

Budai-hegységi paleogén karbonátos kőzetek diagenézistörténete

GYÓRI Orsolya^{1,2}, POROS Zsófia^{1,2,*}, MINDSZENTY Andrea¹, MOLNÁR Ferenc², FODOR László³, SZABÓ Richárd^{2,**}

¹ELTE TTK Földrajz és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c, e-mail: gyori.orsi@gmail.com

²ELTE TTK Földrajz és Földtudományi Intézet, Ásványtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c

³Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

* jelenleg: MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c

** jelenleg: Mecsekérc Zrt., 7633 Pécs, Esztergár Lajos utca 19.

Diagenetic history of the Palaeogene carbonates, Buda Hills, Hungary

Abstract

The aim of this study is the characterization of diagenetic and hydrothermal processes which have affected the carbonate rocks of the Palaeogene (Late Eocene to Early Oligocene) transgressive sequence in the Buda Hills, Hungary. The sequence is built up by shallow marine algal-discocyclinal-nummulitic limestone (Szépvölgy Limestone) and overlying marl (Buda Marl) and shales.

The first result of tectonically-controlled subsidence and superimposed 4–5th order sea-level changes during the Late Eocene was the development of meteoric phreatic lenses below the exposed blocks of the limestone. Early karstification of the limestone resulted in bed-parallel, metre-scale, elongate cavities along the watertable — as described also by NÁDOR (1992) — and minor dissolution in the meteoric phreatic zone. Due to the large amount of dissolution residue, the cavities were instantaneously filled with laminated calcarenite and the infiltrating calcareous mud, with no coarse-grained cement.

Three distinct generations of calcite cemented the microkarstic pore space of the limestone. The first phase is a non-luminescent, pre-compaction cement with abundant fluid inclusions (calcite-I); the second phase (calcite-II) is a thin bright-luminescent zone; and the last phase (calcite-III) is a dull-luminescent, anhedral cement. Calcite-I was supposedly precipitated in the meteoric phreatic zone of the exposed area — based on the fluid inclusion and stable isotope study. The coexistence of all-liquid- and two-phase (liquid-vapour) inclusions in calcite-I with a moderately consistent phase ratio (visually determined L:V is around 95:5 or less) indicates metastability and/or partial thermal reequilibration after entrapment, during burial. Whereas all-liquid inclusions represent the original, low temperature (<≈50 °C) phreatic conditions with meteoric fluids of low salinity (0–1.9 NaCl equ. wt%), two-phase inclusions were most probably formed by the re-filling of primary inclusions at an elevated temperature (Th = 60 to 70 °C) during continued burial.

Non-recrystallized Pecten and Ostrea shell-fragments were measured in order to determine the isotopic composition of calcite precipitated in equilibrium with Late Eocene seawater ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = 0.45$ to 0.87% , $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -5.52$ to -1.76%). Stable isotope analysis of the phreatic cement shows slightly depleted C isotope values ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = 1.57$ to 0.32% , $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -8.26$ to -6.87%) — i.e. minor meteoric influence — as compared to the values of the shell fragments.

The carbonate rocks in the Buda Hills were significantly affected by a Middle Miocene hydrothermal event. This resulted in large amounts of calcite cement in the Palaeogene sequence precipitated along fractures and brecciated zones. Stable oxygen isotope data may point to hydrothermal origin, i.e. temperatures higher than the surroundings and significant temperature fluctuation of the parent fluid of calcite. The habit of the calcite crystals is elongated scalenohedral in most cases but several other morphological types (rhombohedral and combinations of the two) were also distinguished. The greatest morphological variability was observed at places where the brecciated marl is cemented by calcite. Formation of the veins significantly reduced the fracture porosity of Palaeogene carbonates.

The Pannonian–Pleistocene neokarstic processes affected the Late Eocene to Early Oligocene limestone and marl. Fluids — migrating through Miocene fractures — dissolved the CaCO₃ content of the marl, leaving a highly porous rock behind. Further dissolution in the limestone and marl resulted in the well-known cave system of the Buda Hills, which has already been described by several authors (e.g. KOVÁCS & MÜLLER 1980, LEÉL-ŐSSY 1995, ERŐSS et al. 2008).

Keywords: Buda Hills, Szépvölgy Limestone Formation, karstification, Late Eocene seawater, calcite cementation, fluid inclusions, stable isotope

Összefoglalás

Jelen munka a paleogén transzgressziós ciklus karbonátos tagjait (Szépvölgyi Mészke és Budai Marga Formációt) ért diagenetikus és hidrotermális folyamatok hatásait mutatja be.

A késő-eocén tengervízzel egyensúlyban kivált kalcit stabilizotóp összetételét Pecten- és Ostrea-héjtöredékekből mért stabilizotóp-értékekkel közelítettük ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = 0.45$ to 0.87% , $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -5.52$ to -1.76%) és a további diagenetikai folyamatok során képződött fázisok izotópos összetételét ezen értékekhez viszonyítva értékeltük.

A felső-eocén sekélytengeri mészkövet negyed-, ötödrendű eusztatikus tengerszintváltozások következtében korai karsztosodás érte, amely édesvízlenyce kialakulását eredményezte. A karsztvízszintnek megfelelően, a rétegződéssel párhuzamosan elnyúlt üregek oldódtak ki, amelyek szinte azonnal kitöltődtek a kőzet oldási maradékával és beszűrődő mészsizappal. A meteorikus freatikus zónában kioldódó mikrokarsztos üregeket kalcit cementálja, ami normál, betemetődési CL zonációt mutat. A fluidzárvány- és stabilizotóp vizsgálatok tanúsága szerint a nem lumineszkáló első kalcitfázis (kalcit-I) a meteorikus freatikus zónában képződött, ugyanis a kalcit-I elsődleges egyfázisú fluidzárványain végzett mikrotermometriai vizsgálatok $50\text{ }^\circ\text{C}$ -nál kisebb bezáródási hőmérsékletet és nagyon híg ($0\text{--}1,9$ NaCl ekv. s%) anyagot tükröznek. Az eocén tengeri kalcitokhoz képest negatívabb szénizotóp-értékek ugyancsak meteorikus hatásra ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = 1,57\text{--}0,32\%$) utalnak. A betemetődés során a kőzet maradék pórusterét egyre redukciósabb oldatból kiváló kalcitcement (fényesen lumineszkáló kalcit-II majd tompán lumineszkáló kalcit-III) töltötte ki. A kalcit-I fázis fluidzárványainak egy része az eltemetődéssel járó nagyobb nyomás- és hőmérsékleti viszonyok között felnyílt és újratöltődött. Az így képződött kétfázisú zárványok homogenizációs hőmérséklete ($60\text{--}70\text{ }^\circ\text{C}$) a betemetődés során jelenlevő fluidum minimum hőmérsékletét tükrözi.

A neogén fluidumáramlási esemény törések mentén és breccszónákban jelentős mértékű kalcit-cementációt eredményezett. A mészkövet és a márgát átszelő, döntően ÉÉNy–DDK-i csapású, tenziós kalcittelérek korát a MÁRTON & FODOR (2003) által felállított feszültségtér-fejlődési modell alapján kárpáti–középső-miocénre becsüljük. A fluidum, amely valószínűleg a befogadó kőzet tulajdonságaitól és a lokális deformációtól függően hozott létre breccsás zónát cementáló, ill. telérben kivált kalcitot, oxigén-izotóp adatai alapján ($\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -20,01$ – $-9,15\%$) a környezeténél magasabb hőmérsékletű, azaz hidrotermális lehetett. A kalcitokhoz társulva (a Róka-hegyen, a Lapos-bányában és a Fenyőgyöngye-kőfejtőben) különböző szulfidfázisok (markazit, pirit, cink-szulfid) és barit jelenik meg. A szulfid a kalcitkiválás kezdeti szakaszához kapcsolható, míg a barit minden esetben a kalcitot követő fázis. A különböző lelőhelyeken előforduló kalcittelérek egységes tulajdonságai — kapcsolódó paragenézis, telérek iránya, petrográfiai és geokémiai jelek — alapján kimondható, hogy a vizsgált területek hidrotermális kalcitteléreinek és hozzájuk kapcsolódó ásványparagenézisnek a létrejöttét egyazon, regionálisnak tekinthető hidrotermális fluidumáramlás okozta. A GÁL et al. (2008) által a Hárshegyi Homokkőben észlelt ugyancsak középső-miocén korú bariterek valószínűleg ugyanennek a regionálisan elterjedt ásványparagenézisnek a részét képezik.

A felső-eocén karbonátos kőzetek a pannóniai–pleisztocén neokarsztos fázis bélyegeit is magukon viselik. A miocén repedések mentén áramló fluidumok kioldották a márga CaCO_3 -tartalmát, ami egy nagyon porózus kőzet létrejöttét eredményezte. A Budai-hegység ismert barlangrendszerei további oldódási folyamatok révén jöttek létre, melyekkel többek között KOVÁCS & MÜLLER (1980), LEÉL-ÖSSY (1995) továbbá ERŐSS et al. (2008) részletesen foglalkozik.

Tárgyszavak: Budai-hegység, Szépvölgyi Mészkő Formáció, karsztosodás, késő-eocén tengervíz, kalcit cementáció, fluidzárványok, stabilizotóp

Bevezetés, célkitűzések

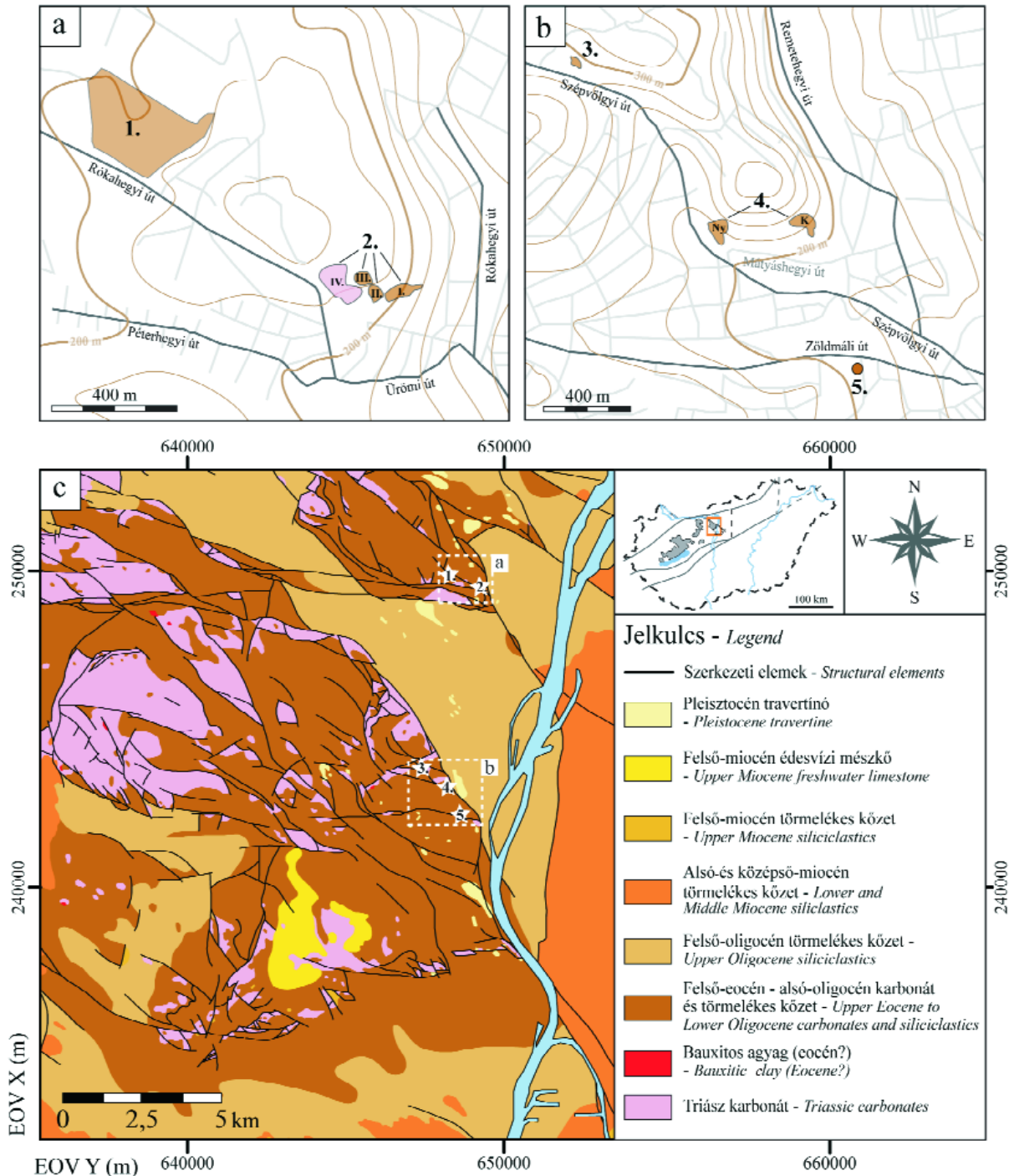
A hazai földtani szakirodalomban a Budai-hegység, és tágabb értelemben a Dunántúli-középhegység eocén süllyedéstörténetének vizsgálatakor egy képződmény kerül előtérbe, a hegység szinte teljes területén megtalálható felső-eocén Szépvölgyi Mészkő. Annak ellenére, hogy a kőzet szedimentológiai jellemzőivel, mikrofáciesével számos korábbi munka foglalkozott (KÁZMÉR 1985a, b, FODOR & KÁZMÉR 1989, FOGARASI 1991, FODOR et al. 1992), diagenézis-szemponitú feldolgozása a jelen munkát megelőzően nem történt meg. NÁDOR és KORPÁS ugyan érdemben foglalkoztak a képződmény korai diagenézisével és ennek kapcsán a negyed-, ötödrendű tengerszintváltozások feltételezett hatásával (NÁDOR 1992, KORPÁS 1998, KORPÁS et al. 1999), a késő-diagenetikus, hidrotermális és telogenetikus eseményeknek tulajdonítható oldódási/cementációs jelenségeket azonban egy szerző sem vizsgálta, pedig ezen folyamatok megértése elengedhetetlen az eocén képződmények betemetődés- és ezt követő kiemelkedés-történetének meg-rajzolásához.

Régóta ismert, hogy a Budai-hegység eocénnél fiatalabb képződményeit több ütemben is jelentős hidrotermális hatás érte (SCHAFARZIK 1921, SCHERF 1922, BÁLDI &

NAGYMAROSY 1976, legújabbán GÁL et al. 2008), mely nagymértékű cementációt és oldódást eredményezett. Munkánk során különös figyelmet szenteltünk az egyes hidrotermális események vizsgálatának és azok lehetséges elkülönítésének is.

Elsődleges célunk a paleogén transzgressziós ciklus kezdő tagjait, tehát a Szépvölgyi Mészkövet és az azt fedő Budai Márgát ért oldódási és cementációs események részletes jellemzése, továbbá az egyes cementfázisok relatív és — ha lehetséges — numerikus korának, valamint eredetüknek és kiválási körülményeiknek pontos meghatározása. A terepi észlelést és petrográfiát az ilyen munkák során általánosan alkalmazott fluidzárvány- és stabilizotóp-vizsgálattal egészítettük ki.

A részletes vizsgálatra választott feltárások közül a Fenyőgyöngye-kőfejtő, a Mátyás-hegy és a Szemlő-hegyi-barlang típusos Szépvölgyi Mészkövet tár fel (1. ábra, a és c). A Budai Márgát a Mátyás-hegy két kőfejtőjében és az ürömi Lapos-bányában (1. ábra, b és c) tanulmányoztuk. A mészkőben és a márgában egyaránt megjelenő, jellegzetes csapásiránnyal rendelkező kalcittelér-generációt a Róka-hegyi kőfejtőben is vizsgáltuk, ahol az eocén kőzetek diszkordánsan települnek a triász Dachsteini Mészkőre (1. ábra, b és c).



1. ábra. a) Róka-hegy és Péter-hegy környékének helyszínrajza, b) Mátyás-hegy és környékének helyszínrajza, c) A vizsgált lelőhelyek a Budai-hegység földtani térképén jelölve (módosítva FODOR in: MINDSZENTY et al. 2000 után)

1 – Lapos-bánya, 2 – Róka-hegy, 3 – Fenyőgyöngye-kőfejtő, 4 – Mátyás-hegy, 5 – Szemlő-hegyi barlang

Figure 1. a) Róka Hill and Peter Hill and its surroundings, b) Mátyás Hill and its surroundings, c) Location of studied outcrops indicated on the geological map of the Buda Hills (modified after FODOR in: MINDSZENTY et al. 2000)

1 – Lapos Quarry, 2 – Róka Hill, 3 – Fenyőgyöngye Quarry, 4 – Mátyás Hill, 5 – Szemlő-hegy Cave

Földtani háttér

A Dunántúli-középhegység részét képező Budai-hegység legidősebb, felszínről is ismert képződménye a latin „diploporás dolomit” (Budaörsi Dolomit Formáció). A karni elején megindult a Dunántúli-középhegység egész

területére jellemző karbonátos self feldarabolódása. Ennek következtében a Budai-hegység területén két eltérő üledékképződési környezet jött létre. Az intraplatform medencékben tűzköves dolomitos-márgás kőzetek (Mátyás-hegyi Formáció) képződtek, míg a sekélyplatformon mészköves-dolomitos (Fődolomit Formáció és Dachsteini

Mészke Formáció) rétegek rakódtak le (WEIN 1977, HAAS et al. 2000).

