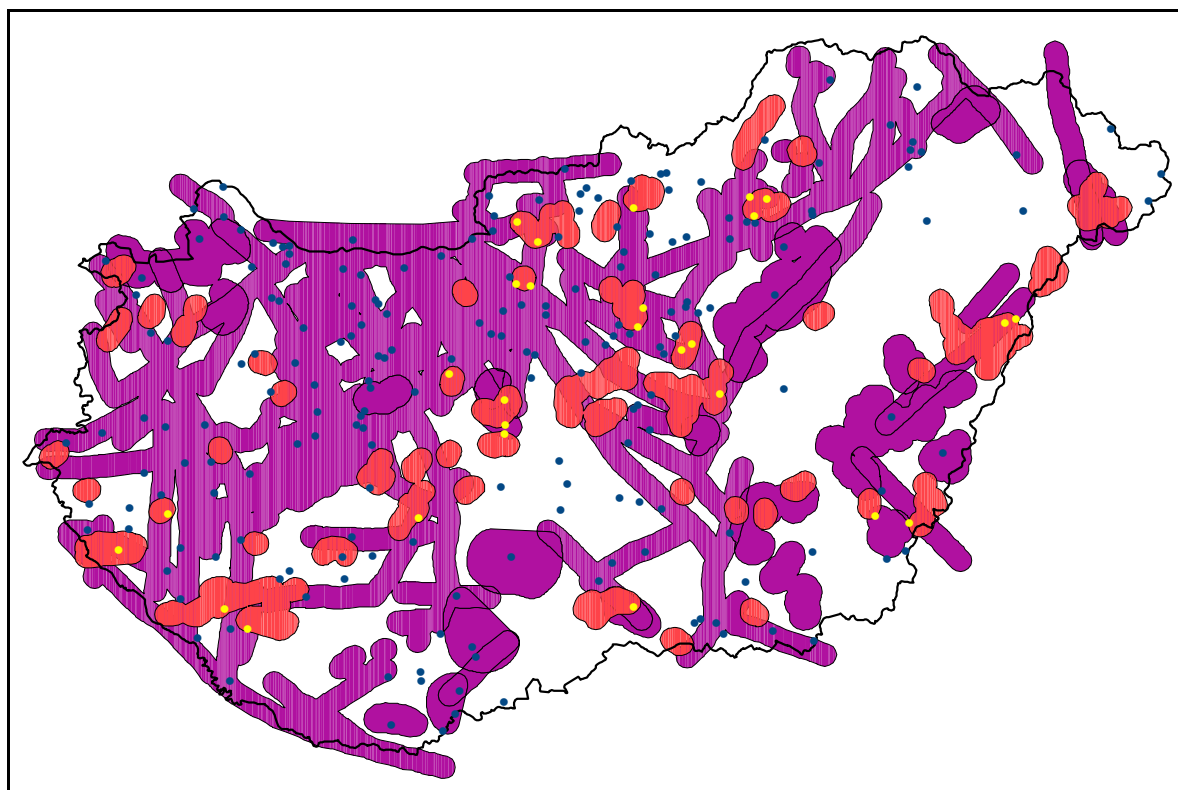
Megvizsgáltam a nagy epicentrum-sűrűséget mutató 20–40° lejtésű medencealjzat-részek 5 km-es környezete által kiválogatott rengéseket. A kiválasztott, közel 40 rengés felénél állapítottak meg különböző szerzők fészekmélység-értékeket. A hazai rengések fészekmélységeivel részletes tanulmányban foglalkoztunk [Szeidovitz, Bus & Gribovszki 2004]. Ezen tanulmányban leírtak szerint a kiválogatott rengések felének fészekmélység-meghatározásait és a harmadidőszaki-medencealjzat mélységértékeit összehasonlítva megállapítható, hogy egy kivételtől eltekintve azok mind a medencealjzat alatt pattantak ki. Ez az eredmény ellentmondásban látszik állni a kezdeti feltételezéssel, mely szerint ezen rengések okozója üledékcsúszás, üledékrozkadás lehetett. Ismert tény, amint azt Szeidovitz, Bus & Gribovszki [2004] publikációnkban is hangsúlyoztuk a fészekmélységek mind makro-, mind mikroszeizmikus meghatározása igen pontatlan. A cikkből kiderül az is, hogy számos egymástól eltérő eredményeket szolgáltató képlet használatos az izoszeizta-térképekből történő fészekmélység-meghatározásra, illetve a maximális intenzitásból és a szeizmogramokból meghatározott magnitúdó-értékekből a fészekmélységek kiszámítására. A felhasznált képletek, paraméter-értékek alapján különböző szerzők különböző fészekmélység-eredményekre jutottak.

Kizárólag mikroszeizmikus adatokat (beérkezési időpont, terjedési idő) felhasználó hipocentrum-meghatározási módszerek fészekmélység-meghatározási pontosságaira vonatkozóan Bus [2004] részletes vizsgálatokat végzett. Vizsgálatai kimutatták, hogy a mélység-meghatározás átlá-

gos hibája felszínrobbantások esetén 7 km-től 24 km-ig változik. A kéreg mélyebb részeiben kipatant rengések esetén ez a hiba valószínűleg jelentősen kisebb. Mivel az alapkőzet mélysége hazánk területén 0–8 km közötti, ezért megállapítható, hogy a harmadidőszaki-medencealjzat mélységénél nagyobb fészekmélységek esetén sem zárható ki, hogy a rengés az üledékben keletkezett.

Megvizsgáltam, hogy a II.19. ábrán látható 33 db, a 20–40° lejtésű harmadidőszaki medencealjzat 5 km-es bufferzónájába eső epicentrum közül melyek azok, amelyek elméletileg kötődhet törésvonalakhoz vagy süllyedékterületekhez. Eredményképpen azt kaptam, hogy a Pleisztocénben aktív törésvonalak és süllyedékterületek térkép [Schweitzer 1993] Magyarország geomorfológiai térképe [Pécsi et al. 2000] jelenkori, tektonikus elemeivel közös térképének 5 km-es bufferzónája az említett 33 rengésből 27 helyét fedi le (II.20. ábra). A Neogene tectonic map of the Pannonian Basin and the Surrounding Alpine-Carpathian-Dinaric Mountains (*neogén tektonikai térkép*) [Horváth 1993] bufferzónája pedig a 33 rengésből 20-at tartalmaz. A két térkép bufferzónája együtt a vizsgált 33 rengéshely közül 30-at tartalmaz. (A vizsgálat teljességéhez azonban az is hozzátartozik, hogy a *pleisztocén törésvonalak és süllyedékterületek* térképnek a *neogén tektonikai* térképpel vett uniótérképe az összes makroszeizmikus epicentrumokból 194-et kiválaszt ($\Sigma 225$).)

A fenti eredmények azonban nem zárják ki annak a lehetőségét, hogy üledékcúsúzással is keletkezzenek rengések, hiszen a térképeken ábrázolt vetők jelenkori aktivitásáról nem rendelkezünk megbízható információkkal, így nem dönthető el egyértelműen, hogy a szóban forgó földrendéseket üledékcúsúzás, vagy éppen vető menti elmozdulás mechanizmusa hozta létre. Sajnos a fészekmélység-adatok sem segítenek ennek eldöntésében, hiszen azok megbízhatósága jóval alul marad a horizontális helymeghatározásénál.



II.20. ábra. Pleisztocén törésvonalak és süllyedékterületek térképnek a geomorfológiai térkép tektonikus elemeivel kiegészített térképének 5 km-es bufferzónájába és a 20–40°-os harmadidőszaki medencealjzat-részek 5 km-es bufferzónájába egyaránt eső, leválogatott rengések.

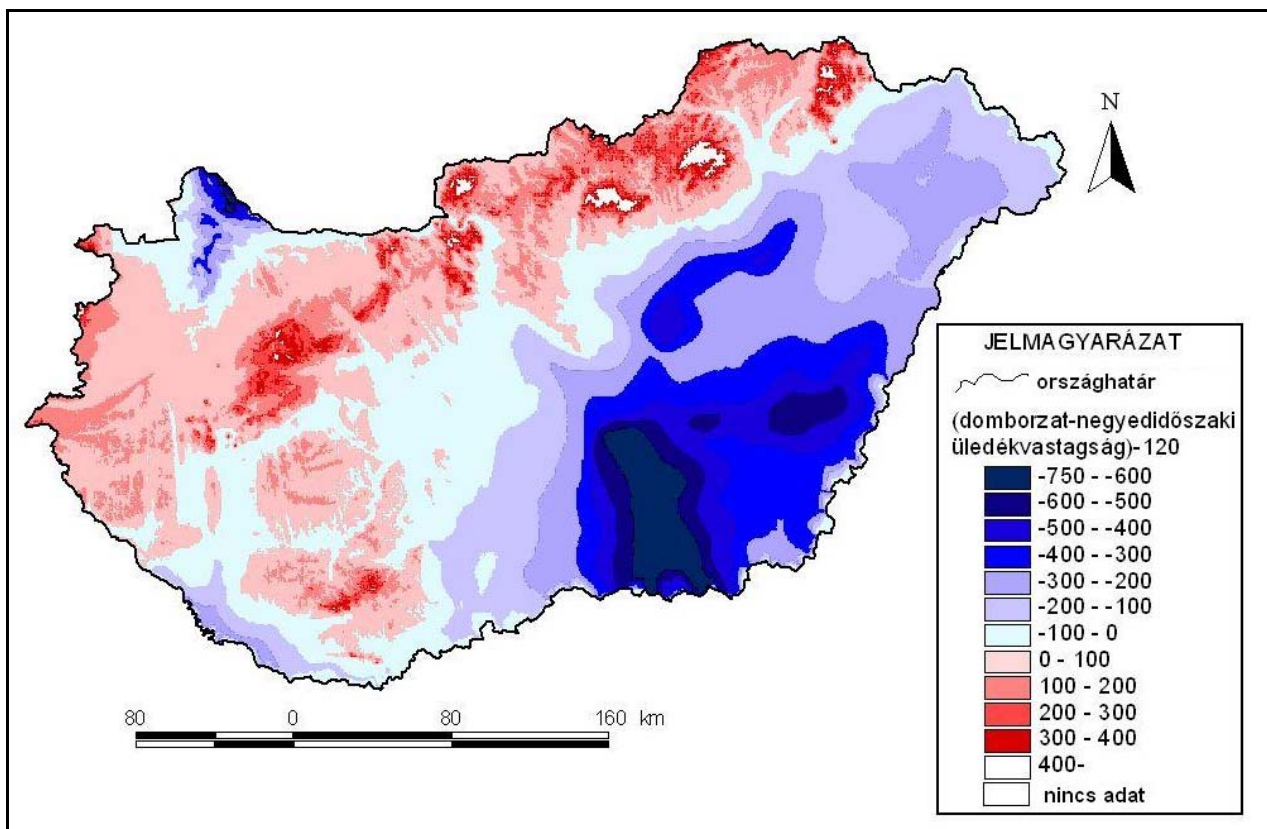
A sárga pontok a 20–40°-os harmadidőszaki medencealjzatrészek 5 km-es bufferzónájába eső makroszeizmikus epicentrumok közül azokat, amelyeket a pleisztocén törésvonalak térkép 5 km-es bufferzónája is kiválaszt. A piros területek 20–40°-os harmadidőszaki medencealjzat 5 km-es bufferzónái. A bordó területek a pleisztocén törésvonalak és süllyedékterületek térkép geomorfológiai térkép tektonikus elemeivel kiegészített térképének 5 km-es bufferzónái. A kék pontok pedig a ki nem válogatott makroszeizmikus epicentrumokat jelölik.

II.5.7 A negyedidőszaki üledékvastagság térképből és a jelenkori domborzati térképből levonható következtetések a negyedidőszaki mozgásokra vonatkozóan

A pleisztocén üledékvastagság értékei és a jelenkori domborzati magasságok felhasználásával kijelöltem jelenkorban aktív területeket, főképpen a vastag üledékréteget felhalmozó alföldi területeken.

Az Alföld felszínformái egyrészt a Pannon-tenger, majd -tó fokozatos feltöltődésével, a szél munkájának eredményeképpen másrészt pedig tektonikai mozgások révén alakultak ki. A Pannon-tenger volt az erózióbázisa a környező hegyekből lepusztult üledéknek. A pleisztocén folyamán több ezer km³ üledék halmozódott fel az Alföld különböző sebességgel süllyedő medencéiben. A feltöltődés során a szárazulatok térnyerése következtében a Pannon-tenger fokozatosan zsugorodott. A hegységekből folyóink a különböző sebességgel süllyedő medencékbe szállították az üledéket, így a medencék feltöltődtek, a hegységek pusztulni kezdtek. Ezért a mélyedésekben, medencékben a pleisztocén üledék vastagsága nagyobb, míg a kiemelkedések helyén (hegyek, dombok) kisebb, hiszen ott a felszínformáló erők munkájának következményeképpen kevésbé tudott üledék lerakódni. (A lepusztulás mértéke nagyobb volt, mint az üledék-lerakódás sebessége.) A környező hegyekből lezúduló vízfolyások hordalékkúpokat alakítottak ki, és részben ezek hatására medrüket gyakran változtatták, de a vízfolyások mederváltoztatásának legfőképpen tektonikai okai voltak. [Mike 1991]

A kéreg izosztikus egyensúlya esetén a kéregmozgások oka lehet a lepusztuló és feltöltődő területek terhelésének megváltozása. A pusztuló területeknél ezért emelkedés, a feltöltődő területeknél pedig süllyedés várható. Bendefy [1972] szerint „a szintváltozások szoros korrelációban vannak a lepusztulási és felhalmozódási körülményekkel”. Balkay [1960] szerint: „Az üledékvastagság — hacsak nem emelkedő területről van szó — a mozgékonyssággal többé-kevésbé arányosnak vehető.”



II.21. ábra. Negyedidőszaki kéregmozgások térképe Rónai [1977] módszere szerint.

A fenti megállapításokból következőleg megalapozottnak tűnik a negyedkori mozgások térképének üledékvastagságok alapján történő elkészítése [Rónai 1973]. Rónai [1973] a következőképpen jelölte ki a negyedidőszaki üledékvastagság és a jelenkori domborzat magasságának felhasználásával a negyedkori kéregmozgások mértékét és irányát hazánk területén. A negyedkori kéregmozgá-

sokra a hegy- és dombvidékeken a felső-pannon képződmények tetőmagassága, a medencékben a legfelső pliocén rétegek tetővonalai alapján következtetett. Kiválasztott egy vezérszintet a kéregmozgások referenciaértékének, ami a 120 méteres tengerszint feletti magasságot jelentette. (A vezérszint megválasztását a mezőföldi horizontálisan fekvő felső-pannon rétegek elhelyezkedése indokolta.)

A II.21. ábrán látható térképet Rónaival azonos módon készítettem, de a jelenleg aktuális negyedidőszaki üledékvastagság és részletes domborzatmodell felhasználásával. A Digital Elevation Modell-500 adatbázisból kiindulva, annak átalakításával, majd az ArcView 3D Analyst modul alkalmazásával létrehoztam a *domborzati felszín térképét*. (A domborzattérkép készítéséről leírás található a C. Függelékben.) A *negyedidőszaki üledékvastagság térképét* ArcView shp formátumban a Magyar Állami Földtani Intézetből Dr. Scharek Péter bocsátotta rendelkezésemre kutatási együttműködés keretében. A Nyírségre vonatkozóan Jámbor [2000] részletesen átvizsgálta a pleisztocén üledékvastagságokat fúrási kútdatok alapján, és arra a területre átértékelte, újraszerkesztette a szintvonalakat. A Nyírség környékére ezért a Jámbor által elkészített pontosabb üledékvastagsági adatokat alkalmaztam. Az így létrehozott két térkép között a következő műveleteket végeztem:

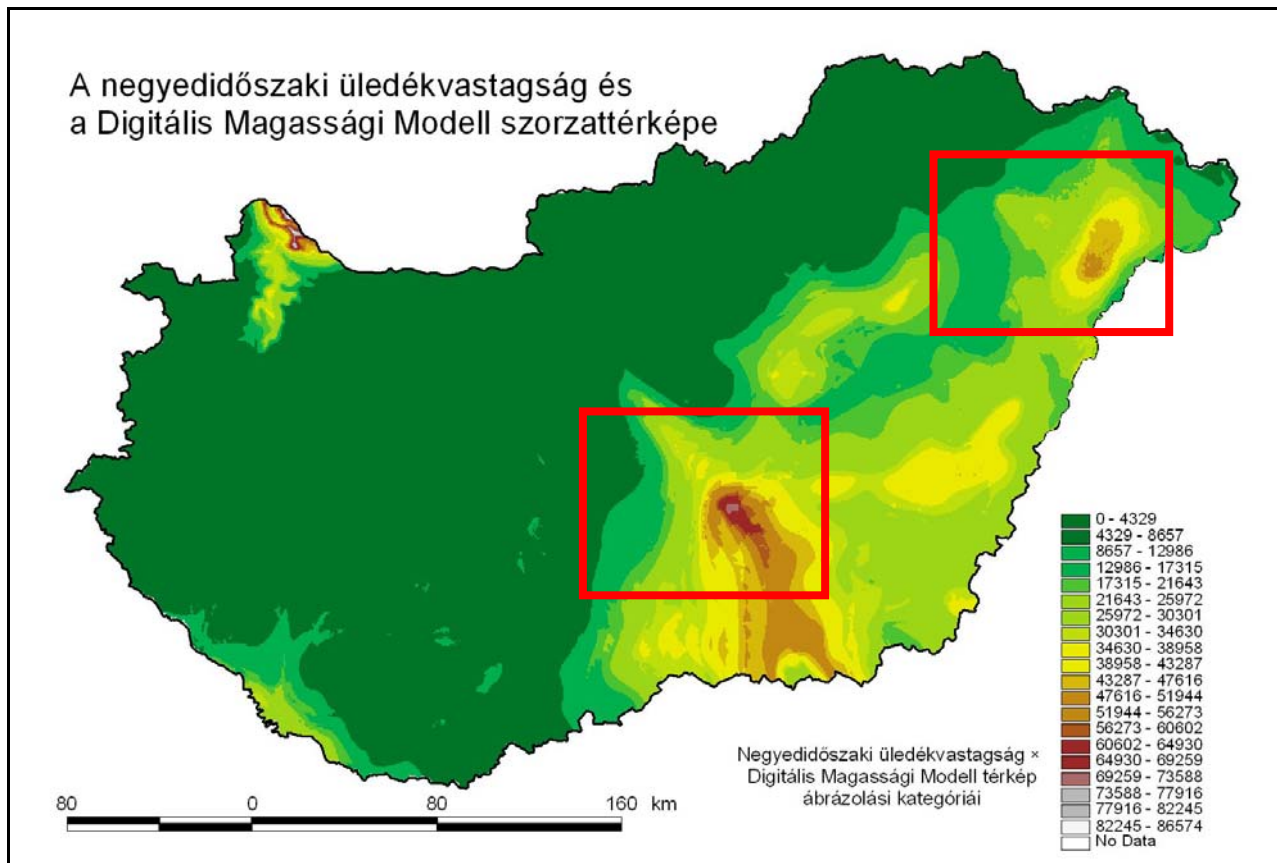
domborzati felszín — negyedidőszaki üledékvastagság (Jámbor által pontosított változata) — 120. Az eredménytérképet színátmeneti skálával jelenítettem meg (II.21. ábra). Az eredménytérkép — Rónai térképével azonos módon — az emelkedések és a süllyedések mértékét mutatja be a negyedidőszak folyamán méterben kifejezve. A térképen kirajzolódik az Észak-Alföldnek a többi üledékes medencétől eltérő mértékben — sokkal kevésbé — süllyedő része: a nyírségi terület. Szintén anomáliaként jelenik meg a Baja Jánoshalma között húzódó, környezetéből kimagasodó terület is. (Az 1972-ben megjelent térképre Rónai berajzolta a negyedidőszaki tektonizmus rendező vonalait is, valószínűleg az eltérő süllyedési tendenciájú területek közé, azonban a rendezővonalak létjogosultságát a térkép sok esetben nem támasztja alá kellő mértékben.) A térkép az elkészítési módjából következően mintegy összegezve ábrázolja a negyedidőszaki mozgásokat, de nem jeleníti meg, hogy ez az összegzett mozgás milyen tényezőkből — süllyedések és emelkedések — tevődik össze.

A nehézségek áthidalására szorzattérképet készítettem két alaptérkép felhasználásával (*negyedidőszaki üledékvastagság térkép, jelenkori domborzati térkép*) (II.22. ábra). A szorzattérkép elkészítésének kiinduló feltételezése a következő volt: az eredményül kapott értékektől azt vártam, hogy az erősen süllyedő medencék nagyvastagságú pleisztocén üledékeinek azokat a területeit emeli ki, amelyeken nemcsak süllyedések, hanem emelkedések is történtek a pleisztocén folyamán, illetve a jelenkorban. A tömegátrendeződések irányváltása utalhat az aktív területek jelenlétére.

A szorzattérképen jól kirajzolódik a Kecskemét környéki földrendés-aktív terület — a negyedidőszaki üledék vastagodását a jelenkori domborzat magasságának növekedése is követi —, ugyanezt mondhatjuk a nyírségi Hoportyó kiemelkedésének környezetéről is (II.23. ábra). A Kecskemét környéki terület jelenkori mozgásait — a szorzattérkép eredményeit is alátámasztva — a *pleisztocénben aktív törésvonalak és süllyedésterületek térkép* törésvonalai is jelzik, hiszen a szorzattérkép emelkedő értékeit minden oldalról törésvonalak veszik körül.

A szorzattérképen nem tükröződik az Alföld többi aktív területe: a szegedi, a jászberényi, a békési aktív terület. Annak ellenére, hogy a Dunántúlon több földrendésfészket ismerünk (Komárom, Mór, Bérbaltavár, Tamási, Pincehely) nem találunk semmilyen utalást ezen aktív területekre. (A Kisalföldnek és a Dráva mentének a szorzattérképen látható anomáliája csak a negyedidőszaki üledék vastagodásából adódik, azt nem követi a domborzat jelentős változása.)

A szorzattérkép szerény eredményeinek okát abban látom, hogy a vizsgált alföldi területeken nagyságrendi különbség van a *pleisztocén üledékvastagság* és a *jelenkori domborzat* magasságértékei között, ezért a szorzattérkép leginkább az üledékvastagságot tükrözi vissza.



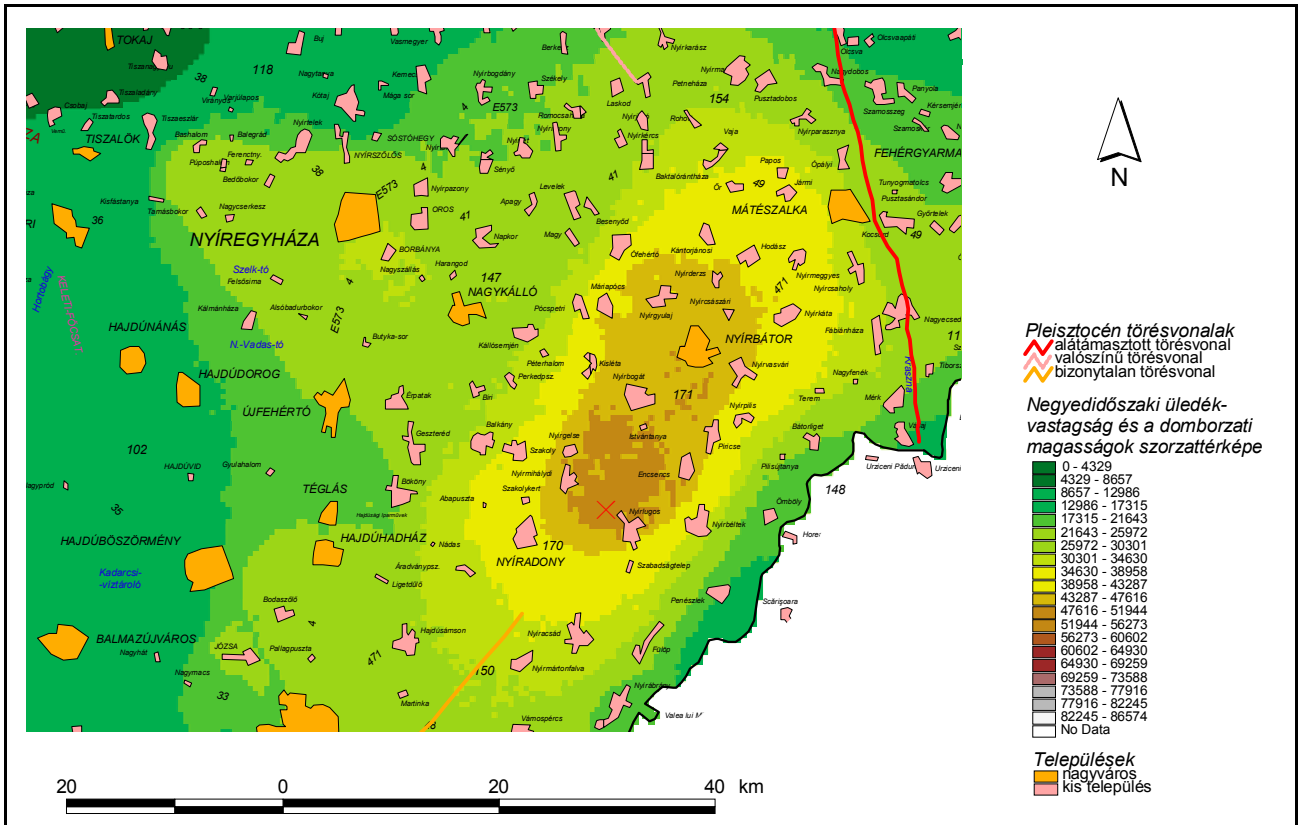
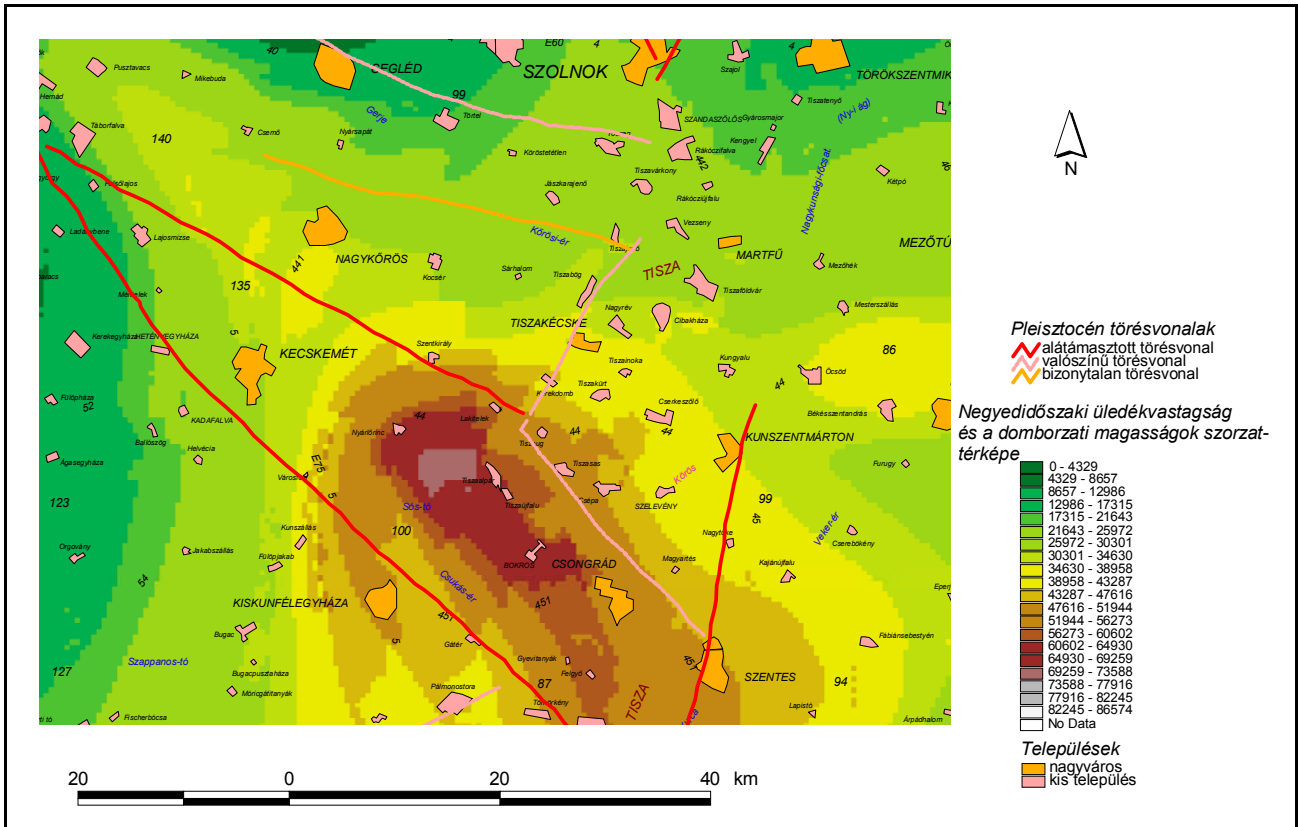
II.22. ábra. A negyedidőszaki üledékvastagság és a jelenkori domborzat magassági értékeinek szorzattérképe.

II.5.8 Potenciálisan földrengés-aktív területek kijelölése

Vizsgálataim eddigi eredményeképpen a potenciálisan földrengés-aktív területekkel kapcsolatban a következőket állapítom meg. Aktív területeknek tekinthetők a *pleisztocénban aktív törésvonalakat és süllyedésterületeket*, a *geomorfológiai térkép tektonikus elemei*, a *neogén tektonikai térkép hazai törésvonalai*, a 20–40 fokos lejtésű harmadidőszaki medencealjzat-részek felületi vetületei, a Kecs-kemét környéki és a Hoportyó környéki aktív területek, illetve mindezen térképi elemek legalább 1-2 km-es bufferzónája.

A földrengések geofizikai és geológiai környezetének vizsgálata céljából elvégzett térinformatikai elemzésekkel kapcsolatban az a megállapítás tehető, hogy a kutatás bizonyos szempontból új eredményeket hozott, illetve alátámasztotta a korábbi elképzeléseket. A ország teljes területére vonatkozóan elvégzett vizsgálatok nem tudják figyelembe venni az ország kisebb területeinek önálló negyedidőszaki fejlődésbeli sajátosságait, speciális tektonikai mozgásait. A kisebb területek részletes geofizikai, geológiai, geomorfológiai kutatási eredményeinek összegyűjtésével, azok együttes vizsgálatával pontosabb képet nyerhetünk a jelenkori mozgásokról, esetlegesen várható földrengés-tevékenységről. Erre mutatnak példát Szeidovitz, Gribovszki & Hajósy [2002] és Gribovszki [2002, 2002a] publikációink. A hivatkozott cikkben az érmelléki aktív terület és annak környezetében feltételezett jelenkori mozgásokra és a várható földrengés-tevékenységre vonatkozó részletes kutatásaink eredményeit közöltük.

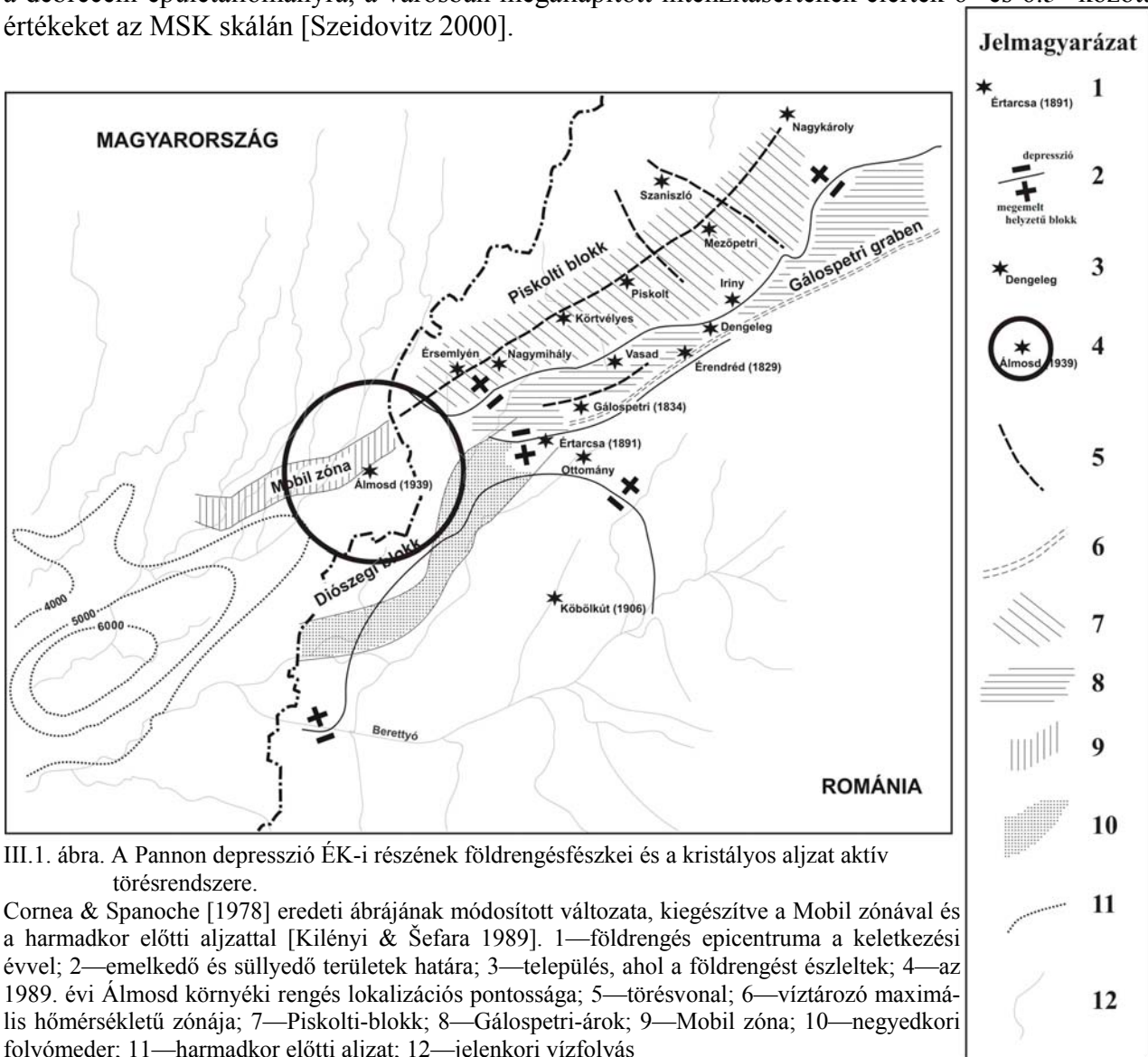
Végezetül összefoglalásképpen elmondható, hogy az elkészült térinformatikai rendszer — az itt bemutatott vizsgálatokon túl — számos lehetőséget kínál az epicentrumok és a rendszer egyéb rétegei közötti elemzésekre. Például doktori munkám során (idő hiányában) nem került sor a harmadidőszaki medencealjzaton túl a többi geológiai fekü szintfelület lejtőkategória térképei és az epicentrumok közötti kapcsolatok vizsgálatára. Továbbá perspektivikusnak látszik a meredek oldalú folyóvölgyek helyzete és az epicentrumok elhelyezkedése közötti esetleges kapcsolat vizsgálata is.



