

Földtani érvek a vértesi Köves-völgy karbonátos forráskúpjainak késő-kréta(?) kora ellen

FODOR LÁSZLÓ¹, KERCSMÁR ZSOLT¹, SÁSDI LÁSZLÓ²,
HARANGI SZABOLCS³

¹ Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest Stefánia út 14.
² 2233 Ecsér, Bercsényi u. 6.

³ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz-Földtudományi Intézet,
Kőzettani és Geokémiai Tanszék, H-1117, Budapest, Pázmány Péter
sétány 1/c

*Geological arguments against a Late Cretaceous(?) age
for the freshwater limestone bodies in the Köves Valley,
(Vértés Hills, Hungary)*

Abstract

In a recent paper SIKLÓSY et al. (2006) — following PEREGI & KÖRPÁS (2002) and SIKLÓSY (2003) — described calcite bodies in the Vértés Hills, Hungary. The geochemical character of these bodies is supposed to be similar to those related to the Late Cretaceous(?) lamprophyre magmatism, known in the Transdanubian Range (HORVÁTH et al. 1985a, SZABÓ et al. 1993, GYALOG & HORVÁTH, 2004). The geochemical tracers would enable a Late Cretaceous(?) age to be confirmed for both the calcite dykes, and some of the travertine cones. In our short paper we list geological observations and arguments which support the Cretaceous – early Palaeogene age of the red calcite dykes, but which contradict giving the same age to the circular freshwater limestone.

The red, brownish red calcite dykes are exposed on a sub-horizontal denudation surface; the latter was formed in the course of several episodes of subtropical denudation during the Late Cretaceous to Middle Eocene (Figures 1, 2). Clasts of these dykes can be found in the basal conglomerate or limestone layers of Middle Eocene (Bartonain) age (KERCSMÁR 1995, 2004). These dykes are similar to those described in other parts of the Transdanubian Range, and they can be presumed to be related to Late Cretaceous lamprophyre magmatism (SZABÓ et al. 1993, DEMÉNY et al. 1997, GYALOG & HORVÁTH 2004). It is to be noted that in all except one case, the formation of the dykes cannot be better estimated than as having occurred in the Albian to Middle Eocene period.

On the other hand, the freshwater limestone bodies occur on the slopes of the Quaternary (Pliocene?) Köves Valley (Figure 3). If these bodies had formed in the Late Cretaceous the valleys would have existed already at that time. However, the Köves Valley terminates in the Kápolnapuszta depression, which started to form only in the Late Miocene (FODOR et al. 2004). The age of the valley (and thus the travertine cone inside) could hardly be older than Late Miocene.

We also question the possibility that the travertine cone would have been precipitated in subsurface caves; no formation mechanism of the caves (e.g. hydrothermal/descending cold water), no driving force for water circulation, and no other examples of appropriately sized caves have been discussed or demonstrated.

Finally, we comment on the conclusions drawn from the appearance of accessory minerals, such as monacite, xenotime, zircon and rutile in the travertine cones; these minerals are also cited as proofs of the connection with Cretaceous magmatic rocks.

These minerals are often angular in shape (SIKLÓSY et al. 2006, Table IV/2, 4) and can hardly be low-temperature hydrothermal in origin. It is probable (but not discussed in detail) that minerals were derived from denudation processes (e.g. wind or slope wash) and incorporated into the precipitating calcite on the surface, at the moment of water discharge.

Összefoglalás

A tanulmány kritika alá veszi SIKLÓSY et al. 2006-ban megjelent cikkét, amely a Vértés hegységi Köves-völgy környezetében megjelenő kalcit és édesvízi mészkőtestekről szól. Egyetértünk a szerzők, valamint PEREGI & KÖRPÁS (2002) korábban kifejtett álláspontjával, vagyis az édesvízi mészkőtestek forráskúp eredetével. Ugyanakkor földtani érvek, és a testek geomorfológiai helyzete alapján nem fogadjuk el a testek késő-kréta(?) korbesorolását: véleményünk szerint azok leginkább a pliocén(?)–kvarter folyamán keletkeztek. A forráskúp, más vörös kalcittelérek és a késő-kréta lamprofiros magmatizmus feltételezett geokémiai rokonságának bizonyítékai a cikkben nem meggyőzőek, mert véleményünk szerint a korrelációban fontos járulékos elemek nem kogenetikusak a forráskúpmészkővel.

Bevezetés

A Magyar Állami Földtani Intézetben jelenleg folyó vértési földtani térképezési munka számos kalcit-előfordulást mutatott ki a hegység teljes területén, meglehetősen nagy számban és szokatlanul nagy méretben (PEREGI & KÖRPÁS 2002, KERCSMÁR 2004, FODOR et al. 2004). Ezek közül SIKLÓSY et al. (2006) részletesen vizsgált néhány, a Vértés középső részén, a kápolnapuszta Köves-völgy környékén elhelyezkedő kalcit és édesvízmészkő-testet. A kétféle képződmény egyike a vörös, barna, (ritkábban rózsaszín vagy fehér), 1 m-nél általában keskenyebb, meredeken dőlő teléreként megjelenő kalcit, míg a másik egy nagyjából izometrikus, szürke, szürkésbarna rétegzett vagy laminált kalcittest, amit a szerzők édesvízi mészkőként írtak le. SIKLÓSY et al. (2006) részletesen dokumentálta a legnagyobb édesvízi mészkőtest (izotóp)geokémiai jellegét. Ezen bizonyítékok, valamint az édesvízi mészkő egyéb üledékföldtani, geometriai jellemzői alapján az édesvízi mészkőtestet forráskúpként határozta meg. E megállapítással, mely egybeesik PEREGI & KÖRPÁS (2002) valamint SIKLÓSY (2003) munkájának következtetésével, magunk is egyetértünk. SIKLÓSY et al. (2006) azonban tovább ment ennél; a kalcittelérek és az édesvízi mészkő (a továbbiakban forráskúp) anyagának geokémiai hasonlósága alapján a kétféle képződmény korbelti azonosságát is kimondta, azt állítva, hogy mind a telérek, mind a forráskúp(ok) a késő-kréta(?) idején, a Dunántúli-középhegység más részein ismert (HORVÁTH et al. 1985a, SZABÓ et al. 1993, GYALOG & HORVÁTH 2004) alkáli ultrabázisos („lamprofiros”) magmatizmushoz kötődően jöttek létre.