Jura és kréta üledékeket a Budai-hegység területéről nem ismerünk, ugyanakkor ebből nem következik egyértelműen, hogy a teljes említett időszakban szárazulat lett volna a terület. A Gerecséből, ill. a Bakonyból származó analógiák alapján feltételezhetjük, hogy a Budai-hegység területén a jurában kondenzált üledékek képződtek. Tényleges szárazulati kitérttség a késő-krétától valószínűsíthető.

A Dunántúli-középhegységi-egység területét a késő-kréta (?) – kora-eocén szárazulati időszakot követően öntötte el a tenger. A transzgresszió késő-lutetiai–bartoni során érkező második hulláma a Budai-hegység északnyugati peremét érte el (BÁLDI & BÁLDINÉ BEKE 1986). A triász karbonátos kőzetek agyaggal, agyagos bauxittal kitöltött karsztöbbségekkel, dolomitbreccsával és tarka agyaggal, helyenként kőszenes rétegekkel induló bázisképződmények fedték le, amelyek bizonyítékait a Nagykovácsi- és Solymári-medencében valamint Budakeszi környékén találjuk meg (ROZLOZSNIK 1935, SZÓTS 1948, KÓSA et al. 2003). A hegység DK-i része ekkor még nagy valószínűséggel szárazulat volt (WEIN 1977). A priabonaiban érkező harmadik transzgressziós hullám már a hegység teljes területét érintette (BÁLDI & BÁLDINÉ BEKE 1986). E transzgressziós sorozat DK-en a felső-eocén abráziós alapkonglomerátummal, breccsával és homokkal indul. A törmelék anyaga dolomit, tűzköves dolomit, tűzkő és andezit (WEIN 1977). Ezt követően a hegység teljes területén megindult a sekélytengeri Szépvölgyi Mészke képződése. Az 50–80 m vastag, jól rétegzett képződmény mikrofáciését tekintve egy alsó, 5–20 m vastag, uralkodóan vörösalgás egységből és egy felső, 30–50 m vastag egységből áll, ahol már a nagyforaminiférák uralkodnak (KÁZMÉR 1985a, b). További ősmaradványai: mollusca (főleg *Pecten*), bryozoa, korall- és echinoidea-törmelék. A mészke faunája az üledékképződés előrehaladtával egyre növekvő vízmélységre utal (KÁZMÉR 1985a, b), melyet két kisvízi ciklus szakít meg (KORPÁS et al. 1999). A mélyüléssel a mészkeképződést fokozatosan meszes, bioklasztos, bryozoás márga felhalmozódása váltotta fel. Ebből szintén folyamatosan fejlődik ki a 60–120 m vastag, vékony-pados és gyakran rétegzetlen Budai Márga, amely a fauna tanúsága szerint már mélyebb vízben rakódott le (BÁLDI 1983). A márga agyag- és mésztartalma változó. Felső szakaszán néhol kalkarenit és sziliciklasztos rétegek is előfordulnak. Gyakoriak benne a mészanyagú turbiditok és a bioklasztos allodapikus mészke megjelenése. Faunájára jellemző a plankton foraminiférák, kokkolitok illetve az áthalmozott molluszcák, nagyforaminiférák, ostracodák, echinoidea és bryozoa jelenléte. A márga késő-eocén–kora-oligocén korú (NAGYMAROSY & BÁLDINÉ BEKE 1988).

Az oligocén kezdetén a hegység ÉNy-i része kiemelkedett, az erózió néhol a triász kőzetekig lepusztította az üledékeket („infraoligocén denudáció” —TELEGGI-ROTH 1927, JASKÓ 1979). DK-en a Budai Márgára üledékfolytonossággal az anoxikus körülmények között képződött sötétszürke Tardi Aggag települ, melynek vastagsága kb. 100 m. A BÁLDI & NAGYMAROSY (1976) által fáciesshatárként, FODOR et al. (1994)

által vak feltolódáshoz kapcsolódó kiemelkedésként értelmezett Budai-vonaltól ÉNy-ra eső területen, a kiscelli korszak végén, a padosan rétegzett, sekélytengeri–partvidéki, normális vízi Hárshegyi Homokkő felhalmozódása zajlott (BÁLDI & NAGYMAROSY 1976). A homokkő cementje a Budai-vonal környezetében kovás, máshol limonitos, meszes. A kovás kötőanyag hidrotermális eredetű (BÁLDI & NAGYMAROSY 1976, GÁL et al. 2008), feltehetőleg a környező területek paleogén vulkanizmusához köthető. Az ehhez kapcsolódó hidrotermális képződmények pontos korát legújabbán MOLNÁR F. et al. (2010) K-Ar vizsgálatok alapján kora-oligocénnek határozták.

A Hárshegyi Homokkő heteropikus képződménye a szürke, zöldesszürke, alig rétegzett, mélytengeri Kiscelli Aggag, amely a térség legmélyebb, leginkább nyíltvízi állapotát tükrözi (BÁLDI & NAGYMAROSY 1976). Az egri emeletben az üledékgyűjtő feltöltődésével a Kiscelli Aggagból folyamatosan fejlődik ki a sekély szublitorális Törökbalinti Homok. Utóbbi az eggenburgiban a litorális-szublitorális Budafoki Formáció követi. A badeni során képződött a hegységperemeken feltáruló Rákosi Mészke Formáció. A magasabb, kiemelt helyzetben lévő területeken megindult az oligocén–eocén képződmények eróziója.

A pannóniaiban a hegység DK-i részén agyag, homok, kvarckavics rakódott le (WEIN 1977). A forráskilépési pontokon, lefűződött tavakban már ekkor megindult a travertínképződés (MÜLLER & MAGYAR 2008).

A pleisztocén folyamán az egész hegység szárazra került. A kiemelkedést a mindenkori erózióbázis közelében feltört forrásokból lerakódott, ma különböző szintekben elhelyezkedő édesvízmészke-teraszok bizonyítják (SCHEUER & SCHWEITZER 1988). A negyedidőszakban a travertínon kívüli különböző lejtő- és völgykitöltő üledékek, eolikus és fluviális képződmények keletkeztek (WEIN 1977).

Vizsgálati módszerek és eszközök

A mikropetrográfiai vizsgálatokat 30 µm vastag polírozott csiszolatokon végeztük, melyekhez a mintát előzőleg kék műgyantával itattuk át. A csiszolatokat a kalcit és dolomit (valamint Fe-gazdag kalcit és dolomit) elkülönítése céljából Dickson-féle oldattal festettük meg (DICKSON 1966). A mikropetrográfiai megfigyelések áteső és ráeső fénymentű, Nikon típusú polarizációs mikroszkópon történtek. A lüminoszkópos megfigyeléseket MAAS – Nuclide ELM-3 típusú, hideg katódos műszerrel végeztük (5–10 kV gyorsító-feszültség mellett).

A fluidzárvány-vizsgálatokhoz 80–100 µm vastag, két oldalán polírozott csiszolatokat használtunk fel. A mikrotometriai mérések Olympus BX51 típusú, hosszú gyújtótávolságú, 20x-os és 50x-es nagyítású objektívekkel felszerelt mikroszkópon, Linkam FTIR 600 típusú, hűthető-fűthető tárgyasztal segítségével történtek. A kalibrálást –56,6, 0 és 375 °C-on végeztük szintetikus fluidzárványok és desztillált víz felhasználásával. A reprodukálható pontosság fagyasztás során 0,1 °C, míg fűtésnél 1 °C-on belül volt.

A SEM és EPMA vizsgálatok Amray 1830i típusú berendezésen történtek, INCA energiadiszperzív rendszerben, 20 kV gyorsítófeszültség és 1 nA mintaáram mellett (detektálási idő: 100 sec).

A röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok Siemens D 5000 típusú, szcintillációs detektorral felszerelt diffraktométeren, hajlított grafit egykristály szekunder-oldali monokromátor segítségével, Θ – Θ üzemmódban, Cu– K_{α} gerjesztő sugárzással készültek. Az adatokat EVA szoftver segítségével értékeltük ki.

A stabilizotóp mérések az MTA Geokémiai Kutatóintézetben történtek, Finnigan MAT delta S és Finnigan delta+XP tömegspektrométereken. Az elemzéseket a nemzetközi gyakorlatnak megfelelően nemcsak átlagmintákból, hanem a célnak megfelelően kiválasztott fázisokból mikrofüró berendezéssel vett mintákból is végeztük. A minták felvétele vízmentes foszforsavval vákuumban történt (MC-CREA 1950). A vákuumdesztillálással tisztított CO_2 gázt palackokba fagyasztották, majd tömegspektrométerrel meghatározták a $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ és $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ arányokat. Az eredményeket a V-PDB nemzetközi sztenderdhez viszonyítva, δ -értékben adjuk meg, amelynek dimenziója ‰: $\delta = (R_{\text{minta}}/R_{\text{szenderd}} - 1) \cdot 1000$, ahol R_{minta} és R_{szenderd} a mintában és a sztenderdben meghatározott $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ és $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ arányt jelölik. A teljeskörű mérések eredményeinek átlagos reprodukálhatósága jobb, mint $\pm 0,15\%$. A fűrt minták elemzése során a sztenderdek mért eredmények reprodukálhatósága jobb volt, mint $0,1\%$.

Terepi észlelések és a cementáló fázisok ásványtani jellemzői

A vizsgált kőzetfajták általános jellemzői

A Fenyőgyöngye-kőfejtőben, a Mátyás-hegyen és a Szemlő-hegyi-barlangban (1. ábra, a és c) a világossárga Szépvölgyi Mész-kő vörösalgás és nagyforaminiferás kifejlődése tárul fel. Makroszkópos méretű, nem törésekhez kapcsolódó kalcitcement csak a vörösalgás szakaszban látszik, az onkoidok között. A kőzetben, a Szemlő-hegyi-barlangban, jól fejlett, rétegzéssel párhuzamos, 0,1–1 cm vastag sztililitok figyelhetők meg. A Mátyás-hegy keleti kőfejtőjében a vörösalgás, nagyforaminiferás mész-kő folyamatos átmenetet mutat a bryozoás márga felé, amire a sárga színű, vékonyados Budai Márga települ.

A Lapos-bánya (1. ábra, b és c) Budai Márgát és azt sűrűn átszelő kalcitteléreket tár fel. A kőzetben itt makrofossziliát nem figyeltünk meg (valószínűleg azért, mert az itteni kifejlődés a márga egy nyíltabb, mélyebb vízi változatának felel meg).

A róka-hegyi kőfejtők közül a 4. udvarban (1. ábra, b és c) triász Dachsteini Mész-kő, valamint vető menti kontaktussal, triász dolomit és mész-kő továbbá eocén mész-kő törmelékanyaggal jellemezhető, kalcittal cementált breccsa jelenik meg, ami ugyancsak tektonikus határral érintkezik oligocén agyagos kőzettel (FODOR et al. 1994).

A továbbiakban az észlelt jelenségeket az egymáshoz viszonyított koruk alapján tárgyaljuk.

Paleokarsztos üregek

Oldódás (karsztosodás) nyomai a Szépvölgyi Mész-kőben a Fenyőgyöngye-kőfejtőben, a Mátyás-hegyen, a Szemlő-hegyi-barlangban és a Róka-hegyen egyaránt megjelennek, nagyméretű üregek formájában.

A Fenyőgyöngyén és a Mátyás-hegy keleti kőfejtőjében az eocén mész-kőben megjelenő paleokarsztos (üledékekkel kitöltött) üregek (*sensu* JAMES & CHOQUETTE 1988) a rétegzéssel párhuzamosan helyezkednek el, hosszuk 0,2–5 méter, magasságuk 0,1–1 méter között változik (I. tábla, 1. kép). Közös jellemzőjük a világosbarna színű, síklaminált, finom-aprőszemcsés üregkitöltés, melynek összetételét kvarc, kalcit és kaolinit-csoportbeli ásvány adja, (I. tábla, 2. kép). A laminák vastagsága 0,5–3 mm, a finomszemcsés vagy erősebben cementált részek helyenként kipreparálódtak. Az üregkitöltő anyagban megfigyelhető síklamináció a rétegdőléssel párhuzamos. Helyenként keresztamináció is előfordul. Az üledék legalsó tagja általában durvább szemcsés (1–2 mm) (I. tábla, 2. kép). A mellékkőzet felé az üregek határa éles, esetenként megfigyelhető, hogy az üregből kiágazó, oldott falú hasadékok mentén az üregkitöltő anyag a befogadó kőzetbe is beszivárgott (I. tábla, 2. kép). A Fenyőgyöngye-kőfejtő egyik üregében a durvaszemcsés kitöltésben néhány, 1–5 mm átmérőjű nummulitesz- és echinoida-törmelék ismerhető fel. A kitöltés minden esetben közvetlenül (kalcitcement közbeiktatása nélkül) érintkezik az üreg falával (I. tábla, 2. kép), anyaga röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok alapján kvarc, kalcit és kaolinit-csoportbeli ásvány. Egyes fenyőgyöngyei üregekben az üregkitöltő anyag lamináival párhuzamosan vékony (max. 2–3 mm széles) kalciterek jelennek meg.

A Mátyás-hegy keleti kőfejtőjében a Szépvölgyi Mész-kőben megjelenik egy 2 méter széles, 1 méter magas üreg, amelyik annyiban különbözik az előzőleg leírtaktól, hogy kitöltése világosszürke, finomszemcsés, meglehetősen homogén, kevésbé litifikálódott, meszes üledék. Az üregkitöltést 0,5–1,5 cm vastag kalcit- és bariterék szelik át, melyek a befogadó kőzetben is követhetők. Erre a csak lokálisan megjelenő üregtípusra nem terjedtek ki a vizsgálataink.

A Róka-hegyen, a triász Dachsteini Mész-kőben megfigyelhető paleokarsztos üregek az eocén kőzetekben lévőkhöz hasonló megjelenést mutatnak.

Repedéskitöltő ásványtársulás

A vizsgált területek mindegyikén megjelenik egy ÉÉNy–DDK-i (a Szemlő-hegyi-barlangban NyÉNy–KDK-i és KÉK–NyDNy-i) fő csapásiránnyal jellemezhető kalcitlér-generáció, ami átvágja a felső-eocén–alsó-oligocén mész-követ és márgát, valamint a triász Dachsteini Mész-követ is (Róka-hegy — 1. később 6. ábra). A telérek fiatalabb üledékekkel való kapcsolata nem tisztázott, mivel sem a barlang, sem a vizsgált kőfejtők eocénnél fiatalabb kőzetet

nem tárnak fel. A törés menti kiválások általában határozott csapásirányú, extenziós repedések mentén figyelhetők meg. Néhol a törések, hasadékok zezugos lefutásúak, utóbbiak többségükben vastagságtartók, falaikon helyenként kitöltődés előtti oldódás nyomát észleltük. Az erek-telérek vastagsága 5 mm – 1,5 méter között változik. Az erekben esetenként első kiválási fázisként néhány mm vastagságban limonit figyelhető meg, ezt követi a kalcit. A limonitos hamazok magjában helyenként üde szulfidszemcsék (pirit vagy markazit) is előfordulnak.

A vastagabb telérekben a kalcitkiválás sokszor sávossalagos és szimmetrikus megjelenésű, 0,5–5 cm vastag tejfehér és átlátszó zónák váltakozásából áll. A róka-hegyi Dachsteini Mészköben észlelt telérek az eocén kőzetekben felismertekkel nagy hasonlóságot mutatnak. A sávos-szimmetrikus érkitöltő jelleg itt különösen jellemző (I. tábla, 3. kép). Megállapítható, hogy a sávok vastagsága és a kristályok mérete a telér belseje felé növekszik. Az ér közepén a kristályok terminális lapjai összeérnek.

