

Hosszú távú földrengés-veszélyeztetettség becslése a Detrekői-zsomboly (Kis-Kárpátok, Szlovákia) sértetlen állócseppkövének vizsgálatával

GRIBOVSZKI K.^{1,2,@}, KOVÁCS K.¹, MÓNUS P.¹, BOKELMANN G.², KONECNY P.^{3,4},
LEDNICKÁ M.³, MOSELEY G.⁵, EDWARDS R. L.⁵, SPÖTL C.⁶, BEDNÁRIK M.⁷, BRIMICH L.⁷,
TÓTH L.¹, HEGYMEGI E.⁸, KEGYES-BRASSAI CS.⁹, SZEIDOVITZ GY.¹

¹Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Geodéziai és Geofizikai Intézet,
Sopron, Csatka Endre u. 6, 9400, Hungary

²Department of Meteorology and Geophysics, Faculty of Earth Sciences, Geography and Astronomy,
University of Vienna, Vienna, Austria

³Institute of Geonics, Academy of Sciences of the Czech Republic, Ostrava-Poruba, Czech Republic

⁴Planetarium Ostrava, Faculty of Mining and Geology, VSB-Technical University of Ostrava,
Ostrava, Czech Republic

⁵Department of Earth Sciences, University of Minnesota, Minneapolis, USA

⁶Institute of Geology, University of Innsbruck, Innsbruck, Austria

⁷Geophysical Institute, Slovak Academy of Sciences, Bratislava, Slovak Republic

⁸Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest, Hungary

⁹PIUS Építészeti, Mérnöki és Számítástechnikai Kft., Győr, Hungary

@E-mail: kgribovs@ggki.hu

Az elmúlt évek során volt szerencsénk felkutatni egy kb. 4 m magas, nyúlánk és sértetlen állócseppkővet a Kis-Kárpátok Detrekői-zsomboly nevű barlangjában. A cseppkő a barlang felszínhez közeli termében található, így jó eséllyel alkalmas lehet a környező területek földrengés-veszélyeztetettségének megállapítására nemcsak napjainkra vonatkozólag, hanem a cseppkő növekedése során, azaz időben visszafelé haladva is. A földrengések méretére vonatkozó, cseppkövek vizsgálatával nyerhető effajta hosszú távú információk igen fontosak lehetnek, tekintve, hogy Közép-Európában a földrengés-katalógusok mindössze az elmúlt 1-2 ezer év rengéseiről tartalmaznak információkat.

Vizsgálati módszerünk megegyezett a korábbi években már alkalmazottal (Szeidovitz et al. 2008), mely magában foglalja a barlangbeli *in situ* méréseket, a mechanikai laborvizsgálatokat és a kormeghatározást, majd pedig mindezek eredményéből az elméleti számításokkal meghatározott kritikus horizontális talajgyorsulás-értékek megállapítását időben visszafelé több ezer évre vonatkozólag.

A vizsgált cseppkövünk segítségével meghatározott, a horizontális talajgyorsulásra vonatkozó időben változó felső határértéket egy ábrában foglaltuk össze. Eredményeinket, melyek felső határértéket jelentenek az elmúlt néhány ezer év során keletkezett rengések keltette talajgyorsulás-értékeknek, összevethetjük a barlang környezetében kipattant vagy feltételezett nagyobb rengések hatásával is (1906, Jókó; i.sz. ~340, Carnuntum). Az eredményábránkon látható, hogy például a jókói rengés idején a horizontális talajmozgás nem lehetett nagyobb 1,02 m/s²-nél, a feltételezett carnuntumbeli rengés idején pedig 1,34 m/s²-nél.

Vizsgálataink eredményeit nem szabad figyelmen kívül hagyni a Detrekői-zsomboly környezetében lévő szerkezetek szeizmikus potenciáljának számításánál, úgymint a Bécsi-medencében lévő Lassee vagy Markgrafneusiedler törésvonalak. Tanulmányunknak különös jelentősége van a két közeli nagyváros, Bécs és Pozsony földrengés-veszélyeztetettségének megállapításában is.

Gribovszki, K., Kovács, K., Mónus, P., Bokelmann, G., Konecny, P., Lednická, M., Moseley, G., Edwards, R. L., Spötl, C., Bednárík, M., Brimich, L., Hegymegi, E., Tóth, L., Kegyes-Brassai, Cs., Szeidovitz, Gy.: Constraints on long-term seismic hazard from vulnerable stalagmite in Plavecká priepasť cave, Slovakia

A specially shaped (candlestick shape, high, slim and more or less cylindrical), intact and vulnerable stalagmite (IVSTM) in the Plavecká priepasť cave has been examined. This IVSTM is suitable for estimating the upper limit for horizontal peak ground acceleration (HPGA) generated by prehistoric and paleoearthquakes. These long-term information about size of

earthquakes can be important taking into account that historical earthquake catalogues are only 1-2 thousand years long in Central Europe.

The method of our investigation is:

- the density, Young's modulus and tensile failure stress of broken stalagmite samples (lying at the same hall of the Plavecká priepast' cave, as the stalagmite we investigated) have been measured in mechanical laboratory;
- the height and the diameters of the IVSTM have been determined in situ, and its vibration was measured in the cave as well;
- theoretical calculations, based on *in situ* measurements, produce the value of horizontal ground acceleration resulting in failure, as well as the theoretical natural frequency and harmonic oscillations of the IVSTM;
- core samples were taken from a column dripstone standing in the same hall as the investigated stalagmite to obtain the age of the stalagmite, by Multi Collector – Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry analysis (MC-ICP MS).

The HPGA values as a function of time going backward into the past determined from the stalagmite we investigated were presented on a figure. The figure shows that for example at the time of Jókő event the HPGA value could not be higher than 1.02 m/s^2 , and at the time of the assumed Carnuntum event (~340 A.D.) it could not be higher than 1.34 m/s^2 .

This technique can yield important new constraints on seismic hazard as well, as geological structures close to Plavecka priepast' cave did not generate strong paleoearthquakes in the last few thousand years, which would have produced horizontal ground acceleration larger than the upper acceleration threshold that we determine from the IVSTM.

These results have to be taken into account, when calculating the seismic potential of faults near to the Plavecka priepast' cave as well as faults in Vienna basin (Markgrafneusiedler and Lasse faults). A particular importance of this study results from the seismic hazard of two close-by capitals Vienna and Bratislava.

Beérkezett: 2017. május 28.; *elfogadva:* 2017. szeptember 10.

1. Bevezetés

A földrengésveszély meghatározása a kis gyakoriságok ($<10^{-4}/\text{év}$) tartományában nem könnyű feladat, hiszen hiányzik az ehhez szükséges hosszú időtávra vonatkozó visszamenőleges szeizmicitási információ. Ennek oka, hogy a műszeresen rögzített szeizmicitás mindössze kb. 100 évre visszamenőleg áll a rendelkezésünkre, és a történeti földrengés-katalógus feljegyzései is mindössze néhány 100 évre visszamenőleg tekinthetőek teljesnek.

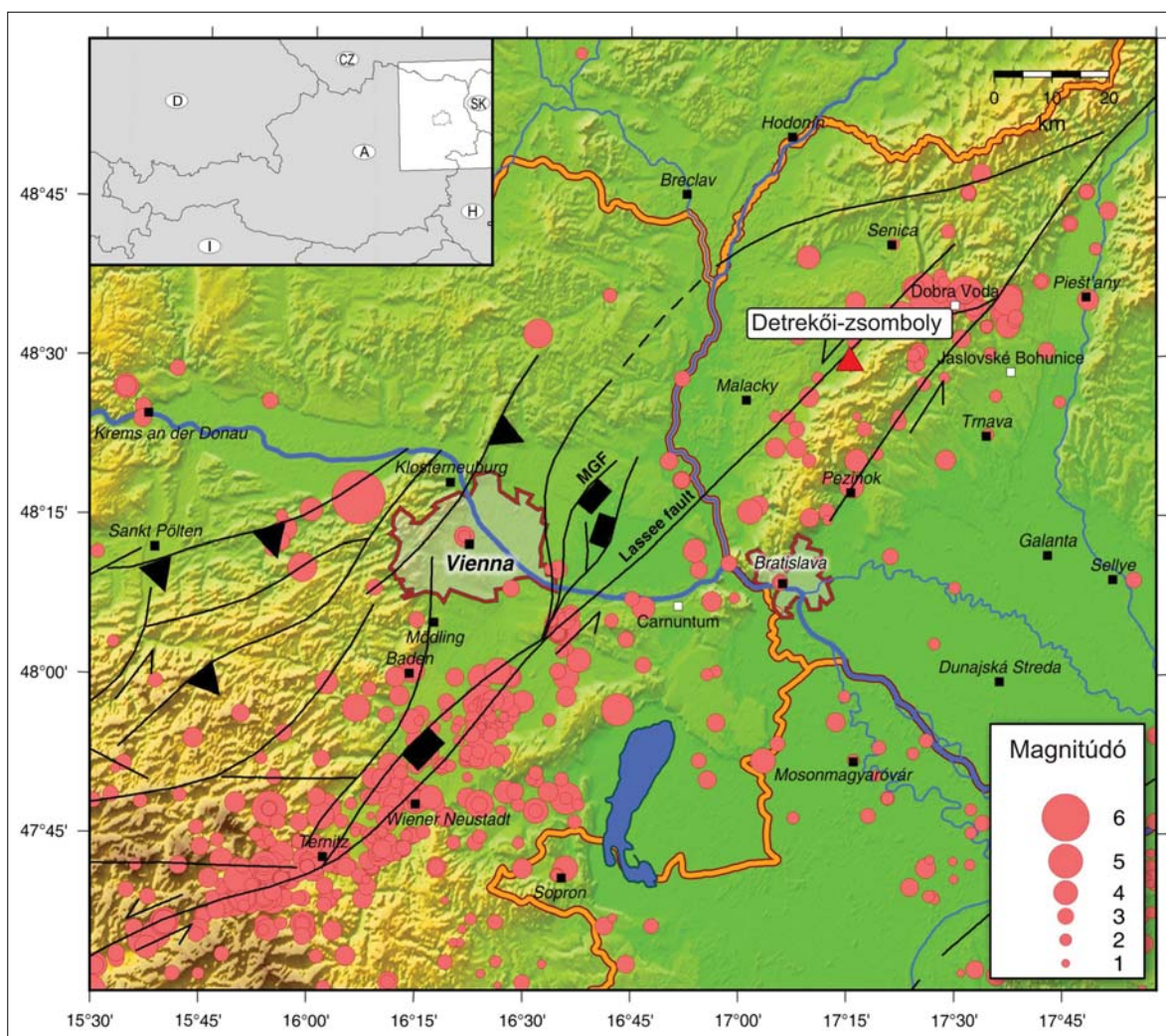
Mindezekből kifolyólag a szükséges információt (a jelenlegi katalógusoknál hosszabb időtávra visszamenőleg érvényes) paleorengésekre utaló árulkodó nyomok felkutatásából, vagy éppen ellenkezőleg nagy erejű rengések hiányára utaló jelekből nyerhetjük. Kutatásainkban mi ezzel az utóbbi esettel foglalkozunk, mégpedig olyan formában, hogy sértetlen állócseppköveket vizsgálunk.

Léteznek korábbi tanulmányok, amelyekben sértetlen állócseppköveket vizsgáltunk paleorengések nyomainak felkutatására a közép-európai régióban (Szeidovitz et al. 2005, 2008, 2008a, Paskaleva et al. 2006, 2008, Gribovszki et al. 2008, 2013, 2013a). A magyar, bolgár és szlovák cseppkővizsgálatok során számos gyertyaszál alakú, sértetlen, alacsony sajátfrekvenciával rendelkező állócseppkővet sikerült azonosítanunk és részletesen tanulmányoznunk. A cseppkövek paramétereire alapján kiszámítottuk a „kritikus” horizontális talajgyorsulás értékét. Ezek az eredmé-

nyek új és a korábbiaknál szigorúbb (alacsonyabb) horizontális talajgyorsulásra vonatkozó értékeket eredményeztek az észak-magyarországi területen. Ezek a vizsgálatok hatással vannak a közép-európai régió földrengés-veszélyeztetettségi értékelésére ugyanúgy, mint a környező régiókéra egyaránt.

Az elmúlt évek során azonosítottunk néhány különösen érzékeny állócseppkővet a Kis-Kárpátokban (Szlovákiában, Pozsonytól 30 km-re északra, Plavecka priepast', azaz Detrekői-zsomboly, *1. ábra*) és a Sattelbergben (Ausztriában, Gráctól 15 km-re keletre, Katerloch Höhle, Gribovszki et al. 2016).

