

MITŐL FÜGG A FÖLDRENGÉSKOCKÁZAT? A FÖLDRENGÉSKOCKÁZAT MEGHATÁROZÁS BIZONYTALANSÁGAI

Tóth László *
Győri Erzsébet **
Mónus Péter ***
Zsíros Tibor ****

BEVEZETÉS

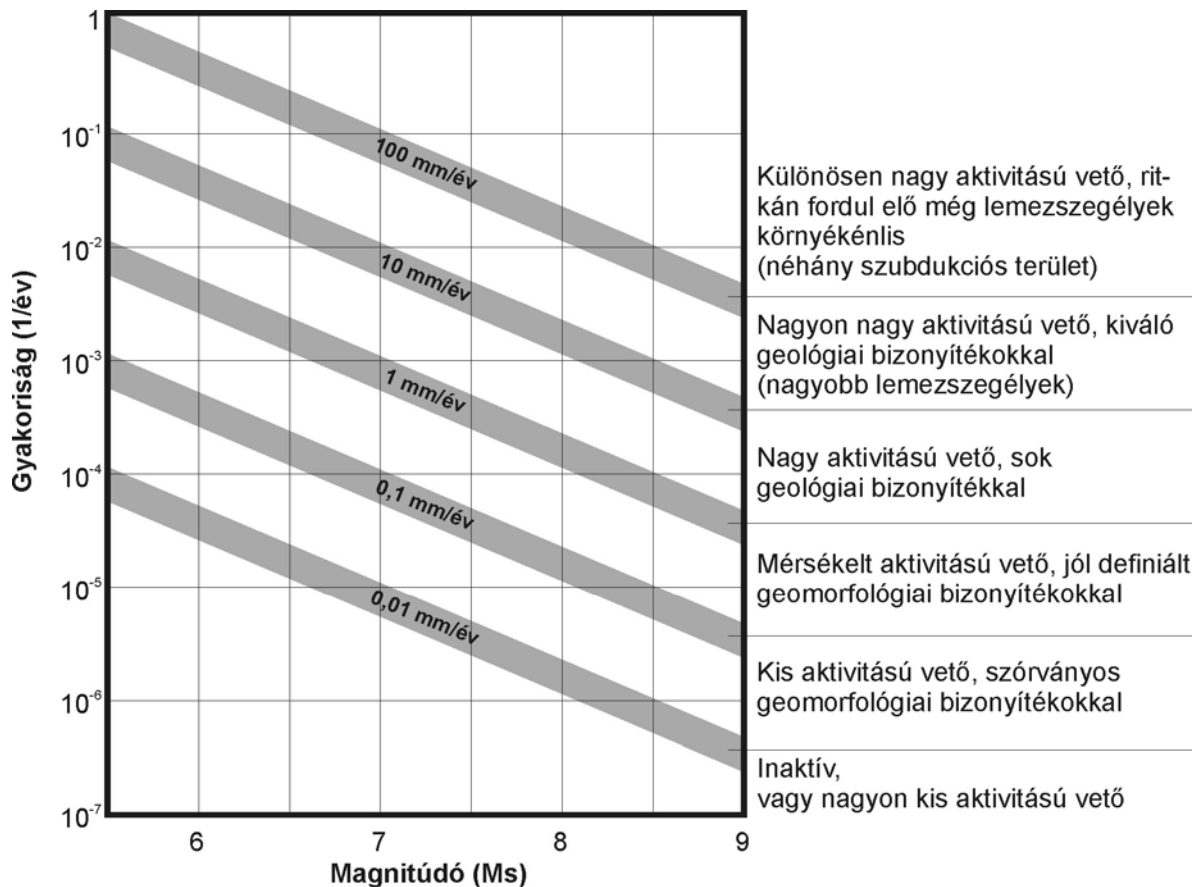
A földrengés okozta károk megelőzésének és mérséklésének lehetősége a mai szeizmológiai, mérnökszeizmológiai és mérnöki ismereteink szerint a földrengésálló építkezésben rejlik. A földrengésből származó terhelés megadása általában a várható legnagyobb gyorsulás, illetve a mozgás más spektrális tulajdonságainak (pl. válaszspektrum) előre jelzését jelenti. Hogyan lehetséges ez? Bár a jövőbeli földrengéseket előre jelezni nem tudjuk, annak meghatározása illetve behatárolása, hogy egy adott időszak (pl. 50, 500, vagy akár 10 ezer év) alatt bizonyos valószínűségi szinten (pl. 90% meg nem haladási valószínűség mellett) milyen legnagyobb földrengéshatás várható, igenis lehetséges. Kiterjedt irodalma van a földrengéskockázat meghatározásának [3], [4], de alapvetően két módszer ismeretes. A determinisztikus módszert leginkább ott alkalmazzák, ahol a szeizmogén szerkezetek és az azok mentén várható maximális rengések jól meghatározhatók. Ez általában lemezhatárok mentén, tektonikailag nagyon aktív területeken teljesül. Mérsékeltén aktív területeken, ahol a földrengések nehezen kapcsolhatók ismert tektonikai szerkezetekhez, általában az úgynevezett valószínűségi módszert részesítik előnyben. E módszerekről részletesebben beszéltünk az előző konferencián [5], [6], [7], [10], most inkább azokról a biztos és kevésbé biztos ismeretekről essék szó, melyek a földrengéskockázat számítás alapját képezik, függetlenül magától az alkalmazott módszertől, és ily módon súlyosan befolyásolják annak végeredményét.

