

A BUDAI VÁR-HEGY ÉDESVÍZI MÉSZEKÖVÉNEK  
SZEDIMENTOLÓGIÁJA, GEOKÉMIAJA, KRONOLÓGIÁJA ÉS  
PALEOKARSZT FEJLŐDÉSE<sup>1</sup>

KORPÁS LÁSZLÓ<sup>2</sup> – KOVÁCS-PÁLFFY PÉTER<sup>2</sup> – LANTOS MIKLÓS<sup>2</sup>  
– FÖLDVÁRI MÁRIA<sup>2</sup> – KORDOS LÁSZLÓ<sup>2</sup> – KROLOPP ENDRE<sup>2</sup> –  
STÜBEN, DORIS<sup>3</sup> – BERNER, ZSOLT<sup>3</sup>

<sup>2</sup>Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14,  
korpasl@mafi.hu

<sup>3</sup>Karlsruhei Egyetem, Ásványtani és Geokémiai Intézet, D-76128  
Karlsruhe, Kaiserstrasse 12, Németország, zoltberner@bio-geo.uni-karlsruhe.de

*Abstract: Deposition of travertine started in a warm savannah environment with alluvial clastics. Early stage of evolution is represented by algal grainstones/packstones and wackestones and completed by a waterlevel-drop driven by cooling and syntectonic uplift. Following short-term break and subaerial exposure resulted in karstification and palaeosoil-formation. Late stage is dominated by phytohermal boundstones, floatstones and generated by a new waterlevel-rise. Lake-evolution was closed in a cool, arid environment by a definite uplift and subaerial exposure. Travertine is composed of pure Mg-free calcite. Interbedded hydromorph palaeosoil formed at pH=7 and a surface temperature of 17°C. Cyclic decreasing precipitation-temperatures are higher (50 to 60°C) during early stage, than late one (35 to 50°C). Low isotopic ratio of early travertine differs from late ones and both of them exhibit signs of karstic overprints. Deposition and paleokarst evolution started in Matuyama chron at 1.07 myr and terminated at 493 000 yr. Palaeosoil at base of Brunhes chron may correspond to 722 000 yr.*

## 1. Bevezetés

A negyedidőszaki termális és meteorikus eredetű édesvízi mészkövek világszerte és Magyarországon is általános elterjedésűek. Az egyes előfordulások mérete és vastagsága igen változékony. Az édesvízi mészköveket több szempont alapján osztályozzák, amelyek között jelentős szerepe van a víz-hőmérsékletnek, a morfológiai helyzetnek, az üledékképződési környezetnek továbbá a karbonátos mikrofaciesnek és szövetnek. Rendszerint tiszta kalcitból állnak, s néha kevés magnéziumot (dolomitot) is tartalmazhatnak. Stabil izotóp ( $\delta\text{O}^{18}$ ,  $\delta\text{C}^{13}$ ) összetételük a fácies függvényében változik. A termális eredetű édesvízi mészkövek stronciumban és báriumban gazdagok, s a nehéz fémek, az U és Th, valamint a ritka földfémek koncentrációja gyakran meghaladja az átlagost. Nagy részük karsztforrásokhoz kapcsolódik, ezért a tektonikusan preformált karsztosodás és a velük kapcsolatos

<sup>1</sup> készült a T. 30107 számú OTKA projekt támogatásával



kőben felnyílt korai hasadékokat. Ez a tömeges, laza és puha, szemcsés szerkezetű paleotalaj sötétvörös „A” szintből és alatta elhelyezkedő, karbonátgazdag, gyakran breccsás szerkezetű szürke és barna „B” szintből áll. Mindkét talajszint ősmaradvány gazdag és a fauna főleg áthálmozott csigákból, gerinces csontmaradványokból áll. A fedő 4. egység 7–8 m vastag tömeges, kemény kristályos és üreges mészkőből áll. Gyér faunája csigák átkristályosodott házmaradványaiból és lenyomataiból áll, míg flóráját hasonló megjelenésű nád és sás maradványok képviselik. A mészkő tetején kisebb üregekben és hasadékokban vörös agyag található.

### 2. 1. Karbonátos mikrofácies

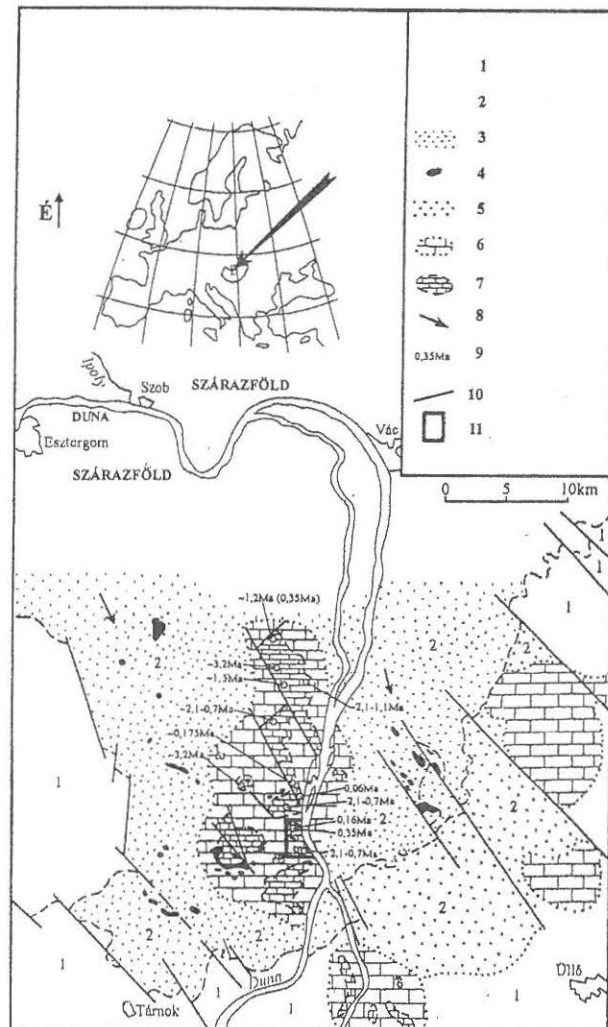
A mikrofácies tanulmányokat 19 db, szelvényben gyűjtött minta vékonycsiszolatának elemzése alapján végeztük el. Az értékelésben *VIOLANTE* et al. (1994) fácies modelljét használtuk fel és megállapítottuk, hogy a 2. egységet algás, (sztromatolitos) onkoidos grainstone/packstone és peletes wackestone építi fel. Gyakoriak a kvarc, muszkovit, klorit és földpát extraklasztok, s ezek mennyisége felfelé nő. Jellemzőek a 2 mm körüli mikropórusok, amelyeket részben mikrit és pát tölt ki. Néhány mintában kevés ostracoda és chara volt megfigyelhető. A 4. egységet fitohermás boundstone és floatstone építi fel, szórványosan pizolitokkal és nád, sásmaradványok töredékeivel. A képződési környezet *PLATT és WRIGHT* (1991) osztályozásának megfelelően mindkét egységben sekélyvízi peremi tó.

### 3. Ásványos összetétel

Az ásványtani vizsgálatokat röntgendiffrakciós és termoanalitikai módszerrel a Magyar Állami Földtani Intézet laboratóriumaiban végeztük. Mivel a vizsgálati módszerek leírása szabványban rögzített, ezért azok ismertetésétől eltekintünk. A kutatás során párhuzamosan a teljes kőzetből és azok oldási maradékából származó mintákat vizsgáltunk.

A 2. egység teljes kőzetmintái (4. ábra) tiszta, Mg-mentes kalcitból állnak. A kevés allotigén ásvány kvarcból, muszkovitból és földpátból áll. Az agyagásványok között montmorillonit, illit és klorit emelhető ki. Az oldási maradék a fenti ásványok mellett kevés illitet, montmorillonitot, kaolinitet, baritot és hematitot tartalmaz. A karbonát mentes <2 µm frakciót jól rendezett neoform Ca-montmorillonit uralja. A kaolinit kristályossági fokát bizonyos reflexiók erőssége jelzi és ennek alakja (Hb) valamint felhasználhatósága (Hi=Hinckley index) arra jellemző. Ennek alapján rosszul rendezett kaolinit (Hb=0,36° 2 theta és Hi=0,58), valamint 2M típusú illit

mennyisége alárendelt. Az amorf fázis is kimutatható volt és a TA vizsgálatok nyomokban kőzetüveget is jeleztek (4. ábra).