Jelen cikkben bemutatott kutatás a Detrekői-zsomboly legsérülékenyebb állócseppkővet vizsgálja. Vizsgálataink azt mutatják, hogy ez az állócseppkő jelenlegi formájában még alacsony horizontális gyorsulásnál is eltörne (a kiszámított kritikus horizontális gyorsulásérték $<0,33 \text{ m/s}^2$ a barlangban és $<0,99 \text{ m/s}^2$ a felszínen). Kimutattuk, hogy ez az alacsony érték teljesen összhangban áll a barlang közelében (20 km-en belül) kipattant jókői rengésnek (Dobra Voda, 1906. január 10.) a barlang környezetére megállapított intenzitásával. A cseppkő méretét megbecsülve az elmúlt 500 évre vonatkozólag, majd abból kiszámítva a kritikus horizontális talajgyorsulás értékét megállapítható, hogy a kapott gyorsulási szint jó egyezést mutat a Detrekői-zsomboly területére a SHARE Model által megadott talajgyorsulási csúcstérték (PGA) tartomá-



1. ábra A vizsgált barlang, a Detrekői-zsomboly (Plavecká priepast) elhelyezkedése a Kis-Kárpátokban, Szlovákiában (piros háromszög) és az ismert, aktív törésvonalak (fekete vonalak: Horváth et al. 2004, MGF a Markgrafneusiedler törésvonalat, a Lassees fault pedig a Lassees törésvonalat jelöli), továbbá az ábrán láthatóak a történelmi és a műszeres földrengések epicentrumai (piros körök: Zsíros 2000, Tóth et al. 1996–2014). A fekete vonalakon található különböző jelek a törésvonalak típusára utalnak. A fekete háromszög feltolódást, a fekete négyzetet pedig oldaleltolódást jelöl. A két amorf alakú piros vonallal körbehatárolt terület Bécs (Vienna) és Pozsony (Bratislava) fővárosokat szemlélteti. A bal felső sarokban lévő átnézeti térkép az ábrán szereplő terület pozícióját mutatja annak tágabb környezetében. A fekete négyzetek a környező nagyvárosokat mutatják, míg a fehér négyzetek a környéken található fontosabb objektumokat szemléltetik

Figure 1 Location of the Plavecká priepast' cave (red triangle) in the Little Carpathians of Slovakia, near the Vienna Basin Transfer Fault System, two faults of which are the MGF (Markgrafneusiedler) and Lassees fault, as well as active faults (Horváth et al., 2004) and seismicity of the area (red circles: Zsíros 2000, Tóth et al. 1996–2014). The black lines show the major faults of the area (black triangle – thrust fault, black rectangle – normal fault, black lines with arrow – strike slip fault). The two amorphous areas are the two nearby capitals Vienna and Bratislava. The general map, situated at the top left hand side of the figure, shows the position of the area of Fig. 1 in Austria and Slovakia. Black squares represent the large towns, white squares represent location of objects, that can be important at the point of view of seismic hazard

nyának ($1 \text{ m/s}^2 < \text{PGA} < 1,5 \text{ m/s}^2$) legalacsonyabb részével. (A SHARE Model értékeit probabilisztikus földrengésveszélyeztetettség-számítási módszerrel határozták meg 475 éves visszatérési időt figyelembe véve, azaz 50 év alatt 10% valószínűséggel keletkezik olyan földrengés, amely által keltett talajgyorsulás meghaladja az adott értéket, ld. Danciu et al. 2013, Giardini et al. 2013). Valamint ez az érték alacsonyabb, mint a Tóth et al. (2006) által a zsomboly környezetére megállapított PGA tartomány értékeinél ($1,60 \text{ m/s}^2 - 1,65 \text{ m/s}^2$) szintén 475 évre vonatkozóan.

2. A vizsgálat módszere, helyszíne és tárgya

Kutatásunk tárgyai a sértetlen, de sérülékeny, gyertyaszál alakú állócseppkövek. Alapfeltételezésünk az, hogy ezek a speciális alakú cseppkövek túléltek „életük” (fejlődésük és létük) során az összes addig keletkezett földrengést, ebből következőleg ezek a cseppkövek alkalmasak arra, hogy segítségükkel felső becslést adhassunk a környezetükben előfordult földrengések által keltett maximális horizontális talajmozgás mértékére vonatkozólag akár több ezer évre visszamenőlegesen is. Jelen kutatómunka végső

célja, hogy a korábbi vizsgálatok során meghatározott (PSHA-számítások stb.) kritikus horizontális talajgyorsulás-értékeket verifikálja, illetve a szeizmotektonikai forrásmodellek M_{\max} értékeinek meghatározásához segítséget nyújtson.

Ezek a sérülékeny, állócseppkövekkel kapcsolatos új megfigyelések számos fontos alkalmazási lehetőséget rejtenek magukban. Többek között lehetőséget adnak arra, hogy például a vizsgált barlang környezetében pontosítsuk a korábbi földrengés-veszélyeztetettség eredményeinket. Mi éppen ebből a célból vizsgáljuk a sérülékeny cseppköveket, mégpedig oly módon, hogy segítségükkel a történelmi földrengések előtt kipattant paleorengések nyomait vagy kizáró okait kutathassuk. Az elmúlt évtizedekben a földrengések és a cseppkövek növekedése, dőlése és törése közötti kapcsolatot számos esetben vizsgálták már minket megelőzően (Forti, Postpischl 1984, 1988, Delaby 2001, Cadornin et al. 2001, Lacave et al. 2000, 2004, Kagan et al. 2005, Becker et al. 2006, Bednárik 2009). Ezek a kutatások az általunk használt módszertől eltérő módon látható, létező jeleket kutattak (mi, ezekkel ellentétben, éppen a jelek hiányából következtetünk nagy rengések be nem következére a vizsgált területen).

Kutatásunk legelső és egyben kardinális pontja, hogy felleljük azokat a sértetlen, de sérülékeny, állócseppköveket, amelyek a paleoszeizmológiai kutatómunkánk céljaira megfelelőek. A vizsgálati céljainkra alkalmas állócseppkövek fontos paramétere a nagy magasság-átmérő arány ($H/D \geq 50$) és az, hogy ezeknek cseppköveknek az alakja többé-kevésbé hengeres legyen. Az ilyen alakú cseppkövek speciális neve a gyertyaszál alakú, állócseppkő (candlestick type stalagmite). Tapasztalataink szerint az ilyen típusú cseppkövek már a horizontális talajgyorsulás alacsony értékeinél is eltörnének. Ebből következőleg megfelelő jelzőeszközei lehetnek annak, hogy egy bizonyos nagyságú paleorengésnél nagyobb nem keletkezhetett egy adott területen. Az általunk alkalmazott technika során megmérjük a barlangban talált, törött cseppkövek geomechanikai paramétereit (sűrűség, Young-modulus, törőszilárdság). Ezek felhasználásával és a helyszínen, a barlangban mért méretadatok alapján elméleti számításokkal meghatározzuk azt a kritikus talajgyorsulás-értéket, amelynek hatására a cseppkő már eltört volna. Továbbá geofizikai módszerekkel megmérjük a helyszínen a cseppkő sajátfrekvenciáját, és összehasonlítjuk azt a geomechanikai paraméterekből kiszámított elméleti értékkel. A módszer része a helyszínen vett magminták kormeghatározása is, melynek segítségével információt nyerhetünk a cseppkő koráról és növekedési sebességéről is. A kormeghatározást korszerű és költséges MC-ICP MS módszerrel végezzük. A cseppkő növekedési sebességének ismeretében időben több ezer évre visszamenőleg is meghatározhatjuk a cseppkő alakját, és ennek segítségével különböző időtávra visszamenőleg a horizontális talajgyorsulásra különböző kritikus értékeket állapíthatunk meg. Ezek a különböző időtávra visszamenőleges számítások akár nagy segítségünkre lehetnek abban is, hogy a barlang környezetében korábban

feltételezett nagy erejű rengések kipattanásának feltételezését esetleg meg is cáfolhassuk.

Jelen cikkben bemutatjuk a Detrekői-zsombolyban található sértetlen, de sérülékeny, gyertyaszál alakú állócseppkő (IVSTM) részletes vizsgálatát a „kritikus” horizontális talajgyorsulás értékének megállapítása céljából a cseppkő korának figyelembe vételével a múltban visszafelé haladva. A vizsgált IVSTM alkalmas álló cseppkövek segítségével végzett földrengés-veszélyeztetettség kutatására, mivel az hengeres alakú, és rendelkezik a szükséges nagyságú magasság/átmérő aránnyal.

2.1. A barlang mint vizsgálati helyszín leírása

A vizsgált IVSTM a Detrekői-zsombolyban (szlovák néven Plavecká priepast') található. A Detrekői-zsomboly a Kis-Kárpátokban, Szlovákia nyugati részén helyezkedik el, közel a Bécsi-medencéhez és Bécs és Pozsony fővárosokhoz (1. ábra). A Kis-Kárpátok középső részének nyugati peremén található karszterület a Detrekői-karszt. A barlang a Detrekői-karsztnak pontosan az alatt a kiemelkedése alatt foglal helyet, melynek csúcsán a XIII. században épített Detrekő vára áll. A barlang humán hatástól való elzártságának bizonyítása és így természeti kincseinek magas szintű megőrzöttsége szempontjából fontos megemlíteni, hogy a vár építésének idején bevett gyakorlattal ellentétben a várnak nem létezik menekülési útvonala a barlang felé. A barlang bejárata a várhegy nyugati felén található, Detrekőváralja (Plavecké Pohradie) településhez közel. A barlang Triász mészkőben fejlődött ki, amely dolomit-rétegeket is tartalmaz.

A 30 m mély, vertikális szakadékon keresztül megközelelhető barlang, turisták által nem látogatható (7b. ábra). A vizsgált állócseppkő a barlangnak a „Cseppkő terem” elnevezésű részén található (7a. ábra), amely a barlang déli terme. Ez a terem kb. 400 db nyúlánk, gyertyaszál alakú cseppkövet vagy cseppkőoszlopot tartalmaz. Ezeknek az állócseppköveknek az átlagos magassága kb. 1,5–2,5 m, az átlagos átmérőjük pedig maximum 10 cm. Két álló cseppkő 3 m-nél valamivel magasabb, és van egy legalább 4 m magas nyúlánk, álló cseppkő is a barlangban (2. ábra).

A barlang teljes hossza mindössze 335 m, a szélessége pedig 15–20 m (7a. ábra). A vertikális kiterjedése 70 m (7b. ábra). A barlangról és a cseppkőképződményekről szóló további részletes leírások megtalálhatóak Butás (2005) és Šmída (2010) cikkeiben.

2.2. A vizsgálat tárgya, a sérülékeny, de sértetlen állócseppkő

Korábbi tapasztalataink alapján a mi vizsgálati céljainkra olyan hengeres felépítésű, álló cseppkövek alkalmasak, amelyek magasság-átmérő aránya legalább 20. A sajátfrekvenciája ezeknek a cseppköveknek elegendően alacsony ahhoz, hogy az a közeli rengések frekvenciatartományába essen (amely 20 Hz alatti) (Lacave et al. 2000, 2004).



2. ábra | A vizsgált sérülékeny állócseppkő a Cseppkő teremben, a cseppkő magasságának mérése során
Figure 2 | Measuring the height of the stalagmite we investigated (IVSTM) in the rear of Chamber of dripstones

A vizsgált cseppkövek alacsony sajátfrekvenciájának azért van jelentősége, mert ha a cseppkő sajátfrekvenciája a közeli rengések frekvenciatartományába esik, akkor a cseppkő a rezonancia hatására, az általunk jelenleg csak a statikus esetre kiszámított kritikus horizontális gyorsulásértéknél kisebb gyorsulásra is már eltörne. Továbbá, minél nagyobb a magasság-átmérő arány, annál alacsonyabb horizontális talajgyorsulásra fog statikus esetben eltörni az álló cseppkő.

A vizsgálatra alkalmas cseppkő kiválasztásánál a másik fontos tényező az, hogy a cseppkövet tartalmazó barlangterem sekély mélységben helyezkedjen el, mivel a földrengéshullámok a mélység növekedésével lecsillapodnak (Becker et al. 2006). A vizsgált cseppkövünk a barlang „Cseppkő terem” elnevezésű részén található (7a. ábra), amely a barlang déli terme. Ez a déli terem nem mélyebben, mint 175 m-re található a Detrekői-várdomb tetejétől.

