

## 7. A Kárpát-medence földrengés veszélyessége

Az általánosan használt statisztikus földrengés veszélyességi módszer – melynek alapjait Cornell (1968) rakta le - a következő lépéseken nyugszik:

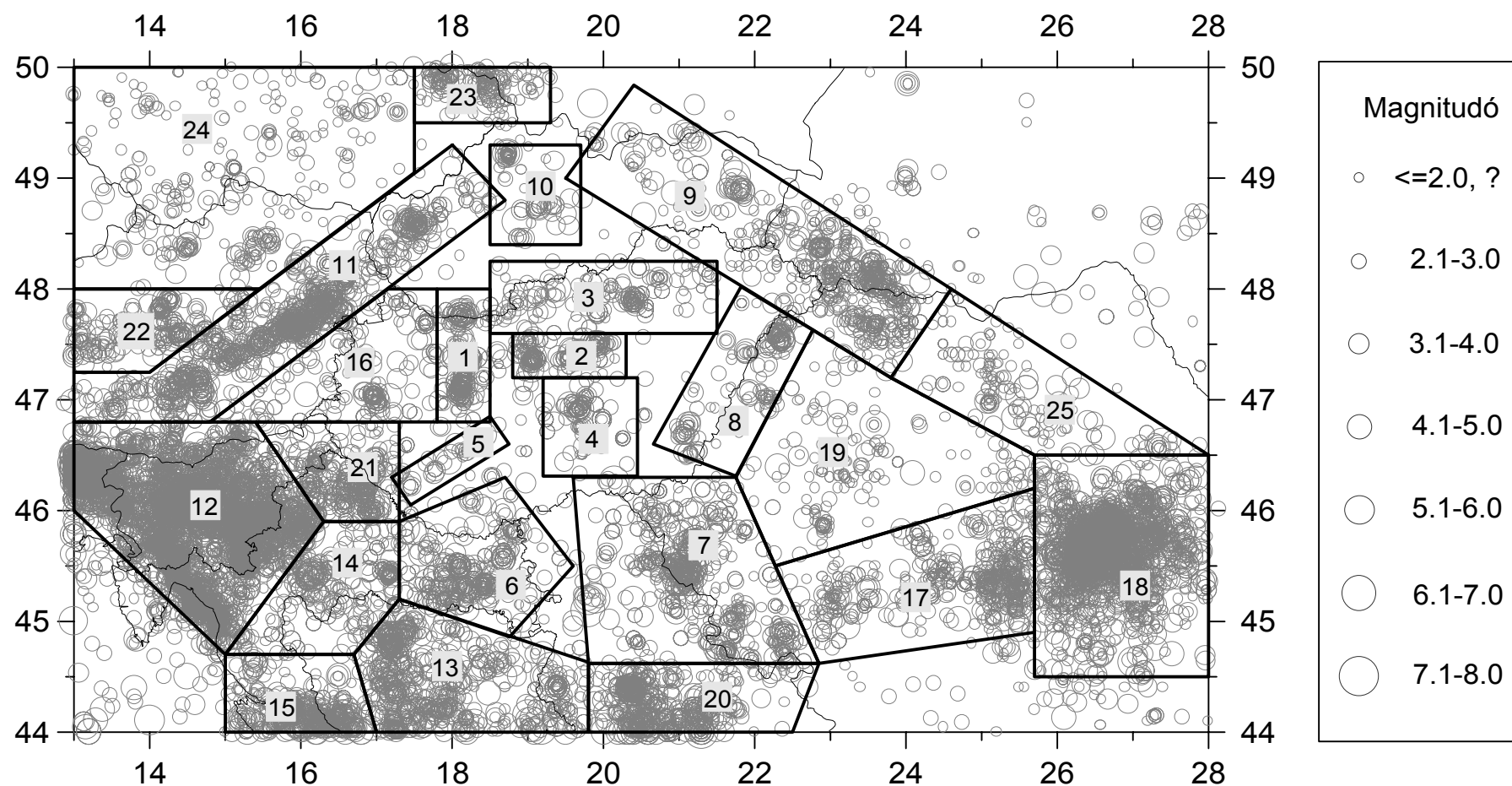
- A várható földrengések forrásterületeinek kijelölése.
- A forrásterületeken tapasztalt földrengés-gyakoriság számítása.
- A veszélyeztetettségi paraméter (pld. csúcsgyorsulás, földrengés intenzitás) távolság szerinti gyengülésének meghatározása.
- Az ismert forrásterületeken, adott gyakorisággal keletkező földrengések hatásának számítása bármely kiválasztott helyen, az adott gyengülés figyelembevételével.

E tanulmányban felhasznált forrásterületi modell (7.1 ábra) az eddig tapasztalt szeizmicitási kép alapján lett megszerkesztve. Összesen 25 forrászónát jelöltünk ki, de amiatt hogy a 18. zóna (Háromszék-Vrancsaföld) kéregrengések mellett középmély-fészkű rengéseket is tartalmaz, a forrászónák tényleges száma eggyel több. Utóbbi forrászóna kéreg és középmély-fészkű rengéseinek megkülönböztetését a legutóbbi tanulmányok (Grünthal 1999, Musson 1999) is elmulasztották, pedig mindkét mélységtartományban a földrengés aktivitás jelentős, s a távolság szerinti gyengülési görbéik erősen különböznek (lásd 7.3 ábra).

Az alkalmazott valószínűségi földrengés-veszélyeztetettségi módszerben a földrengések időbeni keletkezése Poisson-eloszlást alkot (vagyis a rengések keletkezése időben egymástól független); ezért az adatbázisból az elő- és utórengéseket a rengés-gyakoriság vizsgálata előtt el kell távolítani. E célból – tanulmányozva a Kárpát-medence rengés-sorozatait – a 7.1 táblázatban feltüntetett tér- és időparamétereket határoztuk meg. Ennek megfelelően egy M magnitúdójú rengést R sugarú környezetben T idő alatt követő valamennyi  $M' \geq M$  magnitúdójú földrengést utórengésnek; míg T' időszakkal korábban keletkező valamennyi  $M' < M$  erősségű rengést előrengésnek tekintünk.

7.1. táblázat. Főrengések kiválogatásához használt távolság és időparaméterek

M	R (km)	T (nap)	T' (nap)
# 1.8	5	1	1
1.9 – 2.7	10	2	1
2.8 – 3.3	15	5	1
3.4 – 4.0	20	30	2
4.1 – 4.7	25	130	4
4.8 – 5.4	30	260	10
5.5 – 6.1	35	650	15
$\geq 6.2$	40	850	30



7.1. ábra. Földrendési forráshónak a Kárpát-medence térségében a rengések epicentrumainak feltüntetésével

Minthogy az elő- és utórendések világos definíciója hiányzik, ezért minden válogatás szubjektív. A nemzetközi gyakorlatban – egyszerűsége miatt – igen elterjedt az az eljárás, hogy egy adott magnitúdó-küszöb felett (pld.  $M \geq 4.0$ ) minden rengést főrengésnek tekintenek (pld. Ove Arup 1992, 1995). Az így létrehozott adatbázis azonban jelentősen eltérhet a tér- és időparaméterek alapján kiválogatott rengések halmazától. Az általunk használt szűrés szerint pld. az 1927. év földrengései közül a 7.2 táblázat rengései - az 1927 május 15.-én 02 óra 47 perckor keletkezett  $M=5.9$  magnitúdójú rudniki (44.14É; 20.50K) földrengés miatt - mind utórendések; míg a másik módszer szerint valamennyi főrengés! Vizsgálatainkban a rengések átlagos magnitúdóját használjuk fel. A fenti példa mutatja, hogy a tér- ill. időparaméterek szerinti válogatás a megfelelőbb módszer, hiszen a 7.2 táblázat rengései az  $M=5.9$  erősségű rengés utórendései s nem független események!