Hozzászólásunkban arra világítunk rá, hogy a terület földtani alapadatainak elemzése alapján a forráskúpok késő-kréta(?) korbesorolása mennyire nehéz, véleményünk szerint lehetetlen; sokkal valószínűbb — ha nem az egyetlen megoldás — a forráskúpok pliocén(?)–pleisztocén értelmezése. Írásunk célja az is, hogy rávilágítson: az értelmezések, következtetések levonásakor az „egyszerű” terepi földtani adatoknak és az azokból levezetett megfontolásoknak alapvető szerepük van — a mégoly modern anyagvizsgálati módszerekkel szemben is.

A kalcittelérek és a forráskúpok általunk javasolt eltérő kora természetesen felveti azt a kérdést, hogy a fennálló, és a véleményünk szerint nem egyértelműen bizonyított geokémiai hasonlóság jellemezhet-e két eltérő korú, bár térben közeli képződményt? Bár erre a kérdésre adandó válasz meghaladja e rövid tanulmány kereteit, de az világos számunkra, hogy a földtani megfigyelés és elemzés alapelemeit nem lehet „megszegni” a geokémiai adatok e közvetett, a földtani kor kérdését érintő értelmezésénél. Azt is mondhatjuk, a kor megállapítása terén a földtani adatoknak „elsőbb-sége” van más, közvetett (így geokémiai) adatokkal szemben (is).

A forráskúp(ok) völgybeli helyzete, mint a kréta kornak ellentmondó földtani adat

A terület észlelési földtani térképét PEREGI készítette el 1999–2000 között. További terepi megfigyelések és szerkezetföldtani elemzés után FODOR et al. (2004) publikálta a negyedidőszaknál idősebb képződmények térképét. Jelen térképünkön feltüntettük a főbb negyedidőszaki képződményeket, elválasztva a völgykitöltéseket és a platókat részben fedő eolikus-eluviális-deluviális képződményeket (1. ábra). Utóbbiak komplex eredetű lepusztulási felszíneken jelennek meg. Korábbi térképünkön (FODOR et al. 2004) a forráskúpokat nem tüntettük fel, mivel azokat negyedidőszakinak tartottuk. A térképen látható, hogy a nem telérszerű megjelenésű édesvízimésző-testek a kanyargó Köves-völgy alján vagy oldalában helyezkednek el.

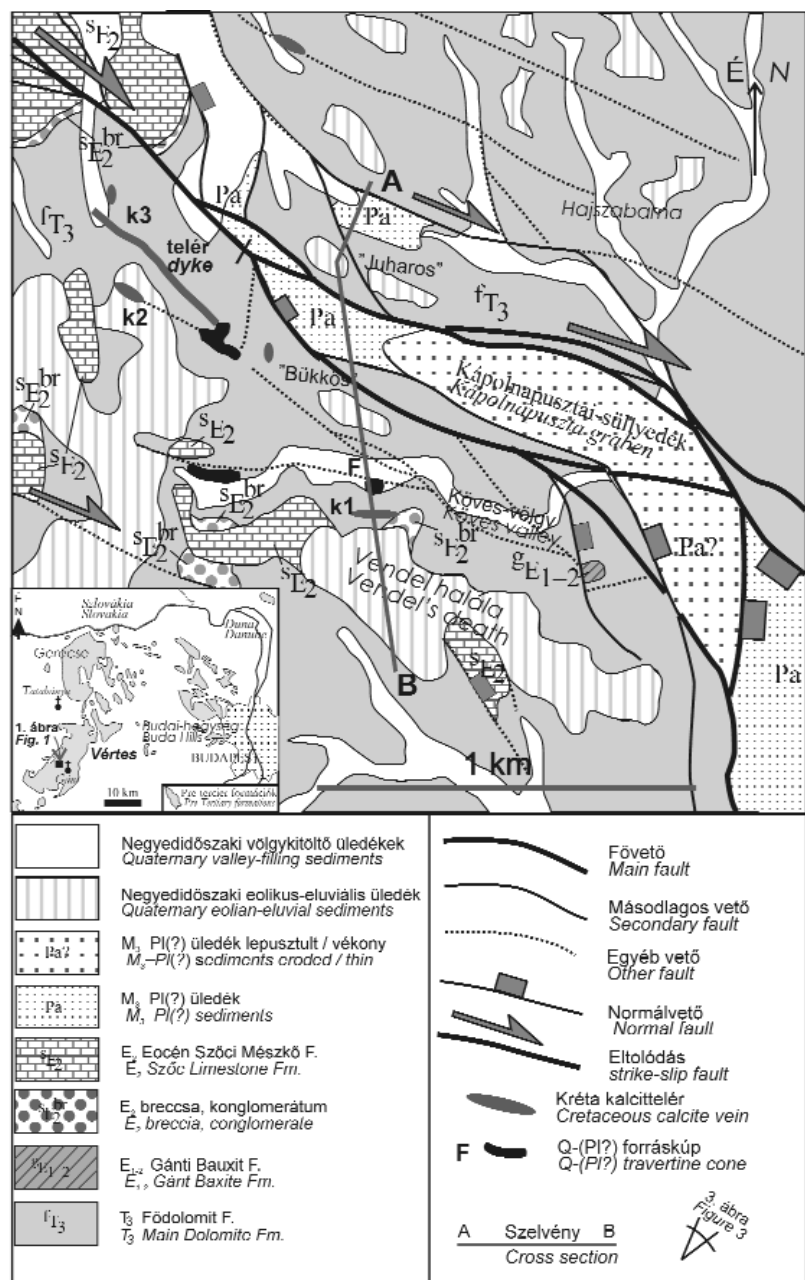
Terepbejárással ellenőriztük néhány vörös kalcittelér lefutását. Ennek során az

