

A Budai-hegység pleisztocén kiemelkedéstörténete barlangi lemezes kalcitkiválások uránsoros kormeghatározása alapján

SZANYI Gyöngyvér¹, BADA Gábor¹, SURÁNYI Gergely², LEÉL-ÓSSY Szabolcs³, VARGA Zsolt⁴

¹ELTE FFI Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány. 1/C, e-mail: gyongyver.szanyi@gmail.com

²MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány. 1/C

³ELTE FFI Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány. 1/C

⁴MTA Izotópkutató Intézet, 1121 Budapest, Konkoly-Thege Miklós út 29–33.

Pleistocene uplift history of the Buda Hills (Hungary), using uranium-series dating of cave rafts

Abstract

At and upstream of Budapest, the River Danube cuts through the emerging Hungarian Mountain Range. In this setting, incision rates are taken as an approximation of uplift rates. In the Rózsadomb area of Budapest more than a hundred thermal-karstic caves can be found. One of the largest, the Pál Valley Cave was formed in Eocene Szépvölgy Limestone. The genesis of the cave is interpreted as being the result of mixture corrosion along tectonic fractures at or close to the karstwater level. Uplift of the cave and associated relative subsidence of the base level moved the zone of mixture corrosion, leading to the formation of a large vertically stacked cave system. Precipitation from the saturated parts of the karst water resulted in systematically older crystal assemblages at higher altitudes.

The Pál Valley Cave is exceptionally rich in speleothems, mainly in the form of carbonate and sulphate minerals. Cave rafts are considered as good indicators of paleo-karstwater levels because they are formed at karstwater level. The latter is assumed to be strongly controlled by the base level of erosion, represented by the River Danube near the Buda Hills. Karstwater is devoid of thorium but contains uranium and this is also true for its precipitations (such as cave rafts). Thus their age can be easily determined from the decay equation. Knowing the age and present-day position (i.e. the altitude above the Danube or the base level) of the cave rafts, uplift rates were estimated.

Samples from different altitudes in the Pál Valley Cave were collected and analyzed. The dating method is based on ²³⁴U/²³⁰Th measurements using ICP-MS analysis, allowing small sample quantities and an upper limit of age determination at cca. 400–500 ka. Considering these assumptions, the obtained ages suggest a periodic uplift history of the Buda Hills for the last 500 ka. Between 500 and 310 ka, a stagnation of the karstwater level due to slow uplift characterized the area. Data seem to confirm an accelerated uplift from 310 ka onwards. Using published ages for the period 280–70 ka, an average uplift rate of 0.16 mm/y was calculated. However, the reliability of this estimate is limited due to the lack of datable materials at the corresponding cave levels.

Keywords: uranium-series dating, neotectonics, uplift, Buda Hills

Összefoglalás

A Budai-hegységben gyakoriak a tektonikusan preformált barlangrendszerek, amelyeket későbbi melegvíz-feltörések tágitottak tovább. Budapesten, a Rózsadomb környezetében található a budai termálkarstos barlangok túlnyomó többsége, köztük a kutatás fő tárgyát képező Pál-völgyi-barlang is, mely az eocén Szépvölgyi Mészköben oldódott ki. A járatrendszer tektonikus hasadékok mentén, a karsztvízszint közelében zajló keveredési korrózióval jött létre. A hegység és a barlangok kiemelkedésével párhuzamosan a karsztvízszint egyre lejjebb került a keveredési korrózió zónájával együtt, ami végeredményben egy nagy barlangrendszer kialakulásához vezetett.

A Pál-völgyi-barlang elsősorban karbonátos és szulfátos kiválásokban gazdag. A lemezes kalcit képződése a mindenkori erózióbázissal összefüggő karsztvízszinthez köthető, amit a Budai-hegységben a Duna képvisel. Az urán és a tórium vízben történő eltérő kémiai viselkedése miatt a barlangi járatok karsztvízeiben csak az urán van jelen. Igaz ez a karsztvízből kivált képződményekre (pl. lemezes kalcit) is, melyek képződési kora meghatározható a bomlási egyenletből. A datált minták jelenlegi, erózióbázis (Duna szintje) feletti magassága ismeretében a barlang környezetének kiemelkedési sebessége becsülhetővé vált.

A mintákat a gyakori előfordulás miatt elsősorban a Pál-völgyi-barlangból gyűjtöttük. A korhatározási eljárás ²³⁴U/²³⁰Th izotóparány ICP-MS mérésén alapul, ami kis mintamennyiséget és 400–500 ezer évre visszamenő kor-

határozást tesz lehetővé. Eredményeink alapján a Budai-hegység szakaszos kiemelkedése valószínűsíthető az elmúlt közel 500 ezer év során. 500–310 ezer évvel ezelőtt stagnáló karsztvízszint, lassú emelkedés jellemezte a területet. Kb. 310 ezer éve felgyorsult a kiemelkedés üteme. Az irodalmi adatokat is felhasználva a 280–70 ezer éves intervallumra átlagosan 0,16 mm/év-es emelkedés lehetett jellemző, amennyiben a barlangok esetleg differenciált tektonikus mozgását nem vesszük figyelembe. A korolható minták hiánya miatt azonban erről az időszakról pontosabb információink nincsenek.

Tárgyszavak: uránsoros korhatározás, neotektonika, kiemelkedés, Budai-hegység

Bevezetés

Az Északi- és Dunántúli-középhegységet magában foglaló Magyar-középhegység folyóteraszai a hegység fokozatos kiemelkedésére utalnak, amivel lépést tartott a bevágódó Duna, létrejött a Visegrádi-szoros és tágabb környezete. Ez a jelenség évtizedek óta foglalkoztatja a geomorfológiával, felszínfejlődéssel és tektonikával foglalkozó kutatókat (pl. id. NOSZKY 1935; PÁVAI VAJNA 1938; LÁNG 1955; PÉCSI 1956, 1959a, b; SCHEUER & SCHWEITZER 1988; GÁBRIS 1994; RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005a, b, c). A folyóteraszok korának és erózióbázis feletti magasságának ismerete lehetővé teszi a hegység kiemelkedési sebességének becslését, így a kutatások során fontos szerepe volt a teraszok datálásának. Kezdetben ezt csupán morfológiai megfigyelések, geológiai és őslénytani vizsgálatok alapján végezték el (PÉCSI 1959a). A radiometrikus korhatározás elterjedésével a teraszszinteket fedő travertínösszletek korolása is megkezdődött (SCHEUER & SCHWEITZER 1988). Mivel az egyes teraszszintek nem folytonosan fordulnak elő a Duna-völgy mentén, így a korhatározások is többnyire csupán az egyes terasz töredékekre vonatkoznak, ezek adataiból következtettek az egész teraszrendszer korára. Az utóbbi néhány évben RUSZKICZAY-RÜDIGER és szerzőtársai ³He izotópos kiterjedési korhatározást végeztek a Visegrádi-szoros területén (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005a, b). E módszerrel közvetlenül az eddig ismeretlen korú, fedetlen sziklaterasz-szintek minimális korát határozták meg, így a kéregmozgások idejének és sebességének becslése lehetőségessé vált. A mért korok a Magyar-középhegység központi részének fiatal és igen gyors kiemelkedésére engedtek következtetni.

Kutatásunkkal az eddigi ismereteket barlangi ásványkiválások korolása alapján a Budai-hegység kiemelkedésére vonatkozó új adatokkal kívántuk bővíteni. Cikkünkben alapvetően három fő célt tűztünk ki:

1) bemutatjuk az általunk vizsgált barlangi kiválás kormeghatározásának főbb mozzanatait, nehézségeit és bizonytalansági tényezőit;

2) ismertetjük az általunk vizsgált barlangi lemezes kalcitkiválások korát;

3) a kapott korok alapján a Budai-hegység függőleges deformációtörténetének pontosítását kíséreljük meg. Ezt bevezetendő, fontosnak tartjuk röviden felvázolni a Pannon-medence neotektonikai viszonyait és geodinamikai folyamatait, valamint a korábbi vertikális kéregmozgás vizsgálatok eredményeit.

Neotektonikai keret

Az Afrikai és Európai tektonikus lemezek konvergenciája, illetve az ehhez kapcsolódó szubdukciós és kollíziós folyamatok alapvetően meghatározzák a központi Mediterráneum geodinamikai képét. Az ívmögötti medencék típusterületének tartott Pannon-medence (BALLY & SNELSON 1980) a kora-miocén végétől kezdődően jött létre. A medence tágulását és süllyedését a Keleti-Kárpátok szubdukciós ívének keleties irányú hátragördülése tette lehetővé (pl. HORVÁTH F. 1993, FODOR et al. 1999, BADA & HORVÁTH F. 2001, HORVÁTH F. et al. 2006). A késő-miocénben a kelet felé hátráló szubdukciós front elérte a vastag és hideg, így rideg Kelet-Európai-tábla peremét és a terület merev környezetbe került (HORVÁTH F. & CLOETINGH 1996). Főként a Keleti-Alpok gravitációs hatásának és az Adriai-mikrolemez nyomásának eredményeként az általános tágulás befejeződött és a délnyugat felől ható nyomóerők váltak dominánssá (BADA et al. 2001, 2007), a Pannon-medence reaktivációs fázisba került, megkezdődött a terület inverziója. A kompressziós hatások miatt a medence belső területein morfortektonikailag eltérő elemek jöttek létre, a peremi részek és a középhegységi területek regionálisan és lokálisan is emelkedtek, míg a Nagy- és Kisalföld központi részei felgyorsult ütemben süllyedtek (HORVÁTH F. & CLOETINGH 1996, JOÓ 2003), ami litoszféra skálájú gyűrődésre utal. Ezen modellt csak akkor fogadhatjuk el, ha az emelkedés és süllyedés kvantitatív alátámasztása is megtörtént. Ehhez kívánunk hozzájárulni a Budai-hegység kiemelkedéstörténetének kutatásával.