RITKÁN ELŐFORDULÓ ESEMÉNYEK GYAKORISÁGA

Egyszerű analógiával a következőképpen érzékeltethető a szeizmológia problémája a földrengések prognózisát – legyen az földrengés előrejelzés, vagy földrengéskockázat meghatározás – illetően:

Az ezer lakosra eső veszett rókák által okozott marások, harapások miatti halálesetek száma a XX. században Veszprémben sokkal magasabb volt, mint Budapesten. Minden egyéb információ híján milyen következtetést vonhatunk le ebből? Az egyik lehetséges gondolkodás az, hogy akkor Budapesten a közeljövőben több ilyen áldozatra számíthatunk („róka gap”). A másik, szintén racionálisnak látszó feltételezés, hogy Budapesten általában alacsonyabb a veszett róka támadás kockázata, mint Veszprémben. A két lehetőség közül csak akkor tudunk megalapozottan választani, ha további információ (pl. a teljes rókanépeség száma, a veszetheység okai, az emberek viselkedési szokásai, stb.) is rendelkezésünkre áll.

Hasonló problémával kerülünk szembe, amikor a nagyobb földrengések jövőbeli gyakoriságára vonatkozóan készítünk előrejelzést csupán a rengések eddigi megfigyelései alapján. Geológiai értelemben véve a történelmi rengések katalógusa nagyon rövid, csupán néhány száz év, a megbízható műszeres megfigyelések pedig csak néhány tíz évre nyúlnak vissza. Ezért a földrengéseket kiváltó tektonikai folyamatokat, mozgásokat, deformációkat is tanulmányoznunk kell.



1. ábra

A különböző magnitúdójú földrengések előfordulásának gyakorisága a vető menti elmozdulás (slip rate) függvényében. Az ábra azon a feltételezésen alapul, hogy a teljes energia szeizmikus energiává alakul [9].

A legfontosabb „független” információt az űrgeodéziai (GPS) mérések szolgáltatják. A GPS alapú geodéziai mérések első eredménye a szeizmológia számára az a megállapítás volt, hogy a lemezek mozgása meglehetősen állandó: az elmúlt néhány évben űrgeodéziai módszerrel mért lemezmozgások éves mértéke meglepően egyezik ugyanis a tektonikai modellek alapján (NUVEL-1) az utóbbi három millió év átlagából prognosztizált mozgások nagyságával [8]. Ez az állandóság teszi lehetővé a különböző időskálájú földrengés adatok (paleoszeizmológiai, történelmi rengések, jelenkori rengések) kombinálását a földrengéskockázat meghatározásához. *A róka analógiára visszatérve: hosszú időre visszamenőleg tudjuk a róka népesség alakulását, és ezt hasonlíthatjuk össze a veszett róka támadásokról készült feljegyzésekkel. Ahol róka egyáltalán nem fordul elő, ott veszett róka támadástól sem kell tartani!*