7.2. táblázat. 1927. év földrengései, melyek a válogatási módszertől függően utórendéseknek ill. főrengéseknek minősülnek

Dátum	Időpont (UT)	Epicentrum	M	$I_0$	Helység/Vidék
1927 05 15	02:58:36.	44.10 20.50	4.2	6.0	Szerbia
1927 05 15	03:12:06.	44.20 20.50	5.2	7.0	Szerbia
1927 05 15	03:19:18.	44.10 20.60	4.6	6.0	Szerbia
1927 05 15	05:48:42.	44.00 20.60	4.3	5.0	Szerbia
1927 05 15	08:28:30.	44.10 20.50	4.0	5.0	Szerbia
1927 05 15	16:56.	44.10 20.50	4.2	6.0	Szerbia
1927 05 15	17:22:12.	44.10 20.50	4.1	5.5	Szerbia
1927 05 15	21:31:30.	44.10 20.50	4.0	6.0	Szerbia
1927 05 27	10:58:00.	44.10 20.50	4.0	5.0	Szerbia
1927 05 31	23:10:	44.10 20.90	4.4	6.5	Szerbia
1927 06 01	02:39:12.	44.10 20.60	4.2	5.5	Szerbia
1927 06 13	06:03:00.	44.10 20.60	4.1	6.0	Szerbia
1927 06 18	04:11:00.	44.10 20.60	4.2	5.5	Szerbia
1927 06 19	03:00:54.	44.00 20.60	4.2	5.5	Szerbia
1927 07 21	23:35:48.	44.10 20.50	4.0	5.0	Szerbia
1927 07 24	04:33:48.	44.10 20.80	4.2	5.5	Szerbia
1927 09 17	13:45:28.	44.20 20.60	4.7	5.5	Szerbia
1927 10 11	15:28:54.	44.10 20.60	4.4	7.0	Szerbia
1927 10 24	07:33:06.	44.05 20.55	4.2	5.5	Szerbia
1927 10 28	21:17.	44.00 20.70	4.2	6.0	Szerbia
1927 11 02	00:45:48.	44.05 20.40	4.2	5.5	Szerbia

A földrengések gyakoriságának meghatározásánál sarkalatos kérdés az adatbázis homogenitása, teljessége. A földrengés-katalógus különböző erősségű

rengéseinek időbeli eloszlását vizsgálva s figyelembe véve a Kárpát-medence történelmét (népsűrűség alakulása, történelmi feljegyzések fennmaradása), a 7.3 táblázatban feltüntettük az egyes magnitúdó küszöbértékekhez tartozó azon időtartományokat, melyekre az adatbázis teljesnek tekinthető.

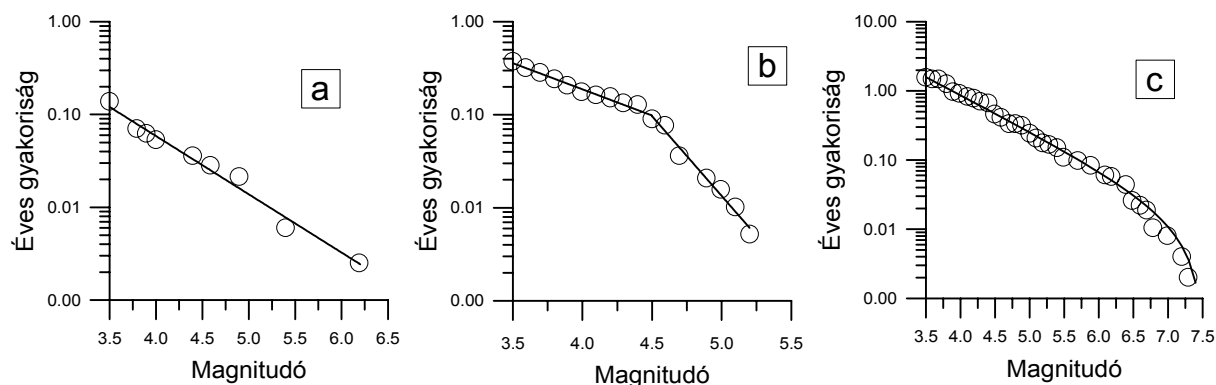
7.3. táblázat. Különböző magnitúdó értékekhez tartozó teljes észlelést biztosító időszakok a Kárpát-medence területére

Időszak	Magnitúdó (M)
1500 – 1995	$M \geq 6.4$
1600 – 1995	$M \geq 5.8$
1700 – 1995	$M \geq 5.3$
1800 – 1995	$M \geq 4.7$
1850 – 1995	$M \geq 4.2$
1880 – 1995	$M \geq 3.5$

A különböző erősségű földrengések gyakoriságát legtöbb forrásterületen jól reprezentálja az exponenciális eloszlásfüggvény:

$$\log N = a + b M \quad (7.1)$$

ahol:  $N$  - az  $M$  magnitúdót elérő ill. meghaladó rengések száma  
 $a, b$  - a terület szeizmicitását jellemző konstansok



7.2. ábra. Különböző földrengés gyakorisági görbék: a - 1. forrászóna; b – 18. forrászóna (fészekmélység: 1-65 km); c – 18. forrászóna (fészekmélység: 66-300 km)

Ilyen pld. az 1. forrászóna (7.2a ábra) illetve - mint különleges eset – a 18. forrásterület kéregrengései (7.2b ábra), ahol az észlelési tartomány két különböző szakaszára alkalmaztuk a fenti modellt.

Van azonban olyan terület is, ahol az észlelési adatokat egy csonkított exponenciális eloszlás (Cornell és Vanmarcke 1969) jobban közelíti:

$$N = \alpha \frac{\exp(\beta M) - \exp(\beta M_U)}{1 - \exp(\beta M_U)} \quad (7.2)$$

ahol:  $N$  - az  $M$  magnitúdót elérő ill. meghaladó rengések száma  
 $\alpha, \beta$  - a terület szeizmicitását jellemző konstansok  
 $M_U$  - maximális magnitúdó

Erre példa a 18. forrászóna közép-mély-fészktű rengései (7.2c ábra).

Mivel a Kárpát-medencében, a földmozgásnak – a forrástól való távolság szerinti - gyengülésére nincs műszeresen meghatározott összefüggés, ezért egy nagyobb térségre (Dél-Európára) vonatkozó gyorsulás-gyengülési modellt (Ambraseys et al. 1996) használtunk fel.

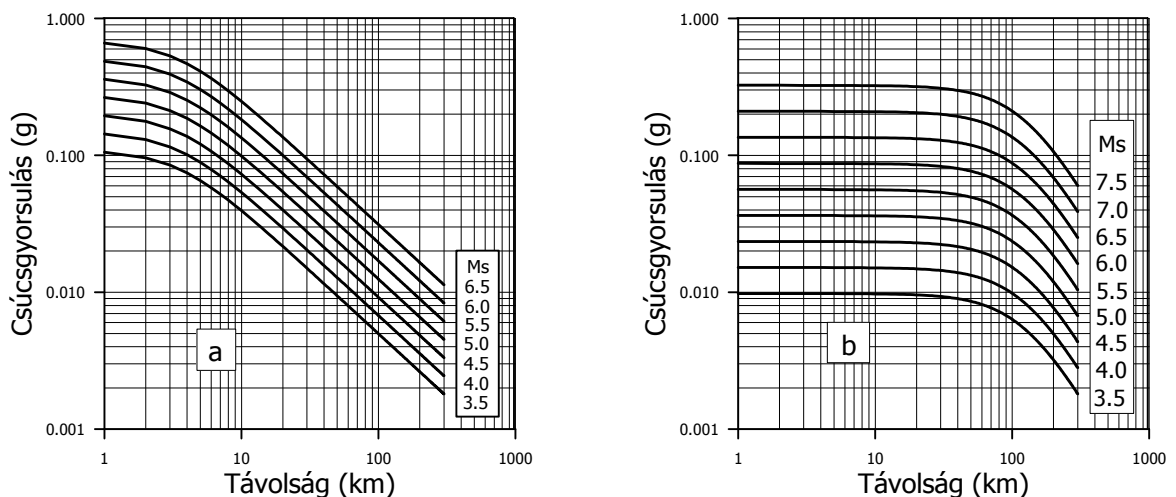
$$\log(a_h) = -1.39 + 0.266 M_S - 0.922 \log(D) \quad (7.3)$$

ahol:  $a_h$  – horizontális csúcs-gyorsulás érték ( $g=9.81 \text{ m/sec}^2$  gravitációs gyorsulás értékben)

$M_S$  – felületi hullámból becsült magnitúdó

$D^2 = R^2 + h^2$ ,  $R$  - epicentrális távolság (km),  $h$  – konstans (3.5 km)

A fenti gyengülési összefüggést 157 sekélyfészktű ( $h < 30 \text{ km}$ ),  $M_S = 4.0-7.9$  magnitúdójú földrengés gyorsulásadatai alapján határozták meg úgy, hogy nem vették figyelembe az altalaj szilárdsági fokát.