A vizsgált cseppkő legalább 4 m magas (2. ábra), átlagos átmérője kb. 8 cm, és a 30 m mély vertikális szakadék aljától (amely fölött a barlang bejárata található) kb. 40–50 m-re áll. A sajátfrekvencia meghatározásához a cseppkő vibrációját az *in situ* vizsgálatok során rögzítettük, és megmértük a cseppkő pontos méreteit is (2. ábra, 1. táblázat).

Mivel a kormeghatározáshoz szükséges magminta-vétel során félő volt, hogy a sérülékeny állócseppkő eltörik, ezért a magmintákat egy, a vizsgált cseppkövel azonos barlangteremben álló, de már oszloppá összenőtt cseppkőből vettük 2 különböző magasságban és több különböző mélységben (5. ábra).

3. Roncsolásmentes *in situ* mérések

Mivel a helyben végzett mérések a sértetlen állócseppkövek esetében kizárólag roncsolásmentes mérések lehetnek (Szlovákia teljes területén is természetvédelmi oltalom alatt állnak a cseppkövek ugyanúgy, mint hazánkban), ezért az *in situ* vizsgálatainkban kizárólag a sajátfrekvencia és a cseppkövek méretének meghatározására szorítkozhattunk.

A sajátfrekvencia méréséhez egy speciális, alacsony frekvenciájú geofont használtunk (LF-24 típusút), amelyet a cseppkő oldalára erősítettünk. Ennek a típusnak van beépített előerősítője. A geofon sajátfrekvenciája 1 Hz. Az érzékelő által mért jelek rögzítésére Reftek 130S-01 adatgyűjtőt használtunk (24 bites, AD konverterrel). Egy spe-

1. táblázat. A roncsolásmentes *in situ* mérés eredményei (méretek, sajátfrekvencia)

ID	Magasság (m)	Átmérő (cm)	H/D	mért f_0 (Hz)	mért f_1 (Hz)	mért f_2 (Hz)
IVSTM	≥4	átlag: 8 (10,5–6)	50	3	14,5; 16	36; 41

ciális rögzítőeszközt készítettünk az érzékelő cseppkőre történő felszereléséhez azért, hogy biztosítsuk a tökéletes mechanikai csatolást a cseppkő és a geofon között, továbbá hogy helyesen tudjuk beállítani a geofon horizontális pozícióját. A geofon rögzítése után a vizsgált sérülékeny, állócseppkövet egy gyenge ütessel gerjesztettük. Az oszcilláció spektrális teljesítménysűrűsége azt mutatja (3. ábra), hogy a cseppkő sajátfrekvenciája (f_0) körülbelül 3 Hz, és az első felharmónikusok oszcillációi 14,5 és 16 Hz körül vannak (a sajátfrekvencia-mérésnek kb. 0,2 Hz a hibája). Ezek az értékek mind 20 Hz alattiak, azaz azok beleesnek a közelben kipattanó közepes erejű földrengések frekvenciatartományába. Ez azt jelenti, hogy ez az állócseppkő beazonosítható egy közeli földrengés kipattanásakor.

A mi elméleti számításunk, amely az egytengelyű tartók elméletén (cantilever beam theory) alapul, nem veszi figyelembe a rezonanciát, ami azt jelenti, hogy a valóságban az IVSTM eltörhetne az általunk kiszámított horizontális gyorsulásnál kisebb értéken is. Tehát a becslésünk konzervatív becslésnek tekinthető.

Ahogy a 3. ábra és az 1. táblázat mutatja az első felharmónikusoktól kezdődően a harmonikus oszcilláció kettéválik, ennek oka az lehet, hogy a vizsgált cseppkő nem teljesen tengelyszimmetrikus.

4. Az elméleti számítások és a geomechanikai és rugalmasságtani laboratóriumi mérések eredményei

Abban az esetben, ha az állócseppkő ideális alakú (hengeres, azaz állandó a keresztmetszeti átmérője) a következő egyszerű egyenlet – amely az egytengelyű tartók elméletén alapul – használható ahhoz, hogy kiszámítsuk a cseppkő sajátfrekvenciáját és a törését okozó horizontális talajgyorsulását (Cadorin et al. 2001, Lacave et al. 2000, Szeidovitz et al. 2008a). Az állócseppkő sajátfrekvenciája:

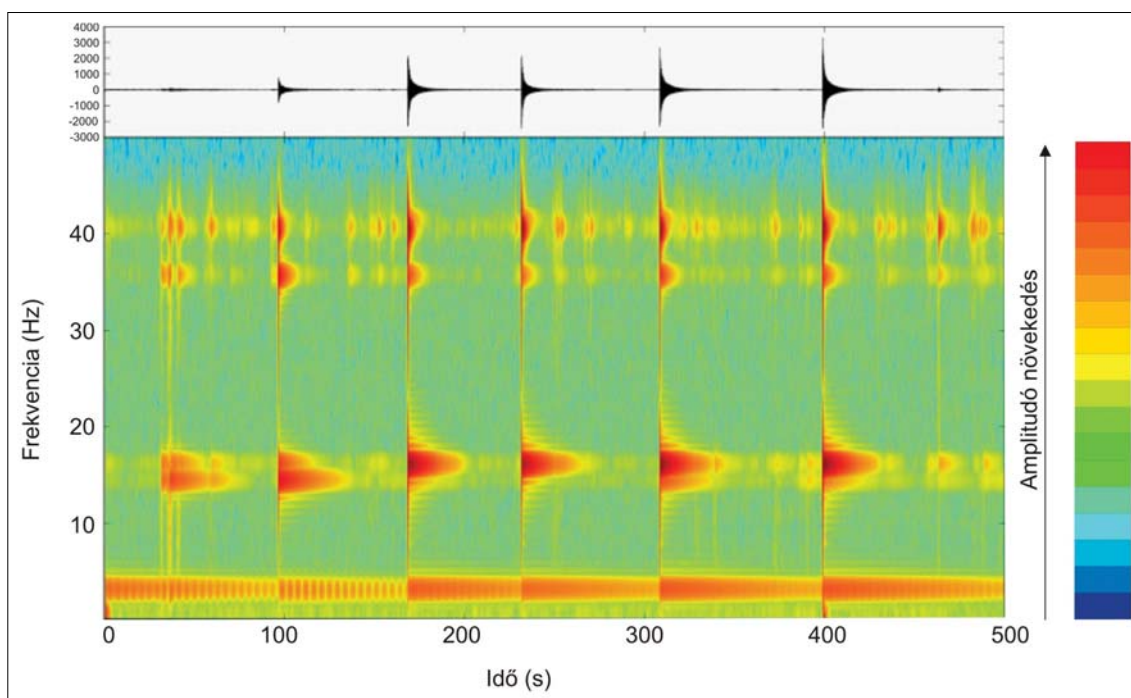
$$f_0 \approx (1/\pi) [3,1 ED^2/16 \rho H^4]^{1/2}. \quad (1)$$

A horizontális talajgyorsulás, amely a cseppkő törését okozná, kifejezhető, mint:

$$a_g = (D\sigma_u)/(4\rho H^2), \quad (2)$$

ahol D a cseppkő átlagos átmérője, H a cseppkő magassága, ρ a cseppkő sűrűsége, E a rugalmassági Young-modulusa és σ_u a törőszilárdsága.

Az egytengelyű tartó harmonikus oszcillációja a Bernoulli–Euler-egyenlet szerint (Kong et al. 2008):



3. ábra A vizsgált sérülékeny állócseppkő oszcillációja és spektrálisteljesítménysűrűsége a gerjesztett cseppkő vibrációjának idő-során ábrázolva. A spektrogramhoz tartozó, a teljesítménysűrűség mértékét ábrázoló színskála az ábra jobb oldalán található

Figure 3 Vibration and power spectral density of the studied IVSTM along the recorded signal of the excited IVSTM. The colour scale bar belongs to the spectrogram is at the right side of the figure

2. táblázat. A mechanikai laboratóriumi teszt eredményei

	sűrűség, ρ (kg/m ³)	ultrahang, V_p (km/s)	ultrahang, V_s (km/s)	dinamikus Young-modulus, E (MPa)	szakítószilárdság, σ_u (MPa)
Detrekői-zsomboly	1 940,5 ± 6,4	4,40 ± 0,18	2,10 ± 0,16	25 181,0 ± 3 915,3	0,51 ± 0,13

$$f_i = (\omega_i/2\pi) = [(s_i L)^2/2\pi] \cdot [EI/\rho A H^4]^{1/2}, \quad (3)$$

ahol I a keresztmetszet második nyomatéka, A a keresztmetszet területe, és ω_i a körfrekvencia. Az utóbbi képletben $s_i L$ a következő értékekkel helyettesíthető:

$$s_i L = 1,875, 4,694, 7,855, 10,996, 14,137, \quad i = 1, 2, 3, 4, 5.$$

Hengeres alaknál $I = (\pi/64)D^4$, és így a (3) egyenlet a következőképpen változik meg (Kong et al. 2008):

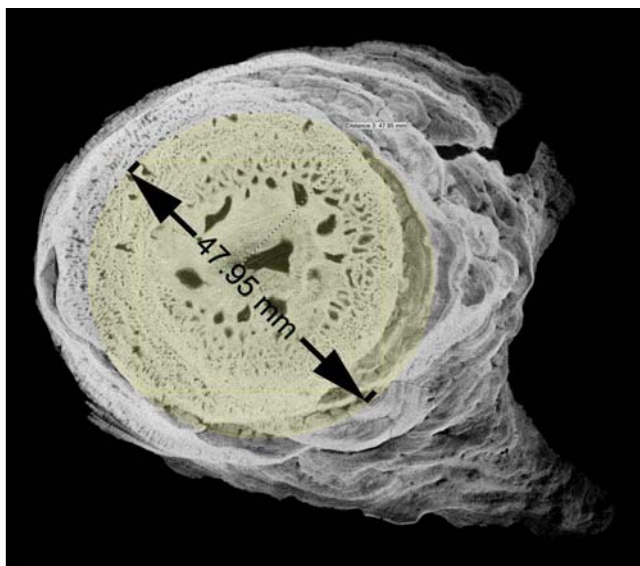
$$f_i = \alpha_i [ED^2/16\rho H^4]^{1/2}, \quad (4)$$

ahol $\alpha_i = (s_i L)^2/2\pi$, és így $\alpha_0 = 0,559$; $\alpha_1 = 3,507$; $\alpha_2 = 9,820$; $\alpha_3 = 19,244$; $\alpha_4 = 31,808$.

A sűrűség értéke, az ultrahangos V_p , V_s és a törőszilárdsági értékek mind mechanikai laboratóriumi méréseken alapulnak (2. táblázat). A törőszilárdságot egyszerű laboratóriumi szakítószilárdsági teszttel határoztuk meg.

A dinamikus Young-modulust az ultrahanggal meghatározott V_p és V_s értékekből számítottuk ki (Nováková et al. 2011, Konecny et al. 2015). A méréseket a Cseh Tudományos Akadémia Geonikai Intézetének (Institute of Geonics) mechanikai laboratóriumában végeztük el. Az eredményeket a 2. táblázat tartalmazza.

Az eredményeink azt mutatják, hogy a Detrekői-zsombolyból származó eltört cseppkődarabokon mért törő-



4. ábra Computertomográfias kép egy letört álló cseppkőről a Detrekői-zsombolyból. Kamil Soucek felvétele. (A sárgával jelölt terület a méretmeghatározáshoz volt szükséges)

Figure 4 Tomographic image of a fallen stalagmite from the Plavecká přepast cave (by courtesy of Kamil Soucek). The region marked in yellow served to estimate physical dimensions

szilárdsági értékek ($\sigma_u = 0,51$ MPa) sokkal alacsonyabbak, mint a Baradla-barlang Olimposz terméből származó mintákon mért értékek ($\sigma_u = 1,62$ MPa), és a Domica-barlang Ördöglik terméből származó minták esetén mért értékek ($\sigma_u = 2,75$ MPa) (Szeidovitz et al. 2008, Gribovszki et al. 2013a). Ezek a törőszilárdsági értékek azonban nagyon közel vannak a minimumértékhez (0,4 MPa), amelyet korábban a Hotton-barlangból (Belgium) származó törött mintákon mértek (Cadorin et al. 2001) statikus hajlítószilárdsági teszttel.