Korábbi vertikális kéregmozgás-vizsgálatok

Geodéziai mérések

Tektonikus mozgások meghatározását célzó geodéziai méréseket hazánk területén az I. világháború óta végeznek. A mérési kampányok eredményeként 1971-től több vertikális mozgástérkép is megjelent (Joó 1992, 1998, 2003). Ezek eltérő léptékűek, az emelkedés sebességét 0,5 és 1 mm/év beosztású izovonalakkal ábrázolják. A legújabb eredmények szerint (Joó 2003) már egyértelmű az alföldi területek gyors süllyedése, ugyanakkor hazánkban csupán délnyugati részén, a Délnyugat-Dunántúlon, a Bakonyban és a Dunántúli-középhegységben tapasztalható szignifikáns emelkedés. Joó 2003-mas térképe szerint a Dunakanyarban,

a Budai-hegység és az Északi-középhegység területén legfeljebb kismértékű emelkedés tapasztalható. Fontos azonban megjegyezni, hogy hegységeinkben nem voltak háromszögelési mérési pontok, így azon területekre interpolált értékek nem tekinthetők megbízhatónak (GRENERCZY 2000).

Teraszkronológiai mérésekből levezetett vertikális kéregmozgások

A Magyar-középhegység kiemelkedésének rekonstrukciójánál az egyik alapfeltevés, hogy a bevágódó Duna lépést tart a hegység kiemelkedésével és folyóteraszokat hoz létre. PÉCSI (1956) saját megfigyelései és korábbi geomorfológiai, geofizikai és geodéziai vizsgálatok alapján arra a következtetésre jutott, hogy a Magyar-középhegység mozgásban volt a pleisztocén folyamán és az egykorú szintek relatív magassága a Duna hossz-szelvénye mentén változó. PÉCSI (1959b) teraszmorfológiai kutatásai során a Duna-teraszok mai helyzetében lokális tektonikus elmozdulásokat mutatott ki. A teraszok korhatározását PÉCSI (1959b) morfológiai, kőzettani és szedimentológiai vizsgálatok, valamint folyóvízi üledékek és édesvízi mészkő összletek ősmaradvány-tartalma alapján végezte. A radiometrikus korhatározás elterjedésével lehetőség nyílt a teraszokat fedő travertínóösszletek radiometrikus korának meghatározására is. SCHEUER & SCHWEITZER (1988) a Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészköveit vizsgálta geológiai-geomorfológiai, biosztratigráfiai, paleomágneses és radiometrikus kronológiai (^{14}C , Th/U, ESR) módszerek segítségével. A Duna IV. sz. teraszszintje a Budai-hegység területén 150–160 m tszf. magasságban található és több helyen édesvízi mészkő települ rá (Apostol u. 160 m, Farkastorki út 160 m stb.). Valószínűleg a Duna III. sz. teraszára települ a 145–150 m tszf. magasságban található mészkő-előfordulás (Kiscelli), melynek kora a Th/U vizsgálatok szerint 175 ezer év (SCHEUER & SCHWEITZER 1988). A 140 m-es édesvízi mészkőszint a Budavári Palota szelvényében 160 ezer (+38 ezer, -27 ezer) évesnek bizonyult, ami azt jelenti, hogy az utolsó interglaciálisnál idősebb. A Bécsi úti mészkőösszlet, amely 120 m tszf. magasságban, a Duna II/b. teraszán helyezkedik el, 60 ezer éves, míg a 105–108 m tszf. magasságban, a II/a. teraszon (Csillaghegy, Római fürdő) található mészkövet fedő futóhomok összetletet osztó fosszilis talaj kora ^{14}C -es vizsgálat alapján 9500 év (SCHEUER & SCHWEITZER 1988), ami 0,2–0,3 mm/év-es kiemelkedésnek felel meg.

A Duna bevágódásának és a Magyar-középhegység kiemelkedésének mértékét és sebességét RUSZKICZAY-RÜDIGER és szerzőtársai (2005b, c) a PÉCSI (1959b) által definiált teraszszintek és az ezekhez kapcsolódó travertínólerakódások, valamint barlangi ásványok korhatározása segítségével, a korábban publikált terasz-kronológiai adatokból számították. A Dunakanyar mentén differenciált kiemelkedés valószínűsíthető, vagyis a hegység tengelyétől a szárnyak felé haladva az emelkedés

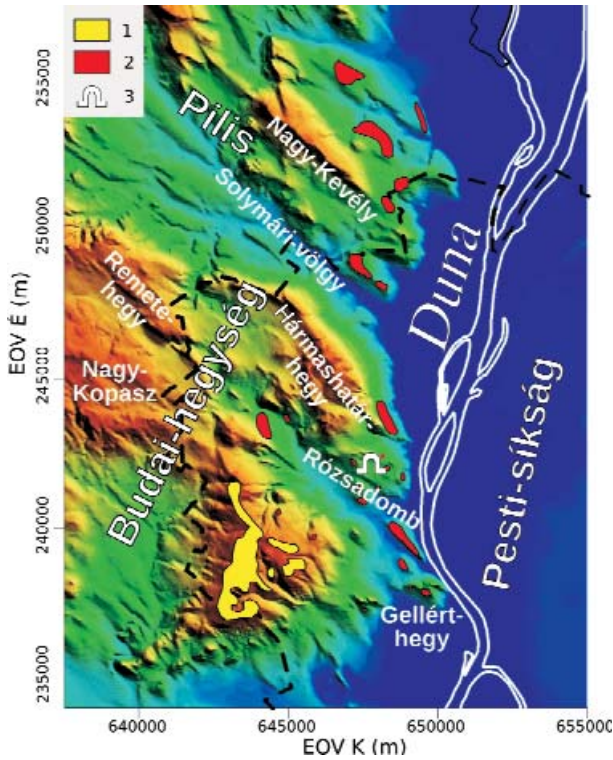
sebessége egyre csökken. A szerzők megállapították, hogy a publikált kronológiai adatok igen bizonytalanok, sokszor kifejezetten megbízhatatlanok. A Duna bevágódásának és így a hegység kiemelkedésének üteme az édesvízi mészkő szintek feldolgozott kronológiai adatai alapján a Budai-hegységben 9 millió és 360 ezer év között 0,04 mm/év volt, 360 ezer évtől napjainkig pedig 0,18 mm/év. Az irodalomban fellelhető teraszok alapján 360 ezer évtől napjainkig ugyanitt 0,14 mm/év volt a bevágódás üteme (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005b, c; RUSZKICZAY-RÜDIGER 2007).

A Visegrádi-szoros teraszainak kozmogén ^3He -izotópos kitettségi korának meghatározásakor a legmagasabban, 530 m tszf. magasságban lévő teraszszint 167 ± 5 ezer évesnek adódott (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005a, b). Ez jelentősen fiatalabb, mint amit a korábbi kutatások határoztak meg. Figyelembe véve a kitettségi korhatározás korlátait, a lehetséges erózió hatását, meg kell jegyezni, hogy a mérések eredményeiből csak minimum kort lehetett számolni. A különböző magasságokból vett mintákból nyert adatsorra illesztett trendvonal alapján a Magyar-középhegység kiemelkedésének maximális értéke $2,7 \pm 0,1$ mm/év volt az elmúlt 167 ezer év során. Az erózió hatását is figyelembe véve azonban, az utolsó 270 ezer évre vonatkozóan, a valószínűsíthető bevágódási ráta 1,6 mm/év a szoros területén (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005a).

Földtani felépítés és szpeleológia

A negyedidőszak során kiemelkedő Magyar-középhegység, DNy–ÉK-i irányú tengelyvonalának középső részén, attól DK-re elhelyezkedő Budai-hegységben, a Hármashatár-hegy csoporthoz tartozó Rózsadomb környezetben található a budai termálkarsztos barlangok túlnyomó többsége (1. ábra).

Rácsos szerkezetű alaprajzuk (2. és 3. ábra) tektonikus preformáltságra utal (LEÉL-ÓSSY S. 1957). A hegység nyílt karsztos térszínei felől érkező, leszálló hideg csapadékvíz a repedések és hasadékok mentén beszivárogva végzi kőzetoldó tevékenységét. Ugyanakkor a mélyből a törésvonalak mentén feltörő langyos-meleg vizek is kialakíthatnak üregeket. A Budai-hegység területén az eltérő hőmérsékletű és különböző kémiai összetételű aszcendens vizek elegyedésekor, valamint a beszivárgó deszcendens csapadék- és olvadékvizek hozzájuk keveredésekor fellépő korróziót (*mixing corrosion*) tekinthetjük a barlangkeletkezés fő mechanizmusának (BÖGLI 1965, FORD 1995). Ez a folyamat óriási termeket is kialakított (pl. Kinizsi pályaudvar a József-hegyi-barlangban, vagy a Széndioxidos-terem a Molnár János-barlangban). A Budai-hegység kiemelkedésével, ill. a Duna mélyebbre vágódásával egyre lejjebb süllyedő karsztvízszinttel párhuzamosan a keveredési korrózió zónája is egyre mélyebbre került, a karsztvízszint feletti üregrendszer pedig fokozatosan szárazzá vált.