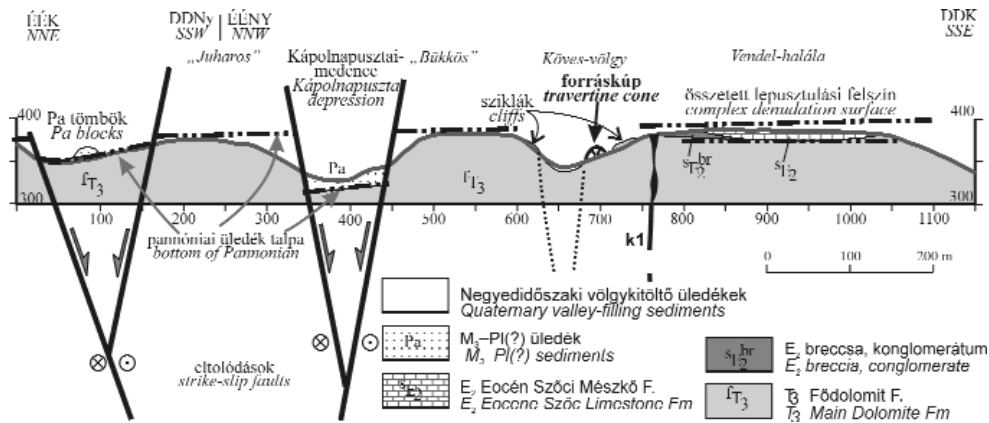
1. ábra. A vértesi Köves-völgy környezetének földtani térképe. PEREGI Zs. felvétele és FODOR et al. (2004) szerkesztése alapján

Figure 1. Geological map of the environs of the Köves Valley, Vértess Hills, Hungary, after the field work of Zs. PEREGI and compilation of FODOR et al. (2004)

egyik telért lényegesen hosszabban, mintegy 300 méteren keresztül tudtuk követni az egyik völgyoldalon (k3 az 1. ábrán). Bár a telér kibukkanását kisebb vízmosások megszakítják, a térképen egységesen ábrázoltuk.

A következőkben elemezzük a karbonáttestek helyzetét és azok krétába való sorolásának földtani következményét. A 2. ábrán a legjobban vitatott forráskúp szelvénybeli helyzetét láthatjuk. Világos, hogy a forráskúp egy völgy oldalában, annak alsó harmadában jelenik meg (3. ábra). Amennyiben a kalcittelér valóban forráskúp, akkor a mai völgy nagy része már a forrás működésekor is létezett. Ha a forráskúp késő-kréta korú lenne, akkor a völgy is létezett volna már a krétában, a mai kanyargós térképi lefutáshoz és a mai keresztmetszethez igen hasonló alakkal! Úgy véljük, ez nem képzelhető el. A völgyben egyeduralgok a negyedidőszaki bevágódásra utaló bélyegek, lejtőtörmelék,





2. ábra. Földtani szelvény a Köves-völgyön keresztül. A kérdéses forráskúp a völgy oldalában helyezkedik el. Mellette egy vörösbarna kalcittelér látható (k1). Mindkét test az összetett lepusztulási felszín alatt jelenik meg, amelyet a kvarter völgybevágás szakít meg

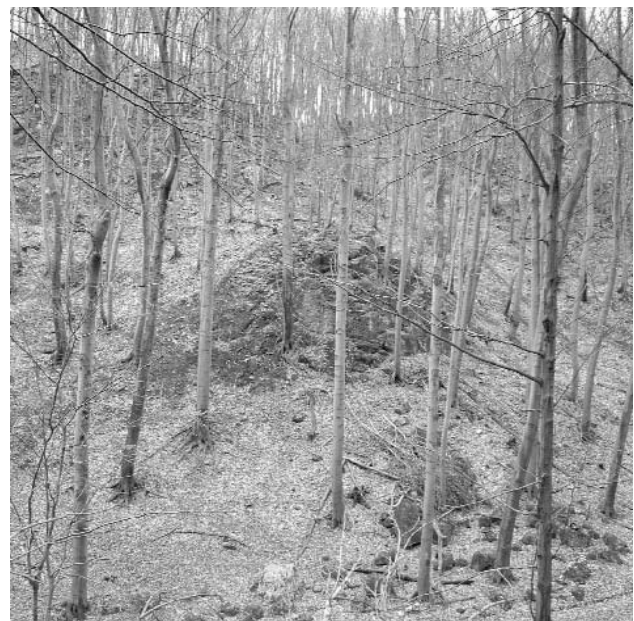
Figure 2. Geological section across the Köves Valley. Note the position of the travertine cone on the slope. In a higher topographic position, a red calcite vein occurs (k1). This vein and the travertine cone can hardly be coeval. Note the complex denudation surface above, which is truncated by the incision of the Köves Valley in the Quaternary

lesuvadt blokkok, csuszamlások, proluviális-deluviális üledékek. Másrészt, kréta völgyformálódásnál a völgy kitöltődött volna valamilyen (felső-kréta vagy paleocén, esetleg csak eocén) üledékekkel, ennek azonban semmi nyoma, pedig legalább a forráskúpok lepusztulási árnyékában maradni kellett volna belőlük. Nem valószínű, hogy a későbbi lepusztulás a völgykitöltő üledékeket teljesen eltávolította, meghagyta volna a forráskúpokat.

