

TALAJFOLYÓSODÁS VESZÉLYEZTETETTSÉG MAGYARORSZÁGON

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

KIVONAT

A felszínhez közeli laza üledékrétegek nagymértékben felnagyíthatják a földrengések által okozott károkat. Ennek fő oka az üledékek gyorsulásnövelő hatása, azonban súlyos károk keletkezhetnek a különböző talajkárosodási jelenségek miatt is. Ilyen jelenség a már közepes magnitúdójú rengések esetén is megfigyelhető talajfolyósodás, amelynek kialakulására földrajzi fekvése és geológiája miatt Magyarország kedvező terepet kínál.

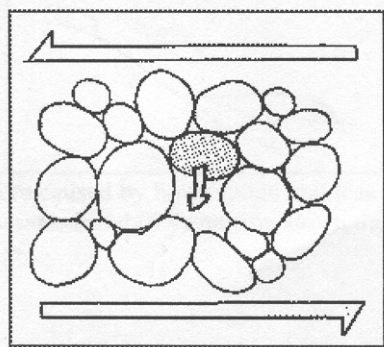
A CDMG útmutatója alapján elkészítettük az ország előzetes, regionális talajfolyósodás veszélyeztetettségi térképét, amelyen lehatároltuk azokat a területeket, ahol az EUROCODE 8 által meghatározott valószínűségi szinten (50 év alatt, 10% meghaladási valószínűség) a jelenség bekövetkezési lehetőségével számolni kell, és ahol pontosabb vizsgálatok szükségesek.

A talajfolyósodás hazai előfordulását nemcsak a történelmi feljegyzések bizonyítják. Nyomaik, az ún. szeizmitek számos helyen megtalálhatók a fiatal üledékes rétegekben. Vizsgálatuk lehetőséget ad a paleorengések által okozott talajrezgés és magnitúdó becslésére, ami viszont a földrengés-veszélyeztetettség pontosításában játszik kulcsszerepet.

BEVEZETÉS

Földrengések kipattanása során a károk nagy részét a talaj rezgése okozza. Ezt a talajrezgést a felszínhez közeli laza rétegek és laterális inhomogenitások felnagyíthatják. Emellett azonban súlyos károk keletkezhetnek a talajviszonyok megváltozása, a különféle talajkárosodások miatt is. Ezek a jelenségek legtöbbször szintén a felszín közelében található laza üledék vagy fellazult rétegekhez köthetők. Talajkárosodási jelenségekhez tartoznak a kőomlások, földcsuszamlások, a talaj egyenlőtlen süllyedései, repedései, és az ezek közül talán a legnagyobb károkat okozó talajfolyósodás.

A talajfolyósodás leginkább szemcsés, homokos, iszapos, agyagot nem vagy csak kis mértékben tartalmazó üledékeknél, és néha kavicsoknál fordul elő olyan területeken, ahol magas a talajvízszint. Kialakulásának oka az, hogy az erős, hosszantartó rázkódás hatására a laza szemcsés anyag tömörödni kezd (1. ábra). Ekkor a pórustérfogat csökken, amelynek következtében a pórusokban található víz nyomása — ha nem tud eltávozni — megnő. Ekkor az effektív nyomás lecsökken, ami lecsökkenti a talaj nyírési szilárdságát is.



1. ábra. Talajfolyósodás kialakulásának mechanizmusa

Ha a pórusvíz nyomása eléri a teljes bezáró nyomás értékét, akkor a talajszemcsékre ható effektív nyomás nullává válik. Laza talajok esetén a pórusvíznyomás gyorsan elérheti ezt az értéket. Ekkor az anyag elveszíti szilárdságát, viszkózus folyadékként viselkedik, és korlátlan deformációt szenvedhet el mindenféle ellenállás nélkül. A folyósodásra való hajlam főként a lazaság mértékétől, a cementáló agyagos részecskék mennyiségétől és a vízvezetőképességtől, a permeabilitástól függ. Általában minél fiatalabb és lazább egy üledék, és minél magasabb a talajvízszint, annál inkább hajlamos a folyósodásra. Ilyen üledékek közé tartoznak a Holocén delta, folyóvízi, ártéri és eolikus üledékek, a gyengén kompaktálódott feltöltések olyan területeken, ahol a talajvízszint nem éri el a 10m-es mélységet, de néhány helyen megfigyeltek folyósodást 20m-nél alacsonyabb talajvízszintnél is [1].

Ha egy felszín alatti réteg megfolyósodik, akkor az lecsökkenti a transzverzális hullámkomponensek hozzájárulását a felszín mozgásához, tehát a károk ebben az esetben nem a magas gyorsulások, hanem a kialakuló nagy talajdeformációk miatt keletkeznek. Következmenyei letragikusabbak lejtős terepen, ahol a felettük levő rétegek, súlyuk miatt hatalmas lejtőirányú elmozdulásokat szenvedhetnek el. Sík vidéken a jelenséget az árkok vizes homokkal való elárasztása, homok kilövellések, iszapvulkánok, a talaj megsüllyedése stb. kíséri.