1. ábra. Domborzati modell a nagyobb édesvízi mészkő előfordulásokkal a Budai-hegység területén. A travertín-előfordulásokat WEIN (1977) és RUSZKICZAY-RÜDIGER (2007) alapján tüntettük fel

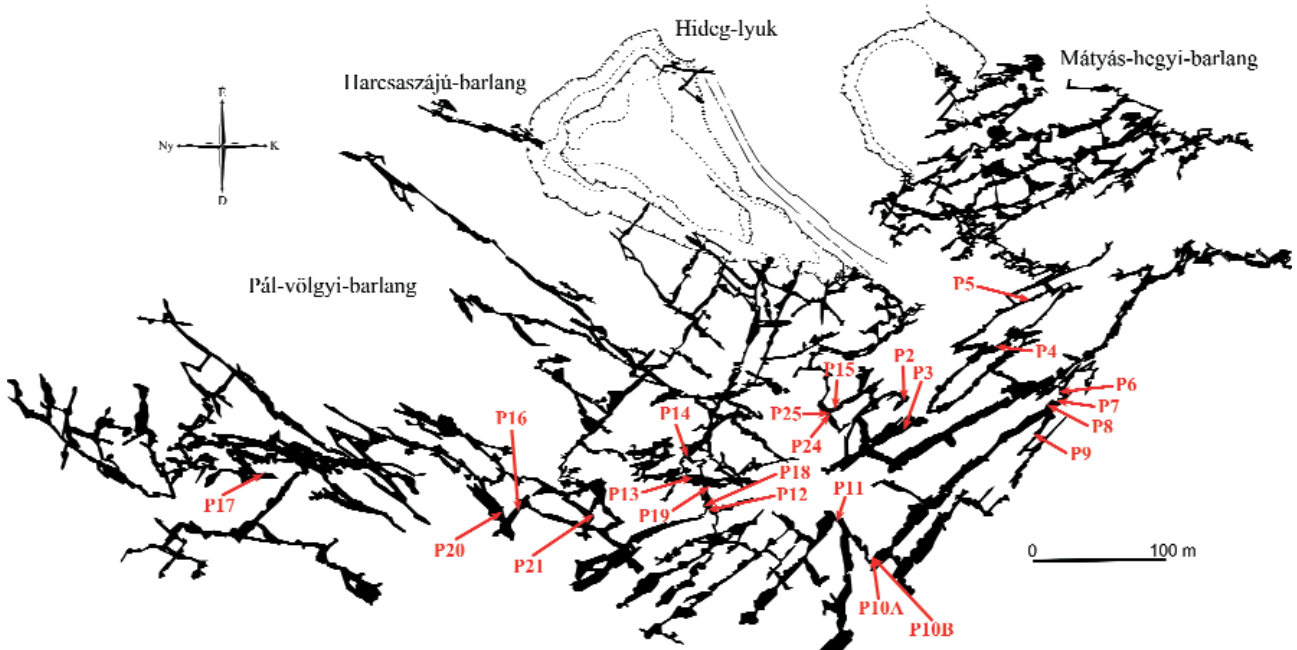
1 – felső-miocén–pliocén édesvízi mészkő szintek, 2 – kvarter édesvízi mészkő szintek, 3 – a rózsadombi nagybarlangok helyzete

Figure 1. Relief model with major travertine horizons of the Buda Hills. The travertine horizons were mapped after WEIN (1977) and RUSZKICZAY-RÜDIGER (2007)

1 – Upper Miocene - Pliocene travertine horizons, 2 – Quaternary travertine horizons, 3 – location of major caves at Rózsadomb

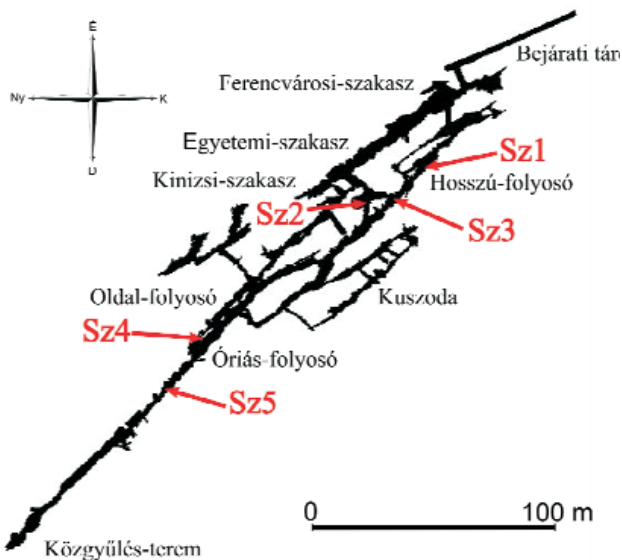
A Rózsadomb ismert legidősebb kőzete az igen gyakori előfordulású, felső-triász Földolomit Formáció, bennük csak ritkán fordulnak elő barlangok (WEIN 1977). A karni–nori-raeti korszakokban kialakult, mára erősen karsztosodott tüzsköves Mátyáshegyi Mész-kő megtalálható például a Mátyás-hegyi-barlangban (JASKÓ 1948), valamint meglehetősen márgabetelepüléssel kifejlődésben a József-hegyi-barlangban is (LEÉL-ÓSSY SZ. 1997, LEÉL-ÓSSY SZ. & SURÁNYI 2003). A triász összletre több mint 150 millió éves üledékhézaggal paleogén és negyedidőszaki képződmények települnek.

A késő-eocén transzgresszió első összlete — néhány méter vastagságú báziskonglomerátum — felszíni előfordulásokban (pl. Gellért-hegy), barlangokban (pl. Zöldmáli-barlang) és fúrásokból is ismert (MAGYARI 1995, LEÉL-ÓSSY SZ. & SURÁNYI 2003). Erre sekélytengeri lithotamniumos-nummuliteszes, discocyclinás mészkő, a Szépvölgyi Mész-kő Formáció települ néhányszor 10 m vastagságban. A barlangi járatok többsége ebben a kőzetben alakult ki. A késő-eocén–kora-oligocén során képződött a barlangokból és fúrásokból ismert Budai Marga Formáció. Agyagtartalma miatt általában rosszul karsztosodik, mégis több barlangi folyosó is kialakult benne, például a Pál-völgyi-, Mátyás-hegyi-, vagy József-hegyi-barlangban (LEÉL-ÓSSY SZ. & SURÁNYI 2003). Az összlet alsó részét, ahol a barlangi járatok találhatóak, bryozoás márgának is nevezik, melyben alodapikus mészkő (VARGA 1985) és szingenetikus vulkanizmushoz kapcsolódó tufarétegek (BALDI 1983) közbe-települése is megfigyelhető. Az oligocént a Tardi Agyag Formáció tengeri üledékei, valamint az arra települő Kis-cellai Agyag Formáció képviseli, amelyekben nem képződtek járatok (4. ábra).



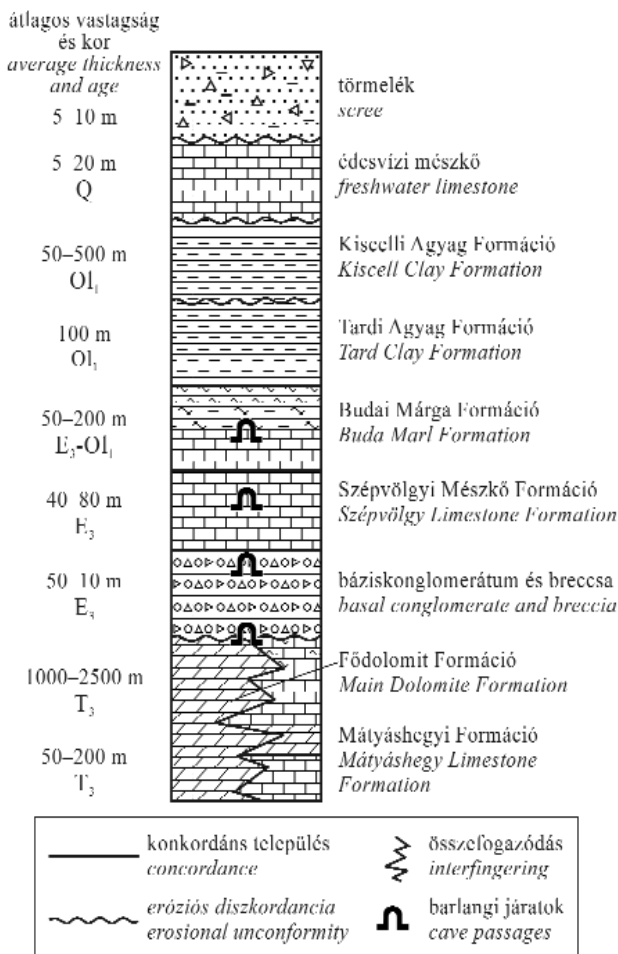
2. ábra. A Pál-völgyi-barlang térképe a mintagyűjtési helyekkel (TAKÁCSNÉ BOLNER & KÁRPÁT 2000). A hálózatos, helyenként labirintus jellegű járatrendszer szerkezete tükrözi az alapkőzetet tagoló törésvonalak lefutását. A meghatározott korokat az I. táblázat tartalmazza

Figure 2. Map of the Pál Valley Cave with sampling sites of cave rafts (TAKÁCSNÉ BOLNER & KÁRPÁT 2000). The network of cave passages has developed mainly along tectonic fractures of the bedrock. Determined ages of samples are listed in Table I



3. ábra. A Szemlő-hegyi-barlang térképe a mintagyűjtési helyekkel (HORVÁTH J. 1965 és VIRÁG et al. 2009 térképe alapján). A meghatározott korokat a II. táblázat tartalmazza

Figure 3. Map of the Szemlő Hill Cave with sampling sites (after HORVÁTH 1965 and VIRÁG et al. 2009, modified). Determined ages of samples are listed in Table II



4. ábra. A Rózsadomb elvi rétegsora (LEÉL-ÖSSY SZ. & SURÁNYI 2003)
Figure 4. Lithostratigraphic column of Rózsadomb area (LEÉL-ÖSSY SZ. & SURÁNYI 2003)

Alapfeltevések

Feltevésünk szerint a Budai-hegység területén az erózióbázis — azaz a Duna szintje, amivel mindig összekötetésben áll a karsztvízszint — tengerszint feletti magassága jelentősen nem változott a hegység kiemelkedése során, ugyanakkor a karsztvíz hegytetőhöz viszonyított relatív helyzete egyre mélyebbre került. Ha ez igaz, akkor a karsztvízszint közelében képződött lemezes kalcit korának és jelenlegi tengerszint feletti magasságának ismeretében durva becslés adható a hegység kiemelkedési ütemére.