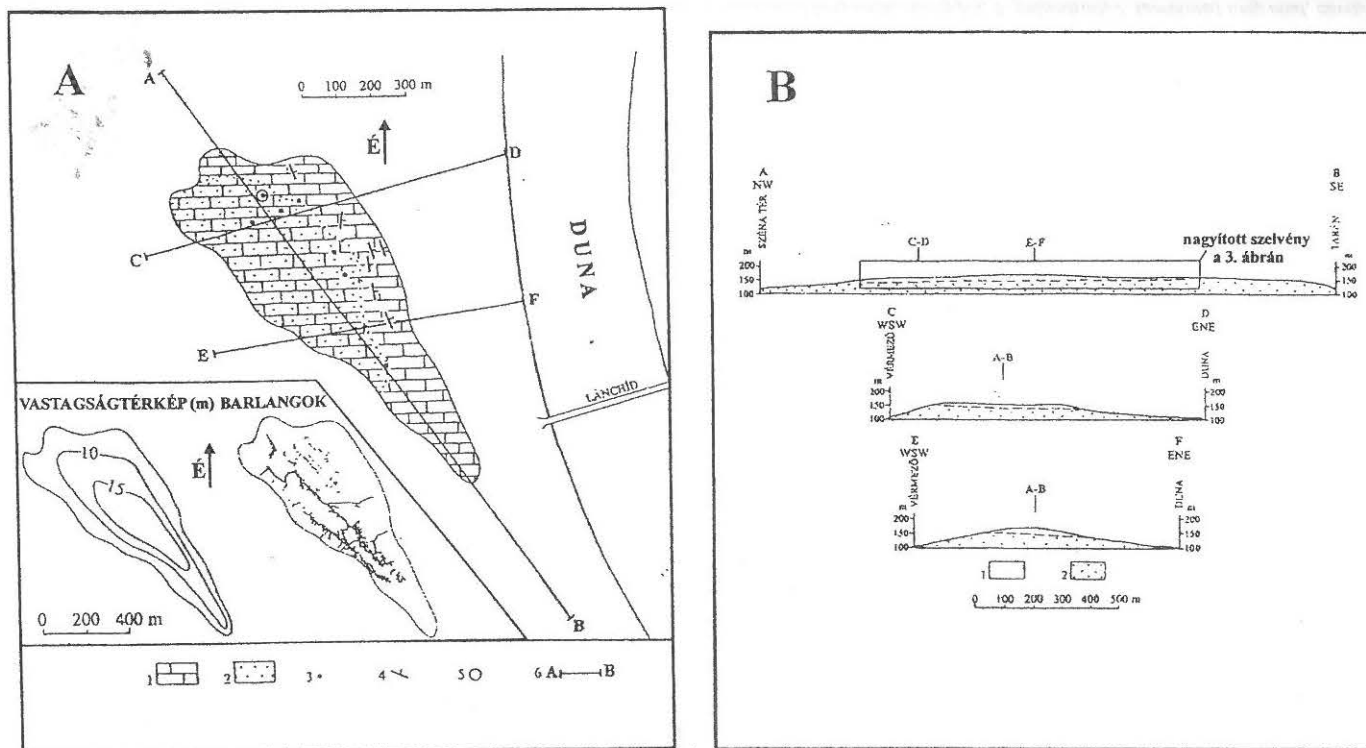


1. ábra: Pliocén–negyedidőszaki ősföldrajzi vázlat

Jelmagyarázat: 1) pliocén – negyedidőszaki medence, 2) pliocén – negyedidőszaki delta rendszer, 3. sziliciklasztos deltasíkság, 4. kvarctartalmú sziliciklasztos üledékek felszíni kibúvásai, 5. sziliciklasztos előrenyomuló deltafront, 6. édesvízi mészkő tavak, sziliciklasztos közbetelepülésekkel, 7. édesvízi mészkő felszíni előfordulásai, 8. szállítási irányok, 9. 0,35mé (millió év) a budai édesvízi mészkők th/u kora, 10. aktív törések, 11. a tanulmányozott terület

Fig. 1 Paleogeographical sketch: Pliocene to Quaternary

Legend: 1. pliocene – quaternary basin, 2. pliocene – quaternary delta system, 3. siliciclastic delta plain, 4. quartz bearing siliciclastites in outcrops, 5. siliciclastic prograding deltafront, 6. travertine lakes with siliciclastic intercalations, 7. travertine at the surface, 8. transport directions, 9. 0.35ma th/u ages on the buda travertines, 10. active faults, 11. study area



2. ábra A Vár-hegy édesvízi mészkövének földtani térképe és barlangrendszere

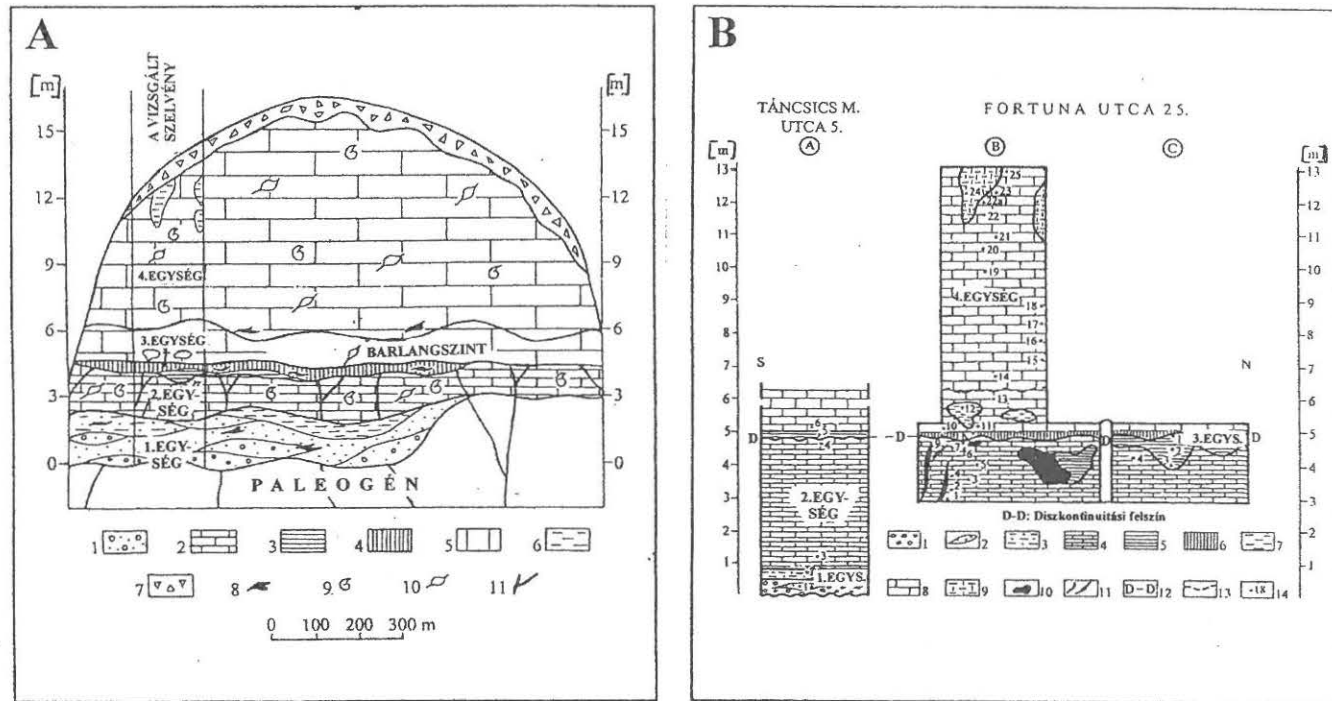
A) földtani térkép: 1. édesvízi mészkő, 2. törmelékes bázisrétegek, 3. a paleotalaj ismert előfordulásai, 4. rétegdőlés, 5. vizsgált szelvények, 6. földtani szelvények,

B) jellemző földtani szelvények: 1. édesvízi mészkő, 2. paleogén fekvő képződmények,

Fig. 2 Surface geology and cave system of the Vár-hegy travertine

A) geological map: 1. travertine, 2. basal clastics, 3. known occurrences of palaeosols, 4. dip of strata, 5. studied key sections, 6. geological cross sections,

B) typical cross sections: 1. travertine, 2. palaeogene foot-wall sediments



3. ábra A Vár-hegy édesvízi mészkővének litológiai és szedimentológiai szelvénye,

- A) rétegtani vázlat: 1. törmelékes bázisrétegek, 2. laminált édesvízi mészkő, 3. laminált mészszip és üregkitöltés, 4. paleotalaj szint, 5. tömeges, kristályos édesvízi mészkő, 6. hasadékkitöltő vörös agyag, 7. laza fedőüledékek, 8. gerinces maradványok, 9. csiga maradványok, 10. növény maradványok, 11. nyitott hasadékok,  
 B) a vizsgált szelvények szedimentológiája: 1. kavics, 2. homok, 3. kőzetliszt, 4. laminált édesvízi mészkő, 5. laminált mészszip és üregkitöltés, 6. paleotalaj, 7. laminált mészszip és üregkitöltés, 8. tömeges édesvízi mészkő, 9. vörös agyag kitöltés, 10. üreg, 11. nyitott hasadékok, 12. diszkontinuitási felszín, 13. diagenetikus színhatár, 14. mintavételi hely,

Fig. 3 Lithology and sedimentology of Vár-hegy travertine

- A) stratigraphic chart: 1. basal clastics, 2. laminated travertine, 3. laminated limy mud cavity fill, 4. palaeosol horizon, 5. massive, crystalline travertine, 6. red clay fissure fill, 7. loose cover sediments, 8. vertebrate, 9. gastropods, 10. plants, 11. open fissures,  
 B) sedimentology of studied key-sections: 1. gravel, 2. sand, 3. silt, 4. laminated travertine, 5. laminated limy mud, cavity fill, 6. palaeosol, 7. laminated limy mud, cavity fill, 8. massive travertine, 9. red clay fill, 10. cavity, 11. open fissures, 12. discontinuity surface, 13. diagenetic colour boundary, 14. sample site

