

EGYKORI FÖLDRENGÉSEK FELISMERÉSE CSEPPKÖVEK SEGÍTSÉGÉVEL¹

SZEIDOWITZ GYÖZÖ²–LEÉL-ÓSSY SZABOLCS³–SURÁNYI GERGELY⁴

Abstract

For establishing the realistic earthquake threat in Hungary we need to know what paleoquakes (prehistoric earthquakes) occurred in the area. For this the interval covered by historical records is too short period, according to international experience significant earth movements should be known for the past minimum 10–20 thousand years. A promising area of research is presented by cave dripstones to uncover possible past earthquakes. The key to the research is to establish the age of the stalagmites. Strong earthquakes could break slim driptones and the opposite could prove, that in case of no breaks no major earthquakes occurred during the lifetime of the stalagmite. The stones to be examined can be selected on the base of thorough morphological examination. The specific values can be calculated by local (i.e. own number of oscillations calculation) and laboratory (i.e. shaking pad) examinations. In our paper we employ data presented in international literature for some selected domestic stalagmites and we describe our currently conducted research.

Bevezetés

A földrengések, ill. a tőlük való félelem mindig megmozgatták az emberek fantáziáját. Különösen a hazánk környezetében (Románia, Balkán, Olaszország) keletkezett, súlyos károkat és emberéleteket is követelő földrengések után merül fel gyakran az a kérdés, hogy nálunk is várható-e hasonló méretű rengések? A szakemberek ugyan igyekeznek a lakosságot megnyugtató, de ha számba vesszük érveinket, azt kell megállapítanunk, hogy azok nem teljesen meggyőzők. Az eddigi megfigyelésekre hivatkozva azt mondhatjuk, hogy a keletkezett károk nagyságán alapuló Medvegyev–Sponheuer–Karnik-skálán (a továbbiakban: MSK) nem tapasztaltunk hazánk területén 9-esnél nagyobb rengést. (Az 1917 óta Magyarországon is használt, és Európában leginkább elterjedt Mercalli–Cancani–Sieberg-skálát továbbfejlesztve és a természeti környezetben bekövetkezett változások vizsgálatával kiegészítve fogadták el 1964-ben az MSK-skálát. Mindkét beosztás 12 fokozatú, és a tanulmányozott helyszínen vizsgálja a pusztítás mértékét az épített emberi, ill. a természeti környezetben. Az

egyek fokozatok a két beosztásban kb. megfeleltethetők egymásnak, így az MSK 9-es fokozatát a Mercalli-skálán is 9-esnek tekinthetjük). Egy ilyen intenzitású rengésnél a felszabaduló energia – 10 km-es fészekmélységnél – a közismert logaritmikus Richter-beosztás szerint kb. 6-os méretnek felel meg, és erősségére jellemző, hogy súlyos sérüléseket okoz az épületekben, egyes esetekben a vasúti sínek is elhajlanak, felszín alatti csővezetékek eltörhetnek, a talajokban a repedések elérhetik a 10 cm-es szélességet, sziklák leomolhatnak; mindennek ellenére az epicentrumban 9-es MSK-intenzitású rengések nem tekinthetők katasztrofálisnak.

Becslésünk a Kárpát-medencében 456-tól napjainkig megfigyelt rengéseken alapul (Réthly A. 1952; Zsíros T. 2000). Ez a viszonylag széles megfigyelési intervallum megnyugtató lehetne, ha megbízható adatokon nyugodna, az elemzések azonban azt mutatják, hogy csak az elmúlt 300 évben történt szeizmikus események szolgáltatnak többé-kevésbé elfogadható adatsort. A korábbi adatok a ritka népsűrűség, a kisebb szintű írásbeliség és a feljegyzések gyakori elkallódása miatt csak korlátozottan használhatók, ill.

¹A T 38099, a T 32433 és a T 049713 sz. OTKA-pályázatok támogatásával.

²Ny. főmunkatárs, MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet, 1112 Budapest, Meredek u. 18.

³ELTE TTK Általános és Történeti Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C.

⁴MTA-ELTE Geofizikai és Környezetfizikai Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C.

hiányuk nem bizonyíték arra, hogy ott nem is voltak földrengések. Minél régebbiek az adatok, annál bizonytalanabbak és megbízhatatlanabbak.