A földtani kor szempontjából egy másik fontos szempont, hogy a völgy a Kápolnapusztai-medencébe torkollik. Ha a völgy (vagy annak legalább kétharmad mélysége) létezett volna már a krétában, akkor 1) vagy a Kápolnapusztai-medencének is léteznie kellett volna, 2) vagy a medence-üledékek alatt kellene a Köves-völgy idős folytatását megtalálnunk. Azonban, FODOR et al. (2004) fúrásokra és térképezésre alapozott elemzése megmutatta, hogy ez a süllyedék késő-miocén vagy fiatalabb korú és a medence-kitöltő pannóniai üledékek alatt nincs nyoma egykori völgynek. A krétában tehát a Köves-völgy nem torkolthatott az akkor még nem létező medencébe.

A szelvény déli szakaszán megjelenik egy barnászörös kalcittestecske is, amit KÖRPÁS & PEREGI (2002) térképe nem ábrázol (k1 az 1. ábrán). A feltérési viszonyok miatt csak ~ 40 m hosszban és < 1 m szélességben látható, felső része már a Vendel-halálán megjelenő lapos platót éri el. Itt PEREGI & KÖRPÁS (2002) eocén breccsa foltot jelez. Ez az előfordulás telérnek tűnik, bár felső része esetleg az eocén alapbreccsa klasztjainak is tartható — ennek az előfordulás igen keskeny volta mond ellent. Ha a völgyoldali és platón levő kalcittestek ugyanolyan korúak (SIKLÓSY et al. 2006 szerint késő-kréta), akkor nehéz elképzelni, hogy topográfiailag egy telér alatt jelenjen meg egy egykorú forráskúp! Ezek szerint **vagy nem egykorú a két kalcittest, vagy a völgyoldali nem forráskúp!** Mivel ez utóbbit az előbb kizártuk, így marad az eltérő kor valószínűsítése. Hasonló, platón levő teléres kalcittest a k2 előfordulás is (1. ábra), tehát ez a geometriai helyzet nem egyedi, több telér is topográfiailag a forráskúp felett jelenik meg.

A szelvény déli szakaszán, a Vendel-halálán a triász Földolmit Formáció kibillentett rétegei egy közel vízszintes lepusztulási felszín mentén lenyesődtek. A lepusztulás jellege és geometriája alapján trópusi-szubtrópusi tönkfelszínt (etchplaint) kell látnunk a morfológiai elemekben (MINDSZENTY et al. 1989, KAISER, 1997.). E felszínre települ az eocén mészkő, így a lepusztulás kora késő-kréta és/vagy kora-paleogén lehet. A mai morfológia és a közvetlen környék adataiból világos, hogy többször exhumált és kissé átalakított (alacsonyított) lepusztulási felszínnel van dolgunk (FODOR et al. 2004). Ilyen, kissé átalakított kréta-eocén lepusztulási felszín a Dunántúli-középhegységben igen gyakran megjelenik (MINDSZENTY et al. 1989, PÉCSI 2001). Ami a völgybeli forráskúpok szempontjából prob-



3. ábra. A köves-völgyi forráskúp látképe ÉK-ról nézve. Jól láthatóan a negyedidőszaki völgy oldalában helyezkedik el

Figure 3. View of the Köves Valley travertine cone looking from NE. Note its topographic position on the slope of the Quaternary valley

léma, hogy a trópusi–szubtrópusi tönkfelszíneket igen ritkán tagolják a tönkfelszín alá nyúló völgyek. Márpedig SIKLÓSY et al. (2006) illet tételéz fel a forráskúp krétába sorolásával.

A többlépcsős lepusztulási folyamat utolsó fázisában jöhettek létre azok a kalcitkavicsok, kalcittöredékek, amelyeket az eocén mészkőben makroszkóposan és csiszolatban is láthatunk: konkrétan, a Vendel-halálán (PÁLFALVI 2007), a tatabányai Keselő-hegyen (KERCSMÁR 1995, 2004) és máshol is a Dunántúli-középhegységben. Ezek a kavicsok a morfológiai platót elérő, ma is meglevő telérekből származnak. Azonban nem származhatnak a völgyoldali „forráskúpokból”, hiszen azok soha nem voltak és nem lehettek olyan magasan, mint a középső-eocénben törmelékforrásul szolgáló, plátón megjelenő telérek, a kalcitklasztok valódi forrásai. Így tehát mind a kréta–eocén lepusztulási folyamatok jellegei és a keletkezett felszínek geometriája, mind a lepusztulás utolsó eredménye (üledéke) a **telérek kréta–középső-eocén korára igen, a forráskúp kréta korára nem** adnak bizonyítékot!

