

# A vértesi felső-kréta (?) édesvízi mészkő és vöröskalcit- előfordulások petrográfiai és geokémiai vizsgálata

*Petrographic and geochemical studies on the Upper Cretaceous (?)  
travertine cone and red calcites (Vértés Mts., Hungary)*

SIKLÓSY Zoltán<sup>1, 2</sup> – DEMÉNY Attila<sup>1</sup> – SZABÓ Csaba<sup>2</sup> – KORPÁS László<sup>3</sup> –  
GÁLNÉ SÓLYMOS Kamilla<sup>2</sup>

(10 ábra, 2 táblázat, 4 tábla)

*Tárgyszavak: édesvízi mészkő, kőzettan, stabilizotóp, magmás fluidum, felső-kréta (?)*  
*Keywords: travertine, petrology, stable isotope, magmatic fluid, Upper Cretaceous (?)*

## Abstract

Carbonate cone and red calcite debris occurrences were found in the Vértés Mts. (Transdanubian Range, Hungary). Petrographic and geochemical studies of one well developed travertine cone and six calcite vein occurrences were carried out to determine the formation of the carbonates that can be clearly distinguished from the surrounding Triassic Main Dolomite.

The carbonate cone exhibits a special structure: vertically bedded carbonate characterize the middle part of the cone, whereas on the rims and along the slope the beddings' dipping is less steep: 10–30°. The carbonate itself has a typical travertine texture: the spring cone consists of massive, layered and porous calcite. The occurrence can be described as a travertine spring cone.

EMPA techniques was used to determine the composition of the accessory minerals. The carbonate consists of calcite but minor amount of xenomorphic zircon, xenotime and monazite were also identified enclosed in the calcite. According to the analyses, it can be concluded that these accessory minerals are related to deep-derived fluids that has no connection to the surrounding Mesozoic karst system.

Trace and rare earth elements (REE) analysis of bulk rock analysis, using neutron activation analysis (INAA), show that the spring cone is relatively enriched in LREEs particularly at the vent-facies. A positive U anomaly was also observed relative to the surrounding carbonates and other travertine deposits.

The measured  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  (24,5‰ and –8,5‰ respectively, as average of 50 samples) values are in agreement with those of the previously studied red calcite dikes widely occurring in the Transdanubian Range, but differs from the surrounding Triassic dolomite and from the Pleistocene travertines. A Late Cretaceous and pre-Middle Eocene age was suggested for the red calcite dykes on the Sümeg and Tatabánya occurrence, respectively. The isotopic range of the samples studied indicates that magmatic  $\text{CO}_2$  played an important role during the carbonate formation. Magmatic fluids may be associated with lamprophyre dykes recognized in the area.

The measured  $\delta^{18}\text{O}$  values of the studied carbonate cone suggest that approximately 10 °C temperature drop occurred along the flow direction from vent to rim.

On the base of the distribution of the  $\delta^{13}\text{C}$  values (Fig. 5), we can distinguish concentric zones: from the vent facies the  $\delta^{13}\text{C}$  values increase towards to the rim facies caused by  $\text{CO}_2$  degassing. The low  $\delta^{13}\text{C}$  values exclude the importance of dolomite mobilization as a cause of travertine formation.

<sup>1</sup>MTA Geokémiai Kutatóintézet, H-1112, Budapest Budaörsi út 45, siklosy@geochem.hu

<sup>2</sup>ELTE TTK, Kőzettani és Geokémiai Tanszék, H-1117 Budapest Pázmány Péter sétány 1/c

<sup>3</sup>Magyar Állami Földtani Intézet, H-1143 Budapest Stefánia út 14

## Összefoglalás

Tanulmányunk a vértesi édesvízi mészkőkúp és vöröskalcittel-előfordulások vizsgálatával foglalkozik. A jól kifejtett édesvízi mészkővön és kalcit-előfordulásokon elvégzett közettani és geokémiai vizsgálataink célja a képződmények genetikájának meghatározása volt, amelynek alapján azok elkülöníthetővé váltak a környező triász Földolomittól.

A mészkőkúp szerkezete különleges felépítéssel jellemezhető: a feltárás középvonalában függőleges rétegzés ismerhető fel, míg ez a peremi részeken fokozatosan a kúp palástjával egyező, kevésbé meredek dőléssel jelentkezik (10–30°). A mészkőkúp egy édesvízi mészkő előfordulásnak fogható fel, szövetét a travertínokra jellemző tömeges, laminált, ill. pórusos kalcit alkotja.

A pásztázó elektronmikroszkópos és elektronmikroszondás vizsgálattal a karbonát fő fázisát alkotó kalciton kívüli egyéb, járulékos ásványok azonosítása volt a célunk (kisebb mennyiségben cirkon, xenotim, monacit). A vizsgálatok megmutatták, hogy ezen ásványfázisok nem a környező mezozoos karszt-rendszerből, hanem egy mélyebb gyökerű fluidumból származhatnak.

A neutronaktivációs elemzéssel a nyomelemek koncentrációjának és eloszlásának nyomon követése megmutatta, hogy a mészkőkúp esetében a könnyű ritkaföldfémek dúsulnak, kifejezetten annak kürtő fációsének közelében. Pozitív urán anomália tapasztalható más édesvízi mészkővekhez és a képződményt környező karbonáthoz képest.

A mért oxigén- és szénizotóptértékek (24,5‰, ill. –8,5‰, 50 minta átlagát tekintve) jó egyezést mutatnak a korábban tanulmányozott, a Dunántúli-középhegység számos részéről leírt vöröskalcit-telésekkel, de különböznek a környező triász dolomittól és a Pleisztocén travertínóktól. A vöröskalcit-teléseket késő-kréta korúnak írták le. A vizsgált képződmények izotóptértékei alapján megállapítható, hogy azok képződéséhez magmás eredetű CO<sub>2</sub> járult hozzá. A magmás fluidumok a lamprofiros magmatizmushoz kapcsolhatóak.

A mészkőkúpon mért oxigénizotóp értékek alapján a karbonátot lerakó víz esetén mintegy 10 °C hőmérsékletcsökkenés feltételezhető a kürtő és a peremi fációsékek között.

A mért szénizotóp-összetételek alapján koncentrikus zónákat különíthetünk el: a kürtő fáciestől távolodva a peremek felé fokozatosan növekvő δ<sup>13</sup>C értékek tapasztalhatóak a CO<sub>2</sub> gigázosodása folytán. Az alacsony δ<sup>13</sup>C értékek kizárják a dolomit mobilizálódásának lehetőségét az édesvízi mészkő képződése közben.

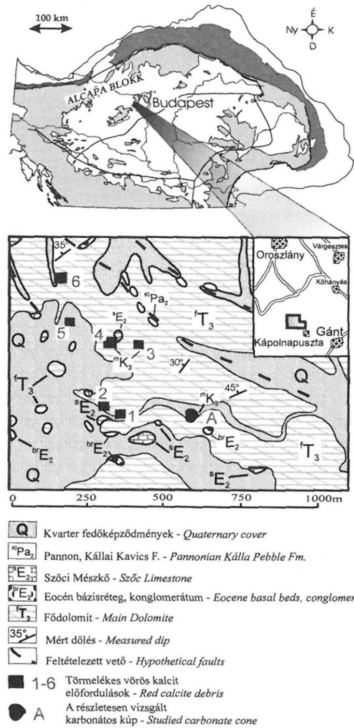
## Bevezetés

A Magyar Állami Földtani Intézet által az elmúlt években végzett részletes földtani térképezés során a Vértesi déli részének (Köves-völgy) felső-triász Földolomittján sajátos, forráskúpra emlékeztető forma keltette fel a figyelmet (PEREGI & KÖRPÁS 2002). A szerzők a képződményt völgyoldali aszimmetrikus forráskúpként határozták meg, amelyet a késő-krétában lezajlott lamprofiros magmatizmussal hoztak kapcsolatba. A képződmény részletes petrográfiai vizsgálata alapján a forráskúp édesvízi mészkőként határozható meg (SIKLÓSY 2003). PEREGI & KÖRPÁS (2002) a forráskúpon kívül több, kisebb-nagyobb vöröskalcittel-előfordulást is térképezett a Dél-Vértesi területén (1. ábra). Felső-kréta (?) vöröskalcit-előfordulások ismertek a Dunántúli-középhegység más területéről: Sümegtől Tatabányán át Pilisjászfaluig, amelyek képződésében jelentős szerepet játszottak magmás eredetű fluidumok is (DEMÉNY et al. 1997). Ugyanilyen szövetű képződményeket, „dedolomitósodott” telérszerű közzettesteket írt le TÓTH & T. GECSE (1981) néhány mesterberek-i bauxitkutató fúrásból. A nagyegyházi bauxitszint, dolomitfanglomerátum és az eocén üledékek alatt települő, tektonikailag kontrollált „dedolomit” az idézett szerzők hidrotérmális eredetűnek tekintették és WEIN (1977) „cenomán–szenon közötti infragosau mediterrán fázisával” hozták kapcsolatba. A Tatabányai-medence keleti pereme Dachsteini Mészkővét harántoló hidrotérmális vöröskalcittelérek tektonikai elemzését újabban KERCSMÁR (2004) végezte el, aki azok kialakulását

ÉNy–DK irányú, „kora-senon kompressziós erőterben létrejövő hajlításos húzással” magyarázta.

Mindezek alapján felvetődött az újonnan térképezett, illetve a korábban leírt képződmények összehasonlító geokémiai vizsgálatának szükségessége. Célunk a Dél-Vértesben található vöröskalcittelérek, illetve a mészkúp képződési körülményének, genetikájának, valamint a képződésükhöz hozzájáruló egyéb geokémiai hatások szerepének tisztázása volt, annak eldöntése, hogy a képződmény valóban egy paleofelszínre ömlő vízből kicsapódott forráskúp-e. Jelen munka egy, édesvízi mészkókúpként meghatározott előfordulással foglalkozik részletesebben annak nagy mérete, jó megtartása miatt. A képződmény a műszeres vizsgálatok tanúsága szerint jól elkülöníthető a hazai és nemzetközi szakirodalomból ismeretes fosszilis, vagy recens édesvízi mészkővektől.

A vöröskalcitokéval azonos hidrottermális rendszer alapján az édesvízi mészkő előfordulások kora késő-kréta, ami így nemcsak hazánkban, de nemzetközi viszonylatban (PENTECOST 1995; FORD & PEDLEY 1996) is egyedülálló. Ebben az esetben felmerül a kérdés, hogyan maradhatott fenn a képződmény napjainkig. Bár kétségtelen tény, hogy felső-jura– alsó-kréta, alsó-kréta és paleocén travertinókat a világ több helyéről is leírták már (pl. Spanyolország: HERNÁNDEZ et al. 1998, USA, Utah: WOODS 2003 és Brazília: SANT’ANNA et al. 2003).



1. ábra. A dél-vertesi édesvízi forráskúp (A), és vöröskalcittelér (1-6) -előfordulások (PEREGI & KÖRPÁS 2002; módosítva)

Fig. 1 Travertine cone (A), and red calcite debris (1-6.) occurrences, found in the South Vértes Mts. (Modified after PEREGI & KÖRPÁS 2002)

### Földtani háttér

A Vértes-hegység területének paleozoos aljzatára települő, mezozoos képződmények kialakulását a Tethys-óceán selfterületére tehetjük, a felső-ausztróalpi takarók és a Déli-Alpok kifejlődési területei közötti pozícióba (HAAS et al. 1995). A Dél-Vértes fő tömegét alkotó karni–nori Földolimit Formáció a ladinban kialakult, karbonát-

platform fáciesű üledékképződés eredménye (HAAS 1988; BUDAI et al. 2005). A vizsgált területen térképezett mészkőkúp és vöröskalcit-előfordulások kizárólag a Földolomittal érintkeznek, annak erodálódott felszínén bukkannak elő. A vizsgált képződmények környezetében megjelenik a Dachsteini Mészkő Formáció is.

A vizsgált képződmények környezetében jura üledékek nem találhatók, a Vértes egészének területén is csak kis vastagságban fordulnak elő (FÜLÖP et al. 1965; MAROS 1988), ill. hasadékkitöltő anyagként (Csókakő környéke, CSÁSZÁR & PEREGI 2001).