A jelenséget számtalan rengés esetén megfigyelték, vele kapcsolatos károk voltak például Kaliforniában az 1906-os San Francisco-i, az 1933-as Long Beach, az 1971-es San Fernando, 1979 és 1981-es Imperial Valley, az 1989-es Loma Prieta, az 1994-es Northridge, Japánban az 1964-es Niigata, az 1995-ös kobei földrengéseknél, Romániában az 1977-es Vrancea, Olaszországban 1985-ös Friuli rengések kapcsán. Magyarországon a történelmi rengések során több alkalommal tapasztaltak talajfolyósodást, 1763-ban és 1783-ban a Komáromban, 1810-ben a Móron, 1834-ben az Érmelléken, 1911-ben a Kecskeméten [2] és 1956-ban a Dunaharaszttiban kipattant földrengések során (2. ábra).



2. ábra Talajfolyósodás miatt kialakult iszapvulkánok (Dunaharaszti földrengés, 1956.)

A történelmi és jelenkori földrengések során észlelt talajkárosodási jelenségek feldolgozásával becsülhető, hogy a különböző magnitúdójú rengések milyen maximális távolságban okozhatnak talajfolyósodást. Különböző szerzők különböző ún. határegyenleteket (*bounding equation*) állítottak fel, amelyek megadják a talajfolyósodás előfordulásának maximális epicentrális távolságát.

Kuribayasi és Tatsuoka [3] például japán adatok feldolgozásával állította fel egyenletét:

$$\log R_e = 0,77M - 3,6 \quad (1)$$

ahol M a magnitúdó, R_e az epicentrális távolság km-ben.

Ambraseys [4] globálisan kipattant rengések esetén, különböző tektonikájú és üledékes környezetben megfigyelt, talajfolyósodással kapcsolatos 137 jelenséget vizsgált. Egyenletét a momentum magnitúdó (M_w) és az epicentrális távolság centiméterekben kifejezett értéke között állította fel:

$$M_w = -0,31 + 2,65 \cdot 10^{-8} R_e + 0,99 \log R_e \quad (2)$$

Papadopoulos és Lefkopoulos 1993-ban kiegészítette Ambraseys adatrendszerét 30 görög, 2 amerikai és 1 új-zélandi rengés adatával [5]. Az általuk meghatározott egyenlet:

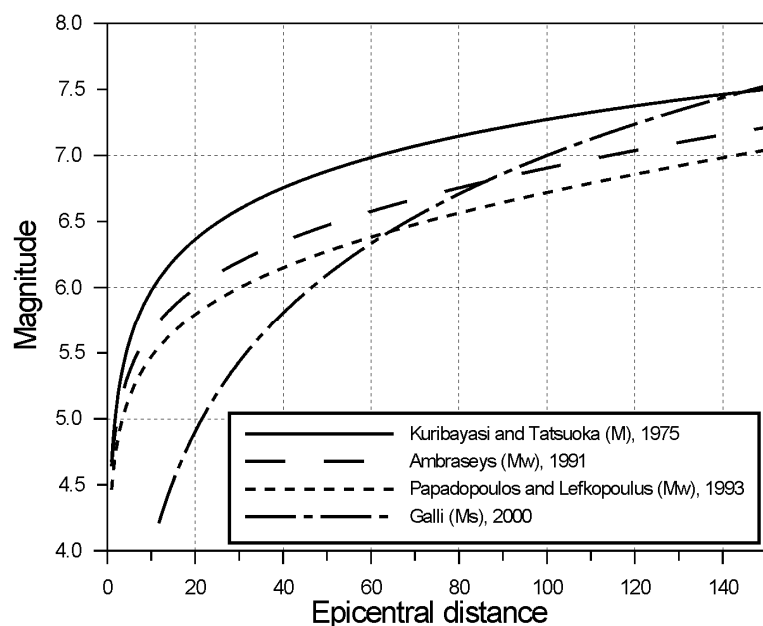
$$M_w = -0,44 + 3 \cdot 10^{-8} R_e + 0,98 \log R_e \quad (3)$$

2000-ben Galli [6] 1117 és 1990 között kipattant 61 különböző olaszországi rengés 317 talajfolyósodással kapcsolatos jelenségét dolgozta fel a 4,2–7,5 magnitúdó tartományban. Az általa a felületi hullám magnitúdóra (M_s) meghatározott határegyenlet:

$$M_s = 1,0 + 3,0 \log R_e \quad (4)$$

A négy határegyenletet bemutató ábráról (3. ábra) látható, hogy a Magyarországon is várhatóan bekövetkező közepes magnitúdójú rengések tartományában, kedvezőtlen talajviszonyok esetén az epicentrum 20–40km-es környezetében

számítani kell a jelenség bekövetkezésével. Ezt igazolja, hogy például az 1763-as komáromi földrengéskor az epicentrumtól kb. 40km-re levő Révfaluban (Jelenleg Győr egyik városrésze) is tapasztaltak talajfolyósodást.



3. ábra A talajfolyósodás előfordulásának maximális távolsága a magnitúdó függvényében, különböző szerzők szerint

Hogy egy adott rétegsornál és talajvízszintnél, adott felszíni gyorsulás mellett várható-e talajfolyósodás bekövetkezése, két, alapjaiban különböző módszerrel határozható meg.