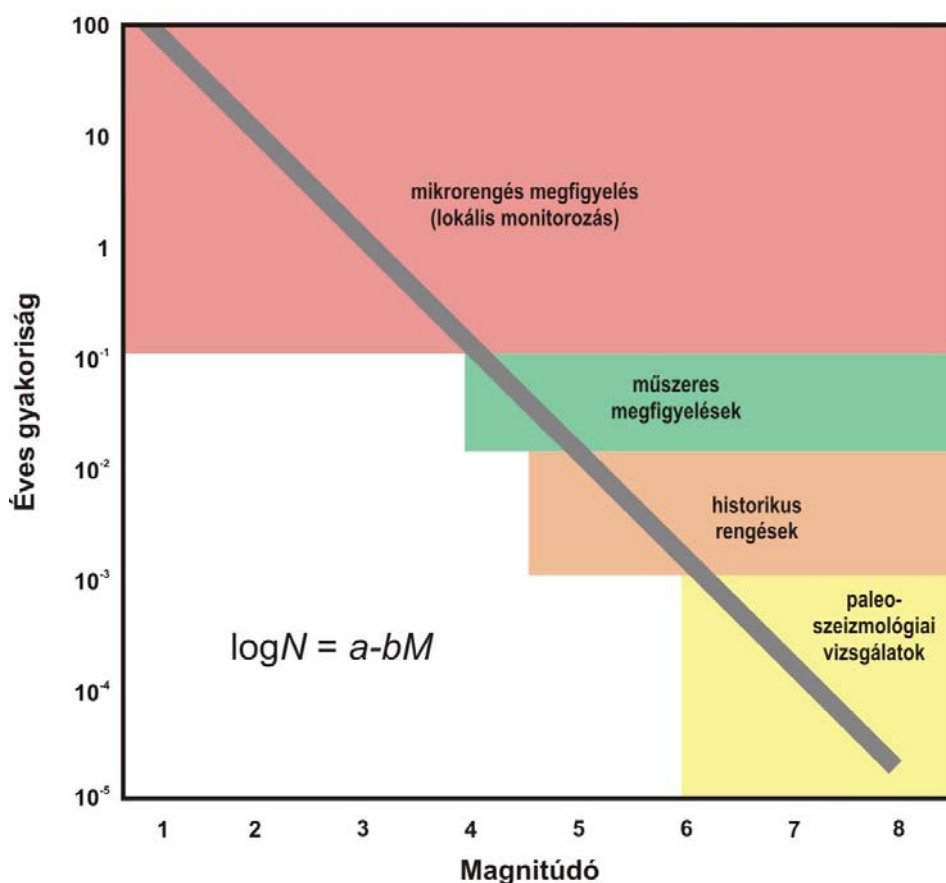
Az űrgeodéziai mérések másik fontos lehetősége a szeizmológia számára az, hogy lehetővé vált a deformáció szeizmikus és aszeizmikus részekre való elkülönítése, illetve ezek térbeli és időbeli változásának vizsgálata. Úgy tűnik, hogy az aszeizmikus deformáció mindenütt jelentős mértékű. Ezért van pl. kevesebb nagy földrengés Kaliforniában, mint azt a Szent András törésvonal menti direkt deformáció mérések alapján régebben gondolták. *Újabb ismeretünk van a rókák viselkedéséről: tudjuk, hogy jelentős részben nem vesztettek!*

A FÖLDRENGÉSEK GYAKORISÁGA

A legfontosabb információ, mely mennyiségileg is meghatározza a földrengéskockázatot, a terület földrengés története, beleértve a jelenkori rengéseket is. Egy terület földrengéssége vagy más szóval szeizmicitása legegyszerűbben a rengések éves előfordulásának gyakoriságával jellemezhető. Tapasztalati tény, hogy egy adott területen, adott idő alatt kisebb rengésből több pattan ki, mint nagyobból. A rengések száma és magnitúdója közötti összefüggést először Gutenberg és Richter írta le:

$$\log N = a - bM$$

ahol N azon rengések száma, melynek magnitúdója eléri, vagy meghaladja M -et. Az összefüggésben a és b az adott területre jellemző állandók, és a tapasztalat szerint az idővel (néhány ezer vagy tízezer éven belül) nem változnak, változásuk csak geológiai léptékben várható. Ha sikerül elegendő adatot, megbízható katalógust összeállítani ahhoz, hogy a és b állandók statisztikai értelemben megbízhatóan meghatározhatók legyenek, a fenti egyenlet segítségével bizonyos prognózist is készíthetünk a területen kipattanó különböző méretű rengések átlagos gyakoriságáról.