7.3. ábra. Csúcsgyorsulás értékek gyengülése az  $M_S$  magnitúdó és az epicentrális távolság függvényében: a, kéregrengések (Ambraseys 1996); b, Háromszék-Vrancsaföld közép-mély-fészktű rengései DK irányban (Musson 1999)

Mint köztudott a Háromszék-Vrancsaföld zóna földrengései között egyaránt találhatók sekély kéregrengések ( $h < 65 \text{ km}$ ) és közép-mély-fészktű ( $h = 66-300 \text{ km}$ ) földrengések. Utóbbiak esetében a kéregrengések alapján meghatározott (7.3) összefüggés nem alkalmazható. E mélyebb rengések külön sajátossága, hogy a

földrengések hatása ÉK-DNY irányban jóval messzebbre terjed, mint ÉNY-DK irányban. A fentiek miatt - jobb megoldás híján - azt a gyengülési modellt (Musson 1999) használtuk fel, mely csupán három rengés DK irányban mért adatára támaszkodva határozza meg a gyengülést. Ez esetben feltételeztük, hogy az ÉNY irányban is olyan a gyengülés, mint DK irányban. Az alkalmazott formula:

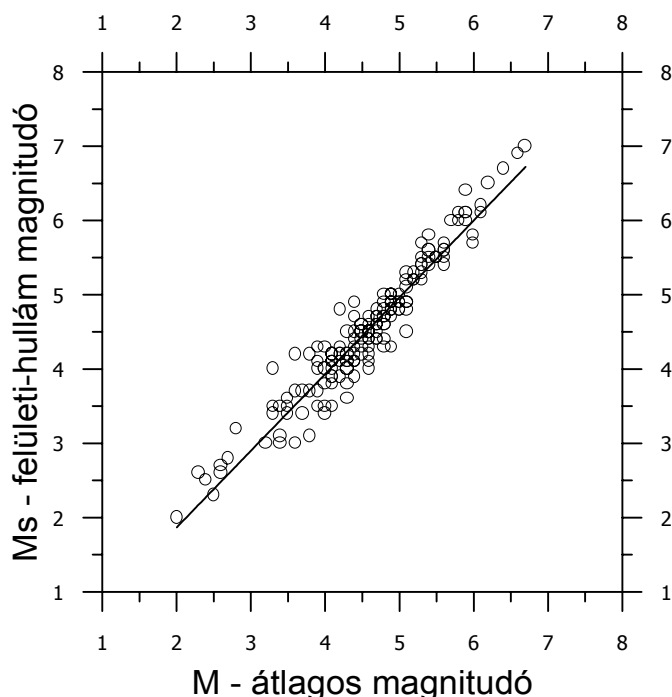
$$\ln(a_h) = 0.33 + 0.876 M_S - 1.657 \ln(D) - 0.0004 D \quad (7.4)$$

ahol a jelölések azonosak, a (7.3) képletnél használtakkal. A hipocentrális távolság ( $D$ ) számításához, a középmező-fészktű rengések átlagos fészkekmélységét ( $h=123$  km) használtuk fel.

Mivel a fenti gyorsulás-gyengülési összefüggésekben a felületi hullám magnitúdó ( $M_S$ ) szerepel, s mi az átlagos magnitúdót ( $M$ ) használjuk, ezért a gyengülési görbék tényleges kiszámításánál a köztük fennálló kapcsolatot figyelembe kell venni. A Kárpát-medence 186 földrengése alapján ez az összefüggés az alábbi alakot ölti:

$$M_S = 1.03 (\pm 0.02) M - 0.20 (\pm 0.10) \quad (7.5)$$

Az illesztés jóságáról a 7.4 ábra ad képet.



7.4. ábra. Az átlagos magnitúdó ( $M$ ) és a felületi-hullám magnitúdó ( $M_S$ ) kapcsolata a Kárpát-medence (44É-50É; 13K-28K) rengései alapján

A fenti gyengülési modellek alapján meghatároztuk az 50, 100 és 250 éves időtartam alatt, azon legnagyobb horizontális gyorsulás értékeket, melynél nagyobb 75%-os valószínűséggel nem várható a Kárpát-medence térségében. A

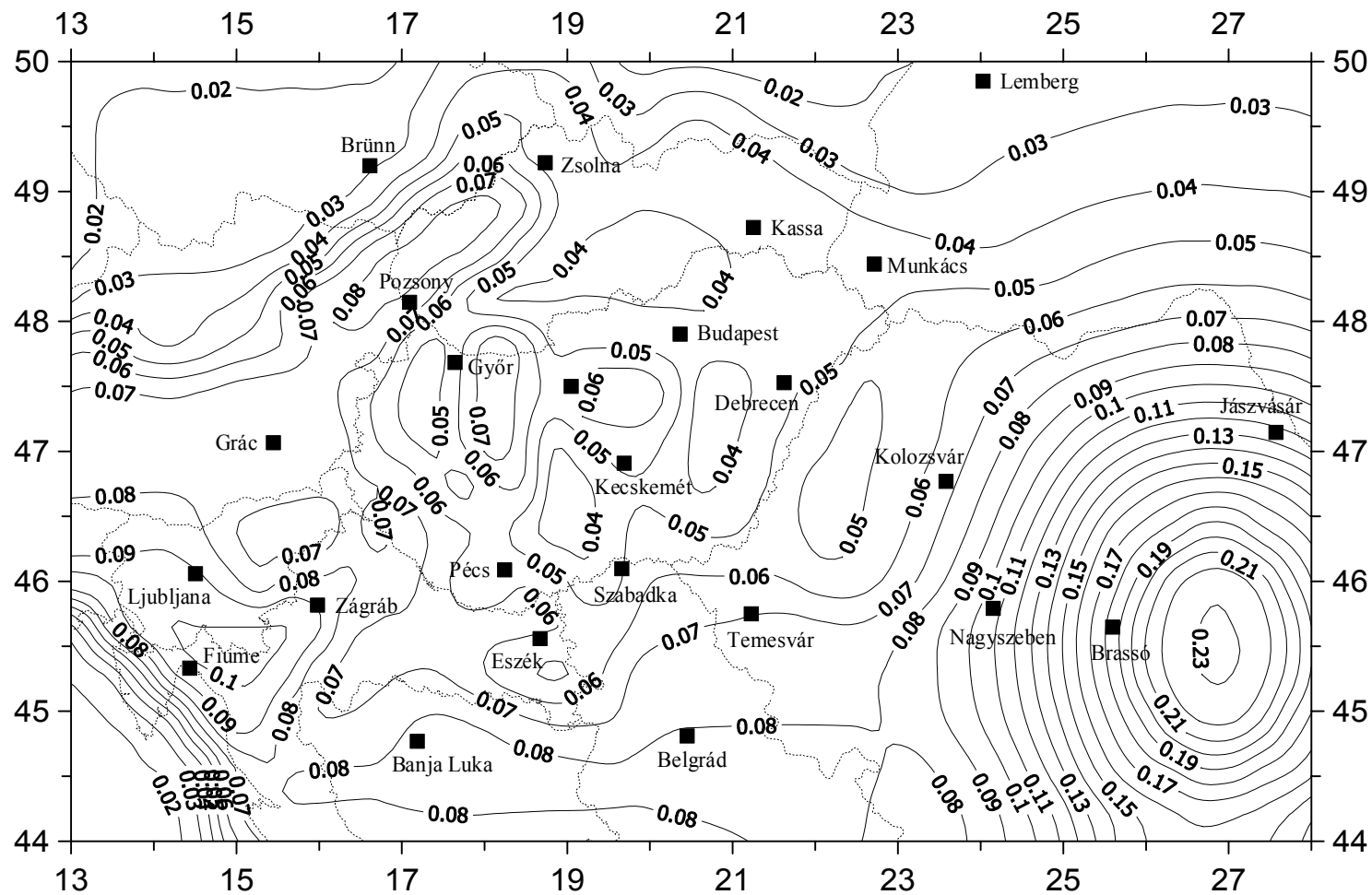
számításokat SEISRISK III (Bender és Perkins 1987) számítógépes program segítségével végeztük. Az eredmények a 7.5 -7.10 ábrákon láthatók. Bár a szeizmikus veszélyességi számításokat az adatbázis által lefedett teljes területre (44É-50É; 13K-28K) elvégeztük, meg kell jegyezni, hogy az általunk lehatárolt területen kívül található forrászónák hatása miatt, az itt közölt eredmények az Adriai-tenger térségében, valamint Bosznia és Szerbia ábrázolt déli területein alulbecsültek.