II.23. ábra. A szorzattérkép Kecskemét-Cegléd és a Hoportyó (Nyírség) kiemelkedésének környezetében a pleisztocén törésvonalakkal.

III. DEBRECEN FÖLDRENGÉS-VESZÉLYEZTETETTSÉGÉNEK MEGÁLLAPÍTÁSA DETERMINISZTIKUS MÓDSZERREL

Szeidovitz, Gribovszki & Hajósy [2002] publikációjukban bemutatták részletes kutatásukat az érmelléki földrengés-aktív terület geológiai, geofizikai és geomorfológiai sajátosságainak vizsgálatára vonatkozólag térinformatikai eszközök alkalmazásával [Gribovszki 2002, 2002a]. A hivatkozott publikáció alapozta meg azt a vizsgálatot, melynek célja az érmelléki aktív terület közelében elhelyezkedő nagyváros, Debrecen földrengés-veszélyeztetettségének megállapítása volt. Debrecen 300 ezer fős lakosságával, Budapest után, Magyarország második legnépesebb városa. A város az ország keleti részén található, nem messze a magyar-román határtól. Debrecen város földrengés-veszélyeztetettségének számításában az érmelléki szeizmikusan aktív terület a legfontosabb figyelembe veendő veszélyforrás. Szeidovitz, Gribovszki & Hajósy [2002] publikációjukban említették, hogy két, az epicentrális területen pusztító erejű földrengés keletkezett a XIX. század első felében Érmelléken. (Szeidovitz [2000] részletes leírást közöl az érmelléki területen keletkezett rengésekről.) Ezek a rengések 1829-ben és 1834-ben pattantak ki, epicentrális területüket Gálospetri, Érendréd, Dengeleg, Iriny és Piskolt települések határolják (III.1. ábra). A rengések hatással voltak a debreceni épületállományra, a városban megállapított intenzitásértékek elérték 6° és 6.5° közötti értékeket az MSK skálán [Szeidovitz 2000].



III.1. ábra. A Pannon depresszió ÉK-i részének földrengésfészkei és a kristályos aljzat aktív törérendszer.

Cornea & Spanoche [1978] eredeti ábrájának módosított változata, kiegészítve a Mobil zónával és a harmadkor előtti aljzattal [Kilényi & Šefara 1989]. 1—földrengés epicentruma a keletkezési évvel; 2—emelkedő és süllyedő területek határa; 3—település, ahol a földrengést észlelték; 4—az 1989. évi Álmosd környéki rengés lokalizációs pontossága; 5—törésvonal; 6—vízátározó maximális hőmérsékletű zónája; 7—Piskolti-blokk; 8—Gálospetri-árok; 9—Mobil zóna; 10—negyedkori folyómeder; 11—harmadkor előtti aljzat; 12—jelenkori vízfolyás

Az érmelléki aktív területtel foglalkozó Szeidovitz, Gribovszki & Hajósy [2002] publikációjában megállapítottuk, hogy a rengések epicentruma nyugat felé migrál, hiszen az 1939-es álmosdi és számos a XX. században keletkezett kisebb rengés a XIX. századi rengéseket okozó szerkezet magyarországi meghosszabbításában keletkezett. Rendelkezésre állnak olyan geológiai, geofizikai bizonyítékok, amelyek alátámasztani látszanak a Gálospetri ároknak a Mobil zónában történő folytatódása. Ezért nem zárható ki az a feltételezés, hogy a Gálospetriben kipattant rengésekhez hasonló méterűekre számíthatunk a Mobil zóna Debrecenhez közeli részén is. Milyen következményekkel kell számolnunk mindezek ismeretében? Milyen veszélynek van kitéve a debreceni lakosság, épületállomány? Mekkora maximális károkra számíthatunk a városban? Ezekre a kérdésekre próbálok meg választ adni dolgozatomnak soron következő fejezetében.

Vizsgálataim elsődleges célja a tervezési talajgyorsulás-értékek meghatározása volt Debrecen belterületére. Másodsorban tervezési válaszspektrum görbéket előállítottam elő a város különböző pontjaira, a debreceni altalaj paramétereinek figyelembevételével. A tervezési talajgyorsulás-értékek a város földrengés-veszélyeztetettségéről nyújtanak információt, míg a tervezési válaszspektrum-görbéket a statikus mérnökök a földrengésálló épületek méretezéséhez használhatják fel.

Ideális esetben egy adott helyre vonatkozóan megbecsülhetjük a szeizmikus talajmozgást egy bizonyos ismert intenzitású és epicentrális távolságú földrengéshez kapcsolódva, ha nagy mennyiségű szeizmogramot tartalmazó adatbázis áll rendelkezésünkre. Ekkor az adatbázisban található szeizmogramok közül kiválaszthatjuk azokat, amelyek a földrengésveszélyeztetettség-számítás modelljével megegyező forrásúak, azonos a terjedési útjuk és a helyi altalajviszonyok befolyásoló hatása. Az így csoportosított szeizmogramokat használhatjuk fel a veszélyeztetettség-számításainkhoz. Ilyen adatbázis nem áll rendelkezésre Debrecen városára vonatkozólag, de a földrengés fészekmechanizmusának, a földrengéshullámok terjedési tulajdonságainak és a vizsgált terület geológiai szerkezetének ismerete lehetőséget teremt számunkra, hogy az úgynevezett „hibrid módszer” segítségével modellezzünk egy adott földrengéshez kapcsolódó szeizmikus talajmozgást, akár laterálisan inhomogén anelasztikus közeg esetében is [Fáh 1992].

A veszélyeztetettség-számításaimat két lépésben valósítottam meg. Először két különböző forgatókönyv alapján számítottam Debrecen belvárosára egy-egy metszet mentén a veszélyeztetettség értékeit, majd az egyik scenáriót kiválasztva, 11 különböző metszet felhasználásával állapítottam meg a város minden pontjára a maximális talajgyorsulás-értékeket és a válaszspektrum görbéket. A második lépés veszélyeztetettség-számítási eredményeit felhasználtam arra, hogy a Debrecenben található épületek szintszámainak figyelembevételével egy speciális földrengés-kockázati térképet hozzak létre.

A számítások során előállított szintetikus szeizmogramokat valódi, Debrecenben regisztrált szeizmogramokkal nem volt módom összehasonlítani, mivel a város közelében még soha nem működött szeizmológiai állomás, azonban egy kárfelmérési jegyzőkönyvekből készített intenzitás-térképet lehetőségem volt összevetni az általam kiszámított tervezési gyorsulásértékekkel.

III.1 Földrengés-veszélyeztetettség, determinisztikus földrengésveszélyeztetettség számítás

III.1.1 Földrengés-veszélyeztetettség fogalma és meghatározásának szerepe

A XX. században a természeti katasztrófák közül a földrengések követelték a legtöbb emberáldozatot és okozták a legnagyobb anyagi károkat [Meskó 2002]. Ezek mértéke függ a terület népsűrűségétől, ipari fejlettségétől, és természetesen attól, hogy az érintett területeken milyen szintű a földrengések elleni felkészültség. Mivel a Föld lakossága és koncentráltága növekszik, és ezzel együtt egyre több olyan létesítmény jelenik meg, amely sérülése katasztrófát okozhat, ezért összességében nő a társadalom földrengésekkel szembeni sérülékenysége.

A károkat sok esetben nem a földrengés által létrehozott talajmozgás közvetlen hatása okozza, hanem az ennek következtében bekövetkező földcsuszamlás, szökőár, tűzvész stb.. Egy-egy pusztító földrengés során jelentősen sérülhet az infrastruktúra, károsodhatnak az utak, eltörhet-

nek a víz- és gázvezetékek, amelyek a tüzek keletkezéséhez járulnak hozzá, illetve megnehezítik az oltást.

A földrengések által okozott károkat akkor tudnánk hatékonyan mérsékelni, ha tisztában lennénk azzal, hogy pontosan hol, mikor és mekkora erejű rengés fog kipattanni. Azonban a tudomány jelenlegi állása szerint erre lehetőség nincsen, és valószínűleg a közeljövőben sem várható ezen a téren nagyobb előrehaladás. Amit a szeizmológia tudománya a károk mérséklése ügyében jelenleg tehet az az, hogy a terület korábbi szeizmikus aktivitásának mértéke, az ott előforduló rengések paraméterei és a vizsgált térség geológiai, geofizikai adatai alapján vagy valószínűségi becslést ad egy adott méretű talajmozgás előfordulására, vagy pedig megállapítja a területen várható maximális rengés által létrehozott gyorsulásértékeket, amelyek alapján a mérnökök földrengésállékony épületek tervezéséhez nyernek méretezési paramétereket.

III.1.1.a Földrengés-veszélyeztetettség, földrengés-kockázat

Egy terület földrengés-veszélyeztetettségének megállapításán értjük az összes olyan tényező szám-bavételét, amelyek kapcsolatba hozhatók a földrengésekkel, és hatással vannak az emberek normális élettevékenységére. Ilyenek a felületen megjelenő törések, a földfelszín megrázottsága, a földcsuszamlás, a talajfolyósodás, a tektonikus deformációk stb.. Megállapítható, hogy az épületkárok döntő többségének okozója a talajnak a rengéshullámok által okozott rezgése. A földrengés-veszélyeztetettség számításánál ezért elsősorban a talajrezgés mértékével kell foglalkozni.

A földrengés-veszélyeztetettség (*seismic hazard*) egy vizsgált helyszínen bekövetkező maximális talajmozgás mértékét adja meg. (A valószínűségi módszernél egy bizonyos időtartamra — 50, 100, 10000, stb. év — vonatkozóan határozzák meg a maximális talajmozgás mértékét és bekövetkezésének valószínűségét. A talajmozgás leggyakrabban a gyorsulást jelenti, de jelentheti a sebességet, illetve az elmozdulást is.)

A veszélyeztetettségtől meg kell különböztetnünk a földrengéskockázat (*seismic risk*) fogalmát. A földrengéskockázatba a földrengés-veszélyeztetettségen kívül beletartozik még az épületek, műszaki létesítmények sérülékenysége és vagyoneértéke is, és ezért azonos földrengés-veszélyeztetettség mellett nagyobb lesz a földrengéskockázat, ha a vizsgált területen sérülékenyebb és/vagy nagyobb értékű létesítmények találhatók. [Mónus, Tóth & Gribovszki 2002]

A szeizmológia egyik fontos feladatköre a földrengés-veszélyeztetettség lehető legmegbízhatóbb módon történő meghatározása.

III.1.1.b A földrengés-veszélyeztetettség meghatározásának célja

A pusztító földrengések által sújtott országokban már eddig is hatalmas összegeket fordítottak a földrengések tanulmányozására, szeizmológiai hálózatok telepítésére, továbbá a földrengés-előrejelzési lehetőségek és a földrengés-veszélyeztetettség mértékének kutatására. Kínában például — ahol köztudottan gyakoriak a nagyerejű földrengések — régóta kutatják, hogy hogyan lehetne előre jelezni azokat. A több évszázados kutatómunka során az előrejelzésnek 4 szintjét határozták meg. A földrengés előrejelzésben a hosszú-, a közép-, a rövid távú és az 'azonnali riasztás' módszerét használják [Zongjin et al. 1990]. Már 1975-ben úgy tűnt, hogy 10 éven belül a földrengéseket előre tudják jelezni. Közismert sikeres előrejelzésük a haicsengi 1975. évi, 7.3 magnitúdójú rengés, de nem tudták megelőzni az 1976. évi Tangshan környéki katasztrófát, mely rengésnek 7.8-as magnitúdója volt és több mint 200 000 halálos áldozatot követelt [Yong et al. 1988].

Nem közvetlenül maga a földrengés veszélyes az emberre, hanem azok az emberi létesítmények, melyek a földrengés következtében megsérülnek. Ebből következően: úgy kell az épületeket, különösen a környezetre nagyobb veszélyt jelentő létesítményeket tervezni és építeni, hogy azok az előforduló földrengéseket nagyobb károsodás nélkül átvészeljék [Tóth 2001]. A földrengésveszély alulértékelése komoly következményekkel járhat, példaként említhető, hogy Spitak (Örményország, volt Szovjetunió) városa esetében túlságosan alacsony veszélyeztetettségi szint alapján méretezték az épületeket, aminek következtében az 1988-ban kipattant 7-es magnitúdójú rengés mintegy 25 000 ember halálát okozta, és az anyagi kár meghaladta a 16 milliárd dollárt.

A földrengés okozta károk megelőzésére különös gondot kell fordítani akkor, ha az épület úgynevezett 'kritikus létesítmény', azaz olyan, amelynek sérülése nagy veszélyt jelent a környeze-

tére nézve, tehát emberáldozattal, nagy anyagi kárral vagy a környezet nagymértékű károsodásával jár. Ilyenek a nukleáris-, és vízi erőművek, a radioaktív hulladéktároló telepek és a vegyi üzemek.

A földrengések igen jelentős károkozó potenciálja miatt nem mindegy tehát, hogy mekkora egy adott területen a várható földrengéskockázat. Ennek megállapítása komplex szeizmológiai, geofizikai és geológiai ismereteket kíván. A veszélyeztetettség kiszámítása a földrengéskockázat meghatározásának első lépése. [Mónus, Tóth & Gribovszki 2002]

III.1.2 Determinisztikus földrengésveszélyeztetettség-meghatározási módszer (deterministic seismic hazard assessment /DSHA/)

A földrengés-veszélyeztetettség meghatározásánál alapvető feladat az, hogy kiszámítsuk a földrengés által okozott talajmozgás mértékét (elmozdulás, sebesség, gyorsulás) és különböző spektrális jellemzőit a vizsgált helyszínen. A műszeres földrengésméréseket megelőző időkben a földrengés-veszélyeztetettség meghatározásánál csak a korábbi rengések intenzitását vették figyelembe, ezért a veszélyeztetettség mértékét is intenzitással adták meg. A műszeres mérések elterjedése lehetőséget adott a földrengések gyorsulás-amplitúdójának vagy sebesség-amplitúdójának meghatározására, ezért azóta már a talajmozgás mértékének kiszámítása a veszélyeztetettségi számítások végső célja. Egy helyszín földrengés-veszélyeztetettsége elsősorban a közeli földrengésforrások aktivitásától függ, de ezen kívül számos tényező befolyásolja még, pl.: a földkéreg rugalmas tulajdonságai, a csillapodás és szóródás, valamint a helyszín alatti laza rétegek fizikai jellemzői.

Jelenleg a földrengés-veszélyeztetettség kiszámításának két alapvető módszerét használják: a statisztikus és a determinisztikus módszert [Reiter 1990]. Az első lépés, amely mindkét módszerben közös, valamennyi szeizmológiai, geológiai és geofizikai adat összegyűjtése, hiszen mindkét számítási módhoz ismerni kell a környék földrengés-forrászónáinak jellemzőit és az érvényes csillapodási összefüggéseket.

A determinisztikus módszer az egyik legkorábbi földrengésveszélyeztetettség-elemzési eljárás. Ez volt az első olyan módszer, amely túlmutatott a földrengéshatások megfigyelésén, és már kereste a földrengések kiváltó okait. A determinisztikus módszer feladata annak a maximális talajmozgásnak a meghatározása, amely a vizsgált területen következhet be, annak környezetében esetlegesen kipattanó rengések hatására. A determinisztikus módszer a legrosszabb eset forgatókönyvét adja meg. A legegyszerűbb formája a DSHA módszernek, ha a számítás során az adott régióban várható legnagyobb földrengést vesszük figyelembe (szokásos elnevezése *maximum credible earthquake /MCE/*).

A determinisztikus számítási mód alapfeltevése az, hogy a vizsgált terület közelében a szeizmikus tevékenység a jövőben ugyanolyan lesz, mint a múltban, azaz ha valahol egyszer már keletkezett egy bizonyos erősségű földrengés, akkor egy másik ugyanott ismét bekövetkezhet. Tehát ez a módszer erősen függ attól, hogy kellően ismert-e a vizsgált terület környezetének múltbeli szeizmikus tevékenysége.

A DSHA eljárás a vizsgált helyhez megfelelően közeli ismert földrengésforrásokat és az elérhető történelmi földrengés- és geológiai adatokat használja, hogy a vizsgált helyen modellezze a talajmozgást. A számítási eljárás során kijelölik a vizsgált terület szempontjából lényeges egy vagy több forrászónát, majd meghatározzák minden egyes zónában a legnagyobb várható földrengés méretét. Ezután kijelölik az egyes forrászónáknak a kérdéses helyszínhez legközelebbi pontját, és feltételezik, hogy a zóna „karakterisztikus” földrengése itt pattan ki. A vizsgált helyen a talajmozgást determinisztikusan állapítják meg, adott magnitúdó, forrászóna-vizsgált hely távolság és a talajtulajdonságok alapján.

A módszer négy alaplépésből áll:

1. A figyelembeveendő források azonosítása és tulajdonságaiknak megállapítása;
2. A forrászóna-vizsgált hely távolság meghatározása;
3. A csillapodási görbék felhasználásával a kontrollföldrengés kiválasztása;
4. A veszélyeztetettség megadása a kontrollföldrengés alapján.

A következőkben részletesebben ismertetem a módszer alaplépéseit.

III.1.2.a Források azonosítása és tulajdonságainak megállapítása

A) Források azonosítása

A számítási eljárás során először meg kell keresni, illetve ki kell jelölni a vizsgált terület szempontjából lényeges, összes jelentős talajmozgás létrehozására képes egy vagy több földrengésforrást vagy forrászónát, amely/amelyek a determinisztikus számítási módszer esetében elsősorban tektonikus szerkezetek. Nagyobb rengések nagyobb távolságban is lehetnek az adott helytől, de figyelembe vehetünk közelebbi, kisebb rengéseket is, mert hatásuk a távolság miatti csillapodásból adódóan azonos lehet az előző csoportéval.

A DSHA módszer alkalmazása során, találkozhatunk olyan rendkívüli vizsgált területtel, amelynél a terület környezetében lévő forrászónákban kipattant maximális történelmi rengések egyikét sem vesszük figyelembe. Tehetjük ezt olyan esetben, ha léteznek meggyőző neotektonikai és geomorfológiai bizonyítékok, amelyek szerint a vizsgált terület környezetében olyan feszültség-felhalmozódás van, amelynek alapján várható az eddiginél jóval nagyobb méretű rengés kipattanása. Például már az 1976-os tangshani rengés kipattanása előtt is tudni lehetett, hogy a legközelebbi rengés jóval nagyobb lesz majd az eddigi maximális történelmi rengés bármelyikénél [Yong et al. 1988]. Ilyen esetekben nem a forrászónákban megfigyelt földrengés-tevékenységből indulunk ki, hanem a veszélyeztetettség-számítás során felhasználjuk a földtani adatok alapján megbecsült várható magnitúdó értékeket.

B) Források tulajdonságainak megállapítása

B1) A forrás geometriájának definiálása

A DSHA számítási módszer alkalmazásánál a következő négy különböző forrástípust vehetjük figyelembe: pontforrás, vonalas forrás, területi jellegű forrás és térfogati jellegű forrás.

B2) A földrengés-potenciál meghatározása (M_{max})

Olyankor szükséges meghatároznunk a földrengés-potenciált, ha a terület környezetében létezik olyan törésvonal, amelyben jelentős feszültség-felhalmozódás van, és számíthatunk a közeljövőben annak kioldódására. A DSHA módszer számításai során ezt a törésvonalat figyelembe kell venni, és a várható földrengés magnitúdóját meg kell határozni. (A többi forrászónára vonatkozóan, a zónában észlelt maximális történelmi rengés magnitúdóját kell tekintetbe venni a számítások során.)

A földrengés-potenciált a várható maximális magnitúdóval jellemezzük (M_{max}). Amelyet kétféleképpen határozhatjuk meg: tapasztalati és elméleti úton.

A tapasztalati meghatározás során figyelembe kell venni a törésvonal hosszát és a törési felület nagyságát, valamint a törésvonal mentén mért maximális felületi elmozdulást.

Az elméleti úton történő meghatározás során a vetőmenti csúszássebesség (*slip rate*) felhasználásával és a szeizmikus momentum megadásával határozzuk meg a várható rengés maximális magnitúdóját. Az utóbbi időben, a DSHA számításokban, a maximális magnitúdó becsülésére a momentum magnitúdót alkalmazzák, mert jobban tükrözi a felszabaduló energia nagyságát.

III.1.2.b Forrászóna-vizsgált hely távolság megállapítása

A DSHA módszer második lépéseként meghatározzuk minden egyes földrengésforrás-zóna esetén a forrászóna és a vizsgált hely közötti távolságot. A forrászóna és a vizsgált hely közötti távolságot az egyértelműség miatt definiálni kell, mert egy adott geometriai elrendezés esetén több távolság is figyelembe vehető lenne.

A leggyakoribb feltételezés szerint a DSHA módszer során a forrászóna és vizsgált hely közötti legkisebb távolságot alkalmazzák, ez a legrosszabb eset (*worst case*) nevű scenárió.

III.1.2.c Kontrollrengés kiválasztása

A földrengészónákra vonatkozó geometria, földrengés-potenciál és földrengésforrás-vizsgált hely távolság meghatározása után, a távolságok, és a csillapodási összefüggés felhasználásával, megkeressük azt a kontrollföldrengést, ami a legnagyobb talajmozgás paramétert (Y) eredményezi a vizsgált helyen. A kontrollrengés kiválasztásának alapjául a talajmozgásnak a vizsgálat szempontjából legfontosabb paramétere (Y) szolgál. A kiválasztás a következő lépésekből áll:

1. Minden potenciális földrengésforrást (forrászónát) figyelembe veszünk.
2. Feltételezzük, hogy minden földrengésforráshoz egyénileg hozzárendelt minimális távolság esetén (R_{\min}) az adott földrengésforráshoz tartozó M_{\max} potenciálú rengés fog kipattanni.
3. Kiszámítjuk valamennyi forrászónára az R_{\min} , M_{\max} értékek és a csillapodási összefüggések alapján a talajmozgás paramétert (Y);
4. A csillapodási görbékről leolvasott Y értékek összehasonlításával kiválasztjuk a talajmozgás paraméter legnagyobb értékét. A talajmozgás paraméter legnagyobb értékéhez tartozó rengés lesz a kontrollrengés. A továbbiakban ezt a rengést használjuk a vizsgált terület veszélyeztetettségi paramétereinek meghatározásához.

III.1.2.d Veszélyeztetettség megadása a kontrollrengés alapján

A kontrollrengés M_{\max} és R_{\min} értékét használjuk fel, hogy meghatározzuk a vizsgálati helyen a kontrollrengés hatására bekövetkező csúcsgyorsulás-értéket, a spektrális gyorsulást és a rengés időtartamát.

A determinisztikus módszer elsősorban olyan helyeken használható, ahol a földrengés-tevékenység jól meghatározott tektonikus szerkezetekhez köthető, és az egyes szerkezetek rendszeresen hasonló jellegű (karakterisztikus) rengéseket generálnak. Ezek főleg a szeizmikusan erősen aktív területek, elsősorban a lemezhatárok környezete.

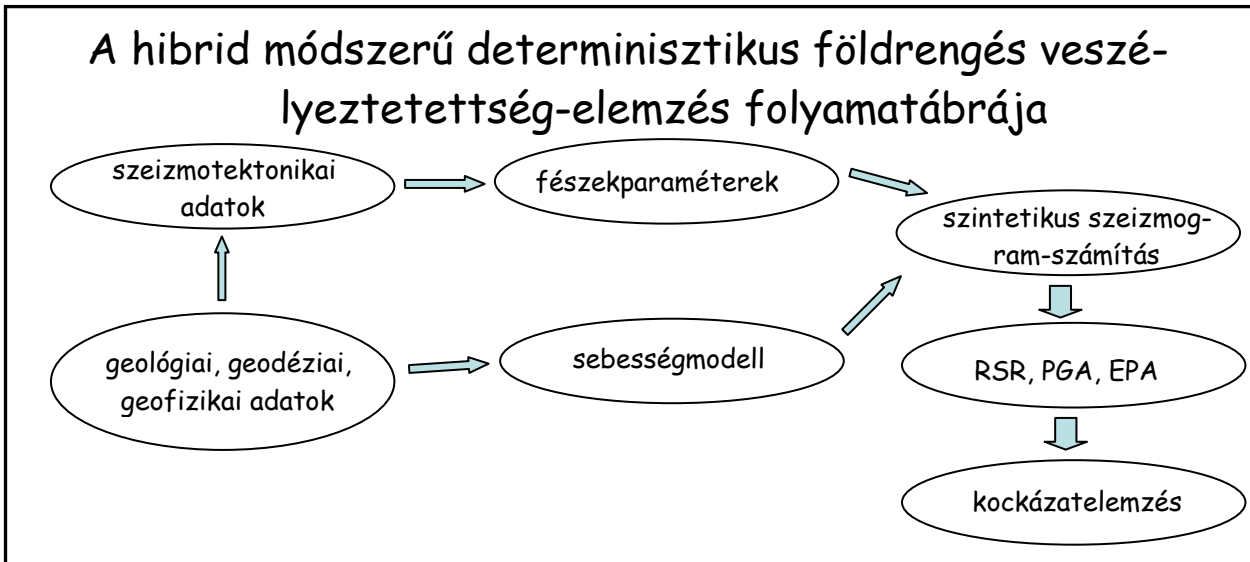
A DSHA módszert eredetileg az atomenergetikai iparágban alkalmazták, ahol a földrengés-veszélyeztetettség megállapításában egy esetleges tévedés katasztrófát eredményezett volna. A módszert mind a mai napig jelentős, különösen a nagy biztonságot megkívánó építmények veszélyeztetettség-számítására alkalmazzák, mint amilyenek az atomerőművek, a nagy völgyzárógáták, víztározók, a nagykiterjedésű hídépítmények, a veszélyeshulladék-tárolók és a vegyi üzemek.

III.1.3 A determinisztikus földrengésveszélyeztetettség-meghatározás hibrid módszere

A hibrid módszer a hagyományos értelemben vett DSHA módszert hullámterjedési modellezéssel egészíti ki, illetve a DSHA eredményeit hullámterjedési modellezéssel teszi pontosabbá.

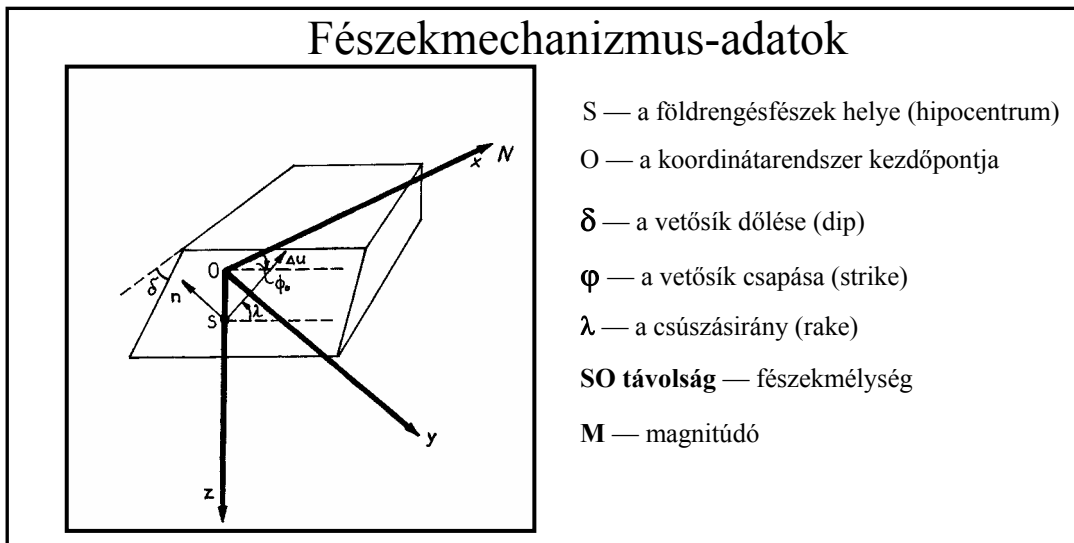
A hibrid módszer kifejlesztésének kezdeti szakaszában, úgynevezett módusösszegzéses eljárással modellezték a hullámterjedést a fészek és a vizsgált hely között, napjainkban pedig ezt a kezdeti eljárást továbbfejlesztették és kiegészítették a vizsgált hely közvetlen környezetének általajtulajdonságait is figyelembe vevő modellszámítási résszel. Az eljárást ezen fázisában hibrid módszernek nevezik, melyet teljes egészében a Trieszti Egyetem Földtudományi Tanszékén működő kutatócsoport fejlesztett ki.

A módszer folyamatábráját mutatja be a III.2. ábra. (Az ábrán az RSR — response spectra ratio — a válaszspektrum arányt, a PGA — peak ground acceleration — a tervezési talajgyorsulást, az EPA — effective peak acceleration — pedig az effektív csúcsgyorsulást jelenti.)



III.2. ábra. A hibrid módszerű determinisztikus földrengésveszélyeztetettség-elemzés folyamatábrája.

Az eljárás rövid leírása a következő. Előzetes kutatások alapján (szeizmotektonika, geológia, geofizika) meghatározzuk a vizsgált helyre legnagyobb veszélyeztetettséget jelentő földrengésfészek helyét. Megállapítjuk ennek a rengésnek a fészekmechanizmus-adatait (a fészek pontos helyét, a vetősík dőlését, a vetősík csapásirányát, a csúszásirányt, a fészekmélységet és a magnitúdót, III.3. ábra), és a harántolt rétegek sebesség-, és sűrűségmodelljeit, jósági tényezőit és rétegvastagságait.

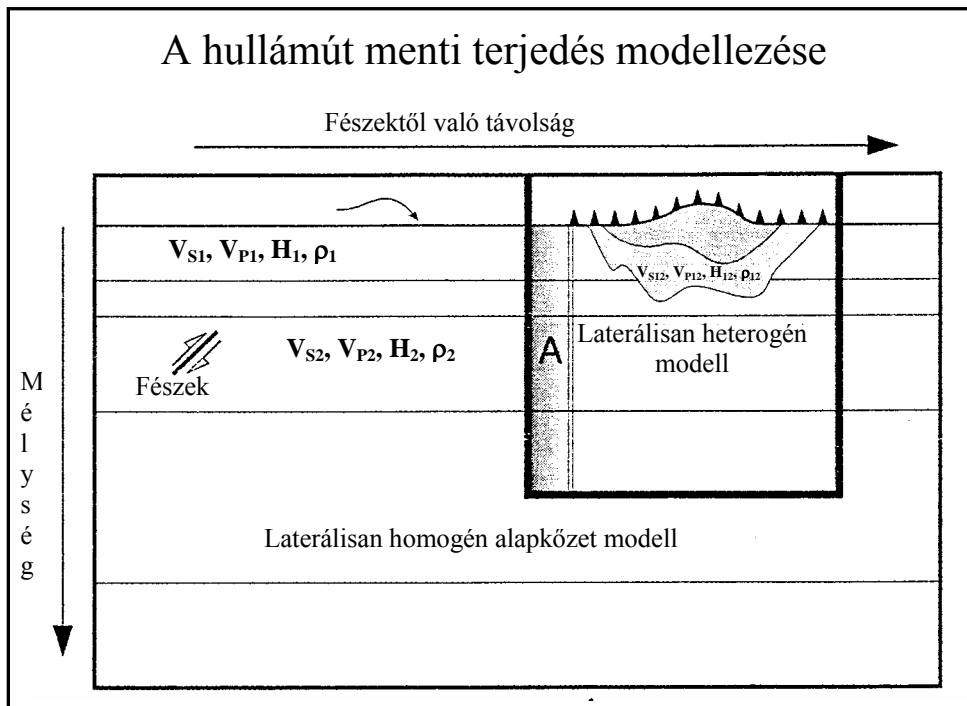


III.3. ábra. Fészekmechanizmus- adatok.