A szerzők a forráskúp völgybeli elhelyezkedését egy érdekes, de nem alátámasztott ötlettel kívánják megoldani. A szerzők ötlete, amely szerint a forráskúp egy barlangban vált volna ki, nincs megfigyelésekkel alátámasztva. A világon máshol létező barlangi forráskúpokra nincs forrásmunka megjelölve, így azok léte, befogadó közete stb. nem ellenőrizhető és nem vehető össze a vértesi esettel. Jelen ismereteink szerint a Morva-karszton levő Zbrasoviban előfordulnak kis méretű, feláramló melegvízből keletkezett forráskúpocskák (TAKÁCSNÉ BOLLNER K. szövegi közlés). Viszont akkor a Köves-völgynek barlang-felszakadásos eredetűnek kellene lenni — ez menti meg a barlangot a kitöltéstől — az viszont más formájú lenne.

A ma ismert legnagyobb vértesi barlang, a Gánti-hasadékbarlang sem hosszabb 106 méternél (SZILI 1996). Ez, és a Kápolnapuszta körzetében levő levő Jenő-lyuk és Borostyános-barlang kb. 10 m-es járata tektonikus repedések mentén kialakult keveredési korróziós eredetű üregrendszerek, melyben ásványos kitöltés nincs, üledékes kitöltése jelenlegi ismereteink szerint holocén. A hévízes keletkezésű Vértessomló-barlang hasonló formakincsű üregeiben viszont kizárólag barit található (TAKÁCSNÉ BOLLNER 2003), amely nehezen rokonítható a forráskúp kalcitos anyagával és keletkezése Budai-hegységi analógiák alapján oligo-miocén fedettkarsztos fázis (KRAUSZ 1983, NÁDOR & SÁSDI 1991) során történhetett. A Csákvári-barlangot formakincse alapján kis hozamú leszálló vizek által módosított hasadéklarlangnak tekinthetjük.

Hozzátehetjük a fenti gondolatsorhoz azt is, hogy a cikk végig felszíni forrásműködést feltételez; sehol nem jelenik meg olyan (a lektor által már kifogásolt) utalás, mennyiben befolyásolta volna a mért izotóparányokat, a leírt folyamatokat az a tény, ha nem felszíni, hanem barlangi forráskúp-ként (a légkörrel nem szabadon kommunikáló térben) történik a kiválás.

Paleokarsztos üregben létrejött barlangi képződményre van példa a Vértés É-i részéről, a tatabányai Kálvária-

hegyről, ahol egy egykori üregben, a középső-eocén karbonátos üledékképződést közvetlenül megelőző időszakban keletkezett vörösbarna színű cseppkőképződmény található (KERCSMÁR in BUDAI et al. 2008). Az üreget a meginduló karbonátos üledékképződés során eocén mésziszap töltötte ki, ami magába ágyazva, épségben őrizte meg az eredeti, függő helyzetben maradt cseppkővet. Egy hasonló példát SÁSDI (2006) ismertet a pilisi Strázsa-hegyről. Vagyis az eocén karbonátos üledékképződést közvetlen megelőző időszakban léteztek karsztos üregek. Ezek alapján a szerzők magyarázatával egyetértésben elvileg elképzelhető barlangi forráskúp kialakulása, de nem a késő-krétában, hanem legkorábban is a középső-eocénben. Megjegyezzük, hogy ez magyarázatul szolgálhat a fluidum jelentős tengervízzel való keveredésére, hiszen tengerparti környezetben, illetve tengerközben a karsztos rendszerek porusvíztartalmára tisztán tengeri, tengeri és meteorikus vízzel kevert és tisztán meteorikus vízzel telített zónák jellemzőek (HAAS 1998). Bár ez a megoldás segítheti a telérek és a forráskúp keletkezésének egységes magyarázatát, de továbbra is fennállnak a jelentősen eltérő topográfiai helyzetből, az esetleges barlangot kitöltő üledék hiányából eredő problémák, amelyek a forráskúp kréta(?)–eocén korának értelmezését igen megnehezítik.

Kogenetikuss-e a megfigyelt ásványegyüttes?

SIKLÓSY et al. (2006) a kalcit mellett egyéb járulékos ásványokat, monacitot, xenotimot, cirkont, rutilt is megfigyelt. A szerzők ezen ásványoknak a magmás eredet tekintetében nagy jelentőséget tulajdonítottak, mivel véleményük szerint ezek az ásványszemcsék mély forrású fluidumra utalnak, következőképpen a késő-kréta lamprofiros magmatizmushoz kapcsolhatók, ami szerintük szintén bizonyítja a forráskúp késő-kréta(?) korát. A szerzők azonban nem részletezik érveiket ennek alátámasztására, azaz hogy a felsorolt ásványszemcsék vajon valóban lamprofiros magmából származnak-e, és nem adják meg a vizsgált minták mintaszámát sem, vagyis nem egyértelmű, hogy a járulékos ásványokat nem a forráskúp környezetében található vöröskalcittelérekéből származó mintákból írták-e le? Kibontatlan marad az a kérdés is, hogy hogyan kerülhettek bele ezek az ásványok a késői, hidrotermális fluidumokba? Megítélésünk szerint az ásványegyüttes inkább metamorf és granitoid képződményekből származhat, semmint egy ultra-mafikus lamprofiros magmás kőzetből. Elképzelhető az is, hogy a töredékes ásványszemcsék forrása valamelyik felszíni harmad- vagy negyedidőszaki terciér üledék (pl. bauxit) is lehet. A bemutatott fényképeken és a szövegben egyaránt (IV. tábla, 2–4) világos, hogy legtöbbször szögletes, nem saját alakú ásványokról van szó, amint azt a szerzők maguk is elismerik: „sokszor csak töredékként, illetve repedéskitöltésben elhelyezkedve található” (SIKLÓSY et al. 2006, 376. oldal). Mindez azt sugallja, hogy a felsorolt ásványok törmelékes eredetűek, amelyek egy feláramló oldatba belesodródhattak vagy a forrásmész-
kő

kiválása közben a felszínről (pl. lejtőmozgással vagy szél által szállítva) kerülhettek be a kalcitanyagba.