A Detrekői-zsombolyból származó törött cseppkövek tomográfias képei (4. ábra) adhatnak magyarázatot az alacsony szakítószilárdsági értékekre. Ezeken a felvételeken a törött cseppkövek keresztmetszetén rengeteg lyuk (zárvány) látható a cseppkövek belsejében, és ez azt jelenti, hogy a cseppkövek belső szerkezete nem homogén. Ezek a belső lyukak csökkentik a cseppkő anyagának a szakítószilárdságát, valamint a lyukak miatt a cseppkő kevésbé ellenálló a horizontális dinamikus hatásokkal szemben.

A dinamikus Young-modulus értéke (25,2 GPa) nagyobb, mint amit meghatároztunk a Baradla-barlang Olimposz terméből származó minták esetén ($E = 20,8$ GPa) és közel azonos a Domica-barlang Ördöglik terméből származó mintáknál megállapított értékkel ($E = 23,6$ GPa).

A 3. táblázat majdnem azonos az 1. táblázattal, azonban kiegészítettük az elméleti sajátfrekvenciáértékkel (f_0) és a törést okozó horizontális talajgyorsulás elméleti értékével (a_g). Ezek az értékek elméleti számítások eredményei, amelyeket az (1) és (2) egyenletek alapján számítottunk. Az elméleti számításokban a laboratóriumi tesztek eredményeit és a cseppkő méretadatait használtuk fel.

A számított sajátfrekvencia-érték majdnem azonos a mért értékkel. A különbség azzal magyarázható, hogy számításainkban elhanyagolásokkal és általánosításokkal élünk. A cseppkő valós alakja például nem teljesen hengeres, és az anyaga sem teljesen homogén, valamint a fizikai paramétereit is azoknak mechanikai teszteknek az eredményeiből nyertük, amely teszteket más (törött) cseppköveken hajtottunk végre.

A törést okozó horizontális talajgyorsulás eredménye $0,33$ m/s² statikus esetben. Ennek számításánál nem vettük figyelembe a rezonancia jelenséget, amely a sztalagmitban ébredhet a közeli földrengések hatására az alacsony frekvenciákon.

Az elméleti számítások segítségével meghatározott harmonikus oszcillációértékeket és azok összehasonlítását a mért értékekkel Gribovszki et al. (2017) publikációja tartalmazza.

3. táblázat. Az 1. táblázat kiegészítve a természetes frekvenciával és a törést okozó horizontális talajgyorsulás eredményével az elméleti számítások alapján

A mechanikai laboratóriumi teszt eredményei	Magasság (m)	Átmérő (cm)	M/\hat{A}	mért f_0 (Hz)	elméleti f_0 (Hz)	elméleti a_g (m/s ²)
IVSTM	>4	átlag: 8 (10,5–6)	50	3	2,5	0,33

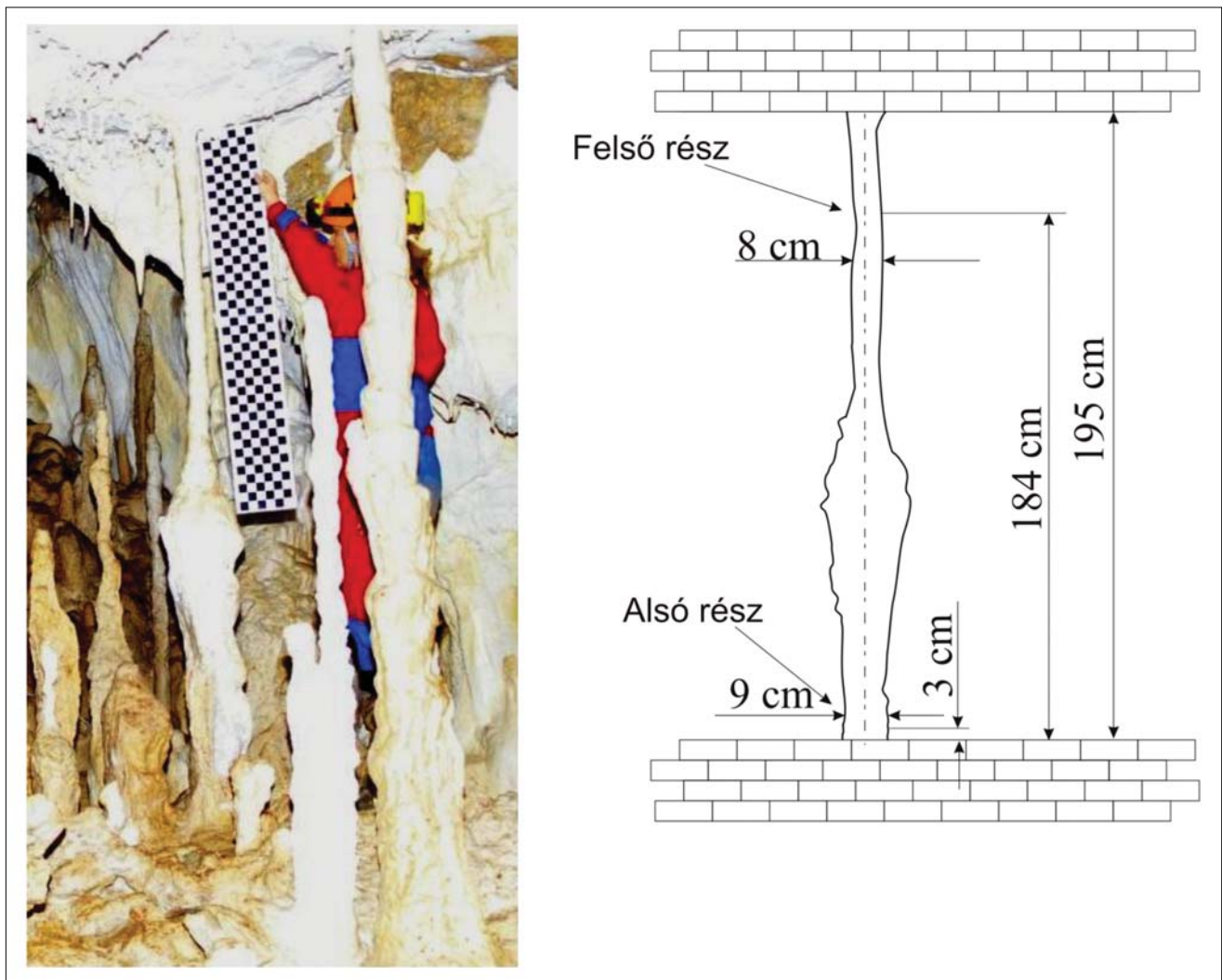
5. Cseppkövek kormeghatározása

A cseppkövek kiválóan megőrzik a régmúlt klímáját és környezetét (Fairchild, Baker 2012), mivel hosszú idők folyamán többé-kevésbé folytonosan növekszenek. Egyik legfontosabb tulajdonságuk, hogy koruk pontosan meghatározható uránsoros kormeghatározással. A cseppköveket különösen is a legjobb archívumoknak tekintik a szabályos belső növekedési struktúrájuk miatt.

Még vitatott, hogy vajon a földrengésekhez kapcsolódó deformációk szintén megállapíthatóak-e az állócseppkövekből (Forti 2001, Becker et al. 2006). Az állócseppkö geometriája függ a lecsöpögő víztől (kiválás és kémiai összetétel) és a cseppkö tetejének a mennyezettől mért távolságától. A cseppkö minden rétege tárolószerepet játszik a saját növekedési történetében. A cseppkö tengelyének bármely irányváltozása vagy az egyenestől történő eltérése, hatással van a növekedési mintára. Ezek az eltolódások

kapcsolódhatnak egy földrengés okozta felszínátalakuláshoz, de lehetnek egy másféle folyamat eredményei is, mint például a lecsöpögés helyének megváltozása a mennyezeten vagy az üledékes aljzat, amelyre a cseppkö ráépült, lecsüllyedése vagy elmozdulása.

A Detrekői-zsombolyban az *in situ* kormeghatározáshoz a magmintáinkat egy 195 cm magas oszlop-cseppköből vettük (5. ábra). A részletesen vizsgált IVSTM (legalább 4 m magas sztalmagmit) korszerkezetét egyelőre nem tudtuk megállapítani, mivel a cseppkö nagyon törékeny, és félő volt, hogy a magminta vétele közben eltörik. A törékeny cseppkövet helyettesítendő egy oszlop-cseppkövet (sztalmagmit) választottunk (ez a már említett 1,95 m magas *in situ* oszlop-cseppkö), amely a cseppkö-barlangnak az általunk részletesen vizsgált cseppkövével azonos termében áll. A kormeghatározáshoz a cseppkö aljáról (3 cm) és 1,84 m magasságából vettünk mintákat (5. ábra).



5. ábra | Az 1,95 m magas *in situ* cseppköoszlop (sztalmagmit), amelyet kormeghatározásra használtunk (balra) és a fotó a barlang terméről az oszlop elhelyezkedésével. (Az oszlop-cseppkö alsó és felső részén van a fúrt minta elhelyezkedése 0,03 és 1,84 m magasságban)

Figure 5 | The 1,95 m *in situ* dripstone column used for age determination. ‘Felső rész’ and ‘Alsó rész’ refer to the positions of the core samples, along the vertical axis of the dripstone, at heights of 0.03 and 1.84 m on the dripstone

Az urán- és tóriumkoncentráció, izotóparány- és koradatok (alapkor = 1950 K.u.) a Minnesotai Egyetemen kerültek meghatározásra egy többdetektoros induktív csatlósú plazma-tömegspektrometriai eljárás (MC-ICP MS, Thermo Fisher Neptune), és a Shen et al. (2012) és Cheng et al. (2013) által leírt protokollok felhasználásával.

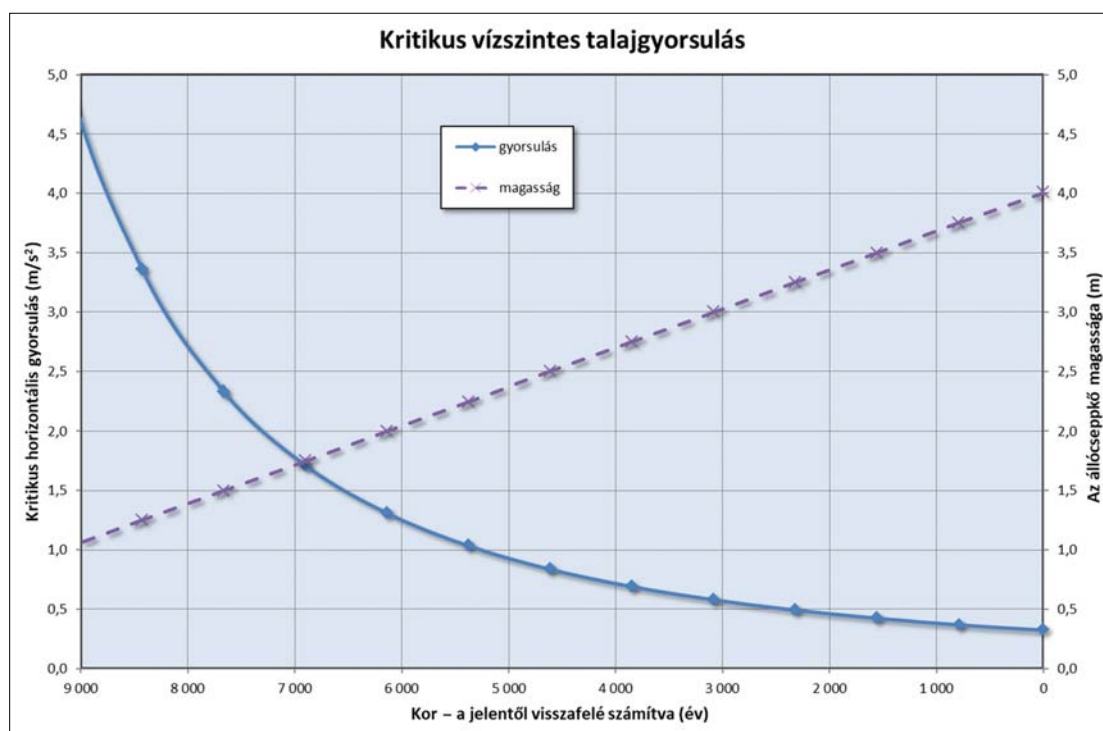
A kormeghatározási eredmény azt mutatja, hogy az oszlopcseppkő kialakulása (kiválása) a korai Holocénben elkezdődött, körülbelül 10,5 ezer évvel ezelőtt, a sztalagmát teteje pedig (1,84 m-nél) körülbelül 5 ezer éves. A cseppkő növekedési sebessége körülbelül 1 mm / 3 év, ami sokkal gyorsabb, mint az előzőekben meghatározott más szlovák és magyar barlangokból származó cseppkővek növekedési sebessége (Baradla és Domica: 1 mm / 16 év és 1 mm / 53 év, Szeidovitz et al. 2008, Gribovszki et al. 2013a).