LEÉL-ÖSSY SZ. (1997) József-hegyi-barlangból származó adatai alapján RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2005b, c) végeztek hasonló számításokat. Ennek eredménye szerint a Rózsadomb, ill. a Budai-hegység 0,23 mm/év-es sebességgel emelkedett az elmúlt 360 ezer év során.

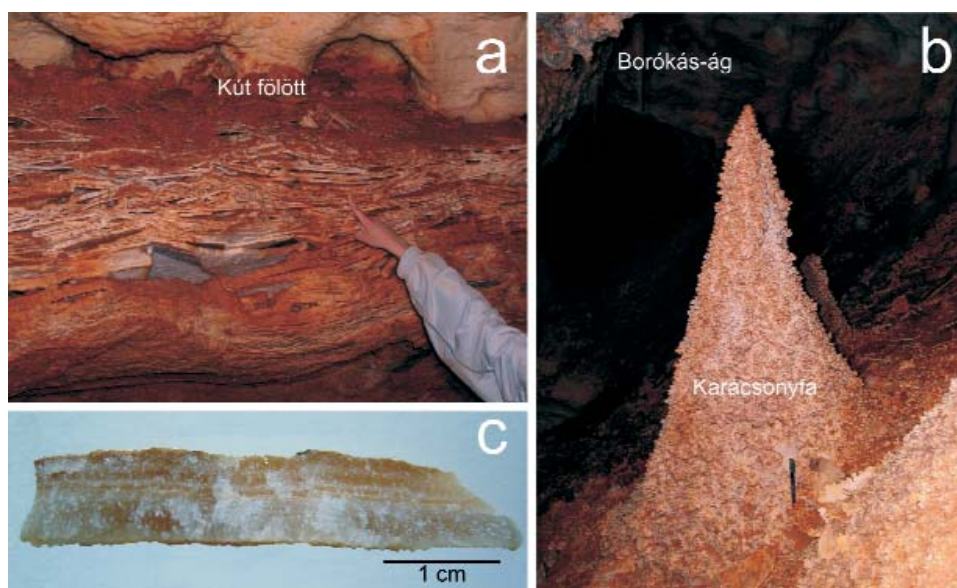
Az erózióbázisra és a karsztvízszintre természetesen klimatikus tényezők is hatnak. Ezek hatását RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2005a) vizsgálták. A Visegrádi-szoros teraszainak kozmogén ³He-izotópos kiterjedési koradatai arra utalnak, hogy a teraszok az utóbbi két glaciális alatt jöttek létre. A teraszszintek korát összevetették a glaciálisok és interglaciálisok időszakával. Ezek alapján nem sikerült a teraszképződést egyetlen klímátípushoz kötni. Véleményünk szerint a Duna teraszainak kialakulása nem vezethető vissza elsősorban klimatikus tényezőkre, azok hatása másodlagos a Magyar-középhegység folyamatos kiemelkedésének mértékéhez viszonyítva (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005a, b). Erre az eredményre alapozva jelen munkánkban eltekintünk a klímának az erózióbázis szintjére gyakorolt hatásától.

Pál-völgyi-barlang

A Pál-völgyi-barlang a nagy rózsadombi rendszerek közül elsőként, 1904 júniusában tárult fel az ún. Holzspach-féle kőfejtő délnyugati falában, a jelenlegi Szépvölgyi út 162. sz. alatt. A barlang ma ismert járatainak hossza meghaladja a 13 km-t (a Mátyás-hegyi-barlang nélkül), vertikális kiterjedése pedig több mint 100 m. A két kőzet határán kialakult üregrendszer alsóbb szintjei az eocén Szépvölgyi Mészkőben, de egyes folyosói és termei már a Budai Márgában oldódtak ki. Folyosóinak szabályos, egymást keresztező rendszere ÉK-DNy-i és erre merőleges irányú hasadékok mentén alakult ki (2. ábra) és követi az eocén mészkő D-DK-i, 25-30°-os rétegdőlését. A magasabb helyzetű részekben két független szintben alakultak ki a járatok (TAKÁCSNÉ BOLNER 2003).

A barlangban kevés a hidrotermális eredetű képződmény, inkább a később keletkezett cseppkövek jellemzik, melyek változatosságával kitűnik a Budai-hegység barlangjai közül. Az üregrendszert egykor kitöltő meleg vízhez ugyanakkor sok lemezes kalcitkiválás kapcsolódik, ami 148 m és 214 m tszf. magasság között fordul elő (TAKÁCSNÉ BOLNER személyes közlés).

A lemezes kalcit jelentősége képződésében rejlik. Meleg állóvízből, kalcium-karbonátra nézve túltelített



5. ábra. a) A Kút fölötti néhányszor 10 cm vastag lemezes kalcit előfordulása, a P16-os minta gyűjtési helye. b) Karácsonyfa a Pál-völgyi-barlang Borókás-ágában, P17-es minta gyűjtési helye. c) Pál-völgyi-barlang Fodros-folyosójáról származó, P21-es lemezes kalcitminta a külső agyagréteg mechanikai eltávolítása után. A kb. 1 cm vastag minta vékony rétegekre tagolódik

Figure 5. a) Several 10 cm thick cave raft occurrence above the 'Kút', sampling site P16. b) 'Christmas tree' in the Borókás-branch of Pál Valley Cave, sampling site P17. c) Cave raft, sample P21 from the Fodros corridor of Pál Valley Cave, after the outer clay cover removed. Thin layers are visible in the approx. 1 cm thick sample

oldatból, annak felszínén válik ki, azaz a karsztvízszint egykori felszínét jelzi. A legtöbbször csupán hártya-vékony képződményt a víz hullámzása, a csepegő víz, de akár buborékfeláramlás is eltörheti és a hártya a víz alá süllyedhet. Ekkor a további mészkiválás magjaként szolgál, így egyes esetekben akár a 2–3 cm-es vastagságot is elérheti. Gyorsabb képződés vagy gyakori eltörés esetén a lemezek nem vastagodnak meg, de az egymásra rakódó lemezek gyakran több cm-es vastagságot is elérve összeforrrhatnak (LEÉL-ŐSSY SZ. 1997; 5. ábra, a). Abban az esetben, ha a víz felszínén keletkező hártya mindig ugyanabban a pontban törik el és süllyed le, karácsonyfára emlékeztető, oszlopszerű kúpot hozhat létre (5. ábra, b).

Barlangi ásványok korábbi korhatározási eredményei

Hazánk barlangjaiból származó ásványkiválásokon először FORD & TAKÁCSNÉ BOLNER (1992) végeztek radiometrikus, alfa-spektrometriás uránsoros kormeghatározást. A Pál-völgyi- és Ferenc-hegyi-barlangban gyűjtött 12 kalcitminta közül csupán egy, a Ferenc-hegyi-barlangból származó borsókő bizonyult a módszer határának tekinthető 350 ezer évnél fiatalabbnak, kora 300 ± 59 ezer év volt. Ezt a szerzők azzal magyarázzák, hogy a vizsgált borsókő a karsztvízszint süllyedésével, már légteressé vált barlangban, utólagosan vált ki. Méréseikből tehát arra következtettek, hogy a karsztvízszint a mai 160–165 m tszf. magasságban több mint 350 ezer éve tartózkodott. Pontosabb fejlődéstörténeti következtetésekre azonban nem jutottak.

LEÉL-ŐSSY SZ. (1997) a József-hegyi-barlang fejlődéstörténetének kutatása során a barlangból származó karbonátkiválásokon végzett uránsoros kormeghatározást, alfa-spektrometriás mérések alkalmazásával. A begyűjtött minták urántartalma 0,9–4,87 ppm volt. A vizsgált 52 karbonátkiválásból 25 bizonyult 350 ezer évesnél idősebbnek, de az egyensúlyi görbék alapján mindegyik 1,2 millió évesnél fiatalabbnak adódott. A mért koradatok alapján a József-hegyi-barlang legfelső járatai valószínűleg 450–500 ezer éve, esetleg 600 ezer évvel ezelőtt, a günz–mindel interglaciálisban kezdtek kialakulni (LEÉL-ŐSSY SZ. & SURÁNYI 2003). Az ásványkiválások képződési körülményeit, jelenlegi tengerszint feletti magasságukat és radiometrikus korukat figyelembe véve LEÉL-ŐSSY SZ. (1997) a vizsgált időszakra vonatkozóan megbecsülte a József-hegyi-barlang és így közvetve a Budai-hegység kiemelkedési sebességét, ami 0,15–0,3 mm/évnél adódott.

Uránsoros kormeghatározás

Elméleti háttér

Az elmúlt évtizedekben az uránsorozat szerinti korhatározás lett a barlangi kalcitlerakódások kormeghatározásának standard módszere. A módszer alapelveit és technikáját IVANOVICS & HARMON (1982) tárgyalja részletesen.