A vöröskalcittelérek kora

Az egyetlen hely, ahol a telérek szűk időintervallumba szoríthatók, a sümegi Sintérlapi-kőfejtő. Itt a közel függőleges apti crinoideás mészkő (Tatai F.) rétegeit áttörve, a vízszintes senon üledékeket nem érintve jelennek meg (HAAS et al. 1984). Koruk így albai–coniaci lehet. Ugyanakkor, a többi esetben csak eocén vagy fiatalabb fedőt lehet igazolni. Az is ismert, hogy az eocén sorozat legelső rétegei (breccsa, konglomerátum, Szépvölgyi Mészkő, a Tokodi F. homokköve) számos helyen, így a Budai-hegységben, Gerecsében, Pilisben és a Vértesben is tartalmaznak áthalmazott vöröskalcittelérdarabokat és a vöröskalcithez köthető cseppkődarabokat (WEIN 1977, NÁDOR & SÁSDI 1991, KERCSMÁR 1995, 2004, SÁSDI 2000, 2004, 2006, PÁLFALVI 2007). Egy helyen (Pilisjászfalu) oligocén homokkőben található cseppkőkavicsok (SÁSDI 2000). Így a legtöbb esetben csak „késő–kréta–kora–paleogén” vagy „késő–kréta–kora–eocén” intervallum adható meg a telérek és az esetlegesen hozzájuk köthető cseppkővek keletkezési idejeként. A vöröskalcittelérek korbéli bizonytalanságát tovább erősíti, hogy a Köves-völgy környékén levő hosszú telérben (és más vértési előfordulásoknál) a vöröskalcit mellett, a kalcittal váltakozva üledékes laminák figyelhetők meg. Ezek anyaga makroszkóposan vörös, sárgás aleurolit, agyag. Nem oldja meg a kérdést a kalcit vörös színének eredetvizsgálata sem, mivel NÉMETH (2006) TDK kutatásai szerint a vörös színt a kalcitkristályok mikronövekedése közbeni szünetben, a kalcitkristályokat bevonó vas-oxid okozza, ami alapján felvethető az üledék és a vas-oxid film kréta vagy eocén bauxittal, bauxitos agyaggal való kapcsolata.

A kor pontos ismeretének abból a szempontból van jelentősége, hogy milyen magmás esemény hozható kapcsolatba a telérekkel. A leginkább „gyanúsított” lamprofiros magmatizmus teléreinek kora a Velencei-hegységben, GYALOG & HORVÁTH (2004) összesítésében 77,6±3 M év (BALOGH et al. 1983), 69 M év, (HORVÁTH et al. 1985a, b) és 60 M év (BAGDASZARIAN 1989). Ez az intervallum (vagy akár a legpontosabban megadott legidősebb kor) nem fed át a sümegi telér korával, annál fiatalabb. Ezt a tényt érdemes figyelembe venni az analógia keresésénél, és a telérek korának megadásánál, még ha a K/Ar kormeghatározás hordoz is némi bizonytalanságot.

A geokémiai korreláció kérdése

Felvetődik az a kérdés is, hogy helyes-e a forráskúp kalcitja és édesvízi mészköve, valamint a földtani érvek alapján késő–kréta–középső–eocén vöröskalcittelérek kora közötti geokémiai eredmények alapján felállított korreláció? A kérdéskör részletes vitája nélkül néhány gondolatot

vetünk fel. SIKLÓSY et al. (2006) szerint a korreláció alapja a forráskúp kalcitjainak és a késő–kréta–középső–eocén korúnak tartható vöröskalcittelérek O^{18} és C^{13} stabilizotóparányának egyezése, ami véleményük szerint azonos genetikájú kialakulást jelez, amelyen belül eltérés esetleg a kiválási hőmérsékletben lehet. Logikusnak tűnik tehát a következtetés, hogy az azonos stabilizotóp összetételű és genetikájú kalcitok azonos korúak.

Véleményünk szerint azonban SIKLÓSY et al. (2006) által közölt geokémiai adatok nem igazolják ezt az állítást, sőt éppen hogy az adatok alapján a forráskúp kalcitjainak és a vöröskalcitteléreknek különbözőségét állapíthatjuk meg. A szerzők által közölt adatokból és DEMÉNY & KÁZMÉR (1994) és DEMÉNY et al. (1997) vizsgálataiból jól kitűnik, hogy a Sümeg és Tatabánya környékén található vöröskalcittelérek mintáinak $\delta^{18}O$ és $\delta^{13}C$ értékei ($\delta^{18}O=26-27\%$, $\delta^{13}C=-9-1\%$) magasabbak, mint a forráskúp hasonló $\delta^{18}O$ és $\delta^{13}C$ stabilizotóp értékei ($\delta^{18}O=23,2-25,5\%$, $\delta^{13}C=-10,6- -5,8\%$). Mindezeket figyelembe véve és a szerzők által felállított geokémiai modell alapján jól elkülönül egymástól a magmatogén primer vízből kivált sümegi és tatabányai mintacsoport, és a modell alapján, de a szerzők által eleve kizártan jelentős tengervíz is tartalmazható (KERCSMÁR et al. 2007), kérdéses fluidumból kivált forráskúp mintáinak csoportja. SIKLÓSY et al. (2006) által közölt adatokból leginkább az tűnik ki, hogy a forráskúp és a vöröskalcittelérek kialakulása nem kapcsolható azonos eredetű oldatokhoz, ezáltal a forráskúp képződésének kora nem párhuzamosítható a vöröskalcittelérek korával. Ezt figyelembe véve, a szerzőkkel ellentétben KERCSMÁR et al. (2007) nem zárja ki a tengeri-, és meteorikus freatikus kevert zónás pórusvíz jelenlétét, ami ugyan a későbbiekben megoldandó geokémiai és ökoszférai problémákat eredményez, de felveti az eredeti fluidum paleogén magmatizmushoz kötődésének lehetőségét is, mint lehetséges magyarázatot a kalcitkiválási fázisok különbözőségére.