Később a Detrekői-zsombolyból származó további magminták tanulmányozására is sor került, melyek eredményei megtalálhatók Gribovszki et al. (2017) cikkében.

6. A növekvő cseppkő alakjának változása az időben visszafelé haladva

A kormeghatározási eredményekre alapozva, a múltban visszafelé haladva egy egyszerűsített cseppkőnövekedési

modellt a következőképpen lehet megkonstruálni. Tudjuk, hogy a cseppkő jelenleg is növekszik, mivel a felülete nedves. Emellett még feltételezünk a növekedési rátának egy állandó értékét. A növekedési ráta állandó értékét a cseppkő vertikális tengelye mentén vett magminták korának különbségéből és a 2 magminta távolsága alapján egyszerű hányadosképzéssel állapítottuk meg. (Az itt publikált kutatómunka esetében még csak a cseppkőoszlopból vett kormeghatározási magminták eredményeivel rendelkezünk, tehát azokat vettük figyelembe.) Dreybrodt és Romanov (2008) és Kaufmann (2003) tanulmányaiból ismert, hogy a gyertyaszál alakú cseppkővek a horizontális metszeteik szempontjából nézve többé-kevésbé állandó átmérővel növekednek. Mindezeket a tényeket és feltételezéseket figyelembe véve, lineáris növekedési függvényt feltételezve kiszámítottuk a cseppkő magasságát a múltba visszamenőlegesen (6. ábra). A cseppkő alakját pedig – a magasság ismeretén túl – úgy kaptuk meg, hogy a horizontális metszetben állandó átmérőt feltételeztünk. Amennyiben ismerjük a cseppkő alakját visszamenőlegesen a múltban, akkor kiszámíthatjuk a cseppkő alakjához tartozó kritikus horizontális talajgyorsulás értékét (CHGA) is (ugyanazzal a (2) képlettel, amellyel azt a jelenre vonatkozólag kiszámítottuk), amely értékek szintén a múlt 1-1 időpontjához köthetőek (6. ábra és a 8. ábra „barlangban” görbéje).



6. ábra A cseppkő feltételezett magassága visszamenőleg a múltban (lila kereszt) és a cseppkő segítségével megállapított kritikus horizontális gyorsulás értéke (CHGA) (kék gyémánt) a múltba visszamenőlegesen kiszámítva, a cseppkő változó magasságát figyelembe véve. A CHGA-értékek csökkennek a cseppkő magasságának növekedésével, azaz a jelenhez közelítve egyre sérülékenyebbé válik a cseppkő (a vízszintes tengelyen az évek csökkennek a jelen felé közeledve – a 0 év a jelent szimbolizálja – a függőleges tengelyen pedig a cseppkő aktuális magasságát és a kritikus horizontális talajgyorsulás értékét olvashatjuk le)

Figure 6 The assumed height of the stalagmite we investigated (purple cross) and the critical horizontal ground acceleration (CHGA) provided by its height (blue diamond) as a linear function of time going back into the past calculated by the results of the age dating. The curve shows that the CHGA decreases due to the increasing stalagmite height

Példaképpen bemutatva az 500 évvel ezelőtti alakot és az ahhoz kapcsolódó kritikus horizontális gyorsulás értékét a számítás a következő. A növekedési ráta alapján (1 mm / 3 év) 500 évvel ezelőtt a cseppkő magassága kb. 3,83 m lehetett. Ehhez a magassághoz pedig kb. 0,36 m/s² kritikus horizontális gyorsulás-érték számítható ki. Tehát ennyi a kritikus horizontális talajgyorsulásnak az az értéke, amely már eltörte volna a cseppkövünket 500 évvel ezelőtt.

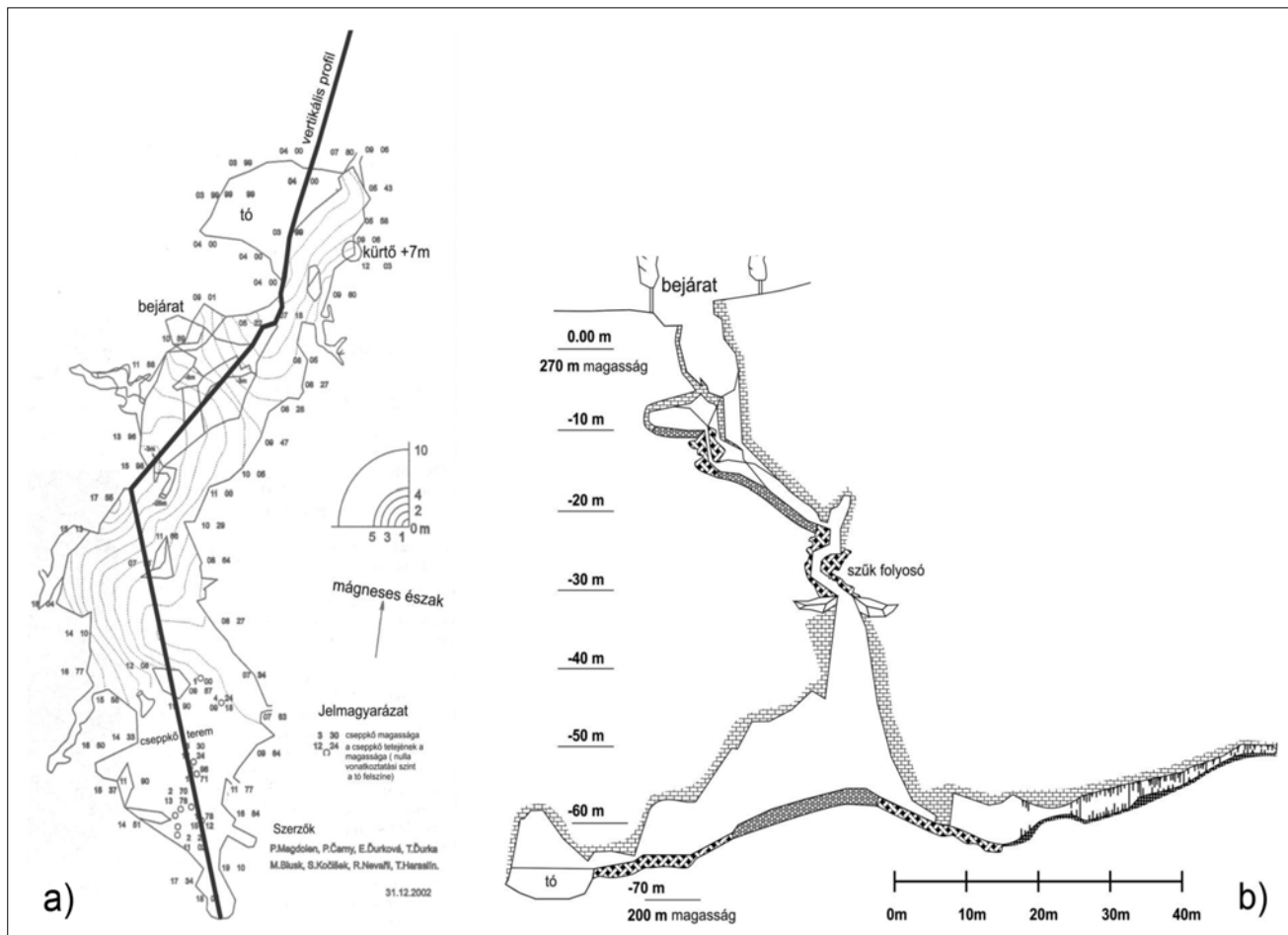
A cseppkő növekedési rátájára alapozva teljes bizonyossággal nem állíthatjuk a 6. és a 8. ábra helyességét, mivel a feltételezéseink bizonytalansággal terheltek, hiszen nem tudhatjuk biztosan, hogy a cseppkő növekedése a vertikális tengely mentén (másképpen fogalmazva, a különböző korokban) állandó volt-e, továbbá – mint már említettük – a cseppkő korának adatai sem a részletesen megvizsgált állócseppkőből, hanem egy azzal azonos teremben lévő oszlopból származnak. (E tanulmány befejezése után elkészült későbbi kormeghatározási vizsgálatok (Gribovszki et al. 2017) igazolták a vizsgált IVSTM korának és növekedési rátájának egyezését az oszlop-cseppkőével.)

7. A földrengéshullámok mélység szerinti csillapodása

A cseppkövek földrengések hatására történő esetleges megsérülésének vizsgálatánál feltétlenül figyelembe kell venni azt a tényt, hogy a mélység növekedésével a szeizmikus hullámok nagymértékben csillapodnak (Becker et al. 2006). Ezért vizsgálatainknál ismernünk kell a barlang mélységét, ahol a vizsgált cseppköveink találhatóak.

Ha ismerjük a barlang bejáratának pontos koordinátáit, és rendelkezünk a barlang pontosan tájékozott függőleges metszetével és alaprajzával, akkor meg tudjuk állapítani a kőzet vastagságát a barlang felett, amennyiben a barlangot tartalmazó hegynék is ismerjük a 3D-s (térbeli) alakját.

A mi esetünkben ismert, hogy a Detrekői-zsomboly 60–70 m mélységre van a barlang felszíni bejáratától. A barlang bejárata pedig a várdomb (Detrekő várának a várdombja) meredeken emelkedő oldalán található. Ebből következőleg még pluszban a barlangterem fölött, ahol a vizsgált cseppkövünk található, legalább 10–15 méterrel több mészkő lehet, mint ami a vertikális barlangmetszeten látható (mivel a barlangterem a bejáratától déli irányban van,



7. ábra | A Detrekői-zsomboly térképei (Butás, 2003), a) alaprajz (a vastag törött vonal a metszet elhelyezkedését mutatja az alaprajzon) b) keresztmetszet

Figure 7 | Maps of Plavecká priepasť cave (Butás, 2003), a) plan view, the broken line shows the trace of the vertical profile, b) vertical section

míg a várdomb legmagasabb pontja ettől az iránytól eltérő, hiszen az a bejáratától keleti irányban található).

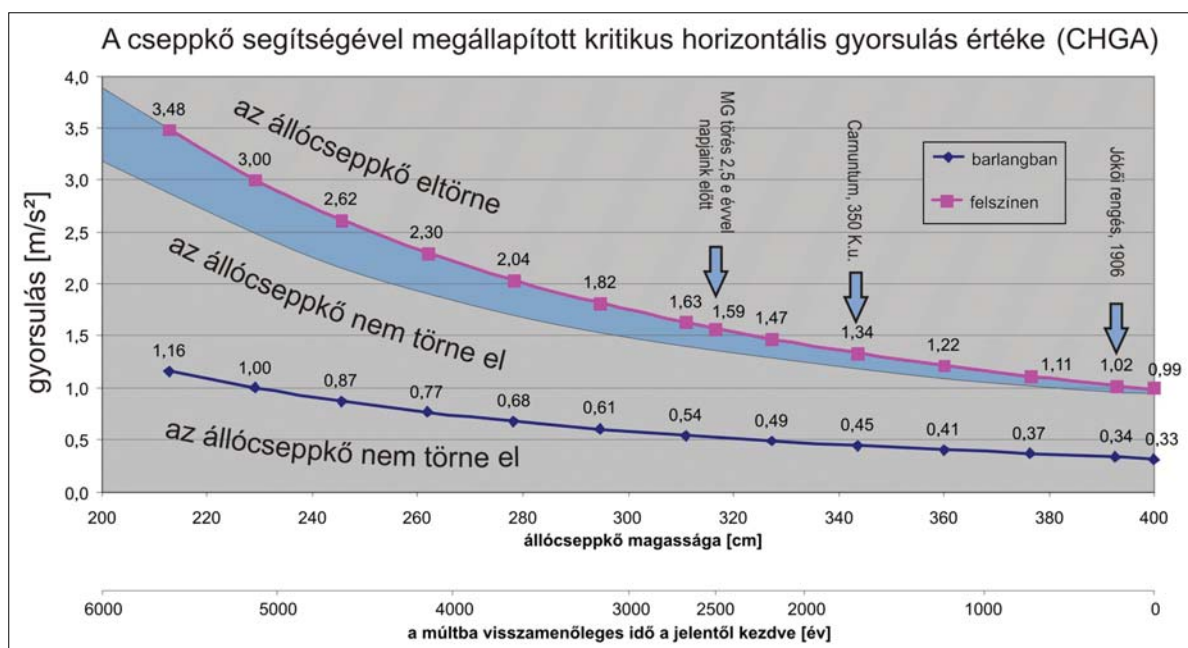
A hullámok mélység szerinti csillapodása szempontjából a legrosszabb forgatókönyv az, ha a Detrekői várdomb legmagasabb magasságát (380 m) vesszük figyelembe. (A várdomb legmagasabb pontja horizontálisan 150–200 m-re van a Detrekői-zsombolytól keleti irányban.) A barlang bejárata és a várdomb legmagasabb pontja között $380 - 270 = 110$ m a magasságkülönbség. Ha figyelembe vesszük a barlang mélységét is (kb. 60–65 m) akkor a legrosszabb forgatókönyv szerint azt mondhatjuk, hogy kb. $175 (= 110 + 65)$ m mészkőréteg van a vizsgált barlang fölött.