A legvastagabb, már BRUMMER (1936a, b, c) által is dokumentált — körülbelül 1–1,5 méter széles — telér a Fenyőgyöngye-kőfejtő bejáratánál figyelhető meg (I. tábla, 4. kép). A NyDNy felé meredeken dőlő telér (260/70°) a bányaudvar D-i részén 4–5 méter hosszán, míg a bánya É-i részén kipreparálva, 3–4 méter hosszán, a fal teljes magasságában követhető. A telér mindkét oldalán — további 30–50 cm szélességben — breccszazóna húzódik, amelyben az 1–50 cm átmérőjű, szögletes, a befogadó kőzetnek megfelelően mészkö-, illetve magasabb rétegtani szinthez tartozó márgaklasztokat 1–2 cm-es vastagságban, egyenletesen kalcitcement veszi körül. (Mivel a telérben is előfordul néhány darab a mellékkőzetből, ezért a 'breccsa' megnevezést akkor használjuk, amikor az anyagban a klasztkok dominálnak, a 'telér' megnevezést pedig akkor, amikor a kalcit az uralkodó.)

A Szemlő-hegyi-barlangban kétféle kalcit jelenik meg. A tejfehér, szkaloenoédes (néhol romboéder tompítólapokkal rendelkező) kalcit döntően az NyÉNy–KDK-i csapású repedéseket tölti ki. A másik kalcittípus áttetsző, felülete gyakran visszaoldott. Ez jellemzően az KÉK–NyDNy-i, azaz a barlang csapásával megegyező töréseket tölti ki.

A márgában a kalcit főleg breccszazónák cementjeként, valamint erekben fordul elő és nem vastag telérkitöltésként. A Lapos-bányában a bejárat után körülbelül 50 métert megtéve bal kéz felől (a kőfejtő ÉNy–DK-i csapású falának közepén) egy 10 méter széles breccszazóna látható. A zóna közepén a törmelékdarabok mérete 20–30 cm (ritkán elérheti az 1 m-t), a szélek felé 0,5–1 cm. A breccsa monomikt, szemcsevázú. A szögletes, nem koptatott, márgaklasztokat kalcit cementálja. Helyenként az erek egymást keresztezik. A breccszazónában a klasztkok szegélyén, illetve a zónán kívül a kalciterék szélén limonit jelenik meg. A bánya É-i részén lévő kalciterék rendszerint nem vastagságtartók, feltehetően nyírásos eredetűek, csapásuk a többi, vastagságtartó kalcitérhez viszonyítva kevésbé északias, döntően Ny–K-i irányt mutat (I. később 6. ábra). A kalcit nem minden esetben tölti ki a rendelkezésére álló teret a repedésekben.

A lapos-bányai breccszazónát cementáló kalcit esetén hat különböző morfológiai típust sikerült elkülöníteni: 1) Tejfehér, 0,5–2 cm-es, c-tengely szerint nyúlt kristályok, melyek növekedését egy helyen hematitos zóna szakítja meg. Csak az általános helyzetű {hk̄l} ditrigonális szkaloenoéder forma jelenik meg (I. tábla, 5. kép). A felületükön helyenként sárgászöld bevonat figyelhető meg. Elterjedését tekintve a breccszazóna legnagyobb és központi részét ez a típus teszi ki. 2) Tejfehér, 1–3 cm-es, c-tengely szerint nyúlt kristályok, melyeken az általános helyzetű {hk̄l} ditrigonális szkaloenoéder mellett megjelenik a tompító, {h0hl} helyzetű romboéder is (I. tábla, 6. kép). Ezen kristályok az egyszerű szkaloenoédes és a kis-sváb-hegyi típusú forma (BRAUN 1889) közötti átmenetet tükrözik. Ezt a formát a breccszazóna középső részén találjuk meg, de kisebb gyakorisággal, mint az 1. típust. 3) Áttetsző, halványsárga, 1–3 cm-es, c-tengely szerint nyúlt kristályok, melyeknél az alap romboéder {h0hl} formát {hk̄l} helyzetű ditrigonális szkaloenoéder tompítja. A kristályok felületén visszaoldódás nyomai figyelhetők meg. (Ez a típus a kis-sváb-hegyi kalcitokhoz hasonlít, mivel ditrigonális szkaloenoéder tompító lapok jelennek meg az alap romboéder lapok által határolt formán.) (I. tábla, 7. kép). 4) Átlátszó, 5–10 mm-es, c-tengely szerint nyúlt kristályok melyeken {hk̄l} ditrigonális szkaloenoéder jelenik meg (I. tábla, 8. kép). A breccszazóna szélén fordulnak elő, pár m²-es felületen. A felszínükön helyenként fekete, néhány mm-es opak ásvány figyelhető meg. 5) Tejfehér, izometrikus, 1–3 cm-es kristályok. Az alap ditrigonális szkaloenoédes {hk̄l} formán tompító lapok jelennek meg, melyek két további kristályformát képviselnek (I. tábla, 9. kép). Az egyik a szintén általános helyzetű ditrigonális szkaloenoéder {hk̄l}, mely kevésbé nyúlt, mint a domináns szkaloenoéder forma. A másik forma a {h0hl} romboéder. A lapos-bányai kalcitkiválások közül ez a legbonyolultabb morfológiai típus (izometrikus típus), kizárólag a breccszazóna szélein figyelhető meg. 6) Áttetsző, 0,5–1 cm-es, c-tengely szerint nyúlt kristályok. Formájukat két különböző {hk̄l} indexű ditrigonális szkaloenoéder határozza meg, (I. tábla, 10. kép). Ezt az izometrikus és a szkaloenoéderek által dominált habitus közti átmeneti formának lehet tekinteni. Ez a legritkább típus.

A Lapos-bányában a kőfejtő mélyebb, frissen feltárt részéről, ahol a befogadó márga szürke színű, valamint a róka-hegyi triász mészköből kalcitérhez köthető, üde, makroszkóposan pontosabban nem meghatározható szulfidásványt (piritet vagy markazitot) tartalmazó minta került elő (I. tábla, 11. kép). A Mátyás-hegy keleti kőfejtőjében, a Róka-hegyen és a Lapos-bányában (I. tábla, 12. kép) a kalcitra helyenként sárga, táblás habitusú, 0,5–2 cm-es baritkristályok települnek.

A kalcittelérek az összes vizsgált területen átvágják a paleokarsztos üregeket.

A Mátyás-hegy keleti kőfejtőjének keleti végében a márgában, törések és réteglapok mentén foltokban fehér-sárgászöld sávokban színezett, porózus kőzetestek jelennek meg, melyek szélessége akár 1–2 méter is lehet. A kőzet faj-súlya kicsi, szövete sejtés, a bioklasztkok váza kioldódott (II.

tábla, 1. kép). A pórusok átmérője nem haladja meg a 2 mm-t. Röntgen-pordiffrakciós vizsgálat alapján a kőzet fő ásványfázisai a következők: kvarc, 7 Å-ös és 10 Å-ös rétegszilikát, továbbá alunit. Helyenként a porózus zónák középső részén limonitér vagy baritér jelenik meg. A sárga, táblás baritkristályok mérete 0,5–1 cm.

Neokarsztos jelenségek

Neokarsztos (üledékkel ki nem töltött) üregeket a Fenyőgyöngye-kőfejtőben, a Mátyás-hegy keleti és nyugati kőfejtőjében és a Róka-hegyen is megfigyeltünk. Ezen üregek szélessége 0,2–2 méter, magassága 0,1–1,5 méter között változhat, elhelyezkedésük szabálytalan, nem szinthez kötött. Esetenként gömbfülke-maradványokat tárnak fel. Az üregek falán néhol 0,5–1 cm vastag kéregben borsókökiválás figyelhető meg. A Fenyőgyöngye-kőfejtőben feltárt üregek egyikében a fehér borsókóyszerű kiválás alatt, a mészkő szövete sejtes, oldódás nyomait észleltük (II. tábla, 2. kép).

A neokarsztos üregek gyakorta feltárják a paleokarsztos üregeket, az ásványosodott ereket, teléreket, továbbá helyenként a porózus márgában is felismerhetők.

Mikropetrográfia

A vizsgált mintákban a mészkő szövete döntően biotrit packstone és biopátit grainstone kombinációjából áll (II. tábla, 3. kép), a vörösalga-domináns részekben bindstone és bafflestone szövet mutatkozott, amint azt már KAZMÉR (1985a, b) is leírta. A bioklasztokat szinttől függően főleg vörösalga, discocyclus, illetve nummulitesz alkotja, valamint megjelenik echinoidea-törmelék, bryozoa, és molluscahéj is. A mészkőben és a márgában egyaránt detritális anyagként szögletes, 1–4 mm-es kvarcsezemcsék jellemzőek, melyek a kőzetnek körülbelül 1%-át alkotják.

Az ősmaradvány-töredékek felületén — elsősorban a márgában — helyenként mikrites anyaggal kitöltött, pár µm széles (kerekded átmetszetű) járatok, fúrásnyomok jelennek meg. A bioklasztok szinte minden esetben repedezettek, töredezettek (II. tábla, 3. kép). A váztöredékek felszínén enyhe visszaoldódás nyomai észlelhetők. A nagyforaminifera- és mollusca-vázakat általában rostos kalcit alkotja, ám helyenként mikritesek. Az intragranuláris tér nagy részét mikrit tölti ki, míg a maradék területen mikro- és durva-pátos kalcitcement jelenik meg (II. tábla, 3. és 4. kép). Az echinoidea-töredékek peremén minden esetben szintaxiális továbbnövekedési cement figyelhető meg (II. tábla, 4. kép).

A vázak többnyire nem érintkeznek egymással, de pontkontaktus vagy helyenként jelentősebb kompaktcióra utaló szutúraszerű kontaktus is észlelhető. Egyes mintákban a rétegződés párhuzamosan gyenge nyomási oldódás figyelhető meg. A sztililitok mentén agyagásványok, kalcit, illetve vas-oxi-hidroxid szemcsék jelennek meg. A sztililitos felszín amplitúdója maximum 3–4 mm.

Foraminifera- illetve gastropoda-vázakban 10–20 µm-es, négyzet átmetszetű hematitszemcsék fedezhetők fel, melyek feltételezésünk szerint pirit utáni pseudomorfozák.

Az intergranuláris és intragranuláris térben megjelenő kalcitkristályok mérete 50–100 µm, határfelületük általában sík. Luminoszkóp segítségével három különböző cementfázist lehet elkülöníteni ebben a generációban. Az ősmaradványvázak belső falára először szemcsés és lemezes habitus között átmenetet képviselő, nem lumineszkáló kristályok nőttek (kalcit-I). Ezeket egy vékony, intenzív, élénk narancssárga lumineszcenciájú fázis követi (kalcit-II), majd a maradék pórusteret szabálytalan alakú, tompa vörös lumineszcenciájú kalcitcement töltötte ki (kalcit-III) (II. tábla, 5., 6. kép). Az első fázisban gyakoriak a fluidzárványok, melyek a másik kettőben egyáltalán nem fordulnak elő. Dickson-oldattal történő festést követően az egyes szemcséken (főleg echinoidea-vázakon) fenn-nőtt szintaxiális kalcitcement rózsaszín, míg az intergranuláris tér középső részein a kalcitcement zónákban kékeslila színt kapott (II. tábla, 4. kép). Ez arra enged következtetni, hogy az első cementfázissal szemben a későbbi fázisok (kalcit-II, kalcit-III) helyenként nagyobb vastartalommal (Fe^{2+}) rendelkeznek. Vadózus zónabeli cementfázis nem észlelhető.

A márgában intergranuláris cement nem figyelhető meg.

Az 1. típusú üregek laminált kitöltése finom-aprószemcsés kalkarenit, amelyben 1–2 mm-es nummulitesz-vázakat, illetve 0,5–1 mm-es echinoidea-törmelék fedezhetők fel.

A mészkőben és a márgában törések, repedések mentén valamint breccsát cementálva kalcit figyelhető meg. A Dickson-féle oldattal festett kalcit néhol zónás, máshol egyenesen lila színe ferrovas (Fe^{2+}) beépülésére utal (II. tábla, 7. kép). A kristályok számos felnyílt fluidzárványt tartalmaznak, melyek szivacsos növekedési zónákat rajzolnak ki. Általában elmondható, hogy a telérkitöltő első fázis kalcitkristályai nem fejlődtek ki teljesen, kristályformájuk nem azonosítható, és a méretük maximum 1–2 mm. Ezt követően, a második fázisban áttetszőbb, tehát jóval kevesebb fluidzárványt tartalmazó kalcit képződött.

A különböző feltárások érkitöltéseiből származó kalcitminták katódlumineszcens képe nagy hasonlóságot mutat egymáshoz: keskeny (pár 10 µm-es), nem lumineszkáló, fényes, narancssárga lumineszcenciájú, illetve tompa lumineszcenciával jellemezhető növekedési zónák váltakoznak (II. tábla, 8. kép).

Mind a Róka-hegyen, mind a Lapos-bányában megfigyeltünk a repedéskitöltő kalcit-hoz kapcsolódóan vastartalmú szulfid és oxihidroxid ásványokat. Egy lapos-bányai mintában a kalcit mellett üde markazitot fedeztünk fel, mely két különböző formában jelenik meg (II. tábla, 9. kép). Az üde markazit (mrc-I) leggyakrabban hatszög alakú átmetszetekkel jellemezett, a szemcsék mérete akár az 1–2 mm-t is elérheti. A kalcitér szegélye mentén és annak belsejében egyaránt megjelennek. A „szivacsos” megjelenésű markazit (mrc-II) általában a repedés fala mentén jellemző, ahol az üde markazit szegélyén (és egyszerre a befogadó kőzet felőli határán) jelenik meg. Az üde markazittal általában éles

határ mentén érintkezik, néhol azonban a két megjelenési forma közötti folyamatos átmenet is megfigyelhető (II. tábla, 9. kép). A kalciterek szegélyén megjelenő vas-oxi-hidroxid fázis röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok alapján hematit, goethit, lepidokrokit összetétellel jellemezhető. Ezek mellett a markazit csúcsai is megjelentek a felvételeken. Eből arra következtethetünk, hogy a vas-oxi-hidroxid másodlagos ásvány, a markazit oxidációs terméke. A lapos-bányai mintában két kalcitfázis között, alárendelt mennyiségben 2–3 mm-es, üde piritzemcsék jelennek meg.

Az elektronmikroszkópos vizsgálatok során a visszazárt elektronkép alapján két további ásványfázist is azonosítottunk a markazit mellett. Az egyik fázis az összetétel elemzése alapján cink-szulfidnak (szfalerit vagy wurtzit) bizonyult, kimutatható mennyiségben csak cinket és ként tartalmaz. A cink-szulfid a kalcitér és befogadó kőzet határán helyezkedik el (II. tábla, 10. és 11. kép). Szöveve szivacsos jellegű, a második markazit fázishoz hasonló. A másik azonosított fázis baritként értelmezhető, az üde markazit repedéseiben jelenik meg (II. tábla, 11. kép).

Egyes róka-hegyi kalcitmintákban megjelenő szulfidfázis erős, kékes-barnás anizotrópiája alapján markazitnak bizonyult.

A Mátyás-hegy keleti kőfejtőjéből leírt porózus kőzet SEM képen detritális kvarcsemcsék ismerhetők fel, továbbá az oldott pórusokban romboédes alunitkristályok jelennek meg (II. tábla, 12. kép). A mátrix fő ásványa, az EDX mérés és a szemcsék 5 μm -nél kisebb mérete alapján a kaolinitcsoportba tartozik. Az ugyanitt megjelenő táblás baritkristályok felszínén oldódás nyomait észleltük. Az anyagban megjelent még gipsz is. Egy ősmaradvány — feltehetőleg mollusca — vázának helyét kvarc tölti ki, amely magába zár vas-oxid-/vas-oxi-hidroxid- és baritszemcséket.

A Fenyőgyöngye-kőfejtőből leírt, feltehetőleg a neokarsztos fázisban képződött sejtés-likacsos kőzet inter- és intragranuláris pórusterét kitöltő kalcit nagy része kioldódott, az így keletkezett pórusok szabálytalan alakúak (II. tábla, 13. kép). Az üde kőzettel a felszínén található borsókószzerű kéreg felé haladva folyamatosan nő a kőzet porozitása. A megváltozott porozitációs zóna összvastagsága itt 4–5 cm (II. tábla, 13. kép).