2. ábra

A szeizmicitás megismerésének módszerei és azok időbeli korlátai

Nem szabad elfelejteni azonban, hogy egy katalógus nem teljes. Minél kisebb a rengés, annál valószínűbb, hogy észrevétlen, regisztrálatlan marad. Minél távolabbra megyünk vissza a múltba, annál nagyobb rengésre igaz ez. A régmúltból csak a legnagyobb – károkat is okozó – földrengésekről maradtak fenn feljegyzések. Ugyanakkor téves következtetés lenne annak kijelentése is, hogy csupán azért mert nincsen tudomásunk mondjuk $M > 6$ rengésről egy területen, ez nem is fordult és fordulhat ott elő. Lehet, hogy csupán az előfordulás gyakorisága kisebb, mint a rendelkezésre álló megfigyelési időszak [12].

A szeizmicitás kutatásához, illetve egy minél teljesebb földrengés katalógus összeállításához többféle megközelítési módszer alkalmazható, melyek egymást kiegészítik (2. ábra):

Paleoszeizmológiai kutatások

Néhány esetben, nagyobb földrengések során olyan felszíni változások is bekövetkeznek (felszíni elvetődések, talajfolyósodás, iszapvulkánok, cseppkövek rongálódása barlangokban, stb.), melyek több ezer vagy tízezer éves távlatban is fellelhetők és geológiai módszerekkel kutathatók. A paleoszeizmológia különösen mérsékelt földrengéses területeken adhat információt nagyobb ($M > 6$) földrengésekről, melyek alacsony gyakorisága miatt más módszerrel nem vizsgálhatók, ezért az eddigi katalógusokból hiányoztak.

A paleo-rengések geológiai jelei azonban ritkán adnak közvetlen információt a rengés méretére vonatkozóan, ezért ilyenkor mérnökszeizmológiai modellszámításokkal lehet a magnitúdót behatárolni (lásd Györi et. al. e kötetben).

Történelmi rengések vizsgálata

A nagyobb károkat okozó, az emberi életet nagymértékben befolyásoló, „hír értékű” földrengésekről feljegyzések, leírások maradtak fenn. Ezek kutatása, összegyűjtése, a régi idők földrengéseinek katalogizálása mindenképpen a legrégebbi szeizmológiai kutatási módszernek tekinthető. A módszer lehetőségei azonban térben, időben és a földrengések nagyságát illetően korlátozottak. A térbeli korlátot az jelenti, hogy főleg sűrűbben lakott területen alkalmazható, ahol a korabeli adminisztráció és írásbeliség elég fejlett volt ahhoz, hogy ilyen feljegyzések készüljenek. A későbbi történelem alakulása (háborúk, birodalmak hanyatlása és egyéb pusztítások) is erősen befolyásolja az elérhető információ mennyiségét és minőségét. Az időbeli korlát is e tényezők összességéből adódik. A hazai viszonyokat figyelembe véve kb. másfél ezer évre visszamenőleg vannak adatok, természetesen eleinte nagyon hiányosak. E módszer magnitúdó korlátja kb. $M > 4.5-5.0$, ennél kisebb rengések nem okoztak olyan hatásokat, melyek historikus forrásokban fennmaradtak volna.