A Föld felszíni rétegeiben elterjedten található az ^{238}U , valamint bomlási sorának leányelemei. A bomlás során az

^{238}U több lépcsőben, α - és β -bomlások sorozatával, ^{234}U -en és ^{230}Th -on keresztül stabil ^{206}Pb izotóppá alakul. A természetben ezektől függetlenül ^{232}Th is jelen van. Az urán- és tóriumizotópok gyakori nyom-alkotóelemek a legtöbb kőzetben. A kormeghatározás alapja, hogy az anyaizotópok vízben oldódnak, de leányelemeik nem. Oxidatív körülmények között az uránból VI-os oxidációs állapotú uranilion (UO_2^{2+}) jön létre, ami vízben oldható vegyületeket, komplexeket $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2]^{2-}$ képez (FAURE 1977). Ezzel szemben a tórium csak IV-es oxidációs állapotban stabil és vegyületei általában vízben oldhatatlanok. A tórium igen hamar hidrolizálódik és könnyen adszorbeálódik, elsősorban vízben oldhatatlan üledékek felszínén. A folyamat eredménye, hogy a kőzet oldódása során az urán oldatba megy, mobilizálódik és ezáltal elválik a tóriumtól, így az uránhoz képest a vizekben csak elhanyagolhatóan kis koncentrációban van jelen a tórium (GEYH & SCHLEICHER 1990). Ez igaz a talaj- és karsztvizekre is. Az utóbbiból kiváló képződményekbe a kiválás során — ha nem tartalmaznak szennyeződésként agyag-szemcséket — csak a vízben oldott urán tud beépülni. A kormeghatározás szempontjából azt az időpontot tekintjük a kiváló kőzet keletkezési idejének, amittől kezdve a belső izotóptartalom változása csak a radioaktív bomlás eredménye.

Törmelékes fázistól mentes mintáknál a keletkezési idő a következő, atomszámokra felírt egyenlet alapján számítható (LUDWIG 2003, SURÁNYI 2005):

$$\frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}} = \frac{\lambda_{238}}{\lambda_{230}} \left(1 - e^{-\lambda_{238}t}\right) + \frac{\lambda_{234}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}} - \frac{\lambda_{238}}{\lambda_{234}}\right) \left(1 - e^{-\lambda_{234}t} e^{-\lambda_{230}t}\right)$$

ahol:

- ^{238}U : az ^{238}U -izotóp mért atomszáma,
- ^{234}U : az ^{234}U -izotóp mért atomszáma,
- ^{230}Th : a ^{230}Th -izotóp mért atomszáma,
- λ_{238} : az ^{238}U bomlási állandója,
- λ_{234} : az ^{234}U bomlási állandója,
- λ_{230} : a ^{230}Th bomlási állandója,
- t : a kőzet képződése óta eltelt idő.

Az izotóptartalom meghatározása történhet alfa- vagy tömegspektrometriával. Előbbi alkalmazhatóságának felső határa kb. 350 ezer év, míg az utóbbival ez kitolható 400–500 ezer évre. Idősebb vagy alacsony uránkoncentrációjú minták esetén a kormeghatározás pontossága csökken. Kutatásunk során ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) méréseket végeztünk, ami az alacsony U-Th koncentráció ellenére lehetővé tette kis mennyiségű, mindössze néhány gramm kőzet feldolgozását, így a mintagyűjtés során csak kis mennyiségű lemezes kalcit begyűjtésére került sor. A minták kémiai feldolgozása az MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport Radiometriai Laboratóriumában történt. A tömegspektrometriai méréseket az MTA Izotópkutató Intézetének ICP-MS laboratóriumában végeztük.

Mintagyűjtés

Munkánkat megelőzően is végeztek már a rózsadombi barlangok egyes képződményein kormeghatározást (FORD & TAKÁCSNÉ BOLNER 1992, LEÉL-ŐSSY SZ. 1997, LEÉL-ŐSSY SZ. & SURÁNYI 2003), így ezen adatok figyelembe vételével jelöltük ki a mintagyűjtési helyeket. Fontos azonban megjegyezni, hogy elsősorban lemezes kalcitok korolását tűztük ki célul, az ásvány karsztvízszinthez köthető képződése és a viszonylag egyszerű feldolgozhatósága miatt.

A Pál-völgyi-barlangban 148 m és 214 m tszf. magasság között fordul elő lemezes kalcit, így gyakorisága miatt innen gyűjtöttük be a mintákat, a legelső előfordulástól felfelé haladva, mivel elméletileg ezek a legfiatalabb kiválások. A kormeghatározás időbeli felső korlátját mindvégig szem előtt tartottuk, így a barlangban csak 175 m tszf. magasságig végeztünk mintagyűjtést, melynek során TAKÁCSNÉ BOLNER & KÁRPÁT (2000) térképét és TAKÁCSNÉ BOLNER (személyes közlés) magasságadatait használtuk. A lemezes kalcit a karsztvízszint tetején válik ki, majd lesüllyed az aljzatra és ott folytatódik a kiválás. Ez azt jelenti, hogy szükséges a barlangi termék méretének figyelembe vétele is, mivel nem tudhatjuk, hogy milyen vízállásnál kezdődött meg a ma aljzaton elhelyezkedő kiválások képződése. A barlang szerkezetéből, az olykor magas, de keskeny hasadékok jelenlétéből adódóan azonban sok esetben nehéz megállapítani az adott terem belméreteit, így jelenleg ezt nem vettük figyelembe. Ugyanakkor a mintagyűjtés az adott helyen található, helyzetéből adódóan valószínűleg legutóbbi kiválásból történt, ezzel biztosítva, hogy azt a pillanatot örökítjük meg, melyben a karsztvízszint elhagyta a járatot. A Pál-völgyi-barlangban gyűjtött minták helyét a 2. ábra mutatja és az I. táblázat foglalja össze.

A rózsadombi nagybarlangok közül a Szemlő-hegyi-barlangban (3. ábra) és a József-hegyi-barlangban is előfordul lemezes kalcitkiválás, bár jóval kisebb elterjedésben, mint a Pál-völgyi-barlangban. Ezeket is végeztünk kormeghatározást, bár csekély számuk miatt csak kvalitatív következtetésekre alkalmasak.

2007 januárjában fedezték fel a Citadella-kristálybarlangot (Gellért-hegy), melynek végpontján kis „karacsonyfa” található, 167 m-es tszf. magasságban. A kutatás keretén belül az innen származó, vékony lemeztöredékek kormeghatározása is megtörtént.

A Szemlő-hegyi- és a József-hegyi-barlangban, valamint a Citadella-kristálybarlangban gyűjtött minták kor- és magasságadatait a II. táblázat foglalja össze.

Radiokémiai eljárás

A minta tóriumtartalma származhat az urán bomlásából, illetve bekerülhet törmelékes szennyeződésként, ami rontja a kormeghatározás megbízhatóságát, tehát a feldolgozás során először a minta ezen szennyeződésektől való mechanikai megtisztítása történt meg (5. ábra, c). A lemezes kalcit

I. táblázat. A Pál-völgyi-barlangból gyűjtött mintákon végzett radiometrikus korhatározás eredményei a korok 68%-os konfidenciaintervallumaival. Az előfordulások magasságadatait TAKÁCSNÉ BOLNER (személyes közlés) alapján tüntettük fel

Table I. Determined ages of cave rafts from the Pál Valley Cave with their 68% confidence levels. The altitudes above sea level are indicated after TAKÁCSNÉ BOLNER (personal communication)

Minta neve / Sample name	Gyűjtés helye / Location	Tszf. magasság (m) / Altitude a.s.l. (m)	Kor (ezer év) / Age (ka)	+ σ (ezer év)/(ka)	- σ (ezer év)/(ka)
P2	Óriás-kifli vége	161–162	338	22	18
P3	Ajándék-ág	161	408	74	25
P4	Kalcit-galéria	163–165	372	32	25
P5	Osztrigás folytatás	164–166	323	18	15
P6	Karfiol-terem	152–153,5	294	13	13
P7	Karfiol2 VB eleje	152–153,5	298	21	18
P8	VB	152–153,5	313	22	18
P9	VB első párhuzamos	152	286	33	27
P10A	Bergman-cső	148–149	282	19	27
P10B	Bergman-cső, törmelékből	148–149	286	24	20
P11	Mellkas szorító	151–152	296	24	19
P12	Y-folyosó	152–153	281	13	12
P13	Tollas-terem, Ny-i végpont	161	365	51	36
P14	Gyöngyös-átjáró	162–163,5	460	200	70
P15	Cserepes-folyosó	163–165	354	54	37
P16	Kút fölött	167	332	38	30
P17	Karácsonyfa	175	409	108	56
P18	Y-folyosó	152	288	26	21
P19	Műszer alatti	153–154	302	26	22
P20	K2 alatt, alsó létra alatt 5 m-rel	158	269	36	29
P21	Fodros folyosó, 1. oldalfülke	160	278	28	23
P24	Rockenbauer Pál-terem	164,5	512	?	151
P25	Rockenbauer Pál-terem	165	547	?	161

II. táblázat. A Szemlő-hegyi- és a József-hegyi-barlangban, valamint a Citadella-kristálybarlangban gyűjtött mintákon (Sz, J és C jelzéssel ellátott minták a fenti sorrendben) végzett korhatározás eredményei a 68%-os konfidenciaintervallumokkal, valamint a minták jelenlegi tengerszint feletti magasságai

Table II. Present-day elevation and determined ages of cave raft samples collected in the Szemlő Hill and József Hill Cave and Citadella Crystalcave (marked with Sz, J and C, respectively) with their 68% confidence levels

Minta neve / Sample name	Gyűjtés helye / Location	Tszf. magasság (m) / Altitude a.s.l. (m)	Kor (ezer év) / Age (ka)	+ σ (ezer év) / (ka)	- σ (ezer év) / (ka)
Sz1	Hosszú-folyosó	176	374	59	40
Sz2	liftakna mellett	175	415	98	54
Sz3	Hosszú-táró elágazás	178	442	185	68
Sz4	Óriás alja	172	295	23	19
Sz5	Hópalota	171	285	21	19
J1	Kinizsi pályaudvar	165	489	287	79
C1	Citadella-kristálybarlang	167	195	11	10

a karsztvízből válik ki, ezért a legtöbb minta törmelékes szennyeződéstől mentes volt, így csak az utólagosan ráakódott agyagtól kellett megtisztítani őket. A mechanikai előkészítés során néhány grammos darabot vágunk ki minden egyes mintából, amiből 1,5–2,5 g-nyit dolgoztunk fel.