Ezzel a bemeneti paraméterekkel, a hullámterjedést modellező programmal szintetikus szeizmogramokat számítunk a kutatás célterületére, egy adott metszetsíkon mentén. A szintetikus szeizmogramból levezethető további függvényeket hozhatunk létre: pl. válaszspektrum függvény, tervezéskor figyelembe veendő maximális talajgyorsulás-érték vagy az effektív talajgyorsulás. A hibrid eljárás végeredménye leggyakrabban egy térkép, amely alapján egy adott területre meg tudjuk mondani, hogy hol várható a legnagyobb károsodás egy esetleges pusztító földrengés bekövetkezésekor.

Az előzőekben leírtak alapján részletes talajmozgás-modellezést végezhetünk a hibrid módszer alkalmazásával, melynek segítségével figyelembe vehetjük a helyi geofizikai, geológiai paramétereket is. A módszer a hullámút menti földrengéshullám-terjedést modellezi, mégpedig az emberi létesítményekben a legnagyobb károsítást okozó felületi hullámokra vonatkozóan. A hibrid technika kombinálja a módusösszegzés [Panza 1985; Panza & Suhadolc 1987; Florsh et al. 1991] és a véges differenciák [Fäh et al. 1990; Fäh et al. 1994; Panza et al. 2000] módszerét. A hullámter-

jedést a hipocentrumtól a laterálisan heterogén szerkezetig modellezzük a módusösszegzés módszerével. Ez a laterálisan homogén anelasztikus szerkezeti modell reprezentálja a hullámút átlagos regionális kéregtulajdonságait a földrengéshelyektől egészen a laterálisan heterogén modellel leírt területig. Ezt a laterálisan homogén szerkezetet alapkőzet-modellnek is nevezik. Az alapkőzet-modell számos rétegből áll, melyek mindegyike a vastagságával, sűrűségével, P- és S- hullámsebességével és a frekvencia-független Q értékével (jósági tényező) jellemzett. A létrehozott hullámter ezután a rácshálóval modellezett heterogén (2D metszet) területrészben terjed tovább a véges differenciák módszere segítségével meghatározottan. Az alkalmazott hibrid modell laterálisan változó része a helyi geológiai adatok eredményeit tükrözi. A modellszámítás ezen szakaszának célja a felszíni vízszintes laza rétegsor gyorsulást módosító hatásának meghatározása (III.4. ábra).



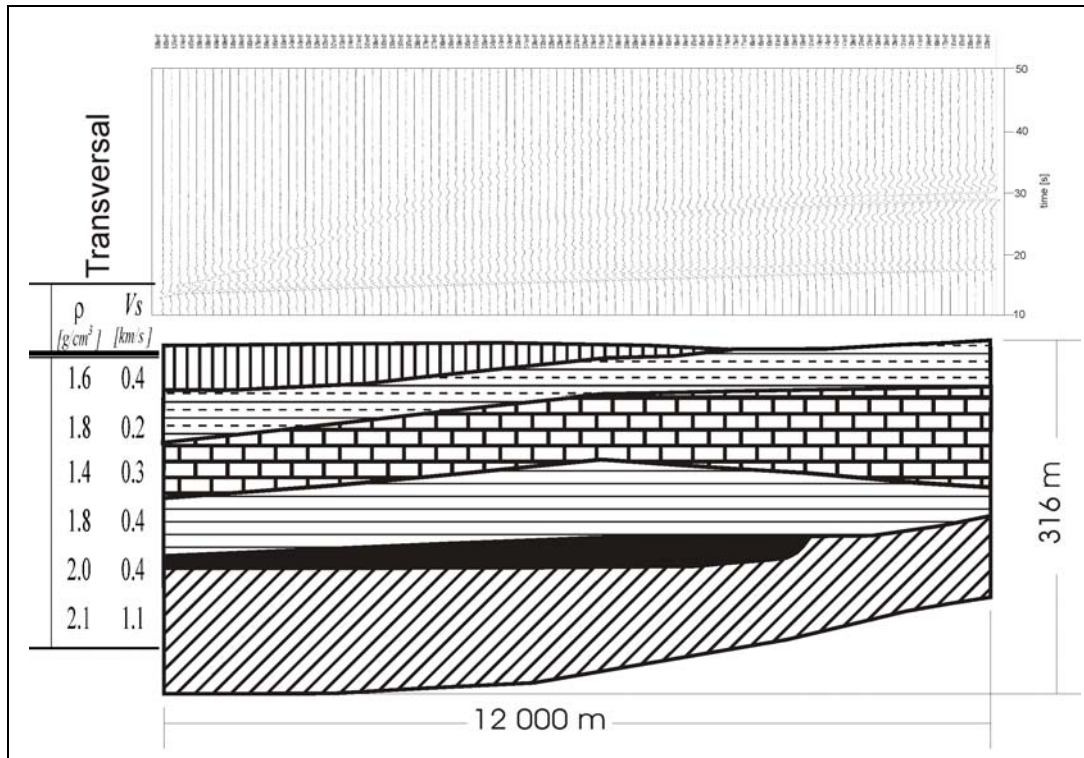
III.4. ábra. A hullámút menti terjedés modellábrája.

A hibrid módszer előnye, hogy figyelembe veszi a földrengéshelyek, a terjedési út, és a helyi talajviszonyok befolyásoló szerepét is, és ezért lehetőséget biztosít a hullámter részletes tanulmányozására még az epicentrumtól nagy távolságban is. A számítások eredményeként P-SV (radiális és vertikális komponensek) és SH (transzverzális komponens) szintetikus elmozdulás időtörténeteket, sebesség időtörténeteket és akcelerogramokat kapnak a felszín több egymástól egyenlő távolságra lévő pontján a laterálisan heterogén metszet mentén. A számítások végén a földrengés magnitúdójának megfelelően méretezik az akcelerogramokat Gusev [1983] eljárása szerint. (A felületi hullámok transzverzális komponenseire kiszámított szintetikus akcelerogramok láthatóak a III.5. ábrán egy adott kétdimenziós metszet mentén, a számításnál felhasznált metszet sebesség és sűrűségadatok feltüntetésével együtt.)

A számítások befejeztével az akcelerogramokból válaszspektrum-görbéket és válaszspektrum-arány görbéket képeznek, az emberi létesítmények veszélyeztetettségének a mérnöki gyakorlatban használatos ábrázolására, illetve az általaj gyorsulásmódosító hatásának bemutatására.

A determinisztikus veszélyeztetettség-elemzés e speciális módszerét széleskörűen alkalmazzák napjaink földrengéskutatásában. Természetesen a módszert kifejlesztő országban, Olaszországban, illetve Európa keleti felén sok kutatóhelyen: horvát, szlovén, bolgár, görög és magyar kutatók, akik csatlakoztak a Triesztben működő kutatócsoport munkájához [Panza et al. 2000a]. Észak-afrikai országbeliek főképpen egyiptomiak és algériaiak is végeztek már számításokat a nevezett módszerrel, illetve Indiában és Kínában szintén alkalmazták már a hibrid módszert. Latin-amerikai országoknál most kezd elterjedni, abból a térségből a legelső, a hullámterjedés numerikus modellezésében hosszas múltra visszatekintő ország Kuba. Több nemzetközi projekt is megvalósult

egy-egy nagyváros földrengés-veszélyeztetettségének a hibrid módszerrel történő meghatározására. Összefoglaló publikáció jelent meg ezzel kapcsolatban az Episodes 25. számában: *Realistic modeling of seismic input for megacities and large urban areas* címmel [Panza, Gribovszki et al. 2002].



III.5. ábra. A felületi hullámok transzverzális komponenseire vonatkozó szintetikus szeizmogramok.

Hazánkban munkámat megelőzően is volt már példa a determinisztikus módszer földrengéshullámterjedést modellező alkalmazására. Ennek során a módusösszegzés módszerével határozták meg hazánk teljes területére vonatkozóan a várható maximális elmozdulás, sebesség és gyorsulásértékeket [Bus et al. 2000].

III.1.4 Lokális geológiai viszonyok hatása a megrázottságra

A földrengés-veszélyeztetettség megállapítására használt hibrid módszer figyelembe veszi a veszélyeztetettségszámítás célterülete alatt található altalaj esetleges gyorsulásmódosító hatásait is, ezért fontos röviden szólni ennek jelentőségéről.

A vizsgált terület földrengés-veszélyeztetettségére egyes esetekben nagy hatást gyakorol a helyi geológiai viszonyok gyorsulásmódosító hatása. A tapasztalatok szerint a rengés által okozott gyorsulás mértéke általában laza talajon nagyobb, mint kötött talajokon vagy kőzetkibúvásokon.

A helyi geológiai viszonyok jelentős módosító hatására, a nagyobb rengések során tapasztalt, helyenként anomálishan nagy intenzitások irányították a figyelmet [Richter 1958].

A felszínközeli laza üledékrétegekben a mélyből felfelé haladó rugalmas hullámok többszörös reflexiója révén a rétegek rezonanciája következhet be. A földrengés-veszélyeztetettség tanulmányozása keretében célszerű meghatározni az egyes frekvenciákon a rezonancia következtében fellépő nagyítás mértékét [Györi 2001].

III.1.5 Földrengéshullámok épületekre gyakorolt károsító hatása

A III. fejezetben végzett determinisztikus veszélyeztetettségszámítások eredményeit (leginkább a horizontális komponenseket) minden esetben összehasonlítottam a célterület épületállományának sajátfrekvencia-értékeivel, hogy az esetlegesen bekövetkező károk mértékét megállapíthassam.

Az épületsérülések súlyosságát legnagyobb mértékben a horizontális gyorsulás nagysága határozza meg a szerkezetben ébredő nyírófeszültségek miatt. Egy szakszerűen megtervezett épít-

mény a saját súlyánál nagyobb terhelést is el kell, hogy viseljen (természetesen bizonyos határok között). Ezért a földrengéshullámok vertikális összetevőjének építményre kifejtett hatása — eltekintve a különösen nagy rengésektől — nem kritikus. A vertikális irányú gyorsulásokat az építmények még akkor is károsodás nélkül elviselik, ha a potenciális földrengések hatását a tervezésnél nem vették figyelembe. (Tudni kell azonban, hogy nemcsak az építménynek, hanem az alatta található altalajnak is el kell tudnia viselni a vertikális mozgásokat, mert különben az épület megsüllyedhet, megdőlhét [Bisztricsány 1974].)

Az okozott károk nagyságát a talajmozgás mindhárom jellemzője (amplitúdó, frekvenciataralom, időtartam) egyaránt befolyásolja. Az amplitúdó növekedése jellemzően súlyosabb károkat idéz elől, azonban a talaj és az épületszerkezetek rugalmatlan átviteli tulajdonságaiból, és deformációjából eredően az amplitúdó és a károk kapcsolata egyszerű, lineáris összefüggéssel nem írható le. A frekvenciataralom jelentős hatást gyakorol az épületek károsodásának mértékére, mivel az épületek sajátfrekvenciájához közeli frekvenciákon, nagy amplitúdójú talajmozgás esetén nagyobb feszültségek és deformációk alakulhatnak ki. A talajmozgás harmadik jellemző paraméterét tekintve elmondható, hogy minél hosszabb az az időtartam, amelyhez nagy gyorsulás-értékek társulnak annál nagyobb károokra számíthatunk. [Meskó 2002]

III.2 Két különböző metszet mentén végzett előzetes számítások

Amint azt ennek a fejezetnek a bevezetőjében is említettem a földrengés-veszélyeztetettségi számítások első lépéseként tervezési talajgyorsulás-értékeket határoztam meg Debrecen város különböző részein, két egymástól különböző metszetsvonal mentén, két eltérő hipocentrumból kiinduló rengés esetén [Gribovszki & Szeidovitz 2002, Gribovszki et al. 2002, Panza, Gribovszki et al. 2002, Gribovszki & Vaccari 2004]. A feltételezett földrengések hipocentrum-meghatározásánál figyelembe vettem a 1834-es érmelléki rengés utólagosan megállapított paramétereit — hiszen ez volt az a rengés, amely az eddigi legnagyobb károkat okozta Debrecenben — valamint még további a szeizmogén zóna szerkezetére vonatkozó, és a magyarországi rengésekre jellemző adatokat is. Valódi szeizmikus talajmozgás-megfigyelés hiányában a város tervezési talajgyorsulás-értékeinek meghatározását a determinisztikus földrengés-veszélyeztetettségi módszer hibrid típusának felhasználásával készítettem el. A módszer figyelembe veszi a helyi altalaj adatokat is, ezért a különböző módszerek közül az egyik legmegbízhatóbb eredményt szolgáltatja.

III.2.1 A számításhoz használt feltételezett földrengések hipocentruma és fészekmechanizmus

Amint azt korábban említettem, a nagyméretű történelmi rengések a Gálospetri árokban keletkeztek (III.1. ábra). Szeidovitz et al. [2002] publikációja alapján tudjuk azt, hogy az említett törésvonalban már számos földrengés keletkezett korábban is, illetve valószínűsíthető, hogy a Mobil zóna a Gálospetri árok folytatásának tekinthető. Az általánosan elfogadott nézet szerint, ha egy törésvonal mentén valaha keletkezett már rengés, akkor ott bármikor keletkezhet egy újabb, a korábbival azonos erősségű. Ezért feltételeztem, hogy a Mobil zónában is keletkezhet az 1834-es rengéssel megegyező méretű földrengés. A Mobil zóna helyzetét tekintve közelebb helyezkedik el Debrecen városához, mint a Gálospetri árok, ezért egy ott kipattanó az 1834-es rengéssel azonos erejű földrengés, jóval nagyobb talajmozgás-értékeket, nagyobb károkat okozhatna a városban.

A hipotetikus földrengés paramétereit az 1834. október 15-i pusztító rengés becsült értékei szolgáltatták, a földrengés-aktív vető paramétereit pedig az érmelléki szeizmogén zóna törésrendszerének geológiai szerkezete alapján állapítottam meg. A fészekmechanizmus általam feltételezett paramétereit a következők:

dőlés: $\delta = 70^\circ$;

csúszás: $\lambda = 0^\circ$ (balos oldalelmozdulás);

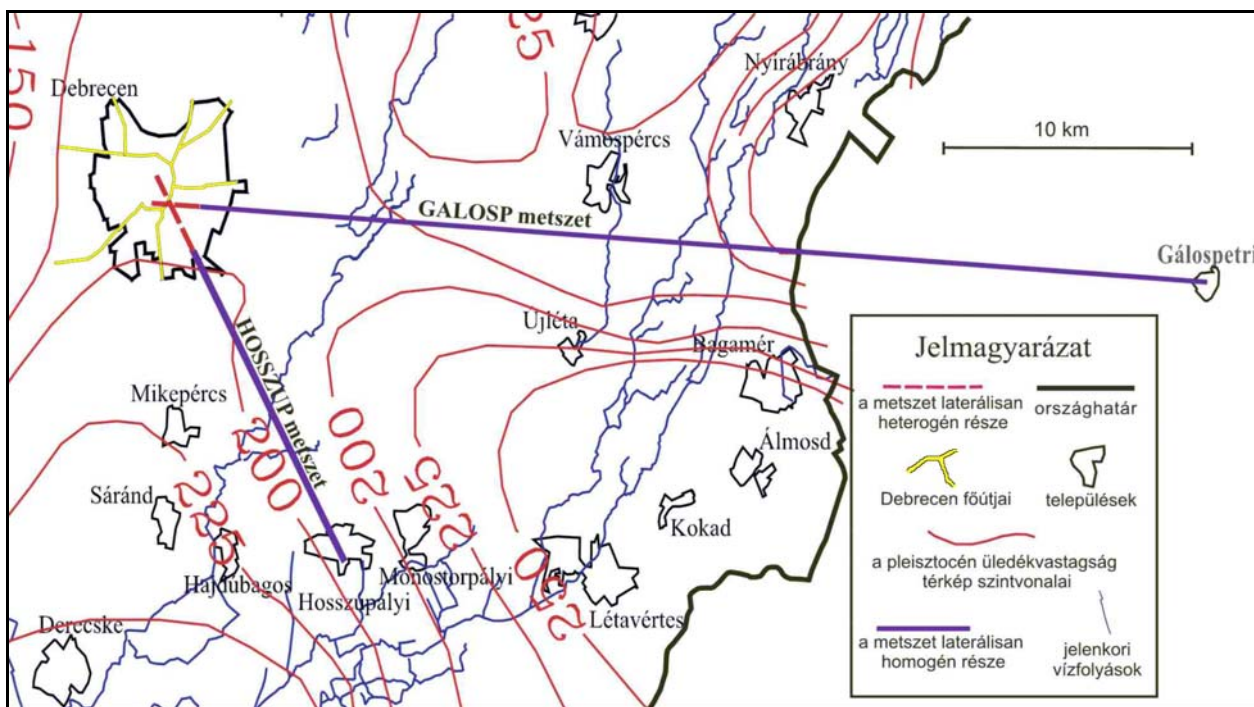
fészekmélység $h = 10$ km;

magnitúdó: $M = 6.0$;

csapásirány: $\phi_0 = 250^\circ$ a Gálospetri epicentrumú rengés esetén és
 $\phi_0 = 165^\circ$ a Hosszúpályi epicentrumú rengés esetén.

III.2.1.a Epicentrumok

Két különböző forgatókönyv alapján végeztem el a veszélyzettség-számításokat. Az első számítás során az epicentrumhoz legközelebbi település Hosszúpályi volt. Azért választottam ezt a helyet, mert ez a település esik a legközelebb Debrecen városához a szeizmikusan aktív Mobil zónában, azaz ez jelenti a legnagyobb kockázatot a városra. A második számítás epicentrumát Gálospetribre helyeztem, mert a pusztító 1834-es rengésnek is e település közelében lehetett az epicentruma (III.6. ábra). (A továbbiakban a Hosszúpályi epicentrumú számításra HOSSZUP névvel, a Gálospetri epicentrumú számításra GALOSP névvel hivatkozom.)



III.6.ábra. Debrecen és az epicentrumok közötti metszetvonalak.

III.2.1.b Vetősík dőlésszöge

A vetősík dőlését a Mobil zónát átszelő szeizmikus szelvényeken látható vetők dölése alapján állapítottam meg. Az olajkutatások a Derecskei-árokra koncentráltak, az árok északnyugati részén található a Mobil zóna aktív törésrendszer egy része. Egy a Mobil zónát részben átszelő szeizmikus szelvényt közölt Horváth & Rumpler [1984]. A hivatkozott szeizmikus szelvényen látható, hogy a vetők minél fiatalabb szerkezeteket metszenek át, annál meredekebbek. A Mobil zóna egy mély töréses szerkezet, amelyben nem mélyítették fúrásokat, mivel a szabdalt szerkezet olajkutatási szempontból nem volt perspektivikus, ezért a Mobil zónán belüli törésvonalak helyzetét nem ismerjük pontosan. Mindezek figyelembevételével a vetősík dőlésének megállapításakor abból az általánosan elterjedt véleményből indultam ki, hogy az oldalelmozdulásos szerkezetek 60–80° körüli dőlésszögnél alakulnak ki [Balla személyes közlése nyomán], mert a szerkezet mentén fellépő súrlódási erők ekkor a legkisebbek.

III.2.1.c Vetősík csúszási szöge

A vetősík csúszási szöge a vető menti elmozdulás irányát mutatja meg. Definíció szerint a balos oldalelmozdulás 0°-os csúszási szögnek felel meg, és a szög értéke az óramutató járásával ellentétes irányban növekszik.

A MOL Rt. részletes kutatást végzett a Derecskei-árokban, ami a Mobil zóna nyugati felét is magában foglalta. A kutatás eredményeképpen megállapították: „A Derecskei-árok pannon rétegsorának tektonikáját erőteljesen meghatározza az árok Ny-i peremén húzódó, ÉK-DNy-i csapásirányú többnyire kompresszív jellegű, jobbra lépő, balos oldalelmozdulási zóna. Ezt a zónát rengeteg tektonikai elem alkotja. A mozgások már a miocénben megindultak, és szakaszos jellegűek.” Saj-

nos ezen kutatási anyag publikálása gazdasági érdekeket sért, ezért csak egy friss előadás abstractjára tudok itt hivatkozni [Bárány et al. 2004]. Ezzel a véleménnyel megegyezően balos oldalelmozdulást ábrázol a Mobil zóna mentén Pogácsás et al. 1989-ben megjelent térképe is.

III.2.1.d Fészekmélység és magnitúdó

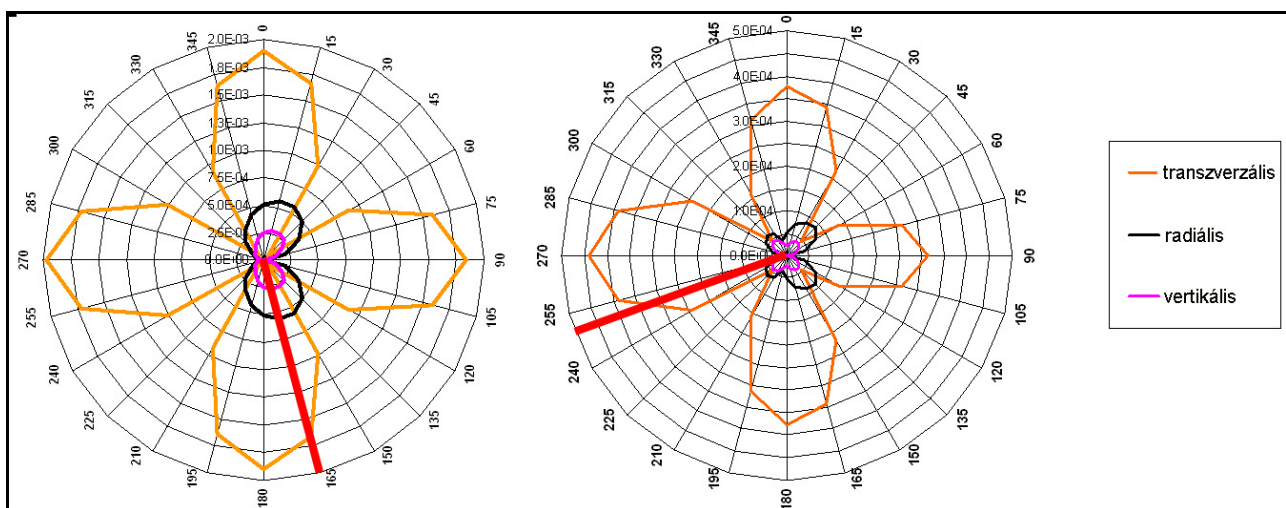
A fészekmélység megállapításakor a Kárpát-medencében a műszeres mérések óta eddig bekövetkezett rengések átlagos mélységét vettem alapul. Az átlagos mélység alkalmazásakor tekintettel voltam arra tényre is, hogy az érmelléki rengésekre megállapított fészekmélység-értékeket — hivatkozva Szeidovitz [2000] publikációjára — nem tartom teljes mértékben megbízhatónak, elfogadhatónak, azok a túl kevés korabeli kárfelmérési adatra támaszkodó, és ennél fogva bizonytalan és túlértékelt izoszeiztákon alapszanak. Továbbá figyelembe vettem a fészekmélység megállapításakor azt is, hogy veszélyeztetettség-becsléskor a bekövetkező legnagyobb károkozás meghatározása a cél, ezért nem választottam mélyebb kipattanási mélységet.

A történelmi földrengések magnitúdójának megállapítása bizonytalan. A földrengés intenzitásértékei alapján az említett földrengés magnitúdója $M = 5.5$ -től $M = 7.1$ -ig terjedhet több, különböző szerző, egymástól eltérő véleményét figyelembe véve [Szeidovitz 2000]. Kompromisszumos megoldásként választottam a 6.0-ás magnitúdó-értéket.

III.2.1.e Vetősík csapásiránya

A program számára bementi adatként nem a vető északkal bezárt szögértékét kellett megadnom, hanem a vetőnek a hullámúttal bezárt szögét, mégpedig azt az óramutató járásával ellentétes irányban számítva.

Az érmelléki aktív törésrendszer — Gálospetri árok —, mint vető elhelyezkedését a romániai részen Cornea & Spánoche [1978] és Visarion et al. [1979] munkáiban publikált törésvonalak helyzete adta meg. A magyar részen pedig a legkorábban az ELGI méréseiből [Albu et al. 1975] megállapított Mobil zóna helyzetéből, majd később a MOL Rt. kutatási jelentéseiben [Ujfalusy 1997] az előzőtől pontosabb határokkal szereplő vetőrendszer elhelyezkedéséből indultam ki. Ennek megfelelően a Hosszúpályi epicentrumú számítás esetén 272° a vető és a hullámút szöge, a Gálospetri epicentrumú számítás esetén pedig 325° (III.7. ábra).



III.7. ábra. Balra a Hosszúpályi, jobbra a Gálospetri epicentrumú rengés három hullámkomponensére számított gyorsulásamplitúdó-értékeinek változása a vető és hullámút szögének módosításával.

Mindkét, a vetősík elhelyezkedése alapján számított vető és hullámút-szöget módosítottam. A Gálospetri epicentrumú rengés esetén a csapásirány szögének módosítását az indokolta, hogy a vetősík helyzetéből adódó 325° vetősík hullámút-szög a transzverzális hullámkomponens esetén nullához közeli gyorsulásamplitúdó-értéket eredményezett. A Hosszúpályi epicentrumú rengésnél pedig, hogy a vetősík helyzetéből adódó 272° vetősík hullámút-szög a radiális és vertikális hullámkomponensek esetén eredményezett nullához közeli gyorsulásamplitúdó-értékeket. Romanelli &

Vaccari [1999] megállapították, hogy a vető és hullámút szögétől nagymértékben függenek a számítási eredmények. A hivatkozott cikkben a csapásirány változtatásával egyes frekvenciákon új, kiugró gyorsulásamplitúdó-értékek jelennek meg. Mindezekből következőleg a vető és hullámút szögének megválasztásánál azt a szempontot követtem, hogy számításaim mindhárom hullámkomponens esetében a lehető legnagyobb amplitúdó-értékeket eredményezzék. A III.7. ábra a Hosszúpályi és a Gálospetri epicentrumú rengés három hullámkomponensének gyorsulásamplitúdó értékeit mutatja be a vető és a hullámút szögének módosításával (az amplitúdó-értékek nincsenek a magnitúdó szerint méretezve).

A III.7. ábrán pirossal jelöltem be azokat a szögeket, amelyeket számításaimhoz bemeneti paraméternek választottam. A Hosszúpályi epicentrumú számításnál ez a szög 165° , a Gálospetri epicentrumú számításnál pedig 250° .

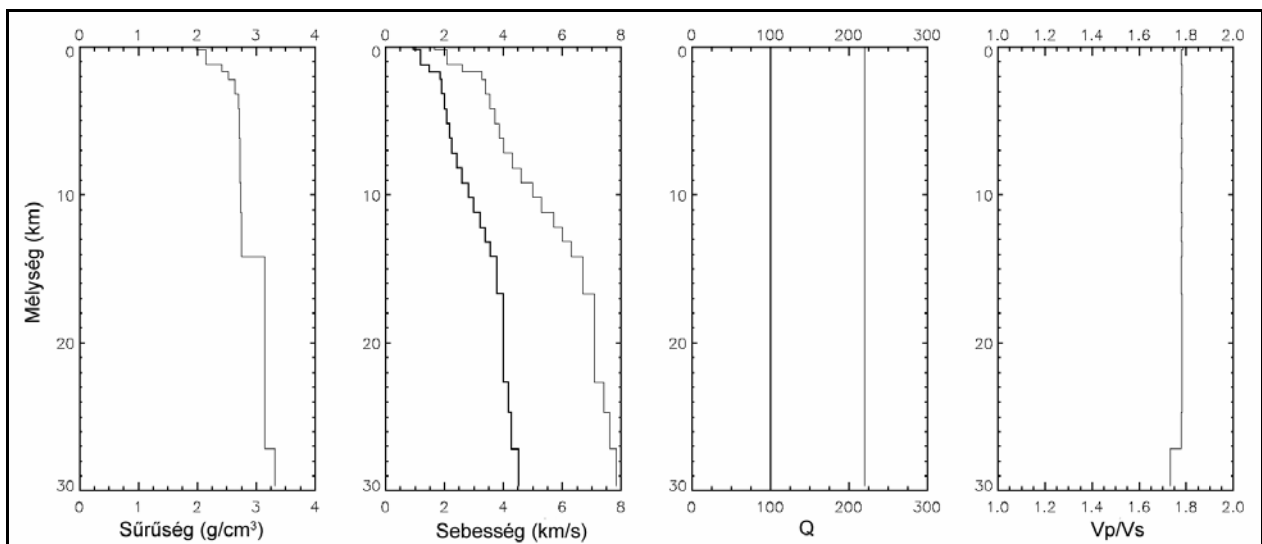
III.2.1.f A hullámútak hossza

A teljes metszet hossza Hosszúpályi epicentrum és Debrecen között 17.5 km. Ebből a laterálisan homogén metszetrész 14 km, míg a heterogén rész (2D metszet) 3.5 km hosszú.

A Gálospetről Debrecenig tartó metszet teljes hossza 46.8 km. Ebből 44.5 km a laterálisan homogén, és 2.3 km a heterogén metszetrész. (III.6 ábra)

III.2.2 A számításhoz használt alapkőzet-modellek és a 2D laterálisan heterogén modellek

A következő hat mélyfúrás adatait használtam fel az alapkőzet-modell sebesség és sűrűségértékeinek meghatározásához: Debrecen-Józsa-5; Bojt-2; Has-d-1; Ebes-D-1; [Szabó & Páncsics 1994], Álmosd (Álm-1), Derecske (Der-1) [MOL adattár]. A mélyfúrások talpmélysége 1000 és 4000 m között volt. A mélyfúrás-adatokon kívül még a különböző geológiai korok és a különböző kőzettípusok szerinti a Kárpát-medencére vonatkozó sebesség és sűrűségadatokat is figyelembe vettem [Szabó & Páncsics 1994]. Ezekből az adatokból határoztam meg az alapkőzet-modell paramétereit úgy, hogy a különböző geológiai korokhoz tartozó szintfelületekhez a mélyfúrások adatai alapján rendelhető sebesség és sűrűségértékeket átlagoltam a hullámút meghatározta metszettől való távolság szerinti lineáris súlyozással. A geológiai korokhoz tartozó szintfelületek hullámúttal vett metszetének elkészítéséhez térinformatikai eszközöket használtam fel [Gribovszki 2002, 2002a]. (A C. Függelékben részletesen számolok be erről a munkafolyamatról.)



III.8. ábra. Az előzetes HOSSZUP számítások alapkőzet-modelle.

(A kontrasztosabb vonalak mutatják az S hullámra, a halványabb vonalak pedig a P hullámra vonatkozó értékeket)

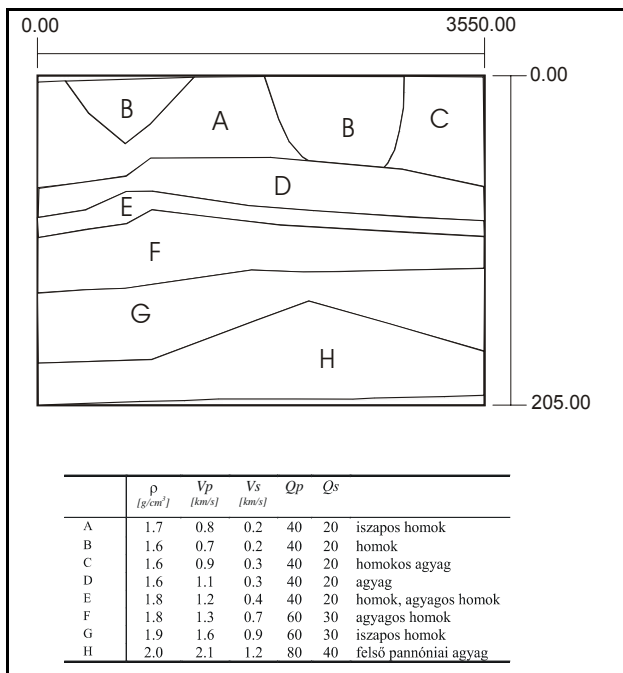
A mélyfúrások legnagyobb talpmélységénél mélyebb rétegek esetében az alapkőzet-modellhez a PGT-1 jelzésű szeizmikus reflexiós metszet sebességadatait használtam fel [Hegedűs 1998]. Az alapkőzet-modell 15 km-nél mélyebb részein Bus et al. [2000] VI. sz. Kárpát-medencei szerkezeti egységét használtam referencia modellként. A szerzők a Kárpát-medence területét hat regionális

szerkezeti elemre osztották a geofizikai és geológiai adatok alapján. Minden egyes szerkezeti egység a litoszféra egy-egy elemét határozza meg, amelyeket sík, homogén és izotróp anelasztikus rétegekkel jellemezhetők teljesen hasonlóan ahhoz, ahogy az itt részletezett számításokban az alapkőzet-modell felépül. A szerzők a mélyebb rétegek paramétereit IASPEI91 globális modelljéből [Kennett & Engdahl 1991], és Mónus [1995] Kárpát-medencére kiszámított modelljéből vették át. Az előzetes számítások alapkőzet-modellét a Hosszúpályi epicentrumú számítás esetére a III.8. ábra mutatja be.