Eredményeink szerint a leginkább veszélyeztetett terület – amint az várható volt – Háromszék-Vrancsaföld (Románia) vidéke, ahol –  $\sigma = 0$  szórással számítva a gyengülést – 75%-os valószínűséggel a várható földmozgás legnagyobb horizontális gyorsulásértéke 50, 100 ill. 250 év alatt nem haladja meg a 0.23g, 0.26g ill. 0.28g értékeket. Ugyanilyen valószínűségi szint mellett, de a gyengülés szórását  $\sigma = 0.5$  értéknek véve, a fenti három időtartamra jutó maximális gyorsulásértékek: 0.30g, 0.38g ill. 0.48g. Általában ez utóbbi ( $\sigma = 0.5$  szórással meghatározott) értékeket használják fel a szeizmikus kockázat értékelésénél, s a továbbiakban a 25%-os valószínűségi szinten,  $\sigma = 0.5$  szórással kapott eredményekről szólnunk, anélkül hogy ezeket mindig megemlítenénk. A középmező-félsziget rengéseket (Háromszék-Vrancsaföld) jellemző gyengülési görbék miatt, a viszonylag magas szeizmikus veszély Erdély túlnyomó részére kiterjed.

A második legmagasabb veszélyeztetettségi terület Fiume – Ljubljana – Zágráb által határolt szlovén-horvát határvidék, ahol 50, 100 és 250 év alatt várható csúcsgyorsulás érték 0.14g, 0.18g ill. 0.22g. Ezt követi Észak-Balkán, Kelet-Ausztria, Kis-Kárpátok s a Móri-árok vidéke, ahol a horizontális csúcsgyorsulás értéke 50 évre 0.10g – 0.12g; 100 évre 0.12g – 0.14g ill. 250 évre 0.18g – 0.20g.

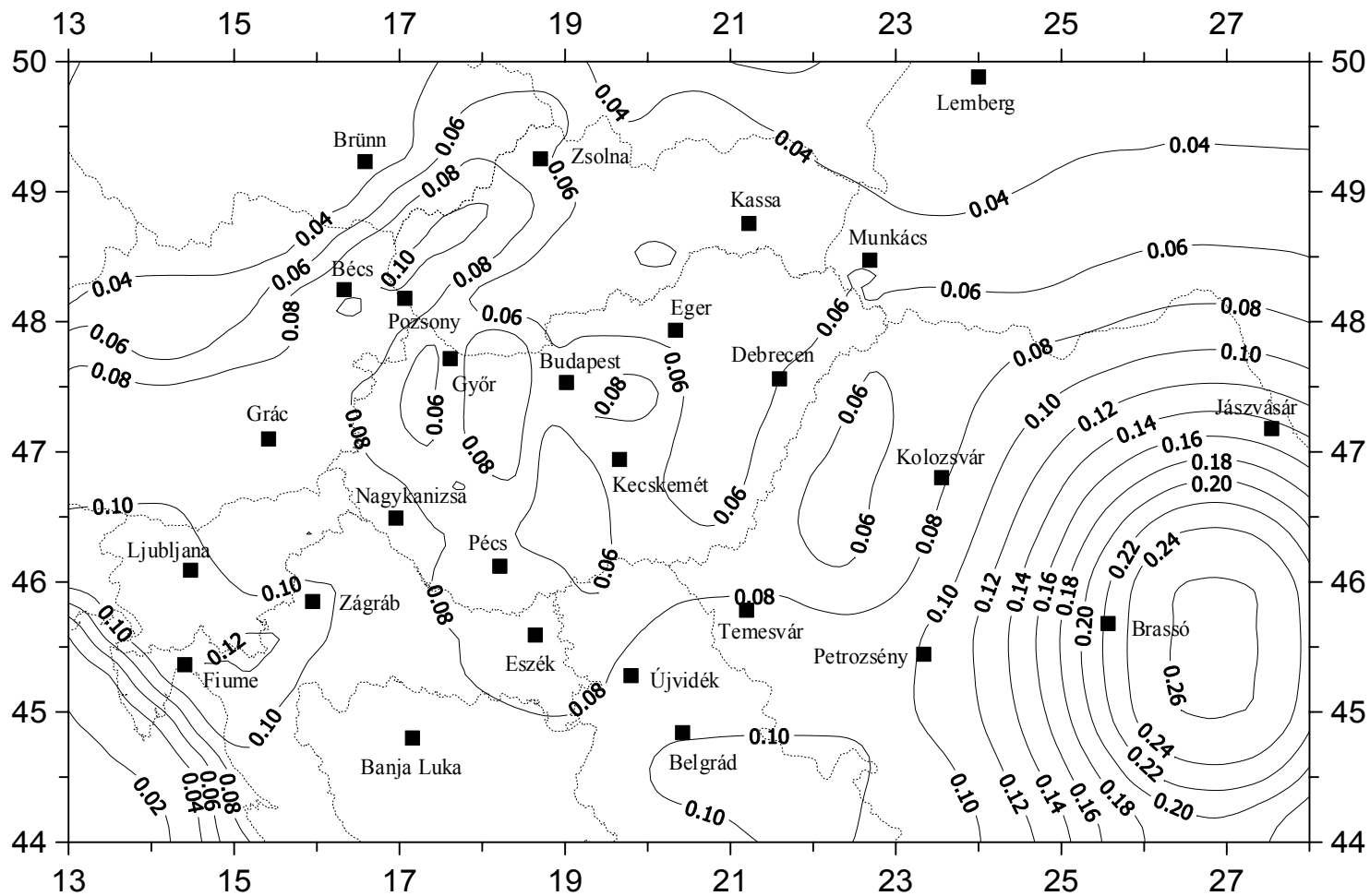
Legkevésbé veszélyes terület – 0.04g és 0.06g közötti csúcsgyorsulással – a Brünntől ÉNy-ra található cseh- és morvaországi rész, valamint az ukrainai Lemberg térsége. Ennél valamivel magasabb gyorsulásértékek (0.06g – 0.10g) jellemzik a Kassától nyugatra, a Felvidék középső részét, a Mezőföldet s a Tiszántúlt. Utóbbi területén azonban – főként az érmelléki földrengések hatása miatt – a hosszabb visszatérési periódusnál jelentkező veszélyességi szint 0.12g csúcsgyorsulással már kiemelkedik környezetéből (lásd Nagyvárad térségét a 7.10. ábrán).

A Kárpát-medence térségére vonatkozó korábbi szeizmikus veszélyességi vizsgálatok (pld. Grünthal 1999, Musson 1999) – melyek természetesen nem támaszkodhattak a jelenleg rendelkezésre álló teljesebb adatbázisra – sok vonásában a mi eredményeinkhez hasonló képet adnak regionálisan, azonban nem kellően részletesek. Egyik jelentős különbség, hogy míg szerintünk Komárom-Mór térsége, addig pld. Musson (1999) tanulmánya szerint Budapest-Jászberény térsége a nagyobb veszélyeztetettségű terület. Ez utóbbi következtetést a tapasztalt szeizmikus aktivitás azonban nem támasztja alá.