A gyakorlatban legtöbbször a talajfolyósodással szembeni biztonsági tényezőt (FS) határozzák meg [7]:

$$FS = (CRR / CSR) \cdot MSF \quad (5)$$

ahol CRR a ciklikus állékonysági arány, amely a talajnak azt a tulajdonságát írja le, hogy mennyire képes ellenállni a rengésnek úgy, hogy ne következzen be talajfolyósodás. Értékét leggyakrabban SPT, CPT mérések segítségével, a talajvízszint és a szemcseleoslás figyelembevételével határozzák meg. A CSR ciklikus feszültség arány a szeizmikus gerjesztés nagyságára jellemző. Meghatározása Seed egyszerűsített módszerével [8], vagy a rétegsorban kialakuló nyírófeszültség számításával történhet. Az MSF magnitúdó skálatényező a különböző magnitúdójú rengések során az erős rezgések különböző időtartamának korrigálására szolgál.

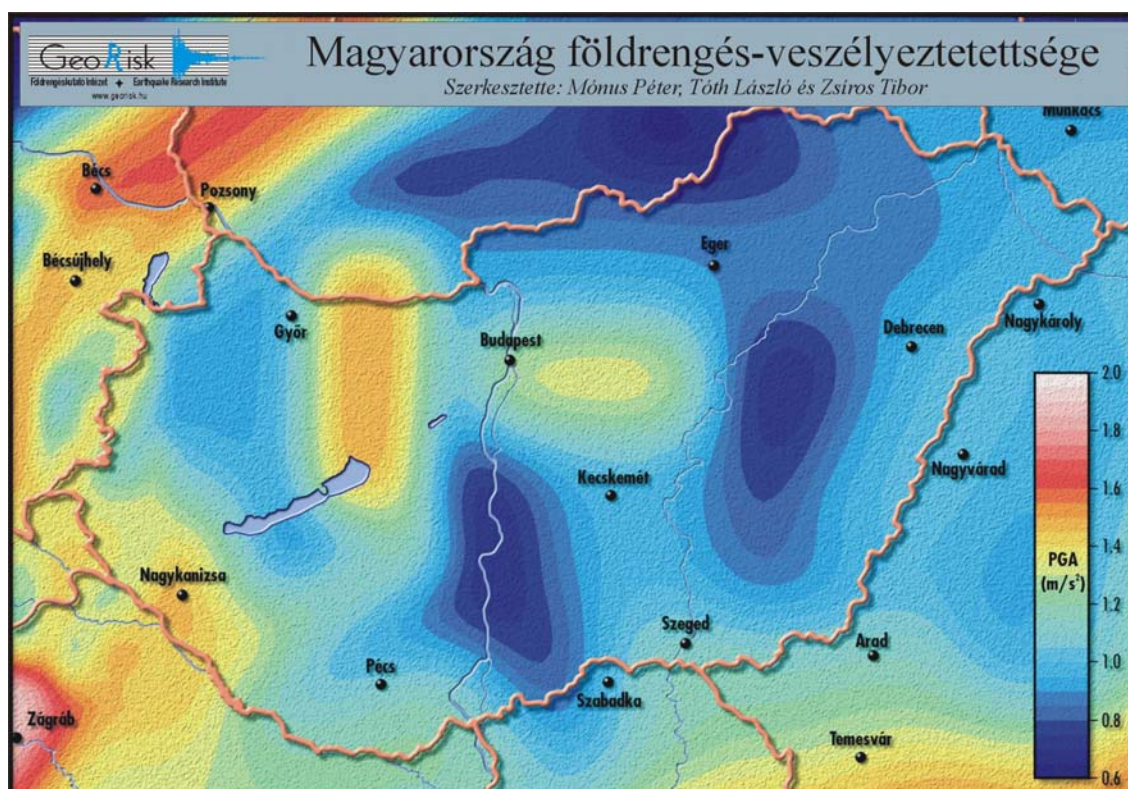
A másik, az ún. effektív feszültség módszer a mozgásegyenlet legtöbbször véges elemes módszerrel történő megoldásával a térfogatcsökkenés, a pórusnyomás növekedés és az emiatt bekövetkező szilárdságcsökkenés hatásának pontos leírására, időbeli nyomon követésére törekszik. Segítségével nemcsak a talajfolyósodás bekövetkezését, hanem annak a felszíni gyorsulásokra gyakorolt hatását is lehet modellezni.

A Paksi Atomerőmű földrengés veszélyeztetettségének újraértékelése során mindkét módszer alkalmazásra került [9, 10]. Az ott elvégzett vizsgálatok szerint

talajfolyósodás nagy vízszintes gyorsulások mellett, az alkalmazott gerjesztéstől függően 0,3–0,5g között következik be.

TALAJFOLYÓSODÁS VESZÉLYEZTETETTSÉG MEGHATÁROZÁSA

Magyarország földrengés veszélyeztetettségi térképét [11] tanulmányozva (4. ábra) — ami az EUROCODE 8 előszabvány által ajánlott 50 év alatt, 10% meghaladási valószínűséggel számított maximálisan várható horizontális gyorsulásokat mutatja — látható, hogy a horizontális gyorsulás (PGA) az ország területén sehol nem haladja meg a 0,15–0,16g-t. A Paksi Atomerőmű vizsgálatánál ilyen gyorsulás mellett egyszer sem következett be talajfolyósodás. Szerencsére azonban az erőmű olyan helyre épült, ahol a talajvízszint átlagos értéke alacsony, és a folyósodásra hajlamos homokos rétegek már nagyobb, 10–20m közötti mélységben helyezkednek el és bizonyos mértékig kompaktálódtak.