Figyelembe véve, hogy a lemezeken belül akár 10 000 év is eltelhet két nagy rengés között (Sholz, H. 1990), egy ilyen rövid, néhány száz évet felölelő adatsorból messzemenő következtetést levonni nem lenne szabad. Ennek alátámasztására elég, ha csak az 1976-os tangshani (Kína) rengésre hivatkozunk (Chen Y. et al. 1988); egy hasonlóan hosszú és megbízható földrengésmegfigyelési intervallum adatsora állt rendelkezésre, amely szerint a területen a Richter-beosztás szerinti 6,25 méretnél nagyobb rengést nem figyeltek meg 1527 és 1976 között. A Liao-dinasztia korában (916–1125) épült Hua-pagoda az elmúlt 1000 évben nem sérült meg, ami megerősítette a megfigyeléseket. Nem meglepő tehát, hogy a területen várható legnagyobb méretű rengésre vonatkozó vélemények megoszlottak, legfeljebb 5–6,7 közötti Richter-fokozatú rengésre számítottak; ezzel szemben az 1976-os katasztrófális rengés fokozata 7,8 volt, vagyis legalább 30-szor nagyobb energia szabadult fel, mint amire számítottak. A tangshani terület későbbi vizsgálatai során azonban feltárták két hasonló méretű paleorengés nyomát, amelyek Chen Y. et al. (1988) adatai szerint kb. 7500, ill. kb. 15 000 évvel korábban léptek fel.

Magyarország földrengésbiztonságát sejteti az a tény, hogy nem találtunk nagy paleorengésekre utaló nyomokat (pl. fiatal töréseket a pleisztocén rétegekben). Ennek azonban más okai is lehetnek: a gyakorta felszín közeli elhelyezkedésű, lazább agyagos-homokos rétegekben az ilyen nyomokat az erózió gyakran már eltüntette, és a kutatók érdeklődését egyébként is inkább a mélyebben fekvő, a nyersanyagkutatások szempontjából perspektivikusabb rétegek tanulmányozása köti le. A neotektonikai és a felszínalakítási kutatások (Jámbor Á. et al. 1993; Schweitzer F. et al. 1993) ugyan kimutattak sok, a pleisztocén folyamán aktív vetőt, de a bizonyítékok elégtelen volta miatt megállapításaikat csak néhányan fogadták el (Balla Z. et al. 1993). Ugyanakkor e dolgozat szerzői is megfigyeltek már felső-pleisztocén korú töréseket pl. a József-hegyi-barlang ismert korú képződményein.

Ha figyelembe vesszük, hogy 30–40 km hosszúságú törésvonalak mentén lejátszódó mozgások már képesek katasztrófális rengéseket gerjeszteni, és ilyen szerkezetek vannak a Kár-

pát-medencében is (Bada G. et al. 1999), akkor belátható, hogy a nagy rengések keletkezésének tagadására vonatkozó érvek nem teljesen megalapozottak. A fő kérdés persze az, hogy ezek a kétségkívül meglévő tektonikai szerkezetek mennyire aktívak napjainkban? Azok a törekvések, amelyek a földtani szerkezetek és a geofizikai anomáliák alapján kívánták meghatározni a várható rengések legnagyobb méretét (Borisoff, B. A. et al. 1976), a Föld aktívabb területein sem értek el átütő eredményeket. Ennek oka csak kis részben a kutatási módszerekben, nagyobb részben az adatok hiányában rejlett. Ha megbízhatóbb és realisabb eredményeket akarunk elérni, akkor a történelmi időkben keletkezett földrengések mellett a paleorengések maradó nyomait is kutatni kell.

Az egykori rengések felderítésének komoly akadályai vannak. Már a történelmi idők rengéseiről is csak kevés adatunk van, de minél hátrább megyünk az időben, annál szórványosabbak a rendelkezésre álló adatok. Időnként sikerül azonosítani egy-egy nagyobb rengést, esetleg pontosítani a nagyságát (Zsiedovitz Gy.–Csabafi R. 2000), de átfogó és alapvetően új eredményekre ilyen módon nem számíthatunk. A Kárpát-medence földrengéseinek katalógusaiban (Réthly A. 1952; Zsáros T. 2000) viszonylag kevés adatot találunk a 456 és 1022 közötti időszakról. Hasonlóképpen egy későbbi időszakból, a törökök által elfoglalt és 151 évig megszállva tartott területekről sincs adatunk. Gutdeutsch, R. et al. (1987) munkájukban – történészek bevonásával – igyekeztek egy 1590-ben Ausztriában keletkezett rengés erősségét és egyes településeken kifejtett hatását megállapítani (a zwentendorfi atomerőmű földrengéskockázatának szempontjából volt fontos ennek a rengésnek az ismerete), de kénytelenek voltak megállapítani, hogy azokról a területekről, amelyek az Oszmán Birodalomhoz tartoztak, nincsenek adatok.