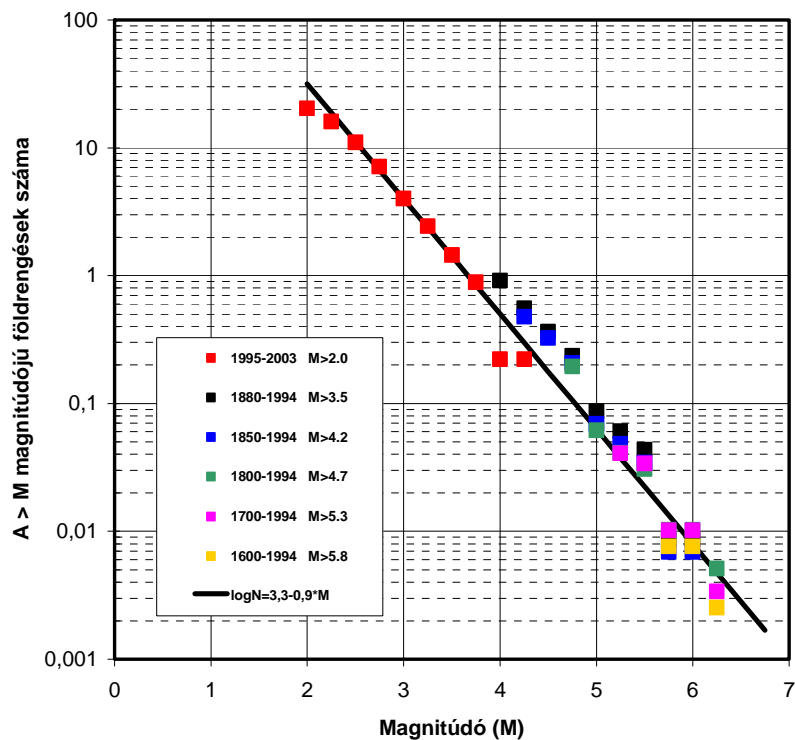
Műszeres megfigyelések

Az első szeizmográfok a XIX. század végén, a XX. század elején jelentek meg, bár ezek a korai berendezések meglehetősen érzéketlenek voltak. Nagyobb méretű földrengésekről a XX. század eleje óta vannak műszeres hipocentrum meghatározások. A konvencionális szeizmológiai állomások adatait regionális és

globális nemzetközi adatközpontok (ISC, NEIC, EMSC) gyűjtik össze, majd juttatják vissza a kiértékelt eredményeket, a szeizmológiai bulletineket. Ezen adatforrások használhatósága nagyon korlátozott, hiszen legjobb esetben is 80-100 évre visszamenőleg vannak műszeres hipocentrum adatok, és még a legsűrűbb állomáshálózattal rendelkező Európában is csupán 4.0-4.5 magnitúdó küszöb fölött. Természetesen ez a küszöb időben sokat változott, jelenleg Magyarország területére kb. $M > 3.5$ körüli.

Mikrorengés megfigyelés, lokális monitorozás

A lokális szeizmológiai hálózat egy adott területen elhelyezett szeizmográf állomások összessége, ha biztosítva van azok koordinált működése, lehetséges a regisztrált adatok egységes adatközpontban való feldolgozása, kiértékelése és a szeizmikus események hipocentrumának meghatározása. A nagy érzékenységu szeizmográfok megjelenésével, a digitális adatrögzítés és feldolgozási technikák fejlődésével lehetővé vált a nagyon kis események ($M < 0$ vagy akár $M < -1$) regisztrálása és hipocentrumának meghatározása. A lokális hálózat észlelési képességét az állomások száma és az egyes állomásokon tapasztalható háttérzaj szintje határozza meg. A zajszint természetesen adott, de az állomások számának növelésével az észlelési képesség akár a negatív magnitúdó tartományba is levihető. Ily módon a lokális monitorozás mára a szeizmicitás kutatásának legfontosabb és leghatékonyabb módszerévé vált.