Mindezekből következően a Detrekői-zsomboly esetén a barlang felszínétől számított mélysége biztosan nem több, mint 175 m. A barlang mélységének megállapításánál nemcsak a barlang vertikális metszetét (7b. ábra) vettük figyelembe (lásd, előző bekezdések), hanem a barlang elhelyezkedését is a hegyben.

Amennyiben ismerjük a barlang mélységét, akkor a következő lépés a rengéshullámok mélység szerinti csillapodásának megállapítása a szakirodalomban megtalálható mérési eredmények alapján, mivel jelenleg nem áll módunkban a csillapodás *in situ* mérése. Az elsődleges szakirodalom, amelyet a mélység szerinti csillapodás megállapítására felhasználtunk az Shimizu et al. (1996) munkája volt. A szerzők 7 szeizmográfot telepítettek a Kamaishi bánya négy különböző mélységében. Ezek közül az egyiket a felszínhez

közel helyezték el, a maradék 6 műszer közül egy másikat pedig közvetlenül ez alatt a műszer alatt, 140 m mélységben. Ezek a műszerek 211 földrengést regisztráltak a 20–120 km epicentrális távolságban. Az említett cikk egyik ábrája a regisztrátumok maximális amplitúdóinak arányait mutatja be a különböző hullámkomponensek szerint. A mérések alapján az említett, 2 egymás alatt elhelyezkedő szeizmográf esetén a földrengéshullámok amplitúdói negyed- vagy fele részükre csillapodtak le 140 m mélységben a felszíni értékekhez képest. Természetesen ez a mérési eredmény csak egy átlagos csillapodási tendenciát mutat. A csillapodási értékek megállapításához felhasználtuk még Hu and Xie (2004) és Iwasaki et al. (1977) munkáit is, amelyekben a csillapodás értékére alapközetben és azonos mélységben enyhébb mértékű csillapodási értékeket jegyeztek fel, mint Shimizu és szerzőtársai (1996). Ezekben a tanulmányokban a felszíni hullámamplitúdók átlagosan kétharmadukra vagy fele értékükre csökkentek 150 m-es mélységben.

Mindezekből következően a barlangban megállapított kritikus horizontális gyorsulás értékeit 2,5–3-szorosukra növeltük abból a célból, hogy megállapítsuk, mekkora kritikus horizontális talajgyorsulásra van szükségünk a felszínen ahhoz, hogy az a talajgyorsulás a mélységgel lecsökkenve a barlangban eltörje a sérülékeny álló cseppkövünket. A felszínen és a barlangban szükséges kritikus horizontális talajgyorsulás értékeit a múltba visszamenőlegesen is a 8. ábrán mutatjuk be.



8. ábra | A sértetlen, de sérülékeny 4 m magas Detrekői-zsombolyban álló, gyertyaszál alakú cseppkő részletes vizsgálatával megkonstruált küszöbértékek a kritikus horizontális talajgyorsulásra vonatkozóan. A két görbe a felszíni (piros) és a barlangbeli (kék) kritikus értékeket mutatja. A horizontális skála a cseppkő múltbeli magasságait és a múltba visszamenőleges időt jelöli. A 0 idő a jelent jelzi. A kék sáv a mélységi csillapodás bizonytalanságát mutatja. A vertikális tengelyen a gyorsulásértékek mérhetőek le. A piros görbe feletti terület reprezentálja azokat a gyorsulásértékeket, amelyeknek hatására a cseppkő már biztosan eltört volna. 100, 1500 és 2500 éveknél olyan valós és feltételezett földrengéseményeket jelöltünk, melyek a Detrekői-zsomboly környezetében pattantak ki

Figure 8 | Constraint on critical horizontal ground acceleration (CHGA) at the surface and in the cave provided by the height of IVSTM (as a linear function of the time going back into the past) and provided by the depth of the cave. The arrows show the assumed and real moderate size or large earthquakes occurred in the past (the uncertainty of the 3× multiplied curve – the critical horizontal ground acceleration at the surface – is the difference between the 2.5× multiplied curve and the 3× multiplied curve, blue territory)

A 8. ábráról leolvasható, hogy kb. 500 évvel ezelőtt $1,10 \text{ m/s}^2$ felszíni kritikus horizontális talajgyorsulás (amely a mélyben, azaz a barlangban kb. $0,36 \text{ m/s}^2$ értékre lecsökken) törte volna el a sérülékeny álló cseppkövünket, de mivel a cseppkö jelenleg is sértetlenül ott áll a Detrekői-zsombolyban, így ekkora gyorsulásértéket a barlang környezetében kipattanó közepes erejű rengések nem okozhattak az elmúlt 500 évben. Ez a $1,10 \text{ m/s}^2$ érték egy felső küszöbszámnak tekinthető az elmúlt 500 évre vonatkozólag. A görbéről az is leolvasható, hogy a jókői rengés idején a horizontális talajmozgás a felszínen nem lehetett nagyobb $1,02 \text{ m/s}^2$ -nél, a feltételezett carnuntumbeli rengés idején pedig $1,34 \text{ m/s}^2$ -nél.

8. A jókői földrengés (Dobra Voda földrengés, 1906. január 9., 23:05 GMT)

A Detrekői-zsomboly tágabb környezetében (60–70 km) feltételezik a közepes és nagy paleo- (a Bécsi-medence normál vetőíhez – VBTF system – kapcsolódó földrengések, Hintersberger and Decker 2013, 2014) és a pre-historikus rengések (mint pl. a valamikori Carnuntum, római légió lakóhelyének környékén időszámításunk előtt, nem előbb, mint K.u. 340 idején feltételezhetően keletkezett rengés, Decker et al. 2006) kipattanását. Ezeknek a rengéseknek a vizsgált sztalagmitra gyakorolt hatása egy nagyobb összehasonlító, a körülményeket (pl. helyi viszonyok, távolság szerinti csillapodás – GMPE) részletesebben figyelembe vevő vizsgálatot kívánna meg, amely meghaladja jelen cikkünk terjedelmét. Jelen cikkben csak a jókői földrengésnek (1906. január 09., GMT) a vizsgált cseppköre gyakorolt hatásait követjük nyomon, mivel céljainknak ez felel meg legjobban (jól és részletesen dokumentált, a vizsgált területen nagynak számító esemény) a Detrekői-zsomboly közvetlen környezetében.

1906. január 10-én (helyi idő szerint) egy 5,7-es erősségű (magnitúdójú) földrengés pattant ki a Detrekői-zsombolytól körülbelül 20 km-re ÉK-re. A rengés epicentruma Jókón volt (ma Dobra Voda). 1906. január 16-án, tehát 6 nappal később egy újabb közepes erősségű rengés pattant ki, amelynek magnitúdója 5,3 volt. A második rengés kevésbé volt romboló hatású, mint az első. Ez a két ismert történelmi rengés volt a két legnagyobb, amely jelenlegi ismereteink szerint a barlang környezetében valaha kipattanott. A 9. ábrán látható az első rengés történelmi izoszeisztatérképének a központi részlete (Réthly 1907). Ez a térkép a történelmi Forel–Mercalli-skála felhasználásával ábrázolja a károk mértékét.

A rengés epicentrális intenzitása ($I_0 =$) IX° volt a Forel–Mercalli-skála szerint (Réthly 1907). Zsíros (2005) újraértékelte a földrengés hatását, de már az EMS-98-as skálán. Zsíros (2005) az újraértékeléshez minden, a földrengésről rendelkezésre álló információt felhasznált. Ő $I_0 =$ VIII° értéket állapított meg (az EMS-98-as skálán). A földrengés hatásának makroszeizmikus módszerrel történt becslési

eredményét (makroszeizmikus intenzitásérték, I_n) a Detrekői-zsomboly környezetében két településen is lejegyezték, Detrekőn és Széleskúton (9. ábra). (Megjegyzendő, hogy Detrekő Detrekőszentpéter néven, Széleskút pedig Pozsonyszéleskút néven szerepel Réthly éves beszámolójában (Réthly 1907).) Réthly (1907) szerint az érzékelt intenzitás Detrekőn $I_n =$ IX°, Széleskúton pedig $I_n =$ VII° volt a Forel–Mercalli-skálán.

Réthly (1907) feljegyezte, hogy: „A VIII°-as erősségű terület 1620 km², tehát négyszerte nagyobb, mint az epicentrumot körülvevő főrengési terület, mely közepén keresztben helyezkedik el, és nyugaton igen közel érnek egymáshoz az izoszeiszták ami a földrengés erejének ez irányban történt gyorsabb csökkenésére mutat.” Néhány mondattal később, pedig ezt írja: „Nyugot felé a VII° és IX° erősségek között nem lehetett a VIII° erősségű az izoszeisztát pontosan elhelyezni, mert a *Kiskárpátok* ezen lejtőjén, ahol legerősebb volt a pusztítás igen rohamosan csökkent a rengés erőssége.”

Míndezekből arra lehet következtetni, hogy a földrengés károkozó hatásának gyors csökkenése talán a hegyvonulat által befolyásolt heterogén felszín alatti szerkezettel vagy a topográfia kellette esetleges szóródással van összefüggésben.

Az általunk vizsgált barlang, a Detrekői-zsomboly, emiatt fontos itt megjegyeznünk, hogy a Detrekői-zsomboly DNY-ra van a jókői rengés hipocentrumától, és a Kis-Kárpátok vonulata a jókői rengés hipocentruma és a Detrekői-zsomboly között helyezkedik el.

Zsíros (2005) újraértékelte az EMS-98-as skálán a Réthly által korábban megállapított intenzitásértékeket. Detrekőre $I_n =$ VII°-et, Széleskútra pedig $I_n =$ V° intenzitásértéket becsült. (Detrekőszentpéter körülbelül 6,5 km-re ÉK-re, Pozsonyszéleskút pedig 3 km-re DNY-ra található a barlangtól.)

Figyelembe véve Zsíros (2005) eredményét és a barlang elhelyezkedését Detrekő és Széleskút települések között a Detrekői-zsomboly területére vonatkozólag, a VI°-os intenzitás valószínűbb, mint a VII°-es intenzitás (az EMS-98-as skálán). Az így becsült EMS-98 intenzitásérték (VI°) összhangban van a jelen kutatásunk eredményeivel, amely a Detrekői-zsomboly egy állócseppkövével foglalkozik. Kutatásunk egyik eredménye, hogy abban az időben (1906-ban) a kritikus horizontális talajgyorsulás nem haladhatta meg a $0,34 \text{ m/s}^2$ értéket a barlangban. A felszíni kritikus horizontális gyorsulás értékének kiszámításához ezt az értéket meg kell szoroznunk 2,5-tel vagy 3-mal, amiből 0,85 és $1,02 \text{ m/s}^2$ értékek adódnak (8. ábra). A felszínmozgás csúcserkéi 0,25 és $0,50 \text{ m/s}^2$ értékek közé esnek Bisztricsány (1974) szerint VI° intenzitás esetében az MSK skálán. Grünthal és szerzőtársai (1998) megállították, hogy „a legtöbb esetben nem ütközik nehézségbe az MSK-értékek és EMS értékek konvertálása MSK = EMS rendszerbe”. Ez azt jelenti, hogy az állócseppkövünk nem törhetett el a jókői rengés hatására (mivel $0,5 < 0,85$). (A most felvázolt gondolkodás során levezetett eredményt – nevezetesen, hogy a vizsgált barlang környezetében nem kelet-

kezhetett a cseppkő eltöréséhez szükséges horizontális talajmozgásnál nagyobb érték – tovább erősíti az az ismeret is, hogy a makroszeizmikus izoszeizmatérképeket a lakosság által észlelt talajmozgási tapasztalatok alapján rajzolták meg. Továbbá mivel a lakosság ezen a területen a völgyekben lakik, így csak a völgyekben lévő üledék gyorsulásnövelő hatásával felerősített talajmozgást tudták érzékelni (míg a barlangban lévő vizsgált cseppkövünk üledékmentes szilárd kőzetre vonatkozólag „méri” a talajgyorsulásokat), azaz a makroszeizmikus intenzitástérképek által megállapítható gyorsulásoknál biztosan kisebbek keletkeztek a barlang közvetlen környezetében, a barlang fölött található sziklás kőzetréteg felszíni részén.)