A nagy történelmi rengésekre vonatkozóan egyes régészeti feltárások is szolgáltathatnak adatokat. Az ilyen rengések nyomot hagyhatnak pl. bizonyos nem eliszapolódott és nem háborított sírokban. Példaként megemlíthetjük a Dunaújvárosban, a felszín alatt 2 m mélységben talált két kb. 1600 éves szarkofágot. Az egyik tetejét leemelve abban egy háborítatlanul fekvő mumifikálódott holttestet találtak (Fehér T. 1994). Sajnos a sírban nem találtak rezgésre érzékeny elhelyezésű, esetleg könnyen eldőlő tárgyakat. Így csak azt mondhatjuk, hogy az elmúlt 1600

év folyamán Dunaújváros környezetében olyan nagy rengés, ami a szarkofágot összedöntötte volna, nem keletkezett.

A neotektonikai és geomorfológiai vizsgálatok a paleorengések nyomait csak szerencsés esetben derítik ki. Az elmúlt néhány ezer, ill. néhány tízezer év rengéseinek a kutatásához és leírásához azonban alkalmas képződményeknek ígérkeznek a barlangok általában éppen ilyen korú cseppkövei (Lauritzen, S. E.–Leél-Őssy Sz. 1999; Zámbo L. et al. 2002; Bosák, P. et al. 2004). 10 000–20 000 év az az időintervallum, aminek az eseményei alapján már biztos következtetéseket vonhatunk le az esetleg várható földrengésekre. A paleorengések méretének ismeretében ellenőrizhetjük az általánosan elfogadott földrengés-kockázati eljárások megbízhatóságát, és a rengéseket generáló törésvonalak feszültségfelhalmozó képességét.

A Bükk és az Aggteleki-karszt földrengés-aktivitása irodalmi adatok alapján

A Nemzetközi Atomenergia Ügynökség elfogadott elve szerint ha egy törésvonal egy szakasza már aktívnak bizonyult, akkor az egész hossza mentén aktívnak minősül, és bármely részén számíthatunk a megfigyelt legnagyobb rengéshez hasonló méretű rengésre. A vizsgált területen húzódik a Darnó-vonal, amelynek környezetében már megfigyeltek földrengéseket. Ezzel a szerkezettel többé-kevésbé azonos lefutású (ÉK–DNy-i), száz km-nél hosszabb aktív strike-slip típusú vetőt jeleztek a cseh és szlovák kutatók (Pospišil, L. et al. 1988) és rövidebb, K–Ny-i csapású vetőket ismertek fel közvetlenül a szlovák–magyar határ mentén is. A geofizikai mérések alapján Rumpler J.–Szabó Z. (1985) első- és másodrendű vetőket, továbbá egy 35 km-es feltolódást jelzett a vizsgált területen. Moga J. (2002) vizsgálatai szintén számos vetőt rögzítettek az Alsó-hegy területén.

A Baradla tágabb környékén tehát vannak vetők, amelyek aktivitásáról és földrengést gerjesztő képességéről eddig keveset tudunk, míg szűkebb (10 km sugarú) környezetében földrengések keletkezéséről nincs tudomásunk. A Darnó-vonal mentén az elmúlt századokban kipattant már néhány, a lakosság által is érzett földrengés (Pétervására 1863, Dédestapolcsány 1896). Véleményünk szerint ezek a rengések a Bükk nagyszerkezeti egysége ÉÉNy-i pereméhez kötődnek, az emelkedő Bükk és az idősebb mozgások

során már meggyengült Darnó-vonal átmeneti zónájában. De milyen nagyságú földrengésekre számíthatunk a Darnó-vonal mentén? Nyilván olyan rengésekre, amelyek a múltban már előfordultak, és valószínűleg az elmúlt 200 évben megfigyelt rengéseknél nagyobbakra. Igaz, hogy nagy paleorengésekre utaló nyomokat eddig nem tártak fel, de a törésvonal méreteiből akár katasztrofális rengésekre is következtethetünk.