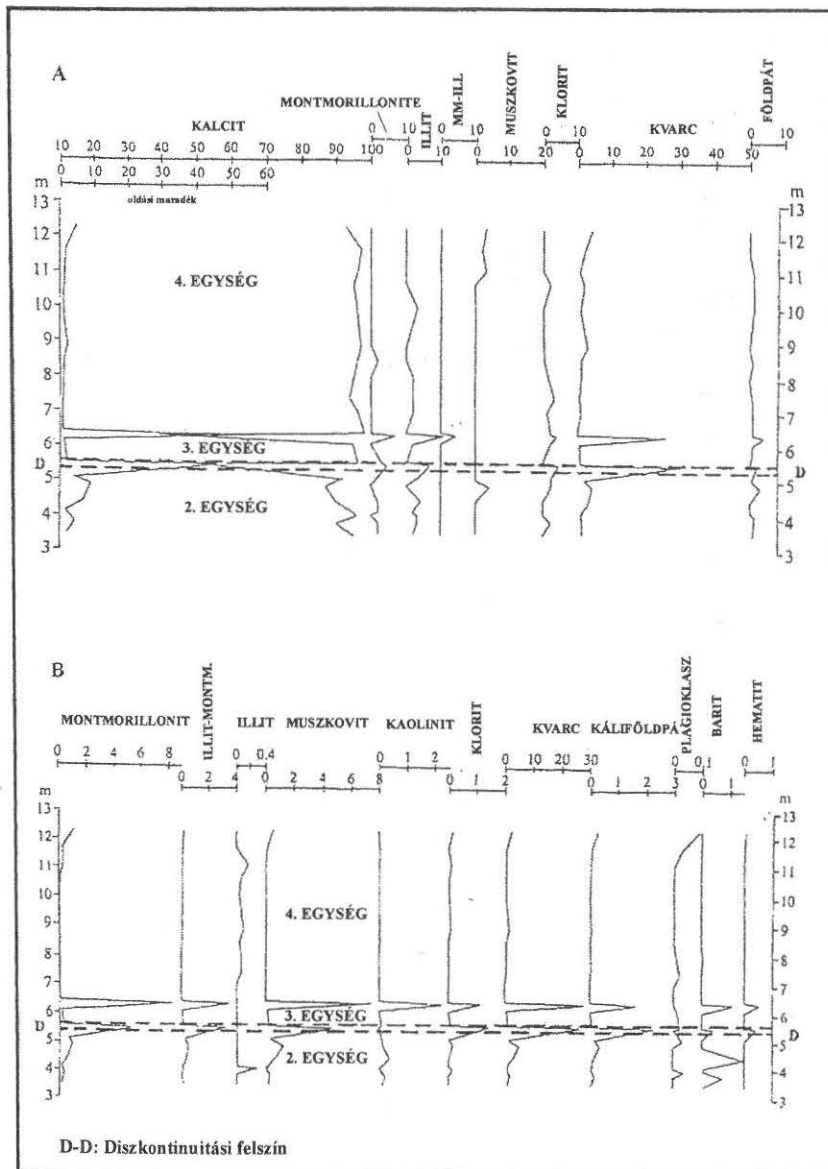
A 3. egység ásványos összetétele az előzővel azonos. A „B” szint kalcitból áll, kevesebb kvarccal és nyomokban földpáttal. A karbonát mentes  $<2 \mu\text{m}$  frakcióban kevés Ca-montmorillonit, szórványosan illit és rosszul rendezett kaolinit volt kimutatható ( $H_b=0,36-0,42^\circ 2 \theta$  és  $H_i=0,38-0,66$ ). Az amorf fázis itt is kőzetüvegből, valamint szerves anyagból áll. Az „A” szintben uralkodik a kalcit és a kvarc, mellettük illit, földpát és kaolinit is észlelhető. A karbonát mentes  $<2 \mu\text{m}$  frakció Ca-montmorillonitban gazdag, s rosszul rendezett kaolinitet ( $H_b=0,7^\circ 2 \theta$ ), illitet tartalmaz. A kvarc mellett az amorf fázist jelentős mennyiségű ferrihidrit képviseli. A montmorillonit dehidratációját jellegzetes felhasadás kíséri és a kation vízválasztó a TA adatok alapján kevésbé kifejezett (4. ábra).

A 4. egység eredeti mintái (4. ábra) is tiszta, magnéziummentes kalcitból állnak, nyomokban kvarc és gipsz volt kimutatható. Az a gyagásványok között kaolinit és kevés illit említhető. Az oldási maradék főleg kvarcból, illitből és kaolinitből áll, kevés szmektit és illit/szmektit kíséretében, továbbá némi földpát, nyomokban hematit, pirit, jarosit és gipsz is ismert. A karbonát mentes  $<2 \mu\text{m}$  frakció Ca-montmorillonitból áll. Mellette rosszul rendezett kaolinit ( $H_b=0,45^\circ 2 \theta$  és  $H_i=4$ ), 2M illit, valamint ferrihidrit mutatkozik. Tehát mindkét travertino egység tiszta, magnéziummentes kalcitból áll. A kaolinit általános elterjedésű és  $H_b$ ,  $H_i$  értékei, valamint TA paraméterei alapján rosszul rendezett (FÖLDVÁRI - KOVÁCS-PÁLFFY 1993). Ez a kaolinit a szubaerikus környezetekre és azokhoz kapcsolódó paleotalajokra jellemző. A ferrihidrit jelenléte a paleotalaj „A” szintjében, valamint a 4. egységben olyan hidromorf talajra utal, amely 7-es pH mellett,  $17^\circ\text{C}$  hőmérsékleten képződött (MACKENZIE 1957). Az allotigén kvarc, földpát és muszkovit a 3. egység mészkövének képződése során érvényesülő terrigén behordást jelzi. A földpát, szmektit és montmorillonit a feké vulkanoklasztikus üledékeiből származhat, míg a 2. egység mészkövéből kimutatott barit a korai szakasz során érvényesülő magasabb hőmérsékletű termális hatást tükrözi.

A kalcit kristályossági fokát a TA görbék lefutása jól tükrözi. A kalcitbomlás hőmérséklete elméleti értékeinek és a kalcit mennyisége alapján számolt értékek egybevetése nagyon jól jelzi a kristályossági fokot. Következésképpen az alábbi egyenlet felhasználásával:

$$T=740^\circ\text{C} + 94,75 * (\log \text{CO}_2 \text{ mg}) \quad (\text{FÖLDVÁRI } 1999), \quad T = T_1 + c (\log M),$$

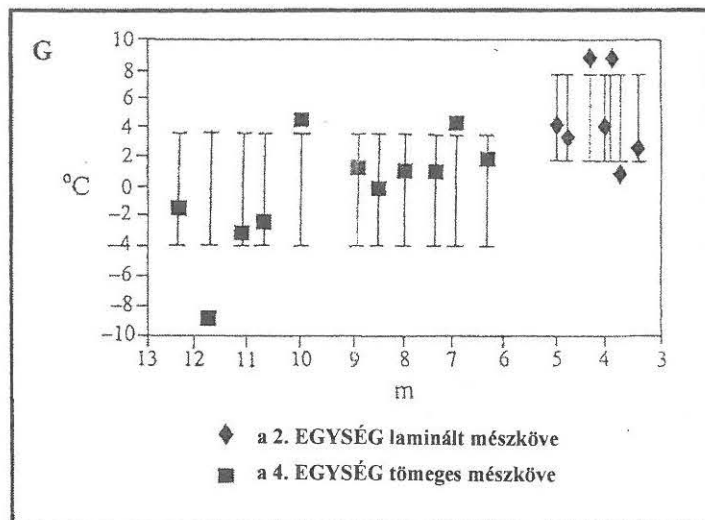
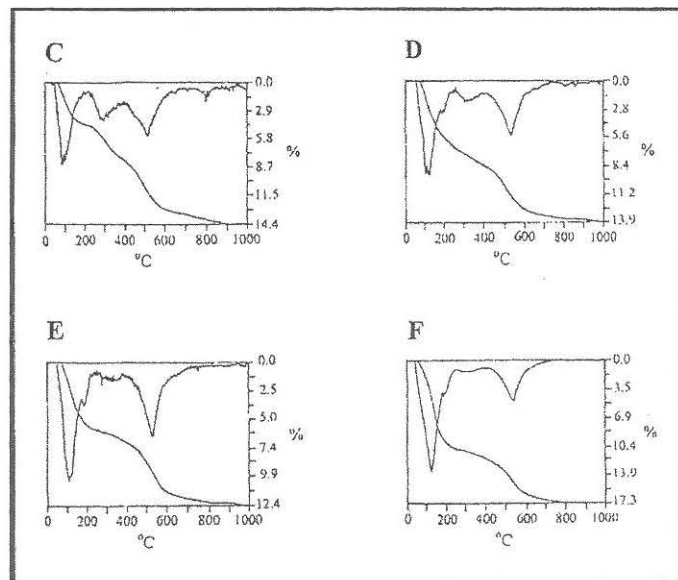
ahol  $T$  = a mért reakció hőmérséklet,  $M$  = a felszabadult  $\text{CO}_2$  mennyisége, mg,  $T_1$  = az 1 mg  $\text{CO}_2$  képződéséhez szükséges hőmérséklet és  $c$  = specifikus reakció faktor.



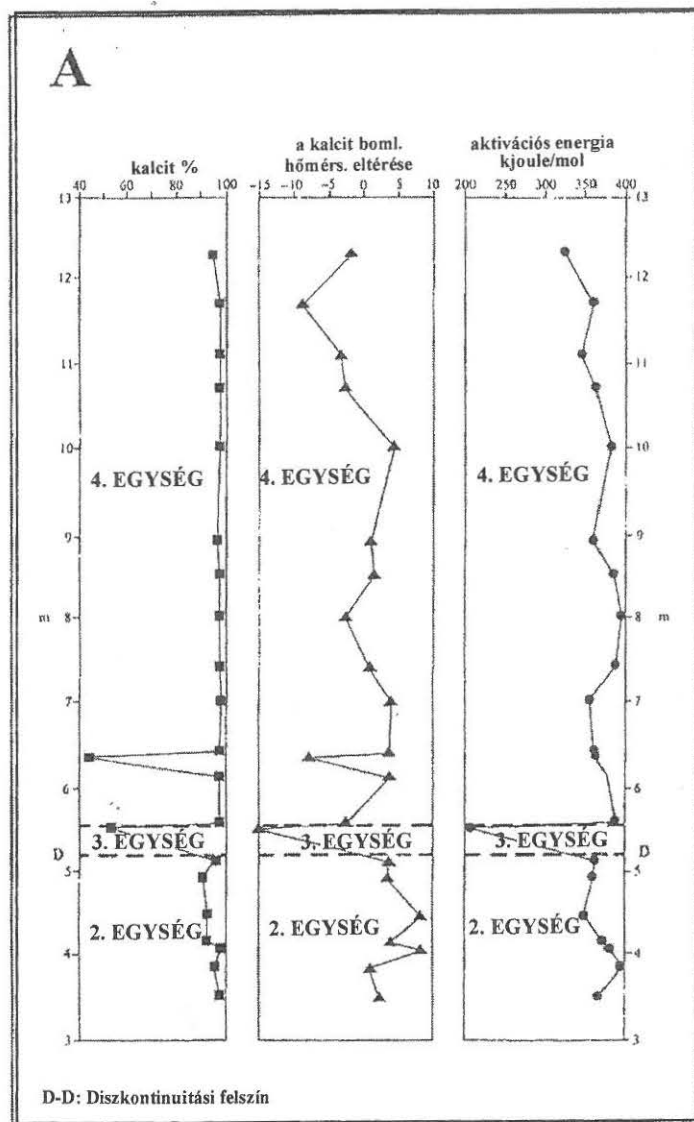
4. ábra: A Vár-hegy édesvízi mészkővének ásványos összetétele, A és B) az édesvízi mészkő típuszselvényének ásványos összetétele a röntgendiffrakciós vizsgálatok alapján, A) teljes kőzetminta, B) oldási maradék, C, D, E és F) az édesvízmészkő típuszselvényének jellemző termoanalitikai (TG és DTG) görbéi, C) a laminált édesvízi mészkő (2. egység) oldási maradéka, D) a paleotalaj (3. egység) "B" szintje, E) a paleotalaj (3. egység) "A" szintje, F) a tömeges édesvízi mészkő (4. egység) oldási maradéka, G) a 2. és 4. egység kalcijának korrigált bomlási hőmérséklete (100 mg kalcitra számolva, szórással)