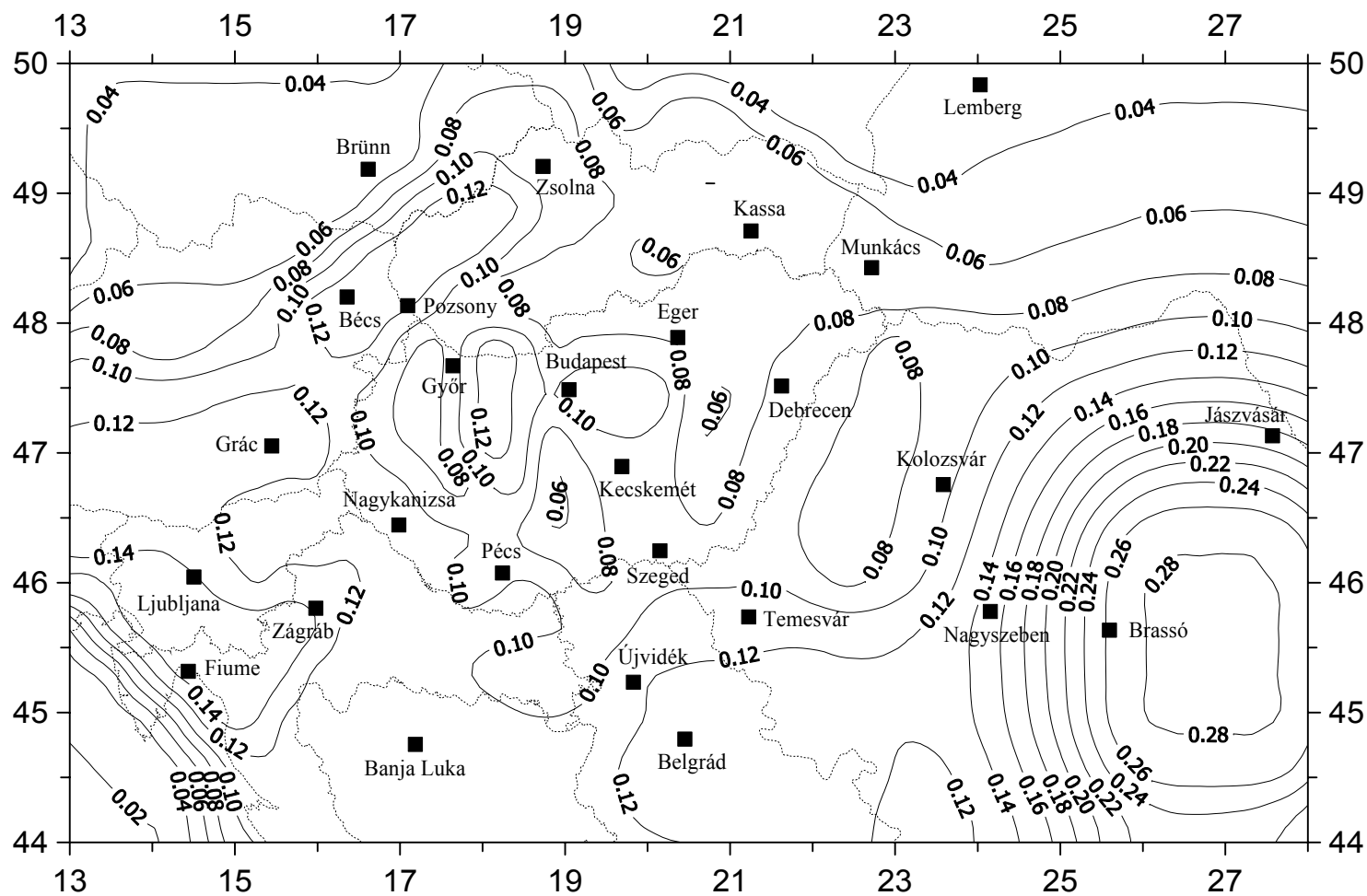


7.5. ábra. Legnagyobb horizontális gyorsulás értékek (g)  $\sigma=0$  szórással, melyeknél nagyobb 50 év alatt 75%-os valószínűséggel nem várható a Kárpát-medence térségében