A bizonytalanságok miatt egy terület földrengéskockázatának becslésénél mindig konzervatív, azaz felülről becsült értéket adnak, ami 2–3 m/s² horizontális gyorsulástérteket jelent. A tapasztalat az, hogy nemzetközi szakértők egy fontos műtárgy méretezésénél – meggyőző ellenérvek hiányában – kisebb értéket nem is fogadnak el. Más a helyzet, ha éppen maradt „karcsú cseppkövek” vannak a törésvonal közelében. Ilyen esetben már van bizonyíték kisebb gyorsulásértékek elfogadására. Ez a méretezésben mutatózó megtakarítás nagy beruházások esetén akár több milliárd forintot is jelenthet.

A cseppkövek vizsgálatában rejlő lehetőségek

A cseppkövek vizsgálata közvetlen és közvetett bizonyítékkal szolgálhat a paleoföldrengésekkel kapcsolatban. Direkt bizonyítékot érjük azt, ha egy cseppkőoszlop (vagy gyakrabban egy állócseppkő, azaz sztalagmit) eltörik a földmozgások hatására, indirekt bizonyítéknak pedig azt, ha egy vékony és magas, ebből következően alacsony sajátrezgésszámú sztalagmit nem sérült, mert ez azt jelenti, hogy élete során nem érte olyan nagy földrengéshez kapcsolódó rezgés, ami eltörte volna. (A törés valószínűsége akkor a legnagyobb, ha a cseppkő sajátfrekvenciája a földrengés uralkodó frekvenciatarományába, 1–10 Hz közé esik.) Az alul-felül rögzített, igazi cseppkőoszlopok sajátrezgésszáma sokkal magasabb, így eltörésükhöz jóval nagyobb gyorsulástérteket, azaz erősebb földrengés szükségeltetik. Másrészt a barlangokat magukba foglaló nagyobb kőzettestek lassú mozgása, billenése, nagy történelmi és paleorengések nyomai megmutatkozhatnak a cseppkövek növekedési irányának változásában is. Ilyen elváltozás pl. a függőcseppkövek elgörbülése, amit a kéregmozgásokon kívül legfeljebb a barlangi légmozgás befolyásolhatott. Az állócseppkövek elgörbülése azonban nemcsak szeizmikus okokból

következhethet be, hanem pl. a felszínen is megfigyelhető lassú lejtőmozgásból, a kúszásból, vagy egy gyorsabb, de csak kismértékű csuszamlásból. Erre számos példa található a Baradla jösvafői szakaszán.

Külföldi kutatások az elferdült, eltört cseppkövek és a földrengések, paleorengések kapcsolatára kívántak fényt deríteni. A mi kutatásaink arra irányulnak, hogy milyen nagyságú horizontális gyorsulásértékek által létrehozott erőknél kellett volna eltörni bizonyos karcsú cseppköveket. Azok a barlangok, ahol a cseppkövek méretei olyanok, hogy a csak a g értékét többszörösen meghaladó gyorsulások esetén következik be a törés, nem voltak felhasználhatók jelen vizsgálatainkban. Kutatásunk elsődleges feladata volt annak az eldöntése, hogy vannak-e olyan karcsú állócseppkövek a hazai barlangokban, amelyek alkalmasak egy hosszabb (néhány ezer, esetleg néhány tízezer éves) földrengés-tevékenység jelzésére. Természetesen a mérések megkezdése előtt a földtani környezetet alaposan megvizsgálándó, az eltört képződmények esetében az egyéb földrengésen kívüli okok, pl. csuszamlások, barlangi árvizek eleve kizárandók. Tehát olyan kidőlt képződményeket, amelyek patakmederben vagy meredek, agyagos lejtőn alakultak ki, nem érdemes vizsgálni. Munkánk során a Darnó-vonal környezetében több barlangban (pl. a Baradlában, a bükki Hajnóczy- és Lilla-barlangban) is találtunk olyan épen maradt, ill. kitört cseppköveket, amiket érdemes vizsgálni, mert információkat hordozhatnak a paleoföldrengésekkel kapcsolatban.