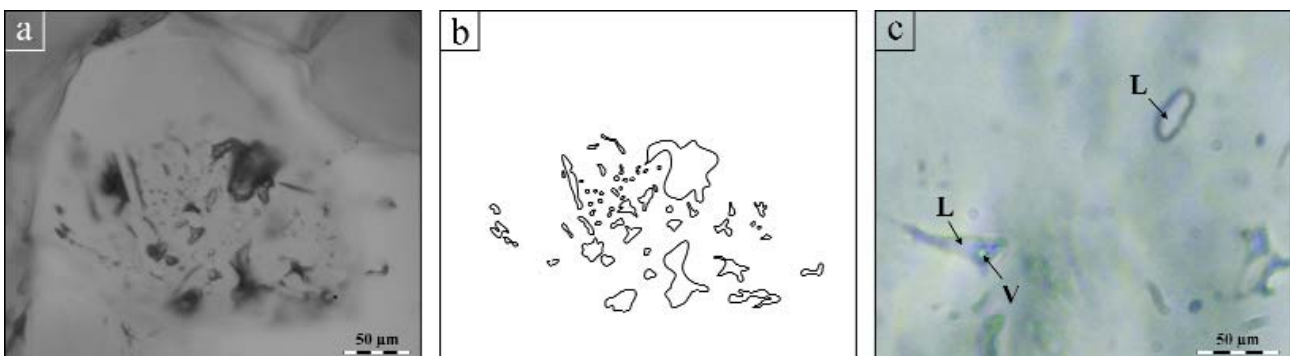
Fluidzárvány-vizsgálatok

Fluidzárvány-vizsgálatokat az első, nem lumineszkáló cementfázison (kalcit-I) végeztünk, olyan Fenyőgyöngye-kőfejtőből és Szemlő-hegyi-barlangból származó mintákon, melyeket kalcitértől távol eső helyről vettünk. A szövetileg elsődleges generációba tartozó zárványok általában zárványfelhőket alkotva, ritkábban elszórtan helyezkednek el a kalcitban (2. ábra). Repedések mentén csapdázódott, azaz szövetileg másodlagos fluidzárványokat nem tartalmazott a vizsgált kalcitfázis.

Az elsődleges fluidzárványok 2/3-a szobahőmérsékleten egyfázisú folyadék (L), míg 1/3-a kétfázisú, folyadékgáz (L+V) összetételű (2. ábra). A zárványok mérete 5–15 μm között változik, alakjuk általában enyhén nyúlt, határuk lekerekített. A kétfázisú zárványok közel azonos folyadékgőzfázis térfogataránnyal (L:V *cca.* 95:5) jellemezhetők (I. tábla, 6. kép). Ez a zárványegyüttes részleges termális kiegyenlítődesre utal (GOLDSTEIN 2001). A felszínhez közel csapdázódott zárványok felfűtése későbbi eltemetődés során változást okozhatott a csapdázódott zárványok térfogatában. A csapdázódást követő eltemetődés során a nyomás és hőmérséklet a zárvány izochorja mentén változik, ami ha meredekebb, mint a litosztatikus és a hidrosztatikus nyomásgradiens, akkor a zárványban fellépő nyomás meghaladja a környezetében lévő, vagyis túlnyomás jön létre a zárványban. Ennek következtében a zárványok egy része kitágulhat, esetenként felnyílhat és így termális egyensúlyba kerülhet a betemetődéskor fennálló körülményekkel. A felnyílás lehetővé teszi, hogy a betemetődéskor jelenlévő fluidumokkal újratöltődjön a zárvány. Tehát a betemetődés miatt az eredetihez képest megemelkedett homogenizációs hőmérsékletértékeket kaphatunk mind a kitágult, mind az újratöltött zárványok esetében. Az újratöltött zárványokban az eredetitől teljesen eltérő összetételű fluidumot is találhatunk (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994).

A kalcit-I fázis elsődleges zárványai esetében a termális kiegyenlítődeszt természetben lejátszódo folyamat eredményeként és nem a mintaelőkészítés következményeként értelmezzük.

A kétfázisú, szövetileg elsődleges, de a csapdázódás után termális hatásra módosult zárványokon homogenizáci-



2. ábra. A kalcit-I fázisban előforduló elsődleges folyadékszárványok (a, b); kétfázisú (L+V) és egyfázisú (L) fluidzárványok (c)

Figure 2. Primary all-liquid inclusions in calcite-I (a, b); two-phase (L+V) and all-liquid fluid inclusions in calcite-I (c)

ős vizsgálatokat végeztünk (I. táblázat). A homogenizáció minden esetben folyadék fázisban történt (L+V→L), az alábbi hőmérsékletintervallumon belül: 54–87 °C (3. ábra). Kiemelendő, hogy az adatok több mint 60%-a a 65–70 °C közötti intervallumba esik.

A kriozkópos (fagyasztásos) mérések során a kétfázisú zárványokban a gőzfázis rendkívül kis aránya nem tette lehetővé stabil olvadási hőmérséklet észlelését, ugyanis a fagyasztás során a keletkező jégfázis expanziója miatt eltűnt a gőzbuborék és 0 °C fölött sem jelent meg újra a zárványban, tehát a jégfázis olvadása gőzfázis hiányában, metastabil módon, 0 °C felett történt. A gőzfázis mesterséges előállítására céljából alkalmaztuk a „tágítás-módszert”. 140–150 °C-ra

I. táblázat. A kalcit-I fázis elsődleges fluidzárványain mért adatok összefoglaló táblázata (minta a Fenyőgyöngye-kőfejtőből [a] és a Szemlő-hegyi barlangból [b])

Table I. Microthermometric data of primary fluid inclusions in calcite-I (samples from Fenyőgyöngye Quarry [a] and Szemlő-hegyi Cave [b])

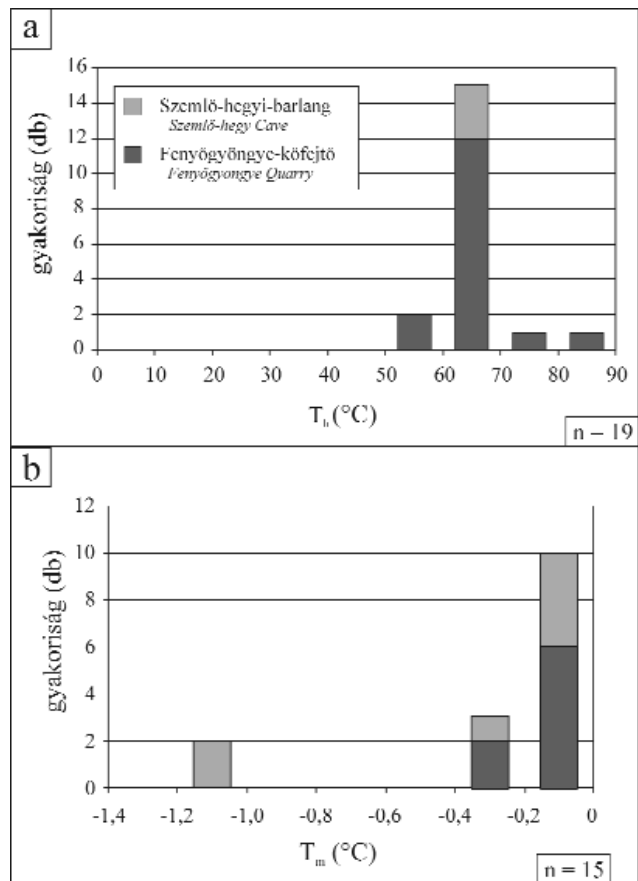
a	T _h (°C)	T _m (°C)	sótartalom salinity NaCl ekv. súly%
1.	70		
2.	55		
3.	69		
4.	69		
5.	69		
6.	87		
7.	54		
8.	69		
9.	69		
10.	74		
11.	65		
12.	64		
13.	66		
14.	63		
15.	63		
16.	65		
17.		0	0
18.		0	0
19.		0	0
20.		-0,2	0,35
21.		-0,2	0,35
22.		0	0
23.		0	0
24.		-0,1	0,17

b	T _h (°C)	T _m (°C)	sótartalom salinity NaCl ekv. súly%
1.	61		
2.	63		
3.	65		
4.		0	0
5.		-1,1	1,9
6.		-1	1,73
7.		-0,2	0,35
8.		0	0
9.		0	0
10.		-0,1	0,17

T_h - homogenizációs hőmérséklet, T_m - jégfázis végső olvadási hőmérséklete, sókoncentráció NaCl ekv. súly%-ban kifejezve.

T_h - homogenization temperature, T_m - final melting temperature of ice, salinity expressed in NaCl equiv. wt.%.

történő felfűtést követően, szobahőmérsékleten általában csak az eredetileg egyfázisú zárványokban képződött gőzfázis, a zárvány térfogatának a belső túlnyomás következtében fellépő megnövekedése következtében. A fagyasztás során metastabil állapotba került, eredetileg kétfázisú zárványokban ezt nem észleltük. A továbbiakban ezeken, azaz a befogódás után nagy valószínűséggel nem módosult, de mesterségesen 'tágított' zárványokon végeztünk fagyasztásos vizsgálatot (I. táblázat). E zárványokban a hűtés során keletkezett jégfázis stabil olvadáspontjai fenyőgyöngyei minták esetén 0 és -0,2 °C közé esnek, míg a szemlő-hegyi mintáknál 0 és -1,1 °C közötti hőmérsékleteket mértünk (3. ábra).



3. ábra. a) A kalcit-I fázisban előforduló kétfázisú, az elsődleges folyadékzárványok újratöltődése során keletkezett fluidzárványok homogenizációs hőmérséklet-értékeinek gyakoriságdigramja. b) A kalcit-I fázisban előforduló elsődleges, egyfázisú, tágított fluidzárványok végső jégolvadási hőmérséklet-értékeinek gyakoriságdigramja

Figure 3. a) Distribution of homogenization temperature values measured in calcite-I, on two-phase, primary, refilled/reequilibrated fluid inclusions. b) Distribution of final melting temperature values of stretched primary all-liquid fluid inclusions measured in calcite-I

A végső jégolvadási hőmérsékletből, NaCl–H₂O rendszert feltételezve FLINCOR szoftver (BROWN 1989) segítségével számoltuk a zárványban csapdázódott fluidum sótartalmát. A számolt intervallum a Fenyőgyöngye esetén 0–0,35 NaCl ekvivalens súly%-nak adódott, azaz tiszta vízre vagy nagyon híg oldatra utalnak az adatok. A szemlő-hegyi mintán mért értékek 0–1,9 NaCl ekvivalens súly% között változnak.

Stabilizotóp-vizsgálatok

Stabil oxigén- és szénizotóp mérések 35 mintából — kalciterekből, telérekből; a befogadó kőzetből és annak különböző alkotóelemeiből (ősmaradványhéj és korai cementfázisok) — készültek (II. táblázat).

Viszonyítási alapként szükségünk volt az eocén tenger vízzel egyensúlyban kivált kalcitizotóp összetételére. Erre legmegfelelőbbnek az eocén üledékekből előkerült, eredetileg is kalcitvázat kiválasztó *Pecten* és *Ostrea* kagylók vázteredőkei bizonyultak. A vizsgált mészkőben előforduló vörös-

alga- és echinodea-töredékek stabilizotópos összetételét nem mértük, mert azt feltételeztük, hogy az eredetileg Mg-kalcit anyagú héj átkristályosodhatott, így az anyaga nem reprezentálja az adott tengervíz összetételét.

Az inter- és intragranuláris teret kitöltő korai kalcitcement (kalcit-I,-II,-III) olyan kisméretű fázisokból áll, amelyeket a mintaelőkészítés során nem lehetett elkülöníteni a rendelkezésünkre álló fúró eszközzel. Így az ezekből származó

adatokat a három cementfázis együttes értékét mutatják, és feltehetően azoknak különböző arányú keverékei. A három cementfázis stabilizotópos összetétele a következő intervallumokon belül változik: $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -1,57 - 0,32\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -8,26 - -6,87\text{‰}$.

A telérekből származó kalcitminták $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ értéke erősen negatív ($-20,01$ és $-9,15\text{‰}$ között változik), míg a $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ értéke a $-0,61 - 2,43\text{‰}$ tartományba esik. Tehát az oxigénizotóp-arányban nagyobb változékonyság mutatkozik, mint a szénizotóp esetén.

Az adatokat $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ diagramon ábrázolva a kalcitminták adatpontjai jól elkülönülnek a mellékkőzetben mért értékektől (4. ábra).

Diszkusszió

Az értelmezés során az eocén kőzetekben észlelt oldásos és cementációs eseményeket időrendi sorrendben tárgyaljuk.

Korai („karibi-típusú”) karsztosodás és sekély betemetődés

A Szépvölgyi Mészke képződése sekélytengeri környezetben zajlott az eocén végén (I. melléklet). A vízmélység 10–100 méter között változott (KÁZMÉR 1985a, b). A KÁZMÉR (1985a, b) által elvégzett fáciesanalízis helyenként jól mozgató környezetre utal, feltehetőleg ennek következménye, hogy a legtöbb bioklaszt repedezett, töredezett. Az elpusztult ősmaradványok vázát már a tengerfenéken megfúrhatták az algák, gombák, majd ezeket a járatokat mikrites anyag töltötte ki.

A késő-eocén tengerrel egyensúlyban levő kalcit stabilizotópos összetétele *Pecten* és *Ostrea* kagylók héjának stabilizotóp értékei alapján a következő értékekkel jellemezhető: $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = 0,45 - 0,87\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -5,52 - -1,76\text{‰}$. Ez a tartomány átfedést mutat a KOLLÁNYI et al. (1997) által a Csatka–2 magfúrás középső- és felső-eocén nagyforaminiferáin mért stabilizotóp-értékekkel ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -3 - -1,5\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -7 - -2\text{‰}$).

A mészkőben megfigyelt 1. típusú oldási (paleokarsztos) üregeket a korábbi munkákhoz hasonlóan korai, „karibi-típusú” karsztosodás eredményének tekintjük (*sensu* JAMES & CHOQUETTE 1988; NÁDOR & SÁSDI 1991, NÁDOR 1992, NÁDOR et al. 1993, KÖRPÁS et al. 1993, KÖRPÁS 1998, KÖRPÁS et al. 1999). A negyed-, ötödrendű tengerszintcsökkenés következtében felszínre került, gyengén litifikálódott üledékben a karsztvízszinttel és a rétegződéssel párhuzamosan elnyúlt üregek oldódtak ki (BRETZ 1942, NÁDOR 1991) (I. melléklet). A szelektív oldódás során képződött oldási maradék (kalkarenit, kvarc, kaolinit), valamint a beszívargó mésziszap laminált üledék formájában majdnem teljesen kitöltötte a barlangokat. Az üregkitöltő anyag rétegesége többfázisú kitöltődést jelez, a rétegdőléssel párhuzamos lamináltsága korai (kibillenés előtti) kitöltődésre utal. A helyenként megfigyelhető keresztlamináltság jelzi, hogy az

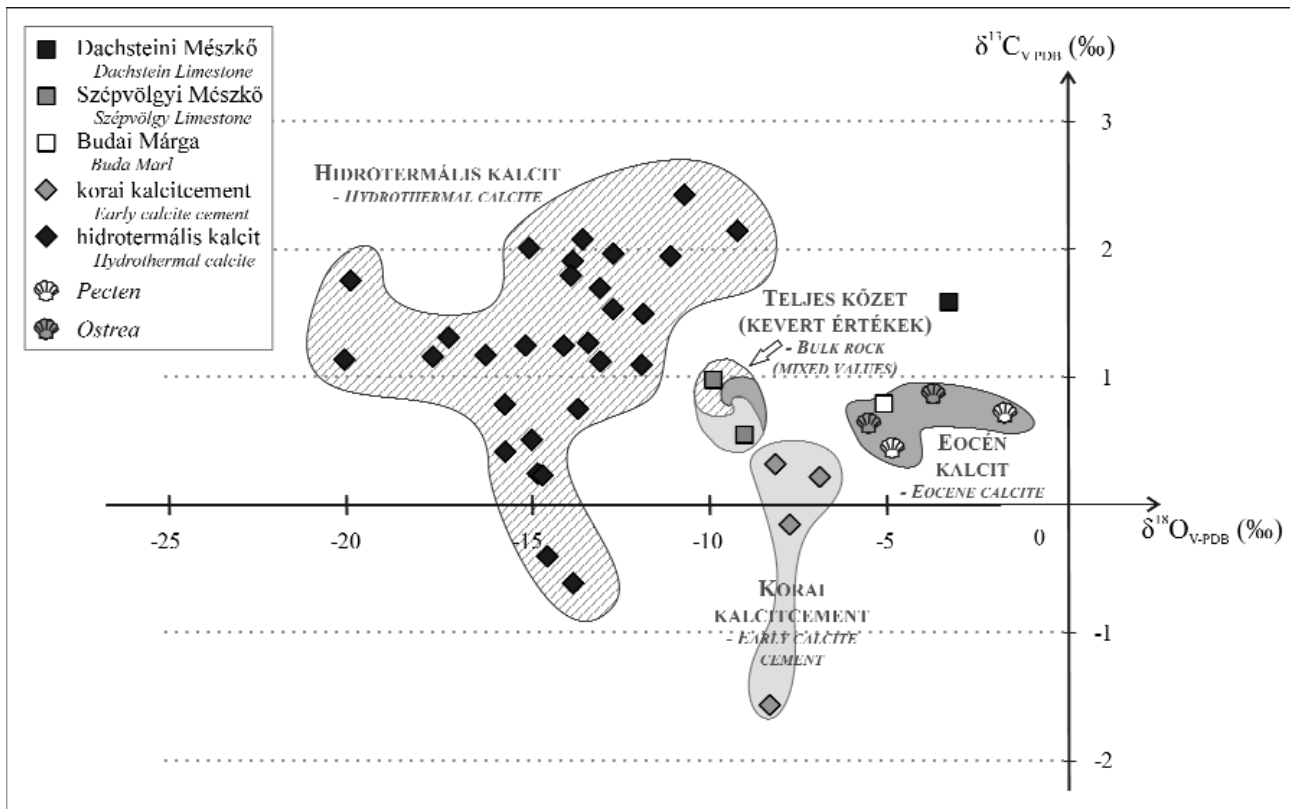
II. táblázat. A stabilizotóp-mérés eredményei