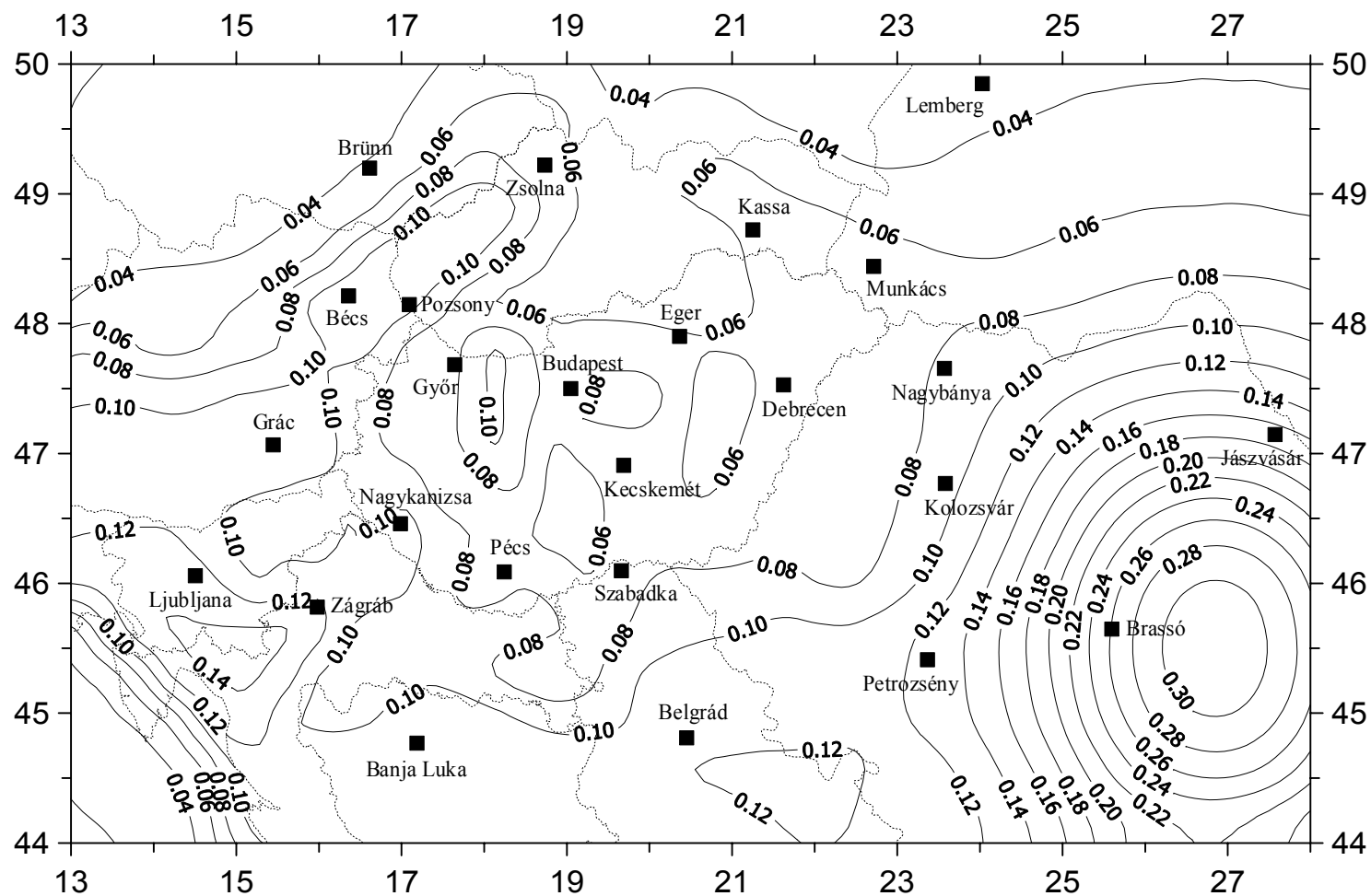




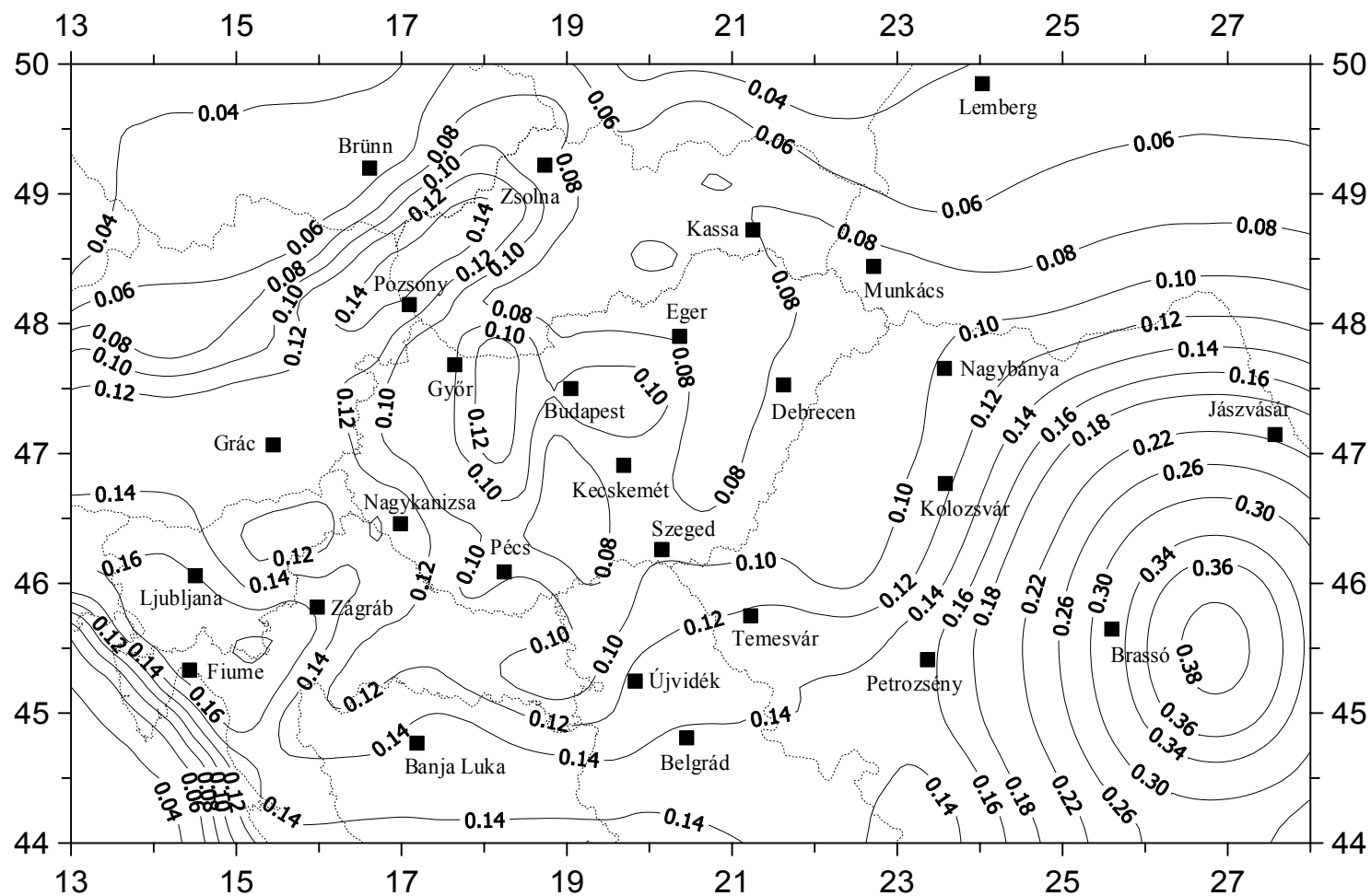
7.6. ábra. Legnagyobb horizontális gyorsulás értékek (g)  $\sigma=0$  szórással, melyeknél nagyobb 100 év alatt 75%-os valószínűséggel nem várható a Kárpát-medence térségében



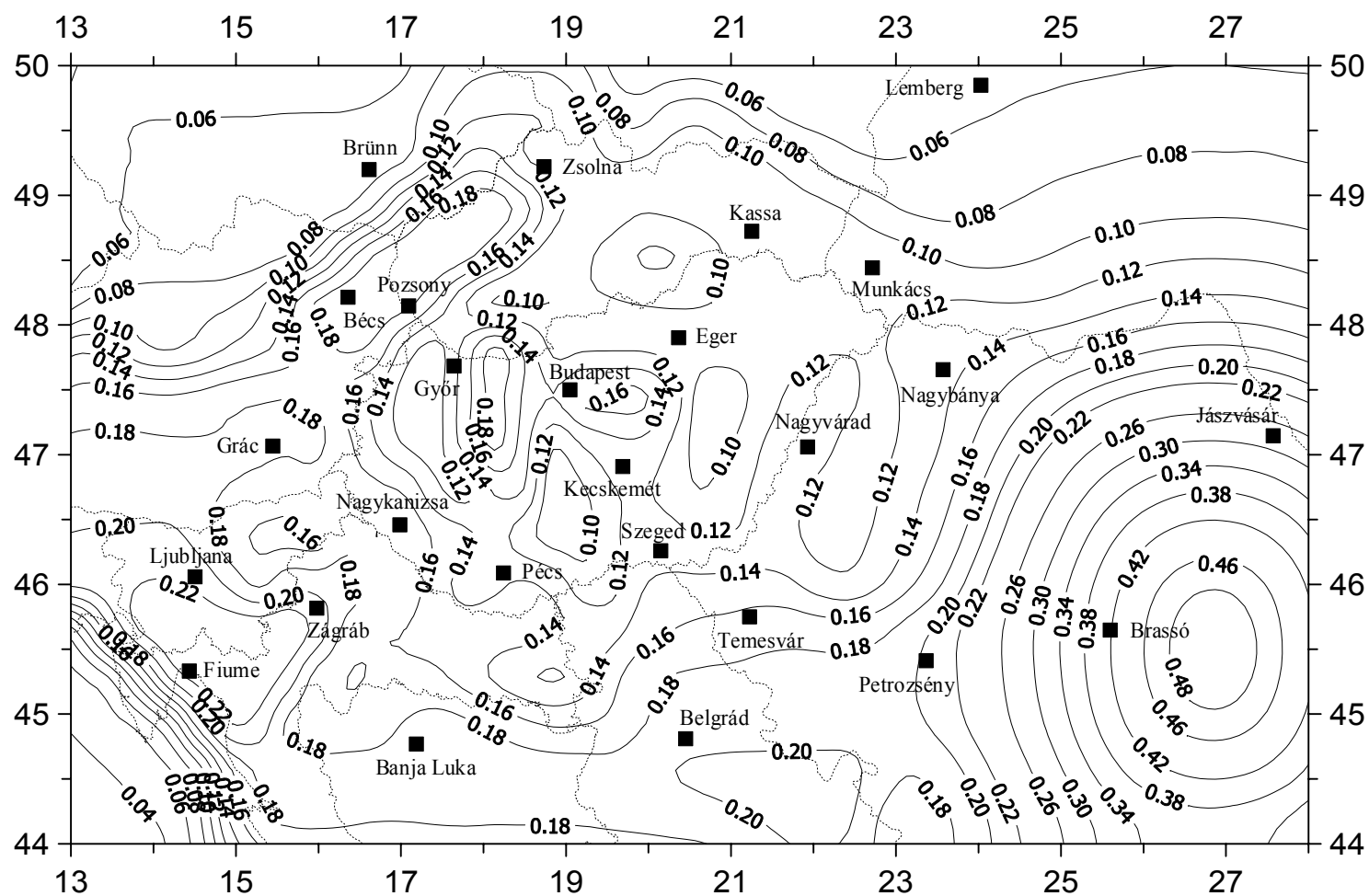
7.7. ábra. Legnagyobb horizontális gyorsulás értékek (g)  $\sigma=0$  szórással, melyeknél nagyobb 250 év alatt 75%-os valószínűséggel nem várható a Kárpát-medence térségében



7.8. ábra. Legnagyobb horizontális gyorsulás értékek (g)  $\sigma=0.5$  szórással, melyeknél nagyobb 50 év alatt 75%-os valószínűséggel nem várható a Kárpát-medence térségében