Mivel a cseppkövek növekednek, ezért a törési gyorsulás időben változik. Meg kell tehát határozni a vizsgált cseppkövek korát és növekedési sebességét. Jelenleg ezeket az adatokat nem ismerjük, de szándékunk van méréseket végezni, hiszen ilyen irányú tapasztalatokkal már rendelkezünk (*Lauritzen, S.E.–Leél-Össy Sz. 1999; Zámbo L. et al. 2002*). Egyes kiválasztott baradlai cseppkőképződmények korának meghatározása már el is kezdődött. *Kordos L.* (1984) megemlíti, hogy a cseppkövek növekedése rendkívül sok tényezőtől függ. Néhány adatot is közöl: *Majoros Zs.* és *Lénárt L.* bükki vizsgálatai alapján a sztalaktitok növekedési sebessége $0,7\text{--}0,1$ mm/év. *Kessler H.* $0,3$ mm/év sebességet állapított meg a Domic-barlangban lévő sztalagmitra. Kedvező körülmények között különösen a szalmacseppkövek (vékony sztalaktitok) esetében ennél lényegesen gyorsabb növekedés is elképzelhető; pontos mérések nélküli

megfigyelésünk szerint pl. a rudabányai táróban néhány év alatt méteres hosszúságúak nőttek. A szalmacseppkövek vizsgálata (rezgésszámmérés, korhatározás) azonban technikai okokból szinte kivitelezhetetlen, hiszen az a példány megsemmisülésével járna. Az aktív bányaudvaron nyíló Nagyarsányi-barlang ilyen típusú képződményeit tanulmányozva azt tapasztaltuk, hogy a szalmacseppkövek rugalmasak, nem károsodnak könnyen a rezgésekre.

Mivel a cseppkövek növekedésére és fizikai paramétereire vonatkozó adataink és hazai megfigyeléseink külföldi, más barlangokra érvényes mérésekkel csak részben alátámasztottak, továbbá hogy a számítások alapját képező egyszerű modell csak megközelíti a tényleges viszonyokat, a helyszíni mérések végrehajtása a barlangokban elengedhetetlen, ami sajnos megoldandó technikai és természetvédelmi problémákat jelent. A vizsgálat szempontjából ígéretes cseppkövek fizikai paramétereit (sajátfrekvenciáját, csillapodási tényezőjét, Young-modulusát, a bennük terjedő rugalmas hullámok sebességét) meg kell mérni, és a cseppkövek korát is meg kell határozni. A természetvédelmi okokból kivitelezhetetlen mérések egy része esetleg helyettesíthető, pl. lehet modellezni a kiválasztott sztalagmitokat, emellett lehet a vizsgált cseppkövekkel megegyező fizikai paraméterekkel rendelkező, azonos magasságú és átmérőjű betonból, vagy gipszből készült oszlopokat rázópadon vizsgálni, és megállapítani, hogy milyen gyorsulásértéknél törnek. Ezeket a laboratóriumi vizsgálatokat már meg is kezdtük.

A földrengések és a cseppkövek növekedése, törése és dőlése közötti kapcsolatot eddig hazánkban még nem vizsgálták, de a cseppkövek korára, növekedésére vonatkozóan már voltak eredményes kutatások (*Lauritzen, S. E.–Leél-Össy Sz. 1999; Zámbo L. et al. 2002; Bosák, P. et al. 2004*). Ily módon meghatározható a cseppkövek eltörésének, kidőlésének az időpontja; a földrengések és a cseppkövek növekedése, elhajlása és törése közötti kapcsolat kutatása kvantitatív eredményekkel kecsegtet. A paleorengések kutatásának legújabb eredményeit a *Camel-beeck, Th.* (2001) szerkesztésében megjelent könyv foglalta össze. Itt jelent meg *Delaby, S.* tanulmánya is, amely törött és eldőlt sztalagmitból egy paleorengésre következett. Más külföldi eredmények (*Forti, P.–Postpischl, D. 1984, 1988*) is azt mutatják, hogy a történelmi és paleorengések felderítésében a cseppkövek törésének, hajlásának tanulmányozása célravezető le-