Fig. 4 Mineralogy of Vár-hegy travertine  
A and B) XRD mineralogical logs of travertine key-section: A) whole sample, B) insoluble residue,  
C, D, E and F) typical thermoanalytical (TG and DTG) curves of travertine key-section:  
C) insoluble residue of laminated travertine /Unit 2/,  
D) palaeosoil, "B" horizon /Unit 3/,  
E) palaeosoil, "A" horizon /Unit 3/,  
F) insoluble residue of massive travertine /Unit 4/,  
G) decomposition temperature ( $T_{corr}$ ) recalculated to 100 mgs of calcite in Unit 2 and Unit 4 with dispersion



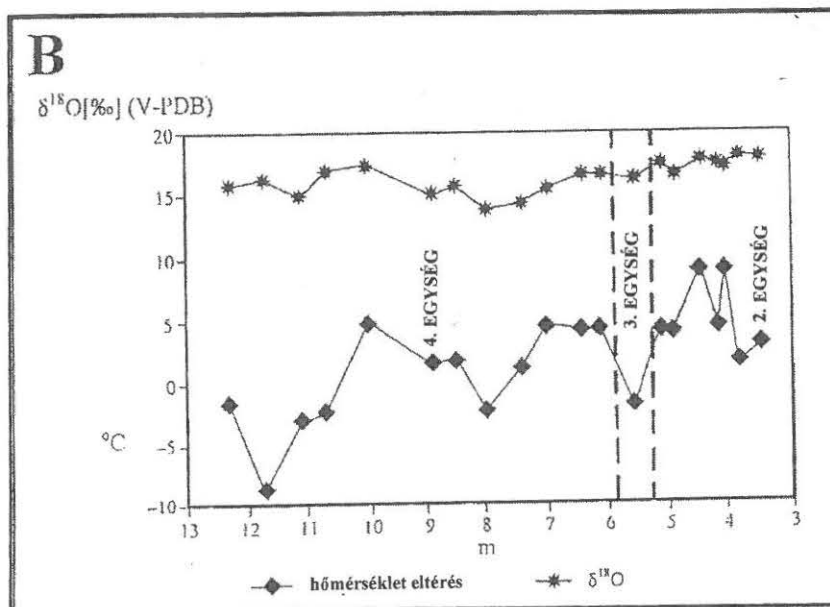


4. ábra folytatása



5. ábra: A kalcit tartalom eltérése, valamint a kalcit bomlási hőmérsékletének aktivációs energiája és a  $\delta^{18}O$  eloszlás korrelációja a Vár-hegy édesvizi mészkővének szelvényében  
 A) a korrigált bomlási hőmérsékletéhez tartozó kalcit tartalom eltérés és a kalcit bomlás aktivációs energiájának kapcsolata a TA mérések alapján (100 mg kalcitra számolva)  
 B) a  $\delta^{18}O$  eloszlás és a korrigált bomlási hőmérséklet kapcsolata.  
 Fig. 5 Calcite content deviation, activation energy of calcite decomposition temperature and correlation to  $\delta^{18}O$  of Vár-hegy travertine.

A) calcite content deviation of corrected decomposition temperature (recalculated to 100 mgs of calcite) and activation energy of calcite decomposition measured by TA,  
 B) correlation between corrected decomposition temperature and  $\delta^{18}O$



5. ábra folytatása

A  $94,75\text{ }^{\circ}\text{C}$  hőmérséklet eltolódás akkor következik be, amikor a kalcit mennyisége egy nagyságrenddel megváltozik. Természetesen az egyenlet az etalon kalcit hőmérséklet eltolódását fejezi ki, ami a németországi Harz-hegység Sankt Andreasberg kalcitjának felel meg (SMYKATZ-KLOSS 1974). Valamennyi egyéb kalciton mért értékek az fenti egyenlet által meghatározott vonalon kívülre esnek és a különbség a vizsgált kalcit kristályossági fokát tükrözi. A TA vizsgálatok eredményeit a 4. ábra tünteti fel és a hőmérséklet különbség a Sanct Andreasberg kalcitja, valamint a vizsgált minta kalcitja között közvetlenül kifejezi az utóbbi kristályossági fokát. Ezek alapján a 2. egység értékei rendszeresen nagyobbak, mint a 4. egységé (4. és 5. ábra). A paleotalaj két szintjének kalcitja is különbözik: az „A” szint a legnagyobb különbséget mutatja, míg a „B” szint kalcitja a 2. egység mállástermékeként értelmezhető. A 4. egység felső részének kalcitjai szubaerikus mállásra utalnak és a „legmállottabb” minta kalcitjának értéke a 3. egység paleotalajában mérttel azonos. Végül kiemeljük a későbbiekben tárgyalandó  $\delta\text{O}^{18}$  stabil izotóp értékekkel való jó korrelációt (5. ábra).

#### 4. Ősmaradványok

A Vár-hegy édesvízi mészköve gazdag ősmaradványokban: csigák, gerincesek, rovarok, algák, moszatok, nád és sásfélék, chara termések, növényi lenyomatok és töredékek fordulnak benne elő. Az ember által megmunkált kova anyagú kőeszközök és szerszámok is ismertté váltak.

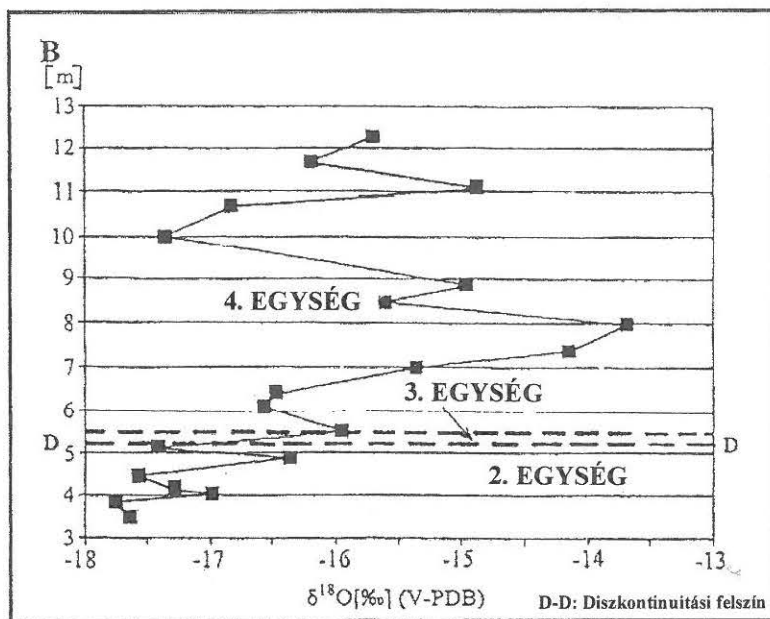
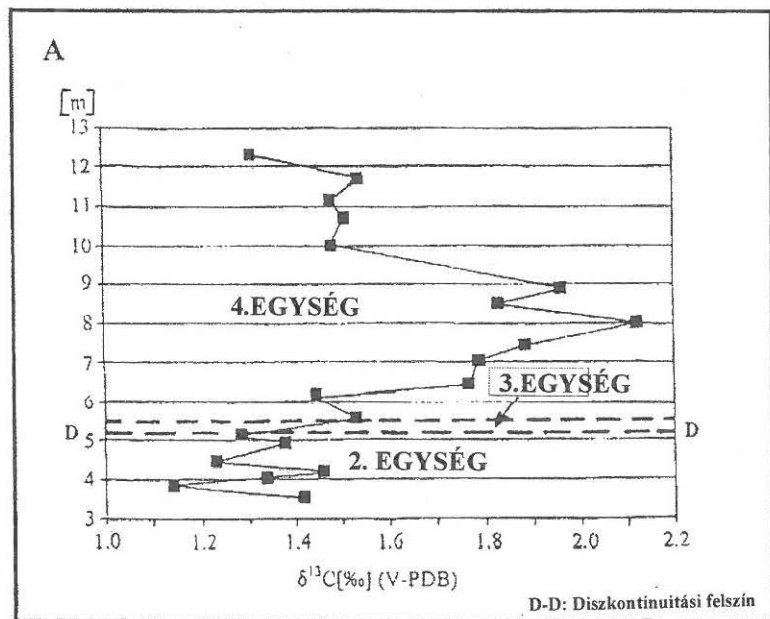
Az 1. egység sok gerinces ősmaradványt tartalmaz, viszont mentes a csigáktól és a növénymaradványoktól. *KROLOPP* et al. (1976) kavics méretű, szögletes és jól kerekített fogakat, töredékes csontmaradványokat írt le innen. Jellemző a nagy méretű alakokból álló emlős fauna, az alábbi fajokkal: *Dicerorhinus etruscus*, *Mammuthus armenicus*, *Equus stenonis*, *Equus mosbachensis*, *Ursus gombaszogensis*, *Ursus arvernensis-stehlini*, *Canis mosbachensis*, *Leo leo wurmi*, *Homotherium sp.*, *Capreolus capreolus major*, *Cervus sp.*, *Megaceros sp.* és *Bison priscus spp.* (átértékelte: *KORDOS* 2001). A felsorolt fajok együttes biozónája 1 millió év 600 000 év közötti lehet. A kisgerincesek között a *Pisces indet.*, *Pelobates sp.*, *Anura indet.*, *Ophidia indet.*, *Aves indet.*, *Chiroptera indet.*, *Talpa fossilis*, *Muridae indet.*, *Mimomys savini* és *Microtus sp.* és a *Mimomys savini* megjelenése igazolja ezt a biosztratigráfiai korbesorolást.