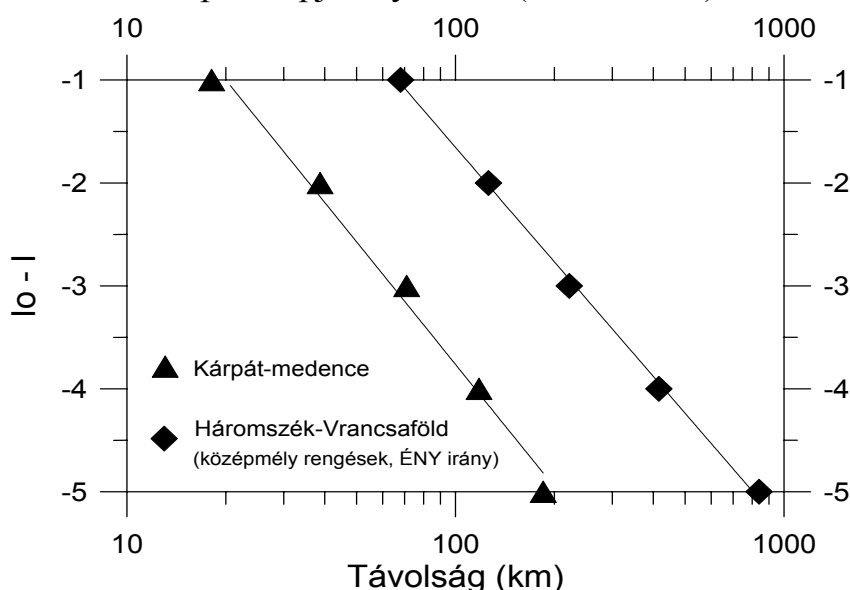


7.9. ábra. Legnagyobb horizontális gyorsulás értékek (g)  $\sigma=0.5$  szórással, melyeknél nagyobb 100 év alatt 75%-os valószínűséggel nem várható a Kárpát-medence térségében



7.10. ábra. Legnagyobb horizontális gyorsulás értékek (g)  $\sigma=0.5$  szórással, melyeknél nagyobb 250 év alatt 75%-os valószínűséggel nem várható a Kárpát-medence térségében

A Kárpát-medence térségében a földrengések által okozott megrázottság gyengülésére az egyedül felhasználható megfigyelési adat a földrengés intenzitás. Emiatt – s a középmező-félszigeti rengések nagyon bizonytalan gyengülési görbéi miatt - érdemesnek láttuk a földrengés veszélyesség becslését intenzitás adatokkal is elvégezni. További érv az intenzitás használata mellett, hogy az intenzitás fokok definíciójuknál fogva tükrözik a károsodás mértékét, míg ugyanezt pld. a fizikai gyorsulás paraméterről nem mondható el. A csúcsgyorsulás érték lehet ugyanis pillanatszerű, márpedig a károsodás attól függ, hogy mennyi ideig tart a rázkódás. Számításaink során a 7.11 ábrán látható intenzitás-gyengülési adatokra támaszkodtunk, melyeket a Kárpát-medence legjobb izoszeizta térképei alapján nyertünk (Zsíros 1996).

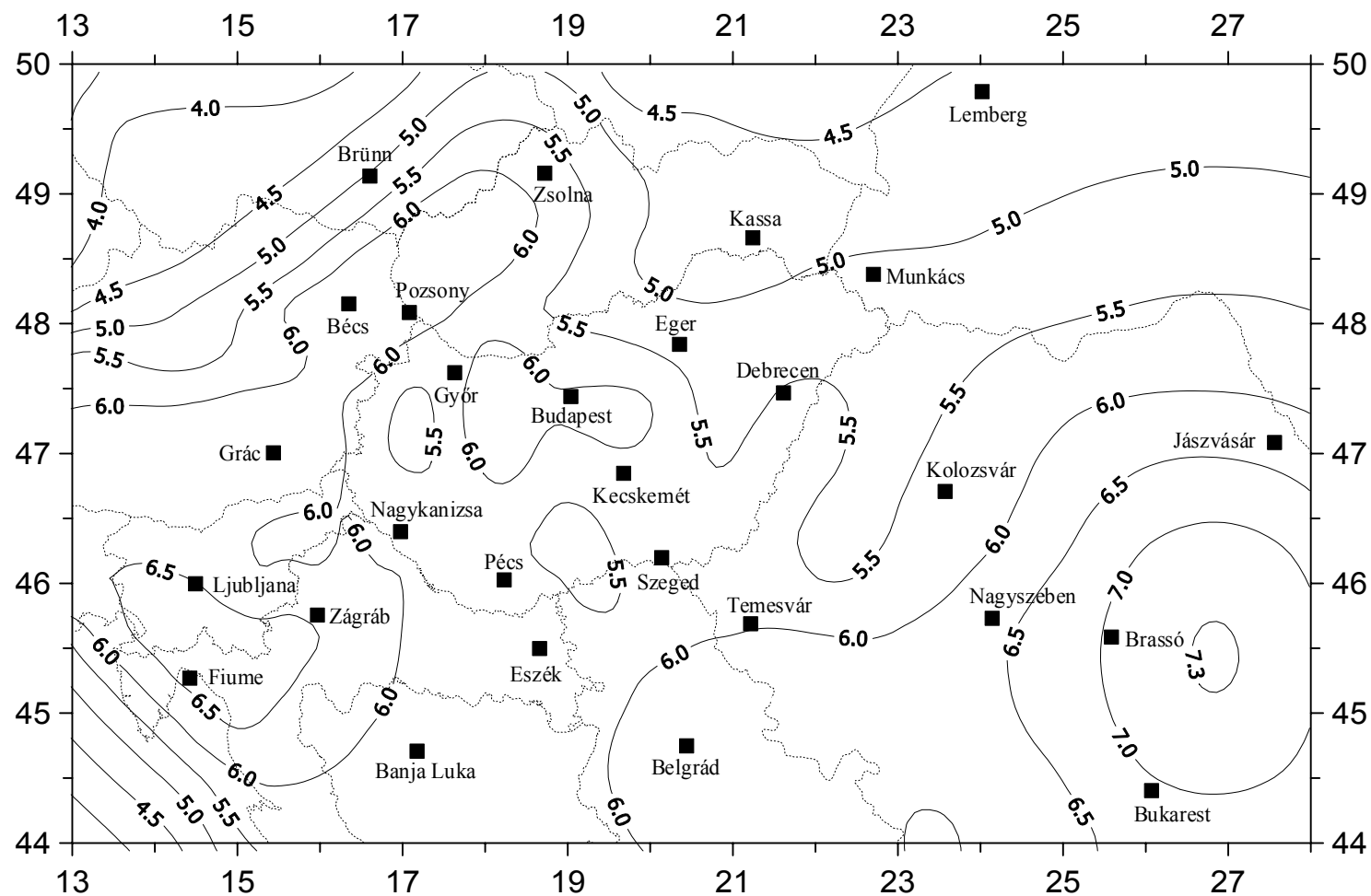


7.11. ábra. Földrengés intenzitás gyengülése az epicentrális távolság függvényében ( $I_0$  – epicentrális intenzitás;  $I$  – adott távolságban észlelt intenzitás)