Vörös, durvakristályos, általában zónás megjelenésű kalcittelér előfordulások ismertek a Dunántúli-középhegység számos területéről, Sümegtől Tatabányán át Pilisjászfaluig. Közvetett bizonyítékok alapján WEIN (1977) a posztcenomán–presenon időszakba helyezi a telérek keletkezését. Sümegen a telérek Tatai Mészkő Formációt átszelik, a diszkordánsan települő rétegeket (Ugodi Mészkő Formáció) nem harántolják, viszont annak bázisán, a senon extraklasztos mészkőben megtalálhatók (HAAS et al. 1984). Tatabányán a középső-eocén karbonátok lefedik, azok vöröskalcit törmelék tartalma alapján a késő-lutetiai előtt keletkeztek (KERCSMÁR 2004). A Dunántúli-középhegység területén megtalálható vöröskalcitok szerkezetföldtani értelmezésének lehetőségét TARI (1995) veti fel, aki a lamprofir telérek és az azokkal kapcsolatban álló vöröskalcittelérek kialakulását a szenon üledékciklus előtti, NyÉNy–KDK-i, ill. ÉNy–DK-i irányokkal jellemezhető kompresszió lokális húzási irányjaival hozza kapcsolatba. A lamprofiros-karbonatitos közetasszociáció keletkezése lemezen belüli alkáli magmatizmushoz köthető (SZABÓ et al. 1993), kezdődő riftesedéshez kapcsolódott. A tatabányai vöröskalcittelérek szerkezetföldtani vizsgálatát KERCSMÁR (2004) végezte el. FODOR et al. (2004) megállapította, hogy a vöröskalcittelérek csapásiránya merőleges a kialakulásukat eredményező felső-kréta kompressziós irányára. A sümegi vöröskalcit mintákon GATTER (1984) végzett folyadékzárvány-vizsgálatokat, amelyeket kiegészített DEMÉNY et al. (1997) a tatabányai és piliscsabai előfordulások mintáival. Megállapította, hogy a vöröskalcittelérek alacsony hőmérsékletű, alacsony szalinitású hidrotermális oldatokból váltak ki.

A késő-krétától egészen az eocénig, azon belül is a lutetiai elejéig szárazulati időszak uralta a Dunántúli-középhegységet. Az általunk vizsgált területen eocén képződmények kis foltokban találhatók, a középső-eocén korú bázisrétegek (breccsa és konglomerátum), illetve a szintén középső-eocén korú Szőci Mészkő jelennek meg (FODOR et al. 2004).

A Vértes területét az oligocén törmelékes üledékképződés elérte (GIDAI 1975). Az üledéksort többnyire édesvízi és elegendő vízi képződmények (Csatkai Formáció, Mányi Formáció, KÖRPÁS 1981) építik fel.

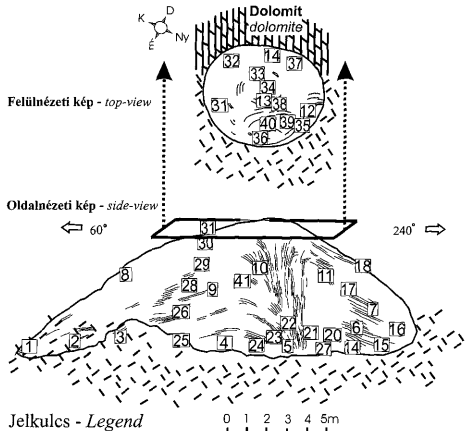
A Dunántúli-középhegység fő tömegének területén, néhány medencét kivéve, kiemelt helyzetéből eredően a pannóniaiig nem találjuk nyomát. Ez utóbbinak mindössze partközeli területen képződött tarka üledékeit találhatjuk néhány kis kibúvásban, ill. fúrásban (FODOR et al. 2004).

Az Alcapa blokkhoz tartozó Vértes hegység mai helyzetét jelentős laterális elmozdulások eredményeként foglalta el. Ezek a késő-eocén és az oligocén (pl. KÁZMÉR & KOVÁCS 1985; FODOR et al. 1992), vagy a kora-miocén során zajlottak le (TARI et al. 1992), amikor a Dunántúli-középhegységi-egységet is magába foglaló Alcapa a kompressziós alpi zónából keleti irányba kilökődött (CSONTOS et al. 1992).

## Terepi megfigyelések (a dél-vértesi mészkőkúp és vöröskalcitellér-előfordulások)

PEREGI & KÖRPÁS (2002) 7 kisebb foltban térképezett vörös megjelenésű karbonát-előfordulásokat. Az előfordulások zöme telér (1–6. feltárás, 1. ábra), ugyanakkor a Köves-völgy déli oldalában található feltárás jó megtartású szálfeltárás (A jelű feltárás, 1. ábra), amely e közlemény tárgya. Mindegyik kibukkanást Fődolomit, vagy annak törmeléke övezi.

A forráskúpként (PEREGI & KÖRPÁS 2002), ill. édesvízi mészkőként (SKLÓSY 2003) meghatározott szálfeltárás 22 méter hosszan nyomozható, magassága 7 méter (2. ábra). A kúp völgyoldallal ellentétes oldalával mintegy ráül a domboldalra, amit a Fődolomit épít fel. A kibúvás környezetét a dolomit és a kúp sűrű, helyben maradt törmeléke fedi. A kúp alakú kibúvás a völgy felé mutatja a leghosszabb kiterjedését, amelynek csapása 60°–240° (KÉK–NyDNy). A szelvény középvonalában, ill. attól kissé Ny-ra eső területen jól kivehető a csaknem függőleges rétegzés, amely a kúp szárnyain fokozatosan, de mégis gyors váltással a kúp palástjával egyező laminációba hajlik át, jellegzetes „fűzfa-szerkezetet” formálván. A feltárás ÉK-i részén ez az áthajlás enyhébb és laposabb látszólagos dőlésekkel (10–30°) jellemezhető, míg a DNy-i részén hirtelen meredekebb dőléssel (30–50°) jelentkezik. A kúp tetején egy lapos plató formájában bukkan ki az ellipszis metszetű vizsgált képződmény, amelynek hossz tengelye a feltárás csapásával azonos irányú (60°–240°). Az ellipszis alapú kibúvás központjában egy koncentrikus szerkezetet



2. ábra. A dél-vértesi édesvízi forráskúp (Köves-völgy) szelvénye (oldalnézet) és kürtőjének felülnézeti rajza

Fig. 2 The structure of the travertine cone (Köves-valley), side and top-view

- ☼ Mészkőkúp törmeléke - Debris of the travertine cone
- ⑨ Mintagyűjtési pont - Samples collected
- ☼ Mészkőkúp szálfeltárásában - In situ travertine cone

alkotó lamináció észlelhető. A peremi részeken a karbonát laminációja a kúppalást irányába dől. A dolomit dőlése ÉNy/20–40° (PEREGI & KÖRPÁS 2002).

### Vizsgálati módszerek

#### *Mintaelőkészítés*

A minta előkészítésekor különös figyelmet fordítottunk a csiszolás közben fellépő szennyeződések elkerülésére, hiszen – mint a későbbiekben bemutatjuk – az akcesszóriák ásványok mérete átlagosan az 5–10 µm tartományba esett. A karbonátok csiszoláshoz és a vékonycsiszolatok polírozásához szilícium-karbidot, ill. gyémántpasztát használtunk, mivel azok a vizsgálandó felületeket nem szennyezik. A mintákra tapadt esetleges szennyeződések ultrahangos tisztítóval távolítottuk el. A minták porítását achátmozsarakban végeztük.

#### *Elektronmikroszondás elemzés*

A módszer segítségével a vizsgált képződményben előforduló ásványok és az akcesszóriák azonosítása, és főelem összetételének meghatározása történt, ill. a kalcit ritkaföldfém-, és egyéb nyomelem (Fe, Ti és Ba)-tartalmának ásványhordozóit vizsgáltuk meg.

A kiválasztott, műgyantába ágyazott mintadarabokból mindkét oldalán polírozott 50–70 mikron vastagságú csiszolatok készültek. A vizsgálatokat EDAX PV 9800 energiadiszipatív röntgenspektrométerrel (EDS) felszerelt AMRAY 1830 I/T6 típusú pásztázó elektronmikroszkóppal végeztük (20 keV gyorsító feszültséggel, 1–2 nA mintaáram mellett). A spektrumok mennyiségi kiértékelése a készülék standardmentes műszerprogramjával készült, amely magába foglalja a mátrixhatást kiküszöbölő ZAF-korrekciót is.

### Neutronaktivációs elemzés

A módszerrel a porított átlagmintákban (mintaszám=24 db) mértük a ritkaföldfémek, az urán, a tórium, és a módszerrel kimutatható egyéb nyomelemek koncentrációját, [termikus neutronfluxus:  $\sim 2 \times 10^{12}$  n/(cm<sup>2</sup>×s), besugárzási idő: 28 800 s, reaktor-teljesítmény: 100 kW, hűtési idő: ~ 1 hét, 75 cm<sup>3</sup>-es HPGe detektor, Canberra gyártmányú analízátor, Sampo 90 kiértékelő program]. A mérési eljárás standardizálására Au-komparátor módszert alkalmaztak (MOLNÁR et al. 1992). A mérések a Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem Nukleáris Technikai Intézetében működő oktatóreaktor nagylaboratóriumában készültek.

#### *Stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok*

A mézskőkúp és a többi, vöröskalcit-előfordulás szén- és oxigénizotóp-geokémiai vizsgálatát végeztük el annak érdekében, hogy a karbonát, ill. az azt létrehozó fluidum, és az abban oldott CO<sub>2</sub> eredetét meghatározzuk. A vizsgálatokra az MTA

Geokémiai Kutatóintézetében került sor, Finnigan MAT delta S tömegspektrométer segítségével. A karbonátminták feltárása porítás után vízmentes  $\text{H}_3\text{PO}_4$ -ban történt (MCCREA 1950). A vákuumdesztillálással tisztított  $\text{CO}_2$  gázt mintapalackokba fagyasztottuk, majd tömegspektrométer segítségével mértük a  $^{13}\text{C}$  és  $^{12}\text{C}$ , ill.  $^{18}\text{O}$  és  $^{16}\text{O}$  izotópok arányát. Az adatokat a hagyományos  $\delta^{13}\text{C}$  és  $\delta^{18}\text{O}$  értékekben, a V-PDB-hez ( $\delta^{13}\text{C}$ ), ill. V-SMOW-hez  $\delta^{18}\text{O}$  viszonyítva adtuk meg  $\{d = (R_{\text{minta}}/R_{\text{standard}}) \times 1000\}$ , ahol R a vizsgált  $^{13}\text{C}$  és  $^{12}\text{C}$ , ill.  $^{18}\text{O}$  és  $^{16}\text{O}$  aránya, ‰ értékben kifejezve. Az adatok reprodukálhatósága jobb, mint 0,2‰. A frakcionációs tényező ( $\alpha$ ) fogalma az „A” és „B” vizsgált fázisok izotóparányainak hányadosa  $\alpha_{(A-B)} = R_A/R_B$ , ahol R az  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  izotóparány.

## Eredmények

### Petrográfiai vizsgálatok

A részletes vizsgálatokra kiválasztott mészkőkúp világosbarna, vagy vörösesbarna karbonátlaminákból áll, amelyekben a porózusabb rétegek kiterjedt zónákat alkotnak (I. tábla, 1.). A feltárás szelvényében (I. ábra: A jelű feltárás) a képződmény a petrográfiai vizsgálatok alapján két jellemző zónára osztható:

1.) Nyúlt, tús kifejlődésű kristályos kalcitváltozatból és durvakristályos (I. tábla, 2.), romboédes, vöröskalcitből álló zónák alkotják a feltárás központi részét (I. tábla és 2. ábra), a kristályméret 100–500  $\mu\text{m}$  között változik. A mikroszkópos vizsgálatok alapján az elsődleges kalcitok vörösbarna színűek, gyakran fekete színű, tús kalcitkristály kezdeményt tartalmaznak (I. tábla, 3.). A szemcsehatárok általában hajlítottak. Gyakoriak a szinszediment oldódás nyomai, valamint a Fe-oxiddal bekéregzett eróziós felszínek (I. tábla, 4). Egyes esetekben mikrokarszt-típusú laminációval párhuzamos pórusokat és mikroüregeket mikrit, ill. víztiszta kalcit tölt ki (I. tábla, 4). A szétágazó kalcitkristályokban, a növekedési iránnyal párhuzamosan üregesorok húzódnak. A kőzet üregeit áttetsző karbonát tölti ki, sokszor korábbi, visszaoldott kalcitra ránöve, azzal azonos optikai orientációban. Vékony, utólagos víztiszta kalciterek is megfigyelhetők a karbonátok belsejében.

2.) A feltárás peremi területeiről gyűjtött mintákban a durvakristályos központi résszel szemben határozott, szintekhez köthető vas-pigmentet tartalmazó vörös, mikrites zónák váltakoznak tisztább, kristályosabb kalcittal (II. tábla, 1, 2.), vagy porózus szerkezetű, de tömeges (finomszemcsés), laminált karbonáttal. A kalcitkristályok mérete a központi részből gyűjtött karbonátok kristályméreténél kisebb. A szintekhez kötött pórusok általában a növekedési iránnyal párhuzamosan megnyúltak, a sűrű lamináció ritmusa eléri a 20 zóna/mm-t. Egyes esetekben a laminált szövetű kalcit breccásodott (a törmelékek mérete max. 100  $\mu\text{m}$ ) szintet képez, amire eróziós, vagy szögdiszkordanciával települ a következő lamina.

Mind a mikrites, mind a pátos zónában látható a növekedési iránnyal párhuzamosan lefutó, hajladosó vonalhálózat, amelyek csőszerű rajzolatot mutatnak (II. tábla, 3.). A kalcit szerkezetét átjáró, váltakozó mélységben haladó, maximálisan 0,5 cm hosszúságot elérő, néhány mikron szélességű csatornák nem köthetők kristályszerkezetiileg meghatározott irányokhoz, bár a növekedési iránnyal

megközelítően párhuzamosak (II. tábla, 4.). Jelenlétük nem köthető a feltárás központi, vagy peremi részéhez sem.