Table II. Stable isotope data

Minta - Sample	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} (\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} (\text{‰})$
Dachsteini Mészke - Dachstein Limestone (RH)	1,60	-3,30
Szépvölgyi Mészke - Szépvölgy Limestone (F)	0,56	-8,96
Szépvölgyi Mészke - Szépvölgy Limestone (MIT)	0,98	-9,80
Budai Márga- Buda Marl (I.B)	0,80	-5,10
Pecten (MI1)	0,45	-4,83
Pecten (SZ)	0,73	-1,76
Ostrea (SZ)	0,64	-5,52
Ostrea (SZ)	0,87	-3,71
korai kalcitcement - early calcite cement (F)	0,32	-8,10
korai kalcitcement - early calcite cement (F)	0,22	-6,87
korai kalcitcement - early calcite cement (F)	-0,15	-7,71
korai kalcitcement - early calcite cement (SZ)	-1,57	-8,26
telérkalcit - vein calcite (I.B)	1,10	-11,80
telérkalcit - vein calcite (I.B)	1,50	-11,75
telérkalcit - vein calcite (LB)	2,43	-10,62
telérkalcit - vein calcite (LB)	0,51	-14,83
telérkalcit - vein calcite (I.B)	1,54	-12,59
telérkalcit - vein calcite (I.B)	1,91	-13,70
telérkalcit - vein calcite (LB)	1,97	-12,59
telérkalcit - vein calcite (RII)	1,95	-11,00
telérkalcit - vein calcite (RH)	2,15	-9,15
telérkalcit - vein calcite (RH)	1,80	-13,75
telérkalcit - vein calcite (RH)	2,08	-13,43
telérkalcit - vein calcite (RII)	0,76	-13,56
telérkalcit - vein calcite (RII)	0,79	-15,58
telérkalcit - vein calcite (RH)	0,42	-15,57
telérkalcit - vein calcite (F)	1,27	-13,27
telérkalcit - vein calcite (F)	1,70	-12,95
telérkalcit - vein calcite (F)	-0,40	-14,40
telérkalcit - vein calcite (F)	1,25	-13,95
telérkalcit - vein calcite (F)	2,01	-14,90
telérkalcit - vein calcite (MH)	1,18	-16,11
telérkalcit - vein calcite (MI1)	1,25	-15,00
telérkalcit - vein calcite (MI1)	1,76	-19,84
telérkalcit - vein calcite (SZ)	1,13	-12,93
telérkalcit - vein calcite (SZ)	0,25	-14,67
telérkalcit - vein calcite (SZ)	1,14	-20,01
telérkalcit - vein calcite (SZ)	1,31	-17,13
telérkalcit - vein calcite (SZ)	-0,61	-13,69
telérkalcit - vein calcite (SZ)	1,16	-17,57
telérkalcit - vein calcite (SZ)	0,24	-14,54

RH: Róka-hegy, F: Fenyőgyöngye-kőfejtő, MH: Mátyás-hegy, LB: Lapos-bánya, SZ: Szemlő-hegyi-barlang

RH: Róka Hill, F: Fenyőgyöngye Quarry, MH: Mátyás Hill, LB: Lapos Quarry, SZ: Szemlő-hegy Cave



4. ábra. A stabilizotóp-mérések eredménye $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ diagramon ábrázolva (a két tengely léptéke különböző)

Figure 4. $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ values as the function of $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ values (note that x and y axes are of different scales)

üregre kitöltő üledék egyes időszakokban áramló vízből ülepedhetett ki, amit az üregrendszer aktuális összességében biztosított. Az a tény, hogy az üregek falán nem látni cementfázist, a képződést követő szinte azonnali kitöltődésre enged következtetni (5. ábra).

A róka-hegyi Dachsteini Mészéből leírt paleokarsztos üreg megjelenése, valamint kitöltése alapján az eocén kőzetekben megfigyelt kifejlődésekhez hasonlatos, ám ez alapján még nem dönthető el, hogy ugyanezen karsztosodás eredménye, vagy egy korábbi karsztosodás eredménye.

A szindiagenetikus karsztosodás közben, a kített terület alatt, kialakult az édesvízleny. A meteorikus freatikus és alárendelten a keveredési zónában, a mészkő inter- és intragranuláris pórusterében oxidatív körülmények között kalcit (kalcit-I) vált ki (5. ábra, I. melléklet). Az ebben a fázisban befogódott, egyfázisú folyadékzárványok sajátosságai tükrözik az eredeti fluidum hőmérsékletét és összetételét. Egyfázisú voltak ≈ 50 °C alatti képződésre utal (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994). A „tágítást” követően a kriozkópos vizsgálatok során kapott stabil jégfázis olvadási hőmérsékletértékei ($-1,1-0$ °C) illetve az azokból számolt sótartalomadatok (0–1,9 NaCl ekv. s%) édesvíznek, ill., — a Szemlő-hegyi-barlangból származó minta esetén — kismértékben brakkvíznek feleltethetők meg. (Tengerszint összetételű, azaz 3,5 NaCl ekvivalens súly% sótartalmú oldat végső jégolvadási hőmérséklete $-1,9$ °C; BODNAR 1992, GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994.) Ez arra utal, hogy míg a Fenyőgyöngy-kőfejtő területe a meteorikus zónába eshetett, a Szemlő-

hegyi-barlangé már részben az édesvíz és tengervíz határán megjelenő keveredési zónát képviselheti. Ez összecseng FODOR et al. (1994) szerkezeti modelljével, amiben a Fenyőgyöngy-kőfejtőt magasabb szerkezeti-paleotopográfiai szintbe helyezte.

Az echinidea-váztöredékek peremén lévő szintaxiális, Fe^{2+} -szegény, oxidatív viszonyokra utaló cement ugyancsak korai diagenetikus folyamat során jöhetett létre.

A stabilizotóp-mérés során nem volt lehetőségünk az inter- és intragranuláris teret kitöltő cementfázis három zónájának (kalcit-I, -II és -III) az elválasztására, tehát a kapott eredmények a három zóna együttes összetételét tükrözik. Annyi bizonyos, hogy az első, nem lumineszkáló fázis tölti ki az inter- és intragranuláris tér nagy részét, tehát valószínű, hogy ennek a stabilizotópos összetétele dominál. A kapott értékek az eocén tengervíz $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ és $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ arányához képest negatív irányba tolódtak el, ami szintén meteorikus hatásra utal (4. ábra).

A mészkő képződését a tengerszint emelkedésével márga anyagú üledékképződés váltotta fel. Ezzel egyidejűleg, folyamatos süllyedés mellett, a mészkő diagenetikus cementációja sekély mélységben folytatódott, amint azt az intergranuláris térben található cement betemetődési CL zónációja is mutatja. A korai, nem lumineszkáló, meteorikus cementet (kalcit-I) egy keskeny, fényes sárga színnel lumineszkáló fázis követi (kalcit-II), amely a Mn^{2+} beépülésére enged következtetni. A süllyedés, illetve tengerszint-emelkedés következtében tehát a kezdeti meteorikus (oxidatív)

Kor Age	Diagenézis fázisai Diagenetic phases	Felszínközeli környezet Near-surface realm		Sekély betemetődés Shallow-burial realm	Telogenézis Telogenetic phase
		meteorikus freatikus zóna meteoric - phreatic zone	keveredési zóna mixing-zone		
E ₃	korai karsztosodás (elnyúlt, rétegparallel üregek) early karstification (elongated, bed-parallel vugs)	—————			
	üregek kitöltődése az oldási maradékkal infilling of the vugs	—————			
	kalcit I (nem lumineszkál) calcite I (non-luminescent)	T _h < 50 °C, sótart. 0–0,35 s% salinity 0–0.35 s%			
Ol?	kalcit II (fényesen lumineszkál) calcite II (brightly luminescent)		—————		
	kalcit III (tompán lumineszkál) calcite III (dull luminescent)		—————		
	nyomási oldódás pressure solution		—————		
M ₁ ?	törések keletkezése fracturing		—————		
M ₂₋₃	repedéskitöltő ásványtársulás fracture-filling minerals		—————		
	mekkarsztos folyamatok uplift, erosion, karstification		—————		

5. ábra. Az eocén Szépvölgyi Mészke diagenézisének fázisai. A szürke vonalak a porozitás növekedését, a fekete vonalak a porozitás csökkenését jelölik

Figure 5. Diagenetic phases of Late Eocene Szépvölgy Limestone. Processes that increase porosity are marked by grey lines, whereas porosity decreasing processes are marked by black lines

cementációt követően a pórufolyadék már helyenként redukív lehetett. A maradék pórusteret kitöltő, tompa vörös lumineszcenciájú kalcit (kalcit-III) Fe²⁺ beépülését jelzi, tehát a Fe²⁺:Mn²⁺ arány ekkor már a Fe²⁺ javára dőlt el, azaz a pórufolyadék egyre redukívabbá vált. Dickson-oldattal történő festést követően az intergranuláris tér közepén (kalcit-III cementfázis) kirajzolódó kékeslila zónák szintén megemelkedett Fe²⁺-tartalomra utalnak a kalcit-I és II fázisokhoz képest.

A Szépvölgyi Mészke korai kalcitcementjében észlelt, szobahőmérsékleten kétfázisú zárványokban mért homogenizációs hőmérsékletértékek rendkívül szűk tartományba esnek le (több mint 60%-a a 60–70 °C közötti tartományba esik). Emiatt valószínűnek tartjuk, hogy ezek a zárványok nemcsak kitágultak a mélyben, hanem újra is töltődtek egyazon fluidummal. Amennyiben csak tágulás ment volna végbe, sokkal szélesebb homogenizációs hőmérséklet-tartományt látnánk, hiszen a különböző méretű zárványok eltérő mértékben tágultak volna (ULRICH & BODNAR 1988). Az újratöltődés döntő bizonyítéka lenne a sótartalomban esetlegesen észlelhető eltérés az egyfázisú zárványok sótartalmától, ám — amint arra a korábbiakban már utaltunk — a kétfázisú zárványok metastabil viselkedése miatt nem volt mód a végső jégolvadási hőmérséklet észlelésére, így sótartalmukat nem tudtuk meghatározni. Mivel a mért homogenizációs hőmérsékletértékek a minimális csapdázódási hő-

mérsékletet adják meg, ezért valószínűsíthető, hogy a Hármashegy-hegy vonulatában található felső-eocén kőzetek minimum 60 °C-os környezetbe kerültek az eltemetődés során. Amennyiben az újratöltődést arra az időre tesszük, amikor a mészke a legmélyebb betemetődésen esett, akkor a fedő üledékek vastagságát kb. 700 m-re becsülhetjük. 3–4 °C/100 méter geotermikus gradienssel számolva 700 méter mélységben csak körülbelül 40 °C-os hőmérsékletet kapunk, ami azt jelenti, hogy a zárványokon mért 60 °C-os hőmérséklet — bizonytalan kiindulási paraméterek esetén is — csak megemelkedett hőárammal magyarázható. A zárványokon mért minimum hőmérsékletnél jelentősen nagyobb hőmérséklet azért sem valószínű, mert DUNKL & NAGYMAROSY (1990) a Szépvölgyi Mészke fedőjében megjelenő Tardi Agyagba települő tufarétegek cirkon kristályain mért hasadványnyom-adatai nem mutatnak „fiatalodást”, azaz olyan nyomhossz-rövidülést, amely 60–70 °C-nál nagyobb hőhatást tükrözne.

Neogén hidrotermális esemény

A paleogén mészkeben és márgában megfigyelt kalcit-teléreke csapásiránya és a kapcsolódó ásványparagenézis a vizsgált területeken nagymértékű hasonlóságot mutat. Ez alapján azt feltételezzük, hogy a telérekeket egyazon fluidum-áramlási esemény hozta létre.

A telérekből származó kalcitminták oxigénizotóp-összetételének szokatlanul nagy szórása azt jelezheti, hogy a fluidum hőmérséklete ingadozott az ásványkiválás során (4. ábra). A frakcionációs egyenlet szerint minél magasabb az oldat hőmérséklete, annál több lesz a könnyű izotóp az oldatból egyensúlyi körülmények között kiváló karbonát fázisban (CRAIG 1965). A kalcitban mért negatív $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ értékek (4. ábra) a kőzet mindenkor környezetéhez képest megemelkedett hőmérsékletű fluidumra utalnak. Hiszen a kalcit-III fázis értékénél akár 8–10%-kal alacsonyabb $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ értékek a kalcit környezeténél magasabb hőmérsékletet jeleznek, ezáltal annak hidrotermális eredetét támasztják alá. Az előző megállapítás azzal a feltételezéssel élve igaz, hogy a kalcit-III fázis a mészkő maximális betemetődésekor keletkezett. A fenyőgyöngyei üregkitöltés laminái mentén megjelenő kalcit stabilizotópos értékei alapján ugyancsak hidrotermálisnak adódott. Tehát a teljeskörű elemzés során kapott stabilizotóp-értékek az ősmaradványokban (vörösalga, mollusca, echinodermata), valamint a cementfázisokban (kalcit-I, -II, -III és hidrotermális kalcit) mért stabilizotóp-összetétel kevert értékét tükrözik (4. ábra).

Az összes lelőhely hidrotermális kalcitkristályai hasonló lumineszcens tulajdonságúak. Az általunk vizsgált mintákban a lumineszcens zónák változó vastagsága, valamint az erek sávos jellege miatt a nyílt rendszerű kristályosodás valószínűsíthető. A finoman zónás lumineszcencia arra utal, hogy a kalcit képződése során az oldat redukációs-oxidációs viszonyai változtak. Az sem kizárt, hogy egy oxidatívabb és egy redukatívabb oldat keveredése okozza az ilyen típusú lumineszcens zonációt (SUCHY et al. 2000).

A három vizsgált terület közül a Lapos-bányában jelent meg a kalcit mellett a legteljesebb és legváltozatosabb ásványparagenezis, ezért az ásványkiválás sorrendjét az itteni megfigyeléseink alapján adjuk meg. Megfigyelhető egy, a breccsasodás és a kalcit kiválása előtti repedéskitöltő ásvány, amely eredetileg Fe-szulfid volt és későbbi folyamatok során oxidálódott, így ma limonitként jelenik meg.

A breccsasodásban történő kalcitkiválás — a teléres megjelenéssel szemben — magyarázatot adhat a lapos-bányai kalcitkristályok morfológiai változékonyságára. Ugyanis előbbi esetben változatosabb lehet a kitölthető tér mérete és alakja. Megfigyeléseink arra utalnak, hogy a rendelkezésre álló tér csökkenésével változhatott a fluidumáramlás sebessége és iránya, ami azt eredményezte, hogy a kristályok formája egyre izometrikusabbá vált.

A kalcitot megelőző fázisként markazitot (Lapos-bánya, Róka-hegy) és cink-szulfidot (Lapos-bánya), kalcittal együtt képződő szulfidfázisként piritet (Lapos-bánya) észleltünk. A Róka-hegyről említenek még kalcittal együtt megjelenő cinnabaritot, metacinnabaritot is (NAGY & PELIKÁN 1976). Továbbá a Fenyőgyöngye-kőfejtőből BRUMMER által leírt (1936a, b, c) pirit, pirit utáni limonit pszeuromorfóza és barit hasonló paragenezisre enged következtetni. Az a tény, hogy a kalcit helyenként markazit, máshol pirit társul, valamint, hogy szulfid- és szulfát-ásványokat is találunk a paragenezisben ugyancsak arra enged következtetni, hogy a hidrotermális fluidum pH-, Eh-

értéke, illetve a hőmérséklete változott a rendszer fejlődése során. A markazitot követő pirit egyre lúgosabb fluidumra utal. A hidrotermális oldat pH-értékének változását valószínűleg a kőzettel való kölcsönhatás okozhatja. A szulfidok a telérkitöltő szakasz kezdetére korlátozódnak, míg a barit az összes általunk vizsgált területen utolsó repedéskitöltő fázis (I. melléklet), ami arra utalhat, hogy rendszer idővel oxidatívabbá vált. Ezt támasztja alá a szulfidok oxidálódása is — goethitté, hematittá.