Bár a tengervíz jelenléte megoldandó geokémiai és ökoszférai problémákat vet fel, az adatokból jól kivethető a forráskúp kalcitja és a vöröskalcittelérek nem azonos genetikához kapcsolódnak, ezáltal a forráskúp kora nem párhuzamosítható a vöröskalcittelérek korával.

A szerzők részletes nyomelem összetételadatokat is közölnek, amelyeket szintén felhasználnak következtetésük levonásában. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy az elemek többsége esetében a koncentrációértékek az alkalmazott analitikai módszer kimutatási határának közelében vannak, azaz óvatossággal kezelhetők. Ugyancsak problémát vet fel, hogy nincsenek összhangban SIKLÓSY et al. (2006) I. táblázatában közölt adatok a 3. ábrán bemutatott nyomelem-eloszlási görbékkel (azaz az eloszlási görbék nem a közölt minták adatait tartalmazzák)! Az I. táblázatban közölt adatok alapján csupán egy minta mutat némileg magas U-tartalmat (2.9 ppm), ami azonban könnyen származhat a korábbiakban felsorolt járulékos ásványokból is. Azaz, az amúgy nyomelemszegény kalcitokban fellépő pozitív U-anómália esetleges, alapvetően attól is függ, hogy az elemzett mintába kerül-e bizonytalan

eredetű járulékos ásványszemcse! Összességében úgy véljük, hogy a nyomelemdatokból komolyabb következtetés nem vonható le.

Összefoglalás

Összegezve kritikánkat, megállapítjuk, hogy a vértesi Köves-völgy környékének hosszan elnyúló vörösbarna, szürkésbarna, vörösesfehér kalcitjai telérként jelentek meg a kréta és/vagy eocén szerkezetalakulás (és a valószínűleg kapcsolódó magmatizmus) folyamán. Esetleges feszíni kapcsolatuk lepusztult a komplex kréta–középső-eocén trópusi–szubtrópusi tönkösödési folyamatok során, törmelékeik bekerültek a legidősebb fedő, a Szóci Formáció mészkővébe. Mivel a forráskúpot alkotó édesvízmészkőtestek messze a kréta–kora-eocén lepusztulási felszín alatt, egy olyan (pliocén?)-kvarter völgy oldalában jelennek meg, melyek egy késő-miocénnél

nem idősebb sülydedékbe torkollnak, a kalcittestek **nem késő-kréta(?) korúak**. A korbelti azonosításra a geokémiai adatok sem alkalmazhatók, mivel az édesvízi mészkő járulékos elegyrészei nem annak fő képződési idejével egykorúak. A forráskúpok esetleg a középső-eocén elején egy tengervízhez közeli barlangban keletkezettek, de minden valószínűség szerint a negyedidőszaki (pliocén?) forrástevékenység PEREGI & KÖRPA (2002) és SIKLÓSY et al. (2006) által felismert szép példáit láthatjuk bennük.

Köszönetnyilvánítás

A vitacikk megírásának alapjául szolgáló vértesi szerkezetföldtani kutatásokat a T 42799 számú OTKA pályázat támogatta. Fodor László a Magyar Tudományos Akadémia Bolyai János ösztöndíjának támogatását élvezte.