Az egyéb, dél-értesi vöröskalcittel előfordulásai változatos szöveti képet mutatnak. A vöröskalcit-előfordulások egy csoportja durvakristályos (1. ábra, pl. 5., 6. feltárás, III. tábla, 1.), vagy hosszú, nyúlt kristályok alkotják a szövetét (1. ábra, 2. feltárás, III. tábla, 2.), míg más előfordulást finomkristályos, vörösbarna kalcit épít fel. A kristályok átlagos mérete meghaladja az 1 mm-t, a durvakristályos kalcitok esetében pedig eléri a 2 cm-t is. Elszórtan laminált szövétű karbonáttöredékek is előfordulnak (1. ábra, 1., 3. feltárás), amelyekben az egyes laminákat sugarasan szétseprűződő, vagy pátos kalcitok alkotják (III. tábla, 3.). Ezen kristályok mérete meghaladja az 1 mm-t. Némely zónában a kristályok kevésbé nyúltak, inkább zónás táblákat alkotnak. A mészkőké több pontjáról leírt hajladozó, a karbonát szövetét átjáró szerkezetek a telér-előfordulásokban csak elvétve fedezhetők fel (III. tábla, 4.).

### Elektronmikroszkopos vizsgálatok

Az elektronmikroszkopos vizsgálatokkal a képződményt alkotó kalcit mellett a leggyakoribb a Fe-oxid ásványfázis. Ezek egy része hasadékkittöltő, másodlagos ásványkiválás, másfelől átlagosan 20–30  $\mu\text{m}$  átmérőjű, szabályos gömb alakú ásványfázis (IV. tábla, 1.). A mintákban nagyobb gyakorisággal megtalálható a könnyű ritkaföldfémekben gazdag monacit, és a nehéz ritkaföldfémekben gazdag xenotim. Előbbi általában izometrikus, néha kissé nyúlt, vagy táblás (IV. tábla, 2–3.), mérete néhány  $\mu\text{m}$ -tól 18  $\mu\text{m}$ -ig terjed. Sokszor csak töredékként, illetve repedésben elhelyezkedve látható. Esetenként U- és Th-tartalma is jelentős. A xenotim alakja

1. táblázat. A dél-értesi édesvízi mészkővön, a budakalászi édesvízi mészkővön, valamint a Dunántúli-neutron aktív-

Table 1 Results of neutron activation analyses from the studied carbonate cone (South-Vértes), Budakalász travertine, Tatabánya) fon

	Hibaszázalék error (%)	Karbonátos kúp (Dél-Vértes) Carbonate cone (South-Vértes)		Budakalász travertinó Budakalász travertine		Vörös-kalcit telér előfordulások (Dél-Vértes) Red calcite veins (South-Vértes)						
		központi zóna vent facies	peremi zóna rim facies	I.	II.	1	2	3	4	5	6	
Fe	8-10%	564,44	577,60	Fe	299	193	556	155	934	420	1481	1160
Na	5-13%	27,55	29,55	Na	192,10	n.d.	22,25	32,70	n.d.	37,24	4,57	23,46
Co	21%	0,21	0,26	Co	n.d.	0,12	0,22	n.d.	0,90	0,33	0,74	0,51
Zn	18%	5,26	8,08	Zn	n.d.	2,46	6,52	n.d.	11,56	5,92	1,94	n.d.
Cr	8-16%	2,12	2,32	Cr	n.d.	0,24	2,22	n.d.	7,93	2,21	5,88	3,11
Sc	2-12%	0,25	0,49	Sc	0,10	0,06	0,51	0,12	1,13	0,53	0,77	0,62
As	3-10%	0,99	1,41	As	0,35	n.d.	0,77	n.d.	3,44	1,40	0,90	n.d.
Sb	5-11%	0,08	0,10	Sb	0,05	n.d.	0,18	n.d.	0,18	n.d.	0,20	n.d.
Br	n.d.	n.d.	n.d.	Br	1,28	1,35	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cs	2%	n.d.	0,08	Cs	0,39	0,13	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,35	n.d.
Rb	25%	n.d.	n.d.	Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5,77	n.d.
Ba	27%	30,91	n.d.	Ba	41,42	26,85	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
La	1-7%	0,51	3,98	La	0,17	0,09	1,64	2,58	6,16	0,67	2,96	1,79
Ce	7-12%	2,16	2,08	Ce	0,00	0,22	1,69	0,51	6,18	1,01	5,57	3,52
Nd	10-20%	n.d.	n.d.	Nd	n.d.	n.d.	n.d.	1,97	6,34	n.d.	n.d.	n.d.
Sm	1,5-3%	0,39	0,67	Sm	0,04	0,01	0,42	0,36	1,25	0,28	0,70	0,42
Eu	10-23%	0,02	0,12	Eu	n.d.	n.d.	0,07	0,05	0,28	n.d.	0,16	n.d.
Tb	18-22%	n.d.	n.d.	Tb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,15	n.d.	0,92	n.d.
Yb	5-17%	0,15	0,18	Yb	n.d.	n.d.	0,12	0,08	0,36	n.d.	0,21	0,17
Lu	8-11%	n.d.	n.d.	Lu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,04	n.d.	0,34	0,02
Hf	9-11%	n.d.	0,15	Hf	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,24	n.d.	0,33	n.d.
Th	5-15%	0,20	0,18	Th	n.d.	0,02	0,16	n.d.	0,63	0,12	0,66	0,42
U	2-6%	2,90	0,91	U	n.d.	n.d.	0,87	0,38	0,41	1,36	0,27	0,70



változatos, mennyisége a monacitnál kevesebb. Kristályainak mérete általában kisebb (2–5  $\mu\text{m}$ ), mint a monacitoké. Izometrikus, zömök formái a kalcitkristályok között találhatóak. Ezekre az ásványfázisokra zónásság, vagy egyéb kémiai inhomogenitás nem jellemző. A vizsgált minták kevés, repedezett, kissé megnyúlt cirkon szemcsét tartalmaznak. Méretük 5–60  $\mu\text{m}$  között változik, a kalcitba ágyazódva található (IV. tábla, 4.).

Járulékos ásványként vas-szulfid, ilmenit, rutil, barit összetételű fázisok is kimutathatók.

### Nyomelem vizsgálatok

A neutronaktivációs elemzés segítségével meghatároztuk a feltérképezett dél-vértesi karbonát-elfordulások petrográfiai vizsgálatok alapján elkülönített kifejlődéseinek nyomelem koncentrációját (1. táblázat) és annak eloszlását (3. ábra). Elvégeztük továbbá néhány – DEMÉNY et al. (1997) által stabilizotóp-geokémiai szempontból már korábban vizsgált – tatabányai és pilisjászfalu vöröskalcittel, valamint a budakalászi pleisztocén édesvízi mészkő KELE et al. (2003) által tanulmányozott szelvényének nyomelem vizsgálatát is, annak érdekében, hogy adataink összevethetővé váljanak a közettani vizsgálatok alapján hasonló szövetű és genetikájú képződményekkel.

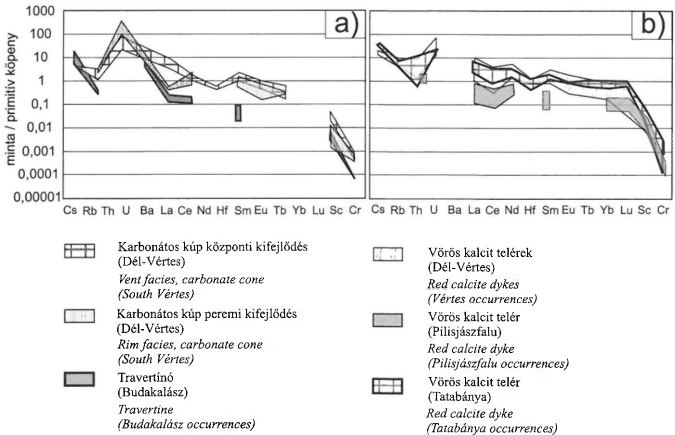
Ennek alapján ábrázoljuk a i) mészkőkúp központi és peremi részéből gyűjtött minták, valamint az ismert genetikájú budakalászi édesvízi mészkő (3. ábra, a); ii) a dél-vértesi vöröskalcit-elfordulások és a Dunántúli-középhegység vöröskalcit-telérek nyomelem koncentrációját (3. ábra, b). A koncentrációértékek általában alacsonyak, gyakran a kimutatási határ alatt vannak. A primitív köpenyre normált

zéphegység vöröskalcit-elemein mért elemkoncentrációk (ppm-ben kifejezve, is analízis)

! calcite debris (South Vértés) and from Transdanubian Range (Pilisjászfalu, nparison given in ppm

Pilisjászfalu Pilisjászfalu				Tatabánya Tatabánya		Tatabánya (Keselő-hegy) Tatabánya (Keselő-mt.)			
UI1	PII1	PIII1	PIII2	Csákánypuszta	TUI1	TUI2	TUI3	TUI4	TUI2
48	747	219	82	Fe 195	n.d.	724	132	1850	525
'00	34,26	n.d.	26,53	Na n.d.	38,76	n.d.	14,28	n.d.	n.d.
.d.	0,29	0,08	0,03	Co 0,05	n.d.	0,21	n.d.	0,70	n.d.
.d.	n.d.	6,86	7,48	Zn 7,13	n.d.	8,97	4,40	11,62	16,00
.d.	2,80	0,70	0,21	Cr 0,40	n.d.	2,31	0,23	5,46	n.d.
.64	1,44	0,34	0,09	Sc 0,20	0,34	0,70	0,30	0,91	0,70
.68	n.d.	n.d.	n.d.	As n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,61	n.d.
.06	n.d.	n.d.	0,01	Sb n.d.	n.d.	0,04	n.d.	0,16	n.d.
.d.	0,76	n.d.	n.d.	Br n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,62	n.d.
.d.	n.d.	n.d.	n.d.	Cs n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,52	n.d.
.d.	n.d.	n.d.	n.d.	Rb n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,81	n.d.
.d.	n.d.	n.d.	n.d.	Ba n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
21	2,45	0,43	0,07	La 0,26	0,40	2,20	1,28	3,32	1,85
.d.	3,59	0,64	0,12	Ce 0,45	n.d.	2,80	1,07	4,48	1,97
.d.	n.d.	0,79	0,32	Nd n.d.	n.d.	3,10	1,64	3,23	n.d.
.44	0,81	0,11	0,03	Sm 0,07	0,12	0,57	0,29	0,62	0,41
.d.	n.d.	n.d.	n.d.	Eu n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,11	n.d.
.d.	n.d.	n.d.	n.d.	Tb n.d.	n.d.	0,09	0,05	n.d.	n.d.
18	0,32	0,08	0,02	Yb 0,06	0,05	0,32	0,18	0,31	0,27
02	0,04	0,01	0,00	Lu 0,01	n.d.	0,05	0,03	0,05	0,04
.d.	n.d.	n.d.	n.d.	Hf n.d.	n.d.	0,11	n.d.	0,27	n.d.
29	0,46	0,08	0,11	Th 0,05	n.d.	0,23	0,04	0,62	0,21
.d.	n.d.	n.d.	n.d.	U 0,13	0,53	n.d.	n.d.	0,31	n.d.

értékeket (MCDONOUGH & SUN 1995) az elemek inkompatibilitás sorrendje szerint rendezve megállapítható, hogy a leginkább inkompatibilis elemek (pl. Cs, Rb, Th, U, Ba, La) dúsulnak a vizsgált képződményben és a többi vöröskalcitban. Szembetűnő különbség van ugyanakkor az U esetében: a mintáinkban a többi elemhez képest pozitív anomália mutatkozik, ellenben a budakalászi travertínóban a koncentrációja a kimutatási határ alatt



3. ábra. a) A mészkőkúp központi és peremi részéből származó mintáinak, valamint a budakalászi édesvízi mészkő előfordulás mintáinak primitív köpenyre normalizált nyomelem-eloszlása. b) A Dunántúli-középhegységéből származó, valamint a dél-vértesi vörös kalcit előfordulások primitív köpenyre normalizált nyomelem-eloszlásai

Fig. 3 a) Comparison of primitive mantle normalized REE and trace elements plots for the vent and rim facies of the carbonate cone and Budakalász travertine. b) Primitive mantle normalized REE and trace elements plots of red calcite occurrences from the Transdanubian Range and S.Vértes Mts.

marad. A normalizált nyomelem és ritkaföldfém-spektrum alapján látható, hogy, a képződmény központi zónájában a La értéke meghaladja a peremi zónából gyűjtött karbonátok értékét, miközben a Ce-értékek megközelítően azonosak (3. ábra, a).

Adatainkat a budakalászi édesvízi mészkő nyomelemeloszlásával összevetve megállapíthatjuk, hogy a tömeges, pleisztocén travertinó értékeinél legalább egy, de gyakran két nagyságrenddel nagyobb normalizált értékek mérhetők a vöröskalcit-előfordulásokban. Az egyéb dél-vértesi vöröskalcitok normalizált nyomelem koncentráció értékei a tatabányai telérekből gyűjtött minták elemeloszlásával mutat jó átfedést, a pilisjászfalui minták értékeit meghaladva (3. ábra, b).

#### Stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok

A mért szén- és oxigénizotóp adatokat a 2. táblázat mutatja. A mérési eredményeinket összevetettük a budakalászi, az egeszalóki, az Angel Terrace-i, a Bridgeporti (USA) és a Rapolano Terme-i (Olaszország) édesvízi mészkő karbonátjain (GUO et al. 1996; FOUKE et al. 2000; KELE et al. 2003), a korábban leírt vöröskalcittelérek (DEMÉNY et al. 1997), a vizsgált képződményeket környező üledékes kőzeteken mért izotóparányokkal (HAAS & DEMÉNY 2002), valamint magmás eredetű

primer karbonátok adataival (TAYLOR et al. 1967, DEMÉNY & HARANGI 1996). Szembetűnő, hogy amíg a tengeri üledékes karbonátok szén- és oxigénizotóp értékei széles mezőt ölelnek fel (4. ábra), addig a mészkőkúp és a vöröskalcittelérek értékei egy jól körülhatárolható területre esnek. A  $\delta^{13}\text{C}$  értékeit tekintve a dél-vértési feltárások esetében a mért adatok  $-10,6\%$ -tól  $-2,2\%$ -ig változnak (átlag  $=-8,5\%$ , szórás  $=0,43 \{1\sigma\}$ ;  $n=41$  mintaszám), a  $\delta^{18}\text{O}$ -értékek  $23,2\%$ -tól  $26,2\%$ -ig egy szűkebb tartományba esnek (átlag  $=24,6\%$ , szórás  $=1,05 \{1\sigma\}$   $n=41$ ).

A stabilis szén-, és oxigénizotóp arányok alapján a különböző eredetű karbonátok jól elkülöníthetők egymástól. Az üledékes karbonátok szén- és oxigénizotóp értéke a primer, magmás eredetű karbonátokénál nagyobb (4. ábra). A petrográfiai hasonlóságok miatt adatainkat összehasonlítottuk a korábban már vizsgált (DEMÉNY et al. 1997) sümegi, tatabányai és pilisjászfalui vöröskalcit-telérekkel is. Megállapítható, hogy a primer, utólagos átalakulást nem szenvedett, illetve a környező üledékes kőzetekkel kölcsönhatásba nem került dél-vértési vöröskalcittelérek és a mészkőkúp szén- és oxigénizotóp arányait tekintve azonos tartományba esnek (5. ábra), a  $\delta^{13}\text{C}$  értékeit tekintve más, magmás eredetű karbonátokkal mutatnak hasonló értéket (4. ábra). Mérési eredményeinket összevetettük néhány ismert édesvízi mészkő elfordulás (GUO et al. 1996; HERTELENDI & SVINGOR 1996; FOUKE et al. 2000; KELE et al. 2003) stabilizotóp-geokémiai adataival is. Mind a hazai, mind a külföldi recens és fosszilis édesvízi mészkövek oxigén- és szénizotóp-összetétele jól elkülönül a dél-vértési karbonátok izotóparányaitól (4. ábra).

A részletesen vizsgált mészkőkúpon mért oxigénizotóp adatok két szélső értéke ( $\delta^{18}\text{O} = 23,2\%$ -tól  $25,5\%$ -ig) közötti különbség:  $2,2\%$ . Ez a különbség kisebb a szénizotóp-értékekben fennálló különbségnél ( $\delta^{13}\text{C} = -10,6\%$ -tól  $-5,8\%$ -ig, különbség:  $4,8\%$ ). A kürtő peremi része felé haladva a szénizotóp-értékekben növekvő trend ismerhető fel.

A dél-vértési mészkőkúpon mért szénizotóp-értékekből eloszlástérképet szerkesztettünk a karbonátot létrehozó fluidum tér és/vagy időbeli fejlődésének

2. táblázat. A Dél-Vértésben feltérképezett mészkőkúp és vörös kalcit tömelék elfordulások szén- és oxigénizotóp-értékei  $\%$ -ben kifejezve.

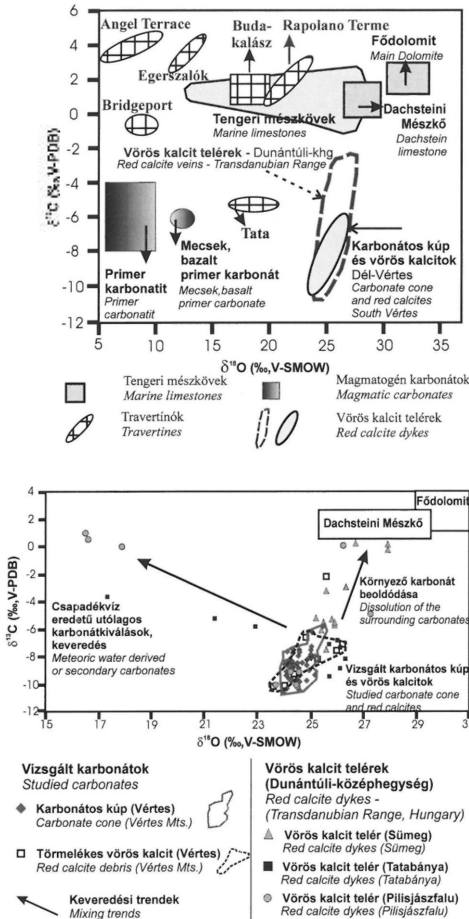
Table 2 Measured  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of the studied carbonate cone (South-Vértés) and red calcite debris

Mészkőkúp - carbonate cone

minta	$\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB)
1	25,3	-6,2
2	24,6	-7,5
3	24,3	-8,8
4	24,0	-10,6
5	24,3	-9,7
6	24,1	-10,3
7	24,3	-7,7
8	24,8	-8,3
9	24,1	-10,3
10	24,2	-9,5
11	24,1	-9,4
12	24,3	-8,6
13	24,3	-8,3
14	25,2	-9,3
15	24,9	-8,6
16	24,2	-8,2
17	24,6	-9,4
18	25,0	-7,3
19	24,2	-9,6
20	24,9	-9,7
21	24,7	-8,4
22	24,6	-9,8
23	25,5	-5,8
24	24,6	-10,4
25	25,0	-9,0
26	24,5	-9,7
27	25,2	-7,9
28	23,2	-9,4
29	24,5	-8,5
30	24,1	-9,1
31	24,1	-8,4
32	24,3	-7,5
33	24,1	-7,6
34	24,9	-8,2
35	25,0	-8,1
36	24,5	-8,0
37	24,1	-8,5
38	24,6	-7,6
39	24,5	-8,8
40	24,4	-8,6
41	24,2	-8,6

Vörös kalcit telérek (1-6 feltárások)  
Red calcite veins (1-6 outcrop)

1/1	24,0	-10,1
2/1B	23,6	-10,1
2/2	24,8	-6,6
3/1	24,4	-9,2
4/1	24,5	-9,1
5/1	25,6	-2,2
5/2	25,2	-8,2
6/1	26,1	-7,3
6/2	26,2	-7,1



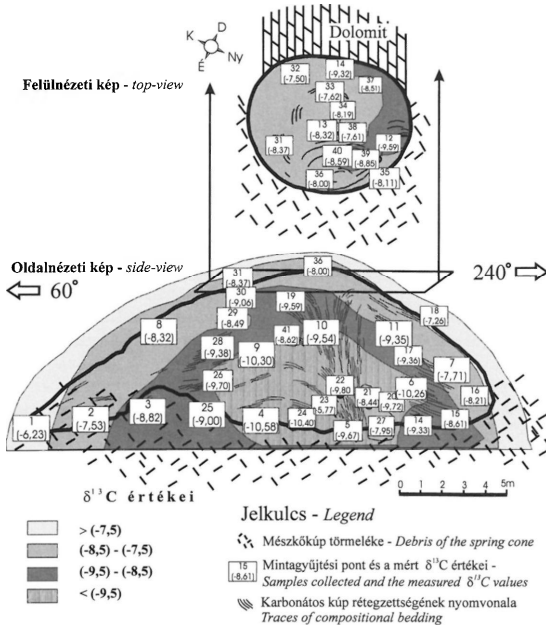
5. ábra. A vizsgált dél-vértesi és a Dunántúli-középhegység más területéről már korábban leírt vörös kalcit telérek (DEMÉNY et al. 1997) stabilizotóp-összetétele és a felismert keveredési trendek

Fig. 5 Stable isotope composition and the observed mixing trends of the studied red calcites collected at the Southern part of the Vértes Mountains and the Transdanubian Range (DEMÉNY et al. 1997)

4. ábra. Különböző eredetű karbonátok stabil szén és oxigénizotóp értékei. A feltüntetett csoportok: Tengeri karbonátok (HAAS & DEMÉNY 2002): Dachsteini Mésző Formáció (Dunántúli-középhegység) Földolomit (Dunántúli-középhegység); Travertinók (édesvízi mészkövek): Angel Terrace-i travertinó (Egyesült Államok, Yellowstone Nemzeti Park, FOUKE et al. 2000 alapján), Rapolano Terme-i travertinó (Olaszország, Siena, GUO et al. 1996), bridgeporti travertinó (Egyesült Államok, Kalifornia), budakalászi travertinó, tati travertinó (Magyarország, KELE et al. 2003), egerszalóki (Magyarország) (KELE et al. 2004, HERTELENDI & SVINGOR 1996); Magmatogén karbonátok: Primer, köpeny eredetű karbonátit (TAYLOR et al. 1967), Bazaltához kapcsolódó kalcitok (Mecsek, Magyarország, DEMÉNY & HARANGI 1996); Vörös kalcitok: Dunántúli vöröskalcit-telérek (Sümege, Tatabánya, Pilisjászfalu, DEMÉNY et al. 1997), Vöröskalcitok (Dél-Vértes, Magyarország, SIKLÓSY 2003), Mésző-kúp (Köves-völgy, Magyarország, SIKLÓSY 2003)

Fig. 4 Stable carbon and oxygen isotope composition of carbonates with different origin. Indicated groups: Marine limestones: Dachstein F. (Transdanubian Range), Travertines (freshwater limestones): Angel Terrace travertine (USA, Yellowstone Nat. Park), Rapolano Terme travertine (Italy, Siena), Bridgeport travertine (USA, California), Budakalász travertine, Tata travertine, Egerszalók (Hungary), Magmatic carbonates: Primer, mantle derived carbonatit, Carbonates related to alkali basalts (Mecsek, Hungary), Red calcites: Red calcite veins from the Transdanubian Range (Sümege, Tatabánya, Pilisjászfalu), Red calcites (S. Vértes, Hungary), Carbonate cone (Köves valley, Hungary)

nyomon követése érdekében (6. ábra). Mivel a mért  $\delta^{13}\text{C}$  értékek  $-10,6\text{‰}$ -tól  $-5,8\text{‰}$ -ig változtak, a jobb átláthatóság és ábrázolhatóság kedvéért 4 tartományt különítettünk el:  $-7,5\text{‰}$  feletti értékek,  $-7,5$  és  $-8,5\text{‰}$ , ill.  $-8,5$  és  $-9,5\text{‰}$  közötti, és végül  $-9,5\text{‰}$  alatti értékek. A különböző  $\delta^{13}\text{C}$  tartományok közel koncentrikus szerkezetet kirajzolva különülnek el: a perem felé növekszik a nehezebb szénizotóp mennyisége a karbonátban.



6. ábra. A mészkőkúpon mért  $\delta^{13}\text{C}$  értékek eloszlása

Fig. 6 Distribution of the  $\delta^{13}\text{C}$  values measured on the carbonate cone

### Az eredmények értelmezése

A petrográfiai leírás során bemutattuk, hogy a legjobb feltártságú mészkőkúp (1. ábra) esetén elkülöníthető egy peremi, ill. egy központi fácies. A petrográfiai bélyegek alapján a karbonát kifejlődése az édesvízi mészkövek (travertinók) faciésével rokonítható. A kúp központi zónája maga a kürtő, azaz a víz kilépési pontja, míg a kúp oldalán végigfolyó vízből kiváló laminált karbonát a lejtőfácies. Ezek a kőzetkifejlődések összefogazódnak. Az egy kijelölt rétegen belül megfigyelhető

laterális szöveti változékonyság az édesvízi mészkőkúpok és lejtők jellemző petrográfiai sajátossága. A változékonyság oka a víz hőmérsékletének, pH-jának, oldott  $\text{CO}_2$ -tartalmának és áramlási sebességének gyors változásában keresendő a vízkilépési ponttól távolodva (FARMER 2000; FOUKE et al. 2000).