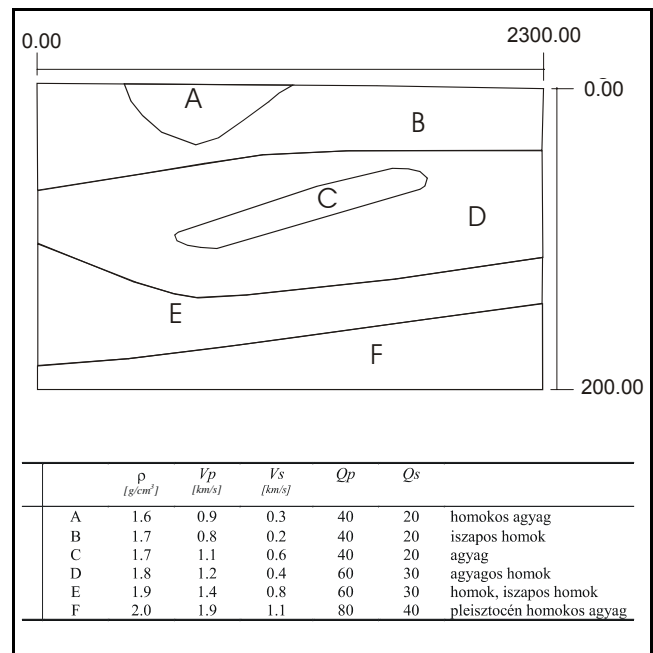
A Kárpát-medencére kidolgozott litoszféra- [Horváth 1993] és kéregvastagság [Lenkey 1999] modellek alapján a vizsgált területen 25-27.5 km mélyen helyezkedik el a Mohorovičić-diszkontinuitás, a litoszféra vastagsága pedig kevesebb, mint 60 km.

A felső, a felszíntől kb. 200 m mélységig elhelyezkedő kőzetek fizikai paramétereit nagymértékben befolyásolhatják a szeizmikus hullámok felszíni pusztító hatását. Eddig még nem készült olyan részletes vizsgálat, amely a Debrecen alatti felső 200 m-es tartomány sebesség- és sűrűségértékeit kutatta volna. A számításoknál alkalmazott 2D metszeteket ezért a helyi geológiai viszonyok alapján számos sekélyfúrás ismeretében hoztam létre, melyhez a következő Debrecenben található vízkutató fúrások rétegsorait használtam fel:

- Hosszúpályi epicentrumú számítás: B-2096; B-2095 (Konzervgyár); B-1817; B-1760; B-1651; B-1239 (Tejüzem); B-856 (Nagytemplom) [MÁFI adattár];
- Gálospetri epicentrumú számítás: B-2151 (Hűtőház); B-2268 (Börgyár); B-1651; B-1239 (Tejüzem) [MÁFI adattár].



III.9. ábra. HOSSZUP metszet laterálisan heterogén része.



III.10. ábra. GALOSP metszet laterálisan heterogén része.

A sekélyfúrások rétegsor-adatai alapján azonos anyagminőségű rétegeket jelöltem ki a negyedidőszaki üledékben úgy, hogy azok elegendő térbeli kiterjedéssel rendelkezzenek. (Hiszen a programfuttatáshoz csak olyan 2D modell használható, amelyben megkülönböztetett rétegek vastagsága az alkalmazott rácsméret többszöröse.) A következő rétegeket sikerült elkülönítenem a laterálisan heterogén 2D metszetben: iszapos homok, agyag, homok, kavics, homokos agyag és agyagos homok, homokos iszap, iszap, felső-pannon agyag és pleisztocén homokos agyag.

A 2D modell rétegeinek paraméterértékeit azok anyagminőségei alapján Szénástól [1958] és Szabó & Páncsictól [1994] vettem. A V_p és V_s arányhoz a Reynolds [1997] által meghatározott értéket használtam. A Q jósági tényező értékeit pedig Costa et al. [1994]–től vettem át. A sűrűségadatokat — a vizsgált területen történt mérések hiányában — az előző modellparaméter-adatakból a következő képlet szerint [Berteussen 1977] számítottam:

$$\rho = 0.32 \times V_p + 0.77 \quad (\text{III.1})$$

Az így megkonstruált laterálisan változó 2D modelleket a III.9. és III.10. ábrákon láthatjuk.

III.2.3 A számítások paraméterei

III.2.3.a A HOSSZUP számítás paraméterei

A hullámterjedés modellezéséhez a módusösszegzéses technikát alkalmaztam a modell homogén, 14 km hosszú, úgynevezett alapközetű részén. A modell alapközetű része a földrengésfészek és a helyi, laterálisan heterogén szerkezet között húzódik. A szeizmogramokat 10 Hz frekvenciáig készítettem el és 6 Hz-es aluláteresztő Gauss-szűrővel simítottam.

A hullámok a modell laterálisan homogén részéből kijutva a laterálisan heterogén modellrészben terjednek tovább a véges differenciák módszere szerint.

A HOSSZUP metszet esetén a véges differenciák módszerhez tartozó háló, amellyel a 2D modellt jellemeztem, $(400 \text{ m} / 4 \text{ m} + 14\,000 \text{ m} / 28 \text{ m}) \times 3\,972 \text{ m} / 4 \text{ m} = 600 \times 994$ darab rácspontból állt. A a rácspontok távolsága 4 m volt. A mélység növekedésével az első 100 pont után a rácspontok távolsága 28 m-re növekedett. A teljes modell 14 400 m mélységig terjedt. A szintetikus szeizmogramokat 30 s hosszan rögzítettem.

A számítások eredményeként P-SV (radiális és vertikális komponensek) és SH (transzverzális komponens) szintetikus elmozdulás szeizmogramokat, sebesség szeizmogramokat és akcelerogramokat kaptam a felszín 99 pontján, a 3.5 km hosszú, laterálisan heterogén metszet mentén. A felsorolt típusú idősorokat ugyanezekre a felszíni pontokra mind a módusösszegzés, mind a véges differenciák módszerével kiszámítottam, mert a számítások közben a paraméterértékeket a részeredmények összehasonlítása alapján módosítani szükséges. A számítások végén az akcelerogramokat a földrengés magnitúdójának megfelelően méreteztem Gusev [1983] szerint [Romanelli & Vaccari 1999].

III.2.3.b A GALOSP számítás paraméterei

A GALOSP metszet esetén a véges differenciák hálóját $(220 \text{ m} / 4 \text{ m} + 15\,232 \text{ m} / 28 \text{ m}) \times 2\,716 \text{ m} / 4 \text{ m} = 600 \times 680$ darab rácsponttal közelíti a laterálisan változó modellt. A a rácspontok távolsága 4 m-es. A mélység növekedésével az első 55 pont után a a rácspontok távolsága 28 m-re növekszik. A teljes 2D modell 15 452 m mély. A szeizmogramok teljes figyelembe vett hossza 30 s.

Az előző számításokhoz hasonlóan P-SV (radiális és vertikális komponensek) és SH (transzverzális komponens) szintetikus elmozdulás szeizmogramokat, sebesség szeizmogramokat és akcelerogramokat kaptam a felszín 97 pontján, a 2.3 km hosszú, laterálisan heterogén metszet mentén.

III.2.4 Eredmények

Az eredményeket háromféle ábrán jelenítettem meg:

- (PGA(2D)/PGA(1D));
- Válaszspektrum-arány(RSR) (Sa(2D)/Sa(1D));
- EPA és PGA a GALOSP számítás esetén.

Az első két ábrázolási mód segítségével megállapítható, hogy milyen mértékű a helyi altalajviszonyok befolyása a csúcsgyorsulásra és a válaszspektrumra a metszet laterálisan változó részén. Pontosabban a válaszspektrum-arány megmutatja azt, hogy mekkora az alapközet-modell hatásán felül a helyi altalaj szerepe a válaszspektrum-függvény kialakításában. A válaszspektrum-arány görbéket a módusösszegzéssel (1D) illetve a véges differenciák módszerével kiszámított (2D) szintetikus akcelerogramok válaszspektrum-görbéiből, azok hányadosát véve (2D/1D) állítottam elő 5 %-os simítást alkalmazva.

A válaszspektrum jelentése a következőképpen fogalmazható meg. Csak egyféle frekvenciájú válaszra képes objektumokból sokféle sajátfrekvenciájút veszünk, azokat a kérdéses földrengés akcelerogramjának megfelelő hullámmal gerjesztjük, majd az így kapott maximális amplitúdók

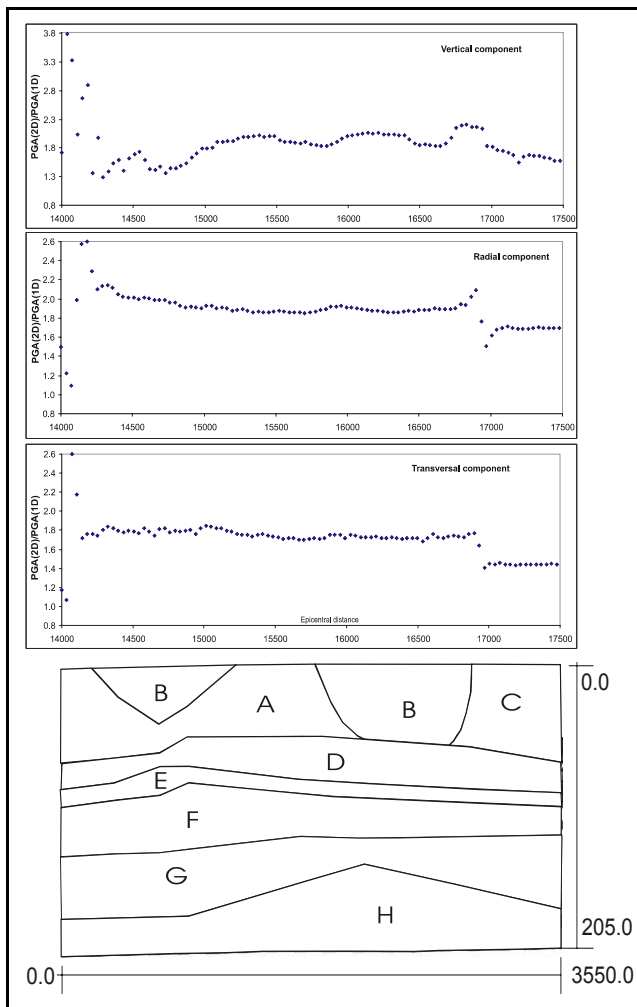
összessége adja a válaszspektrumot. Azaz a földregés adott helyen vett frekvencia-amplitúdó függvényét jelenti.

A földregés hatása akkor a legnagyobb egy bizonyos épületre vonatkozóan, ha az épület sajátfrekvenciája egybeesik a válaszspektrum-függvény — vagy a talajgyorsulás — maximális amplitúdót mutató frekvenciájával.

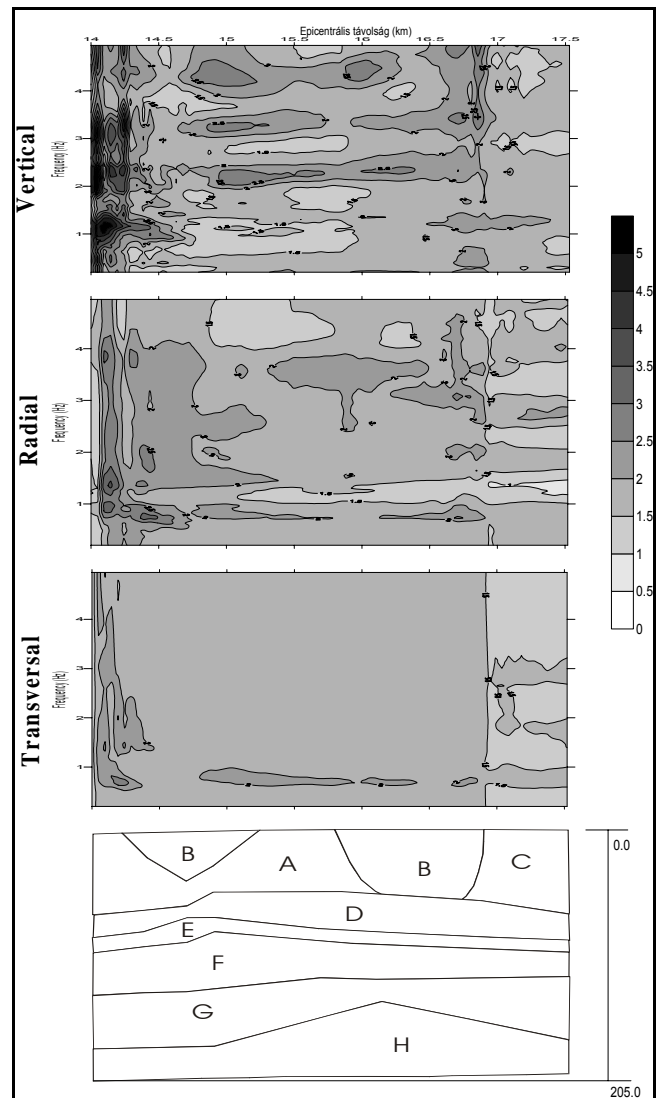
A fészekből történő hullámterjedési karakterisztika és a regionális terjedés hatásának a megállapítása érdekében Fáh et al. [1994a] a relatív spektrális gyorsulásokat vagy más szóval a spektrális jelerősítést $S_a(2D)/S_a(\text{alapkőzet})$ alkalmazza az abszolút helyett.

III.2.4.a A HOSSZUP számítás eredményei

A metszethatár effektus [Panza et al. 2000] következtében a 2D metszet kezdeti 0.5 km-es részét (a szeizmogramok és az ezekből képzett egyéb eredmények esetén) nem lehet figyelembe venni. Ennek megfelelően a 2D metszet további részében a transzverzális komponens maximális gyorsulásértéke 0.540 g (a metszet első harmadában), a radiális komponensé 0.232 g (16 900 m epicentrális távolságban), a vertikális komponensé pedig 0.106 g (a metszetnek a radiális komponens maximumával azonos helyén).



III.11. ábra. HOSSZUP metszet menti jelerősítés $PGA(2D)/PGA(1D)$.



III.12. ábra. HOSSZUP metszet menti válaszspektrum arány.

A $PGA(2D)/PGA(1D)$ ábrán (III.11. ábra) azt látjuk, hogy a transzverzális komponens többé-kevésbé állandó (1.7 átlagos értékkel) egészen 16 900 m epicentrális távolságig, ezután pedig egy

gyors csökkenés következik be az arányban 1.4 értékig. Ugyanazon a helyen, ahol az arányérték a legkisebb az altalajban egy magasabb impedanciájú réteg kezdődik a 2D metszet felső 70 m-ében. A PGA arány radiális komponense többé-kevésbé állandó (az értéke kb. 1.9) egészen 16 900 m epicentrális távolságig, ezután egy gyors növekedés következik be, ahol az arány 2.1-ig növekszik. Ezután egy gyors csökkenés jön 1.5 értékig, majd nagyobb változások nélkül 1.7-es átlagértékkel folytatódik tovább a görbe.

A vertikális komponens aránygörbéje dinamikusabb változásokat mutat, mint az előző két komponens értékei, 2.2 és 1.3 értékek között. Körülbelül azon a helyen, ahol a másik két komponensben a legalacsonyabb arányértékek tapasztalhatóak, ott éri el ez a görbe a maximumát 2.2 értékkel. Ezután pedig 1.5 értékre csökken le.

A relatív válaszspektrum-arány ábra (III.12. ábra) azt mutatja, hogy mindhárom komponens esetén az összes frekvenciára vonatkozóan 16 900 m epicentrális távolságnál messzebb az arányértékek kisebbek, mint a kisebb epicentrális távolsághoz tartozó ugyanezen értékek.

A maximális arányérték a transzverzális komponensnél 2.0, és ez az érték a 0.5 és 1.0 Hz közötti tartományban található a teljes 2D metszet mentén kivéve az utolsó 600 m-t.

A radiális komponens esetén a maximális arányérték 2.5, amely 16 700 m epicentrális távolságnál, 0.8 és 3.0 Hz-nél helyezkedik el. 2.0-nél nagyobb arányértékeket találunk azonos frekvencia-tartományban és epicentrális távolságban, mint a transzverzális esetenél, és ezen kívül 2.0 és 4.0 Hz között 15 900 m epicentrális távolságban, és 15 300 és 16 500 m epicentrális távolságok között, 3.0 és 4.0 Hz közötti tartományban. Ugyancsak 2.0 arányértéknél nagyobbakat találunk közvetlenül 16900 m előtt és a 2D metszet első 1 km-ében (természetesen a metszethatár effektussal terhelt metszetrészt nem véve figyelembe). A vertikális komponens maximális arányértéke szintén 2.5 és 15 000 és 15 700 m epicentrális távolságok között található 2.3 Hz-nél, illetve 14 800 és 15 200 m-ek között 3.3 Hz-nél, és 4.0 és 4.7 Hz között, illetve 16 800 m távolságnál 3.0 és 5.0 Hz között.

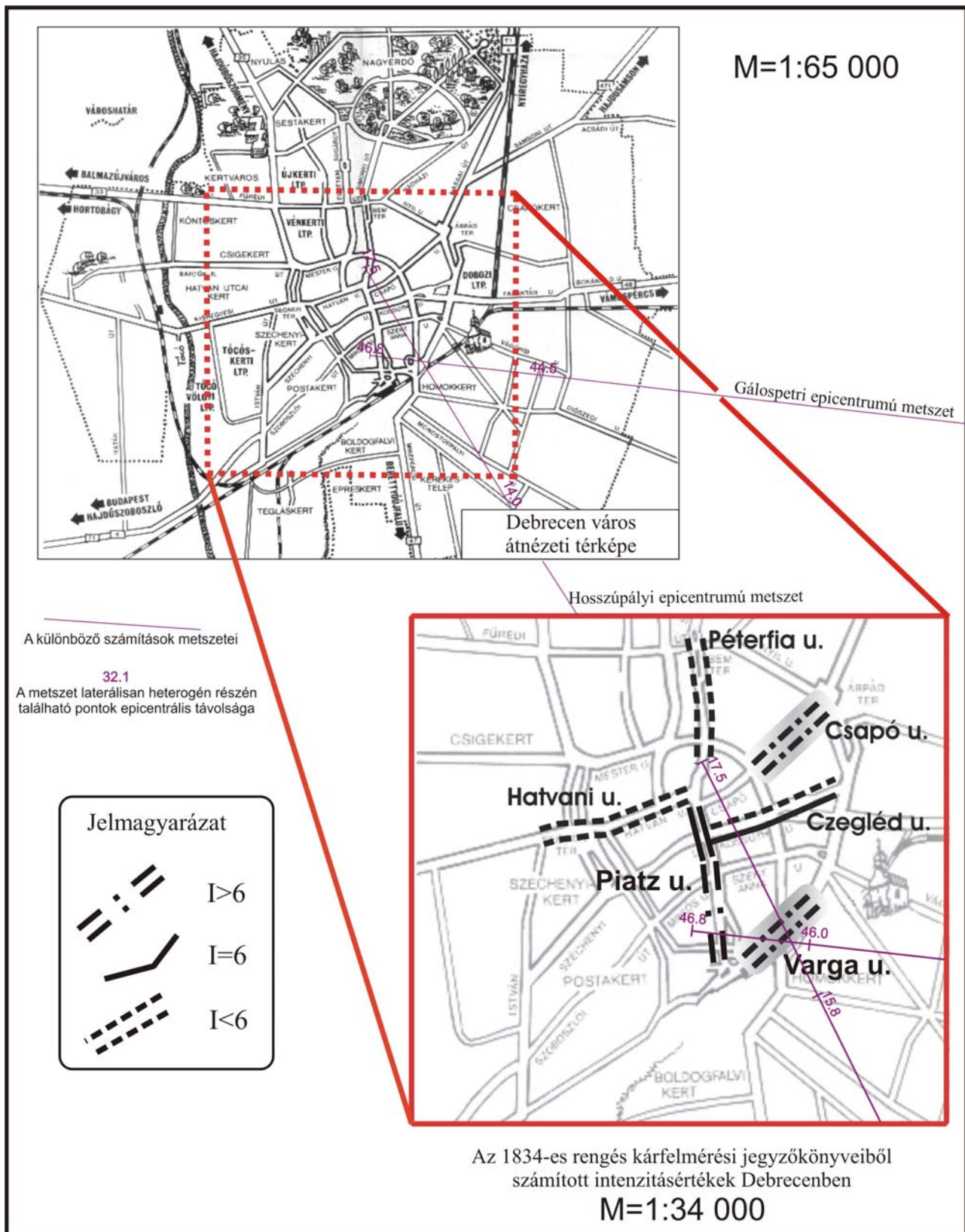
A válaszspektrum-arány értékek és a 2D metszet felső rétegében a talajminőségben megmutató különbségek elhelyezkedése hasonlóságot mutat.

Mint a fejezet bevezető részében említettem: a talajgyorsulás-értékek közül a horizontális komponensek okozzák az igazán jelentős károkat. Az RSR értékeket bemutató ábrán azt látjuk, hogy a teljes metszet mentén egészen 16 900 m epicentrális távolságig 1.0 Hz alatt helyezkednek el a horizontális komponens RSR-jának maximális értékei, illetve maximális RSR értékek jelennek még meg a 3.0 és 4.0 Hz közötti tartományban 15 700 és 16 900 m epicentrális távolságok között is. Ezek a frekvencia-tartományok az első esetben a 10 emeletes, míg a másodikban a 2 és 3 emeletes épületek sajátfrekvenciájával esnek egybe [Csák et al. 1981].

A 2D metszet utolsó 1750 m-én a gyorsulásértékek és az RSR értékek jó egyezést mutatnak az 1834-ben bekövetkezett érmelléki rengés után Debrecenben rögzített kárfelmérési jegyzőkönyvek adataiból megállapított makroszeizmikus intenzitásértékekkel, mely szerint az epicentrális távolság növekedésével az értékek csökkentek. (A konkrét gyorsulásértékeket nem lehet összehasonlítani a makroszeizmikus intenzitásértékekkel, mert nem egyezik a történelmi rengés és a számítás epicentruma, a leírtakban csak a csökkenő trendet tekintem.) A HOSSZUP metszet utolsó szakasza (15 800 m és 17 550 m epicentrális távolságok között) a kárfelmérési jegyzőkönyvek által felmért területen (azaz a belvárosban) keresztülhalad (III.13. ábra). A makroszeizmikus intenzitás-értékek a metszet mentén valamivel 6° fölötti értékről lecsökkennek 6° alá, és az RSR értékek szintén csökkennek kb. 0.5 értéket, a transzverzális talajgyorsulás-értékek pedig 0.48 g-ról 0.36 g-re csökkennek a Hosszúpályi epicentrumú számítás során ezen szakasz mentén. (A horizontális komponensek 10-szeresei a vertikálisnak, ezért ezeket kell leginkább figyelembe venni.)

III.2.4.b A GALOSP számítás eredményei

Hasonlóképpen, mint ahogy azt már a Hosszúpályi epicentrumú számítások eredményeinél leírtam, a metszethatár effektus miatt az eredmény szeizmogramokat és a belőlük képzett egyéb eredményeket nem lehet figyelembe venni a 2D metszet kezdeti 0.5 km-es szakaszán. A 2D metszet így fennmaradó részén a transzverzális komponens maximális gyorsulásértéke 0.100 g, a radiálisé 0.040 g, a vertikálisé pedig 0.012 g, melyek mindegyike a metszet közepén található.



III.13. ábra. Debrecen belvárosának térképe a korabeli intenzitásértékekkel.

Az 1834-ben kipattant érmelléki rengés Debrecen városában okozott intenzitásértékeit megbecsülhetjük ezen Gálospetri epicentrumú számítás szintetikus szeizmogramjainak intenzitásértékekkel alakításával a 2D metszet utolsó 800 m-ére vonatkozóan, amely a belvárosban húzódik (erről a területről korabeli kárfelmérés készült) (III.13. ábra). A számítások eredményeként kapott talajgyorsulás csúcserőit átkonvertálhatjuk intenzitásértékeké, és összehasonlíthatjuk azokat a makro-szeizmikus intenzitásértékekkel [Panza et al. 1999]. A szintetikus idősorokból 0.097 és 0.090 g közötti PGA értékeket kapunk a szelvény utolsó 800 m-én. Ezek az értékek az MSK skálán

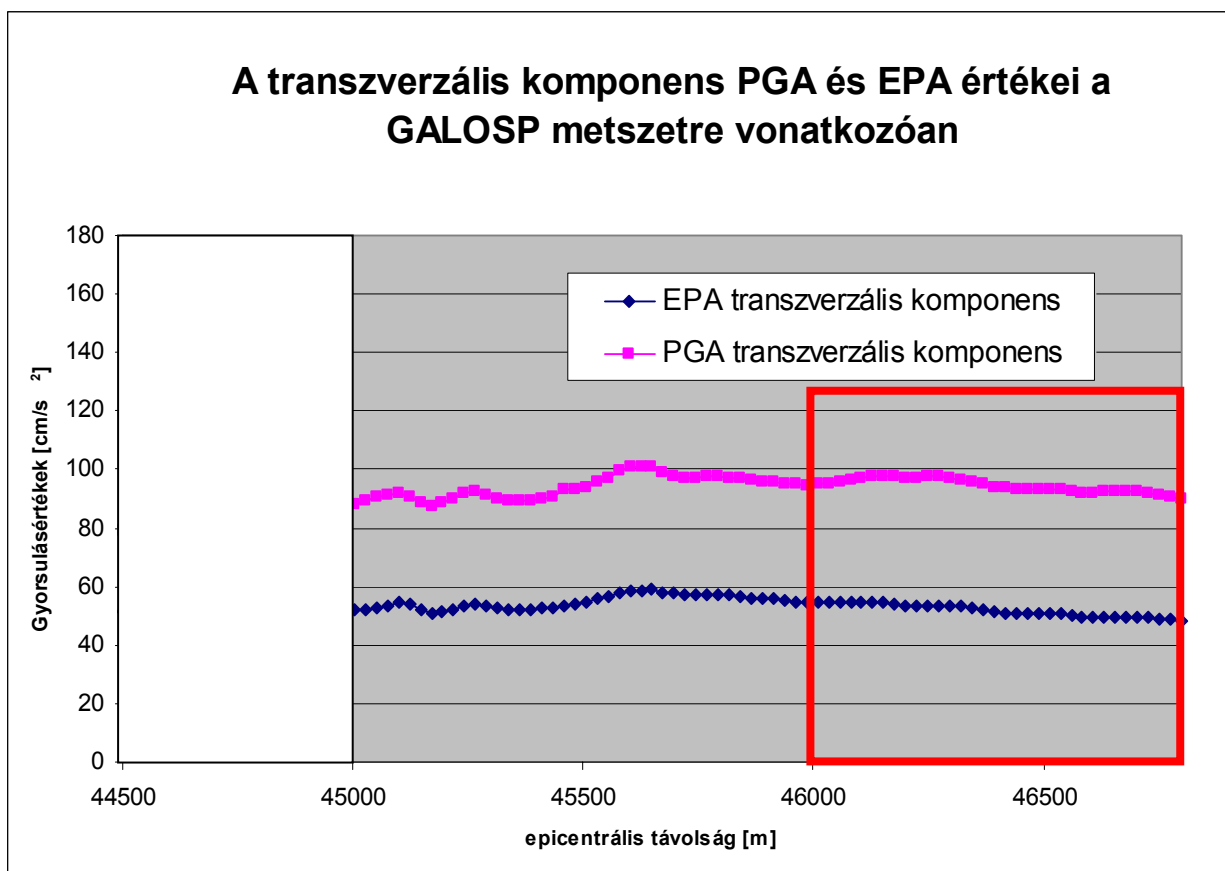
értelmezve a 7°-os intenzitásérték felső határán vannak, amely érték több, mint amit a korabeli kárfelmérési jegyzőkönyvek alapján megállapítottak.

Felismerve, hogy a mérőeszközök által szolgáltatott csúcserőértékek (PGA, PGV, PGD) az esetek többségében nem adnak elegendő információt az adott földrengés tulajdonképpeni pusztító hatásáról, az Applied Technology Council [1978] bevezette a talajgyorsulás számításba vett csúcserőértékét (vagy effektív csúcsgyorsulást), az EPA-t. Az EPA-t a 0.1 és 0.5 s közötti spektrális gyorsulásértékek 2.5-del vett hányadosaként határozták meg (a standard jelerősítést 5 %-os csillapítással véve figyelembe). Az EPA azt a gyorsulásértéket reprezentálja, ami összefüggésben van a földrengés károkozó hatásával [Newmark & Hall 1982]. Kiszámítottam a Gálospetri metszet esetén mindhárom komponensre vonatkozólag az EPA értékeket (a transzverzális komponens mutatja be a III.14. ábra), melyek görbéjének lefutása körülbelül azonos a megfelelő PGA görbéjével, de az értékei mindig alacsonyabbak annál. A metszet utolsó 800 m-ében a transzverzális komponens EPA értékének intenzitásértékekké alakításával 6° és 7° MSK közötti intenzitásértékeket kaptam. Ez az eredmény egybevág a korabeli kárfelmérési jegyzőkönyvekből megállapíthatóakkal.

A III.15. ábrán látható a 2D és 1D talajgyorsulás csúcserőértékének aránygörbéje (PGA(2D)/PGA(1D)). A transzverzális komponens esetén 1.3-as értékről 1.8-ra növekszik egy nagyon gyenge lokális maximummal ott, ahol a 2D metszetben a felszínhez közel egy magasabb sebességű réteg véget ér.

A radiális komponens görbéje két kisebb csúcst tartalmaz. Az egyik csúcs a 2D metszet azon részén alakult ki, ahol az alacsonyabb sebességű réteg, ami közelebb került a felszínhez eltűnik. A másik csúcs nem köthető közvetlenül a rétegek határozott megváltozásához. A radiális arány átlagos értéke 1.9.

A vertikális esetben ez az aránygörbe 0.9-ről 1.2-re növekedett egy csúcscsal ott, ahol a felszínen lévő magasabb sebességű réteg véget ér, azaz ugyanott, ahol a transzverzális komponensben is csúcserőérték van. Ezután a csúcs után a görbe nem mutat nagy változásokat.



III.14. ábra. A transzverzális komponens EPA és PGA értékei a GALOSP metszetre vonatkozóan.

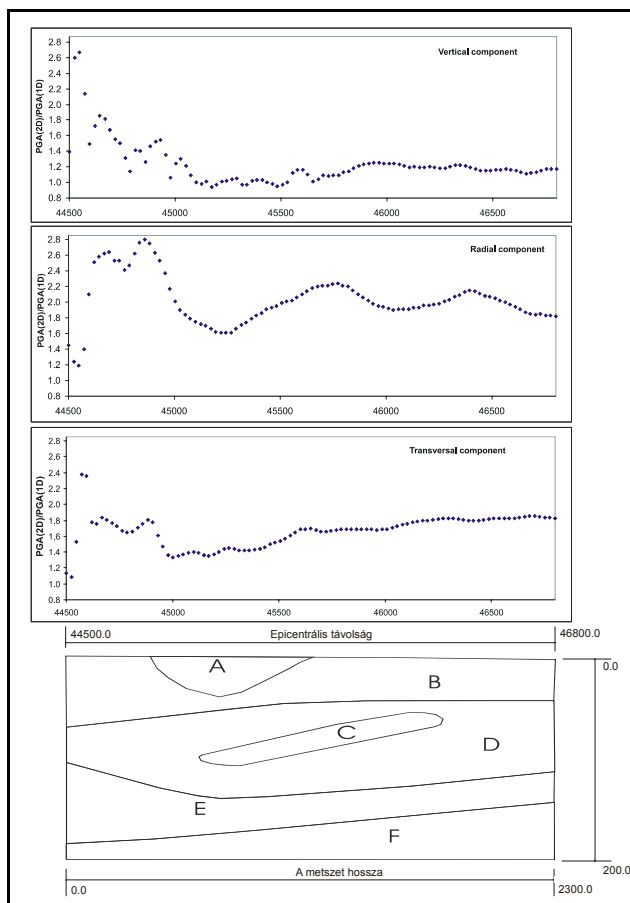
A válaszspektrum-arány (RSR) érték transzverzális komponensének csúcserőértéke a metszet azon részén található, ahol az alacsonyabb sebességű réteg van a metszet tetején, ami azt jelenti, hogy

45 500 m epicentrális távolságtól kezdődően a metszet végéig. Ez a maximális RSR érték 2.5, amely 0.5 és 1.0 Hz között található (III.16. ábra). A radiális komponens maximális értéke ott tapasztalható, ahol a magasabb sebességű réteg van a metszet felszínén. Ez 0.5 Hz-nél van és az értéke 3.5. Továbbá 3.0 és 4.0 Hz közötti frekvenciáknál az RSR egy viszonylag magasabb arányértéke (2.0) található a metszet azon részén, ahol az alacsonyabb sebességű réteg van a felszínen. 2.5-ös arányérték található továbbá a következő helyeken: 1.4 és 1.7 Hz között 45 200 m epicentrális távolságban és 45 700 és 46 100 m között, és 1.7 Hz frekvenciánál 46 200 m epicentrális távolságtól a metszet legvégéig.