4. ábra Magyarország földrengés-veszélyeztetettségi térképe

A bemutatott ún. „határ egyenletek” és a Magyarországon történelmileg dokumentált esetek azonban azt mutatják, hogy kedvezőtlen adottságú területeken a jelenséget már közepes magnitúdójú földrengések is előidézhetik. Meg kell tehát vizsgálni, hogy melyek azok a területek, amelyek az atomerőműveknél kisebb környezeti kockázattal járó létesítmények tervezésénél is potenciálisan veszélyeztetett területnek tekintendők. Talajfolyósodás kialakulásához két körülmény együttes fennállása szükséges. Az egyik geológiai, vagyis hogy laza üledékek helyezkedjenek el olyan területeken, ahol magas a talajvízszint. Ez teljesül az ország nagy részét alkotó, alacsonyan fekvő üledékes területeken. A

másik kritérium az erős gyorsulások megléte, amelyet Magyarország földrengés veszélyeztetettségi térképének felhasználásával becsülhetünk.

A talajfolyósodásra hajlamos képződmények előzetes lehatárolására szolgáló térképek készítésére 1999-ben a CDMG (California Division of Mines and Geology) készített egy ajánlást [12]. Az ajánlás az addig összegyűlt és a 90-es években ugrásszerűen megnövekedett ismeretek alapján készült, és elég általános ahhoz, hogy a Föld bármely táján alkalmazható legyen. Magyarország veszélyeztetettségi térképének készítésénél is az itt megfogalmazottakat követtük.

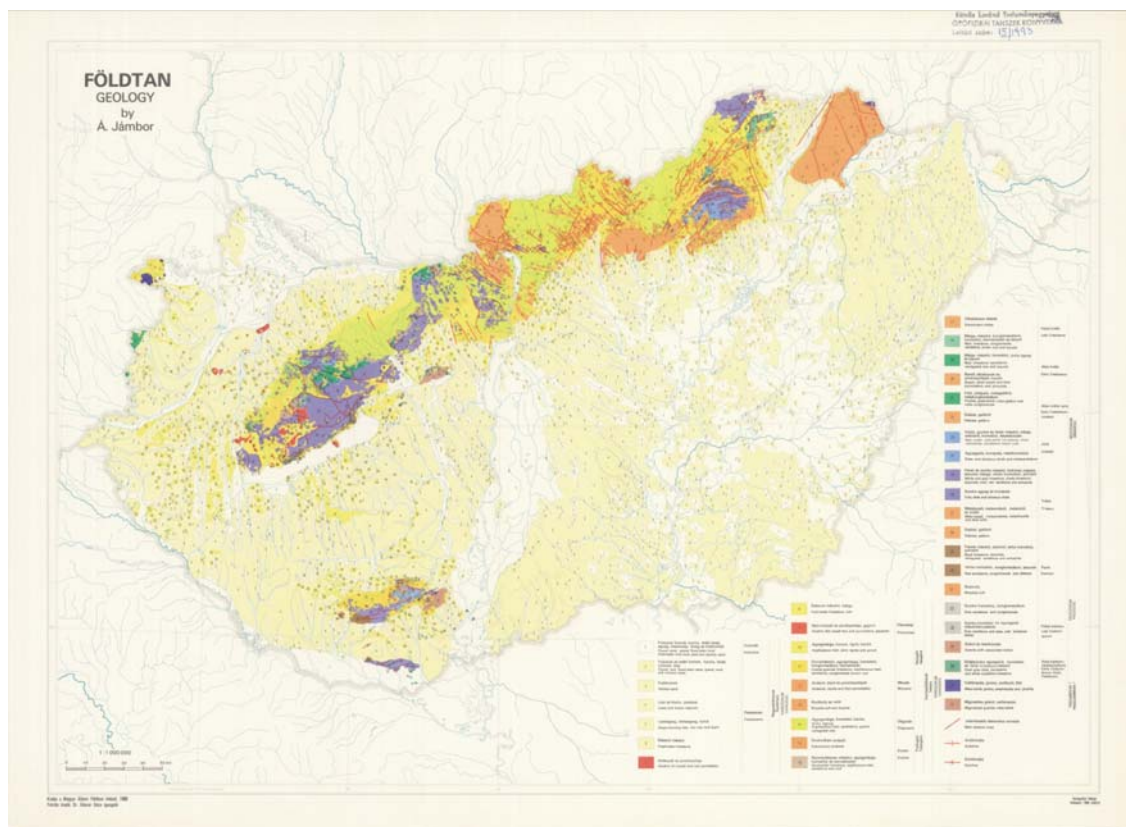
Eszerint talajfolyósodásra hajlamosnak kell tekinteni azokat a területeket, ahol a következő kritériumok közül egy vagy több teljesül:

1. Olyan területek, ahol a történelmi rengések során már tapasztaltak talajfolyósodást.
2. Nem vagy csak gyengén kompaktálódott, folyósodásra hajlamos homokos talajt tartalmazó feltöltések területei, amelyek vízzel részben vagy teljesen átitatottak, vagy várható, hogy azok lesznek.
3. Olyan területek, ahol elegendő számú geotechnikai mérés mutatja, hogy a talaj potenciálisan hajlamos a folyósodásra.
4. Ahol a geotechnikai adatok elégtelenek vagy hiányoznak, ott azok a területek, ahol a következő kritériumokból egy-vagy több teljesül.
 - a) Késő Holocén üledékekkel fedett területek, ahol a talajvízszint sekélyebben van, mint 12,2m és az 50 évre, 10% meghaladási valószínűséggel számított maximális horizontális csúcsgyorsulás, PGA nagyobb, mint 0,1g. (Ez a veszélyeztetettségi szint megegyezik az EUROCODE 8 előszabvány által javasolt valószínűségi szinttel is, amely alapján Magyarország földrengés-veszélyeztetettségi térképe is készült.)
 - b) Holocén üledékekkel fedett területek, ahol a talajvízszint sekélyebben van, mint 9,1m és az 50 évre, 10% meghaladási valószínűséggel számított maximális horizontális csúcsgyorsulás, PGA nagyobb, mint 0,2g.
 - c) Késő Pleisztocén üledékekkel fedett területek, ahol a talajvízszint sekélyebben van, mint 6,1m és az 50 évre, 10% meghaladási valószínűséggel számított maximális horizontális csúcsgyorsulás, PGA nagyobb, mint 0,3g.

A rendelkezésre álló országos térképek méretaránya, részletessége miatt a négy kritérium közül csak az első és a negyedik volt használható számunkra. A második és a harmadik szűkebb területek részletesebb vizsgálatára használható. A negyedik kritériumot is szűkíteni kell, mivel a vizsgált valószínűségi szinten a maximális horizontális gyorsulás sehol nem éri el a 0,2g-t.

A felhasználandó kritériumokat figyelembe véve a talajfolyósodás veszélyeztetettségi térkép elkészítéséhez három különböző térképet használtunk fel: a Holocén képződmények lehatárolására Jámor Á. [13] földtani térképét (5. ábra), a talajvízszint vizsgálatára Cserné Deseő É. [14] 1961–80 között mért maximális talajvízállási térképét (6. ábra), valamint a Pannon medence földrengés-veszélyeztetettségi térképét (3. ábra).

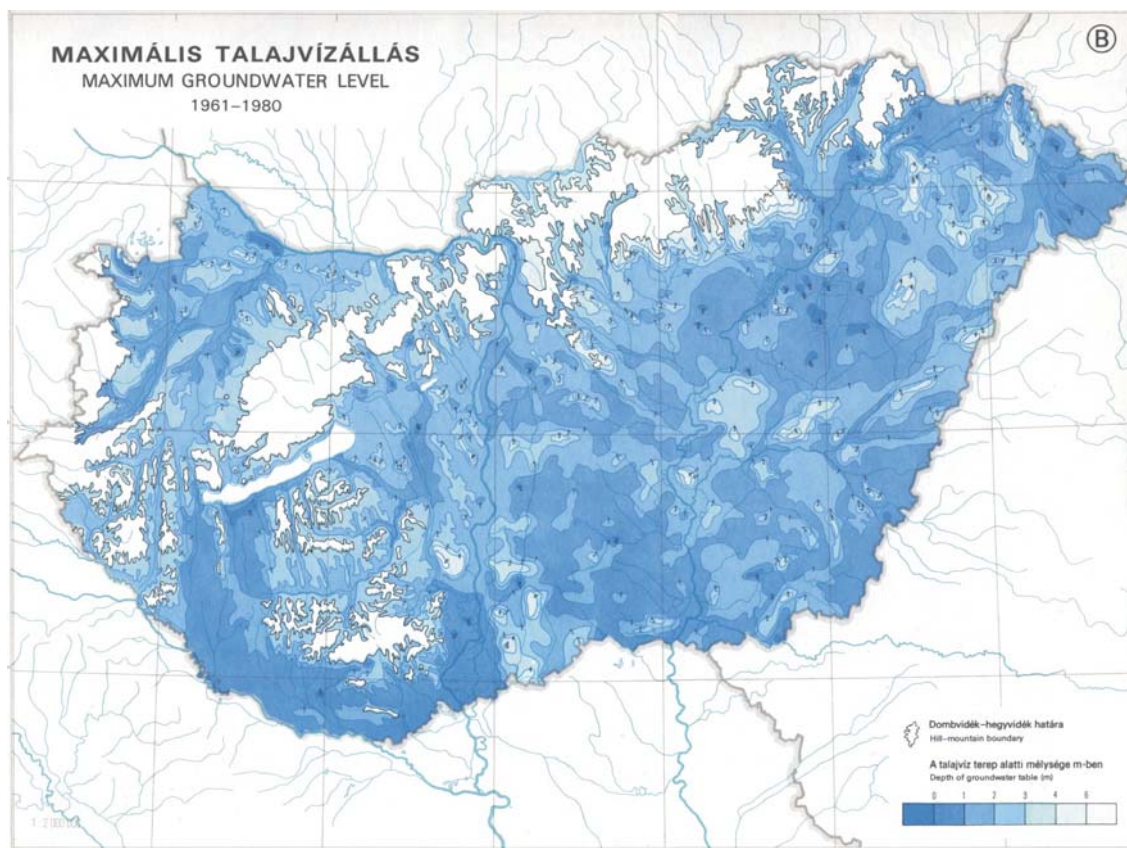
A három különböző adatrendszer — 2. és 4. kritériumokat figyelembe vevő — összevetésével készült talajfolyósodás veszélyeztetettségi térkép a 7. ábrán látható. Rajta a vastag fekete vonal azoknak a területeknek a határait jelöli, ahol a PGA véletlen komponensének várható értéke meghaladja a 0,1g-t. Az öt piros pont a történelmi rengések során dokumentált talajfolyósodási eseteket, a világos sárgával színezett területek a 4.a kritérium bizonyos fokú módosításával definiált helyeket mutatják.