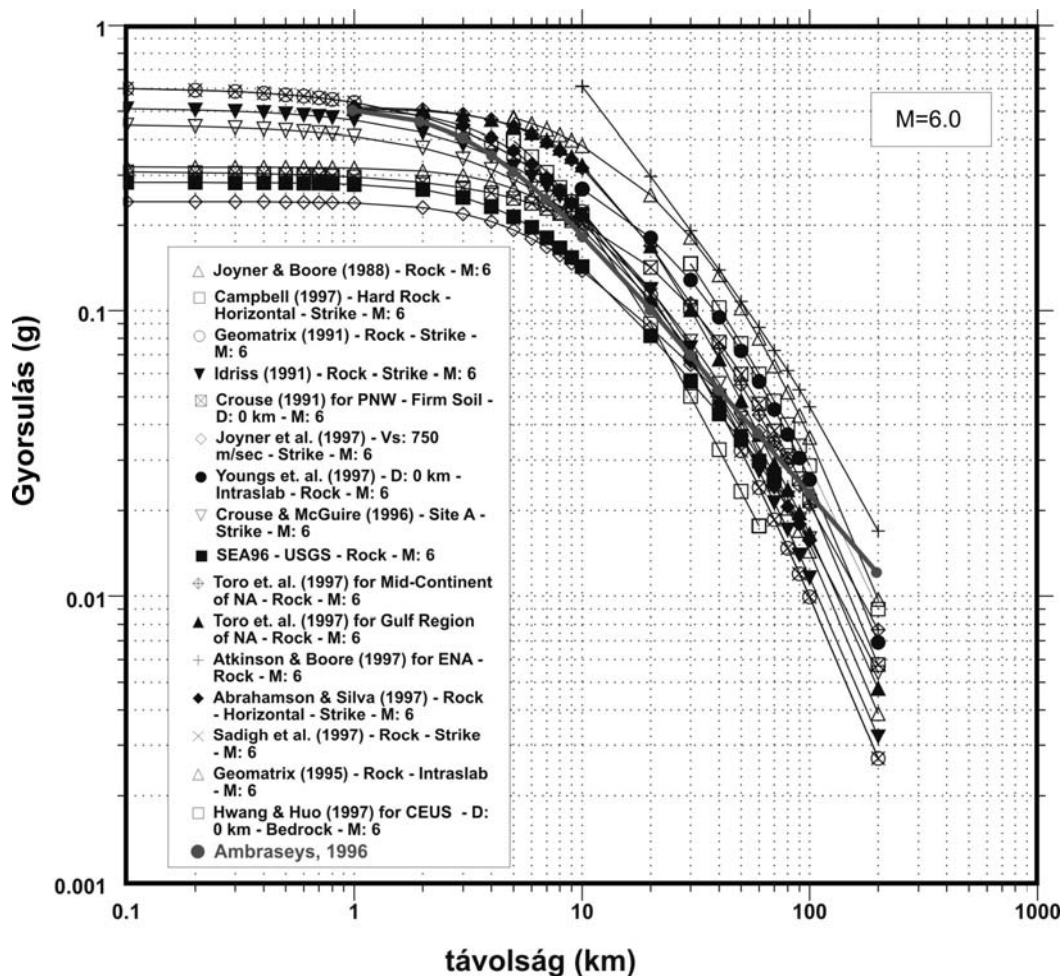
3. ábra

A földrengések gyakorisága Magyarországon (45.5-49.0N; 16.0-23.0E)
Terület: 206.117 km²

A FÖLDRENGÉS HATÁSÁNAK CSILLAPODÁSA A TÁVOLSÁGGAL

A földrengések gyakorisági modellje mellett a földrengéskockázat számítás másik meghatározó eleme a csillapodási modell, azaz annak megadása, hogy a földrengés felszíni hatása (leggyakrabban a gyorsulás) hogyan változik az epicentrumtól mért távolsággal. A gyorsulás gyengülése természetesen a távolság mellett több más körülménytől, pl. a fészekmechanizmustól, a hipocentrum mélységétől, a terjedési út geológiai tulajdonságaitól, stb. is függ. Ideális esetben a vizsgált környezetben rendelkezésre álló nagyobb földrengések gyorsulás felvételei lehetővé teszik hely és irány specifikus gyengülési görbék meghatározását.

A gyakorlatban azonban ez ritkán fordul elő, jellemzőbb az, hogy geológiai és szeizmológiai analógiák alapján a szakirodalomban fellelhető gyengülési összefüggések közül választunk egyet vagy többet [1], [2]. Nem kis bizonytalanságot viszünk ezzel a számításba, hiszen egy M 6 rengés által keltett gyorsulás 10 km távolságban 0.15 g-tól akár 0.4 g-ig is terjedhet (4. ábra).



4. ábra

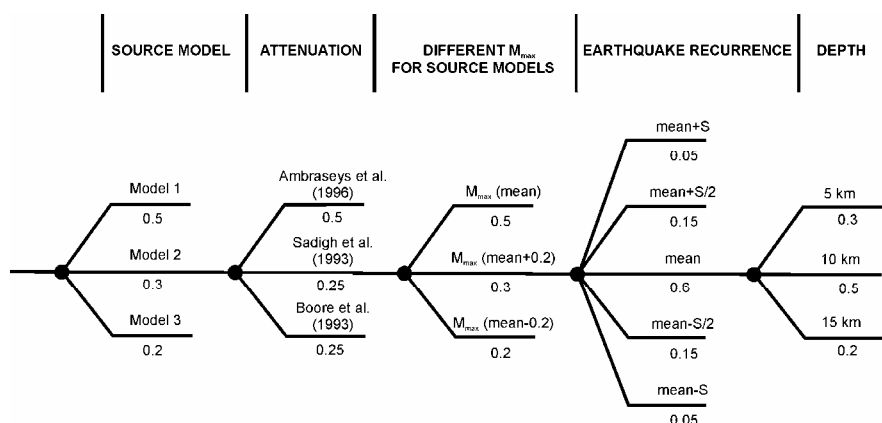
A szakirodalomban található gyorsulás gyengülési görbék szórása; a csúcs horizontális gyorsulás lehetséges értékei a távolság függvényében M=6.0 magnitúdójú földrengés esetén