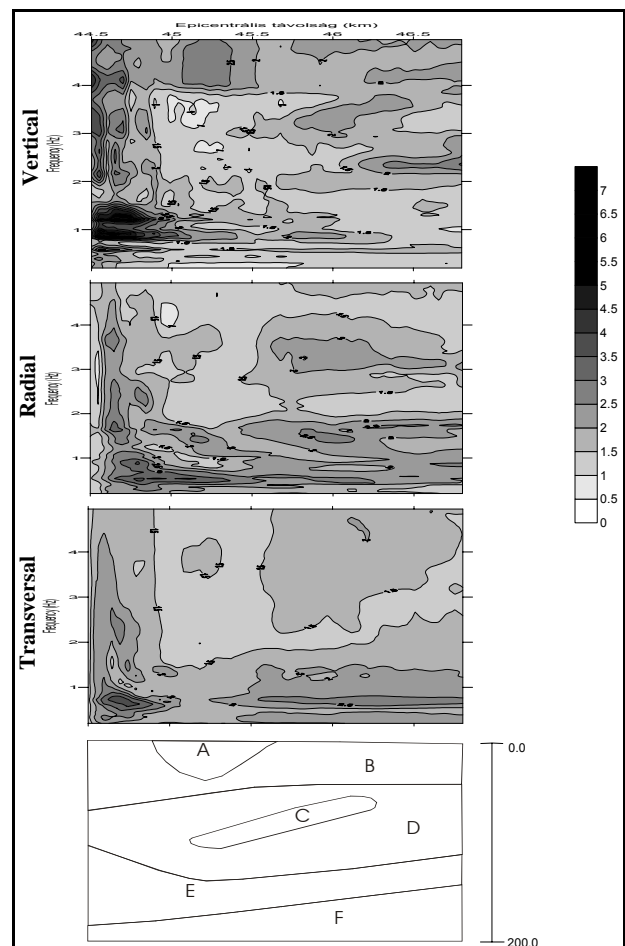
A vertikális komponens esetén 2.5 arányérték található 4.0 Hz fölött a metszet azon részén, ahol a magasabb sebességű réteg található a felszínen, és 2.3 Hz-nél szintén van egy 2.5-ös maximális arányérték végig a metszet 700 m hosszúságú utolsó szakaszán.

Általánosságban az a megállapítás tehető, hogy az RSR minden komponense esetén, minden frekvenciatartományban a legmagasabb arányérték jellemzően ott található, ahol az alacsonyabb sebességű réteg helyezkedik el a metszet tetején. A kivétel ez alól a szabály alól a vertikális komponens 4.0 Hz fölötti, a radiális komponens 1.0 Hz alatti értékei.

A horizontális komponenseknél maximális arányértékeket találunk 1.0 Hz alatt a teljes metszet mentén, úgy miként azt a HOSSZUP számításnál is láttuk. Mint ismeretes, az 1.0 Hz alatti frekvenciák a sokemeletes (10 vagy több emeletes) épületek sajátfrekvenciájával egyeznek meg [Csák et al. 1981].



III.15. ábra. GALOSP metszet menti jelerősítés PGA(2D)/PGA(1D).



III.16. ábra. GALOSP metszet menti válasz-spektrum-arány (RSR).

III.3 Debrecen földrengés-veszélyeztetettségi és kockázati térképe

Az előző, III.2 fejezetben ismertettem a Debrecen városára elvégzett előzetes determinisztikus földrengés-veszélyeztetettségi számításokat. Jelen fejezetben leírt munka szorosan kapcsolódik az előző fejezethez, az ott közölt számításokat kiterjeszti a város teljes területére.

E fejezetben ismertetett vizsgálatok elsődleges célja a tervezési talajgyorsulás értékek meghatározása volt Debrecen teljes területére vonatkozóan, ezért a korábbi számításokhoz hasonlóan szintetikus szeizmogramokat állítottam elő az előző fejezetben is használt hibrid technika alkalmazásával. A számítások során feltételeztem, hogy a hipotetikus földrengés a Debrecenre legnagyobb szeizmikus veszélyeztetettséget jelentő Mobil zóna, városhoz legközelebbi pontján, Hosszúpályi településen pattan ki. (Az előző, III.2 fejezetben bemutatott számítások HOSSZUP forgatókönyvével végeztem a számításokat.) Ahhoz, hogy számításaimmal a teljes város területét lefedjem 11 különböző, a várost keresztül szelő metszet mentén végeztem el a programfuttatásokat. Eredményként minden egyes metszet mentén kb. 100 × 3 db egymástól azonos távolságra elhelyezkedő szintetikus szeizmogramot kaptam, majd ezekből megszerkesztettem a 3 hullámkomponensre külön-külön, a maximális gyorsulásértékek raszteres térképét.

A város teljes területére vonatkozó veszélyeztetettségi térkép elkészítésén túl célom volt még, hogy Debrecen városára létrehozzak egy speciális földrengés-kockázati térképet. Ezen térkép elkészítéséhez a következő képletet használtam fel:

$$\text{FÖLDRENGÉS-KOCKÁZAT} = \text{FÖLDRENGÉS-VESZÉLYEZTETETTSÉG} \times \text{SÉRÜLÉKENYSÉG.}$$

A képlet veszélyeztetettségi részét a fentiekben említett szintetikus szeizmogramok spektrális jellemzői szolgáltatták, míg a vizsgált terület sérülékenységet Debrecen épületállományának egy jellemzője, az épületek színtszáma jelentette. Ahhoz, hogy a város adott pontján a szintetikus szeizmogramok spektrális jellemzőit össze tudjam vetni az ott található épület színtszámával, el kellett készíteni egy újabb térképet, amely megmutatja, hogy milyen emeletszámú épület található a város adott területén. A különböző témájú térképek, és a közöttük végzett vizsgálatok elkészítéséhez térinformatikai rendszert hoztam létre, melyhez az ArcView 3.2 szoftvert, illetve a térbeli elemzésekhez annak Spatial Analyst kiegészítő programcsomagját alkalmaztam. A vizsgálat végeredményeként előállt Debrecenre vonatkozóan egy speciális földrengés-kockázati térkép, amely megmutatja, hogy a város egyes pontjain milyen káreloszlásra számíthatunk egy Hosszúpályiban, a vizsgálatban megadott paraméterekkel, kipattanó rengés esetén [Gribovszki & Panza 2003, 2004].

III.3.1 Szintetikus szeizmogram-számítások bemeneti paraméterei

III.3.1.a A feltételezett földrengés hipocentruma és fészekmechanizmusa

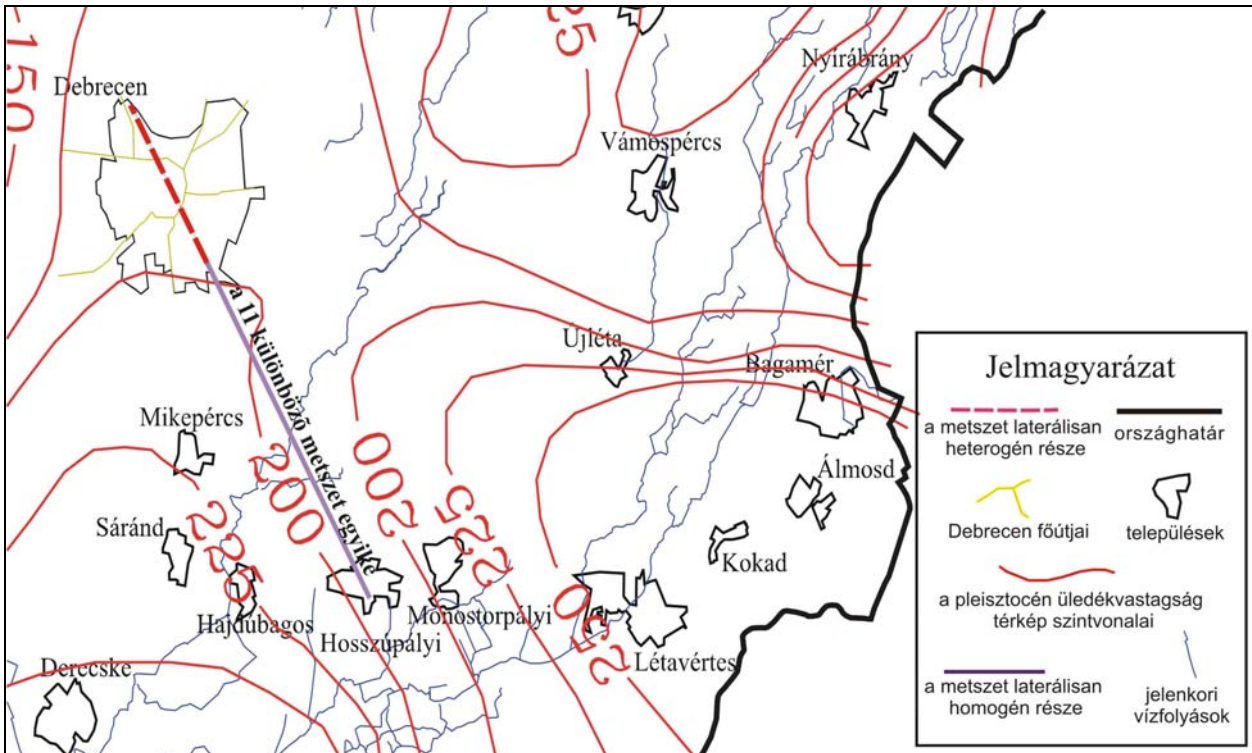
Az előző, III.2 fejezetben bemutatott számítások HOSSZUP forgatókönyvével végeztem a részletes, a város teljes területére kiterjedő kutatásokat. Ennek megfelelően a számítások során feltételezett földrengés Hosszúpályi településen pattan ki (III.17. ábra). A használt fészekmechanizmus-adatok megegyeznek a HOSSZUP számítás paramétereivel.

III.3.1.b Az alapkőzet modell

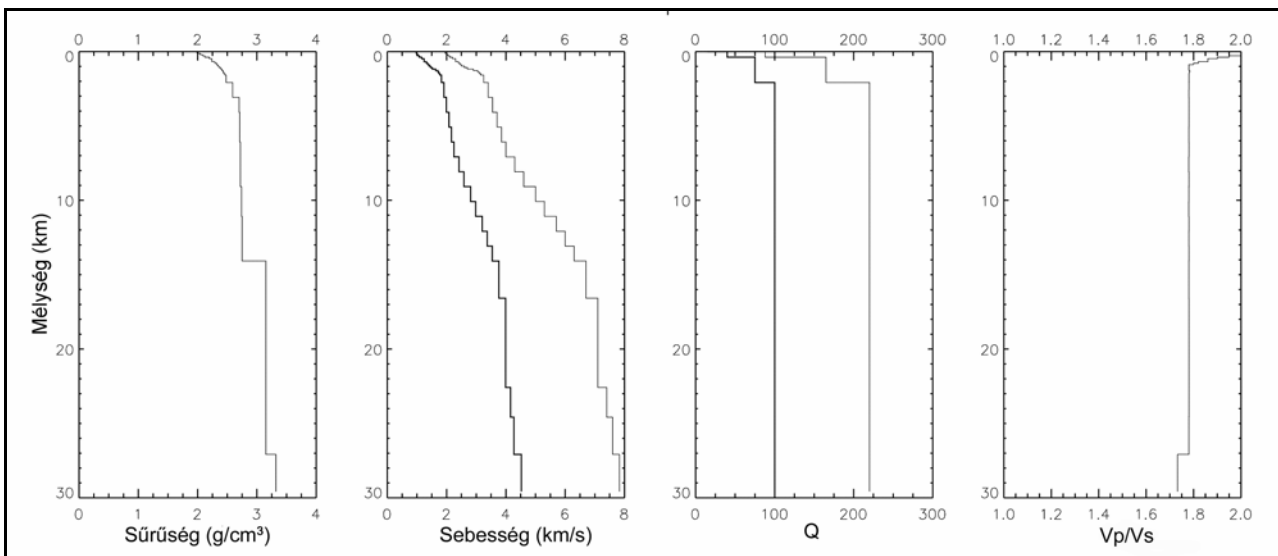
A szintetikus szeizmogram-számítás első részében a földrengéshullámok a laterálisan homogén alapkőzet modellben terjednek a hipocentrumtól egészen a 2D laterálisan heterogén metszetig (III.18. ábra). Az előzetes számítások HOSSZUP modellparamétereit pontosítottam további fúrási és irodalmi adatok figyelembevételével. Az alapkőzet modell létrehozásakor az előző fejezetben leírtak mellett a következő adatokat használtam még fel:

- két fúrás P-hullám intervallumsebességeit (fúrások Monostorpályi és Újléta települések közelében) — mivel a korábbi fúrási adataink csak átlagsebességeket szolgáltattak, ezért azokat az új alapkőzet-modellben nem vettem figyelembe —;
- az Alföldre Mészáros & Zilahy-Sebess által meghatározott [2001] mélység – Vp/Vs görbét és mélység–sűrűség görbét;

— Mammo et al. [1995] által megadott Q értékeket, amelyeket mély üledékes medencék esetére határoztak meg a szerzők;



III.17. ábra. A szintetikus szeizmogram-számításokhoz használt 11 különböző metszet egyike. (A metszetek Hosszúpályi és Debrecen között húzódnak.)



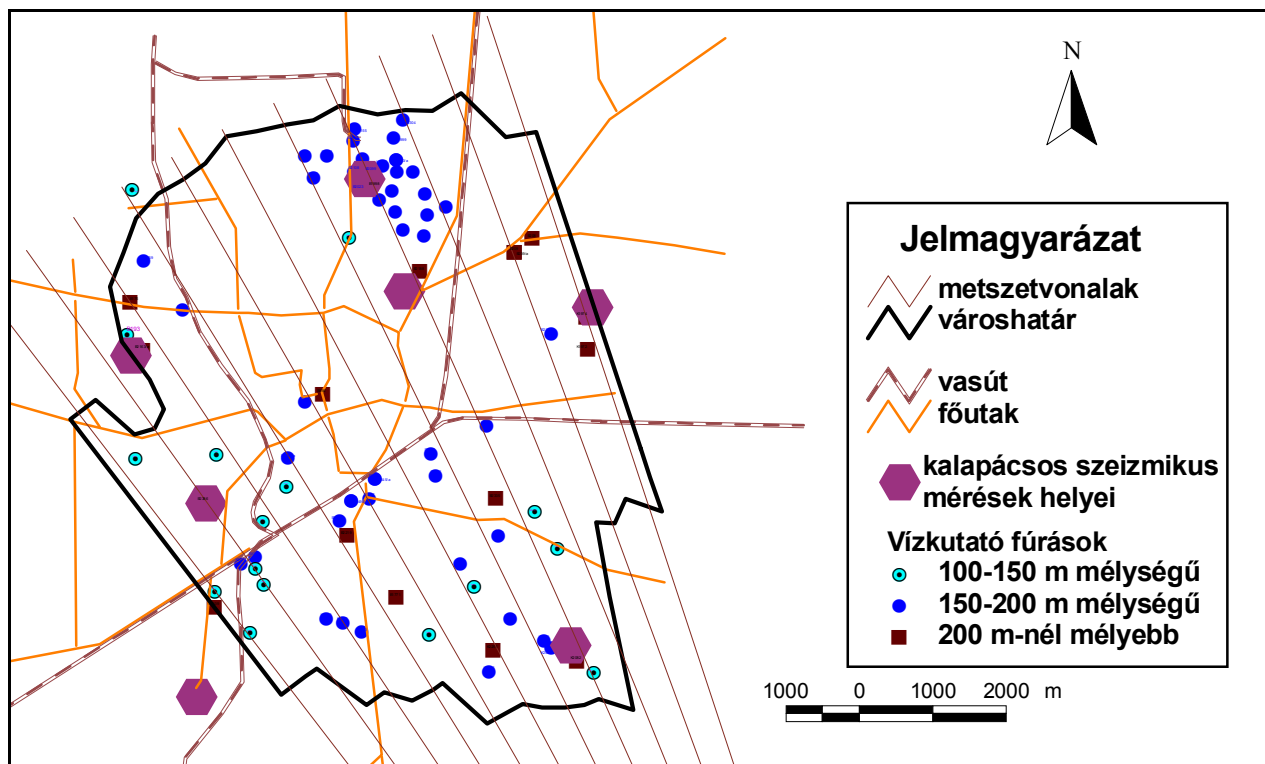
III.18. ábra. Az alapkőzet modell mélység szerinti: sűrűsége, P és S hullám terjedési sebessége, Q értékei és a P és S hullámsebességek aránya. (A kontrasztosabb vonalak mutatják az S hullámra, a halványabb vonalak pedig a P hullámra vonatkozó értékeket.)

A korábbi HOSSZUP alapkőzet-modell létrehozásához hasonlóan a modell a fúrások talpmélységénél mélyebb részein felhasználtam a PGT-1 szeizmikus reflexiók szelvényben mért sebességértékeit [Hegedűs 1998], illetve a Pannon-medence No. VI. strukturális egységének paraméterértékeit [Bus et al. 2000]

III.3.1.c A laterálisan heterogén (2D) metszetrészek (altalajmodell)

A földrengéshullámok károsító hatását az altalaj paraméterei növelhetik. A 11 különböző Debrecenre átszelő, 2D laterálisan heterogén metszet rétegeinek geometriáját a vízkutató fúrások

rétegsor-leírásából készítettem el. Jelenleg nem áll rendelkezésünkre olyan részletes altalajvizsgálat Debrecenre vonatkozólag, ahol meghatározták volna a felső — legalább 200 m mélységű — réteg fizikai paramétereit, ezért a 2D metszetrészek rétegeinek fizikai jellemzőit a rétegek köztípusa alapján irodalmi adatok felhasználásával adtam meg.



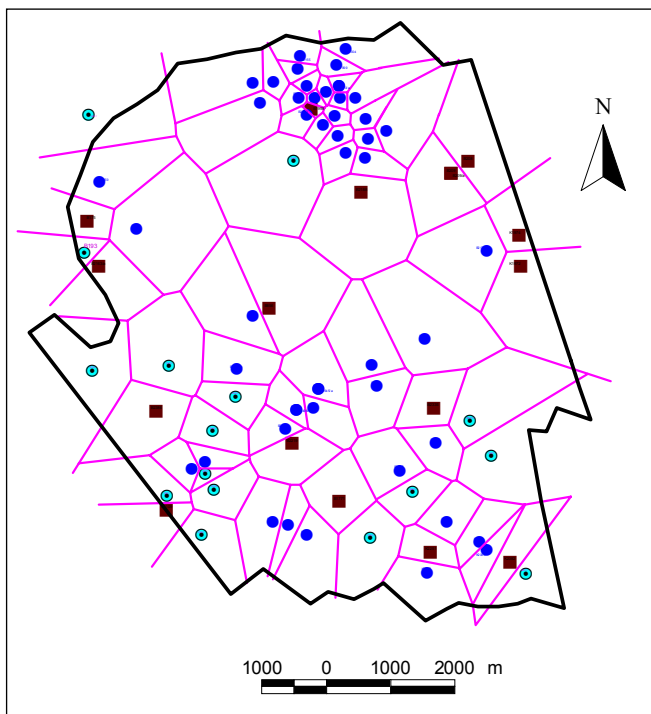
III.19. ábra. A laterálisan heterogén (2D) metszetek szerkesztéséhez felhasznált fúrások és kalapácsos szeizmikus mérések helyszínei Debrecen belterületén. (A sugar irányú vonalak jelölik a metszeteket.)

A következő 82 db különböző fúrást használtam fel a 11 különböző 2D laterálisan heterogén metszet létrehozásakor: B193, B1204, B1283, B1600, K2017, B2117, B2139, B2164, B2165, B2196, B2220, B2248, K2273, K2277, K2348, B2357, B9/a, B10, B10/a, B13, B14, B19, B20, B22, B24, B1239/a, B1491, B1496, B1496/a, B1527, B1645, B1645/a, B1647, K1950, K1952, K1953, B1988, B1999, K2013, K2015, B2023, B2024, B2051, K2074, K2086, B2095, B2098, B2099, B2108, K2133, B2155, B2160, B2176, B2187, B2232, K2259, B2271, B2275, B2278, K2304, K2345, K2350, B2359, B2382, B2415, B2188, B2219, K2251, B2335, K2082, K2109, B2163/a, B175, B208, B209, B209/a, B856, B1771, K1972, K1974, B1998, B2386. A fúrások elhelyezkedését a városban a III.19. ábra mutatja be.

Az irodalmi adatokból vett köztípusokhoz tartozó paraméterek megbízhatóságának növelése céljából kalapácsos szeizmikus méréseket végeztünk Debrecen hét különböző pontján (III.19. ábra). A kalapácsos szeizmikus méréseket ESS-03 szeizmikus adatrögzítővel hajtottuk végre. A mérési pontok helyét úgy választottuk ki, hogy azok fúrások közelében legyenek, azért hogy a mérés során a fúrás rétegsorában található ismert köztípusok sebességértékeiről nyerhesünk információkat. A kalapácsos szeizmikus méréseket 30 és 50 m hosszú szelvény mentén készítettük, amely mentén a geofonok 3 és 5 m távolságban voltak egymástól. A mérések kiértékelését a W_GeoSoft (Svájc) cég WINSISM 9.0 programjával végeztük, amelynek segítségével a felső 20 m-es réteg P hullámsebességeit lehetett meghatározni.

A 2D metszetek 20 m-nél mélyebb részein a Szénás [1958] és Szabó & Páncsics [1994] által megadott sebesség és sűrűségértékeket rendeltem a fúrások rétegsorában található adott minőségű köztípusokhoz.

A laterálisan heterogén metszetrészek megkonstruálásakor a fúrások köré szerkesztett Voronoi poligonok felhasználásával rendeltem egy-egy metszetrészhez a hozzá legközelebbi fúrás rétegsorát. Ezeket a Voronoi poligonokat mutatja be a III.20. ábra.



III.20. ábra. Voronoi poligonok a fúrások környezetében a laterálisan heterogén 2D metszetek előállításához.

A szintetikus szeizmogram-számításokat 11 különböző esetben végeztem el. A számításoknál az alapkőzet-modell és a számítási paraméterek változatlanok voltak, a különbséget a laterálisan heterogén (2D) metszetek eltérő felépítése jelentette. A teljes metszetek (alapkőzet-modell + 2D laterálisan heterogén modell) hossza Hosszúpályi és Debrecen között 21 és 23 km között változott, amelyből az alapkőzet-modell hossza 14 és 16.6 km közötti hosszúságú volt, a laterálisan heterogén metszetek hossza a városban pedig 4.5 km-től 8.5 km-ig terjedt. A laterálisan heterogén (2D) metszetek egyikét mutatja be a III.21. ábra. A 11 különböző laterálisan heterogén metszetrész felszíni metszetsíkjait a III.19. ábrán láthatók.

III.3.1.d A szintetikus szeizmogram-számítások paramétereit és eredményeit

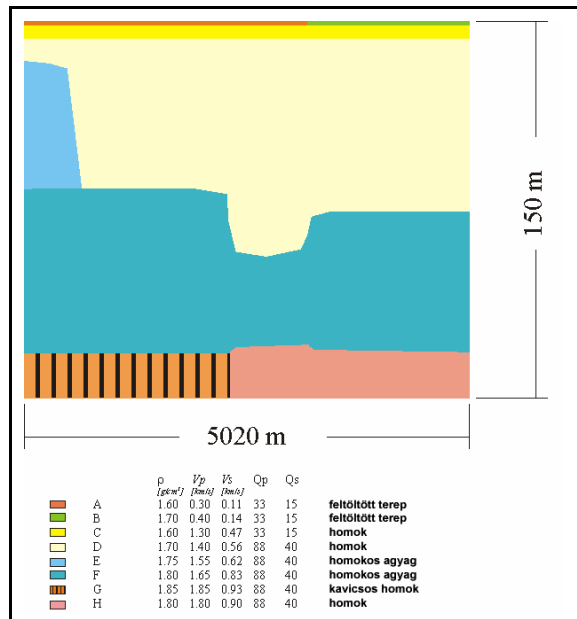
A szeizmogramokat 10 Hz frekvenciáig készítettem el, és 6 Hz-es aluláteresztő Gauss-szűrővel simítottam. A véges differenciák módszerhez tartozó rácsháló, amellyel a 2D modellt jellemeztem, $(156 \text{ m} / 3 \text{ m} + 11\,487 \text{ m} / 21 \text{ m}) \times 6000 \text{ m} / 3 \text{ m} = 600 \times 2000$ darab rácspontból állt az egyik 6 km hosszú 2D metszet esetén. A rácspontok távolsága 3 m volt. A mélység növekedésével az első 53 pont után a rácspontok távolsága 21 m-re változott. A teljes modell 11 643 m mélységig terjedt. A szintetikus szeizmogramokat 20 s hosszan rögzítettem, 0 s-tól 20 s-ig, ahol a 0 s a hullámoknak a 2D metszet epicentrumhoz legközelebb eső felszíni pontjába történő első beérkezésének időpontját jelenti.

A számítások eredményeképpen mind a transzverzális, mind a radiális és vertikális hullámkomponensekre vonatkozóan elmozdulás, sebesség és gyorsulás idősorokat kaptam a 11 különböző 2D metszet felszíni metszetsíkjainak kb. 100 helyén, egymástól azonos távolságra elhelyezkedő pontokban. Mint ahogyan azt korábban is tettem a számítások végén a földrengés magnitúdójának megfelelően méreteztem az akcelerogramokat Gusev [1983] szerint [Romanelli & Vaccari 1999]. A szintetikus szeizmogramokból spektrális gyorsulás (SA 5 %), vagy más néven válaszspektrumgörbéket hoztam létre, amelyeket később a földrengés-kockázati térkép elkészítésénél használtam fel.

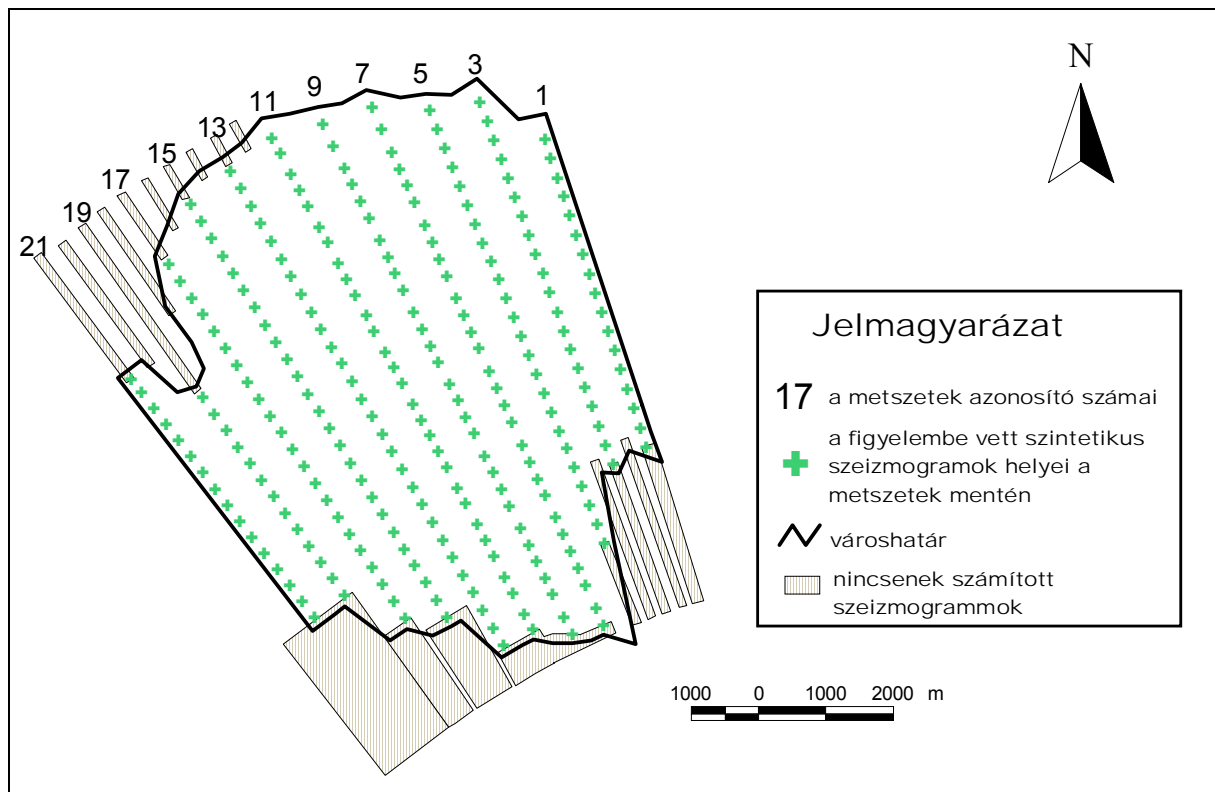
III.3.2 A szintetikus szeizmogram-számítások eredményeinek feldolgozása

A szintetikus szeizmogram-számítások eredményeit térinformatikai rendszerben dolgoztam fel, abból a célból, hogy először a hullámkomponensenkénti maximális gyorsulástértékek Debrecen teljes területére vonatkozó térképét megszerkesszem, majd pedig hogy a speciális földrengés-kockázati térképet létrehozom. A térinformatikai eszközökkel elkészített térkép megfelelő megbízhatóságához egy közel azonos rácstávolságú hálózatba kellett a szintetikus szeizmogram-

számítások eredményeit beolvasnom. Mivel a 11 különböző laterálisan heterogén metszetrész felszíni metszete sugarasan helyezkedik el Debrecenben (azaz a metszetelek közötti távolság változik kb. 400 m-től 750 m-ig), ezért minden metszet mentén 300 m-enként választottam ki egy-egy arra a helyre kiszámított szintetikus szeizmogramot, ami reprezentálta később az adott helyet és annak környezetét (III.22. ábra).



III.21. ábra. Az 1. laterálisan heterogén metszetrész a 11 különböző közül.



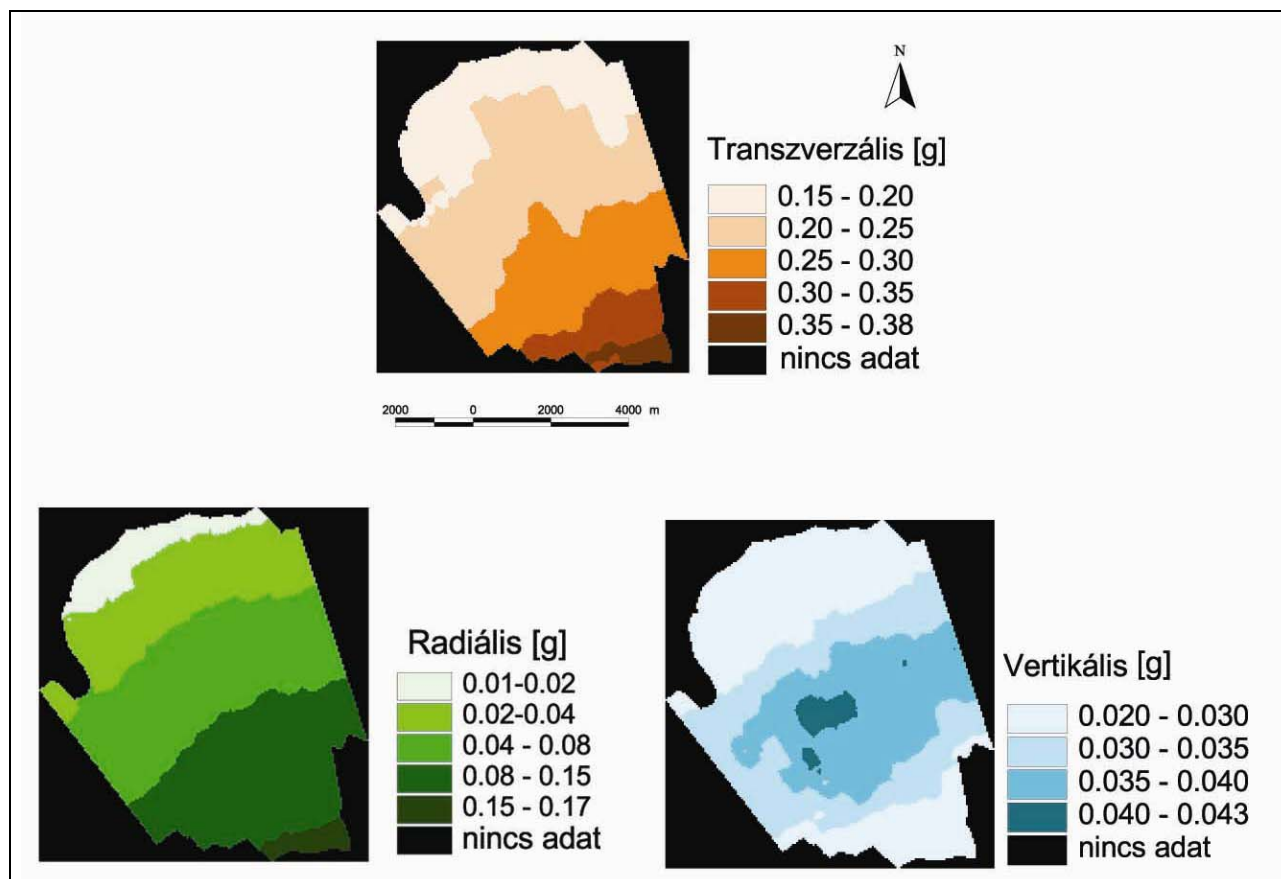
III.22. ábra. A térinformatikai rendszerben végzett műveletek során figyelembe vett szintetikus szeizmogramok helyei a laterálisan heterogén metszetelek mentén.

A III.23. ábrán található az előzőekben vázolt raszterháló felhasználásával az ArcView Spatial Analyst programban elkészített maximális gyorsulásértékek térképe mindhárom hullámkomponens-re vonatkozóan.