Irodalom — References

- BAGDASZARIAN, G. P. 1989: Velencei-hegységi minták radiometrikus koradatai. — Kézirat, *Magyar Állami Földtani Intézet*.
- BALOGH K., ÁRVA-SOÓS E. & BUDA GY. 1983: Chronology of granitoid and metamorphic rocks in Transdanubia (Hungary). — *Annuaire de l'Institutul de Geologie și Geofizică* **61**, 359–364.
- DEMÉNY, A. & KÁZMÉR, M. 1994: A stable isotope study on Cretaceous magmatic influences in the Transdanubian mid-mountains. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **35**, 47–52.
- 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 composition. — *Geologica Carpathica* **48/5**, 315–323.
- FODOR L., CSILLAG G., PEREGI ZS. 2004: A kápolnapusztai késő-neogén-egyedidőszaki(?) pull-apart „medence” rekonstrukciója komplex eredetű lepusztulási felszínének alapján (Reconstruction of the late Neogene-Quaternary(?) Kápolnapuszt pull-apart basin using denudation surfaces of complex origin). — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2002**, 283–294.
- GYALOG L. & HORVÁTH I. (szerkesztők) 2004: A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana. — Magyar Állami Földtani Intézet, 316 p.
- HAAS J. 1998: Karbonát-szedimentológia. — Egyetemi tankönyv, ELTE Eötvös Kiadó, 147 p.
- HAAS, J., JOCHA-EDELÉNYI, E., GIDAI, L., KAISER, M., KRETZOI, M. & ORAVECZ, J. 1984: Geology of the Sümeg area. — *Geologica Hungarica Series Geologica* **20**, 1–365.
- HORVÁTH I., DUDKO, A., ÓDOR L., DOBOSSY G. 1985a: Alkaline ultrabasic rocks in the NE part of the Transdanubian Mts. (Hungary). — *Proceeding reports of the XIIIth Congress of Carpatho-Balkan Geological Association, 1985, part I.*, sect. 3, 376–377.
- HORVÁTH I., ÓDOR L., DUDKO, A., 1985b: Az ÉK-Dunántúl alkáli ultrabázisos képződményeinek vizsgálata. Jelentés. — Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- KAISER, M. 1997: A geomorphic evolution of the Transdanubian Mountains, Hungary. — *Zeitschrift für Geomorph. N.F.* **110**, 1–14.
- KERCSEMÁR ZS. 1995: A tatabányai eocén medence keleti peremének öskörnyezeti rekonstrukciója és tektono-szedimentológiai vizsgálata. — *Szakdolgozat*, ELTE TTK Őslénytani Tanszék, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 120 p.
- KERCSEMÁR ZS. 2004: A tatabányai vöröskalcitok szerkezetföldtani jelentősége. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2002**, 163–174.
- KERCSEMÁR ZS. 2008: Pliocén(?)–pleistocén édesvízi mészkő. — In: BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., FODOR L., KERCSEMÁR ZS., PÁLFALVI S. & SELMECZI I. (in press): A Vértess-hegység földtana. — MÁFI kiadvány.
- KERCSEMÁR ZS., FODOR L. & SÁSDI L. 2007: Vöröskalcit-előfordulások földtani problémái a Dunántúli-középhegység ÉK-i részén. — *Előadaskivonat, Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság kiadványa, IX. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia, Buziásfürdő, 2007 március 29–április 1*, 211–213.
- KRAUSZ S. 1983: A Budai-hegység hévizes barlangjainak fejlődéstörténete. — *Karszt és Barlang* **1982/I**, 29–34.
- MINDSZENTY A., SZÓTS A. & HORVÁTH A. 1989: Excursion A3: Karstbauxites in the Transdanubian Midmountains. — *Excursion Guidebook IAS 10th Regional Meeting, Budapest*, 11–48.
- NÁDOR, A. & SÁSDI, L. 1991: A Budai-hegység paleokarsztjai és fejlődéstörténetük. Termális hatást nem tükröző paleokarsztok. — *Karszt és Barlang* **I-II**, 3–10.
- NÉMETH B. 2006: A Dunántúli-középhegységben előforduló vöröskalciterek geokémiai és mikrotermometriai vizsgálata. — *TDK dolgozat*, ELTE TTK, Kőzettani és Geokémiai Tanszék, 38 p.
- PÁLFALVI S. 2007: Eocén öskörnyezeti rekonstrukció és fejlődéstörténet a Vértessben karbonátos mikrofácies vizsgálatok alapján. — *Ph.D. dolgozat*, ELTE TTK Őslénytani Tanszék, 150 p.

- PEREGI ZS. & KÖRPA S L. 2002: Felső-kréta (?) forráskúpok a Vértes hegységben. — *Földtani Közlemény* **132/3–4**, 477–480.
- PÉCSI M. 2001: Geomorfológiai felszínnek képződése a lepusztulás, a felhalmozódás és a lemeztektonika térbeni és időbeni változásának hatására. — *Földrajzi Értesítő* 50/1–2, 33–49.
- SÁSDI L. 2000: A Pilis-hegység karsztjának fejlődéstörténete. — *Karsztfejlődés* **V**, 77–93. Berzsényi Dániel Főiskola, Szombathely.
- SÁSDI L. 2004: A Gerecse karsztjának földtani fejlődéstörténete. — *Karsztfejlődés* **IX**, 215–228. Berzsényi Dániel Főiskola, Szombathely.
- SÁSDI L. 2006: Az esztergomi Stáza-hegyek és a Sátorkőpusztai-barlang fejlődéstörténete. — *Karsztfejlődés* **XI**, 253–274. Berzsényi Dániel Főiskola kiadványa, Szombathely.
- SIKLÓSY Z. 2003: A dél-vértesi vöröskalcitok petrográfiai, geokémiai és izotópgeokémiai vizsgálata. — *Szakdolgozat*, ELTE Közleltani és Geokémiai Tanszék, 92 p.
- SIKLÓSY Z., DEMÉNY A., SZABÓ CS., KÖRPA S L. & GÁLNÉ SOLYMOS K. 2006: 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 (Vértes Mts, Hungary)). — *Földtani Közlemény* **136/3**, 369–398.
- SZABÓ, CS., KUBOVICS, I. & MOLNÁR ZS. 1993: Alkaline lamprophyre and related dyke rocks in NE Transdanubia, Hungary: The Alcsútdoboz-2 borehole. — *Mineralogy and Petrology* **47**, 127–148.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. 2003: Vértesomlói-barlang. — SZÉKELY K. (szerk.): *Magyarország fokozottan védett barlangjai*. Mezőgazda Kiadó, Budapest, 336–338.
- SZILI I. 1996: Barlangok és barlanglakók. — In: BÉNI K. & VISZLÓ L. (szerk.): *A Vértes hegység és környéke. Egy cseppnyi Magyarország*. — Pro Vértes természetvédelmi Közalapítvány, 35–46.
- WEIN, GY. 1977: A Budai-hegység tektonikája. — MÁFI Alkalmi Kiadványa, 76 p.
- Kézirat beérkezett: 2008. 03. 14.

Végjegyzet

A vitacikk megírása közben elhunyt KÖRPA S László, a vitatott eredményű dolgozat egyik szerzője. Bár nem értünk egyet minden következtetésével, de jelentős szakmai munkájának e vitairattal is emléket kívánunk állítani.