Az oldásra kerülő minta tömegét 10 mg pontossággal mértük meg. Főzőpohárban, 1 mólos HCl-val történt a feltárás. Ilyen körülmények között a karbonátok maradék nélkül oldódnak, a törmelékes, agyagos szennyeződések azonban csak kis mértékben. Az oldatba $^{229}\text{Th}/^{233}\text{U}$ nyomjelzőt juttattunk, aminek segítségével számítani tudtuk a későbbiekben a $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ izotóparányt. Az agyagos szennyeződések 0,45 μm pórusméretű cellulóznitrát fecskendőszűrő segítségével távolítottuk el. Néhány esetben, mivel oldási maradékot nem hagyott a minta, a feldolgozás ezen lépésétől eltekintettünk. A szerves nyomok roncsolása legalább háromszoros, tömény HNO_3 -as nedves bepárlással történt, az első után 8–10 csepp H_2O_2 hozzáadásával. A bepárlások után 20 ml 8 M HNO_3 -at, valamint 0,5 g vas-nitrátot ($\text{Fe}(\text{NO}_3)_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$) adtunk hozzá és az utóbbi teljes feloldódásáig kevertettük az oldatot. Az urán és a tórium szétválasztása UTEVA gyanta segítségével, extrakciós kromatográfiával történt. A kapott elútmunkákat, melyek az uránt, ill. a tóriumot tartalmazzák, többszörösen HNO_3 -val bepároltuk, fokozatosan csökkentve az oldat koncentrációját. Az eredmény kb. 600 μl HNO_3 -as tóriumoldat és kb. 1300 μl uránoldat volt, melyek tömegspektrometriás mérésre kerültek.

Kormeghatározás és a mérések megbízhatósága

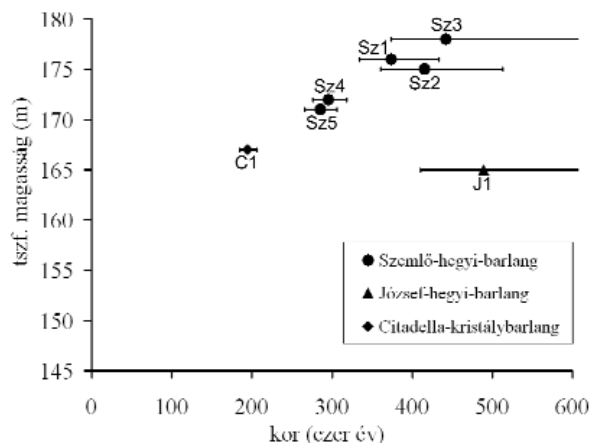
Az IPC-MS mérés segítségével a koregyszerűen szereplő mennyiségek mellett többféle izotópmennyiség, ill. izotóparány került meghatározásra az egyes mintákra vonatkozóan. A mért mennyiségeket különböző effektusok járulékaik terhelik, mint például a mérési eljárásból származó lineáris torzítás, a *mass bias* jelensége, melynek eredménye, hogy nagyobb tömegszámokon kisebb mennyiségeket mérünk a valóságnál. A mért értékek korrigálásánál figyelembe vettük a mérési hiba mellett a háttér, a *mass bias*, a szolvatáció és a nyomjelzőben szereplő egyéb (^{233}U és ^{229}Th mellett előforduló) izotópok hatását is. Vizsgáltuk a minták $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ arányát, mivel a 20-szorosnál kisebb mennyiség tóriumos szennyeződésre utal. Ekkor figyelembe kell venni a kezdeti tóriumtartalmat is, ellenkező esetben eltekinthetünk az agyagos szennyeződések hatásától. A korhatározást és hibaszámítást a korrigált adatokból, Monte Carlo-módszerrel végeztük (I. SURÁNYI 2005).

Kormeghatározási eredmények

A Pál-völgyi-barlangban összesen 23 mintát gyűjtöttünk (I. táblázat). Szükség esetén ismételt mintagyűjtést és korhatározást végeztünk. Néhány minta tömegspektro-

metriás mérése többször is megtörtént, így a mérések hibája jelentősen csökkenthető volt. Labor körülményeink között az ICP-MS méréssel történő kormeghatározás alkalmazhatóságának felső határa 400–500 ezer év, ezért a Rockenbauer Pál-teremben gyűjtött mintákról (P24, 512 ezer; P25, 547 ezer év) csak annyit mondhatunk, hogy idősebbek 361, ill. 386 ezer évnél (68%-os konfidenciaszinten). Ugyanígy óvatossá kell lennünk a Gyöngyös-átjáróban (P14), valamint az Ajándék-ágból (P3) és a Karácsonyfából (P17; 5. ábra, b) gyűjtött minták korával is.

A Szemlő-hegyi-barlangi minták esetén, a Hosszú-tároló elágazásánál (3. ábra; Sz3) gyűjtött lemezes kalcit kora (6. ábra) megközelíti a 450 ezer évet, így ennek is csupán az alsó korhatárát érdemes megjelölni, ami 374 ezer év.



6. ábra. A Szemlő-hegyi- és József-hegyi-barlangból, valamint a Citadella-kristálybarlangból származó lemezes kalcitminták kor és tszf. magasság diagramja a 68%-os konfidencia intervallumokkal

Figure 6. Determined ages (in ka) versus present-day altitude above sea level (m) of cave rafts from the Szemlő Hill and József Hill Caves and Citadella Crystal Cave with the 68% confidence levels

A József-hegyi-barlang karbonátos ásványkiválásain LEÉL-ŐSSY SZ. (1997) végzett uránsoros korhatározást, alfa-spektrometriás mérésekkel. A Kinizsi pályaudvarról (J1, 6. ábra) származó lemezes kalcit feldolgozásával a korábban meghatározhatatlan korúnak bizonyult minta képződési korát kívántuk meghatározni. A minta közel 500 ezer évesnek bizonyult, így a magas kor (II. táblázat) és a nagy bizonytalanság miatt ez a koradat sem tekinthető megbízhatónak, csupán annyit mondhatunk, hogy a kiválás idősebb 410 ezer évnél (68%-os konfidenciaszinten).

Diszkusszió

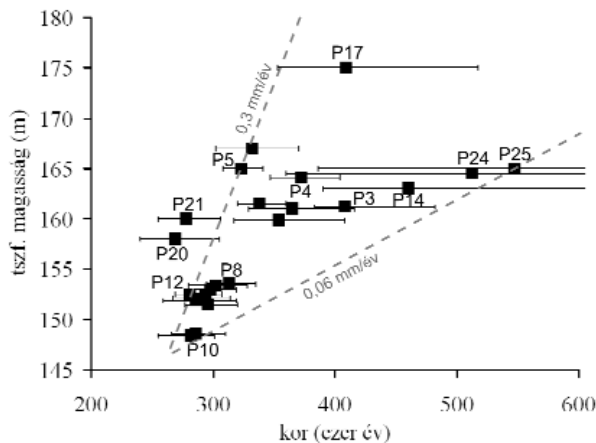
Pál-völgyi-barlang

Korábban FORD & TAKÁCSNÉ BOLNER (1992) végeztek a Pál-völgyi-barlangban gyűjtött ásványkiválásokon uránsoros korhatározást, a lemezes kalcitok azonban minden esetben az alfa-spektrometriás módszer alkalmazhatósági határánál, 350 ezer évnél idősebbnek adódtak. Eredmé-

nyeink összehasonlíthatósága érdekében mi is gyűjtöttünk a kalcit-galériából és a Gyöngyös-folyosóról lemezes kalcitkiválást (P4 és P14), melyek szintén idősebbek 350 ezer évnél.

A Pál-völgyi-barlangból származó minták koradatait egy kor-magasság diagramon ábrázolva (7. ábra) kirajzolódik a barlang kiemelkedéstörténete. A 148–154 m közötti magasságtartományban gyűjtött lemezes kalcitok radiometrikus kora kis hibával terhelt és nagyon rövid időtartományt fed le, ezért nagy biztonsággal megállapítható, hogy 310–280 ezer éve a karsztvízszint a jelenleg kb. 150 m tszf. magasságban elhelyezkedő folyosók és termek szintjén volt.