A mészkőkúp képződése során bizonyos időközönként szünet következett be, amit megerősítene a mikroszkópos vizsgálatok során megfigyelt visszaoldódási nyomok (I. tábla, 4.), valamint a karbonát szerkezetén belüli mikrobreccsás zónák jelenléte. Ezekhez kapcsolódik a jellegzetes, szintekhez kötődő mikrokarsztosodási folyamat is (I. tábla, 4.). Az oldat összetételének változását tükrözi a zónás karbonátok szövete: a helyenként víztiszta, tús kristályok növekedésük közben is több vörösbarna zónát tartalmaznak (I. tábla, 2.). Mindezt egy időben későbbi esemény követte, hiszen a vázkristály jellegű nyúlt karbonátgeneráció üregeit, hasadékait víztiszta kalcit tölti ki (III. tábla, 2.), helyenként karbonátér járja át. Megfigyeléseinket megerősítették a stabilizotóp-geokémiai adatok is: a kivált, primer összetételű tükröző karbonáton kívül elszórta kiugró (23, ill. 21 és 27 jelű minták, 6. ábra és 2. táblázat) szénizotóp-értékű minták is előfordultak. Más folyamatokat tükrözhetnek a kalcitok szövetét helyenként átjáró, kanyargó, néhány száz mikron hosszú csövek (II. tábla, 3, III. tábla, 4.), amelyek feltételezhetően biogén eredetűek. Szinszediment eredetük valószínűsíthető, tudván, hogy a forráskilépések környezetében a mikrobiális tevékenység fokozott (e.g.: CHAFETZ & GUIDRY 1999; JANSSEN et al. 1999). A mikrobák élettevékenységük során egyrészt testfelületükön karbonátot választanak ki (CHAFETZ & GUIDRY 1999), másrészt  $\text{CO}_2$ -t bocsátanak ki környezetükbe, amely okozhat lokális karbonátoldódást, így az élőlény növekedésével fokozatosan képes lehet megnyúlt csöveket kialakítani. Ezek a kanyargó csövek átlépi a kalcit szövetében megfigyelhető laminákat (pl. III. tábla, 4.), és nem rokoníthatók a kalcitok esetleges repedéseivel.

### A képződés geokémiai modellje

#### *Stabiloxigén-izotóp vizsgálatok eredményei*

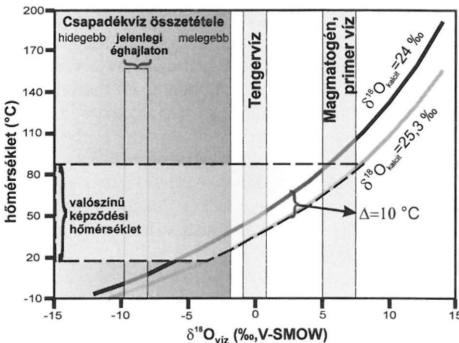
A kicsapódó karbonát oxigénizotóp-értékének vizsgálata az oldott karbonátot hordozó víz eredetére, összetételére is nyújt információkat. A kúrtól kilépő és a formálódó édesvízi mészkő oldalán végigömlő víz ugyanakkor útja során lehűl, ill. párolog. Ez a folyamat is nyomon követhető a stabilizotóp-geokémiai törvényszerűségek megértésével. Ehhez vizsgáljuk meg előbb a mészkőkúpot létrehozó felszín alatti víz eredetét. A vizsgálatnál célszerű figyelembe venni, hogy a fluidumot, amelyből a karbonát kicsapódik, főként víz alkotja, azaz a fluidum-rezervoár részaránya igen nagy az oxigénre nézve. Így a vizek oxigénizotóp-összetételének megváltozását okozó másodlagos folyamatok (pl. a környező üledékes karbonát beoldása) jóval kevésbé tudnak számottevő  $\delta^{18}\text{O}$  érték eltolódást okozni a kiindulási értékekhez képest.

Adott összetételű vízből kiváló karbonátok (kalciterek, édesvízi mészkövek)  $\delta^{18}\text{O}$  értékét egyensúlyi körülmények között a kalcit-víz frakcionáció határozza meg. Mivel a frakcionáció a csökkenő hőmérséklettel növekszik, az alacsony hőmérsékleten történő kölcsönhatások (elsősorban a másodlagos karbonát kiválása) nagy mértékben

képesek befolyásolni a teljes karbonát  $\delta^{18}\text{O}$  értékét. Vizsgáljuk meg a hőmérséklet változásának hatását a  $\delta^{18}\text{O}$  értékére. Az elméleti izotópmegoszlás a hőmérséklet ismeretében számítható, az alábbi képlet alapján (FRIEDMAN & O'NEIL 1977):

$$10^3 \ln \alpha = (2,78 \times 106) / T^2 - 2,89$$

Ezen képlet alapján a hőmérséklet ( $T$ ),  $\delta^{18}\text{O}_{\text{karbonát}}$  és a  $\delta^{18}\text{O}_{\text{viz}}$  adatok közül bármely kettő ismeretében a harmadik adat kiszámítható. Mivel a dél-vértesi karbonátokat létrehozó fluidum hőmérsékletét nem ismerjük, a karbonátokon mért  $\delta^{18}\text{O}$  értékeket ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{karbonát}} = 24\text{‰} - 26\text{‰}$ ) vizsgáljuk meg egy valószínű képződési hőmérséklettartományon belül (20–85 °C). A képződési hőmérséklet tartomány a 7. ábra szerint megadja az oldott karbonáttal egyensúlyban lévő a víz oxigénizotóp-összetételét. Az ábrán feltüntetettük a karbonátok képződését leginkább alakító vizek oxigénizotóp-összetételét (SHEPPARD 1986). Ezek jelen esetben a következők: csapadékvíz ( $\delta^{18}\text{O} = \text{kb. } -10\text{‰}$ ), tengervíz ( $\delta^{18}\text{O} = 0\text{‰}$ , konvencionálisan) és a primer, magmás víz ( $\delta^{18}\text{O} = 5-8\text{‰}$ ). Ennek alapján a diagramon ábrázolva a mészkőkúp eltérő zónáin mért legnagyobb és legkisebb oxigénizotóp-értékeket, információt kapunk a karbonátot kicsapó víz eredetére is. A modellezés eredményeként kapott tartomány átfedést mutat a tengervíz oxigénizotóp összetételével. Világossá vált tehát, hogy a dél-vértesi karbonátok képződéséhez elsősorban nem a csapadékvíz eredetű fluidumok járultak hozzá, hanem kellett lennie egy más forrásnak is. A



7. ábra. A mért  $\delta^{18}\text{O}_{\text{karbonát}}$  értékek (24‰ és 26,2‰) és a feltételezhető képződési hőmérséklet (20–85 °C) által kijelölhető fluidum  $\delta^{18}\text{O}_{\text{viz}}$  tartományja. Az ábrán a függőleges mezők jelölik a különböző eredetű vizek  $\delta^{18}\text{O}$  értékeit (SHEPPARD 1986), a vízszintes sáv pedig a valószínűsíthető képződési hőmérsékleti tartományt mutatja

Fig. 7 Values of the measured  $\delta^{18}\text{O}$  calcite (shown along the curves, 24‰ and 26,2‰) and the assumed temperature of the formation (horizontal range, 20–85 °C) determine the isotopic composition of the formation water  $\delta^{18}\text{O}$  water. Vertical fields indicate the oxygene isotope composition of waters with different origin (SHEPPARD 1986). Csapadékvíz összetétele – Composition of the precipitation, Jelenlegi éghajlaton – At present climate, Tengervíz – Marine water, Magmatogén, primer víz – magmatic, primer water

tengervíz eredetű fluidum – pl. pórusfluidumok – oxigénizotóp-összetétele 0‰ körüli értéket mutatna, így ezen hatással a  $\delta^{18}\text{O}$  érték magyarázható lenne. Ugyanakkor a tengervíz a tengeri karbonátokhoz hasonló  $\delta^{13}\text{C}$  értékű oldott karbonátot is hordozna, ami ellentétben van a megfigyelt  $\delta^{13}\text{C}$  eloszlással. Továbbá a tengervíz jellemzően csak a tengeri üledékes eredetű karbonátok kialakulásánál játszik szerepet, a vizsgált vöröskalcit-előfordulásoknál, illetve édesvízi karbonátok képződésénél a szerepe kizárható. Így feltételezhető, hogy magmatogén, „primér víz” és csapadékvíz eredetű fluidumok keveredésével létrejött vízből keletkeztek a karbonátok. A kizárólag a dolomitos karsztrendszerből származó vízzel szemben a mély forrású fluidum jelenlétét megerősítik a karbonátok szövetében a monacit, xenotim és cirkon ásványszemcsék előfordulása is (IV. tábla, 2–4).

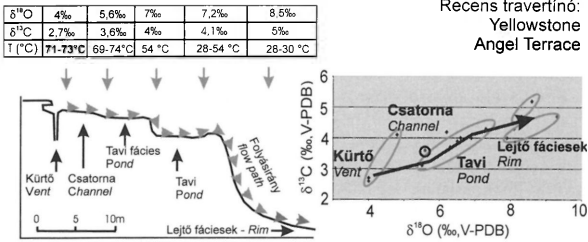
A modellezés során lehetővé válik a kürtőn felszínre lépő és az édesvízi mészkőkúp oldalán végigfolyó víz hőmérsékletének változása is (7. ábra). A számítás során – figyelembe véve a mészkőkúp pereméből, ill. kürtőjéből gyűjtött karbonátminták oxigénizotóp értékeit – megállapítható, hogy a két szélsőérték közötti 1,5‰-es különbség ( $\delta^{18}\text{O} = 24\text{--}25,5\text{‰}$ ) mintegy 10 °C-os hőmérsékletcsökkenést jelez, ami a kürtő és peremi fácies távolságát, azaz a feltárás méretét tekintve (a két szélső értéket mutató mintagyűjtési pont távolsága kb. 15 méter) elfogadható. Az egyetlen, kiugróan alacsony  $\delta^{18}\text{O}$  értékű (23,2‰) karbonát (28 jelű minta, 2. táblázat) feltételezhetően másodlagos folyamatok hatására képződött, amelyet a számításokban így nem használtunk fel.

Meg kell jegyezzük, hogy a karbonátkiválás és az oxigénizotóp-összetétel kialakulásának mechanizmusa jóval bonyolultabb lehetett, mint a fentiekben vázolt modell. A felszínen áramló fluidum párolgása nem csak a  $\text{CO}_2$  eltávozását, hanem a víz oxigénizotóp-összetételének eltolódását is okozza. A kinetikus frakcionáció miatt a párolgás a víz pozitív irányú  $\delta^{18}\text{O}$ -változásában jelenik meg.

A mészkőkúp kalcitjában megfigyelt  $\delta^{18}\text{O}$ -változás így a víz oxigénizotóp értékének változásának is tulajdonítható lenne. Ebben az esetben nem számolhatnánk a hőmérséklet változásával, mivel a két, egy irányba ható folyamat (lehűlés és párolgás) jelentősebb eltolódást okozna a kicsapódó karbonát összetételében. Ugyanakkor egy kb. 15 méteres szakaszon történő vízfelfolyás esetén kb. 10 °C hőmérsékletcsökkenés mindenképpen feltételezhető (FOUKE et al. 2000). A megoldást a kiválás során fennálló izotópfractionáció változása adhatja meg. HERTELENDI & SVINGOR (1996) a recens egerszalóki karbonátkiválás esetében kimutatta, hogy a kifolyási pontnál nem egyensúlyi (annál kb. 1,5‰-kel nagyobb mértékű), míg attól távolodva egyre inkább az egyensúlyi körülményeket közelítő frakcionáció volt jellemző. Véleményünk szerint az ok a víz áramlási sebességében, és ezáltal a karbonát-víz izotópegyensúly beállításának valószínűségében kereshető. A jelen munkában vizsgált mészkőkúp képződése során hasonló, nem egyensúlyi frakcionációs folyamatot feltételezve a kürtőfácies esetében a számított  $\delta^{18}\text{O}$  (víz) értéknél a valós összetétel kb. 1,5‰-kel negatívabb lehetett. Az ettől az összetételtől a párolgásnak tulajdonítható vízügyesszételti eltolódás (kb. +0,5‰), valamint a kb. 10 °C-os hőmérsékletcsökkenés együttesen okozhatta a megfigyelt  $\delta^{18}\text{O}$  változást a kalcitban, ami magyarázatot adhat a vízösszetelti és hőmérsékleti számítások között megfigyelt ellentmondásra.

A Yellowstone Nemzeti Parkban lévő Angel Terrace forrásüledékét vizsgáló FOUKE et al. (2000) megállapította, hogy mind a  $\delta^{18}\text{O}$ , mind a  $\delta^{13}\text{C}$  értékek kimutathatóan





8. ábra. Az Angel Terrace, Yellowstone (FOUKE et al. 2000) szén- és oxigénizotóp-értékeinek eloszlása. A recens travertínó esetében jól látható az izotópterbeczek pozitív irányú eltolódása a forráskürtőtől távolodva, a lejtő fáiések irányában. Az ábrán nyíl jelzi a távolodást a feltáras középső területétől (kürtő) a peremi kifejlődés irányába

Fig. 8 Stable carbon and oxygen isotope distribution of the Angel Terrace travertine, Yellowstone (FOUKE et al. 2000). Significant positive shift in the measured isotope ratios observed along the flow path, from vent to the rims (shown by arrow)

nőnek a kürtőtől távolodva, a folyásirány mentén (8. ábra), akárcsak a vértési édesvízi mészkőkúp esetében (l. később 10. ábra). A forrásvíz a kilépési pontjánál átlagosan 73 °C hőmérsékletű, a belőle kicsapódó travertínó  $\delta^{18}\text{O}$  értéke 4‰ körül adódik (PDB skálán). Távolabb, a lejtő oldalán már csak 30 °C az édesvízi mészkövet kicsapó víz hőmérséklete, belőle pedig  $\delta^{18}\text{O} = 8,5‰$ -es értékű karbonát válik ki. Az észlelt eltérésnek nincsenek ásványtani okai, azaz nem az esetleges aragonit-kalcit szerkezetek közötti különbség okozza az izotóp frakcionációt (az adott hőmérsékleten). Az említett Angel Terrace-i travertínó feltáras izotópadatait ábrázolva (8. ábra), láthatjuk, hogyan változnak az izotóppozstételek a fáiéseknek megfelelően, ill. a kürtőtől távolodva: mind a szén-, mind az oxigénizotóp-értékét tekintve feltűnő a pozitív irányú eltolódás.