5. ábra Magyarország földtani térképe (Jámbor Á., 1989.)

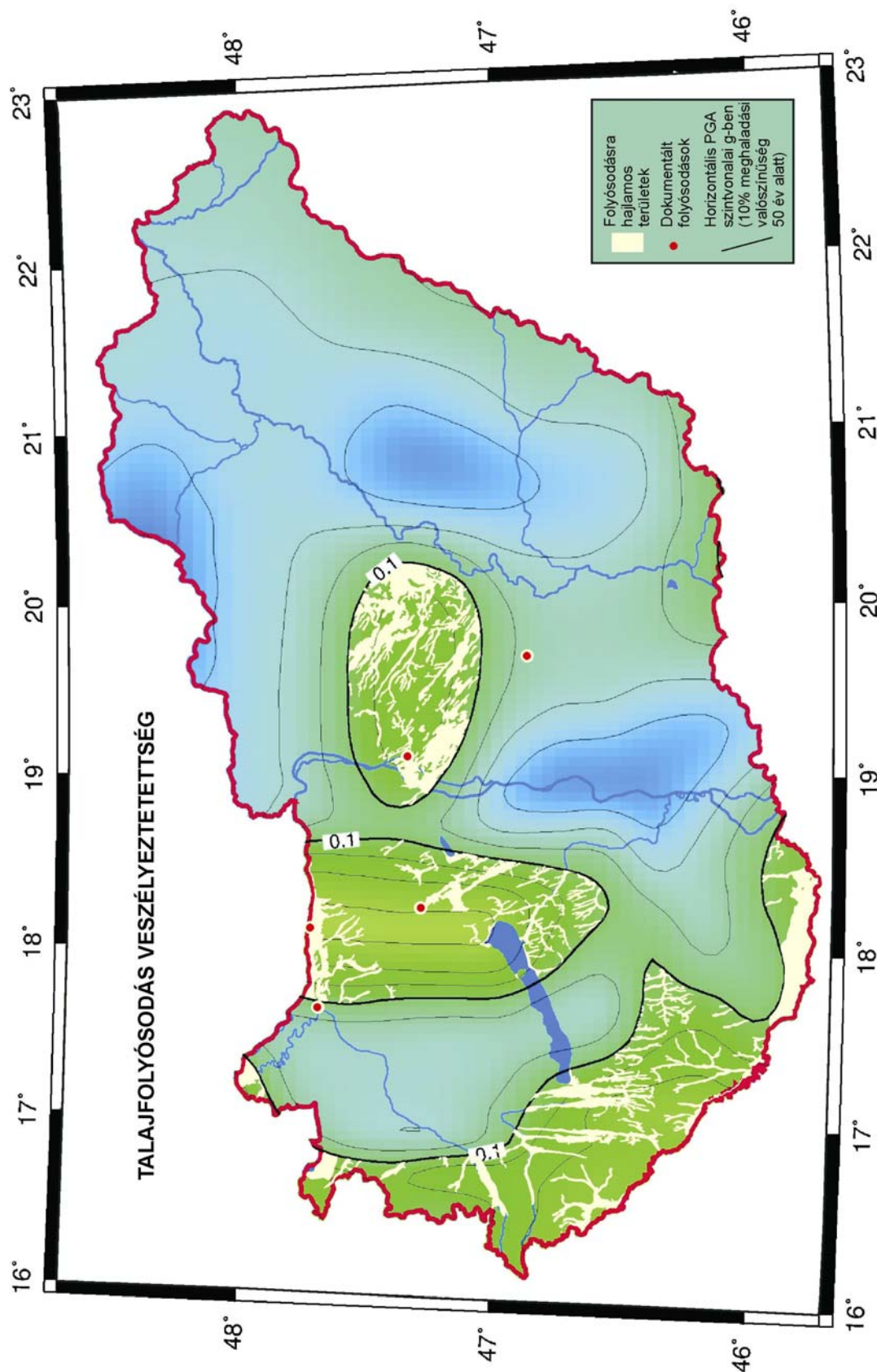
Ez utóbbi kritériumot ugyanis a rendelkezésre álló térképek információ tartalma miatt nem lehetett pontosan alkalmazni. A földtani térképen nincsenek a Holocénen belül elkülönítve az időszak korai és késői szakaszában keletkezett üledékek. A maximális talajvízszint térképen pedig a legmélyebb vízszintként 6m szerepel, ami a 4.c kritériumban az a szint, amelyen már a Pleisztocén képződmények folyósodása várható, ha a PGA meghaladja a 0,3g-t. A 4.b feltételében szereplő Holocén képződményeknél és 0,2g-nél magasabb gyorsulásnál a 9m-es vízszintnél várható a folyósodás, vagyis mélyebben húzódo vízszintnél, mint a mi esetünkben a 6m. Ezen kívül a térképen még a hegyvidéki területek vannak bejelölve, ismeretlen talajvízszint értékekkel. A szintvonalak mindössze 20 év mérései alapján készültek, hosszabb időtartamot vizsgálva a maximális talajvízszint még magasabban lenne. A Paksi atomerőmű telephelyére elvégzett számítások azt mutatták [15], hogy adott gyorsulásszinten a talajvízszint emelkedése már sűrűbb, kompaktálódottabb üledéknél is a folyósodás bekövetkezését vonja maga után. A kompaktációt tehát a talajvízszint emelkedése