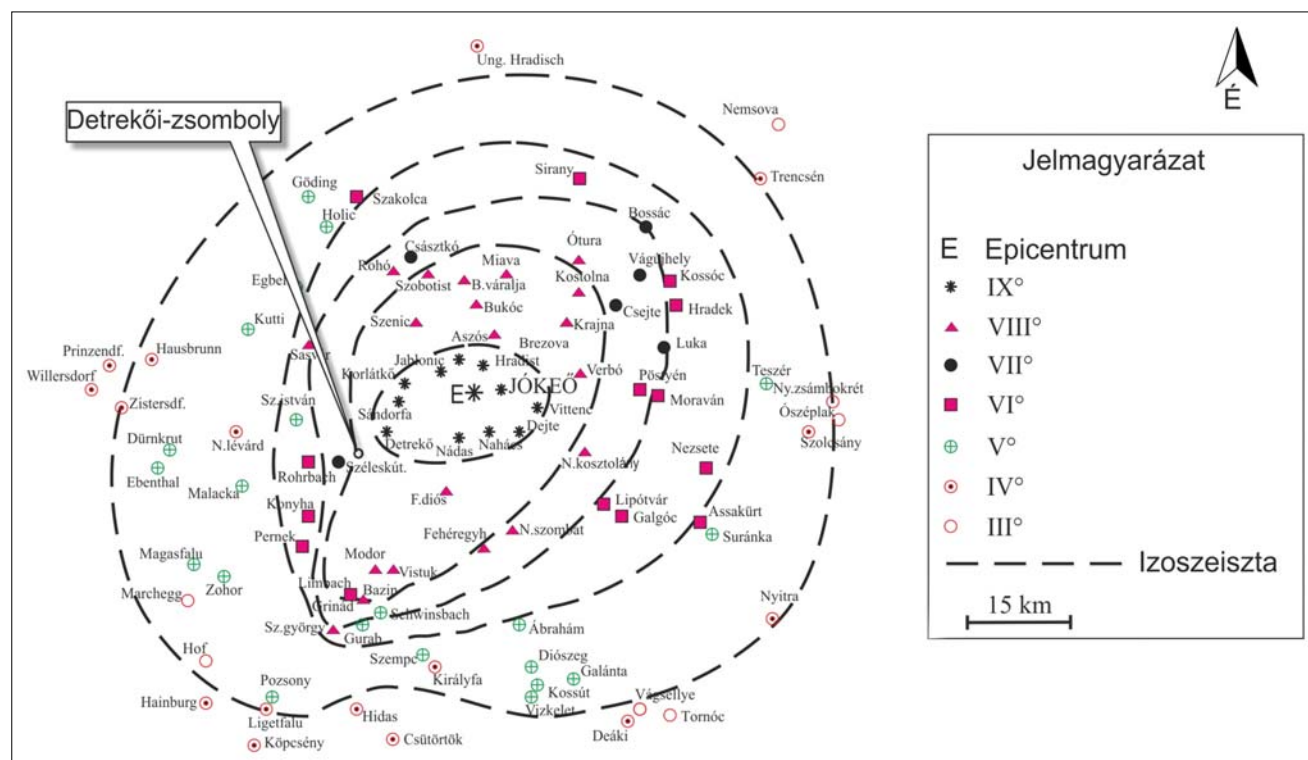
A jókői rengés izoszeizmatérképeinek tanulmányozásakor észrevehetjük, hogy a jókői rengés hatása VI–VII° lehetett az EMS-98 skálán azon a területen, ahol napjainkban a bohunicei atomerómű áll. Az atomerómű, amely ma a valamikori Apátszentmihály községben található, Felsődiósd és Kosztolány községek között helyezkedik el (a korábbi elnevezést használva, lásd a 9. ábrát, ma ezeknek a községeknek a neve Horné Orešany és Velké Kostolany). Az atomerómű 17 km-re van az epicentrumtól. A jókői rengés hatása Δ (= VIII°) volt a Forel–Mercalli-skálán mindkét községben. Az EMS-98 skála szerinti intenzitások, amelyet Zsíros (2005) újraértékelte, I_n = VI–VII° volt mindkét község (Felsődiósd és Kosztolány) esetén. Ez azt

jelenti, hogy az atomerómű építési helyszínén annak idején a jókői rengés romboló hatása nagyobb lehetett, mint a Detrekői-zsomboly területén.

9. Következtetések

A Detrekői-zsombolyban álló, speciális alakú (gyertyaszál formájú, azaz magas, nyúlánk, nagy magasság-átmérő aránnyal rendelkező és hengeres alakú), sértetlen, de sérülékeny állócseppkővet vizsgáltunk (IVSTM) abból a célból, hogy a történelmi földrengés-katalógus előtti időkből származó rengések által keltett horizontális talajgyorsulás értékeire vonatkozólag felső határértéket tudjunk megállapítani. A gyertyaszál alakú cseppkövek akár több ezer éven keresztül is túlélték a fejlődésük során keletkezett rengések hatásait, ami nem jelent mást mint, hogy a horizontális talajgyorsulás nem haladhatott meg egy bizonyos kritikus értéket az idő alatt (hiszen máskülönben a cseppkő eltört volna) ameddig fejlődtek.

A mi mostani első eredményünk a szlovákiai Kis-Kárpátokban található barlang (Detrekői-zsomboly) egyetlen sértetlen, de sérülékeny cseppkövének (IVSTM) részletes tanulmányozása alapján született (kivéve, hogy a kor meghatározási eredmények nem abból a cseppkőből, hanem egy oszlopcseppkőből valók).



9. ábra A helyi idő szerint 1906. január 10-én kipattant jókői rengés izoszeizmatérképeinek központi része. Az intenzitásértékek Forel–Merkalli-skála szerint értendőek (Réthly 1907). A térképre bejelöltük a Detrekői-zsomboly elhelyezkedését is. Az ábra jobb oldalán az izoszeizmatérképen szereplő szimbólumok intenzitásskála szerinti értékeit ábrázoltuk Réthly (1907) alapján

Figure 9 Central part of historical isoseismal map of the Dobra Voda (Jókő) earthquake which occurred on 10 January 1906, 00:05 (local time) on the Forel–Mercalli scale (Réthly 1907) and the location of Plavecka priepast cave. At the right hand side there are the original legend of the map, and its English translation

A barlangban, az *in situ* mérések során megállapítottuk az IVSTM méreteit és regisztráltuk a cseppkő rezgését. A helyszínen regisztrált rezgést később elemeztük, és megállapítottuk a cseppkő sajátfrekvenciáját és a sajátfrekvenciája felharmónikusait.

A barlangban gyűjtött törött cseppkődarabok töréssűrűségét, sűrűségét és rugamassági paramétereit geomechanikai laboratóriumban határoztuk meg.

Egy egyszerű mechanikai modell felhasználásával, továbbá a cseppkő méretadatai és a geomechanikai vizsgálatok eredményei alapján kiszámítottuk a cseppkő elméleti sajátfrekvenciáját, annak felharmónikusait és a cseppkő törését okozó horizontális talajgyorsulást.

Kimutattuk, hogy a helyszíni, barlangi sajátfrekvenciáméréseink eredményei (2,3 Hz) összhangban vannak az elméleti számításainkkal (3 Hz).

Az egyszerű statikus törési esetet vizsgáló eredményeink, melyek a laboratóriumi geomechanikai és rugalmassági mérések és a helyszíni méretvizsgálatokon alapulnak, azt mutatják, hogy ez az állócseppkő jelenlegi formájában még alacsony horizontális gyorsulás esetén is eltörne (a kiszámított kritikus horizontális gyorsulás értéke $<0,33 \text{ m/s}^2$ a barlangban és $<0,99 \text{ m/s}^2$ a felszínen). A számításaink eredményezte alacsony talajgyorsulás-értéket még akár egy gyenge közepes méretű rengés is okozhat. Figyelembe véve, hogy a számított sajátfrekvencia-érték majdnem azonos a mért értékkel, ezért a számított törést okozó horizontális talajgyorsulást is megbízhatónak tekinthetjük.

MC-ICP MS kormeghatározási módszerrel megállapítottuk egy, a vizsgált cseppkővel azonos cseppkőteremben álló cseppkőoszlop korát és növekedési sebességét. A cseppkőoszlopból 2 különböző magasságban vettünk magmintákat. A kormeghatározási eredmények szerint a cseppkő a növekedését kb. 10,5 ezer évvel ezelőtt kezdte el, a növekedési sebessége pedig átlagosan $1 \text{ mm} / 3 \text{ év}$ körüli, ami meglehetősen gyors cseppkőnövekedésnek tekinthető.

A Detrekői-zsomboly legalább 4 m magas sértetlen állócseppkövének (IVSTM) segítségével kritikus horizontális talajgyorsulásra vonatkozó értékeket (CHGA) tudunk megállapítani időben visszafelé akár több ezer évre vonatkozóan is. Abban az esetben, ha megfelelően pontos, a helyi adottságokat jól tükröző GMPE-összefüggést tudnánk alkotni a Bécsi-medencében terjedő hullámok távolság szerinti csillapodására, akkor az IVSTM-et fel tudnánk használni feltételezett több ezer évvel ezelőtt kipattant rengések megerősítésére vagy cáfolatára (ilyenek pl. a Carnuntumi rengés, nem előbb, mint K.u. 340 vagy a VBTF system törésvonalain kipattant paleorengések) is.

Az általunk most bemutatott technika fontos megszorításokat tud adni a barlang környezetének szeizmikus veszélyeztetettségére vonatkozólag, hiszen a közelben lévő törésvonalakon az elmúlt néhány ezer évben nem generálódhattak olyan nagy paleorengések, amelyek az IVSTM vizsgálatának eredményeképpen megállapított kritikus horizontális talajgyorsulás értékeinél nagyobbakat produkáltak volna.

Az 1906-os jókői föregés hatásával összehasonlítottuk az IVSTM szolgáltatta kritikus horizontális talajgyorsulás értékét. Megmutattuk, hogy az IVSTM szolgáltatta kritikus horizontális talajgyorsulás értéke – amely meglehetősen alacsony érték – összhangban áll a barlang környezetében kipattant jókői rengésnek a barlang környezetére megállapított intenzitásával.

Igaz, hogy a cikkben megállapított, a horizontális talajgyorsulásra vonatkozó határértékek térben tekintve csak pontszerű információt szolgáltatnak, de ennek ellenére ezek az új információk értékesek, hiszen olyan régmúlt korok földrengés-tevékenységéről adnak felvilágosítást, amelyekről a rendelkezésre álló katalógusokból nincsenek ismereteink. Az itt közölt új eredmények igen fontosak, amikor a Detrekői-zsomboly közelében elhelyezkedő törésvonalak (Mur-Mürz–Bécsi-medence–Zilina-vonal) vagy a Bécsi-medencebeli normál vetők szeizmikus potenciálját szeretnénk megállapítani. Tanulmányunknak különösen nagy jelentősége lehet a két közeli főváros, Bécs és Pozsony földrengés-veszélyeztetettségének megállapítása során is.

Köszönetnyilvánítás

A Detrekői-zsombolyban végzett terepi méréseinket egyrészt az Osztrák Kutatási Cserealap (Österreichischer Austauschdienst, No. ICM-2012-00497), másrészt a Bécsi Tudományegyetem Meteorológiai és Geofizikai Tanszéke finanszírozta.

Nagy köszönettel tartozunk mindazoknak a barlangászoknak, akik a terepi méréseinkben segédkeztek. Ők név szerint a következő személyek voltak: Kovács Ferenc (magyar barlangász túravezető), Stanik Pavel (Szlovák Barlangászati Felügyelet), Magdolen Peter, Velsmid Marek (ők ketten a helyi barlangászati szervezettől voltak).

Néhány ábra elkészítéséhez a GMT (Wessel and Smith, 1998), és az OBSPY programokat (Beyreuther et al. 2010) használtuk.