ÖSSZEFOGLALÁS

A földrengéskockázatot csak komplex szeizmológiai, geofizikai, geológiai és geodéziai ismeretek alapján lehet megbízhatóan számítani [3], [4]. Mivel a földrengéskockázat alul és túlbecslése egyaránt komoly társadalmi, gazdasági következményekkel jár, az alkalmazott módszerek szigorú követelményeket kell kielégíteni. Az egyik legfontosabb ilyen követelmény a tapasztalatiság; csak a tapasztalattal egybeeső eredményt lehet a társadalommal elfogadtatni, olyat mely megfelel a lakosság mindennapos földrengés élményének. Azt például, hogy Magyarországon a földrengésveszély közel azonos lenne a Japánban, vagy Kaliforniában meghatározottal, nehéz elfogadtatni, még akkor is, ha kis valószínűségi szinteken ($10^{-4} - 10^{-5}$ /év) ezek az értékek ténylegesen közel eshetnek.

A másik alapvető követelmény az egész folyamat bizonytalanságának feltárása, kvantitatív meghatározása. Bizonytalanság forrása a tudáshiány (epistemic uncertainty); az, hogy a rendelkezésünkre álló geológiai, szeizmológiai adatok alapján többféle szeizmotektonikai modell is elképzelhető. Bizonytalanságot jelentenek a földrengéssel kapcsolatos folyamatok véletlenszerűségei is (aleatory uncertainty).

A korszerű földrengéskockázat meghatározási módszerek alkalmasak arra, hogy a lehetőségek egész skáláját figyelembe vegyük a folyamat minden lépésénél. Nem szorulunk tehát arra, hogy csak a legvalószínűbb modellekkel számoljunk, a végeredmény kialakításában minden vélemény részt vehet, természetesen súlyának megfelelően (5. ábra).

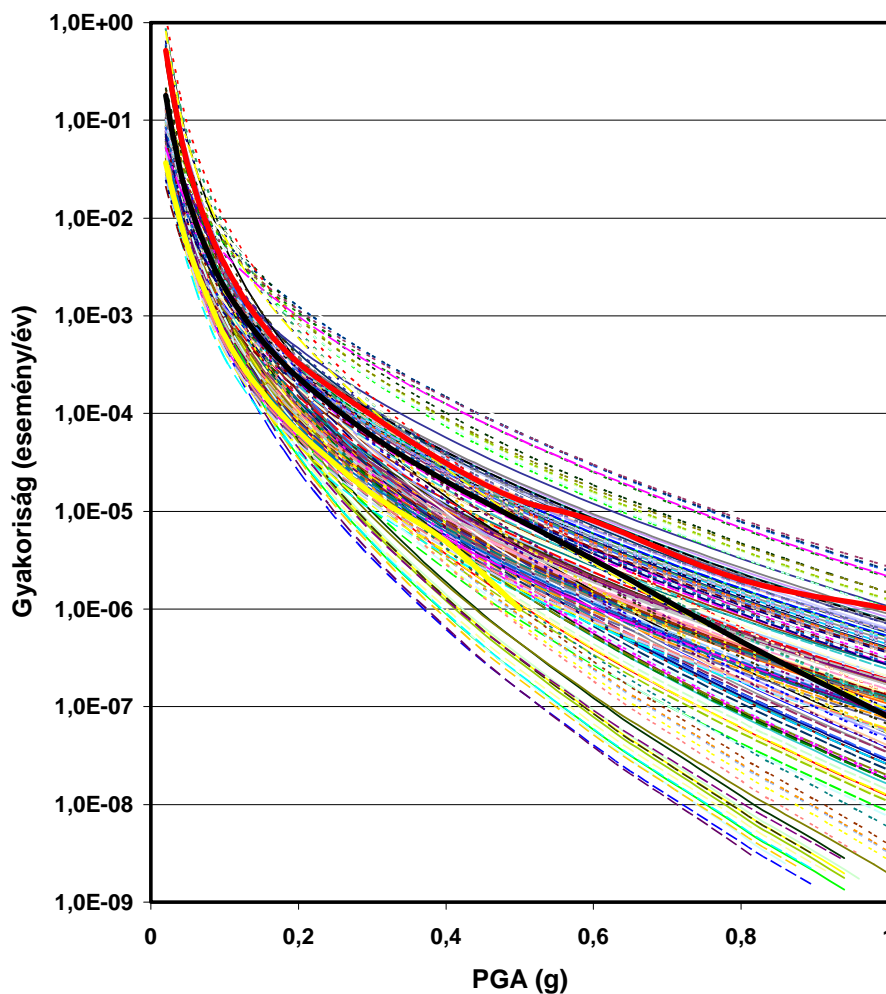


5. ábra

A földrengéskockázat számítás leggyakoribb bizonytalansági forrásai: szeizmotektonikai forrásmodellek, csillapodási összefüggések, az egyes forrásterületeken várható legnagyobb földrengés (M_{max}), földrengés gyakoriság, mélység.