A magasabb hőmérsékleten (140–170 °C) képződött, DEMÉNY et al. (1997) által korábban vizsgált vöröskalcitellérek esetében szintén a magmás, primer víz oxigénizotóp összetétele támasztotta alá a szerzők által a mintákon mért  $\delta\text{D}$  (–27‰-tól –113‰-ig) és  $\delta^{13}\text{C}$  értéke (–3,2‰-tól –10,1‰-ig) is.

#### Stabilszén-izotópgéokémiai eredmények

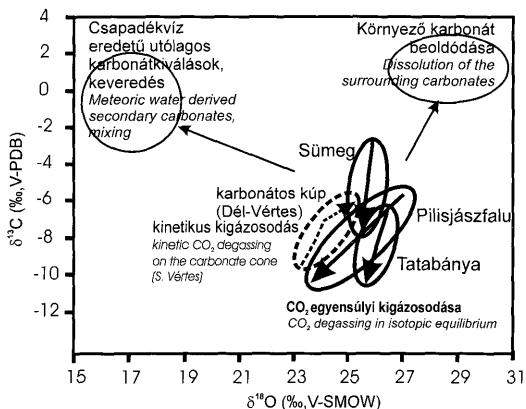
A petrográfiai zonáció meglétét és kialakulását mutatja a vízből kicsapódott karbonát szénizotóp értéke is. A különböző  $\delta^{13}\text{C}$  tartományok közel koncentrikus szerkezetet kirajzolva különülnek el (6. ábra). A kiugróan magas szénizotóp összetételű, 23 jelű mintát ( $\delta^{13}\text{C} = -5,8‰$ , II. táblázat) a modellezés során nem vettük figyelembe, de ez a mintavételezés sűrűsége miatt nem okozott adathiányt. Az izotópgéokémiai sajátosságok alapján két különböző fluidumfejlődési modell állítható fel. Létrejöhettett egyrészt az időben változó összetételű fluidumból való karbonátkiválás miatt, másrészt a forráskilépési ponttól távolodva a térbeli változékonyság következtében, azaz mészkőkúp már épülése során is eltérő összetételű (más és más  $\delta^{13}\text{C}$  értékű) zónákat rakott le.

A kérdés eldöntése a petrográfiai megfigyelések és az izotópgeokémiai jellegzetességek együttes vizsgálatával vált lehetségessé.

A fluidum oldott széntartalmának (vizes rendszerben elsősorban  $\text{CO}_2$ , ill.  $\text{HCO}_3^-$ ) megváltozásával, a kicsapódó karbonát  $\delta^{13}\text{C}$  értékében változás mutatkozik. Így a kialakult  $\delta^{13}\text{C}$  érték zonáció izokon felületeket jelöl. Ugyanakkor a terepi mintavételezés alapján megállapítható, hogy akár egy rétegen belül is jelentősen változik a karbonát szénizotóp-összetétele (6. ábra). Amennyiben viszont a feláramló fluidum, amelyből a karbonát kicsapódik, időben megközelítőleg állandó összetételű (izotóp-geokémiailag legalábbis) a következő folyamat hozhat létre  $\delta^{13}\text{C}$ -zonációt: a felszínre lépő vízből (elsősorban) a nyomáscsökkenés miatt kigázosodó  $\text{CO}_2$  kinetikus izotópfrakcionációt okoz (FRIEDMAN 1970). A könnyebb szénizotópot ( $^{12}\text{C}$ ) inkább a távozó gáz ( $\text{CO}_2$ ) viszi magával, míg a nehezebb izotóp ( $^{13}\text{C}$ ) visszamarad oldatban. Ennek következtében a forrástól távolodva egyre inkább a  $^{13}\text{C}$  dúsul, illetőleg abból egyre nehezebb szénizotópot szerkezetébe beépítő karbonát csapódik ki. Mivel a vízben oldott, szenet hordozó komponensek aránylag kis koncentrációban vannak jelen, minden olyan folyamat, amely megváltoztatja a fluidumból kicsapódó karbonát  $\delta^{13}\text{C}$  értékét, szembetűnő változást képes okozni. Ez a leginkább a  $\text{CO}_2$  kigázosodása miatt következhet be. A vizsgált feltárásban ez a jelenség úgy nyilvánul meg, hogy a feltételezett kürtő közelében mérhető a leginkább negatív ( $-9,5\%$ -nél kisebb)  $\delta^{13}\text{C}$  értékek, míg attól a feltárás peremi része felé fokozatosan növekedő szénizotóp arányokat tapasztalunk (6. ábra, maximum:  $-6,2\%$ , 1. mintán).

Hasonló folyamatot írt le FOUKE et al. (2000) az Angel Terrace forrásüledékén: a folyásirány mentén a kicsapódó travertín  $\delta^{13}\text{C}$  értéke  $2,7\%$  körül adódik (V-PDB skálán), míg távolabb, a lejtő oldalán  $\delta^{13}\text{C} = 5\%$ -es értékű karbonát válik ki (8. ábra).

A stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok megmutatták, hogy a mészkőkúpon mért izotóparányokat a képződés közben lejátszódó folyamatok egy része (hőmérséklet megváltozása,  $\text{CO}_2$  kigázosodása) megváltoztatta a felszínre lépő fluidum összetételéhez képest. Így a korábban leírt és megvizsgált vöröskalcitokkal történő összehasonlításhoz a mészkőkúp központi zónájában megtalálható, a képződmény kürtőjét képviselő karbonátminták izotópgeokémiai adatait használtuk fel. Mivel ezek a minták közvetlenül a primer összetételt tükrözik, összevethetők a Dunántúli-középhegység más területéről leírt zónás kifejlődésű vöröskalcitellérek összetételével. A kalcitellérek zónásságát a magmás eredetű fluidum fejlődése, a kigázosodás és a környező kőzetösszetéből származó, csapadékvíz eredetű fluidummal történő keveredés okozta (DEMÉNY et al. 1997). A szerzők a mért adatok alapján modellezték a primer, magmás eredetű fluidum  $\text{CO}_2$  kigázosodása során bekövetkező fejlődését, és megállapították, hogy annak kezdeti  $\delta^{13}\text{C} = -5,5\%$  értéke eltolódik:  $-7,5\%$ -tól  $-10,1\%$ -ig változó szénizotóp értékű karbonátok kialakulása hozva létre (9. ábra). Azaz a felszín alatt képződött vöröskalcitellérek kialakulása során a könnyebb szénizotópot tartalmazó karbonátok képződése felé tolódott a folyamat. Ennek oka a  $\text{CO}_2$  nagy hőmérsékleten történő, egyensúlyi (nem kinetikus) kigázosodása, ami a  $^{13}\text{C}$  eltávolozását okozza. A kialakult, könnyű szénizotópban dús karbonátok tökéletes átfedést mutatnak mind szén-, mind oxigénizotóp értékeiket tekintve a vizsgált edesvízi mészkőkúp kürtőjéből gyűjtött minták értékeivel (5. ábra). A felszínen ugyanakkor az ismertetett fejlődési trend megfordult,



9. ábra. A vizsgált dél-vértesi és a Dunántúli-középhegység már területéről már korábban leírt vöröskalcit-telének stabilizotóp-összetétele és a felismert izotópfractionációs, ill. keveredési trendek

Fig. 9  $\delta^{18}\text{O}$  (V-SMOW) vs.  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) plot of the studied carbonates (Southern Vértés Mts.) and the previously described red calcite dykes (Transdanubian Range). The observed isotope fractionations and mixing trends are also shown

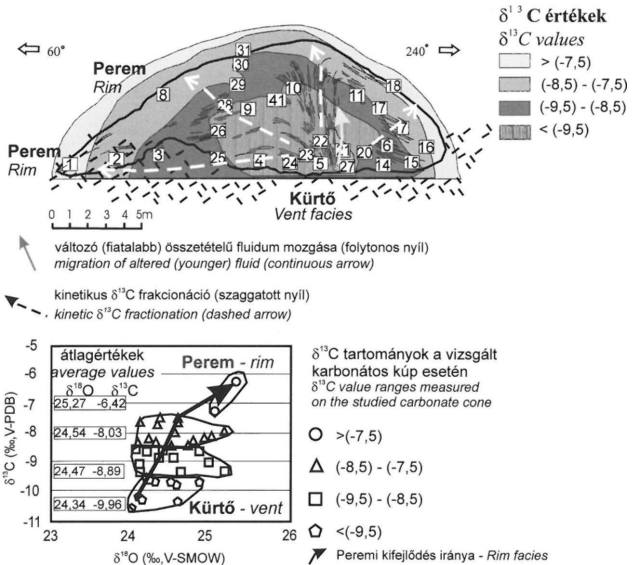
azaz a kürtőnél kilépő vízből az egyre nagyobb szénizotóp-értékű karbonátok csapódtak ki, ami kinetikus frakcionációra vezethető vissza (9. ábra).

### A vizsgált képződmény geokémiai összehasonlítása más édesvízi mészkövekkel

A vizsgált képződményt a recens és negyedidőszaki travertínókkal összevetve látható, hogy azok stabil szén- és oxigénizotóp összetételüket tekintve szintén jól elkülöníthetők (4. ábra). Emellett az édesvízi mészkövekre jellemző stabilizotóp-geokémiai jellegzetességek céljából a dél-vértesi mészkőkúpot összevetettük recens travertínó képződési környezetekkel. FRIEDMAN (1970) aktív travertínó üledéket lerakó források vizsgálatát végezte el. Munkájában megmérte a forráskürtő közelében, ill. attól távolodva a képződött karbonát  $\delta^{13}\text{C}$  értékét, ami 1,9‰, ill. 4,3‰-nek adódott. A vízkilépési ponttól távolodva tehát az édesvízi mészkövet alkotó karbonát a nehezebb szénizotópot dúsította magában. BOTTINGA (1968) munkájában  $\text{CO}_2$  (gáz),  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{H}_2\text{CO}_3$  komponensek között számolt egyensúlyi rendszerben  $^{13}\text{C}$ - $^{12}\text{C}$  megoszlásokat, és megállapította, hogy az eltávozó  $\text{CO}_2$ -ban a  $\delta^{13}\text{C}$  értéke 5,8‰-ról, 10,7‰-re nő a hőmérséklet 75 °C-ról 20 °C-ra való csökkentésével. Azaz – feltételezve az izotópos egyensúlyi állapotot – ha kizárólagosan a hőmérséklet lenne a meghatározó a képződő karbonát  $\delta^{13}\text{C}$  értékét tekintve, akkor a nehéz szénizotópot magában dúsító  $\text{CO}_2$  eltávozásával az oldatot

elszegényítené  $^{13}\text{C}$ -ban. Ehelyett  $^{13}\text{C}$ -dúsulást tapasztalunk, aminek magyarázata a  $\text{CO}_2$  nem egyensúlyi körülmények közötti, hanem kinetikus folyamatban történő eltávozására vezethető vissza. FRIEDMAN (1970) a tapasztalt  $\delta^{13}\text{C}$  értékeket a forrásvíz pH változásával, pontosabban a benne oldott formában jelen lévő  $\text{CO}_2$  eltávozásával magyarázza.

A petrográfiai és izotópgeokémiai megfigyeléseinket (10. ábra) összevetve az Angel Terrace-i travertin-előfordulással megállapítható, hogy a dél-vertesi édesvízi mészkő durvakristályos, illetve tús kalcitból álló zónája a kürtőfáciest (I. tábla) jeleníti meg, míg a kúpoldali porózus, laminált kalcit a lejtőfáciessel azonosítható (II. tábla). A  $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$  értékek korrelációja nagyfokú hasonlóságot mutat a forróvízes travertinók geokémiai sajátosságaival. A  $\delta^{13}\text{C}$  értékek jellegzetes eloszlása megerősíti a mészkőkúp szöveti bizonyítékait, miszerint a képződmény forráskúpként határozható meg. A nyomelemgeokémia és a mikroásványos összetétel, valamint a  $\delta^{13}\text{C}$  értékei alapján a forráskúp elkülönül a fiatal édesvízi mészkővektől. Az ujjlenyomat-szerűen megegyező geokémiai karakter alapján a képződmények



10. ábra. A vizsgált mészkőkúp szén- és oxigénizotóp-értékeinek eloszlása. Jól látható az izotóptételek pozitív irányú eltolódása a forráskürtőtől távolodva, a lejtő fáciések irányában. Az ábrán nyíl jelzi a távolodást a feltárás középső területétől (kürtő) a peremi kifejlődés irányába

Fig. 10 The measured stable isotopic composition and its distribution of the examined travertine cone. A remarkably positive shift can be recognised considering the stable carbon and oxygen isotope values from the vent moving to the slope facies (rim). Arrows shows the direction from the central vent to the rim facies

vöröskalcitokkal való genetikai rokonsága feltételezhető. Felmerül a kérdés, vajon „átörökölhette”-e a korábban kialakult felső-kréta (?) vöröskalcittelérek összetételét az esetlegesen később kialakult forráskúp karbonátanyaga. Ebben az esetben az idős karbonátanyag nagy mértékű oldódásával és alacsony hőmérsékletű újrakiválásával számolhatnánk. Ennek során a jelentős mennyiségű karbonáttömeg alacsony hőmérsékletű oldásánál-kicsapódásánál (<100 °C) fennálló frakcionációs folyamatok nem eredményezhettek volna a vöröskalcitokhoz hasonló  $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$  eloszlást. A magmás eredetű víztől eltérő, csapadékvíz eredetű pleisztocén vízzel (pl. a egerszalóki, budakalászi édesvízi mészkőelfordulások esetében), a vértési mészkőkúphoz hasonló összetételű karbonát létrehozásához 0 °C alatti vízhőmérséklet lett volna szükséges (7. ábra).