A rózsadombi nagybarlangok fő járatszintjét jelentő 155–165 m-es magasságból származó lemezes kalcitok koradatai ugyanakkor széles, több mint 200 ezer éves időintervallumot fednek le, kb. 500–270 ezer év között. Ez önmagában jelenthetne hosszasan stagnáló karsztvízszintet,



7. ábra. A Pál-völgyi-barlangban gyűjtött lemezes kalcitok megbízhatóan minősített koradataiból (68%-os konfidencia intervallumokkal) elkészített kor és tszf. magasság diagram alapján a területen 0,07 mm/év-es átlagos kiemelkedés jellemző. Elfogadhatóbb becslést kapunk a korok „burkológörbéi” alapján (P12–P5, illetve P10–P25), melyeket szaggatott vonallal jelöltünk. További részletek a szövegben

Figure 7. U/Th ages (with the 68% confidence levels) versus present-day elevation of the cave raft samples from the Pál Valley Cave. An average uplift rate of 0.07 mm/y was obtained. A more reasonable estimation is given by the envelopes of the age cluster marked with dashed lines (samples P12–P5 and P10–P25). For details, see text

azonban a fentiekben arra a következtetésre jutottunk, hogy 310–280 ezer éve a karsztvízszint a mai 150 m-es magasságban volt. Ez legegyszerűbben úgy magyarázható, hogy 500–310 ezer évre vonatkozóan egy stagnáló karsztvízszintet tételezünk fel, ami tükrözi a hegység legfeljebb csekély mértékű emelkedését. Ezt valószínűleg gyors kiemelkedés követte, a lemezes kalcitok koradatai alapján 310–280 ezer éve a karsztvízszint a ma 150 m magasságban lévő járatok szintjén volt. A 158–160 m közötti fiatal mintákra magyarázatot adhat egy hirtelen vízszintemelkedés, ami azonban megkérdőjelezné azon alaphipotézisünket, mely szerint az erózióbázis tengerszint feletti magassága jelentősen nem változott a vizsgált időszakban.

A P20-as és P21-es minták, melyek a vízszint emelkedésére utalnak, a barlang Budai Márgában kioldódott járataiból származnak, szemben a többi, Szépvölgyi Mészakőből vett mintával, ezért szükségesnek tartjuk több innen származó minta vizsgálatát, s jelenleg nem tekintjük meg ezek koradatait megbízhatónak. Így a karsztvízszint állandóságára vonatkozó alapfeltevésünket nem kell elvetnünk.

A legmagasabban a P17 mintavételi helye van (Karácsonyfa), melynek radiometrikus kora 409 ezer (+108 ezer, –56 ezer) év, a többi mintagyűjtési helytől viszonylag távol helyezkedik el (2. ábra). Hasonló korú képződményeket találunk 10 m-rel alacsonyabb tszf. magasságban a barlang egyéb részein (pl. Ajándék-ágból származó P3-as minta). Mivel ebből a magasságtartományból csak ez az egy koradat származik, nem tekinthetjük szignifikánsnak, ezért a kiemelkedési ráta becslésekor sem vettük figyelembe.

A fentiek értelmében a Pál-völgyi-barlangból származó, összesen 23 lemezes kalcitminta kora közül 20 használható fel a kiemelkedési tendencia becslésére. Ezek közül az idősebb szintekből származó minták (P14, P24, P25) kora csupán tájékoztató jelleggel vehető figyelembe.

Szemlő-hegyi-barlang

A Szemlő-hegyi-barlangból származó lemezes kalcitok közül az alacsonyabban elhelyezkedő minták méréseink szerint jelentősen fiatalabbak, mint a néhány méterrel magasabban találhatóak (II. táblázat). A minták származási helye között azonban csak néhány méter függőleges különbség van, a korok mégis széles időtartományt fednek le (6. ábra). Ez, és az a tény, hogy a Szemlő-hegyi-barlang járatai helyenként a 40 m-es függőleges kiterjedést is eléri, arra utalnak, hogy a Pál-völgyi-barlanghoz hasonlóan a járatokat hosszú ideig, folyamatosan kitöltötte a karsztvíz.

Citadella-kristálybarlang

A 2007 januárjában felfedezett Citadella-kristálybarlangban a számos gipszképződmény mellett lemezes kalcitkiválás is található. A 167 m tszf. magasságból származó minta 195 ezer (+11 ezer, –10 ezer) éves, jelentősen fiatalabb, mint a rózsadombi barlangok hasonló magasságban lévő lemezes kalcitjai. Ennek oka lehet az eltérő barlanggenetika, valamint a rózsadombtól különböző neotektonikai viszonyok.

Következtetések

A Pál-völgyi-barlangban gyűjtött lemezes kalcitok megbízhatóan minősített koradataiból elkészített kor-magasság diagram alapján a barlangban ~500–310 ezer év közötti intervallumban a mai 160–165 m közötti járatszinten volt a karsztvízszint (7. ábra). A kor- és magasságadatokat alapján mintegy 260 ezer év alatt kb. 18,5 m-t emelkedett a

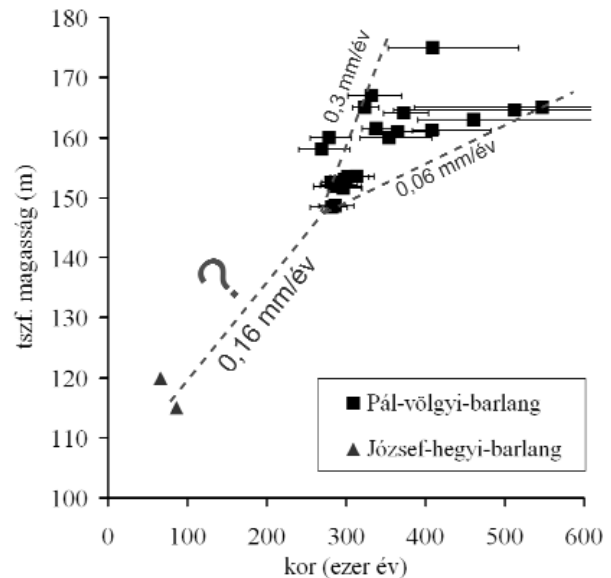
terület (P10A, B és P16 magasságadatai alapján), ez átlagosan 0,07 mm/év-es kiemelkedési rátát jelent. A magasabban elhelyezkedő kalcitlemezek korának nagy szórása miatt ennél lassabb és gyorsabb kiemelkedés is elképzelhető. Megbízhatóbb a P12–P5, illetve a P10–P25 minták által meghatározott, a 7. ábrán látható korok „burkológörbéje”. Ezek alapján az 500–280 ezer éves intervallumban a kiemelkedés sebessége 0,06–0,3 mm/év között lehetett.

Ezt követően felgyorsult a hegység emelkedése. Az elméletileg lehetséges maximális sebességet a P5 (323 ezer év, 165 m) és P8 (313 ezer év, 153 m) minták adataiból számolhatjuk (7. ábra). Ezek szerint 10 ezer év alatt kb. 1,2 mm/év-es sebességgel emelkedhetett a terület 323–313 ezer évvel ezelőtt.

Az általunk vizsgált szűk magasságtartomány csak az 500–250 ezer év közötti intervallumra vonatkozóan szolgál adatokkal. LEÉL-ŐSSY SZ. (1997) méréseit is felhasználva azonban az adatbázisunk kiegészíthető volt. A József-hegyi-barlang legaljáról, az Üvegpalota teremből 115 és 120 m-es tszf. magasságból származó lemezes kalcitok 86 ezer és 66 ezer évesek. Ezek és a Pál-völgyi-barlang 155 m alatti mintái 0,16 mm/év-es kiemelkedést mutatnak a ~280–70 ezer éves intervallumban (8. ábra). Kérdéses, hogy a két barlangból származó koradatok kezelhetők-e egységes rendszerként. A Szemlő-hegyi-barlangban a ~300–450 ezer éves minták 171–178 m tszf. magasságban találhatóak (6. ábra), szemben a Pál-völgyi-barlanggal, ahol 160–165 m között fordulnak elő.

A fentiek értelmében, a Pál-völgyi-barlang lemezes kalcit előfordulásainak radiometrikus korai alapján, a klimatikus hatások figyelmen kívül hagyásával a Budai-hegység szakaszos kiemelkedése valószínűsíthető. 500–310 ezer évvel ezelőtt lassú emelkedés jellemezte a területet, ami a karsztvízszint helyzetének állandóságában nyilvánul meg. A 280–70 ezer éves intervallumban gyorsabban, átlagosan 0,16 mm/év-es ütemben emelkedett a terület, amennyiben a barlangok esetleges differenciált tektonikus mozgását nem vesszük figyelembe. Az elérhető csekély adatmennyiség miatt azonban erre az időszakra pontosabb információink nincsenek.

RUSZKICZAY-RÜDIGER és szerzőtársai (2005c) az irodalomban fellelhető koradatok felhasználásával tettek becslést a Budai-hegység emelkedési rátájára. 360 ezer évtől napjainkig az édesvízi mészkő szintek alapján 0,18 mm/év-es, a Duna-teraszok alapján pedig 0,14 mm/év-es kiemelkedési rátát számítottak, ami jól egyezik a 280–70 ezer évre vonatkozó 0,16 mm/év-es becslésünkkel. Ugyanakkor adatainkból az derül ki, hogy RUSZKICZAY-RÜDIGER és szerzőtársai (2005b) felvetésével ellentétben nem 360 ezer éve,



8. ábra. Az irodalmi adatokat (LEÉL-ŐSSY SZ. 1997) is felhasználva a 280–70 ezer éves intervallumra átlagosan 0,16 mm/év-es emelkedés lehetett jellemző. A korolható minták hiánya miatt azonban erről az időszakról pontosabb információink nincsenek

Figure 8. Using published ages (LEÉL-ŐSSY SZ. 1997), an average uplift rate of 0.16 mm/y was calculated for the period of 280–70 ka. However, the reliability of this estimate is rather limited due to the lack of datable material in the corresponding cave levels

hanem valamivel később, kb. 320–310 ezer éve gyorsulhatott fel a Budai-hegység kiemelkedése. Eredményeink jó egyezést mutatnak LEÉL-ŐSSY SZ. (1997) következtetéseivel, melyek 0,15–0,3 mm/év közötti kiemelkedési sebességet valószínűsítenek. A korábbi geokronológiai adatok azonban jelentős bizonytalansággal terheltek, ezért a koradatok közvetlen összevetése további vizsgálatok tárgyát képezi.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást a T 049713, NK 60445 és F 043715 ny. számú OTKA projektek, valamint a Nemzeti Kutatási és Technológiai Hivatal támogatta. Köszönjük az MTA Izotópkutató Intézetének az ICP-MS mérési lehetőséget. Külön szeretnénk megköszönni TAKÁCSNÉ BOLNER Katalinnak a lemezes kalcit előfordulások magasságadatait, valamint a Közép-Duna-völgyi Környezetvédelmi, Természetvédelmi és Vízügyi Felügyelőségnek a mintagyűjtés engedélyezését és munkánk támogatását. Köszönet illeti bírálóinkat, RUSZKICZAY-RÜDIGER Zsófiát és BRADÁK Balázst. Észrevételeik és hasznos tanácsaik jelentősen segítséget nyújtottak a kézirat javításában.