GÁL et al. (2008) a Hárshegyi Homokkőben megfigyelt (kalcedonereket átszelő) bariterezést — szerkezetföldtani megfontolások alapján — középső-miocén korúnak határozták. A homokkőben észlelt baritkiválások nagymértékű hasonlóságot mutatnak az eocén karbonátokban találhatóakkal. A Hárshegyi Homokkőben megfigyeltünk hasonló csapású, főleg barittal és alárendelten kalcittal kitöltött repedéseket is (pl. Ezüst-hegy).

A tenziós törések csapása a vizsgált területeken közel egységes, ÉÉNy–DDK-i (5. ábra) és megegyezik a Hárshegyi Homokkőben észlelt bariterek csapásával, amiből arra lehet következtetni, hogy a kalcit-bariterek a különböző korú kőzetekben, egyazon feszültségmezőben, egy időben jöhettek létre. MÁRTON & FODOR (2003) rekonstrukciója alapján ilyen feszültségmező a kora-miocén végén és a középső-miocén elején, a kárpáti-középső-badeniben, mintegy 17–15 millió éve hatott a Budai-hegységben. Ez a telérképződési esemény megfeleltet FODOR et al. (1999) első szín-rift fázisának. A Fenyőgyöngye-kőfejtőben tanulmányozható 1–1,5 méter széles telér csapása ÉÉNy–DDK-i, tehát megegyezik a kőfejtőtől K-re található 6 km hosszú, már WEIN (1977) által térképezett, miocénre nézve szinszediment normálvető csapásával, ami a telérral párhuzamos törés miocénbe sorolását támasztja alá.

Az általánosan megjelenő ÉÉNy–DDK-i csapású telérek mellett azonban ettől eltérő irányú ereket is megfigyeltünk. A lapos-bányai törések csapásértékeinek bimodális eloszlása van (ÉÉNy–DDK és É–D), ahol az északi csapású erek a fiatalabbak. Az ugyanitt alárendelten megjelenő K–Ny, illetve KDK–NyÉNy irányú, nyírással jellemezhető törések a húzásos eredetű repedések felnyílásával egy időben, a középső-miocén feszültségterben reaktiválódhattak, jobbos kinematikával. A Róka-hegyen szintén megjelenik egy közel É–D-i csapású, azaz fiatalabb generáció. Ezek MÁRTON & FODOR (2003) továbbá FODOR (2008) adatai alapján a középső-miocén végén, a késő-badeni–szarmata során, 14–11 millió év között képződhettek, bár nem kizárt a késő-miocén korbesorolás sem. Ezen esemény a késői szín-rift fázisnak feleltethető meg (FODOR et al. 1999). A két esemény között megfigyelhető egy 20–30°-os csapásváltozás, amely a tenziós feszültség tengely változását is jelenti; ezt a MÁRTON & FODOR (2003) alapján paleomágnesesen igazolt, badeniben lejátszódó forgással hozhatjuk összefüggésbe. FODOR & BERGERAT (publikálatlan adatok) Üröm–Csillaghegy területén, ásványosodott ereken végzett szerkezetföldtani méréseket. A mért erek kétféle csapásiránya jó egyezést mutat a megfigyeléseinkkel: a középső-miocénben bekövetkező forgási esemény itt is nyomon követhető (6. ábra).

A Szemlő-hegyi-barlangban mért telérek csapásirányainak két maximuma van: NyÉNy–KDK és KÉK–NyDNy — ezen törések kialakulását BENKOVICS et al. (1999) értelmezésében egy eltolódásos feszültségmező eredményezhette. Ennek aktivitása az ottnangi előttrre tehető, de a telérek kialakulása ehhez képest későbbi is lehet.

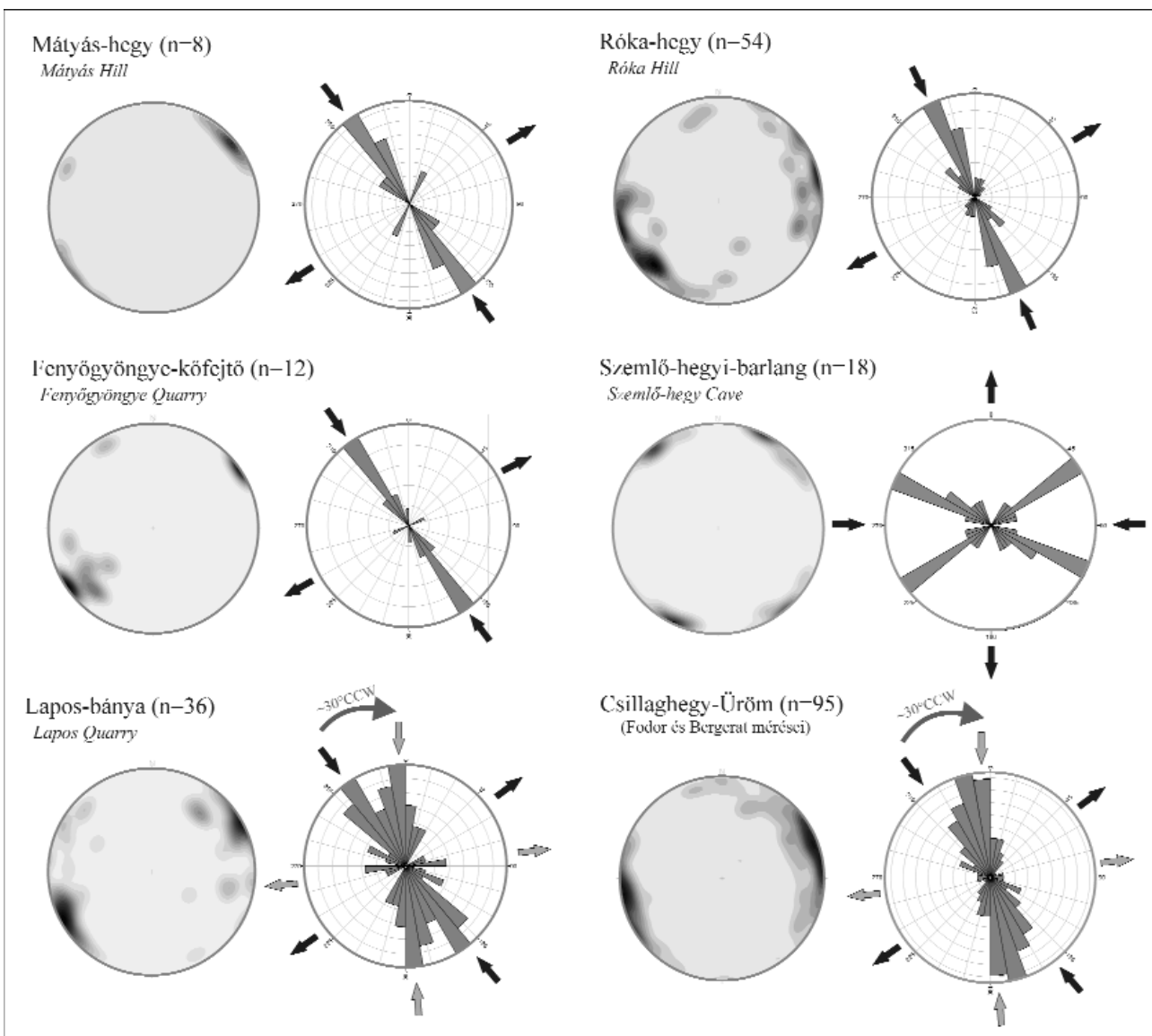
A hidrotermális oldatokat vezető repedések legvalószínűbb kora tehát kárpáti–középső-miocén (5. ábra). Tehát a töréseket cementáló kalcit kora ugyancsak kárpáti–középső-miocénre, de legkésőbb a korai késő-miocénre tehető (5. ábra). Valamivel fiatalabbak lehetnek azok a kalcittelérek/erek, amelyek esetében a cementációt megelőzően oldódás nyomát észleltük.

A kalcittelérek és kalcittal cementált breccsazónák gyakorisága és eloszlása alapján regionális, az egész Budai-hegységben ható fluidumáramlás valószínűsíthető. A La-

pos-bányában a breccsazóna szélesebb, mint a másik két lelőhelyen és a kalcitkristályok morfológiai változékonysága is itt a legnagyobb. A Róka-hegyen és a Fenyőgyöngye-kőfejtőben a teléreket övező breccsazónák ugyan kevésbé kiterjedtek, ám a kalcittelérek sokkal szélesebbek, mint a Lapos-bányában. Ebből arra következtethetünk, hogy míg a mészkőben (a Fenyőgyöngyén, a Mátyás-hegyen, a Szemlő-hegyi-barlangban és a Róka-hegyen) a fluidumot főleg a törések vezették, addig a márgában (a Lapos-bányában) a breccsaklasztok közötti térben áramlott a legnagyobb mennyiségű oldat.

Neokarsztos fázis

A pannóniai–pleisztocén neokarsztos fázisra az oldódás és a barlangi ásványok kiválása jellemző (LEÉL-ŐSSY 1995).



6. ábra. A vizsgált területeken mért kalciterek dőlés- és csapásiránya pólussűrűség szerint és rózsadiagramon ábrázolva, FODOR és BERGERAT nem publikált eredményeivel kiegészítve

Figure 6. Strike and dip direction of calcite veins plotted on pole density (left) and rose diagrams (right) (own data supplemented with unpublished data of BERGERAT and FODOR)

A híres, budai-hegységi barlangok oldódása repedések és réteghatárok (kiemelten a mészkő és a márga határa) mentén zajlott (LEÉL-ŐSSY 1995). A Szemlő-hegyi barlang fő csapásával megegyező kalcittelérek visszaoldott felszíne arra utal, hogy a barlangképző oldatok döntően a miocén törések mentén áramlottak.

A sokszor barittelérekhez kötődő oldott zónák megjelenése a márgában arra enged következtetni, hogy a miocén repedések mentén később áramló fluidum eredményezte a márga elváltozását. A márga jellegzetes sejtes, porózus szövetére egyes szerzők már a 20. század elején felhívták a figyelmet (SCHRÉTER 1912), ugyanakkor sokan — feltehetőleg sósavas próbát követően — kovásnak minősítették a kőzetet. SEM vizsgálatok során — egyetlen ősmaradványvázat kivéve — cementfázisként kivált kovát nem találtunk. Ez alapján, továbbá a kőzet jelentős porozitása alapján SÁSDI-hoz hasonlóan azt feltételezzük, hogy nem kovásodás történt, hanem kioldódott a márga CaCO_3 -tartalma (SÁSDI 1993). A visszamaradt oldhatatlan fázisok — azaz a kőzet detritális kvarc- és agyagtartalma — egy könnyű, nagy porozitású kőzetet alkotnak. A másodlagos pórusokban megjelenő fenn-nőtt alunit ($\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$) kristályok és az anyagban talált gipsz ($\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$) a CaCO_3 -ot oldó fluidum S-tartalmára utal, ami a márga ásványfázisainak Ca (kalcit) és K (földpát, illit?)-tartalmával hozta létre a fent említett fázisokat. Utóbbi esetben a reakció során felszabadulhat SiO_2 , ami lokálisan cementként csapódhat ki a nagyobb pórusokban (pl. kagylóhéjak helyén).

A kéntartalmú oldat eredetére nézve az egyik lehetséges magyarázat szerint a márga pirittartalma oxidálódva savas környezetet alakított ki, ami lokálisan a CaCO_3 -tartalom kioldódásához vezetett. A törések mentén áramló kénhidrogéntartalmú fluidum szintén oldó hatást fejthet ki a márgára (vö. MOLNÁR 1869 és ERŐSS 2010)

A márga repedések menti oldódása biztosan a miocén kalcit- és barittelérek képződését követően, ugyanakkor azok mentén áramló fluidum hatására történt, ellenkező esetben a baritnak (és kalcitnak) az oldott márga pórusaiban kellene megjelennie. A porózus kőzetet feltáró barlangüregek arra utalnak, hogy az oldódás megelőzhette a neokarsztos fázis fő barlangképződési eseményeit.

A Fenyőgyöngye-kőfejtőben, a Mátyás-hegyen és a Róka-hegyen megjelenő, neokarsztos üregeket a pannóniai–pleisztocén barlangképződés hozhatta létre (5. ábra, I. melléklet). Ezek az üregek magasabb topográfiai helyzetben, a közismert, nagy, száraz barlangok (pl.: Szemlő-hegyi-barlang, Pál-völgyi- és Mátyás-hegyi-barlang) fölött található, tehát nagy valószínűséggel idősebbek azoknál, hiszen a hegység folyamatosan emelkedik (WEIN 1977, RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005, SZANYI et al. 2009). Képződésük az utóbb felsorolt barlangokéhoz hasonló módon történhetett — az alulról érkező, regionális betáplálású hidrotermális vízáramlási rendszer és az intermedier vagy lokális áramlás freatikus zónabeli meteorikus eredetű — az előbbihez képest alacsonyabb hőmérsékletű — vízének határán keveredési korrózió, vagyis oldódás ment végbe (KOVÁCS & MÜLLER 1980, ERŐSS et al. 2008, ERŐSS 2010).

A fenyőgyöngyei megfigyeléseink azt bizonyítják, hogy a mészkőben az oldódás a barlang üregein kívül, a közvetlenül azt övező mellékkőzetben is éreztette hatását — a könnyebben oldható cementfázisok kioldódtak, ami a kőzet sejtes, likacsos megjelenését eredményezte. A beforduló kőzet átalakulása fokozatos, azaz a kőzet az üreg felé haladva egyre sejtesebbé, porózusabbá válik. Ez a jelenség körülbelül 5 cm-en belül figyelhető meg, ami azt jelenti, hogy a barlangok környezetében, pár cm-es sávban, többek között egyenletesen egy nagyobb porozitással rendelkező zóna jelölhető ki. A paleokarsztos üregektől tehát ez a meg-növekedett porozitású zóna különbözteti meg valamint az, hogy a neokarsztos üregek általában nem töltődtek ki üledékekkel és nem szigorúan a rétegzéshez, hanem sokkal inkább törésekhez kötötten jelennek meg. A Fenyőgyöngye-kőfejtőben, a neokarsztos üreget kitöltő borsókőszertű kiválás azt bizonyítja, hogy az oldódást részleges cementáció követte.

Következtetések

Az ismert tény, hogy a Budai-hegységi felső-eocén Szépvölgyi Mészkő leülepedését követően korai karsztosodáson ment keresztül, pontosítottuk és további információkkal egészítettük ki. A platform tektonikusan vezérelt monoton süllyedését megszakító, negyed-, ötödrendű tengerszintváltozásoknak köszönhetően, a szárazra került terület alatt kialakult édesvízlenyce felső határán, kisebb-nagyobb méretű üregek keletkeztek, amelyeket szinte azonnal kitöltött az oldási maradékból és a beszűrődő mészkőiszapból származó finomszemű üledék. A mészkő inter- és intragranuláris pórustereinek egy részét korai diagenetikus kalcit cementálta. A fluidzárvány mikrotermometriai és stabilizotóp vizsgálatai együttesen rámutattak arra, hogy az első cementfázis (kalcit-I), az akkori paleotopográfiai helyzettől függően meteorikus vagy brakk-vízből, freatikus zónában vált ki. Az ezt követő két kalcitfázis (kalcit-II, -III) a betemetődés során egyre redukтивábbá váló fluidumokból csapódott ki. A fluidzárvány petrográfia során a korai kalcitcement zárványain észlelt termális kiegyenlítő-dés és újratöltődés lehetővé tette, hogy megadjuk a körülbelüli hőmérsékletet (60 °C), amit a Szépvölgyi Mészkő a maximális betemetődés során elérhetett.

A kárpáti–középső-miocén hidrotermális esemény nyomai mind a Szépvölgyi Mészkőben mind Budai Márgában megjelennek, széles, kalcittal cementált breccsazónák és erek, telérek formájában. A teléreket jellemző ásványparagenezis (pirit, markazit, szfalerit, barit) arra utal, hogy az oldat fizikai-kémiai tulajdonságai (redox-viszonyok, hőmérséklet, ionkoncentráció) folyamatosan ingadoztak. A telérek iránya alapján a folyamat a kora-miocén végétől (17 M év) legalább a középső-miocén végéig (11 M év) tarthatott. Az eocén karbonátokban és az oligocén Hárshgyi Homokkőben — a kalcittelérekkel megegyező, ÉÉNy–DDK-i irányban — megjelenő barittelérek (GÁL et al. 2008) ugyanezen hidrotermális esemény eredményé-

nek tekintjük, ugyanakkor a Visegrádi-hegységben és a Börzsönyben zajló miocén vulkanizmussal (BALLA & KÖRPÁS 1980) való közvetlen kapcsolatot nem látjuk bizonyítottnak.