het. *Cadorin, J. F. et al.* (2001) a Hotton-barlang (Belgium) cseppköveit vizsgálva csak magas sajátfrekvenciás (≤ 20 Hz) cseppköveket találtak, és ezeknek a mintáknak, mint merev testeknek a földrengéshullámokra bekövetkezett törését számolták. A megvizsgált 34 mintában csupán egy olyan volt, amely 2 m/s^2 gyorsulásra tört, a többi lényegesen nagyobb értékre. A Kárpát-medencében keletkezett rengések által gerjesztett rugalmas hullámok legnagyobb horizontális gyorsulásértéke $2\text{--}3 \text{ m/s}^2$, tehát az ilyen vagy ennél nagyobb gyorsulásra törő cseppkövek nem igazán jó paleorengés-jelzők, azaz nehéz (de nem lehetetlen) olyan cseppkővet találni, amelyik alkalmas egykori rengések jelzésére. Szerencsére hazánkban vannak olyan cseppkőbarlangok, amelyek néhány képződményén az előzetes – itt nem részletezett – számítások szerint lényegesen kisebb gyorsulásértékeknél is bekövetkezik a törés.

Elért és várható eredmények

Hozzáférhető irodalmi adatok (*Cadorin, J. F. et al.* 2001) alapján számítottunk törési határértéket egyes általunk kiválasztott aggteleki és bükki sztalagmitok esetében (1. táblázat).

A táblázatban levő sztalagmitok már viszonylag kis horizontális gyorsulás hatására eltörnek. A megadott gyorsulásértékek megfelelnek az MSK-skála szerinti 5-ös intenzitású földrengésterhelésnek. Az ilyen minták alkalmasak lehetnek a területen, illetve annak tágabb környezetében keletkezett földrengések nagyságára felső becslést adni. Az a tény ugyanis, hogy a táblázatban szereplő cseppkövek nem sérültek, azt bizonyítja, hogy a törési gyorsulást meghaladó hatás ezeket a cseppköveket életük során nem terhelte.

A vizsgálatra kiszemelt baradlai sztalagmitok esetében tételezzünk fel egy lassú ($0,1 \text{ mm/év}$)

növekedést. Ebben az esetben $17\,000$ évvel ezelőtt a jelenleg $3,35 \text{ m}$ magas mintánk $1,65 \text{ m}$ magas volt. Eltekintve attól, hogy ennek a cseppkőnek az átmérője is csökkent, kiszámítható a kritikus gyorsulás, ami ennél a mintánál $1,1 \text{ m/s}^2$ volt. Ezt a cseppkővet tehát a számított értékek alapján az elmúlt $17\,000$ évben $1,1 \text{ m/s}^2$ -nél nagyobb földrengésgyorsulás nem terhelte. (Ha nagyobb, pl. $0,3 \text{ mm/év}$ növekedési sebességgel számolunk, akkor természetesen az időintervallum 5666 évre redukálódik.) Hasonló becslést tehetünk a $3,6 \text{ m}$ -es cseppkőre is. A $0,1 \text{ mm/év}$ növekedési sebesség mellett *Cadorin, J. F. et al.* (2001) adatait felhasználva az elmúlt $18\,000$ évben $0,6 \text{ m/s}^2$ gyorsulásnál nagyobb földrengésterhelés (kb. MSK-skála szerinti 6-os intenzitás) nem érte a mintát.

A törési gyorsulások csökkennek, ha a cseppkövek és földrengések közötti rezonanciát is figyelembe vesszük (*Ferencz E.–Péterfalvi Cs.* 2002). Ismeretes az is, hogy a felszín alatti üregekben (barlangok, bányák) a rengések által gerjesztett rugalmas hullámok amplitúdója csökken (*Isao S. et al.* 1996). A csökkenés mértéke számítható a kőzetek rugalmas állandóinak ismeretében. Ennek a csökkenésnek a regisztrálására robbantásos kísérletet tervezünk.

A táblázatból az is látható, hogy a sztalagmát-ra nem adtunk gyorsulásértéket. A számításokat ugyanis bonyolítja, hogy meg kell vizsgálni azt is, milyen kőzetre települt a cseppkő. Kemény kőzet esetén a rengés intenzitása lényegesen kisebb lesz, mint a felszínen lévő, esetleg vízzel átitatott laza üledéken. Megemlítjük még, hogy a barlang aggteleki szakaszában, a Münich-teremben lévő kb. $20\text{--}40 \text{ cm}$ átmérőjű, mintegy 3 m magas törött cseppkőoszlop biztosan nem földrengés hatására sérült, hiszen ilyen nagy horizontális gyorsulást eredményező rengést még nem regisztráltak a Földön. Itt a fedő és a fekü közötti csúszásra kell gyanakodni.