Irodalom — References

- BADA, G. & HORVÁTH, F. 2001: On the structure and tectonic evolution of the Pannonian Basin and surrounding orogens. — *Acta Geologica Hungarica* **44/2–3**, 301–327.
- BADA, G., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S., COBLENTZ, D. D. & TÓTH, T. 2001: The role of topography induced gravitational stresses in basin inversion: The case study of the Pannonian basin. — *Tectonics* **20**, 343–363.
- BADA G., DÖVÉNYI P., HORVÁTH F., SZAFIÁN P. & WINDHOFFER G. 2007: Jelenkori feszültségtér a Pannon-medencében és alpi-dinári-kárpáti környezetében. — *Földtani Közlemények* **137/3**, 327–359.
- BÁLDI T. 1983: *Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.
- BALLY, A. W. & SNELSON, S. 1980: Realms of subsidence. — In: MIALL, A. D. (eds): *Facts and Principles of World Petroleum Occurrence. Canadian Society of Petroleum Geology, Memoirs* **6**, 9–75.
- BÖGLI, A. 1965: The role of corrosium by mixed water in cave forming. — In: STEKL O. (eds): *Problems of the Speleological Research, Czechoslovakia. Academy of Science, Prague*, 125–131.
- FAURE, G. 1977: *Principles of isotope geology*. — Wiley New York 197–225.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., BENKOVICS, L. & GYÖRFI, I. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Carpatho–Pannonian region: a new synthesis of paleostress data. — In: DURAND, B., JOLIET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds) *The Mediterranean basins: Tertiary extensions within the Alpine orogen. Geological Society, London, Special Publications* **156**, 295–334.
- FORD, D. C. 1995: Some thoughts on hydrothermal caves. — *Cave and Carst Science* **22/3**, 107–118.
- FORD, D. C. & TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1992: Abszolút kormeghatározás és stabil izotóp vizsgálatok budai barlangi kalcitmintákon. — *Karszt és Barlang* **1991/I–II**, 11–18.
- GÁBRIS, GY. 1994: Pleistocene evolution of the Danube in the Carpathian Basin. — *Terra Nova* **6/5**, 495–501.
- GEYH, M. A. & SCHLEICHER, H. 1990: *Absolute Age determination: Physical and Chemical Dating Methods and Their Application*. — Springer-Verlag, 503 p.
- GRENERCZY, GY. 2000: Present-day tectonics at the Pannonian basin and its surroundings inferred from space geodesy. — *Doktori értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest*, 122 p.
- HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model of the formation of the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **226**, 333–357.
- HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **266**, 287–300.
- HORVÁTH, F., BADA, G., SZAFIÁN, P., TARI, G., ÁDÁM, A. & CLOETINGH, S. 2006: Formation and deformation of the Pannonian Basin: Constraints from observational data. — In: GEE, D. G. & STEPHENSON, R. A. (eds): *European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs* **32**, 191–206.
- HORVÁTH J. 1965: A Szemlőhegyi-barlang 1961–1962. évi felmérése. — *Karszt és Barlang* **1965/I**, 21–30.
- IVANOVICS, M. & HARMON, R. 1982: *Uranium series disequilibrium: applications to environmental problems*. — Clarendon Press, Oxford, 571 p.
- JASKÓ S. 1948: A Mátyás-hegyi-barlang. — *MÁFI Évi Jelentése B. Beszámoló a vitauilésekről* **10**, 133–141.
- JOÓ, I. 1992: Recent vertical surface movements in the Carpathian basin. — *Tectonophysics* **202/2–4**, 129–134.
- JOÓ I. 1998: Magyarország függőleges irányú mozgásai. — *Geodézia és Kartográfia* **50/4**, 3–8.
- JOÓ I. 2003: A Kárpát-régió jelenkori függőleges irányú mozgásai vizsgálatának eredményei és problémái. — *Geodézia és Kartográfia* **55/2**, 12–15
- LÁNG S. 1955: A Mátra és a Börzsöny természetföldrajza. — *Akadémiai Kiadó, Budapest*, 512 p.
- LEÉL-ŐSSY S. 1957: A Budai-hegység barlangjai. — *Földrajzi Értesítő*, **VI**, 155–167.
- LEÉL-ŐSSY SZ. 1997: A József-hegyi-barlang (Budapest) geológiai viszonyai, fejlődéstörténete és a Rózsadomb környéki termálkarsztos barlangok genetikája. — *Kandidátusi értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest*, 114 p.
- LEÉL-ŐSSY, SZ. & SURÁNYI, G. 2003: Peculiar hydrothermal caves in Budapest, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **46/4**, 407–436.
- LUDWIG, K. 2003: Mathematical-Statistical Treatment of Data and Errors for ²³⁰Th/U Geochronology. — *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **52**, 631–656.
- MAGYARI Á. 1995: Késő eocén hidraulikus breccsásodási jelenségek a Budai-hegység D-i részén. (Late Eocene hydraulic rebrecciation in the Southern Buda Mountains.) — *Földtani Közlemények* **124/1**, 89–107.
- NOSZKY J. id. 1935: Adatok a Visegrádi Dunaszoros teraszképződményeinek geológiai ismeretéhez. — *Földtani Intézet Évi Jelentés* **1933–1935**, 1523–1563.
- PÁVAI VAJNA F. 1938: Az 1938. évi budapestkörnyéki kiegészítő geológiai felvételi jelentésem. — *Földtani Intézet Évi Jelentés*. **1936–1938. évekről**, 399–438.
- PÉCSI M. 1956: Újabb völgyfejlődéstörténeti és morfológiai adatok a Dunavölgy Pozsony (Bratislava) – Budapest közötti szakaszáról. — *Földrajzi Értesítő* **5**, 21–41.
- PÉCSI M. 1959a: *A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 p.
- PÉCSI M. 1959b: A negyedkori tektonikus mozgások mértéke a Dunavölgy magyarországi szakaszán. — *Geofizikai Közlemények* **VIII/1–2**, 73–83.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS. 2007: Tectonic and climatic forcing in Quaternary landscape evolution in the Central Pannonian Basin: A quantitative, geomorphological, geochronological and structural analysis. — *Doktori értekezés, Vrije Universiteit, Amsterdam*, 149 p.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., DUNAI, T. J., BADA, G., FODOR, L. & HORVÁTH, E. 2005a: Middle to late Pleistocene uplift rate of the Hungarian Mountain Range at the Danube Bend, (Pannonian Basin) using in situ produced ³He. — *Tectonophysics* **410**, 173–187.

- RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS., DUNAI T., FODOR L., BADA G., LEÉL-ŐSSY SZ. & HORVÁTH E. 2005b: A negyedidőszaki függőleges kéregmozgások számszerűsítése a Duna völgyében a korábbi kronológiai adatok és új, kozmogén ^3He kitérési kor mérések alapján. — *Földtani Közlemények* **135/3**, 373–403.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., FODOR, L., BADA, G., LEÉL-ŐSSY, SZ., HORVÁTH, E., & DUNAI, T. J. 2005c: Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: A review of chronologic data along the Danube River, Hungary. — *Tectonophysics* **410**, 157–172.
- SCHEUER GY. & SCHWEITZER F. 1988: A Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. — *Földrajzi Tanulmányok* **20**, 129 p.
- SURÁNYI G. 2005: Módszerfejlesztés az $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ izotóparány mérésén alapuló uránsoros kormeghatározás terén. — *Doktori értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest*, 93 p.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. 2003: Pál-völgyi-barlang. — In: SZÉKELY K. (szerk.): Magyarország fokozottan védett barlangjai. *Mezőgazda Kiadó*, 426 p.
- TAKÁCSNÉ BOLNER, K. & KÁRPÁT, J. 2000: Pál-völgyi-Mátyáshegyi barlangrendszer. — *Országos Barlangnyilvántartás*.
- VARGA P. 1985: Mésztrubidites betelepülések a budai márgában és a tardi agyagban. — *Őslénytani Viták* **31**, 93–99.
- VIRÁG M., MÁDLNÉ SZÓNYI J., MINDSZENTY A., ZIHNÉ PERÉNYI K., LEÉL-ŐSSY SZ., ERŐSS A. & SIKLÓSY Z. 2009: Az urbanizáció hatása a budai barlangok csepegő vizeire a Szemlő-hegyi-barlang példáján. — *Karsztféjődés XIV. Szombathely* (23 p.) (in press)
- WEIN GY. 1977: A Budai-hegység tektonikája. — *Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi kiadványa, Budapest*, 76 p.
- Kézirat beérkezett: 2008. 10. 24.