A neokarsztos fázisban a márgában hidrotermális barit-telerek mentén zajló oldódás porózus zónákat eredményezett. A fluidum-kőzet kölcsönhatás következtében, folyamatos kén-hozzáadódás mellett, a porózus zónákban alunit, gipsz és kis mennyiségben kova vált ki. Az ezt követő, a fő barlangképződési fázis a mészkövet és a márgát egyaránt érintette. A mészkőben található üregek esetében — a paleokarsztos üregekkel ellentétben — a mellékkőzet felé fokozatos porozitás-csökkenést észleltünk.

Köszönetnyilvánítás

Hálásak vagyunk KÁZMÉR Miklósnak és SCHUBERT Félixnek az alapos és szakszerű bírálataikért. Köszönettel tartozunk ERŐSS Anitának, HIPS Kingának, Paola RONCHINAK, LEÉL-ŐSSY Szabolcsnak, VELLEDETS Felicitásznak, WEISZBURG Tamásnak és KRAUS Sándornak hasznos tanácsaikért, továbbá TÓTHNÉ KIRÁLY Juditnak a röntgen-por-diffrakciós, PEKKER Péternek és BENDŐ Zsoltnak az elektronmikroszkópos, valamint az MTA Geokémiai Kutatóintézet munkatársainak a stabilizotópos vizsgálatokban nyújtott segítségével. Köszönet illeti SZENTE Istvánt, aki az ELTE Természettudományi Múzeumának gyűjteményéből rendelkezésünkre bocsátotta az eocén *Pecten* mintákat. KÁZMÉR Miklósnak és MONOSTORI Miklósnak köszönjük a tanulmányozásra bocsátott vékonycsiszolatokat. A földtani térkép szerkesztésében GÁL Benedek és VADAS Ádám segített.

A kutatás anyagi hátterét az ENI SPA 470006937/ST1 szerződés és az OTKA 72590 sz. témája biztosította.

Irodalom — References

- BALLA Z. & KÖRPÁS L. 1980: A Börzsöny-hegység vulkáni szerkezete és fejlődéstörténete. — *A MÁFI Évi Jelentése 1978-ról*, 75–101.
- BÁLDI T. & NAGYMAROSY A. 1976: A Hárshegyi Homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. — *Földtani Közlöny* **106/3**, 257–275.
- BÁLDI T. 1983: *Magyarországi oligocén és alsó-miocén formációk*. — Akadémia Kiadó, Budapest, 293 p.
- BÁLDI T. & BÁLDINÉ BEKE M. 1986: A Magyar Paleogén Medencék fejlődése. — *Őslénytani Viták* **33**, 95–145.
- BENKOVICS L., OBERT, D., BERGERAT F., MANSY J. L. & DUBOIS, M. 1999: Brittle tectonics and major dextral strike-slip zone in the Buda karst (Budapest, Hungary) — *Geodinamica Acta (Paris)* **12/3–4**, 201–211.
- BODNAR, R. J. 1992: Revised equation and table for freezing-point depressions of H₂O-salt fluid inclusions. — *PACROFIIV (1992), Program and Abstracts*, 15.
- BODNAR, R. J. 2003: Re-equilibration of fluid inclusions. — In: SAMSON, I., ANDERSON, A. & MARSHALL, D. (eds) *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineral Assoc. Canada, Short Course* **32**, 213–230.
- BRAUN Gy. 1889: *A Budai hegyek ásványai különös tekintettel a calcitra*. — Pallas Részvénytársaság Nyomdája, Budapest 23 p.
- BRETZ, J. H. 1942: Vadose and phreatic features of limestone caverns. — *Journal of Geology* **50/6**, 675–811.
- BROWN, P. E. 1989: FLINCOR; a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. — *American Mineralogist* **74/11–12**, 1390–1393.
- BRUMMER E. 1936a: Mátyás-hegyi kőfejtők ásványairól. — *Földtani Értesítő* **1/2**, 52–58.
- BRUMMER E. 1936b: A szépvölgyi kőfejtők ásványai. I. Hármashatárhegy. — *Földtani Értesítő* **1/3**, 92–100.
- BRUMMER E. 1936c: A szépvölgyi kőfejtők ásványai. II. A Guger (Látó) hegy környéke. — *Földtani Értesítő* **1/4**, 111–117.
- CRAIG, H. 1965: The measurements of oxygen isotope paleotemperatures. — In: TONGIORGI, E. (ed): *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. — Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratoria de Geologia Nucleare, Pisa, 161–182.
- DICKSON, J. A. D. 1966: Carbonate identification and genesis as revealed by staining. — *Journal of Sedimentary Petrology* **36**, 491–505.
- DUNKL I. & NAGYMAROSY A. 1990: Új adatok az eocén/oligocén határkérdésben: fission track kormeghatározások az alsóoligocén Tardi Agyag tufarétegein. — *Ált. Földtani Szemle* **25**, 151–162.
- ERŐSS A. 2010: Characterization of fluids and evaluation of their effects on karst development at the Rózsadomb and Gellért Hill, Buda Thermal Karst, Hungary — *PhD Dissertation*, Eötvös L. University, 171 p.
- ERŐSS A., MÁDL-SZŐNYI J. & CSOMA A. É. 2008: Characteristics of Discharge at Rose and Gellért Hills, Budapest, Hungary — *Central European Geology* **51/3**, 267–281.
- FODOR L. 2008: Szerkezetföldtan. — In: BUDAI T. & FODOR L. (szerk.): *A Vértes hegység földtana. Magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez, 1:50 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 145–202.
- FODOR, L. & KÁZMÉR, M. 1989: Clastic and carbonate sedimentation in an Eocene strike-slip basin at Budapest. — In: CSÁSZÁR G. (ed): *10th IAS Regional Meeting Excursion Guidebook* — Hungarian Geological Institute, Budapest, 227–259.
- FODOR, L., MAGYARI, Á., KÁZMÉR, M. & FOGARASI, A. 1992: Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope (Hungary) Record of Late Eocene continental escape of the Bakony unit. — *Geologische Rundschau* **81/3**, 695–716.
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal újraértelmezése. — *Földtani Közlöny* **124/2**, 129–305 p.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and ne-

- ighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications **156**, 295–334.
- FOGARASI A. 1991: Evidence for carbonate slope environment during Late Eocene time in Budapest, Hungary. — *European Union of Geosciences VI Meeting, Strasbourg, Terra Abstracts* **3**, 346.
- GÁL B., POROS Zs. & MOLNÁR F. 2008: A Hárshegyi Homokkő Formáció hidrotermális kifejlődései és azok kapcsolata a regionális földtani eseményekhez. — *Földtani Közlemények* **138/1**, 49–60.
- GOLDSTEIN, R. H. & REYNOLDS, T. J. 1994: Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals. — *SEPM Short Course* **31**, 199 p.
- GOLDSTEIN, R. H. 2001: Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. — *Lithos* **51**, 159–193.
- HAAS J., KORPÁS L., TÖRÖK Á., DOSZTÁLY L., GÓCZÁN F., HÁMOR-VIDÓ M., ORAVECZNÉ SCHEFFER A. & TARDI-FILÁCZ E. 2000: Felső-triász medence- és lejtőfáciesek a Budai-hegységben – a Vérhalom téri fúrás vizsgálatának tükrében. — *Földtani Közlemények* **130/3**, 371–421.
- JAMES, N. P. & CHOQUETTE, P. W. 1988: Palaeokarst. — Springer-Verlag, New York / Berlin / Heidelberg / London / Paris / Tokyo, 416 p.
- JASKÓ S. 1979: Az infraoligocén denudáció nyomai a Budai-hegységben. — *Földtani Közlemények* **109/2**, 199–210.
- KÁZMÉR M. 1985a: A budai felső eocén mészkő mikrofácies modellje. — *Őslénytani Viték* **31**, 59–65.
- KÁZMÉR, M. 1985b: Microfacies pattern of the Upper Eocene limestones at Budapest, Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae Sectio Geologica* **25**, 139–152.
- KOLLÁNYI K., VETŐ I. & HERTELENDI E. 1997: Változások a bakonyi eocén tengerben foraminiferák izotóp összetétele tükrében. — *Földtani Közlemények* **127/1–2**, 111–126.
- KORPÁS, L. 1998: Paleokarst studies in Hungary. — *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary* **195**, 139 p.
- KORPÁS, L., DOSZTÁLY, L., DUDKO, A., GÓCZÁN, F., GYURICZA, Gy., HÁMOR-VIDÓ, M., HERTELENDI, E., HORVÁTH-KOLLÁNYI, K., LANTOS, M., LELKES, G., NAGYMAROSY, A., ORAVECZ-SCHEFFER, A., PIROS, O. & RÁKOSI, L. 1993: The composite palaeokarst systems of the Buda Hills. — *Kutatási Jelentés*. Magyar Állami Földtani Intézet.
- KORPÁS, L., LANTOS, M. & NAGYMAROSY, A. 1999: Timing and genesis of early marine caymanites in the hydrothermal palaeokarst system of Buda Hills, Hungary. — *Sedimentary Geology* **123/1–2**, 9–29.
- KÓSA G., MINDSZENTY A., MOHAI R. 2003: Roncskarszt térszínre progradáló eocén törmelékű Budakeszin. — *Földtani Közlemények* **133/2**, 271–285.
- KOVÁCS J. & MÜLLER P. 1980: A budai-hegyek hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai. — *Karszt és Barlang* **1982 II**, 93–98.
- LEÉL-ÓSSY SZ. 1995: A budai Rózsadomb és környékének különleges barlangjai — *Földtani Közlemények* **125/3–4**, 363–432.
- MÁRTON, E. & FODOR, L. 2003: Tertiary paleomagnetic results and structural analyses from the Transdanubian Range (Hungary): rotational disintegration of the ALCAPA unit. — *Tectonophysics* **363**, 201–224.
- MCCREA, J. M. 1950: On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. — *The Journal of Chemical Physics* **18**, 849–857.
- MINDSZENTY A., MÁDL-SZÓNYI J., PETHŐ S., KOVÁCS J., MÜLLER I., FODOR L., KÁDÁR M., ANGELUS B., ERŐSS A., NYÚL K., POYANMEHR Z. & VARGA R. 2000: A Rózsadombi Termálkarszt Monitoring Optimalizálás. Zárójelentés a 2000. évben végzett munkáról — *Kutatási jelentés*, ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 111 p.
- MOLNÁR, F., BAJNÓCI, B., PÉCSKAY, Z., PROHÁSZKA, A. & BENKÓ, Zs. 2010: Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotopes (O, H) in a porphyry and related epithermal system of the Palaeogene volcanic belt of the Alp-Carpathian Orogen (Velence Mts., W-Hungary) — *20th General Meeting of the International Mineralogical Association 2010, Abstract Book*, 289.
- MOLNÁR J. 1869: A hévizek Buda környékén — *Math. és Term. tud. Közlemények* **7**, 165–244.
- MÜLLER P. & MAGYAR I. 2008: A budai pannóniai képződmények. — *Földtani Közlemények* **138/4**, 345–354.
- NAGY B. & PELIKÁN P. 1976: Metacinnabarit és cinnabarit a csillaghegyi Róka-hegyen. — *A MÁFI Évi Jelentése 1973-ról*, 51–55.
- NAGYMAROSY, A. & BÁLDINÉ BEKE, M. 1988: The position of the Paleogene Formations of Hungary in the standard Nannoplankton zonation. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae Sectio Geologica* **28**, 3–25.
- NÁDOR A. 1991: A Budai-hegység paleokarszt jelenségei és fejlődéstörténetük. — *Doktori dolgozat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 171 p.
- NÁDOR, A. 1992: Paleokarstic features in Triassic-Eocene carbonates. — *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* **11**, 1317–1330.
- NÁDOR A. & SÁSDI L. 1991: A Budai-hegység termális paleokarsztjai és fejlődéstörténetük 1. Termális hatást nem tükröző paleokarsztok. — *Karszt és Barlang I–II füzet*, 3–10.
- NÁDOR, A., KORPÁS, L. & JUHÁSZ, E. 1993: Paleokarsts controlled by high-frequency sea level changes, Buda Mountains, Hungary. — *A MÁFI Évi Jelentése 1991-ről*, 111–127.
- ROZLOZSNIK P. 1935: Adatok a Buda-kovácsi hegység óharmadkori rétegeinek ismeretéhez — *MÁFI Évi Jelentése 1925–1928-ról*, 65–86.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., DUNAI, T. J., BADA, G., FODOR, L. & HORVÁTH, E. 2005: Middle to Late Pleistocene uplift rate of the Hungarian Mountain Range at the Danube Bend (Pannonian Basin), using in situ produced ³He. — *Tectonophysics* **410**, 173–187.
- SÁSDI L. 1993: A Budai-hegység paleokarsztjai és fejlődéstörténetük II. Termális hatást tükröző paleokarsztok — *Karszt és barlang I–II*, 39–46.
- SCHAFARZIK F. 1921: Visszapillantás a budai hévforrások fejlődéstörténetére. — *Hidrológiai Közlemények* **1**, 9–14.
- SCHERF E. 1922: Hévíforrások okozta kőzetváltozások (hidrotermális kőzetmetamorfózis) a Budai és Pilisi-hegységben. — *Hidrológiai Közlemények* **2**, 19–75.
- SCHUEER Gy. & SCHWEITZER F. 1988: A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. — *Földrajzi Tanulmányok* **20**, 123 p.
- SCHRÉTER, Z. 1912: A budapesti hévíforrások földtani fejlődéstörténete. — *Magyar Balneológiai Értesítő* **5/1**, 2–4.
- SUCHY, V., HEIJLEN, W., SYKOROVA, I., MUCHEZ, P., DOBES, P., HLADIKOVA, J., JACKOVA, I., SAFANADA, J. & ZEMAN, A. 2000: Geochemical study of calcite veins in the Silurian and Devonian of the Barrandian Basin (Czech Republic): evidence for widespread post-Variscan

- fluid flow in the central part of the Bohemian Massif. — *Sedimentary Geology* **131**, 201–219.
- SZANYI GY., BADA G., SURÁNYI G., LEÉL-ŐSSY SZ. & VARGA Z. 2009: A Budai-hegység pleisztocén kiemelkedéstörténete barlangi lemezes kalcitkiválások uránsoros kormeghatározása alapján. — *Földtani Közlemények* **139/4**, 353–366.
- SZÓTS E. 1948: Jelentés a nagykovácsi és pilisvörösvári medence eocén képződményeinek rétegtani viszonyairól. — *MÁFI Évi Jelentése 1948-ról*, 39–46.
- TELEGDI-ROTH K. 1927: Infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli-középhegység északnyugati peremén. — *Földtani Közlemények*, 32–41.
- ULRICH, M. R. & BODNAR, R. J. 1988: Systematics of Stretching of Fluid Inclusions II. Barite at 1 Atm Confining Pressure. — *Economic Geology* **83**, 1037–1046.
- WEIN GY. 1977: A Budai-hegység tektonikája. — *MÁFI Alkalmi Kiadványa*, Budapest, 76 p.
- Kézirat beérkezett: 2010. 09. 06.