A 2. egység csigákban gazdag, azonban emlős maradványokat nem tartalmaz. A perzisztens faunát a vízkedvelő, nagy ökológiai tűrőképességű *Planorbis planorbis* és a *Bithynia tentaculata* operculumai uralják. Ezek a fajok 20–25 °C-os vízfelszíni hőmérsékletet jeleznek. A szórványos növénylenyomatokat többnyire fenyő és nyír félék képviselik. Az algák és hínárok tipikusak, a fűfélék alárendeltek.

A 3. egység paleotalaj alatti laminált mészsizapos üledékeiben vízkedvelő és szárazföldi csigák egyaránt előfordulnak. Ezt a faunát a nagy ökológiai tűrőképességű *Valvata cristata*, *Lymnaea peregra* és *Planorbis planorbis* jellemzi. A környezet sekélyvízi, hínár uralta tó lehetett, szintén 20–25 °C-os vízfelszíni hőmérséklettel. A xerotherm, szárazföldi csigafaunát *Granaria frumentum* és *Helicopsis striata* képviseli, amelyek nyílt, füves-bokros környezetre jellemzőek. E környezetnek a *SZŐÖR* et al. (1991) malakotermometriai módszere alapján számított júliusi középhőmérséklete 21 °C lehetett. A mészsizap gerinces faunája *Rhinolophus hipposideros*, *Talpa fossilis*, *Mimomys savini*, *Pliomys episcopalis*, *Pitymys arvalidens*, *Chletrionomys sp.*, *Microtus sp.*, *Sicista sp.*, *Apodemus sp.* fajokból áll. Mellettük halak, békák, kígyók, madarak, cickányok, lovak, rinocéroszok és szarvasok csontjai szintén előfordulnak. Az *Arvicola* félék jelenléte a Günz/Mindel interglaciálisra jellemző és a kb. 800 000–500 000 év közötti *Mimomys savini*-*Mimomys pusillus* Együttes Zónával, valamint a *Mimomys*

*savini Tartomány Zónával* írható le (KORDOS 1994). A vizsgált szelvény ugyanazon szintje kisgerinces maradványokban gazdag. A *Lagurus transiens*, *Arvicola cantiana*, *Pitymys arvalidens*, *Microtus arvalinus*, *Trogontherium schmerlingi*, *Canis mosbachensis* és *Cervus acoronatus* jelenléte, valamint a *Mimomys savini* és *Pliomys episcopalis* hiánya a Mindel/Riss interglaciálisra jellemző és a kb. 400 000–350 000 év közötti időtartamra becsült *Lagurus transiens*-*Arvicola cantiana* Együttes Zónába sorolható (KORDOS 1994). A 3. egység csigái nem különböznek a mésziszapos üregkitöltő üledékekétől. A vízkedvelő fajok mellett néhány mocsári alak is fellép, mint például a *Pisidium milium*, *Valvata cristata*, *Galba truncatula*, *Acroloxus lacustris*, amelyek 18–22 °C-os vízfelszíni vagy ahhoz közeli hőmérsékletre utalnak. A teresztrikus csigák között a vizes élőhelyek fajai, a *Succinea oblonga*, *Clausilia pumila*, *Aegopinella minor*, *Nesovitrea hammonis*, *Zonitoides nitridus* uralkodnak. Az ezek alapján a becsült júliusi középhőmérséklet 20 °C körüli volt. KROLOPP et al. (1976) szerint a vegetációt a fűfélék uralják, míg a fenyők aránya fokozatosan növekszik és a vegyes-lombos erdő elemei is, fellépnek. A tanulmányozott szelvény 3. egysége ugyan nem tartalmaz gerinces maradványokat, azonban a szomszéd pince paleotalaj szintjében a Mindel/Riss interglaciálisra jellemző ugyanazon *Lagurus transiens*-*Arvicola cantiana* Együttes Zóna már említett fajai fordulnak elő. Ezen túlmenően hal, béka, kígyó és madár csontmaradványok mellett *Talpa fossilis*, *Mimomys savini*, *Pliomys episcopalis*, és *Microtus sp.* is megtalálható.

A 4. egység szinte faunamentes. A *Lymnaea peregra* ritka lenyomatai és átkristályosodott házai az egyedüli csiga, amely perzisztens, nagy ökológiai tűrőképességű faj és 35 °C-nál kisebb hőmérsékleten honos (STARMÜHLER 1957). A vegetációt hínárok uralják, mellettük fenyők és fűfélék mutatkoznak és a vegyes lombos erdő elemei teljesen, hiányoznak. A gerinces leletek nagy része a 4. egység bázisának üregkitöltő üledékeiből származik és a *Mimomys* hiányával, valamint a *Lagurus transiens*-*Arvicola cantiana* Zóna fajaival írható le, ami a Mindel/Riss interglaciálisra jellemző. KROLOPP et al. (1976) a 4. egység tetejének üregkitöltő üledékéből az *Arvicola cantiana/terrestris*, *Microtus arvalis*, *M. gregalis*, *Allocrietus bursae* és *Marmota bobak* átmenő fajokkal és a *Lagurus* vagy *Pliomys* hiányával jellemezhető gerinces faunát írt le, amely a Riss/Würm interglaciális "Castellum biozónájának" típusa és a 200 000–150 000 év közötti *Lagurus lagurus* Tartomány Zónába sorolható (KORDOS 1994).



6. ábra A Vár-hegy édesvízi mészkővének  $\delta^{13}\text{C}$  és  $\delta^{18}\text{O}$  stabil izotóp eloszlása

A) a vizsgált szelvény  $\delta^{13}\text{C}$  eloszlása (PDB)

B) a vizsgált szelvény  $\delta^{18}\text{O}$  eloszlása (PDB)

C) a vizsgált szelvény számított kiválási hőmérséklet eloszlása

D) a különböző édesvízi mészkő típusok  $\delta^{13}\text{C}$  és  $\delta^{18}\text{O}$  korrelációja

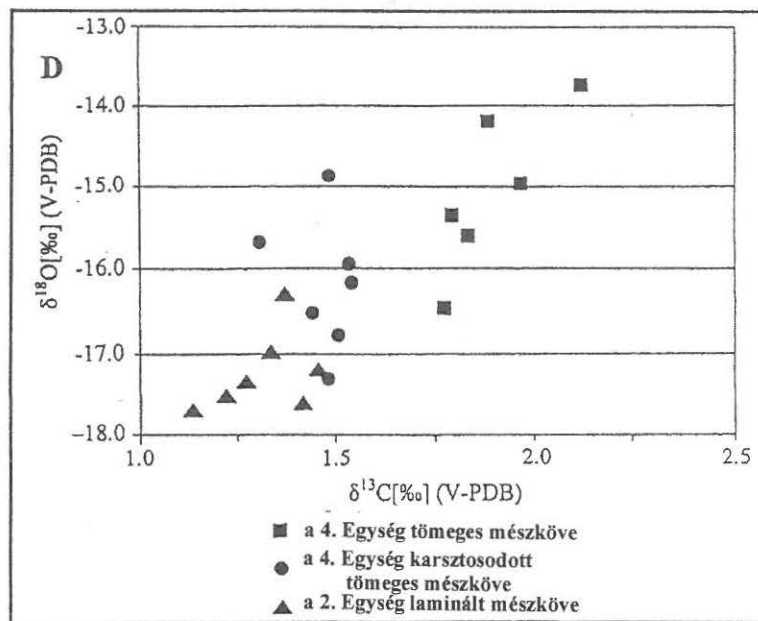
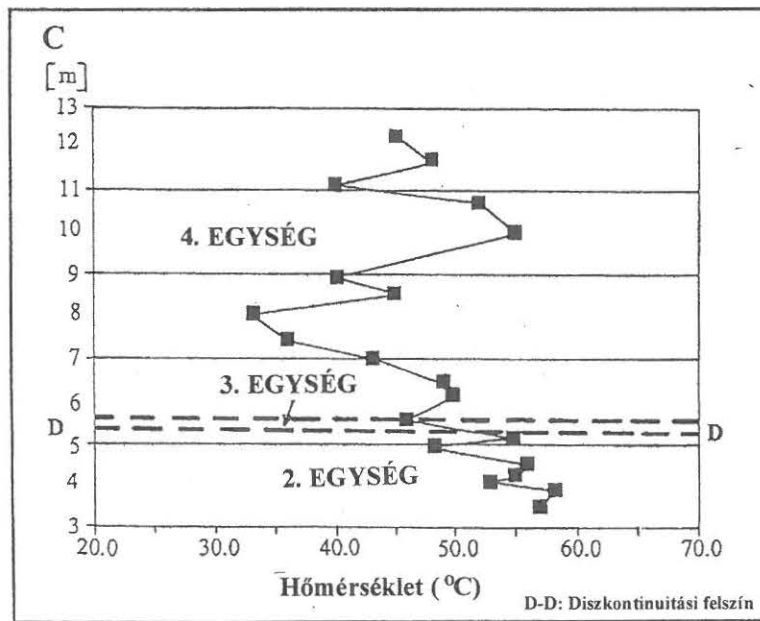
Fig. 6 Stable isotope ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ ) records of Vár-hegy travertine