Előzetes vizsgálataink eredményeit összefog-

1. táblázat

Egyes magyarországi cseppkövek szeizmológiai adatai

	H (m)	D (m)	H/D	a_g (m/s^2)	f (Hz)
Sztalagmit (Baradla, a Sárkány-fejfel szemben)	3,35	0,075	45	0,267	2,7
Sztalagmit (Bükk, Hajnóczy-barlang, Galéria)	3,60	0,050	72	0,150	1,6
Sztalagmát (Baradla, a Sárkányfejjel szemben)	3,90	0,040	97		3,0

H: a cseppkő hossza; D: a cseppkő átmérője; a_g : a horizontális törési gyorsulás; f: a cseppkő sajátfrekvenciája (törési határérték)

lalva és irodalmi adatokat felhasználva elmondható, hogy a Baradla-barlangban talált és eddig már megvizsgált cseppköveket az elmúlt 20 000 évben 1 m/s^2 -nél nagyobb horizontális gyorsulás nem terhelte, ami azt jelenti, hogy mind az MSK, mind a Mercalli–Cancani–Sieberg skálát tekintve 9-esnél nagyobb erősségű rengésnél nagyobb itt nem játszódtott le. A vizsgálatok korlátaira utal azonban, hogy a látszólag egyszerű szerkezetű cseppkövek törőszilárdsága és saját-frekvenciája növekedés közben folyamatosan változik, ez első méréseink alapján egyértelmű. Bizonyos méretű cseppköveknél sajátrezgésük a földrengések frekvenciatartományában „nőhet”. Rezonancia esetén már nem tekinthetők merev testnek és ezért kisebb horizontális gyorsulásnál törnek. Ebben az esetben a töréshez vezető horizontális gyorsulás nagyságának kiszámításához a cseppkő fizikai állandóinak pontos ismeretére van szükség. Egyes cseppkőmintákon meg is kezdtük a laboratóriumi vizsgálatokat, a törőszilárdság és a Young-modulus meghatározását. Ezek ismeretében újra el fogjuk végezni a táblázatban megadott számításokat, amik így, hazai mintákon végzett mérések alapján pontosíthatók lesznek.

Valószínű, hogy kutatásaink kiterjesztésével más barlangokban is fogunk vizsgálatra érdemes képződményeket találni. Az ezeken végzett rezgésmérések és korhatározások még nagyban módosíthatják a terület paleorengéseivel kapcsolatos eddigi ismereteinket.