Ezek alapján a dél-vértési mészkőkúpot létrehozó fluidumok a vöröskalcit-telereket létrehozó illókkal rokon, azok fejlett, végső kifejlődését tükrözik.

A negyedidőszaki édesvízi mészkővektől eltérő, nagyobb koncentrációban megjelenő ritkaföldfém- és nyomelem-tartalom alátámasztja azt a megállapítást, miszerint a dél-vértési karbonátok képződése nem magyarázható csak a Földolomítban lezajló fluidummigrációval. A karsztrendszerben keringő vízből kicsapódott édesvízi mészkővekekkel ellentétben a dél-vértési édesvízi karbonátokat létrehozó fluidumokhoz magmás eredetű illó is hozzájárult.

### Következtetések

Vizsgálataink során az újonnan térképezett dél-vértési mészkőkúp és vöröskalcit-telerek kőzettani és geokémiai vizsgálatát végeztük el. A karbonátok szöveti vizsgálata alapján a területen két fő karbonátkifejlődés található: a szálfeltárásaként fennmaradt mészkőkúp édesvízi mészkő elfordulásként, míg a vöröskalcitok lepusztult kalcit telereként határozhatóak meg. A Köves-völgyben található édesvízi mészkő petrográfiai vizsgálatával elkülöníthetővé vált annak kürtője, és a feltárás szegélyzónáját alkotó lejtő-fáciése. A stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok tanúsága szerint az elfordulások képződéséhez magmás eredetű fluidum is hozzájárult. A mészkőkúp jellegzetesen zónás szénizotóp-összetételét az oldott karbonátot hordozó vízből történt  $\text{CO}_2$  gyors eltávolítása alakította ki. Az oxigénizotóppozíció változása a vízkilépési ponttól távolodva mintegy 10 °C hőmérsékletcsökkenéssel összhangban van.

Az elvégzett vizsgálatok során a karbonátokat összehasonlítottuk a Dunántúli-középhegység területéről ismert egyéb vöröskalcit-elfordulásokkal, amelyek pre-tetiai keletkezése, ill. késő-kréta kora bizonyított (KERCSMÁR 2004; HAAS et al. 1984). A karbonátok geokémiai adatai, járulékos ásványfázisai (pl. monacit, xenotim, rutil) hasonlóak a vöröskalcit-telerekben észlelt mikroásvány-összetételhez (DEMÉNY et al. 1997). A stabilizotóp-összetételek alapján a forráskúpot és a többi vöröskalcitot befogadó felső-triász Földolomít oldódása nem játszott döntő szerepet a vizsgált képződmények kialakulásában. Ezt a következtetést támasztják alá a ritkaföldfém-, urán-, illetve tórium-tartalmú akcesszórius ásványfázisok továbbá a monacit és xenotim szemcsék elfordulása is. Ezek kivétel nélkül a forráskúpra és a vöröskalcitokra jellemzők, a Földolomítban nem fordulnak elő. Ugyanakkor a vizsgált forráskúp és vöröskalcitok geokémiája karakterisztikusan különbözik a Dunántúli-

középhegység ÉK-i részéről és a Budai-hegységből ismert pleisztocén travertinó-kétől, ami az eltérő forrásra és fluidum áramlási rendszerre utal.

### Köszönetnyilvánítás

Az észlelési földtani térkép elkészítéséért köszönet illeti PEREGI Zsoltot. A nyomelem vizsgálatok elvégzésében dr. MOLNÁR Zsuzsa és dr. BALLA Márta nyújtott önzetlen segítséget. SIKLÓSY Zoltán az ELTE TTK Kőzettani és Geokémiai Tanszékén működő Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium (LRG) tagjainak tartozik köszönettel. A kutatást az OTKA T043690 (témavezető: GÁLNÉ Dr. SÓLYMOS Kamilla) számú pályázata támogatta. A publikáció az LRG 31. publikációja.

### Megjegyzés / végjegyzet

Amennyiben a vizsgált képződmények valóban a késő-kréta korú vöröskalcitellérekkel (DEMÉNY et. al. 1997) rokoníthatók, a karbonátok napjainkig való fennmaradásának feltételeit meg kell vizsgálnunk, különös tekintettel a Köves-völgyben található édesvízi mészkő előfordulásra, illetve FODOR et al. (2004) kutatási eredményeire, amely szerint a kápolnapusztai-süllyedék késő-neogén–negyedidőszaki (?) pull-apart süllyedék. A süllyedésbe torkolló Köves-völgy kora a szerzők véleménye szerint, így nem lehet késő-kréta. A Dunántúli-középhegység más területein (Sümege, Tatabánya, Pilisjászfalu) előforduló számos vöröskalcit-előfordulás zöme telér formájában maradt fenn (harántolva legtöbbször a Dachsteini Mészkő Formációt), akárcsak a dél-érteszi előfordulások (1–6. feltárás, 1. ábra). Ennek oka a nagy mértékű lepusztulás, amely a Dunántúli-középhegységben ismert. Ugyanakkor a Köves-völgyben feltérképezett mészkőkúp szöveti bélyegei alapján egy erodált, de szálfeltárában álló édesvízi mészkő előfordulásnak tekintendő. A feltűnő geokémiai hasonlóságok alapján, amelyek az összes előfordulásra jellemzőek, a köves-völgyi feltárás is besorolható a felső-kréta (?) magmás fluidum hatása következtében létrejött karbonátok (DEMÉNY et. al. 1997) közé. Így magyarázatként fel kell tételeznünk, hogy a környező karbonátos kőzet egy nagyobb üregében történhetett a karbonát kiválása. Hasonló, barlangban lejátszódó édesvízi mészkőképződés játszódik le a Denizli (DNY-Törökország) közelében található Kaklik-barlang esetében is. A barlang mennyezetének beszakadása folytán a felszínre került számos, a barlang légtérében jelentős tömegű travertinó üledéket lerakó termálvíz forrás is, amelyek két tektonikai törésvonal találkozásánál törtek a felszín felé. Bár a túlnyomórészt triász dolomitből álló Vértes hegységben a kőzetanyag kevésbé képes a karsztosodásra, de kisebb-nagyobb barlangok ki tudtak alakulni benne. A hegységben nyilvántartott 72 barlang (BÖRCSÖK 2002) közül a 106 méter hosszúságot elérő Gánti-barlang inaktív forrásjárat rendszere, és a híres őslénytani lelőhelyként nyilvántartott Csákvári-barlang (90 méteres hosszúsággal) érdemel említést.

### Irodalomjegyzék – References

- BOTTINGA, Y. 1968: Isotope fractionation in the system: calcite-graphyte-carbon-dioxide-methane-hydrogen-water. – Thesis, University of California, San Diego.
- BÖRCSÖK P. 2002: Barlangi túravezetői ismeretek. – Magyar Karszt és Barlangkutató Társulat p. 72.
- BUDAI T., FODOR L., CSILLAG G. & PIROS O. 2005: A Vértes délkeleti triász vonulatának rétegtani és szerkezeti felépítése. – *MÁFI Évi Jelentés* 2004, 189–203.
- CHAFETZ, H. S. & GUIDRY, S. A. 1999: Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray-crystal shrubs: bacterial vs. abiotic precipitation. – *Sedimentary Geology* 126, 57–74.
- CSÁSZÁR G. & PEREGI Zs. 2001: Középső-jura korszakbeli mega-hasadékköltés a Vértes DNY-i peremén. – *Földtani Közlöny* 131/3–4, 581–584.
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁC, M. 1992: Cenozoic evolution of the Intra-Carpathian area: a model. – *Tectonophysics* 208, 221–241.

- DEMÉNY, A. & HARANGI, SZ. 1996: Stable isotope studies and processes of carbonate formation in Hungarian alkali basalts and lamprophyres: evolution of magmatic fluids and magma-sediment interactions. – *Lithos* 37/4, 335–349.
- DEMÉNY, A., GATTER, I. & KÁZMÉR, M. 1997: The genesis of Mesozoic red calcite dikes of the Transdanubian Range Hungary: Fluid inclusion thermometry and stable isotope compositions. – *Geologica Carpathica* 48, 315–323.
- FARMER, J. D. 2000: Hydrothermal Systems: Doorway to Early Biosphere Evolution. – *GSA Today* 10/7, 1–9.
- FODOR L., CSILLAG G. & PEREGI Zs. 2004: A kápolnapusztai késő-neogén–negyedidőszaki (?) pull-apart süllyedék rekonstruálása komplex eredetű lepusztulási felszínnek alapján. – *MÁFI Évi Jelentés* 2002, 283–294.
- FODOR, L., MAGYARI, Á., KÁZMÉR, M. & FOGARASI, A. 1992: Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope Hungary: Record of Late Eocen continental escape of the Bakony unit. – *Geol. Rundsch.* 81, 695–716.
- FORD, D. & PEDLEY, H. M. 1996: A review of tufa and travertine deposits of the world. – *Earth Sci. Rev.* 41, 117–175.
- FOUKE, B. J., FARMER, J. D., DES MARAIS D., PRATT, L., STURCHIO, N., BURNS, P. C. & DISCIPULO M. K. 2000: Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot springs Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, USA. – *Journal of Sedimentary Research* 70/3 part A, 565–585.
- FRIEDMAN, I. 1970: Some investigation of the deposition of travertine from Hot Springs-I. The isotopic chemistry of travertine-depositing spring. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 1303–1315.
- FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J. R. 1977: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. – In: M. FLEISCHER (Ed.): Data of Geochemistry, U.S. Geological Survey Professional Paper 440-KK, 6th Ed., Reston, VA.
- FÜLÖP J., KNAUER J. & VÍGH G. 1965: Teljes jura szelvény a Vértes-hegységből. – *Földtani Közlemény* 95/1, 54–61.
- GATTER I. 1984: A karbonátos kőzetek érkitöltéseinek és a barlangok hévizes kiválásainak folyadékzárvány-vizsgálata. – *Karszt és Barlang* 1984/1, 9–18.
- GIDAI L. 1975: A várgesztesi területen végzett Eocén barnaköszén felderítő kutatás gyakorlati eredményei. – *MÁFI Évi Jelentés* 1973, 273–284.
- GUO, L., ANDREWS, J., RIDING, R., DENNIS, P. & DRESSER, Q. 1996: Possible microbial effects on stable carbon isotopes in hot-spring travertines. – *Journal of Sedimentary Research* 66/3, 468–473.
- HAAS, J. 1988: Upper Triassic carbonate platform evolution in the Transdanubian Mid-Mountains. – *Acta Geologica Hungarica* 31/3–4, 299–312.
- HAAS, J. & DEMÉNY, A. 2002: Early dolomitisation of Late Triassic platform carbonates in the Transdanubian Range (Hungary). – *Sedimentary Geology* 151/3–4, 225–242.
- HAAS, J., EDELÉNYI, E., GIDAI, L., KAISER, M., KRETZOI, M. & ORAVECZ, J. 1984: Geology of the Sümeg area. – *Geologica Hungarica ser. Geologica* 20, 365 p.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSZYN, L. & R. LEIN 1995: Significance of Late Permian–Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine–North Pannonian domain. – *Tectonophysics* 242, 19–40.
- HERNÁNDEZ, J. M., DIÉGUEZ, C., PUJALTE, V., ROBLES, S. & WRIGHT, V. P. 1998: Reconocimiento de acumulaciones travertínicas fósiles en la Fm. Aguilar (Kimmeridgiense–Berriasiense de Palencia y Burgos): implicaciones paleoecológicas y paleohidrológicas. – *Geogaceta* 24, 167–170.
- HERTELENDI, E. & SVINGOR, É. 1996: Carbon and oxygen isotope ratios in carbonates deposited from hot water emerged from a well Demjén No.42. – *Acta Geologica Hungarica* 39 suppl. Isotope Workshop, p. 71.
- JANSSEN, A., SENNEN, R., PODOOR, N. & KEPPENS, E. 1999: Biological and diagenetic influence in Recent and fossil tufa deposits from Belgium – *Sedimentary Geology* 126, 75–95.
- KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. 1985: Permian–Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric–Periadriatic Lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug Unit. – *Acta Geologica Hungarica* 28, 71–84.
- KELE, S., VASELLI, O., SZABÓ, Cs. & MINISALE, A. 2003: Stable isotope geochemistry of Pleistocene travertine from Budakalász (Buda Mts, Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* 46/2, 161–175.
- KELE, S., SKLÓSY, Z. & DEMÉNY, A. 2004: Depositional facies and stable isotope geochemistry of some Hungarian travertine occurrences. – *Ber. Inst. Erdwissenschaften K.F.–Univ. Graz.* 8. Isotope Workshop Volume, 75–77.