A)  $\delta^{13}\text{C}$  composition-log of studied key section (PDB),

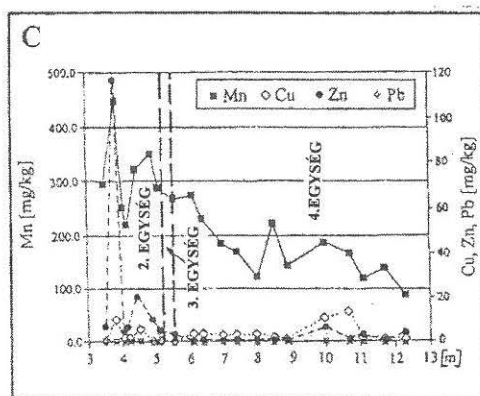
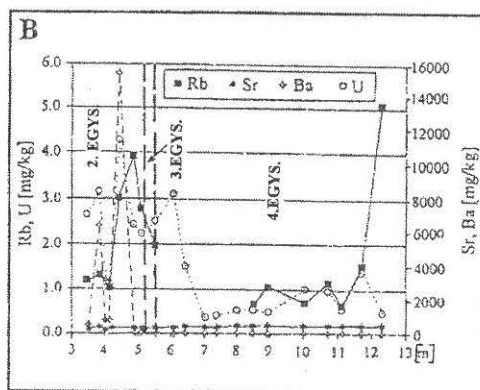
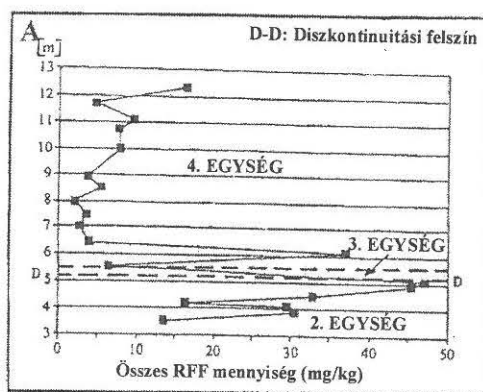
B)  $\delta^{18}\text{O}$  composition-log of studied key section (PDB),

C) log of calculated precipitation-temperatures of studied key-section,

D)  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  correlation of different types of travertine



6. ábra folytatása



7. ábra: A ritka földfémek (RFF), az Y, Sr és Ba, valamint a nehéz fémek eloszlása a Vár-hegy édesvízi mészkövében

A) a vizsgált szelvény teljes RFF eloszlása

B) a vizsgált szelvény Rb, Sr, Ba és U eloszlása

C) a vizsgált szelvény Mn, Cu, Zn és Pb eloszlása

D, E és F) a vizsgált szelvény NASC-re normált RFF eloszlása

Fig. 7 Rare Earth Elements, Y, Sr, Ba and heavy metals in Vár-hegy travertine

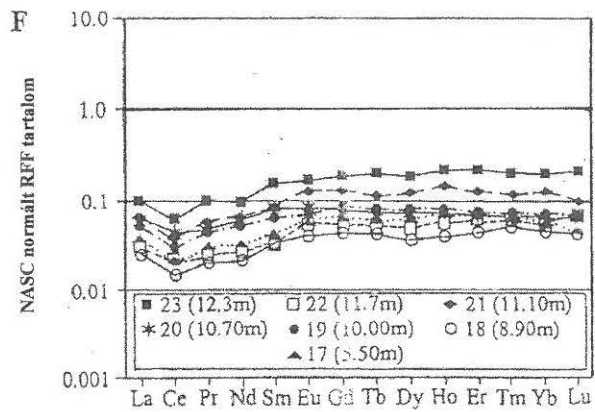
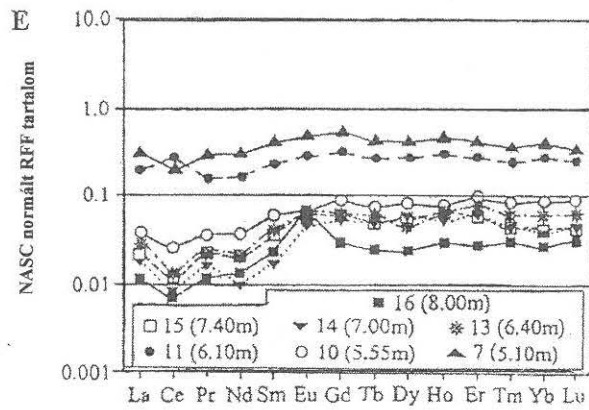
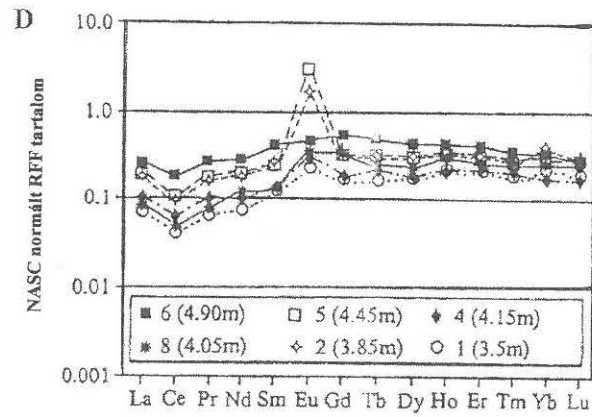
A) distribution of total REE in studied key-section,

B) distribution of Rb, Sr, Ba and U in studied key-section,

C) distribution of Mn, Cu, Zn and Pb in studied key-section,

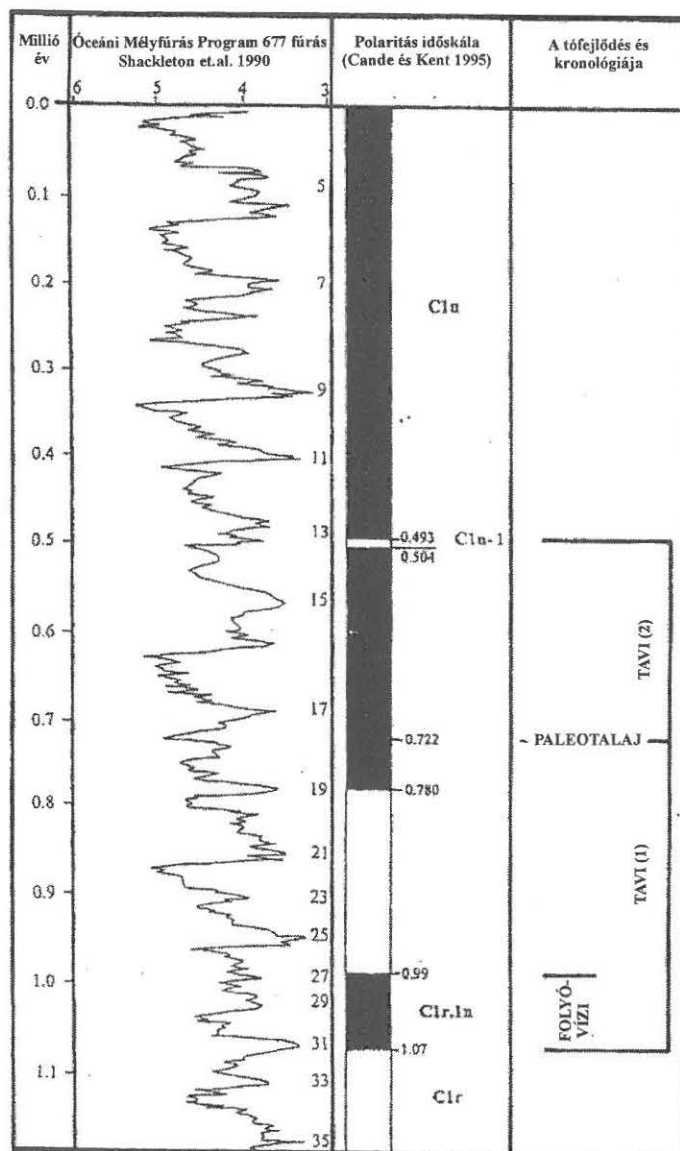
D, E and F) NASC normalised pattern of REE distribution in studied key-section





7. ábra folytatása

A



8. ábra: A vár-hegyi édesvízi mészkő mágneses polaritás és oxigén izotóp szelvényének korrelációja a globális skálákkal

A) a vizsgált szelvény mágneses polaritásának és a globális időskálának korrelációja

B) a vizsgált szelvény mágneses polaritás képe

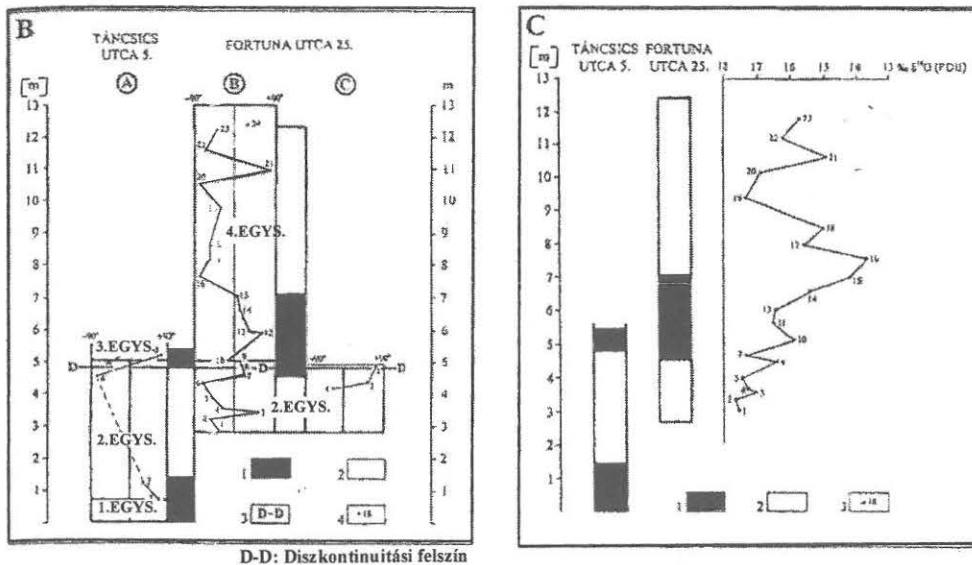
C) a vizsgált szelvény kombinált magnetosztatográfiai és oxigén izotóp képe