IRODALOM

- Bada G.–Horváth F.–Fejes I.–Gerner P.** 1999: Review of the present-day geodynamics of the Panonian basin: progress and problems. – *Journal of Geodynamics* 27. pp. 501–527.
- Balla Z.–Schweitzer F.–Szabó Z.** 1993: A pleisztocénben aktív törések és töréss övek összesítő térképe. – Kézirat, MÁFI Adattár.
- Borisoff, B. A.–Reisner, G. I.–Sholpo, V. N.** 1976: Tectonics and maximum magnitudes of earthquakes. – *Tectonophysics* 33. 1–2. pp. 167–185.
- Bosák, P.–Herman, H.–Kadlec, J.–Móga J.–Prumer, P.** 2004: Palaeomagnetic and U-series dating of cave sediments in Baradla Cave, Hungary. – *Acta Carsologica* 33. 2. pp. 219–238.
- Bune, V. I.–Gütsz, V. G. et al.** 1986: Primenénija metoda approksimácii ekszpertnih ocenok dljá pasztróénija karti Mmax zemletrjászénijj Kaukaza. – *Szeizmologiceszkij iszledoványija M VINTI* 9. pp. 49–77.
- Cadorin, J. F. et al.** 2001: Modelling of speleothem rupture. – In: *Camelbeek, Th.* (szerk.): Evaluation of the potential for large earthquakes in regions of present day low seismic activity in Europe. Luxembourg, pp. 27–31.
- Camelbeek, Th.** (szerk.) 2001: Evaluation of the potential for large earthquakes in regions of present day low seismic activity in Europe. Luxembourg, 174 p.
- Chen Y.–Kam-ling T.–Chen F.–Gao Z.–Zou Q.–Chen Z.** 1988: The great Tangshan earthquake of 1976. – Pergamon Press, Oxford, 153 p.
- Delaby, S.** 2001: Paleoseismic investigations in Belgian caves. – In: *Camelbeek, Th.* (szerk.): Evaluation of the potential for large earthquakes in regions of present day low seismic activity in Europe. Luxembourg, pp. 45–49.
- Féher T.** 1994: Aquincumi lovas. – Babits Kiadó, Szekszárd, 524 p.
- Ferencz E.–Péterfalvi Cs.** 2002: Cseppkövek rezgéseinek és letörésük lehetőségeinek vizsgálata földrengések esetén. – ELTE TTK Atomfizikai Tanszék, 46 p.
- Forti, P.–Postpischl, D.** 1984: Seismotectonic and paleoseismic analyses using karst sediments. – *Marine Geology* 55. pp. 145–161.
- Forti, P.–Postpischl, D.** 1988: Seismotectonics and radiometric dating of karst sediments. – In: *Historical seismology of Central-Eastern Mediterranean Region.* ENEA – IAEA Roma, pp. 312–322.
- Gilli, E.–Levret, A.–Sollogub, P.–Delange, P.** 1999: Research on the February 18, 1996 earthquake in the caves of Saint-Paul-de-Fenouillet area (eastern Pyrenees, France). – *Geodinamica Acta* 12. 3–4. pp. 143–158.
- Gutdeutsch, R.–Hammerl, Ch.–Mayer, I.–Vocelka, K.** 1987: Erdbeben als historisches Ereignis. Die Rekonstruktion des Bebens von 1590 in Niederösterreich. – Springer Verlag, 222 p.
- Isao S.–Hideaki O.–Toshihiro S.–Shinji Y.–Syunji S.** 1996: Earthquake-related ground motion and groundwater pressure change at the Kamaishi Mine. – *Engineering Geology* 43. pp. 107–118.
- Jámbor Á.** 1993: Magyarország pleisztocénben aktív törései. – Kézirat, MÁFI Adattár, Budapest.
- Kordos L.** 1984: Magyarország barlangjai. – Gondolat, Budapest, 326 p.
- Lauritzen, S. E.–Leél-Össy Sz.** 1999: Egyes baradlai cseppkövek radiometrikus kora. – *Karszt és Barlang* 1994. pp. 12–15.
- Leél-Össy Sz.–Lauritzen, S. E.** 2004: Genesis of hydrothermal cave based on radiometric data. – *Terra Nova*, megjelenés alatt.
- Marosi S.–Meskő A.** (szerk.) 1997: A paksi atomerőmű földrengésbiztonsága. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 178 p.
- Móga J.** 2002: A tornai Alsó-hegy felszínalaktani vizsgálatának új eredményei. – *Karszt és Barlang* 1998–1999, pp. 95–104.
- Mutnyánszky Á.** 1961: Szilárdságtan. – Tankönyvkiadó, Budapest, 439 p.

- Pospišil, L.–Schenk, V.–Schenkóvá, Z.** 1988: The seismotectonic map. Kézirat, 1 p.
- Réthy A.** 1952: A kárpátmedencék földrendései. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 510 p.
- Rumpler J.–Szabó Z.** 1985: Magyarország pannonnál idősebb képződményeinek törésrendszer térképe. M = 1:500 000. – MÁFI, Budapest.
- Schweitzer F.–Balogh J.–Juhász Á.–Marosi S.–Pécsi M.–Somogyi S.** 1993: Pleisztocénben aktív törés-vonalak és süllyedékterületek. – Kézirat, MTA FKI, 57 p.
- Sholz, H.** 1990: The mechanics of the earthquakes and faulting. – Cambridge University Press, 439 p.
- Szeidovitz Gy.–Csabafi R.** 1998: Szombathely és környezetének földrendései. – Magyar Geofizika 39. 3. pp. 76–79.
- Zámbó L.–Ford, D.–Telbisz T.** 2002: Baradla-barlangi cseppkőkoradatok a késő-negyvedidőszaki klímaintegradások tükrében. – Földtani Közöny 132. pp. 231–238.
- Zsíros T.** 2000: A Kárpát-medence szeizmicitása és földrendés veszélyessége. – Az MTA Geodéziai és