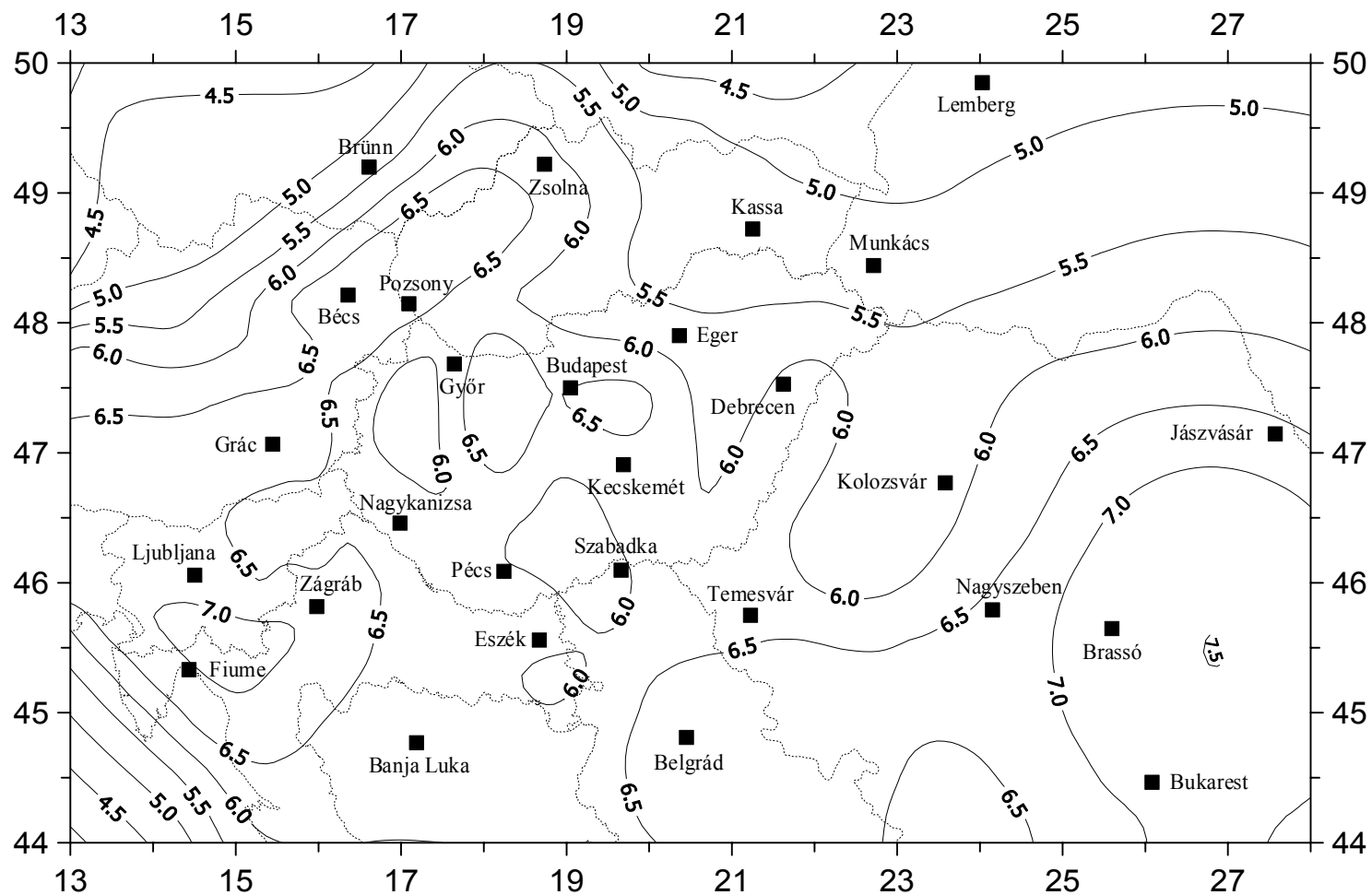
Gyengülési modellként a Kövesligethy intenzitás-gyengülési modellt (1906) használtuk. Ez esetben a szeizmikus veszély meghatározását – az intenzitások nagy szóródása miatt – csak szórás nélküli változatra láttuk értelmesnek elkészíteni. Az intenzitás-gyengülési adatok alapján 25%-os valószínűségi szinten 50, 100 és 250 évre meghatározott földrengés veszélyességi eredményeket 7.12 – 7.14 ábrák mutatják be.

A regionális földrengés-veszélyességi kép főbb vonásaiban azonos azzal, amit a gyorsulás értékek eloszlásánál megismertünk. Szembetűnő azonban a 8. forrászóna (Érmellék) környezetéből kiemelkedő hatása (lásd Debrecen környékét) mindhárom időtartamra vonatkozóan.

Végezetül meg kell jegyezni, hogy az e fejezetben ismertetett regionális szeizmikus veszélyeztetettségi eredmények természetesen nem elégítik ki azokat a követelményeket, melyeket – elsősorban a helyi földtani tényezők figyelembevétele miatt - a mérnöki gyakorlat igényel.

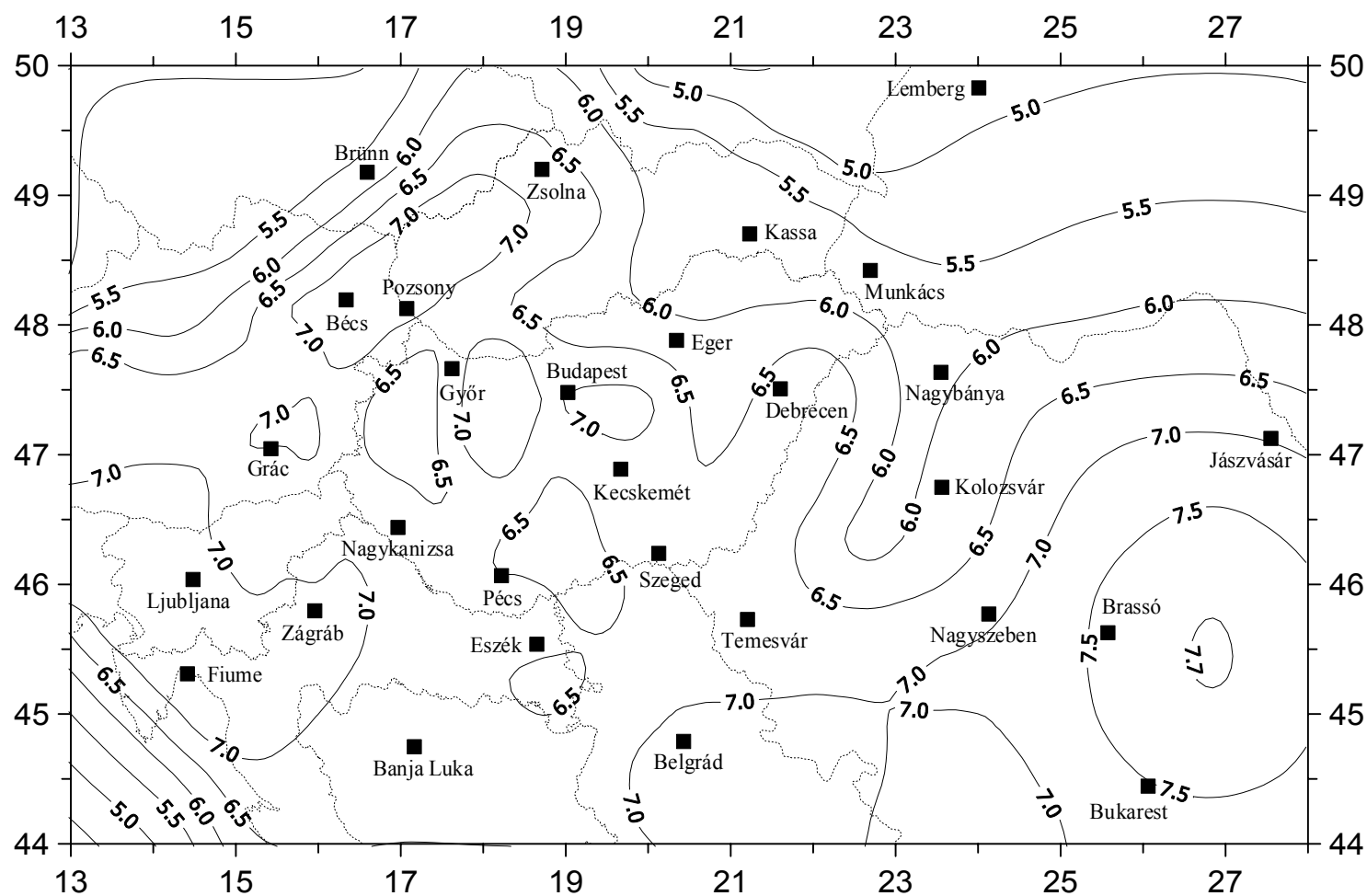


7.12. ábra. Legnagyobb földrengés intenzitás értékek  $\sigma=0$  szórással, melyeknél nagyobb 50 év alatt 75%-os valószínűséggel nem várható a Kárpát-medence térségében



7.13. ábra. Legnagyobb földrengés intenzitás értékek  $\sigma=0$  szórással, melyeknél nagyobb 100 év alatt 75%-os valószínűséggel nem várható a Kárpát-medence térségében





7.14. ábra. Legnagyobb földrengés intenzitás értékek  $\sigma=0$  szórással, melyeknél nagyobb 250 év alatt 75%-os valószínűséggel nem várható a Kárpát-medence térségében