Fig. 8 Polarity and oxygen isotope records of Vár-hegy travertine and its global correlation

A) correlation of polarity record of studied key-sections with global time scale,

B) polarity records of studied key sections,

C) composite log of magnetostratigraphy and oxygen isotope of studied key sections



8. ábra folytatása

## 5. Üledékképződési környezet és tófejlődés

Az üledékképződés rövid idejű folyóvízi eseménnyel, szavanna környezetben indult. Ezt fokozatosan sekélyvízi meleg tó váltotta fel, 25–30 °C felszíni vízhőmérséklettel. A környezetet nyitott, füves-bokros vegetáció uralta, 21 °C körüli júliusi középhőmérséklettel. Az ősmaradványok nedves, kissé hűvösebb klímára utalnak. A paleotalaj képződésének idejére fokozatos lehűlés következett be, 19–22 °C-ra csökkenő tófelszín vízhőmérsékletekkel és mintegy 20 °C júliusi középhőmérséklettel a tó környezetében. Az ősmaradványok egyre hűvösebb, de még mindig nedves klímát jeleznek. Ez a klímaváltozás a tó fejlődésében szubaerikus kitettséggel járó szünetet jelentett. A tó fejlődésének záró szakaszában, rövid időre ismét emelkedett a vízfelszín hőmérséklete, egészen 35 °C-ig. Viszont a tó környezetére már hideg, száraz kontinentális klíma volt jellemző. A csigák összességükben egyértelmű középső pleisztocén korra utalnak, anélkül, hogy az egyes lelőhelyek között bármilyen korkülönbség volna kimutatható. A teljes összlet három gerinces rétegtani egységre tagolható. Az 1, 2 és 3. egység (2. ábra) 1 millió év és 500 000 év között alakult ki. Más szelvényekben a 2, 3 és a 4. egység bázisának képződése a 400 000 és 350 000 közötti biozónára tehető, míg a legfiatalabb, 200 000 és 150 000 éves korú fauna a 4. egység tetején található üregkitöltésből került elő.

## 6. Geokémia

A geokémiai vizsgálatok a stabil izotóp elemzésekre ( $\delta O^{18}$ ,  $\delta C^{13}$ ), a nehézfémek, valamint az Y, Sr és B, továbbá a ritkaföldek mennyiségének meghatározására terjedtek ki. Valamennyi geokémiai vizsgálat a Karlsruhei Egyetem Ásványtani és Geokémiai Intézetében készült. A vizsgálati módszerek és műszerek leírását itt sem részletezzük.

### 6. 1. Az oxigén és szén izotóp vizsgálatok eredményei

A  $\delta C^{13}$  értékek 1,1 ‰ és 2,1 ‰ között változnak (6. ábra). TURI (1986) szerint ilyen  $\delta C^{13}$  értékek a tengeri mészkövek oldódásából származó édesvízi mészkövekre jellemzőek. Alacsonyabb értékeket (1,1 ‰–1,5 ‰) a 2. egység mészkövein mértünk, míg a magasabb értékek, egészen 2,1 ‰-ig a 4. egységben mutatkoztak. Bár felfelé a  $\delta C^{13}$  értékek kissé növekednek, mégis a 2. egységéhez hasonlóak. A  $\delta O^{18}$  értékek –18 ‰ és –13,5 ‰ (6. ábra) között változnak és jól korrelálnak a ugyanazon minták kalcitjának korrigált bomlási hőmérsékletével (5. ábra). A számított kiválási hőmérsékletek 33 °C és 59 °C közöttiek (6. ábra). A számítás során abból indultunk ki, hogy a tárgyalt vizek meteorikus eredetűek lehetnek és izotópos összetételük 10 ‰-hez, a tanulmányterület jelenlegi csapadékvízének éves  $\delta O^{18}$  átlagértékéhez volt hasonló (INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, 2001). A számítást FRIEDMAN és O'NEIL (1977) egyensúlyi egyenletének felhasználásával végeztük. Ezek szerint a kiválási hőmérsékletek felfelé, 57 °C-ról 40 °C-ra csökkenő trendje volt megállapítható. A 2. egység bázisára számított kiválási hőmérsékletek lényegesen magasabbak (50 °C és 60 °C), míg a 4. egység képződményei alacsonyabb hőmérsékleten (35 °C–50 °C) váltak ki. A 6. ábra a  $\delta O^{18}$  és a  $\delta C^{13}$  értékek eloszlását mutatja be. Ezen a 2. és 4. egység izotóp értékei két, jól elkülönülő mezőben csoportosulnak. A 2. egységet alacsonyabb, míg 4. egységet magasabb értékek jellemzik. Egy harmadik, átmeneti értékekkel jellemezhető csoport is elkülöníthető volt, amely leginkább karsztos felülírásként értelmezhető.

### 6. 2. Nyomelemek

A ritka földfémek teljes mennyisége a szelvényben felfelé csökken (7. ábra). A 2. egységben a ritka földfémek mennyisége lényegesen nagyobb, mint a 4. egységben. Ez jól összhangban a stabil izotóp összetétel és a kalcitok termális bomlásának aktivációs energia változásával. A ritkaföldfémeknek az NASC-ra normált eloszlása elég lapos görbe, bár mindkét egység

meglehetősen szegény a könnyű lantanidokban. Gyenge Ce anomália (7. ábra) észlehető a teljes szelvényben, ami valószínűleg a víz kőzet kölcsönhatás eredménye. A 2. egységre jellegzetes pozitív Eu anomália a jellemző, ami földpát mállástermékekre utalhat, ahogy azt a röntgen adatok is alátámasztják. A Rb, Ba, U, Mn, Cu, Zn és Pb mennyisége szintén a 2. egységben dúsul (7. ábra), s a magas Ba tartalmat a röntgen vizsgálatok is igazolták. A Sr mennyisége állandó, s 170-280 ppm között változik. TURI (1986) szerint a travertinók Sr tartalmát az üledékképződési sebesség határozza meg, ami a hőmérséklethez és a víz/levegő közötti CO<sub>2</sub> parciális nyomás gradienshez kapcsolódik.

## 7. Geokronológia

A korábbi biosztratigráfiai, radiometrikus és paleomágneses adatok az édesvízi mészkő egészére vonatkoznak. KROLOPP et al. (1976) biosztratigráfiai értékelése alapján az ősmaradvány gazdag előfordulások kora 0, 9 és 1,2 millió év közé tehető. HENNIG et al. (1983) két Th/U kora  $358\,000 \pm 60\,000$  év,  $358\,000 \pm \infty$  év és  $160\,000 \pm 27\,000$  év,  $160\,000 \pm 38\,000$  év. SCHEUER és SCHWEITZER (1988) a normál polaritású mintákat a Brunhes kronba sorolta. A különböző módszerekkel meghatározott korok nagy eltéréseket mutatnak, ami meglehetősen gyakori a hazai pleisztocén képződmények kronológiájának kutatásában.

### 7. 1. Magnetosztratigráfia

A szelvény mintájának paleomágneses vizsgálatát a Magyar Állami Földtani Intézet és Eötvös Loránd Geofizikai Intézet közös magnetosztratigráfiai laboratóriumában végeztük. A módszer és a műszerleírás jól ismert, ezért azt nem ismételjük. A szelvény talpa normál polaritású, amit egy fordított/normál váltás követ és a szelvény teteje ismét fordított polaritású (8. ábra). A fedőben jelentkező vörös agyag kitöltés megint normál polaritású. A biosztratigráfiai adatok a teljes mészkő képződésére 1,2 és 0,9 millió éves kort adnak, míg a Th/U mérési módszer felső korhatárával megegyező 358 000 éves adatot minimális korként fogadtuk el. Mínthogy a globális skálán a legfiatalabb fordított polaritású zóna a Matuyama krón, ezért a vizsgált szelvény bázisát ezzel korreláljuk, míg az ezt követő közbülső és felső normál/fordított polaritású zónákat már a Brunheshez illesztjük (8. ábra).

## 7. 2. A tófejlődés integrált sztratigráfiája és kronológiája

A vizsgált szelvény polaritás képét *CANDE* és *KENT* (1995) globális skálájához illesztve az édesvízi mészkő képződése 1,07 millió év és 493 000 év közé tehető. A korai tavi fázis, az epizódikus törmelékes folyóvízi üledékek képződéssel együtt 1,07 millió éve kezdődött. A tó fejlődését rövid idejű, szubaerikus kitettséget eredményező vízszintesés és kiemelkedés szakította meg mintegy 722 000 évvel ezelőtt. Az ismételt vízszintemelkedés nyomán újraéledő tó fejlődését körülbelül 493 000 évvel ezelőtt bekövetkezett végleges kiemelkedés és kiszáradás zárta le. Az üledékképződést nyilvánvalóan klímaváltozások is kontrollálták, ezért szelvényünket az ODP 677 szelvény oxigén izotóp adatsorával (*SHACKLETON* et al. 1990) korreláltuk, úgy hogy a rétegsoron belüli változásokat vízszintváltozásként is értelmeztük. Ennek figyelembevételével a teljes mészkő szelvény körülbelül 500 000 év alatt képződött és ez 18 oxigén izotóp emeletet ölel fel. Az édesvízi mészkövek nagy részének képződéséhez egyetlen oxigén izotóp emeletnyi idő szükséges. *SCHWARCZ* (1980) a németországi Ehringsdorf 14 m vastag édesvízi mészkövéből  $205\,000 \pm 90\,000$  évről  $146\,000 \pm 30\,000$  évre csökkenő radiometrikus korokat határozott meg és ez a legteljesebb jól dokumentált édesvízi mészkő szelvény.