Köszönjük Zsíros Tibornak, hogy megosztotta velük tapasztalatait a jókői föregést illetően! Ez a dolgozat nem jöhetett volna létre a Jerg Zoltán által összegyűjtött barlangászati szakirodalom és annak szlovák nyelvből történő lefordítása nélkül, amelyet szintén ő végzett el.

A tanulmány szerzői

Gribovszki Katalin, Kovács Károly, Mónus Péter, Bokelmann Götz, Konecny Pavel, Lednická Marketa, Moseley Gina, Edwards R. Lawrence, Spötl Cristoph, Bednárík Martin, Brimich Ladislav, Tóth László, Hegymegi Erika, Kegyes-Brassai Csaba, Szeidovitz Győző

Hivatkozások

Becker A., Davenport C. A., Eichenberger U., Gilli E., Jeannin P.-Y., Lacave C. (2006): Speleoseismology: a critical perspective. *J Seismol.* 10, 371–388
 Bednárík M. (2009): Seismometric portrayal of calcite tubular stalactites. PhD theses. Geophysical Institute, Slovak Academy of Sciences, 146 p.

- Beyreuther M., Barsch R., Krischer L., Megies T., Behr Y., Wasermaann J. (2010): ObsPy: A Python Toolbox for Seismology. *SRL* 81/3, 530–533, DOI: 10.1785/gssrl.81.3.530
- Bisztricsány E. (1974): *Mérnökseizmológia*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 216 p.
- Butáš J. (2003): Plavecká priepasť PP-2. *Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti*. Bulletin of Slovak Speleological Society 34/1, 35–38 (in Slovak)
- Butáš J. (2005): Plavecká Abyss PP-2. Bulletin of Slovak Speleological Society, special edition, Proceedings of 14th Speleological Congress UIS in Greece, pp. 48–50
- Cadorin J., Jongmans D., Plumier A., Camelbeeck T., Delaby S., Quinif Y. (2001): Modelling of speleothems failure in the Hottentot cave (Belgium). Is the failure earthquake induced? *Netherlands Journal of Geosciences* 80/3–4, 315–321
- Cheng H., Edwards R. L., Shen C.-C., Polyak V. J., Asmerom Y., Woodhead J., Hellstrom J., Wang Y. J., Kong X. G., Spötl C., Wang X. F., Alexander E. C. (2013): Improvements in Th-230 dating, Th-230 and U-234 half-life values, and U-Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Earth Planet. Sci. Lett.* 371, 82–91
- Danciu L., Woessner J., Giardini D., SHARE Consortium (2013): A community-based probabilistic seismic hazard model for the European region. Proceedings of the Vienna Congress on Recent Advanced in Earthquake Engineering and Structural Dynamics & 13. D-A-CH Tagung, Vienna, No. 496
- Decker K., Gangl G., Kandler M. (2006): The earthquake of Carnuntum in the fourth century A.D. – archaeological results, seismologic scenario and seismotectonic implications for the Vienna Basin fault, Austria. *J. Seismology* 10, 479–495
- Delaby S. (2001): Paleoseismic investigations in Belgian caves. *Netherlands J. Geosci.* 80/3–4, 323–332
- Dreybrodt W., Romanov D. (2008): Regular stalagmites: Theory behind their shape. *Acta Carsologica* 37/2–3, 175–184
- Fairchild J., Baker A. (2012): *Speleothem Science: From Process to Past Environments*. Wiley-Blackwell, 416 p.
- Forti P. (2001): Biogenic speleothems: An overview. *International Journal of Speleology* 30A/1, 39–56
- Forti P., Postpischl D. (1984): Seismotectonic and paleoseismic analyses using karst sediments. *Marine Geology* 55, 145–161
- Forti P., Postpischl D. (1988): Seismotectonics and radiometric dating of karst sediments. Proceedings of Hist Seismicity of Central-eastern Mediterranean Region, ENEA, Roma, pp. 312–322
- Giardini D., Woessner J., Danciu L., Valensise G., Grünthal G., Cotton F., Akkar S., Basili R., Stucchi M., Rovida A., Stromeyer D., Arvidsson R., Meletti F., Musson R., Sesetyan R. K., Demircioglu M. B., Crowley H., Pinho R., Pitilakis K., Douglas J., Fonseca J., Erdik M., Campos-Costa A., Glavatic B., Makropoulos K., Lindholm C., Cameelbeeck T. (2013): Seismic Hazard Harmonization in Europe (SHARE): Online Data Resource, doi: 10.12686/SED-00000001-SHARE.
- Gribovszki K., Paskaleva L., Kostov K., Varga P., Nikolov G. (2008): Estimating an upper limit on prehistoric peak ground acceleration using the parameters of intact speleothems in caves in southwestern Bulgaria. In: Zaicenco A., Craifaleanu I., Paskaleva I. (eds), *Harmonization of Seismic Hazard in Vrancea Zone with Special Emphasis on Seismic risk Reduction (NATO Science for Peace and Security, Series C: Environmental Security)* Dordrecht: Springer Verlag, 347 p. (ISBN: 978-1-4020-9241-1), pp. 287–308
- Gribovszki K., Bokelmann G., Szeidovitz Gy., Varga P., Paskaleva I., Brimich L., Kovacs K. (2013): Comprehensive investigation of intact, vulnerable stalagmites to estimate an upper limit on prehistoric ground acceleration. Proceedings of the Vienna Congress on Recent Advanced in Earthquake Engineering and Structural Dynamics & 13. D-A-CH Tagung, Vienna, No. 445
- Gribovszki K., Kovács K., Mónus P., Chuan-Chou Shen, Török Á., Brimich L. (2013a): Estimation of an upper limit on prehistoric peak ground acceleration using the parameters of intact stalagmites and the mechanical properties of broken stalagmites in Domica cave, Slovakia. *Slovensky kras. Acta Carsologica Slovaca* 51/1, 5–14
- Gribovszki K., Bokelmann G., Mónus P., Kovács K., Kalmár J. (2016): Constraints on Long-Term Seismic Hazard From Vulnerable Stalagmites for the surroundings of Katerloch cave, Austria. EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts, 18, EGU2016-9267
- Gribovszki K., Kovács K., Mónus P., Bokelmann G., Konecny P., Lednická M., Moseley G., Spötl C., Edwards R. L., Bednárík M., Brimich L., Tóth L. (2017): Estimating the upper limit of prehistoric peak ground acceleration using an in-situ, intact and vulnerable stalagmite from Plavecká priepasť cave (Detrekői-zsomboly), Little Carpathians, Slovakia – first results. *Journal of Seismology* 21/5, 1111–1130, DOI: 10.1007/s10950-017-9655-3
- Grünthal G. (ed.) (1998): *European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98)*. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie 15, Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Luxembourg, 99 p.
- Hintersberger E., Decker K., Lomax J., Fiebig M., Lüthgens C. (2013): Fault linkage model of strike-slip and normal faults in the Vienna Basin based on paleoseismological constraints. EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts, 15, EGU2013-12755
- Hintersberger E., Decker K. (2014): A seismic gap at the central Vienna Basin Transfer Fault (Vienna Basin, Austria)? EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts, 16, EGU2014-14737
- Horváth F., Bada G., Windhoffer G., Csontos L., Dövényi P., Fodor L., Grenerczy Gy., Síkhegyi F., Szafián P., Székely B., Timár G., Tóth L., Tóth T. (2004): *Atlas of the present-day geodynamics of the Pannonian Basin: Euroconform maps with explanatory text*
- Hu J., Xie L. (2004): Variation of earthquake ground motion with depth. *Acta Seismologica Sinica* 18/1, 72–81
- Iwasaki T., Wakabayashi S., Tatsuoka F. (1977): Characteristics of underground seismic motions at four sites around Tokyo Bay. In: Lew H. S. (ed.), *Wind and seismic effects*, Proceedings of the Eighth Joint Panel Conference of the U. S. – Japan Cooperative Program in Natural Resources, Nat. Bur. Stand. (U.S.), Spec. Publ. 477, U.S. Government Printing Office, Washington, III-41 – III-56.
- Kagan E. J., Agnon A., Bar-Matthews M., Ayalon A. (2005): Dating large infrequent earthquakes by damaged cave deposits. *Geology* 33, 261–264
- Kaufmann G. (2003): Stalagmite growth and palaeo-climate: the numerical perspective. *EPSL* 214, 251–266
- Konecny P., Lednická M., Soucek K., Stas L., Kubina L., Gribovszki K. (2015): Determination of dynamic Young's modulus of vulnerable speleothems. *Acta Montanistica Slovaca* 20/2, 156–163 (ISSN 13351788)
- Kong S., Zhou S., Nie Z., Wang K. (2008): The size-dependent natural frequency of Bernoulli–Euler micro-beams. *International Journal of Engineering Science* 46/5, 427–437

- Lacave C., Levret A., Koller M. (2000): Measurements of natural frequencies and damping of speleothems. Proc. of the 12th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New-Zealand, No. 2118.
- Lacave C., Koller M. G., Egozcue J. J. (2004): What can be concluded about seismic history from broken and unbroken speleothems? Journal of Earthquake Engineering 8/3, 431–455
- Nováková L., Sosna K., Broz M., Najser J., Novak P. (2011): Geomechanical parameters of the podlesi granites and their relationship to seismic velocities. Acta Geodyn. Geomater. 8/163, 353–369
- Paskaleva I., Szeidovitz G., Kostov K., Koleva G., Nikolov G., Gribovszki K., Czifra T. (2006): Calculating the peak ground horizontal acceleration generated by paleoearthquakes from failure tensile stress of speleothems. Proc. of International Conference on Civil Engineering Design and Construction, Varna, Bulgaria, pp. 281–286
- Paskaleva I., Gribovszki K., Kostov K., Varga P., Nikolov G. (2008): Peak ground acceleration assessment using the parameters of intact speleothems in caves situated in NW and SW Bulgaria. Proc. of International Conference on Civil Engineering Design and Construction, Varna, Bulgaria, pp. 249–264
- Réthly A (1907): Az 1906. évi magyarországi földrengések (Earthquakes occurred in Hungary in 1906, in Hungarian), Országos Meteorológiai és Földmágnességi Intézet, Budapest, 204 p.
- Shen C.-C., Wu C.-C., Cheng H., Edwards R. L., Hsieh Y.-T., Gallet S., Chang C.-C., Li T.-Y., Lam D. D., Kano A., Hori M., Spötl C. (2012): High-precision and high-resolution carbonate ^{230}Th dating by MC-ICP-MS with SEM protocols. Geochim. Cosmochim. Acta 99, 71–86
- Shimizu I., Osawa H., Seo T., Yasuike S., Sasaki S. (1996): Earthquake-related ground motion and groundwater pressure change at the Kamaishi Mine. Engineering Geology 43, 107–118
- Šmída B. (2010): Geomorfológia a genéza Plaveckého krasu ako modelového územia tzv. kontaktného krasu Západných Karpát s nižšou energiou reliéfortvorby. (Geomorphology and formation of Detrekő karst) Dizertačná práca, Katedra fyzickej geografie a geoekológie, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského v Bratislave, 220 p. (in Slovak)
- Szeidovitz Gy., Leél-Őssy S., Surányi G., Czifra T., Gribovszki K. (2005): Paleorengések által gerjesztett maximális horizontális gyorsulásamplitúdók számítása cseppkövek törőszilárdságának ismeretében. Magyar Geofizika 46, 91–101
- Szeidovitz Gy., Paskaleva I., Gribovszki K., Kostov K., Surányi G., Varga Z., Nikolov G. (2008): Estimation of an upper limit on prehistoric peak ground acceleration using the parameters of intact speleothems in caves situated at the western part of Balkan Mountain Range. Acta Geod. Geoph. Hung. 43, 249–266
- Szeidovitz Gy., Surányi G., Gribovszki K., Bus Z., Leél-Őssy S., Varga Z. (2008a): Estimation of an upper limit on prehistoric peak ground acceleration using the parameters of intact speleothems in Hungarian caves. Journal of Seismology 12, 21–33
- Tóth L., Mónus P., Zsíros T., Bondár I., Bus Z., Kosztyu Z., Kiszely M., Wéber Z., Czifra T. (1996–2014): Hungarian Earthquake Bulletin, 1995–2014. MTA GGKI és Georisk Kft., Budapest
- Zsíros T. (2000): The seismicity and earthquake hazard of the Pannonian basin: Hungarian Earthquake Catalog (456–1995, in Hungarian), MTA GGKI Szeizmológiai Observatórium, 482 p.
- Zsíros T. (2005): Seismicity of the Western-Carpathians. Acta Geod. Geophys. Hung. 40/3–4, 455–467