ellensúlyozza. Ezért azokat a Holocén üledékekkel fedett területeket határoltuk le, ahol a PGA nagyobb, mint 0,1g és a maximális talajvízszint mélysége nem haladja meg a 6m-t.



6. ábra Magyarország maximális talajvízállási térképe (Deseő É., 1989.)

Ha a már bekövetkezett talajfolyósodási esetek és a 4. kritérium alapján kijelölt területek egymással való kapcsolatát vizsgáljuk, akkor az látható, hogy az öt előfordulás közül háromnál — Komárom, Mór és Dunaharaszti — teljes az egybeesés. A győri helyszín egy kijelölt, geológiailag hajlamos területre esik, de a gyorsulás nem éri el a 0,1g-t. A kecskeméti helyszín pedig — amellet, hogy pleisztocén korú üledékek fedik — nem esik bele a 0,1g szintvonallal határolt területbe sem. A 2. kritérium alapján azonban mindkét helyszín a talajfolyósodásra hajlamos területek közé sorolandó.



7. ábra Magyarország talajfolyósodásra hajlamos területeinek térképe a maximális horizontális gyorsulás szintvonalalaival.

A talajfolyósodás következményei ellen — ugyanúgy, mint a magas gyorsulások által okozott károk ellen — a megfelelő intézkedések megtételével védekezni lehet. A védekezés módja itt különböző talajjavítási eljárások elvégzése, például a tömörítés a nagy térfogati deformációk megelőzésére, drénezés a magas

pórusnyomások kialakulásának megakadályozására, vagy ha ezek nem megoldhatók, akkor a folyósodásra hajlamos anyag cseréje.

A 7. ábrán bemutatott térkép az EUROCODE 8 által ajánlott valószínűségi szintre készült. Nagyobb környezeti kockázattal járó létesítményekre (atom- és vízerőművek, radioaktív hulladéklerakók) azonban szigorúbb előírások vonatkoznak. Ezért ezekben az esetekben egyedi vizsgálat szükséges akkor is, ha a térkép alapján a helyszín nem minősül a talajfolyósodással szemben veszélyeztetettnek.

TALAJFOLYÓSODÁSI JELENSÉGEK FELHASZNÁLÁSA A PALEO-SZEIZMOLÓGIAI KUTATÁSOKBAN

A 4. ábrán bemutatott földrengés és a 7. ábrán látható talajfolyósodás veszélyeztetettségi térképek nem tekinthetők véglegesnek. A Pannon medencére vonatkozó tektonikai és szeizmológiai ismereteink bővülésével szükségszerűen módosulni fognak. A területre jellemző szeizmicitás pontosabb megismerésére a mikrorengések folytonos monitorozása mellett a paleoszeizmológiai kutatások adnak lehetőséget. Ezen belül is az egyik legújabb, de a lemezekben belüli, közepes szeizmicitású üledékes területek egyik legígéretesebb módszere a talajfolyósodás nyomainak, az ún. szeizmiciteknek a vizsgálata. Ennek oka a jelenség széleskörű elterjedtsége, és különösen olyan helyeken lehet nagy a jelentősége, ahol a nagyobb rengéseket sem kísérik felszínig húzódó törések. Alkalmazását az USA keleti és középső részén az 1990-es évek közepén kezdték el, ahol a szeizmicitás a magyarországihoz hasonló. A talajfolyósodás előfordulását hazánkban sem csak a történelmi leírások bizonyítják, hanem nyomai fiatal üledékekben számos helyen megtalálhatók (8. ábra) [16].



8. ábra Holocén korú szeizmit (Tenke, Fekete-Körös völgye)
(fotó: Magyar Árpád)

A bevezetésben leírt módszerekkel vizsgálható, hogy ismert rétegsor és felszíni gyorsulás mellett bekövetkezik-e talajfolyósodás. A problémát azonban az ellenkező irányból is meg lehet közelíteni. Ha egy rétegsorban tudjuk, hogy

bekövetkezett a talajfolyósodás, akkor becsülhetjük az azt létrehozó felszíni gyorsulást, illetve a földrengés magnitúdóját. Míg azonban a szeizmiték felismerése viszonylag könnyű, addig a megrázottság becslése sokkal nehezebb feladat, a talajfolyósodás kialakulásának teljes megértését valamint széleskörű szeizmológiai és geotechnikai ismereteket igényel.