Az ábrákból látható, hogy a debreceni altalaj módosítja a gyorsulásértékeket. A transzverzális és radiális hullámkomponensek egymáshoz viszonyított arányáról elmondható, hogy az a város Hosszúpályihoz közeli (délkeleti) részén kb. kétszeres, a távolabbi északnyugati részén viszont több mint tízszeres. A gyorsulás értékekben történő változás a következő:

- a transzverzális komponensnél: délkeleti maximumról, 380 cm/s^2 -ről lecsökken északnyugati minimumra, 150 cm/s^2 -re;
- a radiális komponensnél: délkeleti maximumról, 170 cm/s^2 -ről lecsökken északnyugati minimumra, 15 cm/s^2 -re.

A vertikális hullámkomponens maximális értékeit a belvárosban kaptam, de ez ott sem nagyobb, mint 43 cm/s^2 . A hullámkomponensek közül a maximális értékek a transzverzális komponensnél adódnak.



III.23. ábra. A maximális gyorsulás-amplitúdók raszteres térképei a három hullámkomponensre vonatkozólag.

A maximális gyorsulás-értékek a transzverzális komponensnél adódnak, amelyeket effektív csúcs-gyorsulásokká (EPA) alakítva a 8 MSK intenzitási foknak megfeleltethető talajgyorsulás-intervallum felső tartományába eső értékeket kaptam a város Hosszúpályihoz közeli részein [Bisztricsány 1974]. Egy ekkora erősségű rengés már súlyos károkat okozhat. A MSK skála leírása szerint a következő jelenségek figyelhetők meg:

- Az embereken általános ijedtség és pánik lesz úrrá.
- A vasbeton-épületekben is repedések keletkeznek, a téglapületek egyes épületrészei le is omolhatnak.
- A meredek lejtőkön csuszamlások keletkezhetnek.
- Csővezetékek a csatlakozásoknál eltörhetnek.
- A felszín alatti vizek helyzete megváltozhat: kiszáradt kutak vízzel telhetnek meg, más vízzel telt kutakból pedig eltűnhet a víz.

Ismert tény, hogy az épületkárok legjelentősebb részét a horizontális hullámkomponensek okozzák, ezért a földrengés-kockázati térkép készítésénél a transzverzális komponensekre vonatkozó szinte-

tikus szeizmogramokat használtam fel (figyelembe véve, hogy jelen esetben a radiális komponenseknél a transzverzálisnál jóval alacsonyabb értékek jelennek meg).

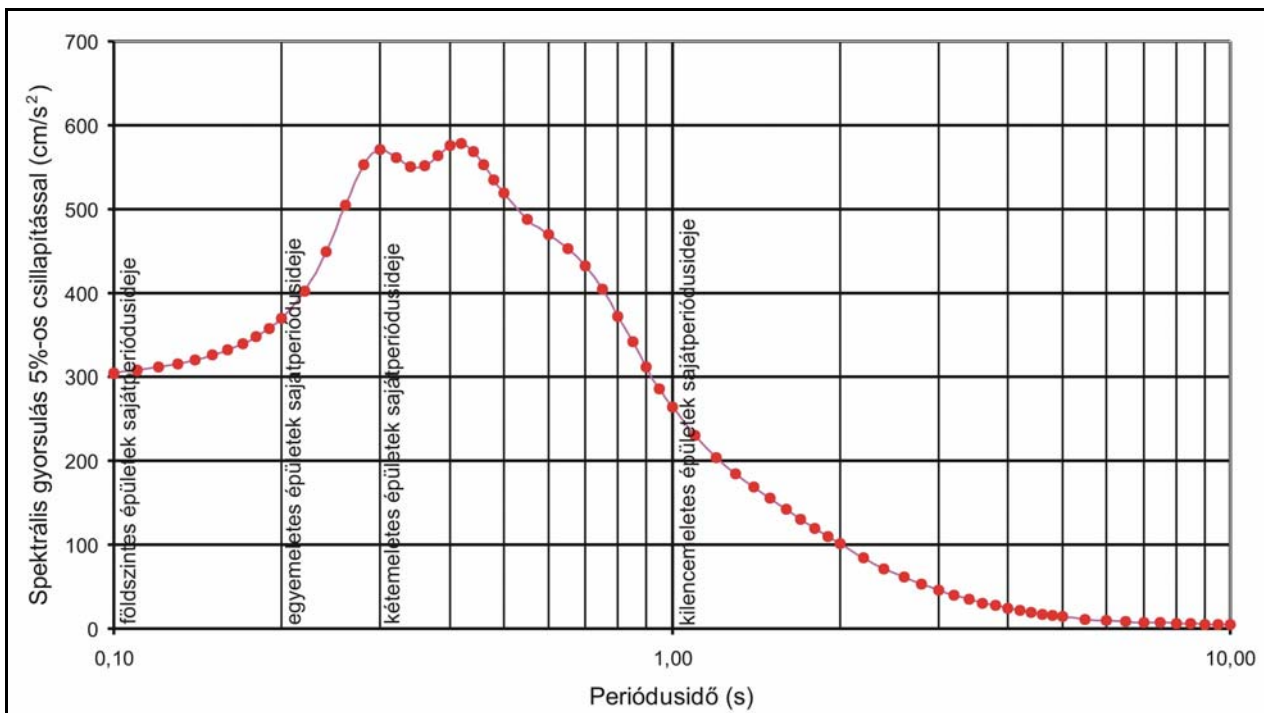
III.3.3 A szeizmikus kockázat-térkép létrehozása

A III.3. fejezetben ismertetett kutatás második fő célja egy speciális földrengés-kockázati térkép létrehozása volt. Egy terület földrengés-kockázati értékelése során a földrengés-veszélyeztetettségen kívül — ami egy adott terület szeizmikus adottságaiból következik — a vizsgált területen található építmények, létesítmények jellegét, állapotát is figyelembe kell venni. A kockázati térkép készítése során a III.3 fejezet bevezetőjében bemutatott képlet veszélyeztetettségi adatait a szintetikus akcelerogramokból előállított spektrális gyorsulásgörbék (SA 5 %) szolgáltatták, a képlet sérülékenységi részét pedig a következő egyenlet felhasználásával állapítottam meg [Csák et al. 1981]:

$$T = 0.1 \times n \quad (III.2)$$

ahol T az épület sajátperiódusa s-ban, n az épület szintszáma.

A képlet szerint az épületben található szintek száma kapcsolatba hozható az épület sajátperiódusidejével. A III.22. ábrán bemutatott rácshálózat minden pontjában képeztem a szintetikus akcelerogramok spektrális gyorsulásgörbéit. Ezen görbék közül egyet mutat be a III.24. ábra. A görbék lefutása a hely függvénye, a III.25. ábra egyes kiválasztott pontok esetében mutatja be a görbék alakját.



III.24. ábra. Debrecen egy adott pontjára vonatkozó szintetikus transzverzális akcelerogramból képzett spektrális gyorsulásgörbe, feltüntetve a különböző szintszámú épületek sajátperiódus-időit is.

Az adott helyekre jellemző spektrális gyorsulásgörbék felhasználásával elkészítettem a különböző szintszámú épületekhez tartozó relatív spektrális gyorsulások teljes városra vonatkozó raszterterképét, amelyeket 9 különböző épületszintszám (1-9) esetére hoztam létre. Egy adott épületszintszám esetén a relatív spektrális gyorsulások raszterterképe a következőképpen készült:

- I. A rácsháló minden pontjába megrajzoltam az SA 5 % görbéket;
- II. Minden SA görbéről leolvastam az adott szintszámú épülethez tartozó sajátperiódusnak megfelelő gyorsulásértéket;
- III. A végső érték, amit a relatív spektrális gyorsulások raszterterképén ábrázoltam a II. pontban leolvasott értéknek az adott rácsponthoz tartozó spektrális gyorsulásgörbe maximumához viszonyított %-os értéke.

Ezzel a módszerrel elkészítettem Debrecen teljes területére minden egyes (1-9) szintszámú épület sajátperiódus-idejéhez tartozóan a relatív spektrális gyorsulások raszterterképeit. A III.27. ábra 3. sorában látható a földszintes, az ötemeletes és a nyolcemeletes épületekre vonatkozó (ezek rendre 0.1, 0.6 s és 0.9 sajátperiódus-idővel jellemezhető) raszterterképek.

A földrengés-kockázati térkép elkészítésének következő lépéseként létrehoztam Debrecen épületszintszám térképét. Az épületszintszámok megállapításánál a következő munkamódszert választottam. Debrecenről készült légifotókat tájékoztam, majd interpretáltam. Az interpretáció során felhasználtam még az $M = 1:10\,000$ -es topográfiai térképek jelkulcsában megadott emeletszám-ábrázolásokat is. A várost ábrázoló légifotók (1 m-es felbontású) és topográfiai térképek alapján elkülönítettem a város eltérő területhasznosítású, és lakóövezeti kategóriájú részeit, majd ezekhez az ott található épületek alapján azonos épületszintszámokat rendeltem. Ha szükséges volt még az azonos területhasznosításon belül is elkülönítettem kisebb területeket, például sportlétesítménynél a sportpályákat leválasztottam az épületektől, lakótelepeknél a zöldfelületeket a házaktól, gyáraknál a magas kéményeket az alacsonyabb épületektől stb.. A következő $M = 1:10\,000$ méretarányú topográfiai térképeket használtam fel az épületmagasságok, lakóövezetek térképezéséhez Debrecenben: 64-213, 64-214, 64-231, 64-232, 64-233, 64-234. Debrecen egy részletét mutatja be légifotón a III.26. ábra. Az ábrán látható, hogy milyen lakóövezeti kategóriákat különböztettem meg ugyanazon a területen. A munka eredményeképpen előállt Debrecen különböző épületszintszámú területeit bemutató térképe, amely a III.27. ábra felső sorában látható.

A különböző szintszámú épületeket tartalmazó városrészeket bemutató raszterterkép és a különböző épületszintszámokhoz (sajátperiódus-időkhöz) tartozó relatív spektrális gyorsulások raszterterképeinek felhasználásával a III.27. ábrán bemutatott logikai lépések során készítettem el a város földrengés-kockázati térképét. A raszterterképek közötti műveletvégzéshez újra az ArcView Spatial Analyst szoftver nyújtotta térinformatikai lehetőségeket használtam fel. A földrengés-kockázati térkép készítésének logikai lépései a következők voltak:

- I. Az épületszintszám térképből létrehoztam minden egyes épületszintszámra vonatkozóan egy-egy térképet, amelyek csak az adott azonos épületszintszámmal rendelkező városrészeket tartalmazták (ezek közül három látható a III.27. ábra 2. sorában).
- II. Ezekkel a térképekkel kimetszettem a nekik megfelelő városrészeket a relatív spektrális gyorsulástérképekből (mindegyikkel a neki megfelelő sajátperiódus-időhöz tartozót: például a város háromemeletes területeivel kivágtam a spektrális gyorsulások 0.4 s sajátperiódus-időhöz tartozó értékeiből képzett raszterterképet). Így keletkeztek a „hiányos” relatív spektrális gyorsulástérképek (III.27. ábra 4. sorának térképei).
- III. Majd az így keletkezett „hiányos” relatív spektrális gyorsulástérképeket összerakva újra előállt Debrecen teljes területére egy speciális relatív spektrális gyorsulástérkép, amely egy-egy városrészeire vonatkozólag az ottani épületszintszámnak megfelelő periódusidőhöz tartozó arányértéket tartalmazza (III.27. ábra 5. sora).
- IV. Majd ezt megszoroztam a maximális spektrális gyorsulástérképpel, amelyet Debrecen teljes területére készítettem el (III.27. ábra 6. sora), és ezen művelet végeredményeképpen nyertem Debrecen speciális földrengés-kockázati térképét (legalsó kinyújtott ábra).

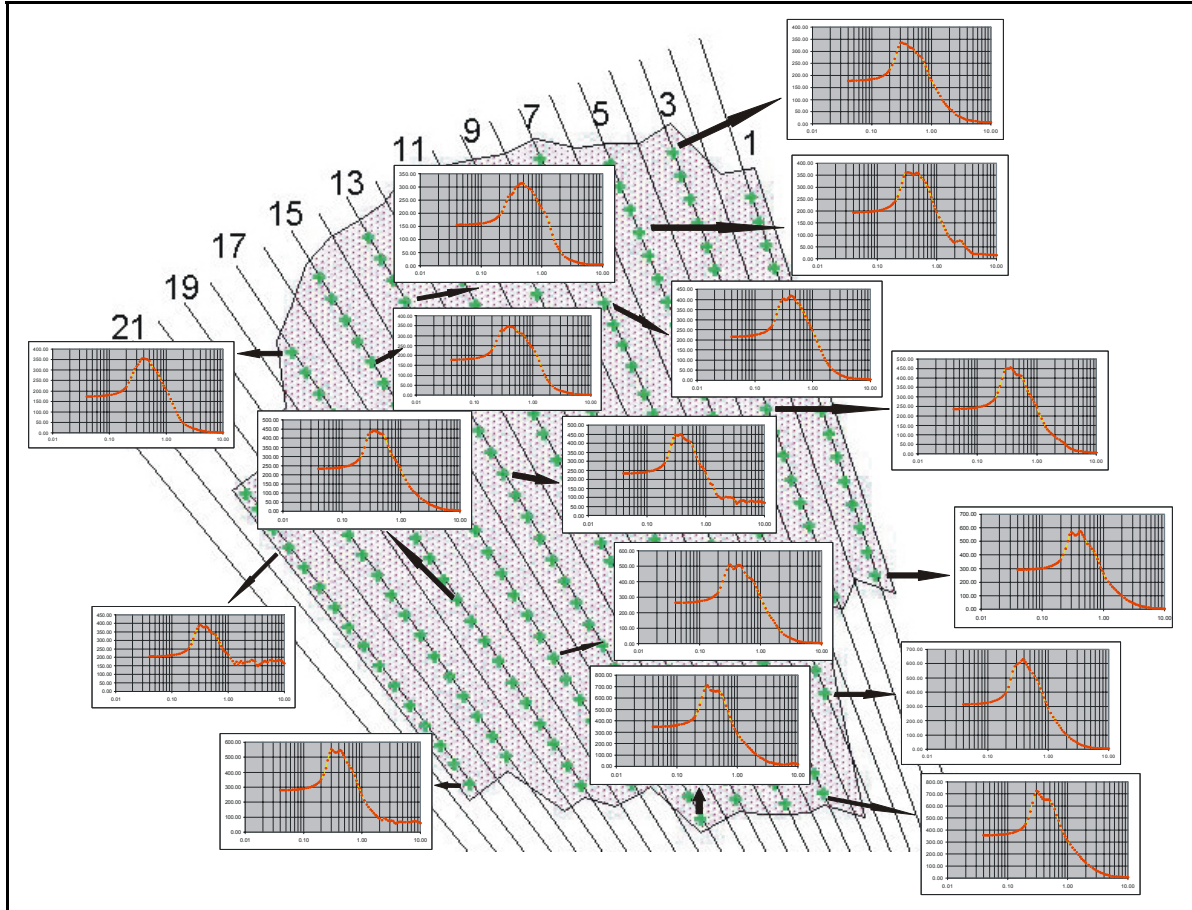
A kockázattérkép lépéseinek térinformatikai műveletekkel történő megvalósításáról a C. Függelékben számolok be.

Az eredmény kockázattérkép skálája, csak egy relatív, az épületkárok mértékét egymáshoz képest bemutató skála. Mivel részben a spektrális gyorsulásértékekből készült a térkép, így a skála nem alkalmas arra, hogy a város adott pontjára megmutassa az oda várható maximális talajgyorsulás-értékeket. Léteznek olyan földrengés-kockázati térképek, amelyeken a károkat gazdasági mérőszámokban fejezik ki. Az ilyen térképek létrehozásához különféle szakértőkből álló szakembercsoport közös munkájára van szükség.

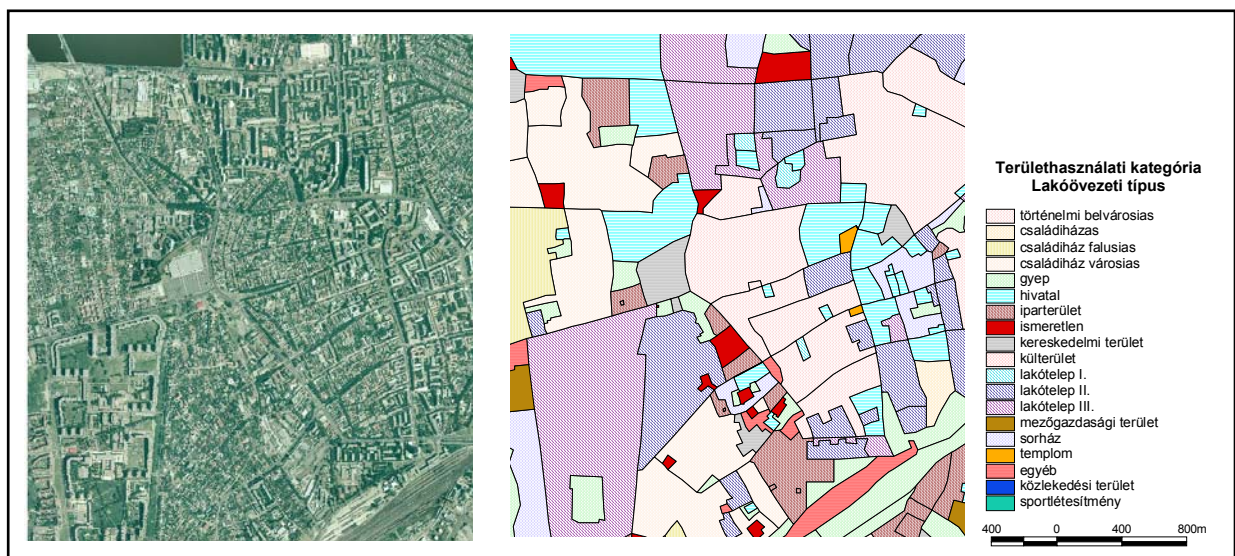
Az általam előállított speciális földrengés-kockázati térkép azt mutatja, hogy a város, egy — az általam feltételezett földrengés kipattanásakor — legjobban károsodó része kb. 1.5 km-re délkeletre található a történelmi városközponttól, azonban közepesnél erősebb károkat szenvedhetne el a

városnak nemcsak a Hosszúpályi településhez közel eső déli része, de a belváros, vagy egyes északi épületek — pl. nagyerdei szállodák — is.

Feltétlenül meg kell jegyezni azt, hogy az itt leírtakban bemutatott földrengés-kockázati térkép egy igen speciális jellemzőjét használta fel az épület-sérülékenységek, és nem vett figyelembe számos más az épület-sérülékenységekben fontos szerepet játszó tényezőt, mint amilyen például az épület szerkezeti típusa, építési módja, anyag stb.

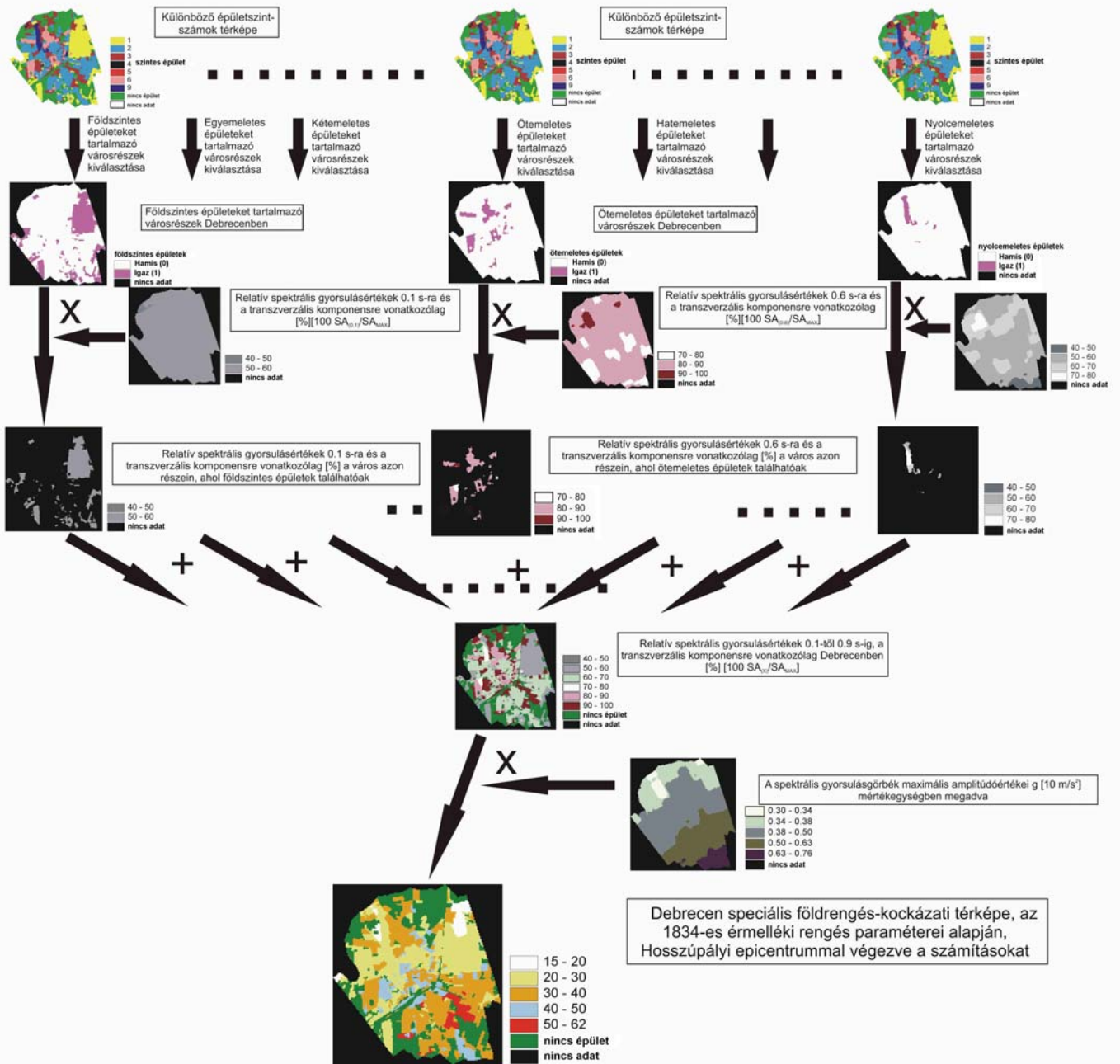


III.25. ábra. Debrecen területére kiszámított szintetikus szeizmogramok spektrális gyorsulásgörbéi.



III.26. ábra. Balra légifotó, jobbra területhasználati és lakóövezeti beosztás légifotók és $M = 1:10\,000$ méretarányú topográfiai térképek alapján (részlet Debrecenből).

FÖLDREGÉSKOCKÁZAT = FÖLDREGÉSVESZÉLYEZTETETTSÉG x SÉRÜLÉKENYSÉG
 ($T = 0.1 \times n$ [s])



III.27. ábra. A debreceni speciális földregés-kockázattérkép létrehozásának logikai lépései.

IV. ÖSSZEFOGLALÁS

A Kárpát-medencében kipattant földrengések keletkezési okai az esetek jelentős részében nem tisztázottak. Számos rengést nem tudunk közvetlenül a jelenlegi mozgásokat ábrázoló tektonikai térképi elemekre visszavezetni. Az okok tisztázására térinformatikai rendszert (GIS — Geographical Information System) hoztam létre [Gribovszki & Szeidovitz 2000, 2004, 2005, 2005a].

A rendszer lehetőséget biztosít a különböző témájú térképi rétegeknek, mint térbeli, helyhez kötött információknak együttes ábrázolására, és közöttük elemzések végzésére. A felépített térinformatikai rendszer tartalmazza Magyarország teljes területére a földrengésekkel kapcsolatba hozható lényeges információkat térképi és leíró formában. A GIS felépítésében részt vevő térképek a következők: makro- és mikroszeizmikus vizsgálatokból származó földrengés-epicentrumok; pleisztocénben aktív törésvonalak és süllyedékterületek; pannonnál idősebb törésvonalak; jelenkori vízfolyások; minimális és maximális talajvízszintek; negyedidőszaki üledékvastagság; negyedidőszaki mozgások és kéregmozgások térképe; geomorfológiai térkép tektonikus elemei; Bouguer-anomália; hőáram; tellurikus vezetőképesség térképek, pórusnyomást tartalmazó mélyfúrások; földrengések fészekmechanizmusai; és különböző geológiai korokhoz tartozó domborzatmodellek: jelenkori-, pannóniai-, harmadidőszaki-fekütérképek, Mohorovičić-diszkontinuitás mélységtérképe.

A térinformatikai rendszer földrengés-epicentrum térképeit részletes kutatások eredményeként készítettem el. A makroszeizmikus epicentrum-térkép 225 db, a mikroszeizmikus epicentrum-térkép 128 db rengést tartalmaz azok háttéradatbázisával együtt. A makroszeizmikus epicentrum-térkép készítésekor kiindulási alapul Jámbor et al. [1999] *Kinematikai és földrengés-epicentrumok térképe* és a hozzá kapcsolódó 213 db rengés rövid leírása szolgált. Ezt a térképet átdolgoztam — epicentrumainak helyeit pontosítottam, a bizonytalan helymeghatározású rengéseket kihagytam, epicentrumaihoz horizontális helymeghatározási hibaértékeket rendeltem — és kiegészítettem Zsíros [2000] katalógusában található 1986 és 1994 között, valamint a Magyarországi Földrengések Évkönyveiben [Tóth et al. 1996-2004] közölt 1995 és 2003 között kipattant makroszeizmikusan is érzékelt rengésekkel. Néhány 'kritikus' rengés esetén — amelyeknél a makroszeizmikus és a mikroszeizmikus helymeghatározások epicentrumai egymástól több, mint 10-15 km távolságra estek — a mély, üledékes medencék speciális sebességviszonyait is figyelembe vevő epicentrum-meghatározásokat végeztem a műszeres beérkezési adatok felhasználásával, HYPOINVERSE-2000 program alkalmazásával [Klein 2002]. A számítások révén számos esetben sikerült a makroszeizmikus érzékelés és a műszeres helymeghatározás eredményei közötti ellentmondásokat feloldani, illetve mérsékelni. A mikroszeizmikus földrengés-epicentrum térkép adatait a Magyarországi Földrengések Évkönyveiben publikált 1995 és 2003 között kipattant műszeresen regisztrált, (általam megadott) hibahatárokon belüli helymeghatározású rengések szolgáltatták.

A GIS-ben a rendszer egyes rétegei között különböző térinformatikai elemző-műveleteken alapuló vizsgálatokat végeztem a jelenkori mozgások megállapítására, a földrengések lehetséges kipattanási okainak felkutatására [Gribovszki & Szeidovitz 2000, 2004, 2005, 2005a]. *Magyarország negyedidőszaki mozgásainak térképe* [Jámbor & Szeidovitz 1995] és a *Pleisztocénben aktív törésvonalak és süllyedékterületek térkép* [Schweitzer 1993] felhasználásával kijelöltem a mindkét térképen jelenkorban aktívnak tekintett területeket. A két térkép közös részéről statisztikai vizsgálattal megállapítható, hogy nem mutat szignifikáns kapcsolatot a makroszeizmikus epicentrumok elhelyezkedésével, és a közös metszetrész 5 km-es környezetében a rengések mindössze 29 %-a volt megtalálható.

A *Pleisztocénben aktív törésvonalak és süllyedékterületek térkép* [Schweitzer 1993] *Magyarország geomorfológiai térképének* [Pécsi 2000] jelenkori tektonikai elemeivel kiegészített térképe objektumai szignifikáns kapcsolatban vannak, mind a makro-, mind a mikroszeizmikus

epicentrumok elhelyezkedésével, és a térképi elemek 5 km-es környezete tartalmazza a makroszeizmikus epicentrumok 71 %-át, a mikroszeizmikus epicentrumoknak pedig 76 %-át.

A *Magyarország negyedidőszaki mozgásainak térképe* objektumai [Jámbor & Szeidovitz 1995] sem a makro-, sem a mikroszeizmikus epicentrumok elhelyezkedésével nem mutatnak szignifikáns kapcsolatot.

A *Neogene tectonic map of the Pannonian Basin and the Surrounding Alpine-Carpathian-Dinaric Mountains* [Horváth 1993] című térkép hazánk területére vonatkozó törésvonalainak 5 km-es környezetében található a makroszeizmikus epicentrumok 54, a mikroszeizmikus epicentrumoknak pedig 58 %-a. A térkép törésvonalai csak az 5 km-nél nagyobb horizontális helymeghatározási hibával rendelkező mikroszeizmikus rengésekkel mutatnak szignifikáns kapcsolatot, az ennél pontosabb helymeghatározású mikroszeizmikus, illetve a makroszeizmikus rengések esetén nem volt kimutatható összefüggés.

Megvizsgáltam az epicentrumok eloszlását a *Magyarország geomorfológiai térképén* [Pécsi 2000] található jelenkori tektonikus elemek környezetében. Szignifikáns összefüggés mutatkozott az 5 és 10 km közötti horizontális helymeghatározási hibájú makroszeizmikus epicentrumok és a vulkáni kúpok és telérek elhelyezkedése között. Továbbá a makroszeizmikus epicentrumok az átlagos epicentrum-sűrűség többszörösét mutatják a nevezett térképi elemek környezetében.

Mindezekből következőleg megállapítható, hogy szignifikáns kapcsolatot tudtam kimutatni a földrengés-epicentrumok elhelyezkedése valamint:

- a *Pleisztocénben aktív törésvonalak és süllyedékterületek térkép* [Schweitzer 1993] *Magyarország geomorfológiai térképének* [Pécsi 2000] jelenkori tektonikus elemeivel kiegészített térképe objektumai között;
- a *Neogene tectonic map of the Pannonian Basin and the Surrounding Alpine-Carpathian-Dinaric mountains* [Horváth 1993] című térkép hazánk területére vonatkozó törésvonalai között;
- a *Magyarország geomorfológiai térképén* [Pécsi 2000] található vulkáni kúpok és telérek között;

A hazánk területén kipattanó földrengések jelentős hányada esetén a jelenlegi tektonikai elképzelések alapján nem sikerült magyarázatot találni azok kiváltó okára. Az ebbe a csoportba tartozó rengések egy része sekélyfészklű, lehetséges, hogy a medencéken belüli üledékes rétegek hirtelen megcsúszásakor keletkezik [Szeidovitz, Bus & Gribovszki 2004, Scholz 1990]. Ezen elképzelésből kiindulva a térinformatikai rendszer nyújtotta eszközökkel vizsgáltam a harmadidőszaki medencealjzat nagylejtésű területeinek környezetét. Eredményeim szerint a makroszeizmikus epicentrumok az átlagos epicentrum-sűrűségnél nagyobb értékeket mutatnak a harmadidőszaki medencealjzat 20-40°-os lejtésű részeinek 5 és 10 km-es környezetében. A mélyfúrásokban mért pórusnyomásértékek alapján azonosítottam a túlnyomásos zónákat. Megállapítható, hogy azokon a területeken, ahol a harmadidőszaki medencealjzat lejtése 5°-nál nagyobb és túlnyomás is fellép, nem zárható ki a földrengések keletkezése üledékcsúszás révén.

Továbbá sikerült kimutatnom jelenkori mozgásokra utaló nyomokat a *negyedidőszaki képződmények vastagsága Magyarországon* [Franyó 1992] térkép és a *jelenkori domborzat* szorzattérképének segítségével. A szorzattérképen jól kirajzolódik a Kecskemét környéki földrengés aktív terület — a negyedidőszaki üledék vastagodását a jelenkori domborzat magasságának növekedése is követi —, ugyanez mondható el a nyírségi Hoportyó kiemelkedésének környezetéről is. A szorzattérképen nem tükröződik az Alföld többi aktív területe: a szegedi, a jászberényi, a békési aktív terület.

Az ország teljes területére előállított térinformatikai rendszert kisebb mintaterületre vonatkozóan — részletes adatgyűjtést követően — további rétegekkel bővítettem [Gribovszki 2002, 2002a]. Ezen kibővített rendszer felhasználásával (Érmellék, Nyírség) vizsgáltuk a mintaterület földrengéseinek geo-környezeti tulajdonságait, kutattuk a jelenkor vagy a közelmúlt eseményei alapján kimutatható, esetlegesen földrengéseket generáló mozgások nyomait [Szeidovitz, Gribovszki & Hajósy 2002]. Kutatásunk eredményeképpen sikerült kimutatnunk, hogy az érmelléki Gálospetri-árokknak — amely szerkezet a XIX. században számos kis és közepes erejű rengést

generált — valószínűsíthető magyarországi folytatása a Mobil zóna elnevezésű mély, töréses szerkezetben. A Gálospetri-árok magyarországi folytatásának létezése nagymértékben megnöveli Debrecen városának földrengés-veszélyeztetettségét, ezért a nagy földrengés-aktivitású zóna Debrecenhez közeli elhelyezkedése miatt különösen fontos választ adni arra a kérdésre, hogy mekkora maximális gyorsulásértékekre számíthatunk Debrecenben.

Az előző megfontolások figyelembevételével dolgozatomban két lépcsőben vizsgáltam Debrecen földrengés-veszélyeztetettségét. Az előzetes, csak két profil mentén végzett kutatások során szerzett tapasztalatok alapján, részletes számításokat folytattam a város teljes területére vonatkozóan.