## 8. Paleokarszt jelenségek

Az édesvízi mészkő 4. egységében egyszintes, a rétegzéssel párhuzamos több kilométer hosszú természetes barlangrendszer alakult ki (2. ábra). Mikropórusok, üregek és kisebb barlangok egyaránt jellemzőek mind a 2. és mind a 4. egységre. Jellegzetes szubaerikus unkonformitás-felszín és ahhoz kapcsolódó paleotalaj képződött a 2. és a 4. egység között (3. ábra). Néhány helyen szinszediment mikrovetők és korai üledékekkel kitöltött hasadékok voltak megfigyelhetők a 2. egységben. A 2. egységben az unkonformitási felszín alatt deciméter széles, hasadékok nyíltak fel és szemcsés, törmelékes paleotalajjal töltődtek ki. A karsztos kitöltések korai generációja a 2. egység mészkövéhez hasonló, korai laminált mésziszap, majd az ezt követő paleotalaj szint alakult ki a két egység határán (3. ábra). A vadózus barlangi kiválások és cseppkövek főleg a 4. egységre jellemzőek.

### 8. 1. A paleokarszt fejlődési modell

Az üledékképződéssel egyidős paleokarszt rendszert 60–30 °C hőmérsékletű termális vízáramlás kontrollálta. Az 1,07 és 0,722 millió év közötti első karsztfázis a 2. egységének fokozatos kiemelkedésével és felszínre kerülésével állt kapcsolatban. A termális vízáramlás, az ezzel egyidejű tektonikai aktivitás olyan mikropórusokat, hasadékokat és üregeket hozott létre, amelyeket a laminált mészszipapok korai generációja töltött ki. Az ezt követő vízszintesessel járó szubaerikus kitettség zárta le ezt a karsztfázist. A második karsztfázist a 0,722 millió évvel ezelőtt képződött paleotalaj szint (3. egység) képviseli. A karsztosodás mélyen behatolt a 2. egységbe, második generációs paleotalajjal töltve ki annak hasadékait. A harmadik, 0,722 és 0,493 millió év közötti karsztfázist újabb vízszintemelkedés váltotta ki, amelyik regenerálta a még termális, de egyre sekélyebb vízi tavat és a 4. egység képződését eredményezte. Ezek az üledékek lefedték és megőrizték a korábbi két karsztfázis termékeit. Ismétlődő tektonikai aktivitás és erőteljes oldódási jelenségek eredményezték a részben a második generációs üledékekkel kitöltött nagykiterjedésű barlangrendszer kialakulását. Végül a fokozatos vízszintesítés kiváltotta végleges felszínre kerülés eredményezte a karsztfejlődés lezáródását és a fiatal barlangi kiválások képződését.

## 9. Összefoglalás

A Vár-hegy édesvízi mészkövének képződése 1,07 millió év táján, a 31 számú O<sup>18</sup> emeletben indult és 0,493 millió év körül, a 13 számú O<sup>18</sup> emeletben fejeződött be. A közbetelepült paleotalaj a Brunhes krón bázisán, 0,722 millió évvel ezelőtt, a 18 számú O<sup>18</sup> emeletben képződött. Az üledékképződés csaknem 0,5 millió évet és 18 O<sup>18</sup> emeletet ölel fel.

Az üledékképződési környezet egy sekély, peremi, melegvízi tó volt, 60 °C és 35 °C között ciklusosan csökkenő hőmérséklettel. Az üledékképződés sziliciklasztos delta környezetben rövid idejű folyóvízi eseménnyel kezdődött. Ezt váltotta fel a tófejlődés korai szakaszában az algás grainstone/packstone és wacke stone mikrofáciessel jellemezhető édesvízi mészkő képződése. Ezt a fejlődési szakaszt klímaváltozás és szintektonikus kiemelkedés által generált vízszintcsökkenés zárta le, ami rövid idejű üledékhézagot, felszínre kerülést és karsztosodást, valamint paleotalaj képződését eredményezte. A tófejlődés késői szakaszát újabb vízszintemelkedés vezérelte és e szakasz jellemző mikrofáciesei a fitohermás boundstone és floatstone. A tófejlődést szakaszos de végleges kiemelkedés és felszínre kerülés zárta le. A korai szakasz meleg, száraz szavanna környezetét fokoza-

tosan hűvösebb, nedvesebb klímájú erdős környezet váltotta fel. A tőfejlődés záró szakaszára hideg, száraz, kontinentális sivatagi környezet volt a jellemző.

Az édesvízi mészkő tiszta magnéziummentes kalcitból áll. A paleotalaj szint főleg kalcitból és rövid idejű folyóvízi előtérésre utaló allotigén ásványokból áll. A paleotalaj „A” szintjében fellépő ferrihidrit hidromorf talajképződésre utal, 7-es pH és 17 °C felszín hőmérséklet mellett.

A 2. egység  $\delta C^{13}$  értékei a termálvíz mélységi eredetére utalnak. A tókorai mészkövének kiválási hőmérséklete lényegesen nagyobb (50 °C–60 °C) volt, mint a későbbié (50 °C–35 °C). Ezt a tényt a RFF eloszlás, a nehézfém és egyéb elem tartalom, valamint a barit jelenléte is igazolja, s a  $\delta O^{18}$  összetétellel, továbbá a kalcitbomlás aktivációs energia változásaival is jó korrelációban áll. Az NASC-re normált RFF eloszlás jellegzetesen lapos görbét mutat, s könnyű lantanidokban szegény. A gyenge Ce anomália, valamint a pozitív Eu anomália víz-közet kölcsönhatásra utal. A 2. egység alacsony izotóp arányai jellegzetesen eltérnek a 4. egység értékeitől, s az itt észlelhető harmadik, átmeneti értékeket mutató csoport karsztos felülírást jelezhet.

Az üledékképződéssel egyidős karsztrendszer fejlődését 60 °C–35 °C hőmérsékletű termálvíz áramlásrendszer kontrollálta. A fenti kronológiával egyező, háromfázisú karsztfejlődési modellt dolgoztunk ki.

## IRODALOM

- CANDE, S. C – KENT, D. V. (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. – J. Geophys. Research, 100, p. 6093–6095.
- FÖLDVÁRI, M. (1999): The use of corrected thermal decomposition temperature in the geological interpretation. – Journal of Thermal Analysis, 56, p.909–916.
- FÖLDVÁRI, M. – KOVÁCS-PÁLFFY, P. (1993): A critical study on crystallinity measurement of kaolinites. – Romanian Journal of Mineralogy, 76, p. 109–119.
- FRIEDMAN, I. – O'NEIL, J. R. (1977): Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. – In: FLEISCHER, M. szerk.: Data of Geochemistry U.S. Geol. Soc., Prof. Pap., 440–KK
- HENNIG, G. J. – GRÜN, R. – BRUNNACKER, K. – PÉCSI, M. (1983): Th-230/U-234 – sowie ESR-Altersbestimmungen einiger Travertine in Ungarn. – Eiszeitalter und Gegenwart, 33, p. 9–19.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (2001): GNIP Maps and Animations. – International Atomic Energy Agency, Vienna, <http://isohis.iaea.org>.



- KORDOS, L.* (1994): Revised Biostratigraphy of the Early Man Site at Vértesszőlős. – Courier Forschungs-Institut Senckenberg, 171, p. 225–236.
- KORPÁS, L.* (1998): Palaeokarst studies in Hungary. – Vol. 95 of the Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary.
- KROLOPP, E. – SCHWEITZER, F. – SCHEUER, GY. – DÉNES, GY. – KORDOS, L. – SKOFLEK, I. – JÁNOSSY, D.* (1976): A budai Várhegy negyedkori képződményei. – Földtani Közlöny, 106, p. 193–228.
- MACKENZIE, R. C.* (1957): The Differential Thermal Investigation of Clays. – Mineralogical Society, London.
- PLATT, N. H. – WRIGHT, V. P.* (1991): Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. – Special Publications, International Association of Sedimentologists, 13, p. 57–74.
- SCHEUER, GY. – SCHWEITZER, F.* (1988): A Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. – Akadémia Kiadó, Budapest, Földrajzi Tanulmányok, 20.
- SCHWARCZ, H. P.* (1980): Absolute age determination of archeological sites by uranium series dating of travertines. – Archaeometry, 22, p. 3–24.
- SHACKLETON, N. J. – BERGER, A. – PELTIER, W. R.* (1990): An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. – Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 81, p. 251–261.
- SMYKATZ-KLOSS, W.* (1974): Differential thermal Analysis. Application and Results in Mineralogy. – Springer Verlag, Berlin–Heidelberg–New York
- STARMÜHLNER, F.* (1957): Ergebnisse der österreichischen Island-Expedition 1955. Zur Individuendichte und Formänderung von *Lymnaea peregra* Müller in isländischer Thermalbiotopen. – Sitz. Ber. d. Akad. d. Wiss., Wien, math.-nat. Kl. I., 166, p. 7–8.
- SZŐÖR, GY. – SÜMEGI, P. – HERTELENDI, E.* (1991): Őshőmérsékleti adatok meghatározása malako-hőmérő módszerrel az Alföld felső pleisztocén–holocén klímaváltozásaival kapcsolatban. – Acta Geographica Debrecina, 28-29, p. 217–229.
- TURI, B.* (1986). Stable isotope geochemistry of travertines. – In: *FRITZ, P. és FONTES, J.* szerk.: Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, Vol. 2/B, p. 207–238.
- VIOLANTE, C. – FERRERI, V. – D'ARGENIO, B. – GOLUBIC, S.* (1994): Quaternary Travertines at Rocchetta a Volturno (Isernia, Central Italy). Facies Analysis and Sedimentary model of an Organogenic Carbonate System". 15<sup>th</sup> IAS Regional Meeting, April 1994, Ischia, Italy, Excursion A1.