Kétféle megközelítési mód létezik a talajmozgás visszaszámítására. Az egyik az ún. magnitúdo–határ módszer, amelynél az (1)–(4) egyenleteket használhatjuk fel egy marginális talajfolyósodást létrehozó földrengés maximális epicentrális távolságának és magnitúdójának a becslésére. A másik módszer az (5) egyenlettel leírt ciklikus feszültség módszer, amelynek segítségével az adott helyen a felszíni gyorsulás nagysága becsülhető. Mindkét módszer számos bizonytalanságot hordoz magában. Ilyenek például a kormeghatározás pontossága, a rengés óta eltelt időben végbement kompaktció, esetleg cementáció mértéke, a talajvízszint mélysége a rengés időpontjában, stb. A bizonytalanságok csökkentése érdekében célszerű egy paleorengés során, különböző talajviszonyok között kialakult szeizmitékből számítani a megrázottságot, majd az eredményeket egymással korrelálni. Az idővel növekvő bizonytalanságok miatt a paleo-talajfolyósodás vizsgálatokat csak Holocén és felső Pleisztocén korú szeizmitéknél lehet végezni.

Mivel a talajfolyósodás kialakulása arra hajlamos talajoknál nagyon gyakori jelenség, ezért nemcsak a megtalált szeizmiték alkalmasak egy paleo-földrengés nagyságának becslésére. Az is információt hordoz magában, hogy ha egy arra alkalmas üledékes környezetben nem találunk talajfolyósodás nyomokat. Ebben az esetben ugyanis egy felső határt adhatunk a területet adott idő alatt ért gyorsulásnak.

IRODALOM

- [1] Green, M., M. Power and T. L. Youd, 1999. Earthquake Basics: Liquefaction, A publication of EERI: http://www.eeri.org/EQ_Basics/LIQ/LIQUEFAC.html
- [2] Réthly A., 1952. A Kárpátmedencék földrengései (455–1918), Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 513.
- [3] Kuribayasi, E. and F. Tatsuoka, 1975. Brief review of liquefaction during earthquakes in Japan. *Soil and Foundations*, Vol. 15, pp. 81-92.
- [4] Ambraseys, N. N., 1991. Engineering Seismology. *Int. J. Earthquake Eng. Struct. Dyn.* Vol. 17, pp. 1–105.
- [5] Papadopoulos, G.A. and G. Lefkopoulos, 1993. Magnitude–distance relations for liquefaction in soil from earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 83, pp. 925–938.
- [6] Galli, P., 2000. New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction. *Tectonophysics*, Vol. 324, pp. 169–187.
- [7] Youd, T.L. and I.M. Idriss (editors), 1997. Proceeding of the NCEER Workshop on Evaluation of Liquefaction Resistance of Soils. National Centre

- for Earthquake Engineering Research, Technical Report No. NCEER-97-0022, December 31, 1997.
- [8] Seed, H. B. and I. M. Idriss, 1971. Simplified Procedure for Evaluation of Liquefaction Potential, *J. Soil Mech. Found. Div. ASCE*, Vol. 97, No. SM9, pp. 1249–1273.
- [9] Ove Arup&Partners International, 1996. PHARE Regional Programme Nuclear Safety; Project No.:4.2.1 VVER 440-213 Seismic Hazard Reevaluation; Contract No 94-0600, Final Report.
- [10] Tóth L., B. Győri E., Mónus P., Zsíros T., 2000. Földrengéskockázat meghatározás a Paksi Atomerőmű telephelyén, Kutatási jelentés, GeoRisk Földrengéskutató Intézet Kft., Budapest
- [11] Tóth L., Mónus P., Zsíros T., Kiszelyi M., Bus Z., Győri E. 2002: Magyarország Földrengés Információs Rendszere., <http://www.foldrenges.hu>
- [12] Lew, M., 2001. Liquefaction Evaluation Guidelines for Practicing Engineering and Geological Professionals and Regulators. *Environmental & Engineering Geoscience*, Vol. VII, No. 4, pp.301–320.
- [13] Jámbor Á., 1989. Földtan (térkép), 1: 1 000 000, Magyarország Nemzeti Atlasza, MÁFI, Budapest, 1989.
- [14] Cserné Deseő Éva, 1989. Maximális talajvízállás (1961-1980) (térkép), 1:2 000 000, *Magyarország Nemzeti Atlasza*, MÁFI, Budapest, 1989.
- [15] B. Győri Erzsébet 2004. A felszíni laza rétegek hatása a földrengések által okozott talajgyorsulásra. PhD dolgozat
- [16] Magyarai, Á., B. Van Vliet-Lanoe, Csontos L., 2002. Paleoszeizmikus tevékenységek nyoma hazai negyedidőszaki rétegekben, Magyarország Földrengésbiztonsága Konferencia, Győr, 2002. nov. 5.
- [17] Obermeyer, S. F., E. C. Pond, S. M. Olson, 2001. Paleoliquefaction studies in continental settings: Geologic and geotechnical factors in interpretation and back-analysis. USGS Open-file report 01-29. p. 53.

* 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

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

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