Az így kialakult végeredmény halmaz érzékelteti az egész folyamat bizonytalanságát (6. ábra) és lehetővé teszi, hogy statisztikai módszerrel

kiválasszuk a felvállalt kockázatnak megfelelő értékeket (pl. medián, 15% vagy 85% percentilis).



6. ábra

Földrengésből származó vízszintes gyorsulások előfordulási gyakorisága a Paksi Atomerőmű telephelyén az alapkőzetre számítva [11].

IRODALOM

- [1] Ambraseys, N., Simpson, K. and Boomer J., 1996. Prediction of Horizontal Response Spectra in Europe, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol. 25, 371-400.
- [2] Boore, D.M, W.B. Joyner and T.E. Fumal (1997), Equations for Estimating Horizontal Response Spectra and Peak Acceleration from Western North American Earthquakes: A Summary of Recent Work, *Seism. Res. Let.* 68, No. 1, 128–153.
- [3] Budnitz, R.J., G. Apostolakis, D.M. Boore, L.S. Cluff, K.J. Coppersmith, C.A. Cornell, and P.A.Morris (1997), Recommendations for Probabilistic Seismic Hazard Analysis: Guidance on Uncertainty and Use of Experts, Vol. 1, U.S. Nuclear Regulatory Commission, Washington, DC, NUREG/CR-6372, 256 p.

- [4] Cornell, C.A. (1968), Engineering Seismic Risk Analysis, Bull. Seismol. Soc. Am. 58, 1583–1606.
- [5] Győri E., Tóth L., Katona T., 2002. A felszíni laza rétegsor hatása a földrengés okozta gyorsulásokra, in: Magyarország földrengésbiztonsága, Széchenyi István Egyetem, Győr, 267-284.o.
- [6] Gribovszki K., Szeidovitz Gy., 2002. Debrecen földrengéskockázata determinisztikus megközelítésben, in: Magyarország földrengésbiztonsága, Széchenyi István Egyetem, Győr, 249-266.o.
- [7] Mónus P., Tóth L., Gribovszki K., 2002. A földrengéskockázat fogalma és meghatározási módszerei, in: Magyarország földrengésbiztonsága, Széchenyi István Egyetem, Győr, 121-128.o.
- [8] Newman, A., J. Schneider, S. Stein, and A. Mendez, Uncertainties in seismic hazard maps for the New Madrid Seismic Zone, Seis. Res. Lett., 72, 653–667, 2001.
- [9] Slemmons, D.B. and dePolo, C.M., 1986, Evaluation of active faulting and associated hazards, in Studies in geophysics — active tectonics: National Academy Press, Washington, DC, p. 45-62.
- [10] Tóth L., Zsíros T., 2002. A Pannon-medence földrengéskockázata valószínűségi megközelítésben, in: Magyarország földrengésbiztonsága, Széchenyi István Egyetem, Győr, 129-138.o.
- [11] Tóth L., Győri E., Mónus P., Zsíros T., 2000. Földrengéskockázat meghatározása a Paksi Atomerőmű telephelyén, Kutatási jelentés, GeoRisk Földrengéskutató Intézet Kft., Budapest
- [12] Youngs, R.R. and K.J. Coppersmith (1985), Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates, Bull. Seismol. Soc. Am. 75, 939–964.

* Tóth László, szeizmológus, MTA-GGKI Szeizmológiai Főosztály, 1112 Budapest, Meredek u. 18, e-mail: laszlo@seismology.hu

** Győri Erzsébet, geofizikus, MTA-ELTE Környezetfizikai és Geofizikai Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C, e-mail: gyori@pangea.elte.hu

*** Mónus Péter, szeizmológus, MTA-GGKI Szeizmológiai Főosztály, 1112 Budapest, Meredek u. 18, e-mail: monus@seismology.hu

**** Zsíros Tibor, szeizmológus, MTA-GGKI Szeizmológiai Főosztály, 1112 Budapest, Meredek u. 18, e-mail: tibor@seismology.hu