Debrecen földrengés-veszélyeztettségével kapcsolatos előzetes vizsgálataim célja a tervezési talajgyorsulás-értékek meghatározása és a válaszspektrum-görbék készítése volt két, a városon keresztülhúzó, metszet mentén [Gribovszki & Szeidovitz 2002, Gribovszki et al. 2002, Panza, Gribovszki et al. 2002, Gribovszki & Vaccari 2004]. A metszetek a földrengések hipocentrumait kötötték össze Debrecenrel (az egyik epicentrum Hosszúpályi, a másik Gálospetri település mellett helyezkedik el). Két független számítást hajtottam végre eltérő földrengésforrásokkal és bemeneti paraméterekkel. A földrengésforrások mindkét esetben egyazon szerkezetben, a Gálospetri-árokban és annak magyarországi folytatásában az ún. Mobil zónában helyezkedtek el. Az első számítás során felhasznált epicentrum a legnagyobb történelmi rengésével azonos volt (Gálospetri), a második számítás esetében pedig a vető Debrecen városához legközelebb eső pontját választottam ki epicentrumként (Hosszúpályi).

A számítások bemeneti paramétereit a vizsgált terület geofizikai, geodéziai és geotechnikai adatai alapján állapítottam meg. A szintetikus szeizmogram-számításokhoz szükség volt a földrengés fészekmechanizmusának megadására, illetve egy laterálisan homogén alapkőzet modell és egy laterálisan heterogén (2D, közvetlenül Debrecen alatti) altalajmodell megalkotására. A számításoknál felhasznált programcsomag az alapkőzet modellnél a módusösszegzés, majd azt követően (az altalajmodellnél) a véges differenciák módszerével dolgozott („hibrid technika”).

A szintetikus szeizmogram számítások eredményeképpen a horizontális komponensre számított válaszspektrum-arány ($S_a(2D)/S_a(1D)$) maximális értékei 1 Hz alatt helyezkednek el a metszet teljes hosszában, mindkét feltételezett epicentrum esetében. Ez azt jelenti, hogy a tíz emeletnél magasabb épületek nagyobb károsodást szenvedhetnek, mint a földszintesek vagy az 1-2 emeletesek. Ebből következően, ha egy az 1834-es esemény paramétereirehöz hasonló értékekkel leírható rengés keletkezne napjainkban, akkor ez a történelmi rengésnél nagyobb károkat okozhatna Debrecenben. Ugyanis míg 1834-ben jobbára csak földszintes, vagy 1-2 emeletes épületek voltak a városban, addig napjainkban sokemeletes lakóházak és ipari létesítmények is előfordulnak, amelyek a válaszspektrum-arány eredményei alapján nagyobb károsodást szenvedhetnek el, mint az alacsonyabbak.

A Gálospetri epicentrumú számítás esetén a transzverzális komponens akcelerogramjából kiszámított EPA (effektív csúcsgyorsulás) értékek — amelyek szorosabb összefüggésben állnak a földrengések pusztító hatásával, mint a PGA (tervezési talajgyorsulás) — a metszet utolsó 800 m-en 6° és 7° MSK intenzitásnak felelnek meg. Ez az érték megegyezik a korabeli kárfelmérési jegyzőkönyvekből megállapítottakkal.

Debrecen földrengés-veszélyeztettségével kapcsolatos részletes kutatásaim során meghatároztam a tervezési talajgyorsulás értékeit Debrecen teljes területére vonatkozóan [Gribovszki & Panza 2003, 2004]. A szintetikus szeizmogramokat ismét a „hibrid techniká”-val készítettem el. A számítások során feltételeztem, hogy földrengés a Debrecenre legnagyobb szeizmikus veszélyeztetettséget jelentő Mobil zóna városhoz legközelebbi pontján, Hosszúpályi településen pattan ki. A számításokhoz szükséges bemeneti paraméterek és módszerek az előzetes debreceni földrengés-veszélyeztetettségi vizsgálatoknál leírtakkal azonosak voltak.

Ahhoz, hogy számításaimmal a teljes város területét lefedjem 11 különböző, a várost keresztüljelző metszet mentén végeztem el a programfuttatásokat. Eredményként minden egyes metszet mentén 100×3 db egymástól azonos távolságra elhelyezkedő pontra vonatkozó szintetikus szeizmogramot kaptam, majd ezekből megszerkesztettem, a 3 hullámkomponensre külön-külön, a

maximális gyorsulásértékek raszteres térképét. A maximális gyorsulás-értékek a transzverzális komponensnél adódnak, amelyeket effektív csúcsgyorsulásokká (EPA) alakítva a 8 MSK intenzitási foknak megfelelő talajgyorsulás-intervallum felső tartományába eső értékeket kaptam a város Hosszúpályihoz közeli részein [Bisztricsány 1974].

További célom volt még egy speciális földrengés-kockázati térkép létrehozása is Debrecen városára vonatkozólag. Ezen térkép alapját a következő összefüggés képezte:

$$\mathbf{FÖLDRENGÉSKOCKÁZAT = FÖLDRENGÉSVESZÉLYEZTETETTSÉG \times SÉRÜLÉKENYSÉG.}$$

A képlet veszélyeztetettségi részét a szintetikus szeizmogramok spektrális jellemzői szolgáltatták, míg a vizsgált terület sérülékenységét Debrecen épületállományának egy speciális jellemzője, az épületek szintszáma jelentette. Az épületek szintszáma és a sérülékenység között a következő közelítő kapcsolat írható fel: $T = 0.1 \times n$, [Csák et al. 1981], ahol T: az épület sajátperiódus-ideje s-ban, n: az épület emeleteinek száma. Eszerint az épület sajátperiódusa szoros kapcsolatban áll az épület szintjeinek számával. Mindezekből következőleg ahhoz, hogy a város adott pontján a szintetikus szeizmogramok spektrális jellemzőit össze lehessen vetni az ott található épületek szintszámával, el kellett készíteni egy újabb térképet, amely megmutatja, hogy hány szintes épületek találhatóak a város egyes részein. Ennek a térképnek a szerkesztéséhez Debrecenről készült légifotókat tájékoztam, majd interpretáltam, és felhasználtam még az $M = 1:10\,000$ -es topográfiai térképek jelkulcsában megadott emeletszám-ábrázolásokat is.

A különböző témájú térképek, és a közöttük végzett vizsgálatok elkészítéséhez térinformaticai rendszert hoztam létre, melyhez az ArcView 3.2 szoftvert, illetve a térbeli elemzésekhez annak Spatial Analyst kiegészítő programcsomagját alkalmaztam. A vizsgálat végeredményeként előállt Debrecenre vonatkozóan egy speciális földrengés-kockázati térkép, amely megmutatja, hogy a város egyes pontjain milyen mértékű relatív károokra számíthatunk egy Hosszúpályiban, a vizsgálatban megadott paraméterekkel kipattanó rengés esetén.

A földrengés-kockázati térkép azt mutatja, hogy a városnak az általam feltételezett földrengés kipattanásakor a legjobban károsodó része kb. 1.5 km-re délkeletre lenne található a történelmi városközponttól. Ezen túlmenően közepesen erős károkat szenvedne el a városnak nemcsak a Hosszúpályi településhez közel eső déli része, de a belváros is, és a Debrecen északi részein (Nagyerdőben) található magas épületek.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Ezúton szeretném kifejezni köszönetemet témavezetőmnek, Dr. Szeidovitz Győzőnek a közös kutatómunkában tanúsított kitartó iránymutatásaiért, a dolgozat megírásában nyújtott segítségével illetve a tudományos konferenciákon történő részvételeim finanszírozásáért. Továbbá Dr. Bus Zoltánnak, aki folyamatos tanácsaival és eredményeim értékelésével szintén nagymértékben hozzájárult disszertációm elkészüléséhez.

Hálás vagyok az MTA GGKI Szeizmológiai és Geodéziai Főosztályok minden jelenlegi és valamikori munkatársának, amiért bármilyen a kutatómunkámmal kapcsolatosan felmerülő kérdéssel és kéréssel nyugodt szívvel fordulhattam hozzájuk. Külön megköszönöm Mónus Péternek, Dr. Tóth Lászlónak és Kiszely Mártának, hogy a Paksi Mikroszeizmikus Megfigyelő Hálózat észlelési adatbázisát elérhetővé tették számomra.

Köszönet illeti Prof. Dr. Závoti Józsefet az MTA GGKI Igazgatóját, amiért lehetővé tette, hogy kutatásaimat nyugodt körülmények között, korszerű számítástechnikai eszközök felhasználásával végezhessem.

Külön kifejezem köszönetemet Szócs Évának, Molnár Tibornak és Bánfi Frigyesnek az MTA GGKI Geodéziai Főosztály munkatársainak, akik aktívan közreműködtek a földrengések kipattanási okainak kutatása céljából létrehozott szeizmotektonikai térinformációs rendszer térképi rétegeinek digitalizálásában és a debreceni földrengés-veszélyeztetettségi térkép adatfeldolgozási munkarészeiben.

Az ELTE Geofizikai Tanszéke munkatársai közül Prof. Dr. Horváth Ferenc tanszékvezetőnek és Dr. Dövényi Péternek megköszönöm, hogy a fúrások pórusnyomás-értékeit a rendelkezésemre bocsátották, Dr. Lenkey Lászlónak pedig, hogy az általa készített a *Neogén üledékek hűtő hatására korrigált hőáram térképnek* és a *Mohorovičić-diszkontinuitás mélységtérképének* felhasználását engedélyezte számomra. A Magyar Állami Földtani Intézetből Dr. Scharek Péternek, hogy a náluk digitalizált térképekből háromnak a nyers változatát kutatási együttműködés keretében munkámhoz átadta. A MOL Rt.-nek és a MÁFI levéltárának, hogy a fúrási kutak adataihoz hozzájuthattam.

Megköszönöm a T 038099 és a T 025320 számú OTKA projektek vezetőinek, illetve a Magyar Geofizikusokért Alapítvány Kuratóriumának, hogy pénzügyileg támogatták kutatómunkámat és konferencia-részvételeimet. A digitális térképek elkészítéséhez az IKTA-00142/2002 számú pályázat nyújtott pénzügyi segítséget. Hálás vagyok az Európai Unió Marie-Curie Project EVK2-CT-2000-57002 programjának, hogy finanszírozta a Trieszti Egyetem Földtudományi Tanszékén végzett 8 hónapos kutatómunkámat, melynek eredményeiről disszertációm III. fejezetében számoltam be.

Végül, de nem utolsósorban köszönöm szüleim türelmét és anyagi támogatását, mellyel nagymértékben hozzájárultak munkám eredményes befejezéséhez.

FELHASZNÁLT IRODALOM

- Albu I., Bodoky T., Draskovits P., Jánvári J., Pintér A., Szeidovitz Gy.-né, Varga G., Zsille A.** (1975., 1976., 1977): Geofizikai kutatás az Alföldön. A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) Évi Jelentései
- Aoudia A., Costa G. & Suhadolc P.** (1998): GIS for earthquake hazards mitigation in the Friuli area (NE Italy). Transactions on Information and Communications Technologies. In: C.A. Brebbia (Ed.) *GIS Technologies and their Environmental Applications*. **21**, WIT Press, United Kingdom & P. Pascolo Università degli di Udine, Italy, 368 pp.
- Applied Technology Council (1978): Tentative provisions for the development of seismic regulations for buildings. ATC-3-06 (NBS SP-510) U.S Government Printing Office, Washington, 505 pp.
- ARUP** (1995): PHARE Regional Programme Nuclear Safety. Project No. 4.2.1.VVVER 440-213 Seismic Hazard Reevaluation. Contract No. 94-06000, 43 old.
- Ádám A.** (2001): Relation of the graphite and fluid bearing conducting dikes to the tectonics and seismicity (Review on the Transdanubian crustal conductivity anomaly). *Earth Planets Space*, **53**: 903-918.
- Ádám A. & Verő J.** (1964): Ergebnisse der regionalen tellurischen Messungen in Ungarn. *Acta Technica*, **47**: 761-773.
- Ádám L., Marosi S. & Szilárd J.** (1959): A Mezőföld természeti földrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest, 514 old.
- Bada G., Cloetingh S., Gerner P. & Horváth F.** (1998): Sources of recent tectonic stress in the Pannonian region: inferences from finite element modelling. *Geophys. J. Int.*, **134**: 87-102.
- Bada G., Horváth F., Gerner P. & Fejes I.** (1999): Review of present-day geodynamics of the Pannonian basin progress and problems. *J. Geodynamics*, **27**: 501-527.
- Badawy A. & Mónus P.** (1995): Dynamic source parameters of the 12th October 1992 earthquake, Cairo, Egypt. *J. Geodynamics*, **20(2)**: 99-109.
- Badawy A., Horváth F. & Tóth L.** (2001): Source parameters and tectonic interpretation of recent earthquakes (1995-1997) in the Pannonian Basin. *J. Geodynamics*, **27**: 501-527.
- Balkay B.** (1960): A magyar földkéreg szerkezete. *Geofizikai Közlemények*, **IX (1-2)**: 5-21.
- Basili R., Bordoni P., Burrato P., Nappi R., Pantosti D., Spinelli A. & Valensise G.** (2001): Database of potential sources for earthquakes larger than $M 5.5$ in Italy. *Annali di Geofisica*, **44(4)**, 964 pp.
- Bácsatyi L.** (1993): Magyarországi vetületek. Mezőgazdasági Szaktudás Kiadó, 196 old.
- Bárány Á., Gajdos I., Lemberkovics V. & Vincze M.** (2004): A szekvenciasztratigráfiai események, és a tektonika kapcsolata a Derecskei-árok pannon rétegsorában. MOL Rt. KTD Kutatás, Ifjú szakemberek Ankétja, Sárospatak, 2004. március 19-20.
- Bendefy L.** (1966): Magyarország recens szintváltozásai $M=kb$, 1:300 000. In: Mike K. (1991): Magyarország ösvízrajza és felszíni vizeinek története. Aqua, Budapest, 689 old.
- Bendefy L.** (1972): Hozzászólás, Szádeczky-Kardoss E.: A Kárpát-Dinarid terület az új globális tektonika szemszögéből c. akadémiai vitaindító előadásához. *Geonómia és Bányászat*, **5 (1-2)**: 139-148.
- Berteussen K. A.** (1977): Moho depth determinations based on spectral ratio analysis of NORSAR long-period P waves. *Phys. Planet Interiors.*, **31**: 313-326.
- Bielik M.** (1991): Density modelling of the Earth's crust in the intra-Carpathian basins. In: Karamata S. (Ed.): Geodynamic Evolution of the Pannonian basin. Acad. Conf. **62**, Serb. Acad. Sci. Arts, Beograd, 123-132.
- Bisztricsány E.** (1974): Mérnökseizmológia. Akadémiai Kiadó, Budapest, 216 old.
- Bisztricsány E.** (1977): On earthquake hazard in the Carpathian Basin. *Földt. Közl.*, **107**: 97-101.
- Bisztricsány E. & Csomor D.** (1958): Microseismical evaluation of the earthquake of January 12, 1956, and the crustal structure of the Hungarian Basin. *Acta Geologica*, **5**: 235-244
- Borissoff B. A., Reisner G. I. & Sholpo V. N.** (1976): Tectonics and maximum magnitudes of earthquakes. *Tectonophysics*, **33 (1-2)**: 167-185.

- Brynn L. Bemis, Heather V. Goss, Eric S. Yurkovich, Taylor J. Perron, & David G. Howell** (2002): What Is HAZPAC: An Introduction to HAZPAC GIS Maps. Digital Data Series DDS-76, Version 1.0, 2002. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey
- Bune V. I. & Gitisz V. G. et al.** (1986): Primenyenyija metoda approkszimacii ekspertnih ocenok dlja posztroenyija karti M_{max} zemletrjaszenyij Kavkaza. *In: Szeizmologicseszkie isszledovanyija*. Moszkva, VINTI **9**: 49–77.
- Bune V. I., Gracsev A. F. & Lapusonok I. L. et al.** (1987): Kratkaja objasznyityelnaja zapiszka k karte M_{max} zemletrjaszenyija v VNR i parametram szejszmicseszkgogo rezsima zon voznyiknoenyija ocsogov zemletrjaszenyij v Pannonszkom baszszejnye. Moszkva, Moszkvai Földfizikai Intézet jelentése, ERŐTERV adattár
- Bus Z.** (2004): A Kárpát-medence szeizmikus hullámsebesség-eloszlásának tomográfiai vizsgálata. PhD. értekezés, ELTE Kézirat, 142 old.
- Bus Z., Szeidovitz Gy. & Vaccari F.** (2000): Synthetic Seismogram Based Deterministic Zoning for the Hungarian Part of the Pannonian Basin. *Pure Appl. Geophys.*, **157**: 203-219.
- Bus Z., Tóth L., Mónus P., Zsíros T., Kiszely M. & Győri E.** (2002): Magyarország földrengés információs rendszere. *Magyarország Földrengésbiztonsága Konferencia*, Széchenyi I. Egyetem, Győr, 97-106.
- Cornea I. & Spánoche E.** (1978): Contributii la studiul seismogeologic alpartii de nord-est a depresuniu panonice (zona Oradea-Carei). Studii si cercetări de geologie, geofizică, geografie. *Geofizica*, T. **16**.
- Costa G., Panza G. F. & Vuan A.** (1994): Imaging of the weathered zone and estimation of Q in sediments. *Second workshop on three-dimensional modelling of seismic waves generation, propagation and their inversion*, 7-18/11/1994, ICTP, Trieste.
- Csák B., Hunyadi F. & Vértes Gy.** (1981): A földrengések hatása építményekre. Műszaki Kiadó, Budapest, 355 old.
- Csíky G., Erdélyi Á., Jámbor Á., Kárpátiné Radó D. & Kőrössy L.** (Szerk.) (1987): Magyarország Pannóniai (s.l.) képződményei. A dunántúli főcsoport (=felső-pannóniai képződmények) talpmélység térképe. M=1: 500 000. *Magyar Állami Földtani Intézet*, Budapest.
- Csíky G., Erdélyi Á., Jámbor Á., Kárpátiné Radó D. & Kőrössy L.** (Szerk.) (1987a): Magyarország Pannóniai (s.l.) képződményei. A peremartoni főcsoport (=alsó-pannóniai képződmények) talpmélység térképe. M=1: 500 000, *Magyar Állami Földtani Intézet*, Budapest.
- Csomor D.** (1949): Az 1948. évi magyarországi földrengések. Pázmány Péter Tudományegyetem Országos Földrengésvizsgáló Intézet kiadványai, Budapest, 6 old.
- Csomor D.** (1951): Az 1949. évi magyarországi földrengések. Országos Földrengésvizsgáló Intézet kiadványai, Budapest, 5 old.
- Csomor D. & Kiss Z.** (1958): Magyarország szeizmicitása. *Geofizikai Közlemények VII*: 3-4., ELGI
- Csomor D. & Kiss Z.** (1962): Magyarország szeizmicitása II. *Geofizikai Közlemények XI*: 1-4., ELGI
- Csomor D. & Kiss Z.** (Szerk.) (évszám nélkül): Mikroszeizmikus jelentés 1968. MTA GGKI, Budapest, 220 old.
- Csontos L.** (1995): Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. *Acta Vulcanologica*, **7**: 1-15.
- Csontos L.** (1998): Szerkezeti földtan. Egyetemi jegyzet. Eötvös Kiadó, 208 old.
- Csontos L. & Nagymarosy A.** (1998): The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. *Tectonophysics*, **297**: 51-71.
- Csontos L. & Vörös A.** (2004): Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **210**: 1-56.
- Csontos L., Nagymarosy A., Horváth F. & Kovác M.** (1992): Tertiary evolution of the intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics*, **208**: 221-241.
- Detrekői Á. & Szabó J.** (2000): Bevezetés a térinformatikába. Nemzeti tankönyvkiadó Rt., Budapest, 250 old.
- Dövényi P. & Horváth F.** (1990): Determination of contemporary crustal stress regime in Hungary. *Acta Geodinamica Geophysica Montana, Hungarica*, **25**: 257-266.
- Eperné Pápai I.** (2005): Extenzométeres mérések a Pannon-medencében. *Geomatikai Közlemények*, **VIII**: 151-158.
- Fäh D.** (1992): A hybrid technique for the estimation of strong ground motion in sedimentary basins. Phd. Thesis, Nr. 9767, Swiss Fed. Inst. Technology, Zurich, 161 pp.
- Fäh D., Suhadolc P. & Panza G.F.** (1990): Estimation of Strong Ground Motion in Laterally Heterogeneous Media: Modal Summation-Finite Differences, Proceedings of the 9th European Conference of Earthquake Engineering, Sept. 11-16, 1990, Moscow 4A, 100-109.

- Fäh D., Suhadolc P., Mueller St & Panza G. F.** (1994): A Hybrid Method for the Estimation of Ground Motion in Sedimentary Basins: Quantitative Modeling for Mexico City. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**: 383-399.
- Fäh D., Iodoce C., Suhadolc P. & Panza G. F.** (1994a): Estimation of strong ground motion and micro-zonation for the city of Rome. *Preprint IC/94/48*, ICTP, Trieste, Italy.
- Florsch N., Fäh D., Suhadolc P. & Panza G. F.** (1991): Complete Synthetic Seismograms for High-frequency Multimode Love Waves. *Pure Appl. Geophys.*, **136**: 529-560.
- Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I. & Benkovics L.** (2000): Tertiary tectonic evolution of the Vienna basin and the East-Alpine-West-Carpathian junction. *Tectonophysics*, **242**: 151-182.
- Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I. & Benkovics L.** (2000a): Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin and neighbouring orogens; a new synthesis of paleostress data. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **134**: 295-334.
- Franyó F** (Szerk.) (1992): A negyedidőszaki képződmények vastagsága Magyarországon. M=1: 500 000. *Magyar Állami Földtani Intézet*, Budapest.
- Fülöp J. & Dank V.** (Szerk.) (1986): Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával. M=1:500 000, MÁFI, Budapest.
- Gellén P.** (Szerk.) (évszám nélkül): Mikroszeizmikus jelentés 1978. MTA GGKI, Budapest
- Gerner P.** (1994): Dél-dunántúli neotektonikai modellek a magyar földtani szakirodalom alapján. *Földtani Közlöny*, **124(3)**: 381-402.
- Gerner P.** (1995): Catalogue of earthquake focal mechanism solution for the Pannonian Region (42-52N; 12-28E). Manuscript, Geophysical Department of Eötvös University, Budapest, 38 old.
- Gerner P., Bada G., Dövényi P., Müller B., Oncescu M.C., Cloetingh S. & Horváth F.** (1999): Recent tectonic stress and crustal deformation in and around the Pannonian basin: data and models. In: Durand B., Jolivet L., Horváth F. & Seranne M. (Eds.) *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publication **156**: 269-294., Geol. Soc. London Spec Publ.
- Géczy B.** (1951): Az 1950. évi magyarországi rengések. Országos Földrengésvizsgáló Intézet kiadványai, Budapest, 6 old.
- Géczy B.** (1973): Plate tectonics and paleogeography in the East-Mediterranean Mesozoic. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, **17**: 421-428.
- Gooding M.** (1998): Studying Seismic Activity Using ArcView GIS and 3D Analyst. *ArcUser*. 1998/Oct.-Nov. <http://www.esri.com/news/arcuser/1098/quake.html>
- 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 közelében lévő törés földtani helyzetének és természetének pontosítása. Kézirat, ERŐTERV Adattár
- Grenerczy Gy., Fejes I. & Kenyeres A.** (2002): Present crustal deformation pattern in the Pancardi Region: Constraints from Space Geodesy. *EUG Stephan Mueller Special Publication Series*, **3**: 65-77.
- Gribovszki K.** (2002): Térinformatikai rendszer létrehozása az Érmelléken kipattant földrengések okainak tisztázása céljából. Szakdolgozat, Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Budapest, 33 old.
- Gribovszki K.** (2002a): Térinformatikai eszközök alkalmazása Debrecen város földrengéskockázatának meghatározásában. *Geomatikai Közlemények*, **V**: 135-153.
- Gribovszki K. & Szeidovitz Gy.** (2000): Potenciális földrengéscsúszások meghatározása térinformációs rendszer felhasználásával. *Geomatikai Közlemények*, **III**: 255-264.
- Gribovszki K. & Szeidovitz Gy.** (2002): A földrengés okozta talajmozgás, és a talaj felerősítő hatásának modellezése két Debrecen városán keresztül húzódó szelvény mentén. *Magyarország Földrengésszabotossága mérnökszeizmológiai konferencia*, Széchenyi I. Egyetem, Győr, 249-265.
- Gribovszki K. & Panza G. F.** (2003): Seismic microzonation with the use of GIS (Case study for Debrecen, Hungary). *First International Conference, Science and Technology for Safe Development of Lifeline Systems*, Sofia, Bulgaria, 4-5th of November 2003.
- Gribovszki K. & Panza G. F.** (2004): Seismic microzonation with the use of GIS (Case study for Debrecen, Hungary). *Acta Geod. Geoph. Hung.*, **39(2-3)**: 177-190.
- Gribovszki K. & Szeidovitz Gy.** (2004): A földrengések kiváltó tényezőinek vizsgálata térinformatikai rendszer felhasználásával. *Magyarország Földrengésszabotossága mérnökszeizmológiai konferencia*, Széchenyi I. Egyetem, Győr, 347-362.

- Gribovski K. & Vaccari F.** (2004): Seismic ground motion and site effect modelling along two profiles in the city of Debrecen, Hungary. *Acta Geod. Geoph. Hung.*, **39(1)**: 101-120.
- Gribovski K. & Szeidovitz Gy.** (2005): Földrengések geo-környezetének tanulmányozása térinformatikai eszközökkel. *Geomatikai Közlemények*, **VIII**: 315-326.
- Gribovski K. & Szeidovitz Gy.** (2005a): Investigation of earthquakes' geological and geophysical surroundings in the Pannonian Basin by using GIS tools. *Second International Conference, Science and Technology for Safe Development of Lifeline Systems, Natural Risks: Earthquakes and Co-seismic Associated Risks, Neotectonics and Seismic Hazard Assessment in the CEI Area*, Bratislava, Slovak Republik, 24-25th of October 2005.
- Gribovski K., Vaccari F. & Szeidovitz Gy.** (2002): Földrengés okozta talajmozgások modellezése Debrecen belterületére vonatkozóan. *Geomatikai Közlemények*, **V**: 99-114.
- Gupta H. K. & Rastogi B. K.** (1976): Dams and earthquakes. Amsterdam: Elsevier, 229 pp.
- Guragain J.** (2004): GIS for Seismic Building Loss Estimation: A case study from Lalitpur Sub-Metropolitan city area, Kathmandu, Nepal. MsC Thesis, International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation, Netherland, 95 old.
- Gusev A. A.** (1983): Descriptive Statistical Model of Earthquake Source Radiation and its Application to an Estimation of Short Period Strong Motion. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **74**: 787-808.
- Gutdeutsch R. & Arič K.** (1987): Tectonic block models based on the seismicity in the East Alpine-Carpathian and Pannonian area. In: Flügel H. W. & Faupl P. (Eds.) *Geodynamics of the Eastern Alps*. F. Deuticke, Vienna: 309-327.
- Gutdeutsch R. & Arič A.** (1988): Seismicity and neotectonics of the East Alpine-Carpathian and Pannonian area. In: Royden L. H. & Horváth F. (Eds.), *The Pannonian Basin. Ass. Amer. Petr. Geol. Mem.*, **45**: 183-194.
- Gutenberg B. & Richter C. F.** (1942 and 1956): Earthquakes magnitude, intensity, energy and acceleration. *BSSA*, **32**: 163-1919. and **46**: 105-143.
- Gutenberg B. & Richter C. F.** (1949): Seismicity of the Earth. Princeton Univ Press, 300 pp.,
- Győri E.** (2001): A helyi geológiai viszonyok gyorsulást módosító hatásának vizsgálata. In: Ádám A. & Meskó A. (Szerk.): Magyarország az ezredfordulón, Stratégiai Kutatások a Magyar Tudományos Akadémián, A földtudományok és a földi folyamatok kockázati tényezői. MTA, Budapest, 101-125.
- Hegedűs E.** (1998): Egységes sebességmodell meghatározása a PGT jelű mélyszeizmikus reflexiók szelvények nyomvonalán, Délkelet-Magyarországon. In: Mónus P. (Szerk.) *A Pannon-medence mélyszerkezeti viszonyai szeizmológiai adatok alapján*. T014976 sz. OTKA témapályázat. Zárójelentés, 7-8 old.
- Horváth F.** (1984): Neotectonics of the Pannonian basin and the surrounding mountain belts: Alps, Carpathians and Dinarides. *Annales Geophysicae*, **2/2**: 147-154.
- Horváth F.** (1988): Neotectonic behavior of the Alpine-Mediterranean region. In: Royden L. H. & Horváth F. (Eds.), *The Pannonian Basin. Ass. Amer. Petr. Geol. Mem.*, **45**: 49-55.
- Horváth F.** (1993): Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, **226**: 333-357.
- Horváth F.** (1995): Phases of compression during the evaluation of the Pannonian basin and its bearing on hydrocarbon exploration. *Marin and Petroleum Geology*, **12**: 837-844.
- Horváth F. & Royden L.** (1981): Mechanism for the formation of the intra-Carpathian basins: a review. *Earth Evol. Sci.*, **3(4)**: 307-316.
- Horváth F. & Rumpler J.** (1984): The Pannonian basement extension and subsidence of an alpine orogene. *Acta Geologica Hungarica*, **27(3-4)**: 229-235.
- Horváth F. & Cloetingh S.** (1996): Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. *Tectonics*, **21(2)**: 10-29.
- Horváth F., Stegena L. & Géczy B.** (1974): Szialikus és szimaikus ívközi medencék. *Földtani Kutatás*, **XVII(3)**: 11-16.
- Horváth F., Tóth L., Mónus P. & Zsíros T.** (Szerk.) (1999): Földrengések Magyarországon (456-1998). GeoRisk kiadásában, Budapest.
- Hubbert M. King & Rubey William W.** (1959): Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Bull. Geol. Soc. Am.* **70**: 167-206.
- Huisman R. S. & Bertotti G.** (2002): The Transylvanian basin, transfer zone between coeval extending and

- contracting regions: Inferences on the relative importance of slab pull and rift push in arc-back-arc systems. *Tectonophysics*, **226**: 333-357.
- Huisman R. S., Podladchikov Y. Y. & Cloetingh S. A. P. L.** (2002): The Pannonian basin: Dynamic modelling of the transition from passive to active rifting. *EUG Stephan Mueller Special Publication Series*, **3**: 41-63.
- Jámbor Á.** (2000): A Nyírség D-i része kvarter képződményeinek vastagsága. M=1: 200 000. MTA GGKI Szeizmológiai Főosztály Archívuma
- Jámbor Á. & Szeidovitz Gy.** (1995): Új atomerőmű telepítésére kijelölt területek földrengéskockázatának előzetes vizsgálata. MTA GGKI Szeizmológiai Főosztály Archívuma, Budapest, 31 old.
- Jámbor Á., Bihari D., Chikán G., Franyó F., Kaiser M., Radócz Gy. & Sikhegyi F.** (1993): Magyarország pleisztocénban aktív törésvonalainak térképe. Magyar Állami Földtani Intézet Adattára, Budapest
- Jámbor Á., Mónus P. & Szeidovitz Gy.** (Szerk.) (1999): Kinematikai és Földrengés Epicentrumok térképe. ERŐTERV Adattár, Budapest.
- Joó I.** (Ed.) (1979): Map of Recent Vertical Crustal Movements in the Carpatho-Balkan Region. M = 1:1 million. Cartographia, Budapest
- Joó I.** (Ed.) (1985): The new Map of Recent Vertical Movements in the Carpatho-Balkan Region, M = 1:1 million. Cartographia, Budapest
- Joó I.** (Ed.) (1995): The National Map of Vertical Movements of Hungary. M = 1:500 000, Soproni Egyetem FFFK Székesfehérvár
- Karátson D.** (Főszerk.) (1999): Pannon Enciklopédia Magyarország földje. Kertek 2000 Kiadó Arcanum Adatbázis Kft., Budapest, 555 old.
- Karnik V.** (1968): Seismicity of the European area. Part 1. Czechoslovak Academy of Sciences, Praha, 364 pp.
- Kennett B. L. N. & Engdahl E. R.** (1991): Travel Times for Global Earthquake Location and Phase Identification. *Geophys. J. Int.*, **105**: 429-465.
- Kertész Á** (1997): A térinformatika és alkalmazásai. Holnap kiadó, Budapest, 240 old.
- Kilényi E. & Šefara J.** (Eds.) (1989): Pre-tertiary Basement Contour Map of the Carpathyan Basin Beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. Carpatho-Balkan region. M=1: 2 000 000, Published by Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest, Kartográfiai Vállalat.
- Kiss Z.** (1954): Az 1953. évi magyarországi rengések. MÁELGI Országos Földrengésvizsgáló Intézet kiadványai, Budapest, 8 old.
- Kiszely M.** (2001): Discrimination of Quarry-blasts from Earthquakes using Spectral analysis and Coda Waves in Hungary. *Acta Geod. Geoph. Hung.*, **36(4)**: 439-448.
- Klein F. W.** (2002): User's Guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran Program to Solve for Earthquake Locations and Magnitudes. U. S. Geological Survey, 123 pp.
- Kövesligethy R.** (1907): Seismischer Starkegrad u. Intensität der Beben. *Gerl. Beitr. Geophys.*, **VIII**, Leipzig.
- Központi Statisztikai Hivatal (KSH) (1952): Magyarország Helységnévtára. Statisztikai Kiadóvállalat, Budapest, 428 old.
- Központi Statisztikai Hivatal (KSH) (2003): A Magyar Köztársaság Helységnévtára. Budapest, 1215 old.
- Lankreijer A., Kováč M., Cloetingh S. A. P. L., Pitonak P., Hloska M. & Biermann C.** (1995): Quantitative subsidence analysis and forward modelling of the Vienna and Danube basins; thin-skinned versus thick-skinned extension. *Tectonophysics*, **252**: 433-451.
- Lay T. & Wallace T. C.** (1995): Modern Global Seismology. Academic Press, 497 pp.
- Lenkey L.** (1999): Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the tectonics of basin evolution. PhD thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, 215 pp.
- Lenkey L., Dövényi P., Horváth F. & Cloetingh S. A. P. L.** (2002): Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the neotectonics. *EUG Stephan Mueller Special Publication Series*, **3**: 29-40.
- Madarasi A.** (Szerk.) (2001): Kelet-Magyarország tellurikus vezetőképességtérképe (25 s periódusidőre ($f=0.04$ Hz) számolt látszólagos vezetőképesség értékek felhasználásával). Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI), a Miskolci Egyetem (ME) és a Magyar Olaj és Gázipari Tröszt (OKGT) tellurikus méréseinek felhasználásával, ELGI, M = 1:500 000.
- Mammo T., Vuan A., Costa G. & Panza G. F.** (1995): Imaging of the weathered zone and estimation of Q in sediments. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, **37**: 179-188.