- KELE, S., KÖRPAŠ, L., DEMÉNY, A., KOVÁCS-PÁLFFY, P., BAJNÓCZI, B. & MEDZIHRAĐSZKY, Zs. 2006: Paleoenvironmental evaluation of the Tata Travertine Complex (Hungary), based on stable isotopic and petrographic studies. – *Acta Geologica Hungarica* 49/1, 1–31.
- KERCŠMÁR, Zs. 2004: A tatabányai vöröskalcittelérek szerkezetföldtani jelentősége. – *MÁFI Évi Jelentés* 2002, 163–174.
- KÖRPAŠ L. 1981: A Dunántúli-középhegység oligocén–alsó miocén képződményei. – *MÁFI Évkönyv* 64., 140p.
- MAROS Gy. 1988: A Vértes hegységi Vitány-vár környékének tektonikai értelmezése – *MÁFI Évi Jelentés* 1986, 295–310.
- MCCREA, J. M. 1950: On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. – *Journal of Chemical Physics* 18, 849–857.
- MCDONOUGH, W. F. & SUN, S. S. 1995: Composition of the Earth. – *Chemical Geology* 120, 223–253.
- MOLNÁR, Zs., KEOMLEY, G., BÓDIZS, D. & LENGYEL, Z. 1992: Application of neutron activation analyses in the Institute of Nuclear Techniques of Technical University of Budapest. – *Polytechnica Ser. Physics*. 1/1, 45–64.
- PENTECOST, A. 1995: Quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor. – *Quaternary Science Reviews* 14, 1005–1028.
- PEREGI Zs. & KÖRPAŠ L. 2002: Felső-kréta (?) forráskúpok a Vértes hegységben. – *Földtani Közlöny* 132/3–4, 477–480.
- SANT'ANNA, L. G., RICCOMINI, C., RODRIGUEZ-FRANCISCO, B. H., SIAL, N. A., CARVALHO, M. D. & MOURA, C. A. V. 2003: Recognition of a Paleocene travertine system in the Itaboraí Basin, southeastern Brazil. – *Geophysical Research, Abstracts* 5, 05615.
- SHEPPARD, S. M. F. 1986: Characterization and isotopic variations in natural waters. – In: VALLEY, J. W., TAYLOR, H. P. JR., O'NEIL, J. R. JR. (Eds.): *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. – Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 16, 165–184.
- SIKLÓSY Z. 2003: Dél-vértesi vörös kalcitok petrográfiai, geokémiai és izotópgeokémiai vizsgálata. – Diplomamunka ELTE Közöttani és Geokémiai Tanszék, 92 p.
- SZABÓ, Cs., KUBOVICS, I. & MOLNÁR, Zs. 1993: Alkaline lamprophyre and related dyke rocks in NE Transdanubia, Hungary: The Alcsutdoboz–2 AD–2 borehole. – *Mineralogy and Petrology* 47, 127–148.
- TARL, G. 1995: Eoalpine (Cretaceous) tectonics in the Alpine/Pannonian transition zone. – In: HORVÁTH, E., TARL, G., BOKOR, Cs. (Eds.): *Extensional collapse of the Alpine orogen and hydrocarbon prospects in the basement and basin fill of the Pannonian Basin. – Guidebook to Fieldtrip No. 6, Am. Ass. of Petr. Geol., International Conference and Exhibition, Nice, 133–155.*
- TARL, G., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. – *Tectonophysics* 208, 203–219.
- TAYLOR, H. P., FRECHEN, J. & DEGENS, E. T. 1967: Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from Laacher See District, West Germany and the Alno District, Sweden. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31, 407–430.
- TÓTH Á. & T. GECSE É. 1981: Dedolomitosisodott telérszerű kőzettestek a Nagygyeházi-medence felső-triász dolomitálgzatában. – *MÁFI Évi Jelentés* 1981, 181–200.
- WEIN Gy. 1977: A Budai-hegység tektonikája. – *Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa*, 76 p, Budapest.
- WOODS, K. L. 2003: Spring deposits within the palustrine carbonates of the Cretaceous Cedar Mountain Formation, Utah. – *GSA Seattle Annual Meeting, Paper No. 208–12.*

Kézirat beérkezett: 2005. 09. 01.



## Táblamagyarázatok – Explanations of Plates

### I. tábla – Plate I

1. A dél-vértesi édesvízi mészkő kézipéldánya (A jelű feltárás). Jól megfigyelhető a helyenként porózus kőzet laminált, mikrites és kristályos kalcitból álló zónáinak váltakozása. Esetenként szerkezete porózus  
*Image of a fresh water limestone hand specimen collected in the South Vértés Mts (outcrop A)*  
*The laminated rock consists of micritic and sparic zones. Occasionally the structure is porous*
2. Vörös, durvakristályos, zónás kalcit mikroszkópos képe (A jelű feltárás, kürtőfácies).  
*Microscopic image of reddish, coarse crystallised and zoned calcite (outcrop A, vent facies)*
3. Zónás, nyúlt kristályokból álló sugaras kioltású kalcit (A jelű feltárás, kürtőfácies). A kristályok a növekedési irányukkal párhuzamosan apró, fekete, gáztartalmú zárványokat fognak közre  
*Zoned, elongated radiaxial calcite with radial extinction (outcrop A, vent facies). Black gas inclusions are closed parallel with the growth direction of the crystals*
4. A karbonát képződésével szingenetikus eróziós, mikrokarsztos jelenségek (A jelű feltárás, kürtőfácies)  
*Presence of synsediment erosion and microkarst phenomenon (outcrop A, vent facies)*

### II. tábla – Plate II

1. Sűrűn laminált, mikrites és áttetsző pátos szövetű kalcit vékonycsiszolatos képe (A jelű feltárás, peremfácies)  
*Frequently laminated sparic and micritic calcite (outcrop A, rim facies)*
2. A mészkőkúp peremi fácieséből készített vékonycsiszolati képe. Sűrűn laminált szövetű kalcit (A feltárás, peremfácies)  
*Frequently laminated calcite collected at the rim of the carbonate cone (outcrop A, rim facies)*
3. A mészkőkúp (A jelű feltárás) peremi mintáiban megfigyelhető biogén eredetű csövek mikroszkópos képe. A kalcit szövetét átjáró képletek hosszúsága esetenként eléri az 500  $\mu\text{m}$ -t is  
*Biogenic derived tube-like forms cross-cutting the structure of calcite collected close to the rims. Their length can attain 500  $\mu\text{m}$  (outcrop A)*
4. Zónás kalcit növekedéséhez kapcsolódó biogén tevékenység nyoma (A jelű feltárás)  
*Biogenic tube-like forms connected to the growth boundaries of the calcite crystal (outcrop A)*

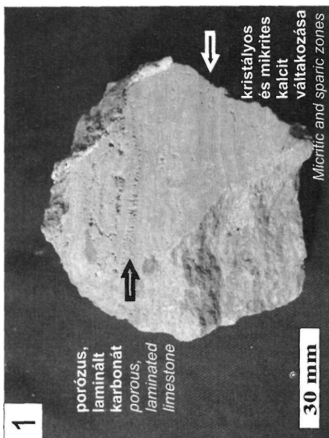
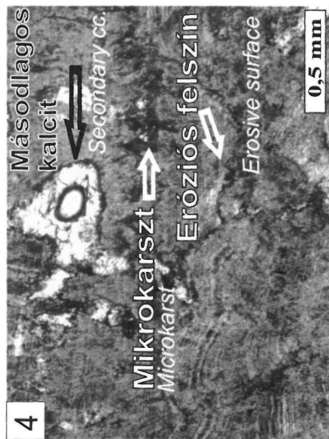
### III. tábla – Plate III

1. Vörös, durvakristályos kalcit makroszkópos képe (6. feltárás)  
*Photograph of coarse grained red calcite debris (outcrop 6)*
2. Nyúlt, lécszerű vörös kalcitkristályok (1. feltárás)  
*Elongated, lath shaped red calcite crystals (outcrop 1)*
3. Sűrűn laminált szövetű karbonátmintán vékonycsiszolatos képe. A víztiszta pátos kalcit és a sötét, mikrites, karbonát sűrű váltakozása figyelhető meg (2. feltárás)  
*Image of frequently laminated carbonate sample. The variation of the sparry calcite and darker micrit can be observed (outcrop 2)*
4. Pátos kalcitban biogén tevékenység nyoma (5. feltárás)  
*Marks of a biogenic activity in the structure of a sparic calcite (outcrop 5)*

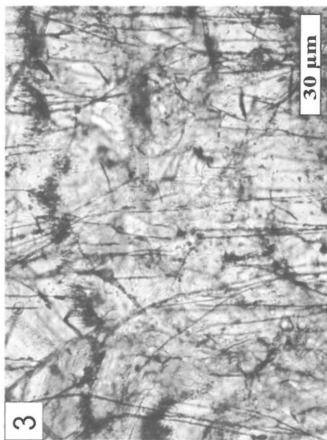
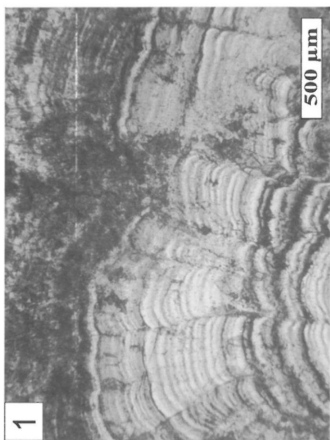
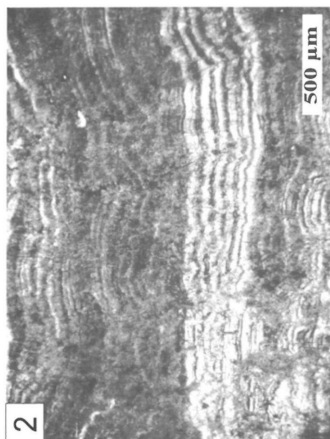
## IV. tábla– Plate IV

1. Kör keresztmetszetű, feltételezhetően bakteriális eredetű piritből kialakult Fe-oxid szekunder (SE) és visszaszórt (BSE) elektron képe  
*Secondary and backscattered electron image of a rounded, presumably bacterial derived Fe-oxide*
2. Kalcit szövetében ülő monacittörmelék visszaszórt (BSE) és szekunder (SE) elektron képe (a vékony gyűrűt a SE képen az elektronsugár okozta)  
*Secondary and backscattered electron image of monazite interbedded in calcite (the pale circle in the SE image was generated by the electron beam)*
3. Táblás monacitszemcse visszaszórt (BSE) elektron képe  
*Backscattered electron image of tabular monazite*
4. Nyúlt rutil és törmelékes cirkonszemcse visszaszórt (BSE) elektron képe  
*Backscattered electron image of elongated rutil and zircon debris*

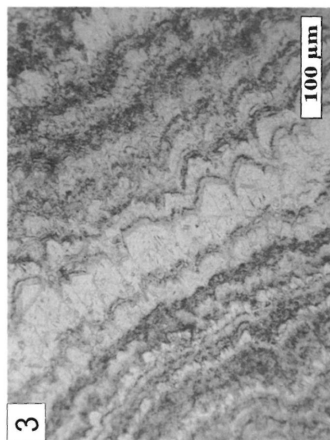
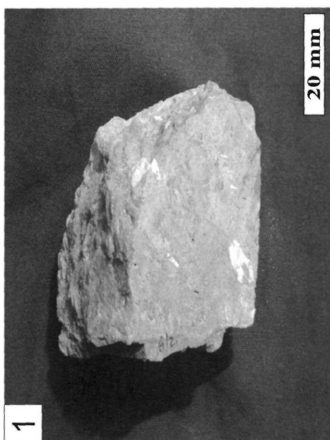
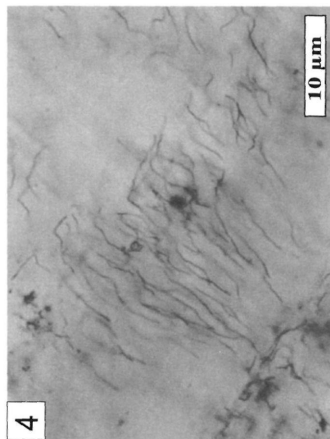
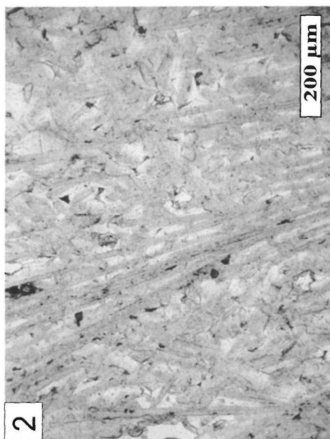
I. tábla – Plate I



## II. tábla – Plate II



III. tábla – Plate III



IV. tábla – Plate IV