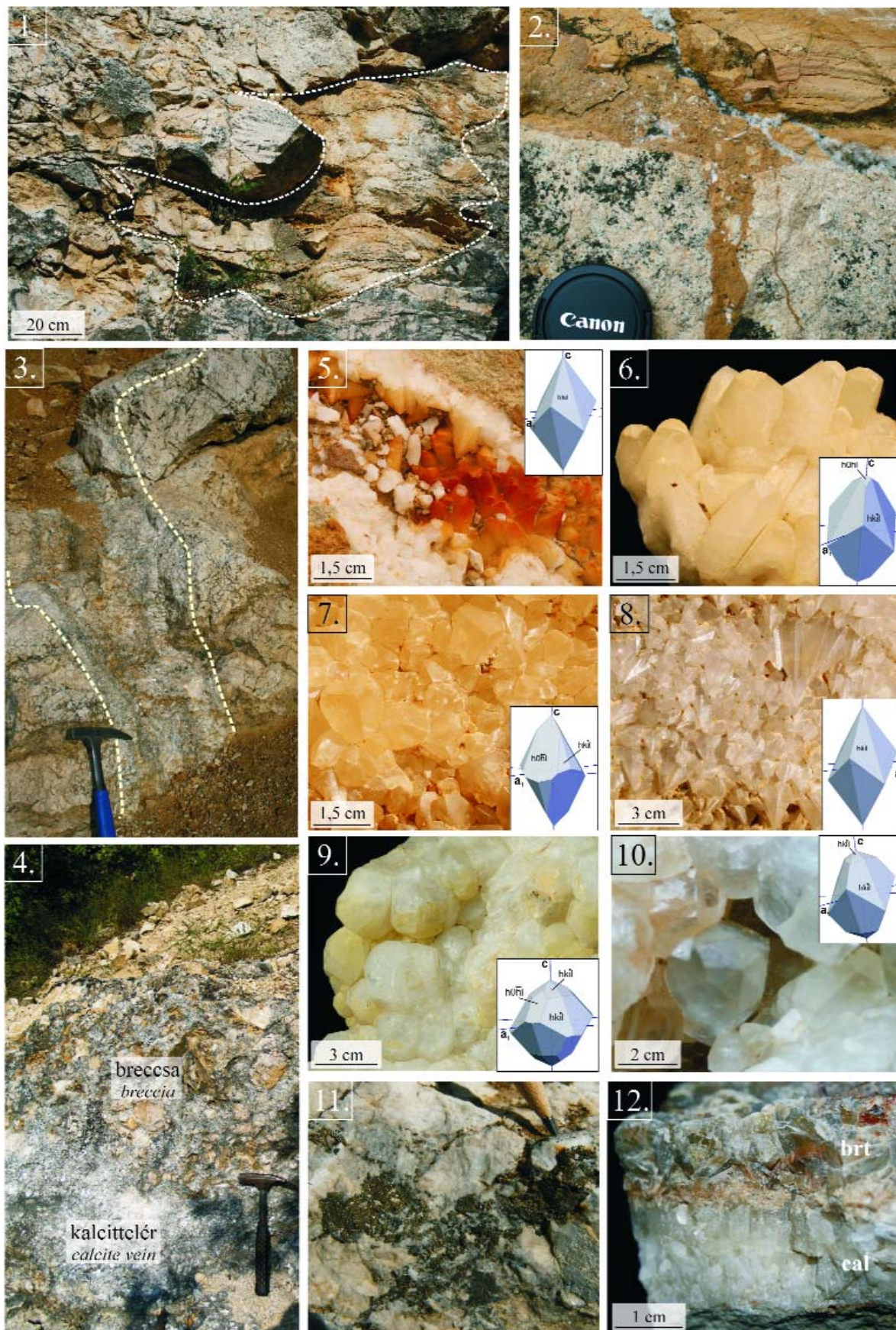
I. tábla — Plate I

1. Laminált üledékkel kitöltött, rétegpárhuzamos paleokarsztos üreg, Fenyőgyöngye-kőfejtő — *Bed-parallel palaeokarstic cavity filled by laminated internal sediment, Fenyőgyöngye Quarry*
2. Paleokarsztos üregkitöltő anyag a befogadó kőzetbe szivárog (2. képen látható üreg alsó határa), Mátyás-hegy — *Infiltration of the infilling sediment into the host rock, Mátyás Hill*
3. Sávos kalcittelér Dachsteini Mészköben, Róka-hegy — *Banded calcite vein hosted in Dachstein Limestone, Róka Hill*
4. Kalcittelér és az azt övező breccaszóna, Fenyőgyöngye-kőfejtő — *Breccia zone in contact with calcite vein, Fenyőgyöngye Quarry*
5. Szkalenoéderez kalcit és kristályrajza (1. típus), Lapos-bánya — *Scalenoedral calcite and its theoretical crystal shape (type 1), Lapos Quarry*
6. Szkalenoéderez, romboéder lappal tompított kalcit és kristályrajza (2. típus), Lapos-bánya — *Scalenoedral calcite combined with rhombohedral faces and its theoretical crystal shape (type 2), Lapos Quarry*
7. Kis-sváb-hegyi (3. típusú) kalcit és kristályrajza, Lapos-bánya — *Kis-sváb-hegy-type calcite and its theoretical crystal shape (type 3), Lapos Quarry*
8. Átlátszó, szkalenoéderez kalcit és kristályrajza (4. típus), Lapos-bánya — *Transparent, scalenoedral calcite and its theoretical crystal shape (type 4), Lapos Quarry*
9. Izometrikus kalcit és kristályrajza (5. típus), Lapos-bánya — *Equant calcite and its theoretical crystal shape (type 5), Lapos Quarry*
10. Dupla szkalenoéderez kalcit és kristályrajza (6. típus), Lapos-bánya — *Double-scalenoedral calcite and its theoretical crystal shape (type 6), Lapos Quarry*
11. Markazit kalcit mellett, Dachsteini Mészköben, Róka-hegy — *Marcasite and calcite vein hosted in Dachstein Limestone, Róka Hill*
12. Táblás baritkristályok kalciton, Lapos-bánya — *Tabular barite crystals postdating calcite, Lapos Quarry*

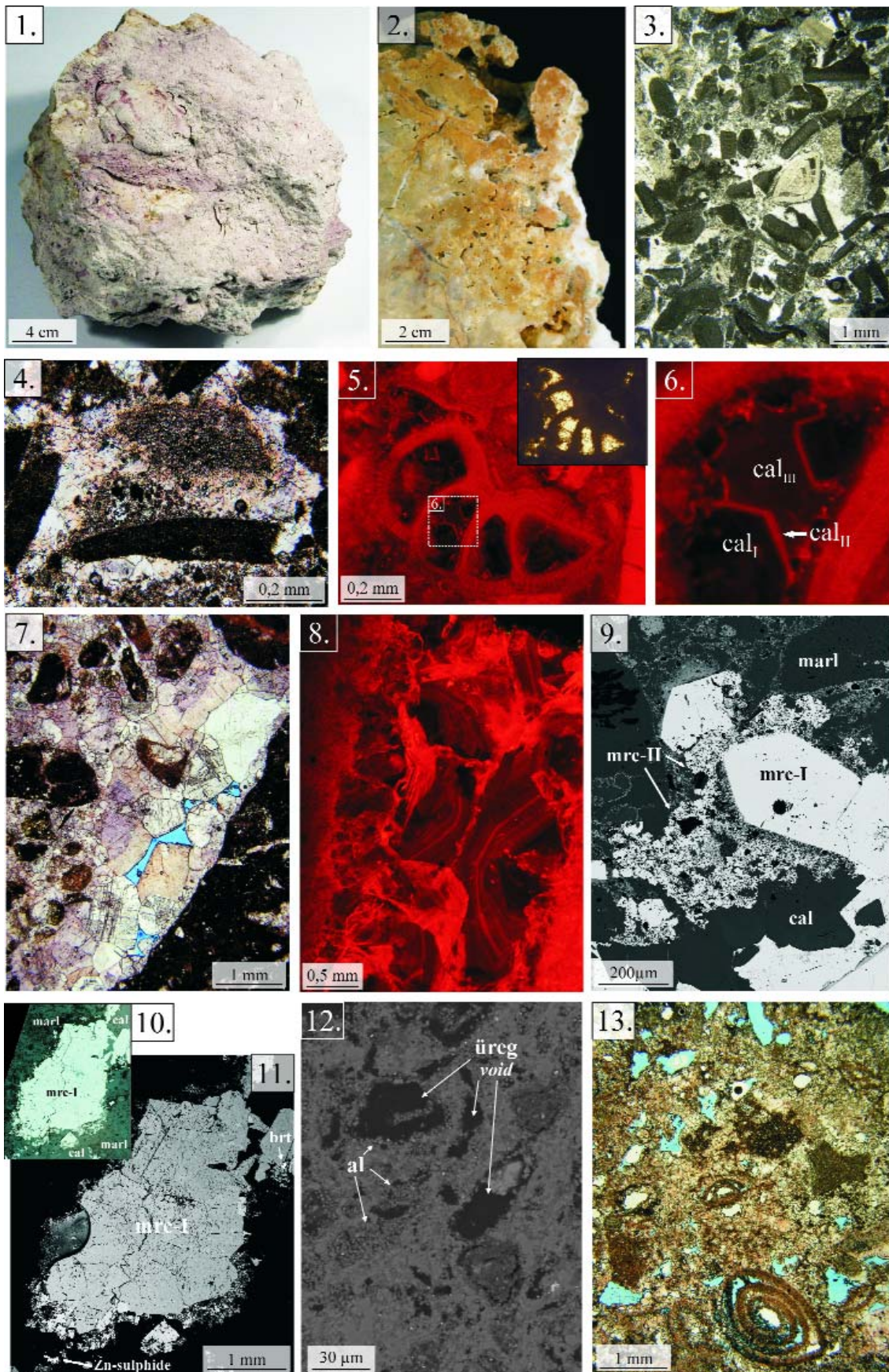
II. tábla — Plate II

1. Oldott márga biomold üregekkel, Mátyás-hegy — *Biomold porosity in leached marl, Mátyás Hill*
2. Neokarsztos üreg határa és a felszínén található borsó-kiválás vágott felületén (minta a Fenyőgyöngye-kőfejtőből) — *Cave popcorn on the wall of neokarstic vug (cut surface)(sample from Fenyőgyöngye Quarry)*
3. Intergranuláris kalcitcement bioklasztos Szépvölgyi Mészköben, 1N (minta a Fenyőgyöngye-kőfejtőből) — *Intergranular cement in bioclastic Szépvölgy Limestone, 1N (sample from Fenyőgyöngye Quarry)*
4. Vasat nem tartalmazó és vasgazdag kalcit a Szépvölgyi Mészkö intergranuláris pórussterében, festett csiszolat, 1N (minta a Fenyőgyöngye-kőfejtőből) — *Iron-free and iron-rich intergranular calcite in the Szépvölgy Limestone. Stained thin section, 1N (sample from Fenyőgyöngye Quarry)*
5. Belső üledék és betemetődési CL zonációt mutató intragranuláris kalcitcement geopetális szerkezetként gastropoda-vázban (minta a Fenyőgyöngye-kőfejtőből) — *Internal sediment and normal CL zoned intragranular calcite cement showing geopetal structure in a Gastropod shell (sample from Fenyőgyöngye Quarry)*
6. Nem lumineszkáló (kalcit-I), fényesen (kalcit-II) és tompán lumineszkáló (kalcit-III) cement gastropoda-vázban — *Non-luminescent (calcite-I), bright luminescent (calcite-II) and dull luminescent (calcite-III) phases cementing the intragranular porespace of a Gastropod shell.*
7. Fe-gazdag (lila) mag a breccsát cementáló hidrotermális kalcitban, festett csiszolat, kék gyantával kezelt minta 1N, (minta a Fenyőgyöngye-kőfejtőből) — *Iron-rich core of the hydrothermal calcite cementing breccia. Stained thin section impregnated with blue-dyed resin (sample from Fenyőgyöngye Quarry)*
8. Fenyőgyöngyei paleokarsztos üregkitöltés laminával párhuzamosan húzóódó hidrotermális kalcit lumineszcens zonációja — *Cathodoluminescent zonation of hydrothermal calcite veinlet that occurs parallel to the laminae of the infilling sediment of a palaeokarstic cavity, Fenyőgyöngye Quarry*
9. Visszaszórt elektronkép a két különböző megjelenésű markazitról (mrc-I: üde markazit, mrc-II: szivacsos markazit) (minta a Lapos-bányából) — *BSE image of marcasite of two different appearances (mrc-I: fresh marcasite, mrc-II: spongy marcasite)(sample from Lapos Quarry)*
10. Visszaszórt elektronkép üde markazitról (mrc-I) Zn-szulfiddal és barittal (minta a Lapos-bányából) — *BSE image of marcasite (mrc-II) associated with barite and a Zn-sulphide phase (sample from Lapos Quarry)*
11. Fenn-nőtt alunit kristályok az oldott márga pórusaiban, visszaszórt elektronképen (minta a Mátyás-hegyről) — *BSE image of alunite in the pore space of the leached marl (sample from Mátyás Hill)*
12. Másodlagos porozitás a mészkőben egy neokarsztos üreg határán, kék gyantával kezelt minta, 1N (2. képen látható mintából készült csiszolat) — *Secondary porosity of the limestone on the margin of a neokarstic cavity 1N (sample on picture 2, impregnated with blue-dyed resin)*

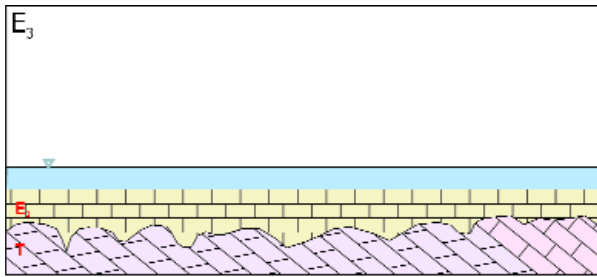
I. tábla — Plate I



II. tábla — Plate II

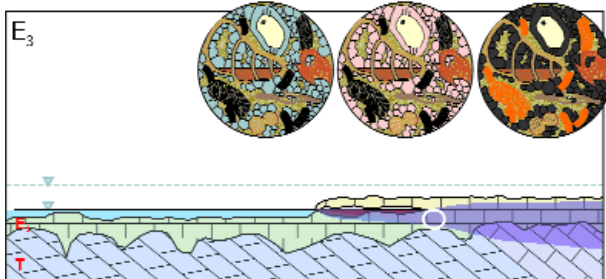


I. melléklet — Appendix I

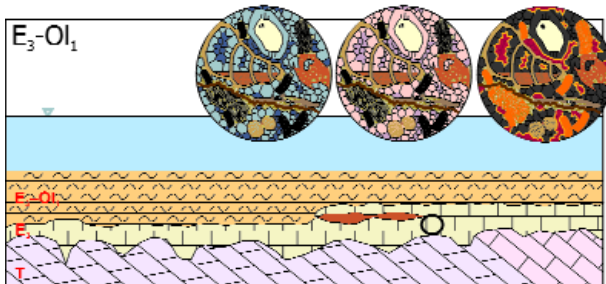


Eocén (*Eocene*)

- sekélytengeri mészkőképződés
limestone sedimentation in shallow marine environment

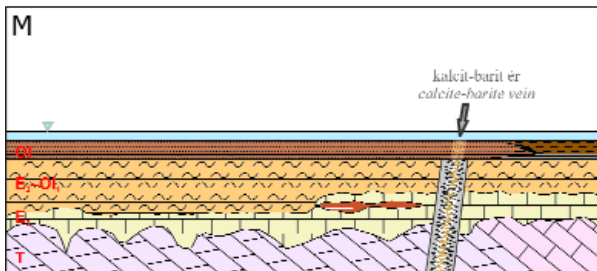


- az eocén mészkő korai karsztosodása
early karstification of the Eocene limestone
- karsztos üregek kitöltődése az oldási maradékkal
infilling of the cavities by the dissolutional residue of the limestone
- a mészkő cementációja meteorikus íreatikus és keveredési zónában (kalcit I)
cementation of the limestone in the meteoric phreatic and mixing zone



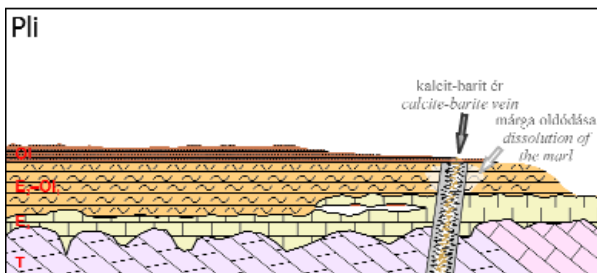
Eocén–oligocén (*Eocene Oligocene*)

- transzgresszió
transgression
- a mészkő sekélydiagenetikus cementációja (kalcit II és III)
cementation of the limestone in shallow burial realm (calcite-II and III)
- nyomási oldódás
pressure solution



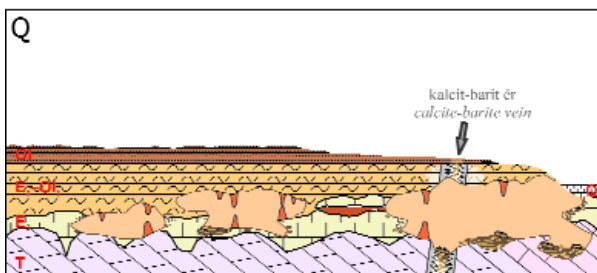
Miocén (*Miocene*)

- hidrotermális erezés (kalcit, barit, szulfidok)
formation of hydrothermal veins (calcite, barite, sulphides)



Pliocén? (*Pliocene?*)

- erózió
erosion
- márga oldódása (alunit kiválás)
leaching of marl along Miocene veins (precipitation of alunite)



Pliocén–holocén (*Pliocene-Holocene*)

- barlangképződés
formation of caves
- travertínó képződés
formation of travertines
- speleotémák kiválása
precipitation of speleothems