- MÁFI adattár, Vízkutató fúrások jegyzőkönyvei, Budapest
- Márton E. & Márton P.** (1989): A compilation of paleomagnetic results from Hungary. *Geophysical Transactions*, **35**: 117-133.
- Márton P.** (1995): Általános Geofizika III.: Elméleti szeizmológia. Kézirat ELTE TTK, Nemzeti Tankönyvkiadó, 258 old.
- Mentes Gy.** (1997): Folyamatos mérési módszerek geodinamikai, környezeti és ipari deformációk megfigyelésére. Akadémiai doktori értekezés, Sopron, 173 old.
- Meskó A.** (2002): Földrengés veszélyeztetettség. ELTE Doktori kurzus digitális anyaga, 50 old.
- Mészáros F. & Zilahy-Sebess L.** (1998): Mélyfúrások sebesség és sűrűségadatainak feldolgozása. *In: Magyarország földrengés-veszélyeztetettsége II., Jelentés az 1998. évi feladatok megvalósításáról*, ELGI jelentés
- Mészáros F. & Zilahy-Sebess L.** (1999): Mélyfúrások sebesség és sűrűségadatainak feldolgozása. *In: Magyarország földrengés-veszélyeztetettsége II., Jelentés az 1999. évi feladatok megvalósításáról*, ELGI jelentés
- Mészáros F. & Zilahy-Sebess L.** (2001): Compaction of sediments with great thickness in the Pannonian Basin. *Geophysical Transactions*, **44 (1)**: 21-48.
- Mike K.** (1991): Magyarország ösvízrajza és felszíni vizeinek története. *AGUA*. Budapest, 698 old.
- Mikroszeizmikus jelentés 1969. MTA GGKI Archivuma, kiadásban nem jelent meg
- Mikroszeizmikus jelentések 1970-1995 (kivéve az 1977-es évet) MTA GGKI Szeizmológiai Observatórium Archivuma. csak digitális változatban floppy disk-en érhető el.
- MOL adattár, Fúrási jegyzőkönyvek, Magyar Olaj és Gázipari RT., Budapest.
- Mónus P.** (1995): Travel time curves and crustal velocity model for the Pannonian Basin. Technical Report MTA GGKI Szeizmológiai Főosztály Archivuma, 12 old.
- Mónus P.** (1995a): Az 1995. szeptember 13-án Várpalota térségében kipattant földrengés településekre gyakorolt hatása. Technical Report (Intézeti szakvélemény), 18 old.
- Mónus P.** (2004): Hazai földrengések fészekmechanizmusai és tektonikai kapcsolatai. MTA FKK 2003. évi beszámoló ülése
- Mónus P., Tóth L. & Gribovszki K.** (2002): A földrengéskockázat fogalma és meghatározási módszerei. *Magyarország Földrengésbiztonsága Konferencia*, 121-128.
- Müller B., Zoback M. L., Fuchs K., Mastin L., Gregersen S., Pavoni N., Stephansson O. & Ljunggren C.** (1992): Regional pattern of tectonic Stress in Europe. *Journal of Geophysical Research*, **97**: 11783-11803.
- Nemesi L.** (Témavez.), **Madarasi A.** (Szerk.) (1999): A Dunántúl tellurikus vezetőképességtérképe (25 s periódusidőre ($f=0.04$ Hz) számolt látszólagos vezetőképesség értékek felhasználásával). Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI), a Magyar Tudományos Akadémia Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézete (MTA GGKI), a Magyar Olaj és Gázipari Részvénytársaság (MOL Rt.) jogelődje az Országos Kőolaj és Gázipari Tröszt (OKGT) tellurikus méréseinek felhasználásával, ELGI, M= 1:500 000.
- Newmark N. M. & Hall W. J.** (1982): Earthquake Spectra and Design; Engineering Monographs on Earthquake Criteria, Structural Design, and Strong Motion Records. **3**, Earthquake Engineering Research Institute, Berkeley, California, USA, 103 pp.
- Oncescu M. C.** (1984): Deep structure of the Vrancea region, Roumania, inferred from simultaneous inversion for hypocenters and 3D velocity structures. *Annales Geophysicae.*, **2**: 23-28.
- Panza G. F.** (1985): Synthetic Seismograms: The Rayleigh Waves Modal Summation. *J. Geophys.*, **58**: 125-145.
- Panza G. F. & Suhadolc P.** (1987): Complete Strong Motion Synthetics. *In Bolt B. A. (Ed.), Seismic Strong Motion Synthetics.*, Computational Techniques 4., Academic Press, Orlando, 153-204.
- Panza G. F., Vaccari F. & Cazzaro R.** (1999): Deterministic seismic hazard assessment. *In: Wenzel F. & Lungulu D. (Eds.) Vrancea Earthquakes; Tectonics, hazard and risk mitigation*, Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 269-286.
- Panza G. F., Romanelli F. & Vaccari F.** (2000): Seismic wave propagation in laterally heterogenous anelastic media: theory and applications to the seismic zonation. *Advances in Geophysics*, Academic press, **43**: 1-95.
- Panza G. F., Radulian M. & Trifu C.-I.** (Eds.) (2000a): Seismic Hazard of the Circum-Pannonian Region. Birkhäuser Verlag, Basel; Boston; Berlin, 279 pp.
- Panza G. F., Gribovszki K. et al.** (2002): Realistic modeling of seismic input for megacities and large urban areas. *Episodes*, **25(3)**: 160-184.

- Pécsi M.** (1959): A negyedkori tektonikus mozgások mértéke a Duna-völgy magyarországi szakaszán. *Geofizikai Közlemények*, **8(1-2)**: 73-83.
- Pécsi M.** (1986): A zalai meridionális völgyek, dombhátak kialakulásának magyarázata. *Földr. Közl.*, **34(1-2)**: 3-11.
- Pécsi M.** (Szerk.) (1989): Magyarország Nemzeti Atlasza. *Kartográfiai Vállalat*, Budapest. 395 old.
- Pécsi M., Schweitzer F. & Schauer Gy.** (1984): Plio-Pleistocene tectonic movements and the travertine horizons in the Hungarian Mountains. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, **17**: 19-26.
- Pécsi M.** (Szerk.) **A munkaközösség tagjai: Ádám L., Borsy Z., M. Buczkó E., Gazdag L., Góczán L., Hahn Gy., Kaiser M., Láng S., Leél-Össy Sz., Lovász Gy., Marosi S., Pécsi M., Pinczés Z., Rétvári L., Somogyi S., Székely A. & Szilárd J.** (2000): Magyarország Geomorfológiai Térképe. *Földrajztudományi Kutató Intézet*, Budapest.
- Pecskay Z., Lexa J., Szakács A., Balogh K., Seghedi I., Konecz V., Kováč M., Márton E., Kaliciak M., Székely-Fux V., Poka T., Gyarmati P., Edelstein O., Rosu E. & Zec B.** (1995): Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian region. *Acta Vulcanologica*, **7**: 15-28.
- Pogácsás Gy., Lakatos L., Barvitz A., Vakarcz G. & Farkas Cs.** (1989): Pliocen-Quarter oldaleltolódások a Nagyalföldön. *Általános Földtani Szemle* **24**: 149-169.
- Posgay K., Albu I., Mayerová M., Nakládalová Y., Ibrmajer I., Herrmann H., Bližkovsky M., Arič K. & Gutdeutsch R.** (1989): Contour map of the Mohorovičić' discontinuity beneath Cenral Europe. M=1:1 000 000, Budapest, ELGI
- Posgay K., Albu I., Mayerová M., Nakládalová Z., Ibrmajer I., Bližkovsky M., Arič K. & Gutdeutsch R.** (1991): Contour map of the Mohorovičić discontinuity beneath Ceantral Europe. *Geophys. Trans.* **36**: 7-13.
- Posgay K., Takács E., Szalay I., Bodoky T. J., Hegedűs E., Jánváryn K. I., Tímár Z., Reilkoff B., Mueller St., Ansorge J., De Iaco R. & Asudeh I.** (1996): International deep reflection survay along the Hungarian Geotraverse. *Geophysical Transactions*, **40(1-2)**: 1-44.
- Ratschbacher L., Frisch W, Linzer H. G. & Marle O.** (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: Structural analysis. *Tectonics*, **10**: 257-271.
- Reiter L.** (1990): Earthquake Hazard Analysis: Issues and Insights. Columbia University Press, New York, 254 pp.
- Reynolds J. M.** (1997): An introduction to applied and environmental geophysics. John Wiley & Sons Ltd., Chichester & London, 796 pp.
- Réthly A.** (1952): A Kárpáthmedencék földrendései (455-1918). Akadémiai Kiadó, Budapest, 510. old.
- Richter C. F.** (1958): Elementary Seismology. W. H. Freeman & Company, San Francisco, 768 pp.
- Roman C.** (1970): Seismicity in Romania-evidence for the sinking lithosphere. *Nature*, **288**: 1176-1178.
- Romanelli F. & Vaccari F.** (1999): Site response estimation and ground motion spectrum scenario in the Catania area. *Journal of Seismology*, **3**: 311-326.
- Rónai A.** (Szerk.) (1963): A negyedkori rétegek vastagsága. M = 1: 4 000 000.
- Rónai A.** (1973): A negyedkori kéregmozgások térképe Magyarországon. *MTA X. Osztályának Közleményei*, **6(1-4)**: 241-243.
- Rónai A.** (1977): Negyedidőszaki kéregmozgások a Magyar-medencében. *Földtani Közlöny*, **107(3-4)**: 431-436.
- Royden L. H.** (1988): Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. In: Royden L. H. & Horváth F. (Eds.): The Pannonian Basin. *Ass. Amer. Petr. Geol. Mem.*, **45**: 27-48.
- Rumpler J. & Szabó Z.** (Szerk.) (1985): Magyarország pannonnál idősebb képződményeinek törérendszere térképe (a MÁELGI és a GKV felszíni geofizikai mérései alapján). M = 1: 500 000. A Magyar Állami Földtani Intézet megbízásából készítette a „GEOS” Gmk, Budapest.
- Scholz C. H.** (1990): The Mechanics of the Earthquakes and Faulting. Cambridge University Press, 467 pp.
- Scholz C. H., Aviles C. A. & Wesnousky S. G.** (1986): Scaling differences between large interplate and intraplate earthquakes. *BSSA*, **76(1)**: 65-70.
- Schweitzer F.** (Szerk.) (1993): Pleisztocénban aktív törésvonalak és süllyedékterületek térképe. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest
- Schweitzer F.** (2000): A Kárpát-medence domborzatformálódása a késő kainozoikumban és a pliocén időszak. In: Lovász Gy. & Szabó G. (Szerk.) Területfejlesztés – regionális kutatások: Pécs. Pécsi Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Földrajzi Intézet, 13-29.
- Simon B.** (1931): Várpalota és környékének földrendései. *Bányászati és Kohászati Lapok* **XXX**.

- Simon B.** (1931a): Az 1930. évi magyarországi földrengések. A Budapesti Földregési Obszervatorium Kiadványai, Jakab M. H. Kö- és Könyvnyomdai műintézete, Budapest, 21 old.
- Simon B.** (1937): Az 1935. évi magyarországi földrengések. A Budapesti Földregési Obszervatorium Kiadványai, Királyi Magyar Egyetemi Nyomda, Budapest, 4 old.
- Simon B.** (1937a): Az 1936. évi magyarországi földrengések. A Budapesti Földregési Obszervatorium Kiadványai, Egyesült Kö-, Könyvnyomda, Könyv- és Lapkiadó Részvénytársaság, Budapest, 7 old.
- Simon B.** (1948): A földrengéskutatás története. Az Országos Földregésvizsgáló Intézet kiadványai Pázmány Péter Tudományegyetem, Egyetemi nyomda, Budapest, 24 old.
- Simon B.** (1953): Az Országos Földregésvizsgáló Intézet mikroszeizmikus jelentése 1952. MÁELGI Az Országos Földregésvizsgáló Intézet kiadványai, Nehézipari Könyv- és Folyóiratkiadó Vállalat, 73 old.
- Simon B.** (1964): Az 1960-62. évi magyarországi földrengések. Az Országos Földregésvizsgáló Intézet kiadványai, Budapest, 8 old.
- Spakman W.** (1990): Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean. *Terra Nova*, **2**: 542-553.
- Stegena L.** (1973): A Pannon-medence kainozóos evolúciója. *Geonómia és Bányászat*, **6(1-4)**: 257-265.
- Szabó Z. & Páncsics Z.** (1994): A Pannon medence közetfizikai paraméterei. I-III. kötet, ELGI, Budapest.
- Szabó Z. & Páncsics Z.** (1997): Gravitációs kutatások. In: Marosi S. & Meskó A. (Szerk.): A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonsága. Akadémiai Kiadó, Budapest, 65-67 old.
- Szabó Z. & Páncsics Z.** (1999): Horizontal gravity gradients and earthquake distribution in Hungary. *Geophysical Transactions*, **42(1-2)**: 55-66.
- Szabó C., Harangi S. & Csontos L.** (1992): Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region. *Tectonophysics*, **208**: 1-3.
- Szafián P., Horváth F. & Cloething S.** (1997): Gravity constraints on the crustal structure and slab evolution along a transcarpathian transect. *Tectonophysics*, **272**: 233-247.
- Szeidovitz Gy.** (1986): The Dunaharaszti earthquake, January 12, 1956. *Acta Geod. Geoph. Hung.*, **21(1-2)**: 109-127.
- Szeidovitz Gy.** (1986a): Earthquakes in the region of Komárom, Mór and Várpalota. *Geophys. Transa.*, **32(3)**: 255-274.
- Szeidovitz Gy.** (1990): Komárom és Mór környezetében keletkezett történelmi rengések epicentrális intenzitásának és fészekmélységének meghatározása. Kandidátusi értekezés, 137 old.
- Szeidovitz Gy.** (2000): Érmelléki földrengések. *Magyar Geofizika*, **41(2)**: 78-84.
- Szeidovitz Gy.** (2000a): Észrevételek Ádám Antal és Zalai Péter „A berhidai földrengéses terület tektonikai szerkezetének geoelektromos modellje” c. tanulmányához. *Magyar Geofizika*, **41(4)**: 164-166.
- Szeidovitz Gy. & Mónus P.** (1993): A magyarországi földrengések eloszlása. Jelentés az ETV-ERŐTERV Rt.-vel kötött 5065-47. sz. szerződés teljesítéséről. Kézirat, ETV-ERŐTERV Rt. Adattár, Budapest
- Szeidovitz Gy. & Bus Z.** (1995): Seismological investigations in the Kecskemét area. *Acta Geod. Geoph. Hung.*, **30(2-4)**: 419-435.
- Szeidovitz Gy. & Varga P.** (1997): A Paksi Atomerőmű telephelyének földrengésbiztonsága, kárpát-medencei nagyobb rengések áttekintésével. In: Marosi S. & Meskó A. (Szerk.): A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonsága. Akadémiai Kiadó, Budapest, 95-111 old.
- Szeidovitz Gy. & Bus Z.** (1998): Earthquake activity of Hungary. Technical Report. Szeizmológiai Főosztály Adattára, 55 old.
- Szeidovitz Gy., Gribovszki K. & Hajósy A.** (2002): Várható földrengések Érmellék és Nyírség területén. *Magyar Geofizika*, **43(4)**: 161-179.
- Szeidovitz Gy., Bus Z. & Gribovszki K.** (2004): Focal depths of earthquakes in the Carpathian Basin. *Acta Geod. Geoph. Hung.*, **39(4)**: 447-470.
- Szénás Gy.** (1958): Geofizikai teleptan. Akadémiai Kiadó, Budapest, 272 old.
- Tari G.** (1991): Multiple Miocene block rotation in the Bakony Mountains, Transdanubian Central Range, Hungary. *Tectonophysics*, **199**: 93-103.
- Tari G., Horváth F. & Rumpler J.** (1992): Styles of extension in the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, **208**: 203-219.
- Tari G., Báldi T. & Báldi-Beke M.** (1993): Paleogen retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian basin: a

geodynamic model. *Tectonophysics*, **226**: 433-455.

- Tomek Č., Dvořáková L., Ibrmajer I., Jiříček R., & Koráb T.** (1987): Crustal profiles of active continental collision belt. Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **89**: 383-388.
- Tóth L.** (2001): A szeizmológiai monitorozás szerepe a földtani kockázatok meghatározásában. In: Ádám A. & Meskó A. (Szerk.): Magyarország az ezredfordulón, Stratégiai Kutatások a Magyar Tudományos Akadémián, A földtudományok és a földi folyamatok kockázati tényezői. MTA, Budapest, 85-101 old.
- Tóth L., Mónus P. & Zsíros T.** (1996): The Berhida (Hungary) earthquake of 1985. *Gerlands Beitr. Geophysik*, **98**: 312-321.
- Tóth L., Mónus P., Zsíros T., Bondár I., Bus Z. & Kosztyu Z.** (1996a): Hungarian Earthquake Bulletin, 1995. *MTA GGKI és Georisk Kft.*, Budapest, 69 old.
- Tóth L., Mónus P., Zsíros T., Kiszely M., Kosztyu Z. & Wéber Z.** (1997): Hungarian Earthquake Bulletin, 1996. *MTA GGKI és Georisk Kft.*, Budapest, 67 old.
- Tóth L., Mónus P., Zsíros T., Kiszely M., Kosztyu Z. & Wéber Z.** (1998): Hungarian Earthquake Bulletin, 1997. *MTA GGKI és Georisk Kft.*, Budapest, 68 old.
- Tóth L., Mónus P., Zsíros T., Kiszely M. & Kosztyu Z.** (1999): Hungarian Earthquake Bulletin, 1998. *MTA GGKI és Georisk Kft.*, Budapest, 71 old.
- Tóth L., Mónus P., Zsíros T., Kiszely M. & Kosztyu Z.** (2000): Hungarian Earthquake Bulletin, 1999. *MTA GGKI és Georisk Kft.*, Budapest, 71 old.
- Tóth L., Mónus P., Zsíros T., Kiszely M. & Kosztyu Z.** (2001): Hungarian Earthquake Bulletin, 2000. *MTA GGKI és Georisk Kft.*, Budapest, 98 old.
- Tóth L., Mónus P., Zsíros T. & Kiszely M.** (2002): Seismicity in the Pannonian Region – earthquake data. *EUG Stephan Mueller Special Publication Series*, **3**: 9-28.
- Tóth L. Mónus P., Zsíros T. & Kiszely M.** (2002a): A Pannon-medence szeizmitása. *Földtani Közöny*, **132**-különszám: 327-337.
- Tóth L., Mónus P., Zsíros T., Kiszely M. & Kosztyu Z.** (2002b): Hungarian Earthquake Bulletin, 2001. *MTA GGKI és Georisk Kft.*, Budapest, 77 old.
- Tóth L., Mónus P., Zsíros T., Kiszely M. & Czifra T.** (2003): Magyarországi Földrengések Évkönyve, Hungarian Earthquake Bulletin, 2002. *MTA GGKI és Georisk Kft.*, Budapest, 104 old.
- Tóth L., Mónus P., Zsíros T., Kiszely M. & Czifra T.** (2004): Magyarországi Földrengések Évkönyve, Hungarian Earthquake Bulletin, 2003. *MTA GGKI és Georisk Kft.*, Budapest, 136 old.
- Tóth L., Mónus P., Zsíros T., Kiszely M. & Czifra T.** (2005): Magyarországi Földrengések Évkönyve, Hungarian Earthquake Bulletin, 2004. *MTA GGKI és Georisk Kft.*, Budapest, 94 old.
- Turi I.** (1952): Az 1951. évi magyarországi földrengések. MÁELGI Országos Földrengésvizsgáló Intézet kiadványai, Nehézipari Könyv- és Folyóiratkiadó Vállalat, Budapest, 9 old.
- Turi I.** (1954): Az 1952. évi magyarországi földrengések. MÁELGI Országos Földrengésvizsgáló Intézet kiadványai, Nehézipari Könyv- és Folyóiratkiadó Vállalat, Budapest, 7 old.
- Urbancsek J.** (1979): Negyedkori üledék vastagsága. $M = 1 : 1\,500\,000$. In: Urbancsek J. (Szerk.) Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere, **VII**, 21. ábra
- Ujfalusy A.** (1997): Adatszolgáltatás Bagamér-É kutatási területen végzett szeizmikus reflexiós mérésekről. MOL Rt. Kutatás–Művelés Mérnöki Iroda Kutatási Részleg, Felszíni Geofizikai O.
- Varga P. & Varga T.** (1994): Recent horizontal deformation in the Pannonian Basin measured with extensimeters. *Acta Geod. Geoph. Hung.*, **39(1-2)**: 57-80.
- Varga P., Szeidovitz Gy. & Gutdeutsch R.** (2001): Isoseismal map and tectonical position of the Komárom earthquake of 1763. *Acta Geod. Geoph. Hung.*, **36(1)**: 97-108.
- Visarion M., Polonc P., Ali-Mehmed M.** (1979): Contributii geofizice la cunoasterea structurii sectorului de ne al Depresiunii Pannonice si a unitatilor limitrofe. Institutul de Geologie si Geofizica. Studii Technice si Economice seria D nr. 12
- Waldhauser F.** (2001): *hypoDD* -- A Program to Compute Double-Difference Hypocenter Locations (*hypoDD* version 1.0 - 03/2001) U.S. Geol. Survey. 25 pp.
- Ward S. N.** (1994): Constrains on seismotectonics of the central Mediterranean from Very Long Baseline Interferometry. *Geophysical Journal International*, **117**: 441-452.

- Wenzel F., Sperner B., Lorenz F. & Mocanu V.** (2002): Geodynamics, tomographic images and seismicity of the Vrancea region (SE-Carpathians, Romania). *EUG Stephan Mueller Special Publication Series*, **3**: 95-104.
- Wéber Z.** (2004): Bootstraps inversion of local earthquake data in the Pannonian Basin. *Geoph. Transactions*, **44(3-4)**: 221-239.
- Willmore P. L.** (Ed.) (1979): Manual of seismological observatory practice. Tech. Rep. SE-20, World Data Center A for Solid Earth Geophysics. NOAA, Boulder, Colorado 80303, USA
- Wortel M. J. R. & Spakman W.** (2000): Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*. **290**: 1910-1917.
- Yong C., Kam-ling Tsoi K., Feibi C., Zhenhuan G., Quijia Z. & Zhangli C.** (Eds.) (1988): The Great Tangshan Earthquake of 1976: An Anatomy of Disaster. Pergamon Press, New York, 153 pp.
- Ziegler** (1988): Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Intl. Petr, Maatschappij. 238 pp., 56 Enclosures.
- Zongjin M., Zhengxiang F., Yingzhen Zh., Chengmin W., Guomin Zh., Defu L.** (1990): Earthquake Prediction Nine Major Earthquakes in China (1966-1976). Seismological Press Beijing; Springer-Verlag; Berlin Heidelberg; New York; London; Paris; Tokyo, 332 pp.
- Zsíros T.** (1983): Az 1978-1982 évi magyarországi földrengések. MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet, Budapest, 44 old.
- Zsíros T.** (1989): Focal depth of Hungarian earthquakes. *Gerlends Beitr. Geophysic*, **98**: 146-154.
- Zsíros T.** (1996): Macroseismic focal depth and intensity attenuation in the Carpathian region. *Acta Geod. Geoph. Hung.*, **31**: 115-125.
- Zsíros T.** (2000): A Kárpát-medence szeizmicitása és földrengés veszélyessége: Magyar földrengés katalógus (456-1995). MTA GGKI Szeizmológiai Osztálya, Budapest, 495 old.
- Zsíros T., Mónus P. & Tóth L.** (1988): Hungarian Earthquake Catalogue (456-1986). MTA GGKI, Budapest, 182 old.

ÁBRAJEGYZÉK

I.1. ábra. A Kárpát-Pannon térség fő szerkezeti elemei [Csontos & Vörös 2004].....	1
I.2. ábra. A Kárpát-Pannon régió földtani vázlata [Tari et al. 1993].	2
I.3. ábra. A kezdeti lemeztectonikus modell [Horváth et al. 1974, Horváth & Royden 1981].	3
I.4. ábra. A Kárpát-Pannon térség lemeztectonikai helyzete a harmadidőszakban: a lemeztömbök mai helyzetükbe kerülnek [Csontos & Vörös 2004].	4
I.5. ábra. A Kárpát-medence negyedkorban süllyedő és emelkedő területei [Horváth & Cloething 1996].	5
I.6. ábra. Maximális horizontális feszültségirányok (SH) a Kárpát-medencében és annak környezetében.	7
I.7. ábra. a, A földrengések fészekmechanizmusából meghatározott vízszintes mozgási irányvektorok	8
I.8. ábra. A földrengések epicentrumainak eloszlása a Kárpát-medencében és a hozzá kapcsolódó területeken (44.05-50.0É;13.0-28.0K).	9
I.9. ábra. A Kárpát-medence és környezetének szeizmikus aktivitása a világ más területeivel összehasonlítva [Tóth et al. 2002a].	10
I.10. ábra. Neogén tektonikus térkép Magyarország területére vonatkozóan [Horváth 1993].	12
I.11. ábra. Maximális horizontális főfeszültség-irányok [World Stress Map].	15
I.12. ábra. Maximális horizontális főfeszültség-irányok a Kárpát-medence belső területén [Mónus 2004].	16
I.13. ábra. A végeselemes feszültségmodellezésnél alkalmazott peremfeltételek [Bada et al. 1998].	17
II.1. ábra. Magyarország negyedidőszaki mozgásainak térképe [Jámbor & Szeidovitz 1995].	20
II.2. ábra. A pörusnyomás-növekedés hatása a Mohr-kör elhelyezkedésére.	23
II.3. ábra. A füzesgyarmati 1996. 09. 29. 21h 45'-kor keletkezett rengés helymeghatározásai.....	50
II.4. ábra. A füzesgyarmati 1996. 09. 30. 03h 40'-kor keletkezett rengés helymeghatározásai.....	52
II.5. ábra. Az 1997-es csorvási rengések	54
II.6. ábra. Az 1997. 06. 17-i csorvási rengések helymeghatározásai 2D modell alkalmazásával	55
II.7. ábra. Az 1997. 06. 17-i csorvási rengések szeizmogramjai.....	58
II.8. ábra. A kónyi rengés (1997.07.16) PKSc állomáson regisztrált szeizmogramja.....	59
II.9. ábra. A 1997. 07. 16-i kónyi rengés helymeghatározásához használt kör geometriával jellemzett modellek.....	59
II.10. ábra. A 1997. 07. 16-i kónyi rengés HYPOINVERSE-2000 programmal végzett helymeghatározási eredményei.....	60
II.11. ábra. Az 1999. 09. 03-i békési rengés helymeghatározásai 2D modell alkalmazásával.....	62
II.12. ábra. A 2002. 02. 11-i mezőnyáradí rengés helymeghatározásánál alkalmazott kör geometriával jellemzett sebesség-modellek helye	66
II.13. ábra. A 2002. 02. 11-i mezőnyáradí rengés helymeghatározásai a 2D modellel és a maximális megrázottságú terület határa	66
II.14. ábra. A jelenkori potenciálisan földrengés-aktív területek kijelölése a <i>negyedidőszaki mozgások</i> és a <i>pleisztocén törésvonalak és süllyedékkerületek</i> térképek közös részeinek felhasználásával.	71
II.15. ábra. A teljes makroszeizmikus epicentrum-adatbázis a β) típusú bufferzónákkal.....	74
II.16. ábra. A <i>geomorfológiai térkép</i> vulkáni kúpjainak és teléreinek bufferzónája a kiválogatott makroszeizmikus epicentrumokkal.	75
II.17. ábra. A harmadidőszaki medencealjzat lejtőkategória térképe.	78
II.18. ábra. Makroszeizmikus epicentrumok, túlnyomásos fúrások és $5^\circ \leq$ lejtésű harmadidőszaki medencealjzat a Makói-árok környezetében a pleisztocén törésvonalakkal.	79
II.19. ábra. A $20-40^\circ$ lejtésű harmadidőszaki medencealjzat, annak 5 km-es bufferzónája és a makroszeizmikus epicentrumok.	80
II.20. ábra. <i>Pleisztocén törésvonalak és süllyedékkerületek térképnek a geomorfológiai térkép</i> tektonikus elemeivel kiegészített térképének 5 km-es bufferzónájába és a $20-40^\circ$ -os harmadidőszaki medencealjzat-részek 5 km-es bufferzónájába egyaránt eső, leválogatott rengések.	81
II.21. ábra. Negyedidőszaki kéregmozgások térképe Rónai [1977] módszere szerint.....	82
II.22. ábra. A negyedidőszaki üledékvastagság és a jelenkori domborzat magassági értékeinek szorzattérképe.	84
II.23. ábra. A szorzattérkép Kecskemét-Cegléd és a Hoportyó (Nyírség) kiemelkedésének környezetében a pleisztocén törésvonalakkal.	85
III.1. ábra. A Pannon depresszió ÉK-i részének földrengésszékkei és a kristályos aljzat aktív törésszékkei.	86
III.2. ábra. A hibrid módszerű determinisztikus földrengésveszélyeztetettség-elemzés folyamatábrája.	92
III.3. ábra. Fészekmechanizmus-adatok.....	92
III.4. ábra. A hullámút menti terjedés modellábrája.	93
III.5. ábra. A felületi hullámok transzverzális komponenseire vonatkozó szintetikus szeizmogramok.....	94
III.6. ábra. Debrecen és az epicentrumok közötti metszetszélvonalak.....	96

III.7. ábra. Balra a Hosszúpályi, jobbra a Gálospetri epicentrumú rengés három hullámkomponensére számított gyorsulásamplitúdó-értékeinek változása a vető és hullámút szögének módosításával.....	97
III.8. ábra. Az előzetes HOSSZUP számítások alapkőzet-modelle.	98
III.9. ábra. HOSSZUP metszet laterálisan heterogén része.	99
III.10. ábra. GALOSP metszet laterálisan heterogén része.....	99
III.11. ábra. HOSSZUP metszet menti jelerősítés PGA(2D)/PGA(1D).	101
III.12. ábra. HOSSZUP metszet menti válaszspektrum arány.	101
III.13. ábra. Debrecen belvárosának térképe a korabeli intenzitásértékekkel.	103
III.14. ábra. A transzverzális komponens EPA és PGA értékei a GALOSP metszetre vonatkozóan.	104
III.15. ábra. GALOSP metszet menti jelerősítés PGA(2D)/PGA(1D).....	105
III.16. ábra. GALOSP metszet menti válaszspektrum-arány (RSR).....	105
III.17. ábra. A szintetikus szeizmogram-számításokhoz használt 11 különböző metszet egyike.	107
III.18. ábra. Az alapkőzet modell mélység szerinti: sűrűsége, P és S hullám terjedési sebessége, Q értékei és a P és S hullámsebességek aránya.	107
III.19. ábra. A laterálisan heterogén (2D) metszetek szerkesztéséhez felhasznált fúrások és kalapácsos szeizmikus mérések helyszínei Debrecen belterületén. (A sugár irányú vonalak jelölik a metszeteket)	108
III.20. ábra. Voronoi poligonok a fúrások környezetében a laterálisan heterogén 2D metszetek előállításához.	109
III.21. ábra. Az 1. laterálisan heterogén metszetrész a 11 különböző közül.	110
III.22. ábra. A térinformatikai rendszerben végzett műveletek során figyelembe vett szintetikus szeizmogramok helyei a laterálisan heterogén metszetek mentén.	110
III.23. ábra. A maximális gyorsulás-amplitúdók raszteres térképei a három hullámkomponensre vonatkozólag.	111
III.24. ábra. Debrecen egy adott pontjára vonatkozó szintetikus transzverzális akcelerogramból képzett spektrális gyorsulásgörbe, feltüntetve a különböző szintszámú épületek sajátperiódus-időit is.	112
III.25. ábra. Debrecen területére kiszámított szintetikus szeizmogramok spektrális gyorsulásgörbéi.	114
III.26. ábra. Balra légifotó, jobbra területhasználati és lakóövezeti beosztás légifotók és M = 1:10 000 méretarányú topográfiai térképek alapján (részlet Debrecenből).	114
III.27. ábra. A debreceni speciális földrengés-kockázattérkép létrehozásának logikai lépései.....	115